

COMMUNAUTE FRANÇAISE DE BELGIQUE
UNIVERSITE DE LIEGE – GEMBLoux AGRO-BIO TECH

**REDISTRIBUTION DU SOL AU
SEIN D'UN BASSIN VERSANT
AGRICOLE : MÉTHODES DE
MESURE NOVATRICES ET ESSAI
DE MODÉLISATION**

Nathalie PINEUX

Dissertation originale présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en
sciences agronomiques et ingénierie biologique

Promotrice : Aurore DEGRE

Co-promoteur : Gilles COLINET

Année civile 2018

Copyright. Cette œuvre est sous licence Creative Commons. Vous êtes libre de reproduire, de modifier, de distribuer et de communiquer cette création au public selon les conditions suivantes :

- paternité (BY) : vous devez citer le nom de l'auteur original de la manière indiquée par l'auteur de l'œuvre ou le titulaire des droits qui vous confère cette autorisation (mais pas d'une manière qui suggérerait qu'ils vous soutiennent ou approuvent votre utilisation de l'œuvre) ;
- pas d'utilisation commerciale (NC) : vous n'avez pas le droit d'utiliser cette création à des fins commerciales ;
- partage des conditions initiales à l'identique (SA) : si vous modifiez, transformez ou adaptez cette création, vous n'avez le droit de distribuer la création qui en résulte que sous un contrat identique à celui-ci.

À chaque réutilisation ou distribution de cette création, vous devez faire apparaître clairement au public les conditions contractuelles de sa mise à disposition. Chacune de ces conditions peut être levée si vous obtenez l'autorisation du titulaire des droits sur cette œuvre. Rien dans ce contrat ne diminue ou ne restreint le droit moral de l'auteur.

PINEUX Nathalie (2018). Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole : méthodes de mesure novatrices et essai de modélisation (Thèse de doctorat). Université de Liège, Gembloux Agro-Bio Tech, Gembloux, Belgique, 198 p., 15 tabl., 89 fig.

Résumé

L'érosion de terres agricoles crée d'importants problèmes environnementaux dans la ceinture loessique européenne et induit des schémas de redistribution de sol à l'échelle du paysage. Ces schémas sont complexes mais leur connaissance est pourtant nécessaire à la lutte contre l'érosion des terres accélérée et non contrôlée, et dans ce but, des modèles spatialement distribués sont largement utilisés. Or, ceux-ci doivent s'appuyer sur des données de terrain notamment à l'échelle du bassin versant et à de hautes résolutions, actuellement peu disponibles car coûteuses et chronophages. Cette carence réclame le développement de nouvelles approches d'acquisition de données de terrain.

Cette thèse multiplie les méthodes de mesure pour évaluer les évolutions d'altitude spatialisées au sein d'un bassin versant. Un bassin versant limoneux (116 ha) de Belgique centrale majoritairement cultivé a été étudié.

La fiabilité de la technique de photogrammétrie sur base d'images acquises par drones a été évaluée pour sa première application dans un contexte d'érosion diffuse. Les MNS (modèles numériques de surface) de très hautes résolutions délivrés (pixels de 6 cm) permettent de calculer des chemins d'écoulements très précis. Leur comparaison à deux ans d'intervalle identifie des tendances de l'érosion vers le dépôt au sein des pentes. Toutefois, à l'échelle du bassin versant, des développements dans les étapes de traitement des données acquises par drones sont requis et sont déjà en pleine expansion.

Étant donné la haute variabilité inter-annuelle de l'érosion, des mesures sur quelques décennies sont également importantes. L'actualisation de la carte des sols de 1956 indique qu'une grande proportion de sols classifiés comme non érodés en 1956 sont fortement érodés en 2015 (52 % du bassin contre 8 % en 1956). Certaines zones de colluvions ont été temporairement sujettes à l'érosion puis recouvertes à nouveau par des colluvions au cours des 60 ans. Seules les zones les plus planes près des limites de bassin restent dans la catégorie des sols non érodés ou soumis à faible érosion. Une moyenne des taux d'érosion nets (37t/ha.an) a pu être calculée en comparant les deux cartes, ce qui classe cette technique parmi les rares permettant une spatialisations quantitative de l'érosion/dépôt à l'échelle du bassin versant.

Pour répondre au mieux à l'objectif de connaissance de l'érosion, un modèle de type expert - c.-à-d. dont les règles sont établies par expertise - (LandSoil) a été adapté sur base du suivi régulier de terrain et testé par courtes périodes de temps. Dans ce modèle, peu d'évènements génèrent du ruissellement ou des évolutions d'altitude. Par contre, quand il en modélise, les quantités modélisées sont plus

importantes, ce qui laisse supposer une meilleure représentation de la réalité lors des simulations sur de longues échelles de temps. Par ailleurs, les schémas d'évolution d'altitude de LandSoil permettent de montrer qu'en fonction de la période de l'année, le modèle accorde plus d'importance tantôt à l'effet parcelle, tantôt à l'hydrologie et l'érosion concentrée.

Mots-clés : Ceinture limoneuse européenne, bassin versant agricole, dynamique de l'érosion/dépôt, drone, carte des sols, modélisation spatiale.

PINEUX Nathalie (2018). Soil redistribution within an agricultural watershed: innovative methods of measurement and test of modeling (PhD thesis). University of Liège, Gembloux Agro-Bio Tech, Gembloux, Belgium, 198 p., 15 tabl., 89 fig.

Abstract

Erosion of agricultural land creates significant environmental problems in the European loess belt and induces soil redistribution patterns at the landscape scale. These patterns are complex but their knowledge is nevertheless necessary to the fight against accelerated and uncontrolled land erosion and for this purpose, spatially distributed models are widely used. However, they must rely on field data especially at the watershed scale and at high resolutions, currently few available because expensive and time-consuming. This deficiency calls for the development of new approaches for field data acquisition.

This thesis multiplies measurement methods to evaluate spatialized altitude evolutions within a watershed. A silty-loam watershed area (116ha) in central Belgium, mainly cultivated, was studied.

The reliability of the photogrammetry technique based on images acquired by drones was evaluated for its first application in a context of diffuse erosion. The very high resolution delivered MNS (pixels size: 6cm) enable to calculate very precise flow paths. Their comparison at two years apart identifies trends of erosion to deposition along the slopes. However, at the watershed scale, developments in the workflow processing of data acquired by drones are required and are already expanding.

Given the high inter-annual variability of erosion, measurements over a few decades are also important. The updating of the 1956 Soil map indicates that a large proportion of soils classified as not eroded in 1956 are heavily eroded in 2015 (52% of the watershed compared to 8% in 1956). Some colluvium areas were temporarily subjected to erosion and then covered again by colluvium over 60 years. Only the most flat areas near watershed boundaries remain in the non-eroded or low erosion category. An average of the net erosion rates (37t/ha.yr) could be calculated by comparing the two maps, which ranks this technique among the few allowing a quantitative spatialization of erosion / deposition at the watershed scale.

To best meet the goal of erosion knowledge, an expert-based model - i.e. whose rules are established by expertise - (LandSoil) was adapted based on regular field monitoring and tested in short periods of time. In this model, few events generate runoff or altitude changes. On the other hand when it models runoff or altitude changes, modeled quantities are larger, suggesting a better representation of reality during simulations over long time scales. In addition, LandSoil's altitude evolution patterns show that, depending on the period of the year, the model sometimes focuses on the parcel effect or on the hydrology and the concentrated erosion.

Keywords : European loess belt, watershed, erosion / deposition dynamics, drone, soil map, spatial modeling.

Remerciements

Merci aux différents membres de mon jury qui ont accepté de juger mon travail.

Je commencerai tout d'abord à remercier ma promotrice Aurore Degré pour ses relectures et conseils qui m'aidaient à prendre de la hauteur, à sortir le nez du guidon et à me poser les bonnes questions. Ses conseils, que j'applique encore souvent au quotidien, ont ainsi contribué à compléter ma formation universitaire. Mais aussi un merci particulier de m'avoir encouragé à finir la thèse alors que j'étais sortie du monde académique depuis le début de l'année 2017.

Je tiens aussi à remercier mon co-promoteur Gilles Colinet pour avoir cru en moi dès les études (puisque ça a été finalement le point de départ de toute cette aventure), et par la suite pour ses nombreuses invitations à faire le point sur la thèse en s'inquiétant aussi bien des aspects scientifiques que moraux. Merci aussi de m'avoir présenté à Didier Michot.

Merci à Charles Bielders pour son enthousiasme, son encouragement et pour ses commentaires, tout au long de la thèse mais aussi globalement de toutes ces années de convention, toujours très justes, posés, affûtés, pertinents et nécessaires. Merci à Didier Michot pour son accueil chaleureux en ses murs lors de mes trois visites à Rennes à la découverte de LandSoil et pour sa confiance. Merci à Philippe Lejeune pour son esprit de synthèse et son dynamisme qui rythmaient nos réunions. Merci à Jean-Thomas Cornelis pour ses commentaires sur mon manuscrit.

Merci aussi à mes collègues de labo qui se sont succédés durant ces années pour leurs conseils ou leur soutien (Elé, Moussa, Nora, Pauline, Joran, Joëlle, Florine, Vincent, Sophie, Sarah, Stéphane, Daniel, Patricia). Dju, Maud, Alex et Débo : merci la dreamteam pour nos poses thés du début. Et puis, un merci tout particulier à mon partenaire de bureau et de travail, Gilles, pour son calme et sa sérénité, et à Katia, pour sa présence si primordiale et son encouragement sans faille.

Je tiens aussi à remercier l'autre côté de la force de l'axe - le site maréchal Juin - sans qui ça n'aurait pas été pareil. Merci d'abord aux membres du projet CNSW qui ont apporté une contribution significative au travail de terrain : Xavier, Brieuc, Mathilde, Jonas, Emilie et Serge. Mais merci aussi aux autres collègues de mes débuts et qui ne m'oubliaient jamais : Amandine, Malo, Françoise, Christophe, Florent, Billo, Kacem, Sébastien, Raphaël et Béatrice. Vos conseils, fous rires et esprit d'équipe ont été décisifs pour moi. Amandine et Malo, merci d'avoir été là pour moi du début jusqu'à la fin des dernières lignes de ce manuscrit.

Merci aussi aux TFistes que j'ai pu suivre durant ces années de recherche et qui ont contribué à ce travail : Vincent, Aurore et Julien.

Bien entendu, merci à la DDR du SPW pour avoir permis ce travail et m'y avoir même encouragé jusqu'au bout. Merci aux Gisériens qui ont contribué par leur suivi continu, à améliorer ce travail.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui ont permis la transversalité de cette thèse. J'aimerais remercier dans ce cadre Alain Monseur et Cédric Geerts, les pilotes de l'unité de gestion des ressources forestières et des milieux naturels pour leur peps et leurs compétences au top. Un tout grand merci aussi à Jonathan Lisein pour ses formations à la photogrammétrie avec passion, sa patience et son positivisme et pour m'avoir introduit auprès de Marc Pierrot-Deseilligny qui m'a prodigué quelques conseils pour la recherche liée au drone. Merci aussi à Marine Lacoste pour son accueil à Rennes plein de bonne volonté, pour sa clarté dans ses explications et pour sa grande disponibilité même à distance. Merci aussi à Alain Couturier et Stéphane Follain pour leur intérêt pour cette recherche et leur partage d'expériences.

Je voudrais également exprimer mes remerciements aux propriétaires des parcelles et aux agriculteurs qui nous ont permis d'effectuer des mesures sur leurs champs avec une très grande ouverture d'esprit. Merci aussi à la DGTA et à la commune de Court-Saint-Etienne pour avoir délivré les autorisations requises pour l'utilisation des drones.

Enfin, merci aussi aux relecteurs anonymes et éditeurs (qui ont finalement aussi consacré du temps à ce travail) pour leurs commentaires lors des articles qui ont aussi contribué à faire devenir la thèse ce qu'elle est.

Merci à mes amis qui ont permis de près ou de loin l'aboutissement de cette thèse et qui ont été aussi impacté par cette thèse finalement...

Je ne saurais clôturer ce manuscrit sans remercier Jerry. Merci d'avoir insisté pour que je boucle la thèse une fois que j'ai eu quitté ces vieux murs de Gembloux afin que je n'aie pas de regret même si ça a impliqué beaucoup d'adaptations dans notre vie à deux. Et ensuite, une fois engagés dans cette aventure, ce qui est devenu notre thèse nous a parfois empêchés d'avancer comme on le voulait dans les préparatifs d'une autre plus grande épopée... Mais malgré tout, le coach est resté dans la barque. Merci mon fiancé pour ta flexibilité dans notre vie privée et tes tables pivot ;-)

Et enfin, last but not least, mes remerciements ultimes s'adressent bien sûr mes parents et grands-parents qui m'ont soutenue depuis les balbutiements de ma scolarité. Merci maman et papa pour vos relectures, écoutes et corrections depuis le début de ce travail. Mais plus globalement, tout ceci est le fruit de valeurs, sacrifices et préceptes enseignés depuis la petite enfance. On n'en arrive pas là sans des parents comme vous, ce travail vous doit beaucoup !

Table des matières

Résumé	V
Abstract	VII
Remerciements	IX
Table des matières	XI
Liste des figures	XV
Liste des tableaux	XXI
Liste des acronymes	XXIII
Chapitre 1 : Introduction, objectifs et stratégie scientifique	1
1 Mise en contexte de la recherche	3
1.1 Facteurs contrôlant l'érosion	4
1.2 Augmentation de l'ampleur du phénomène	4
1.3 Conséquences de l'érosion	6
1.4 Appréhender le phénomène d'érosion	8
2 Objectifs et stratégie de recherche mise en œuvre	9
Chapitre 2 : Description de la zone d'étude	11
1 Contexte climatique	14
2 Contexte topographique	15
3 Contexte pédologique	17
4 Structure du paysage et occupation de sol	19
Chapitre 3 : Can DEM time series produced by UAV be used to quantify diffuse erosion in an agricultural watershed?	23
Abstract	25
1 Introduction	25
2 Material and methods	28
2.1 Study site	28
2.2 Data surveying	30
2.2.1 Flight method	30
2.2.2 Flight period	31
2.3 Photogrammetric workflow	31
2.4 Single DEM analysis	33
2.5 DEM differentiation	34
3 Results and discussion	34
3.1 DEM analysis	34

3.1.1	Evaluation of the high resolution DEM.....	34
3.1.2	DEM exploitation and comparison with field observations	41
3.2	Elevation change at event scale	42
3.3	Plain elevation evolution after 2 years.....	46
3.3.1	Plot analysis.....	46
3.3.2	Watershed analysis	51
4	Conclusions	53
	Chapitre 4 : Diachronic soil surveys: A method for quantifying long-term diffuse erosion?	55
	Abstract	57
1	Introduction	57
2	Material and methods	60
2.1	Study site	60
2.2	The initial Belgian soil map of the study site (1956).....	62
2.3	Data surveying.....	64
2.4	Comparison method.....	65
2.4.1	Working with soils map zones.....	65
2.4.2	Validation	66
2.4.3	Minimal and maximal case.....	66
2.4.4	Mass value calculation.....	67
3	Results and discussion.....	68
3.1	Validation of the methodology	68
3.2	Enriched soil map codification	68
3.3	Surface difference comparison	69
3.3.1	Evolution of the soils affected by weak erosion (Aba) in 1956.....	70
3.3.2	Evolution of the soils affected by strong erosion (AbB) in 1956	71
3.3.3	Evolution of the soils affected by deposition (Abp) in 1956.....	71
3.3.3.1	Thick colluvium (Abp0)	71
3.3.3.2	Thin colluvium (Abp(c)).....	72
3.4	Estimation of erosion rates	75
4	Conclusions	80
	Chapitre 5 : Modélisation des redistributions de sol au sein d'un petit bassin versant agricole à l'aide d'un modèle d'érosion spatialement distribué	83
	Résumé	85
1	Introduction	85

2	Matériel et méthodes	89
2.1	Site étudié	89
2.2	Suivi des processus se déroulant sur le bassin versant	91
2.2.1	Observations météorologiques	91
2.2.2	Observations de débits liquide et solide	93
2.2.3	Observations des états de surface du bassin	95
2.2.4	Observations des évolutions d'altitude ponctuelles à l'échelle évènementielle	97
2.2.5	Observations spatialisées de l'érosion et du dépôt	98
2.3	Modèle LandSoil	98
2.3.1	Les données d'entrée	99
2.3.1.1	La pluie	99
2.3.1.2	Les données topographiques	101
2.3.1.3	Les données pédologiques	101
2.3.1.4	L'organisation du paysage	101
2.3.1.5	L'occupation du sol et les pratiques culturales	102
2.3.2	Les règles expertes et modélisation des évolutions d'altitude	102
2.4	Analyse des résultats obtenus par modélisation	104
3	Résultats	104
3.1	Adaptation des règles expertes à notre contexte	104
3.1.1	La sélection d'un évènement pluvieux efficace	104
3.1.2	Capacité d'infiltration	105
3.1.3	Pluie d'imbibition	106
3.2	Ruissellement	107
3.2.1	Balance hydrologique	107
3.2.2	Accumulation du ruissellement par évènement	108
3.2.2.1	Analyse quantitative	109
3.2.2.2	Analyse qualitative	110
3.2.3	Confrontation aux mesures de terrain	111
3.3	Différences d'altitude	111
3.3.1	Patron spatial sur la globalité du BV	111
3.3.2	Patron spatial sur les zones de réglettes	114
3.3.2.1	2014	114
3.3.2.2	2016	116
4	Discussion et futures améliorations	116

4.1	Adaptation des règles expertes à notre contexte	117
4.2	Les résultats de simulation du modèle	118
Chapitre 6 : Discussion générale, conclusions et perspectives.....		121
1	Synthèse des résultats, enseignements et apports majeurs	123
2	Perspectives	128
Références		133
Annexes.....		157
1	Évolutions d'altitude des différentes plages pédologiques.....	159
2	Modèles réalisant la modélisation du détachement et transport des particules de sol ainsi que de la redéposition des sédiments.....	164
3	Observations météorologiques.....	169
4	Calcul de l'érosivité de la pluie	172
5	Analyse du coefficient de ruissellement sur le bassin d'Héவில்lers	173
6	Observations de débits liquide et solide	178
7	Test de sédimentation	181
7.1	Mode opératoire.....	181
7.2	Les résultats	182
8	Équations du modèle LandSoil.....	185
8.1	Le ruissellement.....	185
8.2	L'érosion diffuse.....	185
8.3	L'érosion linéaire.....	185
8.4	Le dépôt	186
8.5	L'érosion aratoire.....	186
9	Accumulation du ruissellement par évènement.....	187
9.1	Relation entre le ruissellement et les précipitations.....	187
9.2	Relation entre le ruissellement modélisé et observé.....	188
10	Confrontation des valeurs simulées par LandSoil aux mesures de terrain des différents exutoires	189
10.1	Point 1.....	189
10.2	Point 2.....	191
10.3	Point 3.....	193
11	Schémas d'évolution d'altitude modélisés	197
11.1	En 2014.....	197
11.2	En 2015.....	200
11.3	En 2016.....	201

Liste des figures

Chapitre 2

Figure II- 1. Situation générale du bassin versant étudié (vue aérienne mai 2014).	14
Figure II- 2. Diagramme climatique d'Héவில்lers (Source : http://fr.climate-data.org/ , 30/11/17).	15
Figure II- 3. Classe de pente du bassin versant d'Héவில்lers (en %).	16
Figure II- 4. Axes de concentration du ruissellement ERRUISSOL à l'exutoire au sein du bassin versant d'Héவில்lers, classés en 3 classes de surface contributive.	17
Figure II- 5. Carte des sols du bassin versant d'Héவில்lers de 1956.	18
Figure II- 6. Codification de la carte des sols pour les sigles pédologiques typiques de la ceinture limoneuse belge.	18
Figure II- 7. Photographies aériennes de 1947 à 2009.	19
Figure II- 8. Cartes IGN de 1866 à 2000.	20
Figure II- 9. Occupation de sol sur le bassin versant d'Héவில்lers.	21
Figure II- 10. Répartition des types de cultures au sein du bassin versant d'Héவில்lers entre 2012 et 2016.	21

Chapitre 3

Figure III- 1. Soil erosion in Belgium (from European Soil Portal), localisation of the studied watershed, and parcel numbers used in this article.	29
Figure III- 2. Timing of the UAS surveys for detecting sediment movements.	31
Figure III- 3. Spatial distribution of the residual z-errors of the GCPs on the DEMs A) 2011, B) 2012, C) 2013 and D) 2014.	38
Figure III- 4. Zoom on wood band and some grass strip delimiting the plot in reality (right) which are well identified on the DEM (left).	40
Figure III- 5. 2014 orthophotomosaic (example of muddy flows concentration).	41
Figure III- 6. Concentrated flow paths generated on the studied watershed (picture: Two concentrated flow paths on plot 6).	42
Figure III- 7. Transect through flow concentration axes (plots 3 and 6) from the DEMs measured by UAV.	43
Figure III- 8. Localisation of the transect used for the validation by graduated rulers in plot 2 (one ruler is highlighted).	44
Figure III- 9. Comparison of the difference in plain elevation between the DEMs in 2014 and 2013 with field measurements (graduated rulers).	45
Figure III- 10. Transects localisation.	47

Figure III- 11. Median of the 10 transects from the top to the bottom of plot 3 illustrating the difference in plain elevation between the DEMs in 2011 and 2013. 48

Figure III- 12. Median of the 10 transects from the top to the bottom of plot 4 illustrating the difference in plain elevation between the DEMs in 2011 and 2013. 48

Figure III- 13. Deposition accumulation in the bottom of plots 3 (left) and 4 (right). 49

Figure III- 14. Example of sediment deposition observed after a crop season at the bottom of the plot. The ruler is still visible on the top of the picture. 49

Figure III- 15. Transect through the grass strip (plot 6). 50

Figure III- 16. Surface roughness in December 2013 (left) and May 2014 (right). 51

Figure III- 17. Elevation difference between the 2011 and 2013 flights. 52

Chapitre 4

Figure IV- 1. Location of the study site in Belgium (from European Soil Portal). 60

Figure IV- 2. Aerial photographs from 1947 to 2009. 61

Figure IV- 3. Topographical maps from 1866 to 2000. 62

Figure IV- 4. Typical soil mapping units in the Belgian loess belt, in relation with their position along a slope. 63

Figure IV- 5. Soil map codification for the typical soil mapping units in the Belgian loess belt. 64

Figure IV- 6. Auger points in the studied watershed. 65

Figure IV- 7. Superimposition of the georeferenced drawing and the digital soil map. 66

Figure IV- 8. Schematic representation of the examination of the minimum (A.) and maximum (B.) erosion values. 67

Figure IV- 9. New soil map codification for the studied watershed. 68

Figure IV- 10. Belgian soil map of 1956 (left) and 2015 (right) for the studied watershed. 70

Figure IV- 11. Surface representation of the soil types in the catchment area in 1956 (left) and 2015 (right). 70

Figure IV- 12. (1) and (2): evolution from Aba to Abp. (3) and (4): extensions of Abp (to the detriment of the 1956 AbB). (5): contraction of the Abp0 area in favour of AbB. (6): evolution from Abp(c) to Abp1. 72

Figure IV- 13. Toposequence schematic evolution. 74

Figure IV- 14. Orthophotoplan of 1965. 75

Figure IV- 15. Landscape evolution since 1956 (the minimal erosion scenario). 76

Figure IV- 16. Landscape evolution since 1956 (the maximal erosion scenario). 77

Figure IV- 17. Erosion values measured using the diachronic soil surveys method in relation to the tolerable erosion rate for the deep and slightly stony soils in Wallonia.79

Figure IV- 18. Erosion values measured using the diachronic soil surveys method in relation to the JRC threshold for intervention.80

Chapitre 5

Figure V- 1. Parcellaire 2014.	90
Figure V- 2. Parcellaire 2015.	90
Figure V- 3. Parcellaire 2016.	91
Figure V- 4. Précipitations mensuelles (mm) entre 2014 et 2016.	92
Figure V- 5. Répartition de l'érosivité (en %) au sein de l'année (en 2014, 2015 et 2016) sur le bassin versant d'Héவில்lers.	93
Figure V- 6. Mesures de débit localisées sur le bassin versant.	94
Figure V- 7. Gabarit des différents stades de faciès.	95
Figure V- 8. Représentation des trois classes de couverture de la surface du sol : C1 = 0-20 %, C2 = 21 à 60 % et C3 = 61 à 100 % de couverture.	96
Figure V- 9. Représentation de la classe de rugosité R0 et R2.	97
Figure V- 10. Exemple de règles graduées.	98
Figure V- 11. Bilan infiltration – ruissellement pour l'évènement du 30 mai 2016.	108
Figure V- 12. Relation entre les évènements pluvieux ayant généré un dépassement de seuil au point 4 et les simulations LandSoil.	109
Figure V- 13. Relation entre les évènements sélectionnés comme efficaces dans LandSoil et les mesures in-situ.	109
Figure V- 14. Photos de l'axe traversant la parcelle 5 comme simulé par LandSoil.	112
Figure V- 15. Axe d'érosion dans la parcelle 2 comme représenté dans la modélisation de LandSoil.	113
Figure V- 16. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 04/07/14 au 17/07/14.	114
Figure V- 17. Illustration de la zone de dépôt identifiée en zone 7 en 2014.	115
Figure V- 18. Exemple de buttes de pommes de terre remplies après le premier orage après leur mise en place.	116

Annexes

Figure- 1. Installations météo sur le bassin versant d'Héவில்lers.	170
---	-----

Figure- 2. Comparaison journalière entre la station IRM d'Ernage et le pluviographe (gauche) et entre la station IRM d'Ernage et le disdromètre (droite).171

Figure- 3. Comparaison journalière entre le pluviographe et les stations météo du réseau PAMESEB alentours (Louvain-la-Neuve et Sombreffe). 171

Figure- 4. Coefficient de ruissellement pour tous les évènements pluvieux de 2012 à 2016 avec des horizontales représentant la moyenne des évènements par points de mesure..... 174

Figure- 5. Relation entre le coefficient de ruissellement et la somme des précipitations de l'évènement. 174

Figure- 6. Relation entre le coefficient de ruissellement et la somme des pluies antécédentes les deux jours précédents l'évènement. 175

Figure- 7. Relation entre le coefficient de ruissellement et la durée de l'évènement. 175

Figure- 8. Relation entre le coefficient de ruissellement et l'intensité maximale de l'évènement. 176

Figure- 9. Relation entre le coefficient de ruissellement et la durée efficace de l'évènement. 176

Figure- 10. Relation entre le coefficient de ruissellement et la saison de l'évènement. 177

Figure- 11. De gauche à droite : photos illustrant le point 1, le point 2 et le point 3. 180

Figure- 12. Point de mesure 4 avant le 18 juin 2015 (gauche) et après le 18 juin 2015 (droite). 180

Figure- 13. Illustration des cadres en bois, remplissage des 50 g/L en premier, et évolution du cadre 1 en exemple et couverture des cadres..... 182

Figure- 14. Évolution des sédiments dans les cadres en bois (valeur moyenne des 9 règles) de h0 à h96..... 183

Figure- 15. Évolution des sédiments dans les cadres en bois (valeur moyenne des 9 règles) de h1 à h96..... 183

Figure- 16. Volumes simulés par LandSoil en fonction de la somme des précipitations. 187

Figure- 17. Volumes mesurés in-situ au point de mesure 3 en fonction de la somme des précipitations..... 187

Figure- 18. Volumes simulés par LandSoil en fonction des volumes mesurés (m3) (droite 1 : 1 en gras)..... 188

Figure- 19. Volumes simulés par LandSoil en fonction de la hauteur maximal mesurée au point de mesure 4 pour les évènements une h>20cm a été mesurée.... 188

Figure- 20. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 01/04/14 au 03/06/14. 197

Figure- 21. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 04/07/14 au 17/07/14.....	198
Figure- 22. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 17/07/14 au 01/08/14.....	199
Figure- 23. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 23/04/15 au 09/06/15.....	200
Figure- 24. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 09/05/16 au 29/06/16.....	201
Figure- 25. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 11/07/16 au 05/08/16.....	202
Figure- 26. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 05/08/16 au 08/09/16.....	203

Liste des tableaux

Chapitre 3

Table III- 1. Photoscan final parameters settings.	33
Table III- 2. Summary statistics of the 2011, 2012, 2013 and 2014 flights.	35
Table III- 3. Evaluation of the accuracy of each image block using GCPs as check points in a cross validation approach.....	37

Chapitre 4

Table IV- 1. Table explaining all the codes in terms of words.	69
---	----

Chapitre 5

Table V- 1. Modèles réalisant la modélisation du détachement et transport des particules de sol ainsi que de la redéposition des sédiments	88
Table V- 2. Définition des classes de faciès (Bresson et Boiffin, 1990).....	95
Table V- 3. Classes de rugosité du sol (Ludwig et al., 1995).....	96
Table V- 4. Les 8 périodes d'étude sélectionnées et les paramètres de pluie associés.....	101
Table V- 5. Exemple d'itinéraire technique type par culture.....	102
Table V- 6. Capacité d'infiltration (mm/h) en fonction des états de surface. Les cases laissées blanches sont des combinaisons non rencontrées au sein du bassin versant étudié. En noir les valeurs utilisées dans la présente étude (celles en gras sont les plus représentatives et donc mesurées sur site). En vert : Evrard (2008). En rouge : Cerdan et al. (2001).....	106
Table V- 7. Pluies d'imbibition en fonction de la capacité d'infiltration et des pluies antécédentes sur 48h (P48). En noir les valeurs utilisées dans la présente étude. En vert : Lacoste (2012). En rouge : Cerdan et al. (2001).....	107

Annexes

Table- 1. Paramètres météorologiques mesurés sur le bassin versant expérimental.	169
Table- 2. Points de mesure du débit.	178
Table- 3. Evolution de la densité dans les cadres.....	184
Table- 4. Détermination de la charge solide maximale transmise par un pixel par le ruissellement.....	186

Liste des acronymes

BV: bassin versant

CN: curve number

CR: coefficient de ruissellement

DCENN : Direction des Cours d'Eau Non Navigables

DEM : digital elevation model

DGPS: Differential Global Positioning System

GISER: gestion intégrée sol-érosion-ruissellement

GPRS: General Packet Radio Service

IRM: institut royal météorologique

LiDAR : light detection and ranging

MNS : modèle numérique de surface

MNT : modèle numérique de terrain

Pameseb : a.s.b.l. pour la Promotion de l'Agrométéorologie dans le Sud-Est de la Belgique

PGRI : plan de gestion des risques d'inondations

RMSE: root mean square error

SPW/DGO3/DRCE : Service public de Wallonie- Direction générale de l'agriculture, des ressources naturelles et de l'environnement – Département de la ruralité et des cours d'eau

WRB : World Reference Base

Chapitre 1

**Introduction, objectifs et stratégie
scientifique**

1 Mise en contexte de la recherche

L'érosion des sols peut être définie comme un processus de dégradation de la surface du sol et de modification du relief impliquant successivement le détachement de particules de sol, leur transport sous l'action de divers agents (l'eau : érosion hydrique, le vent : érosion éolienne, les outils de travail du sol : érosion aratoire, la gravité : glissement de terrain, les glaciers : érosion glaciaire et les techniques d'arrachage des cultures à tubercules : érosion par arrachage) et ensuite leur dépôt à une distance pouvant varier de moins d'un mètre à plusieurs milliers de kilomètres (Dautrebande et al., 2006 ; Dautrebande et Sohier, 2006). En Belgique, les processus d'érosion du sol sont principalement actifs dans les champs (Gillijns et al., 2005a). L'érosion des sols cultivés est principalement causée par trois des agents précités : l'eau, le travail du sol et l'arrachage de certaines cultures. Des glissements de terrain peuvent également se produire.

Le détachement par érosion hydrique se produit principalement d'abord par l'impact des gouttes de pluie sur le sol individualisant les particules et ensuite par le cisaillement qu'exerce l'eau de ruissellement à la surface du sol. Une fois détachées, les particules sont transportées essentiellement par l'eau de ruissellement et, dans une bien moindre mesure, par bonds successifs sur des pentes fortes lors du rejaillissement. L'érosion hydrique des terres agricoles peut prendre différentes formes : diffuse sur l'ensemble de la parcelle de façon relativement uniforme et concentrée dans des incisions (ravines ou rigoles) permettant à l'eau d'acquérir des vitesses plus importantes et donc de détacher plus de particules. Les particules de l'eau de ruissellement se redéposent lorsque la pente devient moins forte, lorsqu'un ralentissement apparaît au travers de la longueur de pente, ou lorsqu'une zone avec une plus grande capacité d'infiltration où l'eau peut se réinfiltrer apparaît dans le chemin de l'eau. Des valeurs de perte en sol de 3 à 16 t/ha.an environ ont été mesurées sur différentes échelles temporelles et spatiales (Bollinne, 1977 ; Vandaele and Poesen, 1995 ; Vandaele, 1997 ; Gillijns et al., 2005b).

Concernant l'érosion par travail du sol sur un terrain en pente, la terre soulevée par les outils de travail du sol est transportée préférentiellement sur une courte distance vers le bas de la pente, que le travail se fasse parallèlement ou perpendiculairement à la pente. Ce type d'érosion se produit sur les parties convexes du terrain et immédiatement en aval des limites de parcelles. La terre ainsi érodée se redépose au sein même de la parcelle dans les parties concaves et immédiatement en amont des limites de parcelle (Govers et al., 1994; Van Oost et al., 2000; De Alba, 2003; Papiernik et al., 2009). Pour la parcelle dans son ensemble, l'érosion aratoire ne se traduit donc pas par une perte en terre à l'exutoire du bassin versant mais elle engendre des redistributions de sol jusqu'à 5 fois plus importantes que celles engendrées par l'érosion hydrique (Chartin, 2011) ainsi que des changements dans les caractéristiques des profils de sol (Van Oost et al., 2005).

Enfin, au sujet de l'arrachage des cultures à racines et à tubercules (pommes de terre, betteraves, chicorées, carottes, ...), une certaine quantité de terre collée sur les racines et tubercules quitte la parcelle (la tare terre). Cette quantité varie en fonction de la culture, de la nature du sol, de l'humidité du sol au moment de l'arrachage et des équipements utilisés (Poesen et al., 2001). Cette forme d'érosion est indépendante du relief des parcelles. Des taux de perte de 10t/ha par récolte de tubercule ont été mesurés (Poesen et al., 2001).

1.1 Facteurs contrôlant l'érosion

La perte en sol est un processus naturel. Selon Morgan (2005), les taux naturels d'érosion sont rarement plus hauts que 1 t/ha.an. Le taux de formation des sols en Europe a été estimé, quant à lui, à 0.4-1.3 t/ha.an (Verheijen et al., 2009). Mais on sait que l'équilibre délicat entre l'exploitation des ressources naturelles et la résilience de l'environnement peut être facilement violé. Réduire le plus possible les dégradations faites à la terre était l'un des crédos notamment de la conférence des Nations unies sur le développement durable 2012 (dite Rio+20).

L'érosion des sols cultivés est influencée par de nombreux facteurs : les propriétés physiques et chimiques du sol intrinsèques ou induits par les pratiques agricoles (texture, perméabilité, structure du sol et taux de matière organique), les agents érosifs (l'impact de la goutte de pluie lié à l'intensité des pluies, le ruissellement et les outils de travail du sol), la pente, la fragmentation du paysage et les différents usages du sol et gestions associés en terme de couverture du sol (Morgan, 2005 ; Verheijen et al., 2009). Certains choix de travail du sol créent aussi un réseau de concentration progressive des flux, de telle sorte que les eaux de ruissellement boueuses s'y rassemblent et prennent de la vitesse comme par exemple dans le cas des coins de champ en entonnoir.

Ces facteurs présentent différents degrés et schémas de variabilité spatiale : de l'échelle régionale (climat) à l'échelle du champ (propriété de surface du sol, usage du sol et gestion). Leur interaction à travers l'espace induit que les processus d'érosion/dépôt prédominants, leur intensité et leur variation peuvent différer radicalement à travers un champ, une pente, et d'une pente à une autre (Chartin, 2011).

1.2 Augmentation de l'ampleur du phénomène

Les sols ont été de tout temps soumis à l'érosion mais depuis quelques décennies, une nouvelle dynamique d'évolution des sols est en marche où le phénomène érosif semble s'être amplifié sur les terres agricoles. L'altération des sols est ainsi plus rapide que sa formation. Beaucoup d'études indiquent que l'impact des activités humaines ont mené à une augmentation des taux d'érosion du sol et de déposition de sédiments à travers le monde (par exemple Pimentel et al., 1995; Verstraeten et al., 2009; Świtoniak, 2014). Tout comme pour les facteurs de l'érosion qui viennent d'être abordés, les causes de l'augmentation de l'érosion, elles aussi, sont

influencées par des échelles du niveau supérieur ont des impacts sur les niveaux spatiaux inférieurs.

En fixant des prescriptions qui ont un impact sur l'occupation du sol, les politiques interfèrent dans les choix des agriculteurs en matière de spéculations et ont souvent une influence indirecte importante sur le risque d'érosion. Ainsi, l'évolution des marchés mondiaux fixant des prix plus élevés pour les cultures de printemps est un facteur déterminant. De plus, ces cultures sont en général des cultures à contrat pour lesquels les entreprises exploitant les parcelles assurent une garantie de revenus aux propriétaires. Ainsi, en Wallonie, les rotations ont changé et impliquent plus souvent des cultures à risque pour les sols. Au sein de la surface agricole utile wallonne, depuis 1980, les surfaces dédiées à la pomme de terre augmentent de 753 ha/an, celles dédiées au maïs de 629 ha/an et celles dédiées au lin de 183 ha/an (SPW, 2017). Or, ces cultures de printemps rendent les sols plus sensibles à l'érosion. Celles-ci impliquent souvent une couverture du sol limitée pendant les mois où les précipitations sont les plus érosives et un lit de germination fin (Papy et Douyer, 1991; Vandaele et Poesen, 1995 ; Vandaele, 1997). L'affinement important de la couche superficielle du sol favorise la formation d'une croûte de battance et/ou peut conduire à une érosion potentiellement plus grande. De plus, il s'agit souvent de cultures à racines et à tubercules (pommes de terre, betteraves, chicorées, carottes, ...) rajoutant une source de perte en sol supplémentaire lors de l'arrachage lors duquel une certaine quantité de terre collée sur les racines et tubercules quitte la parcelle. De surcroît, ces cultures se caractérisent par des conditions de récolte souvent moins favorables pour l'état des sols (SPW, 2017).

Par ailleurs, en Wallonie, entre 1980 et 2015, les systèmes agraires ont évolué, diminuant les surfaces consacrées aux prairies permanentes de 2576ha/an (soit une diminution de 23%).

Depuis la seconde guerre mondiale, une évolution importante et rapide du monde agricole a engendré le développement de nouveaux systèmes de production, et par conséquent la réorganisation spatiale des paysages agricoles directement par les agriculteurs (échange) ou bien imposée par des décisions d'ordre politique (Antrop, 2005). La géométrie des parcellaires a évolué vers des parcelles continues (et donc plus grandes), régulières, d'un accès facile et situées le plus près possible de l'exploitation agricole. L'aide à la modernisation de l'exploitation du 2^e pilier de la politique agricole commune pousse ainsi vers une évolution technique augmentant la taille des parcelles. Ainsi, en Wallonie, entre 1990 et 2015, le nombre d'exploitations agricoles a diminué de 55.8% alors que la superficie moyenne des exploitations a doublé et que le nombre de personnes occupées par l'exploitation n'a pas évolué, illustrant la mécanisation croissante des travaux agricoles (SPW, 2017). Cette évolution affecte donc la fragmentation des paysages agricoles (Chartin, 2011). La longueur des pentes pour l'eau de ruissellement en est donc augmentée et la vitesse de l'eau peut ainsi atteindre des valeurs plus élevées intensifiant encore le phénomène.

Depuis les années 1950 également, des innovations technologiques en termes de machines rajoutent une pression supplémentaire de tassement sur les sols favorisant une augmentation du ruissellement suite à un refus d'infiltration (Dotterweich, 2008 ; Batey, 2009).

A ces évolutions structurelles s'ajoute celle du climat que l'homme influence également par son comportement global. Les quantités, l'intensité et la fréquence des pluies augmentent depuis 1950 en Europe du Nord. Les précipitations hivernales prennent de plus en plus la forme de pluies suite à l'élévation des températures au détriment de la neige (GIEC, 2013).

Enfin, la baisse globale du taux de matière organique dans les sols augmente aussi les pertes en sol puisque cette diminution accroît l'érosivité des sols. La matière organique augmente en effet la fertilité physique des sols grâce à une meilleure rétention en eau et une meilleure stabilité structurale (Chenu et al., 2000). Les sols sous cultures en Wallonie ont subi une diminution moyenne de 20% de leurs teneurs en carbone organique entre la période 1949 à 1972 et la période 2004 - 2014 et la superficie de sol carencés (matière organique < 2%) a presque triplé (SPW, 2017).

En outre, la région de la ceinture lœssique (qui s'étend de l'Allemagne au nord de la France) représente des terres de premier choix pour les agriculteurs (Biolders et al., 2003 ; Verstraeten et al., 2003 ; Notebaert et Verstraeten, 2010). Or ces sols limoneux sont particulièrement à risque de refus d'infiltration et d'érosion hydrique (Govers, 1991). En effet, la pluie crée une micro-fragmentation des agrégats et par là, la formation de la croûte de battance (couche peu perméable) (Le Bissonnais, 2000). Les zones de grandes cultures à climat tempéré et sols limoneux accumulent donc plusieurs facteurs de risque (couverture temporaire, occurrence des pluies les plus érosives quand le sol est peu couvert, travail du sol et sols battants).

1.3 Conséquences de l'érosion

En Wallonie, l'érosion des sols a toute une série de graves conséquences à des niveaux spatiaux et temporels très divers.

Au niveau du secteur agricole d'une part, la déstabilisation des agrégats, ainsi facilement mobilisables, et la perte en sol résultante sont les conséquences les plus directes de l'érosion. Ces particules de sol transportées entraînent aussi une perte en matière organique et en éléments nutritifs, ainsi que des produits de traitement et des fertilisants, substances qui doivent être remplacées (Gillijns et al., 2005a). Les arrachements de plants ou de semis et leur recouvrement en zone de dépôt de sédiments créent des pertes de rendements agricoles. Des tris sur les éléments fins et les matières organiques s'opèrent le long du versant et contribuent à différencier les caractéristiques physiques et chimiques des horizons de surface selon leur position dans le versant, ce qui peut entraîner des problèmes pour le traitement des cultures (Schumacher et al., 1999 ; Papiernik et al., 2009). Enfin, la formation de replats boueux, de nombreuses rigoles et de ravines constituent une gêne indéniable pour les interventions culturales (Dautrebande et al., 2006).

Parmi les conséquences moins directes au niveau de secteur agricole, pour des sols peu profonds ou des sols présentant des propriétés défavorables à faible profondeur (forte charge caillouteuse, acidité), l'érosion hydrique se traduit par une réduction du volume de sol explorable par les racines et de la réserve utile en eau et en éléments nutritifs. La réduction de l'épaisseur de la couche arable est un processus irréversible : sous les couches limoneuses se trouvent généralement des matériaux tertiaires offrant un potentiel très limité pour l'agriculture. Les sols sont considérés comme une ressource non renouvelable à l'échelle humaine (Vanwalleghem et al., 2006).

D'autre part, l'érosion a aussi un grand nombre de conséquences sur le secteur des collectivités.

La dégradation de la qualité chimique des eaux de surface est une de ces conséquences. En effet, une partie des matériaux d'érosion, chargée d'engrais ou autres polluants organiques ou inorganiques, peuvent terminer leur parcours dans les cours d'eau. Ceci peut contribuer à l'eutrophisation des cours d'eau et à la diminution de leur qualité piscicole (Papy and Douyer, 1991; Boardman et al., 1994; Dosskey, 2001; Cerdan et al., 2002; Berger et al., 2006 ; Bakker et al., 2008).

Les habitations et infrastructures publiques situées en aval de parcelles agricoles peuvent subir également des dégâts parfois très importants par des coulées boueuses et les talus en bord de parcelles agricoles peuvent s'effondrer (Biolders et al., 2003; Evrard et al., 2007). Ces conséquences ont bien entendu des coûts financiers de réparation, de gestion des déchets mais aussi des coûts moraux pour les personnes dont la propriété a été touchée. La Région wallonne dépenserait 600 000 € par an à cause du ruissellement agricole (dommages subis par les riverains, les agriculteurs et les autorités communales) (Dogot et al., 2014).

Mais sur du plus long terme, la sédimentation dans les cours d'eau, les collecteurs et les bassins d'orage accroissent aussi les risques d'inondations en raison des obstructions générées (Boardman et al., 1994; Verstraeten et Poesen, 1999). Les bassins de stockage servent à réduire les pics de débit d'écoulement et entrent en jeu en cas d'événements pluvieux importants qui entraînent également un transport de sédiment élevé. Ils perdent leur fonction de retenue de l'eau par l'embourbement. La section d'écoulement des cours d'eau diminue, ce qui augmente le risque d'inondation. Par ailleurs, le transfert de sédiments vers les cours d'eau peut entraîner des problèmes au niveau de leur navigabilité. Les cours d'eau et les bassins d'orage doivent être fréquemment dragués pour empêcher ces problèmes. Une quantité importante de boue de dragage doit être draguée, évacuée et traitée à un prix de revient très élevé.

Ces conséquences font de l'érosion en zone agricole un sujet à la une de la presse et par conséquent, une des préoccupations croissantes de nos dirigeants. Ces dernières décennies, il y a de plus en plus de prise de conscience publique et de préoccupation face aux effets irréversibles de certains changements environnementaux induits par l'Homme sur l'écosystème (Poesen et al., 1996 ; Van Oost et al., 2000 ; Nearing, 2001 ; King et Montanarella, 2002 ; Vanwalleghem et

al., 2006). La dégradation du sol par l'Homme est un des phénomènes les plus destructeurs par rapport aux ressources naturelles dans le monde et est reconnue comme un problème majeur pour la conservation dans le 21^e siècle (Reich et al., 2000). L'Union européenne a ainsi adopté la directive-cadre sur l'eau (2000/60/CE) et la directive inondation (2007/60/CE). Suite à cette directive inondation, des comités techniques se réunissent par district hydrographique de manière régulière au sein des états membres pour faire évoluer des Plans de Gestion des Risques d'Inondation (PGRI) que demande l'Europe. Avec ces directives, les objectifs sont ainsi d'arriver au niveau européen à prévenir et réduire la pollution de l'eau, promouvoir son utilisation durable, protéger l'environnement, améliorer l'état des écosystèmes aquatiques (zones humides) et atténuer les conséquences négatives des inondations et des sécheresses, et par conséquent, de limiter au maximum les conséquences des pressions humaines sur l'environnement. Cette idée s'inscrit dans la vision du développement durable, liant les notions économiques, sociales et environnementales.

Au niveau de la Wallonie, le plan « PLUIES » a été adopté le 9 janvier 2003. Il s'agit d'un plan global et intégré de prévention et de lutte contre les inondations et leurs effets sur les sinistrés s'articulant autour de cinq objectifs: améliorer la connaissance du risque inondation, diminuer et ralentir le ruissellement sur les bassins versants, aménager les lits des rivières et les plaines alluviales, diminuer la vulnérabilité dans les zones inondables, et améliorer la gestion de crise. Le Code de l'Eau a lui été adopté le 24 mai 2004 en région wallonne et transpose notamment en droit régional des dispositions législatives, réglementaires et administratives nécessaires aux Etats membres pour se conformer, notamment, à la directive-cadre sur l'eau précédemment citée. Depuis 2003, le Gouvernement wallon a aussi financé plusieurs projets visant à améliorer les connaissances relatives à l'érosion et à sa gestion. C'est dans le cadre d'un de ces financements (la convention cadre GISER) que cette thèse s'inscrit. Le code du développement territorial wallon (1^e juin 2017) vise également une anticipation du problème de coulées de boues en imposant une réflexion relative à l'érosion vis-à-vis de tout nouveau projet de construction.

Les administrations locales mettent aussi en place des mesures de lutte contre l'érosion, surtout lorsque la pression augmente face à la colère montant chez les habitants qui ont construit dans des zones situées en aval, souvent confrontées à un excédent d'eau et de boue. Elles anticipent aussi le problème en veillant à une meilleure politique de l'aménagement de leur territoire et en prenant de bonnes décisions de planification.

1.4 Appréhender le phénomène d'érosion

Contrôler ce processus d'érosion par des pratiques de conservation du sol et des ouvrages insérés efficacement dans la dynamique agricole et de gestion de l'espace rural passe par l'approfondissement continu des connaissances du phénomène (Renschler et Harbor, 2002 ; Shi et al., 2004 ; Morgan et Nearing, 2011).

La plupart des études réalisées sur l'érosion combinent souvent les mêmes échelles de temps et d'espace (Kirk, 2006).

En effet, beaucoup des méthodes de mesure de l'érosion disponibles permettent des mesures soit à l'échelle de la parcelle, soit à l'exutoire d'un bassin versant (Slattery et al., 2002; Saavedra, 2005). Ces mesures ne fournissent donc pas les schémas spatiaux de transport de sédiments et de déposition ou de transition entre parcelles au sein d'un bassin versant ni des taux d'érosion nets comprenant les contributions des différentes formes d'érosion subies par le bassin versant (Verstraeten et Poesen, 2001). Comprendre les processus physiques qui se cachent derrière les phénomènes d'érosion/déposition au sein d'un bassin versant nécessite donc de nouvelles méthodes de collecte de données distribuées (Van Oost et al., 2005). En effet, peu de méthodes de mesure couvrent l'ensemble d'un bassin versant.

Concernant les évolutions temporelles des sols, les travaux existants ont surtout considéré des durées courtes ou à l'inverse des temps longs (du siècle au millénaire) (par exemple Lang, 2003; Mäckel et al., 2003; Houben et al., 2006; Peeters et al., 2006; Rommens et al., 2006; Leopold et Völkel, 2007a; Leopold et Völkel, 2007b; Papiernik et al., 2007; Seidel et Mäckel, 2007; de Moor et al., 2008; Notebaert et al., 2009; Verstraeten et al., 2009; Houben, 2012; Świtoniak, 2014). Peu d'études analysent l'évolution d'altitude à l'échelle de quelques décennies.

Cette thèse diversifie les méthodes de mesure pour évaluer les variations d'altitude spatialisées au sein d'un bassin versant choisi et utilise des pas de temps complémentaires (de l'année à la décennie). Les systèmes aériens légers sans pilote étant en constante progression, la première méthode de mesure consiste à utiliser un drone pour générer un MNT (modèle numérique de terrain) à très haute résolution chaque année. La seconde méthode consiste en une campagne d'actualisation des sondages pédologiques de la carte des sols de Wallonie (levés de 1956) sur le bassin versant choisi.

Les différentes mesures des facteurs de l'érosion réalisées sur le site d'étude ont été ensuite utilisées comme paramètres d'entrée nécessaires dans un modèle d'évolution d'altitude utilisé à l'échelle événementielle. Les observations d'évolution d'altitude réalisées sur le bassin versant choisi ont ensuite été comparées aux résultats du modèle et les différences ont été discutées.

2 Objectifs et stratégie de recherche mise en œuvre

Dans un contexte de changement constant du relief agricole suite à l'érosion et aux dépôts d'une part, d'insuffisance d'observations de terrain disponibles à certaines échelles d'autre part, et de nécessité de disposer de modèles prévoyant précisément l'évolution du paysage de manière dynamique par ailleurs, les objectifs de la thèse sont formulés comme suit :

1) La répartition spatiale des zones d'érosion et de dépôt est-elle observable, voire quantifiable par la confrontation de MNS successifs acquis à l'échelle annuelle via des vols de drone sur le bassin versant d'étude ?

2) Les zones préférentielles d'érosion/dépôts depuis les 60 dernières années de travail agricole sont-elles observables et quantifiables par la comparaison d'une nouvelle carte des sols avec celle de l'époque et la confrontation à un historique de différents documents de l'époque ?

3) Cette connaissance spatiale du bassin versant étudié une fois réalisée, un modèle de quantification de l'érosion/dépôt et d'évolution du paysage peut-il reproduire les observations de terrain obtenues ?

Pour ce faire plusieurs approches complémentaires ont été mises en œuvre :

- les chapitres 3 et 4 sont consacrés aux mesures de l'érosion par drones sur une période de deux ans et par comparaison de cartographies des sols sur une période de 60 ans. Ces deux approches ont fait l'objet de publications dans les revues *Geomorphology* et *Geoderma Regional* respectivement. Ces deux études permettent d'obtenir une quantification spatialement distribuée de l'érosion et du dépôt au sein du bassin versant ;

- le chapitre 5 teste un modèle événementiel de prédiction de l'érosion et du dépôt prenant en compte l'érosion hydrique et aratoire, qui remplit théoriquement les conditions pour convenir à des prévisions pour les programmes de conservation, les habitations et les mesures de protection.

En ce qui concerne l'organisation globale de ce manuscrit, le chapitre 2 est consacré à la zone d'étude. Les chapitres 3, 4 et 5 présentent de manière détaillée les différentes méthodologiques et les résultats obtenus. Les références bibliographiques sont regroupées en un seul ensemble à la fin de document.

Chapitre 2

Description de la zone d'étude

Le choix du bassin versant étudié est le fruit d'une sélection sur base de différents critères. La Wallonie dispose d'une carte des 145 547 bassins versants du territoire wallon d'une superficie minimum de 1 hectare et ayant comme exutoire le réseau hydrographique permanent (Biolders et al., 2011). Pour en sélectionner un parmi ceux-ci et cibler la problématique dont il est question dans cette étude, les critères ont d'abord été que ce bassin soit le plus représentatif possible de la zone limoneuse belge car il s'agit de la zone belge la plus sensible à l'érosion (Dautrebande et al., 2006 ; Dautrebande et al., 2008 ; SPW, 2012 ; Maignard et al., 2013). Par conséquent, l'occupation des sols devait y être très majoritairement agricole (dès lors avec peu de forêts et de territoires artificialisés) et les sols devaient y être limoneux (classe texturale « A ») en très grande proportion. La pente a aussi servi de critère de sélection. Des critères plus pratiques ont aussi aidé à la sélection (taille raisonnable pour assurer un suivi correct, accès, protection de l'instrumentation, nombre de propriétaires de parcelles agricoles). Le bassin finalement choisi est un petit bassin versant agricole du bassin hydrographique de la Dyle situé à Héவில் en Belgique centrale (à cheval sur les communes wallonnes de Court-Saint-Etienne et de Chastre). La carte des bassins versants wallons étant réalisée avec une résolution de 10 m, les infrastructures anthropiques telles que les routes ne sont pas prises en compte. Une route présente dans la partie la plus en aval du bassin reprend le ruissellement remontant en réalité l'exutoire au-dessus de la route. L'exutoire de ce bassin n'est donc pas relié directement au réseau hydrographique. Il couvre une superficie de 116 hectares (Figure II- 1). La taille des parcelles varie de 1.3 ha à 41 ha. Le nombre de parcelles cultivées constituant le bassin varie de 10 à 15 selon les années.



Figure II- 1. Situation générale du bassin versant étudié (vue aérienne mai 2014).

1 Contexte climatique

Héவில்ers connaît un climat chaud et tempéré avec une température moyenne de 9.7 C° sur une période de mesures allant de 1982 à 2012, données collectées sur climate-data.org pour le climate-model (Figure II- 2). Ces données montrent que les précipitations à Héவில்ers sont réparties de manière régulière tout au long de l'année avec une valeur moyenne cumulée de 823 mm par an. Avril constitue le mois enregistrant le moins de précipitations (55 mm) alors que juin est le mois en enregistrant le plus (76 mm).

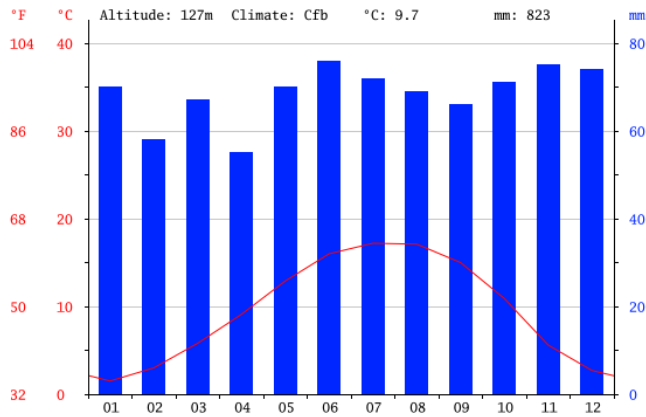


Figure II- 2. Diagramme climatique d'Héவில்ers (Source : <http://fr.climate-data.org/>, 30/11/17).

2 Contexte topographique

L'altitude varie de 161 à 130 m à l'exutoire. Les pentes ont des déclivités s'étendant de 0 à 13% (dans les versants), avec une moyenne de 4% (Figure II- 3). L'axe d'écoulement principal divise le site en deux et est rejoint par de nombreux axes secondaires sur les pentes (Figure II- 4). Ces deux parties ne sont pas égales car les parcelles du versant orienté SE présentent des plus grandes longueurs de pente (jusqu'à 600 m) que celles du versant qui lui fait face (250 m).

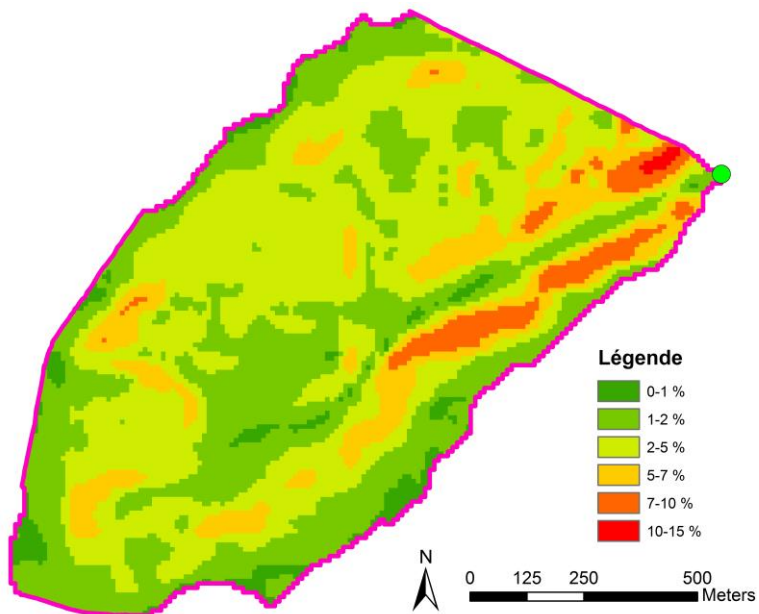


Figure II- 3. Classe de pente du bassin versant d'Héவில் (en %).

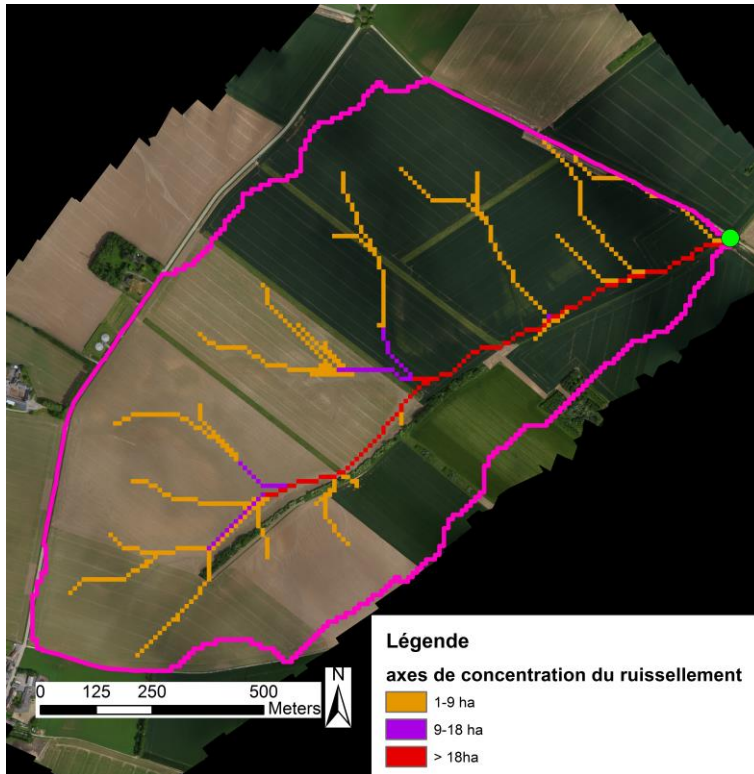


Figure II- 4. Axes de concentration du ruissellement ERRUISSOL à l'exutoire au sein du bassin versant d'Hévillers, classés en 3 classes de surface contributive.

3 Contexte pédologique

Les types de sol dominants sur le bassin versant d'Hévillers sont les Cambisols (AbB) et Luvisols (Aba). La carte des sols belge de 1956 renseigne très majoritairement des sols limoneux lessivés Aba1 sur les versants (Figure II- 5 et Figure II- 6). Ces sols Aba présentent un horizon Bt (horizon enrichi en argile situé entre l'horizon labouré et le loess décarbonaté) sur tout le profil de 1.2 m. La carte identifie même, au sud du bassin, des sols encore plus préservés Aba0 dont l'horizon E eluvial est encore présent dans le profil entre l'horizon cultivé Ap et l'horizon Bt qui constitue la suite du profil.

Des sols AbB (dont l'horizon Bt a été progressivement tronqué par érosion) se trouvent dans les bas de pente dans la partie aval du bassin versant, se prolongeant même jusqu'à la crête du versant NO.

Enfin, l'axe drainant central est formé de colluvions profondes Abp. Ces dernières remontent assez haut dans les axes secondaires avant de diminuer d'épaisseur (Abp(c)).

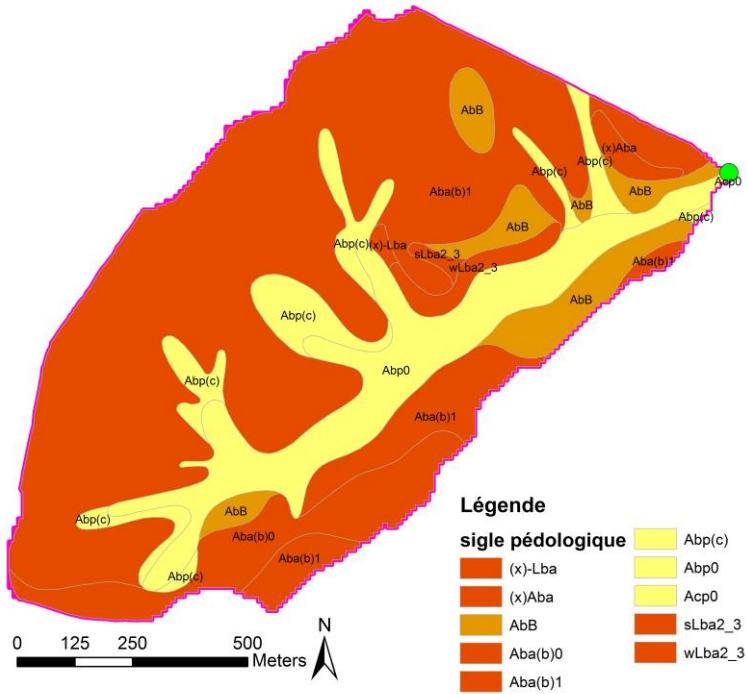


Figure II- 5. Carte des sols du bassin versant d'Héவில் de 1956.

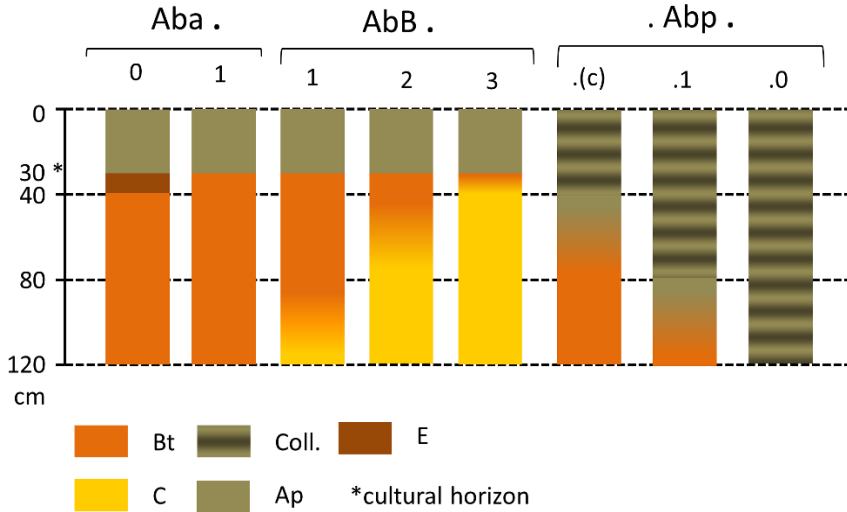


Figure II- 6. Codification de la carte des sols pour les sigles pédologiques typiques de la ceinture limoneuse belge.

4 Structure du paysage et occupation de sol

L'occupation du sol du bassin versant est restée principalement agricole depuis le 13^e/ 14^e siècle (période à laquelle la déforestation a eu lieu). Les plus vieux documents retrouvés (photographies aériennes et cartes IGN) datent de 1866 (Figure II- 8) et prouvent une occupation agricole constante depuis cette date (Figure II- 7). La taille des parcelles a augmenté entre 1956 et 1980 et a ensuite diminué à nouveau. Le découpage a ensuite tenu compte de la gestion cynégétique opérée sur le bassin versant (bandes enherbées placées entre les parcelles).

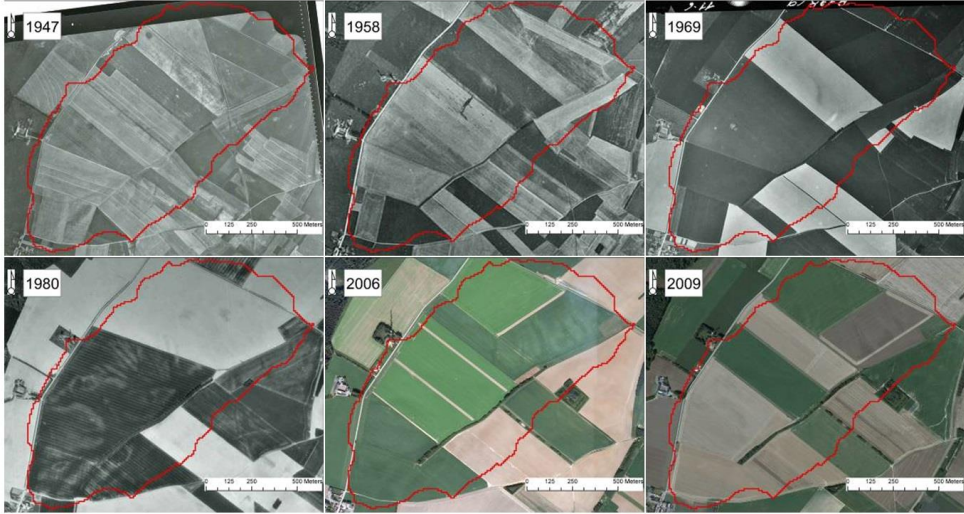


Figure II- 7. Photographies aériennes de 1947 à 2009.

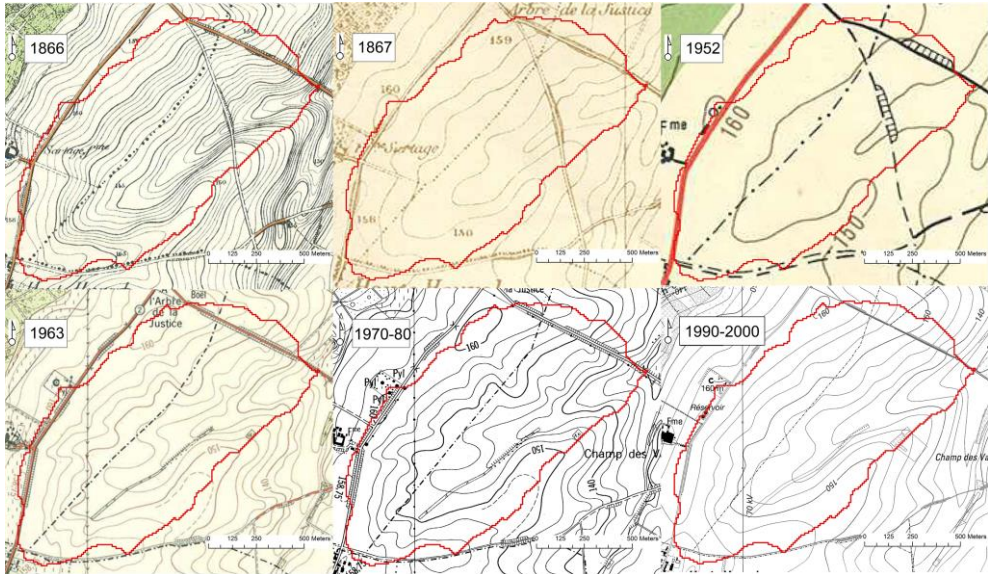


Figure II- 8. Cartes IGN de 1866 à 2000.

Au sein du bassin versant étudié, l'occupation du sol est principalement arable (98,0 %), avec une proportion très faible de forêt (0,1 %) et de territoires artificialisés (0,3 %) (Figure II- 9). Il y a plusieurs bandes enherbées ou boisées le long du chemin principal de drainage au milieu du bassin versant ainsi qu'à travers tout le bassin versant. Elles ont été implantées à des fins cynégétiques jusqu'en 2014. La répartition des types de cultures d'une année à l'autre est présentée à la Figure II- 10. Cette figure identifie que le bassin versant présente un partage presque égal proche des 50 % entre les surfaces affectées aux cultures de printemps et d'hiver. Les agriculteurs du bassin versant reviennent en général un an sur deux avec des cultures de printemps sur leur parcelle ce qui explique la proportion quasiment constante d'année en année entre les cultures de printemps et d'hiver. Ce sont les années paires qui présentent toujours une plus grande proportion de surface sensible à l'érosion avec une proportion même supérieures à 50 % en 2012 et 2016. La diminution des surfaces enherbées à partir de 2015 s'explique par la suppression des bandes enherbées délimitant précédemment les parcelles, suite à des modifications de la législation sur les aides.

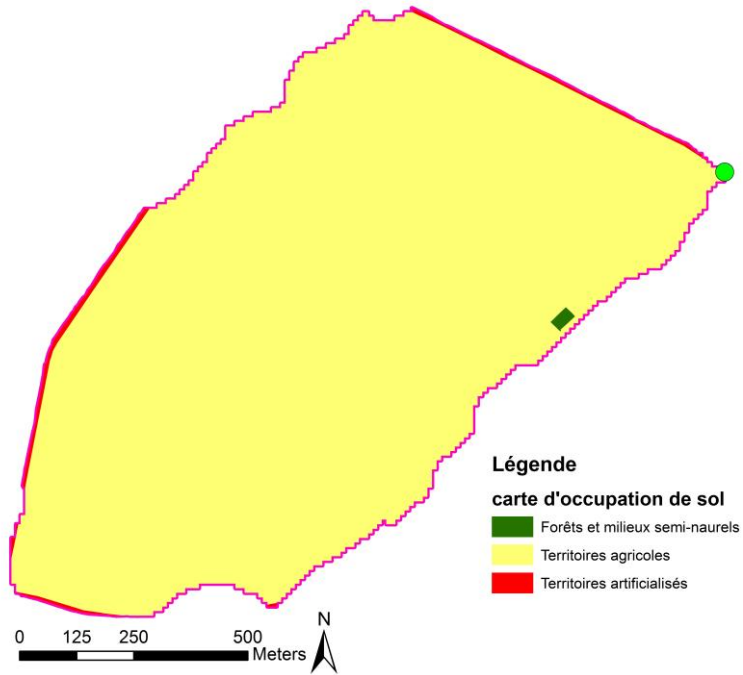


Figure II- 9. Occupation de sol sur le bassin versant d'Héவில்.

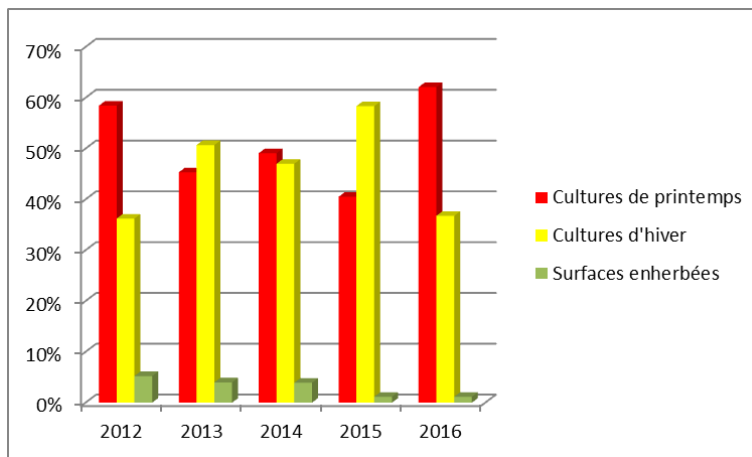


Figure II- 10. Répartition des types de cultures au sein du bassin versant d'Héவில் entre 2012 et 2016.

Chapitre 3

**Can DEM time series produced by UAV
be used to quantify diffuse erosion in an
agricultural watershed?**

Le contenu de ce chapitre a été publié dans la revue *Geomorphology*

Pineux, N., Lisein, J., Swerts, G., Biolders, C.L., Lejeune, P., Colinet, G., Degré, A., 2017a. Can DEM time series produced by UAV be used to quantify diffuse erosion in an agricultural watershed? *Geomorphology* 280, 122–136. doi:10.1016/j.geomorph.2016.12.003

Abstract

Erosion and deposition modelling should rely on field data. Currently these data are seldom available at large spatial scales and/or at high spatial resolution. In addition, conventional erosion monitoring approaches are labour intensive and costly. This calls for the development of new approaches for field erosion data acquisition.

As a result of rapid technological developments and low cost, unmanned aerial vehicles (UAV) have recently become an attractive means of generating high resolution digital elevation models (DEMs). The use of UAV to observe and quantify gully erosion is now widely established. However, in some agro-pedological contexts, soil erosion results from multiple processes, including sheet and rill erosion, tillage erosion and erosion due to harvest of root crops. These diffuse erosion processes often represent a particular challenge because of the limited elevation changes they induce. In this study, we propose to assess the reliability and development perspectives of UAV to locate and quantify erosion and deposition in a context of an agricultural watershed with silt loam soils and a smooth relief. Erosion and deposition rates derived from high resolution DEM time series are compared to field measurements.

The UAV technique demonstrates a high level of flexibility and can be used, for instance, after a major erosive event. It delivers a very high resolution DEM (pixel size: 6 cm) which allows us to compute high resolution runoff pathways. This could enable us to precisely locate runoff management practices such as fascines. Furthermore, the DEMs can be used diachronically to extract elevation differences before and after a strongly erosive rainfall and be validated by field measurements. While the analysis for this study was carried out over 2 years, we observed a tendency along the slope from erosion to deposition. Erosion and deposition patterns detected at the watershed scale are also promising. Nevertheless, further development in the processing workflow of UAV data is required in order to make this technique accurate and robust enough for detecting sediment movements in an agricultural watershed affected by diffuse erosion. This area of investigation holds much potential as the images processing is relatively new and expanding.

Keywords: diffuse erosion, deposition, high resolution DEM, UAV, agricultural watershed, time series

1 Introduction

European Union identified erosion as one of the major threats to soils, considering its negative impacts in terms of decreases in crop yields (Verity and Anderson, 1990; Souchere et al., 1998; Boardman et al., 2003; Papiernik et al., 2009), siltation

of rivers, loss of surface water quality (Papy and Douyer, 1991; Boardman et al., 1994; Dosskey, 2001; Cerdan et al., 2002; Berger et al., 2006), and muddy floods (Verstraeten and Poesen, 1999; Bielders et al., 2003; Evrard et al., 2007). Large-scale quantification of erosion is urgently needed in order to assess these environmental impacts and design the required mitigation measures. Erosion modelling and forecasting also remain a major challenge (Stroosnijder, 2005). Indeed, a wide variety of models is currently available ranging from quite simple approaches (Wischmeier and Smith, 1978) to physically-based schemes (Williams, 1985). However, these models share a common requirement: they all need ground data for model calibration and validation. Hence, the quantification of erosion and deposition of soil particles is a recurring endeavour in this area of research, undertaken in order to support policies and soil conservation programs. Currently, there is a lack of field data for calibration and validation of erosion models, particularly at watershed scale. Indeed, most available erosion data are acquired at the plot scale; therefore relatively few data are available for catchments. In addition, the data are usually available only at the catchment outlet, providing no insight as to the spatial patterns for sediment transport and deposition within the watershed. The connectivity between plots within the watersheds may significantly change the sediment delivery at the outlet. Understanding the physical processes behind erosion/deposition at watershed scale calls for new data collection methods of distributed field data at large spatial scale and quite short time scale (Slattery et al., 2002; Saavedra, 2005).

Permanent changes in soil topography occur in agricultural landscapes. The repeated long-term monitoring of these changes might be one of the ways to obtain the spatial distribution of erosion and deposition. Traditionally, these repeated measurements of surface elevation (Jester and Klik, 2005) are carried out using reference stakes or with profile meters (Hudson, 1993; Sirvent et al., 1997; Casali et al., 1999; Vandekerckhove et al., 2001; Descroix and Claude, 2002; Guzha, 2004; Avni, 2005; Clarke and Rendell, 2006; De Santisteban et al., 2006; Della Seta et al., 2007; Moreno et al., 2008; Della Seta et al., 2009; Keay-Bright and Boardman, 2009; Vergari et al., 2013); by means of surveying with theodolite or terrestrial LiDAR (Belyaev et al., 2004; Haubrock et al., 2009; Nelson et al., 2009; Barneveld et al., 2013; Milenkovic et al., 2015); and terrestrial photogrammetry (Warner, 1995; Hancock and Willgoose, 2001; Rieke-Zapp and Nearing, 2005; Gessesse et al., 2010; Kaiser et al., 2014; Frankl et al., 2015). However, these methods are applicable only to small areas, whereas the most adapted scale to understand erosion and deposition processes seems to be the catchment scale. Moreover, depending on the consistency of soils, some contact methods may disturb the ground surface (Ouédraogo et al., 2014). Standard large-format historical aerial photographs are sometimes used to look at a diachronic evolution, allowing the cover of more extended areas (Aucelli et al., 2014; Gomez, 2014; Gomez et al., 2015). However, this method is only promising for the exploration of active landscapes that widely changed in time. As the flight height is more than 2000 m, the measurement

precision attainable does not allow short-term monitoring or identification of subprocesses involved in diffuse erosion. Gomez (2014) can reach a horizontal accuracy of ± 2 to 6 m, as the method is also constrained by the number of pixels in each image. Moreover, permanent GCPs are needed with this approach while no features are present along the years in a predominantly agricultural watershed, leading to imprecision. Digital photogrammetry with an unmanned aerial vehicle (UAV) equipped with a handheld nonmetric camera is a non-destructive alternative that could be less time consuming and cheaper than the traditional methods described above. In addition, it provides the user with continuous space coverage, and permits a high sampling density.

The combination of advanced photogrammetry and the more and more widespread small UAVs led geoscientists to reviewed the opportunities and challenges of this fast and low-cost technique to try to improve it, which shows great promise (e.g. Puech et al., 2009; Aber et al., 2010; Pierrot-Deseilligny and Clery, 2011; Zhang et al., 2011; Gruen, 2012; James and Robson, 2012; Remondino et al., 2012; Turner et al., 2012; Fonstad et al., 2013; Hugenholtz et al., 2013; Colomina and Molina, 2014; Tarolli, 2014). In general, photogrammetry requires equipment cheaper and lighter than lasergrammetry (Pierrot-Deseilligny and Clery, 2011; White et al., 2013). Various studies also compared the UAV results and those from laser surveys (e.g. Eisenbeiss and Zhang, 2006 ; Hugenholtz et al., 2012; Westoby et al., 2012; Fonstad et al., 2013; Mancini et al., 2013; Stumpf et al., 2013; White et al., 2013; Obanawa et al., 2014; Ouédraogo et al., 2014) and often demonstrated that the advances in photogrammetric technique (named SfM for “structure from motion”) can deliver data quality and resolutions that are comparable with LiDAR and classic photogrammetry (differing from modern photogrammetry by the use of manned aircraft, metric camera and low images overlap). Furthermore, it can produce point clouds with horizontal and vertical precision in the centimetre order. Aber et al. (2010) and d'Oleire-Oltmanns et al. (2012) describe the photogrammetric technique as a way to reduce the existing gap between field scale and satellite scale data collection. It can be used at different scales for various applications (James and Robson, 2014).

The SfM photogrammetric technique enables the fast reconstruction of three-dimensional scene geometry from two-dimensional pictures (Westoby et al., 2012). The multiple overlapping images are captured by a consumer grade camera moving around the scene, and algorithms detect characteristic image feature points which match between images (Verhoeven, 2011). Tie points are automatically determined between the images and aerotriangulation by bundle block adjustment result in a sparse 3D model. The generated point cloud is then translated and rotated in a specific reference system by the use of ground control points (GCPs) (Sona et al., 2014). The georeferenced camera positions can be used through dense matching of images (Fonstad et al., 2013) in order to create digital elevation products. The

techniques of image processing by photogrammetry and SfM are increasingly used, but the associated algorithms are in constant evolution.

The SfM photogrammetry technique was validated for various fields (see Smith and Vericat, 2015 for a synthesis of existing validation studies). Originally applied to the study of coastal or river morphology (Hapke and Richmond, 2000; Westaway et al., 2000, 2001; Mertes, 2002; Carbonneau et al., 2003; Gilvear and Bryant, 2003; Westaway et al., 2003; Carbonneau et al., 2004, 2005, 2006; Lejot et al., 2007; Marcus and Fonstad, 2008), photogrammetry has more recently been used in studies on landslides (Niethammer et al., 2012; Stumpf et al., 2013; Lucieer et al., 2013) and badlands or gully erosion (Giménez et al., 2009; Marzloff and Poesen, 2009; Puech et al., 2009; Marzloff et al., 2011; d'Oleire-Oltmanns et al., 2012; Peter et al., 2014). About the latter, Aber et al. (2010) concluded that small format aerial photography can be considered an advantageous alternative to field methods. The detected topographic changes due to gully erosion were validated by laboratory experiments (Rieke-Zapp and Nearing, 2005) or field measurements (Marzloff et al., 2011) including rainfall simulation (Gessesse et al., 2010; Peter et al., 2014). As these analyses often showed that the results are better for the less complex terrains, it's interesting to try the technique on our smoother terrains where different (diffuse) erosion types are predominant. Indeed, in many regions, the diffuse forms of erosion (interrill erosion, tillage erosion, harvest erosion) represent important contributions to total erosion. They represent a particular challenge as regards photogrammetry considering the small changes in soil elevation while phenomena such as coastal erosion or gully erosion induce large difference in elevation (dm or more), which are relatively easy to detect by photogrammetry. The challenge is therefore to spatialize the phenomena in landscapes where the changes in relief are less affected over the short term than in other existing studies. Hence, this research aims to investigate if these technological developments make it possible to quantify these small variations by the use of multirate imagery acquired with a small UAV.

There are two main objectives of this study. One is to establish a technique chain to obtain high quality digital elevation models (DEMs). The other is to explore whether regular drone surveys allow us to quantify the spatial and temporal distribution of erosion/deposition due to rainfall events and agricultural practices. By making a temporal analysis recommended by Tarolli (2014), we investigate whether a diachronic analysis based on drone data allows us to locate and quantify soil redistribution at the watershed scale, for silty-loam soil affected mainly by diffuse erosion.

2 Material and methods

2.1 Study site

The study site is a small agricultural watershed in central Belgium, significantly affected by erosion (Figure III- 1; 50° 36' 23.02" N, 4° 35' 42.33" E). Its

agropedological conditions are typical of central Belgium covered by Quaternary loess, affected by diffuse erosion and having a smooth landform. This loess belt is known to be prone to soil erosion by runoff, floods and muddy flows.

Erosion is favoured by the combination of sensitive soils and intensive agricultural activities. Cultivation in the region is still mostly conventional, based on mouldboard plowing to a depth of 25–30 cm, which results in large redistribution of soil by tillage (Govers et al., 1994; Van Oost et al., 2000; De Alba, 2003; Papiernik et al., 2009). Crop rotations commonly involve root crops (sugar beet and chicory) or tubers (potatoes), which imply substantial losses of soil during harvest (Poesen et al., 2001). The study site is most affected by sheet erosion. Other erosion forms naturally exist but this study did not aim at observing gully forms.

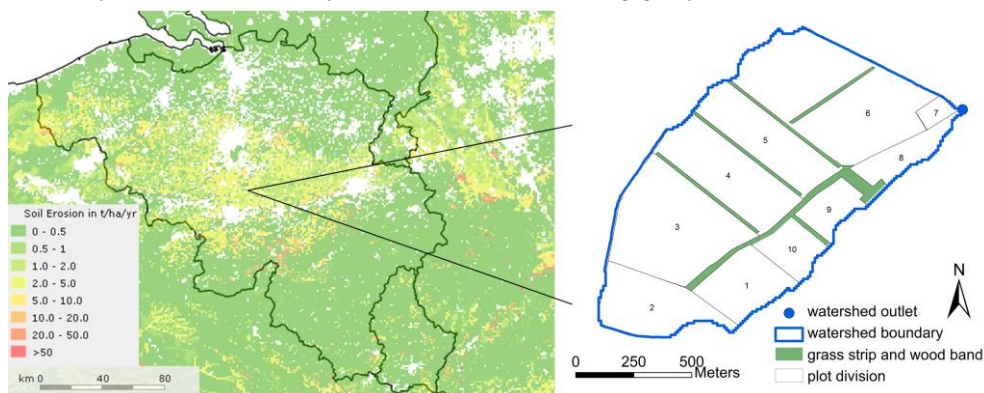


Figure III- 1. Soil erosion in Belgium (from European Soil Portal), localisation of the studied watershed, and parcel numbers used in this article.

The watershed covers 124 ha of soils derived from loess with good drainage. Dominant soil types are Cambisols and Luvisols. The clay-enriched B horizon is located between the ploughed horizon and the carbonate-free loess. The B horizon has progressively been truncated by erosion on the slopes. The watershed is covered with 98% arable land and has a small proportion of forest (0.11%) and constructed areas (0.25%) (Figure III- 5). The watershed elevation ranges between 128 and 161 m. The slope ranges between 0 and 9%. This watershed has been cultivated since the 14th century. It is currently composed of 10 agricultural parcels (numbered in Figure III- 1). The annual average precipitation in the study area amounts to 826 mm.

Graduated rulers were installed within the watershed in expected erosion and deposition areas. The erosion or deposition levels were read after each rainfall. Some nets (like screen meshes) were also placed in order to observe the cumulative deposition at the end of the cropping season. The monitoring period was from April to July or October (depending on the crop) and focused on about 10 zones (from 10

to 25m² with 12 rulers per zone). The erosion pattern was also documented by frequent photographs taken after erosive events.

2.2 Data surveying

2.2.1 Flight method

The drone used was a small Gatewing X100 unmanned aerial systems (UAS), with wingspan = 100 cm, weight with payload = 2 kg, cruise speed=80kmh⁻¹, flight height=100–750m, maximum flight duration=40 min, and covering capacity per flight=100 ha at 100m above ground level with an image overlap of 70%. The flights are entirely automated, from take-off by a catapult launcher to belly landing, which requires an obstacle-free strip of 300 m long by 30 m wide.

The aerial shot was prepared using a ground control station by defining the following parameters of flight: delimitation of the rectangular zone to cover; height of flight (100–750 m above ground); overlap of the images (side overlap and longitudinal overlap are the same); and the direction of take-off and landing. Based on the overlap, altitude, sensor size and focal length, the flight planning software computes the base-line distance between two consecutive image centres. The ground control station was equipped with a modem to enable communication with the drone. The UAV has an autopilot system equipped with an inertial platform (gyroscopes and barometer) and a GPS to determine the X100 position (x, y, z) during the flight with a precision of a few meters.

The embarked sensor is a compact Ricoh GR3 camera (10 megapixels charged coupled device, 6 mm focal length or 28 mm in a 35 mm equivalent focal length). The device was used in the manual mode and the ISO sensitivity as well as the exposure time was defined right before takeoff according to the ambient luminosity. The sensor was released by the autopilot on the basis of position of the plane once the aircraft reached its scanning area.

Prior to each aerial survey, a minimum of 10 GCPs were placed manually on the site and surveyed by using a LeicaGPS1200, operating in the static RTK (real time kinematic) mode to calibrate the camera and avoid non-linear distortions, and to georeference the DEMs (Agisoft, 2014). The Leica GPS1200 has a nominal accuracy of 1 cm for the x and y coordinates and 1.5 cm for the z coordinate (Leica Geosystems, 2008). The GCPs were materialized using white target boards with a clearly defined centroid for each in order to enable their accurate localization on the images. These targets were placed on the days of the flights. TheGCPs were surveyed in the Belgian Datum 1972 projection system. Flight authorizations were given by the Belgian Civil Aviation Authority.

Flights were conducted at 200 m above ground, linked to the 160-m-high electrical antenna in the studied site. The flight height corresponds to an average image spatial resolution of 6.76 × 6.76 cm.

The pictures were taken with parallel flight lines and forward and side overlaps of 80%, which are equivalent to a distance of 25m between two adjacent images. Two

successive flights were required to cover the whole study area (200 ha), but images from both flights were subsequently handled as one unique image block. The direction of the lines of flight was chosen, where possible, so as to be perpendicular to the prevailing wind in order to save energy used by the drone. The aerial surveys were carried out under constant illumination conditions (at noon), with clear skies and moderate wind.

2.2.2 Flight period

Aerial surveys (2011, 2012 and 2013) were conducted in December to observe bare soils (Figure III- 2). Winter crops, wheat and barley, are at a very early stage in December, and plots where spring crops will be seeded have just been ploughed.

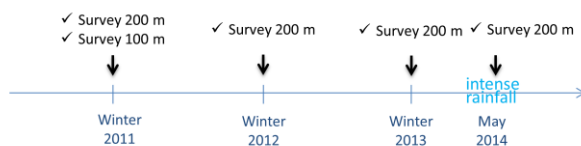


Figure III- 2. Timing of the UAS surveys for detecting sediment movements.

An aerial survey was also carried out in May 2014, two days after an intense rainfall event which caused heavy erosion in the watershed. The rainfall lasted 23 min with a maximum 1 min-intensity of 110mmh⁻¹, and maximum kinetic energy of 5323 KJ min⁻¹. The total precipitation reached 16mm. There were no antecedent rainfalls during the 48 h before. A peak flow recorded at the outlet of a watershed of around 400 ha including our experimental watershed was 716 l s⁻¹, which was the highest recorded value since the beginning of our monitoring in January 2012.

2.3 Photogrammetric workflow

The photogrammetric software used to perform this study was Agisoft Photoscan Professional version 1.0.4. Studies highlight the efficiency of this low cost commercial software. Sona et al. (2014) identifies Photoscan as yielding the best photogrammetric products among a set of comparable software packages. It works well even in flat areas and with the presence of shadows. This software also seems to be less sensitive to vegetation presence in flight conditions similar to ours in terms of flight altitude, camera and UAV used (Ouédraogo et al., 2014).

The dense point cloud, e.g. the digital elevation model, was generated after several processing steps (Verhoeven, 2011). First, the images were aligned. In this step, the images were scanned to detect feature points (points of interest in the image that were compared with the other pictures). These image features were automatically determined and were used to compute correspondences (i.e. tie points) with other images, with higher alignment capabilities of Photoscan than the open source software packages (Kaiser et al., 2014). GPS coordinates from the embedded drone's

GPS were associated with the images for image positioning and faster computation by only matching features in images that overlap. Aerotriangulation was then performed by means of a bundle block adjustment to identify the 3D position and orientation of the cameras, the xyz location of each tie point and the camera calibration (Lisein et al., 2013). Then a visual inspection of the model was carried out and obvious tie points outliers were deleted to reduce reconstruction errors (Lucieer et al., 2013). A sparse 3D point cloud, as well as the camera poses and calibration, resulted from this step.

Afterwards, the GCP coordinates were used for more precise model georeferencing into the absolute coordinate system. The GCPs were manually identified and marked on the images. Once GCP identification was completed and the corresponding xyz coordinates were entered, a linear similarity transformation using seven parameters (three translations, three rotations, and one scaling) was performed. This step, however, was unable to remove non-linear model deformations due to errors of the camera orientation parameters estimated during photo alignment using image data alone (Agisoft, 2014). Hence, in addition to the georeferencing, GCP observations were also used in the bundle block adjustment procedure in order to improve the aerotriangulation model. This process, referred to as “optimization” in Photoscan, is of primary importance as it ensures the removal of non-linear distortions by refining the camera calibration model (Javernick et al., 2014) and allows georeferencing of the 3D model in a real-world coordinate system.

Residuals for the GCPs were calculated as an initial indication of the geometric accuracy of the sparse 3D model. This precision depends on several factors such as image quality (sharpness), images block configuration (overlap, organisation), camera calibration and the measured surface type (Gruen, 2012). The assessment of the accuracy of georeferencing is generally performed by ignoring some GCPs during processing, and utilizing them afterward as check points (Javernick et al., 2014). In our case, in order to use all possible points to build the 3D model, a crossed validation approach is set up: the control points were used one by one as check points to quantify the georeferencing accuracy in an additional optimization process while the others were used as GCPs. In other words, all but one GCP were used during processing and the procedure was repeated by ignoring a different GCP each time. Finally, a dense point cloud and a dense surface reconstruction (referred to as a mesh) were computed from the image block by means of a dense matching algorithm (Lucieer et al., 2013). The model was exported to a gridbased DEM and orthophotomosaics at 12 cm resolution. The orthophotomosaic was generated by correcting the individual images for relief distortions and mosaicking and projecting them onto a planimetric surface with a real-world coordinate system: the Belgian Datum 1972 projection system.

Final parameter values were determined for the Photoscan algorithms after preliminary analysis and applied to all image blocks (Table III- 1). A description of these algorithms is provided by Verhoeven (2011) and Agisoft (2014). All these

steps were determined after preliminary investigations because they give the best model quality among all considered procedures in addition to the treatment of pictures from the lower 2011 flight (Figure III- 2) or that of stable control points in the landscape, such as roof edges and road signs.

Table III- 1. Photoscan final parameters settings.

Point cloud : alignment parameters	
Accuracy	High
Image pair selection	Ground Control
Constrain features by mask	No
Maximum number of feature points	40000
Optimization with GCPs	
Self-calibration of the camera	Yes
Marker accuracy (m)	0
Projection accuracy (pix)	0.5
Tie point accuracy (pix)	4
Dense point cloud : reconstruction parameters	
Quality	high
Depth filtering	Aggressive
Mesh : reconstruction parameters	
Surface type	Height field
Source data	dense cloud
Polygon count	0 (no decimation required)
Interpolation	Enabled
Point classes	All

2.4 Single DEM analysis

Residual errors were calculated to assess the DEM quality. Indeed, in SfM surveys, the determination of the data quality and the variable success of surveys can only be evaluated after field campaigns are completed (Smith et al., 2015). They included the mean error (ME) and the root mean squared error (RMSE, giving a relatively high weight to large errors since the errors are squared before they are averaged), and the absolute mean error (MAE) as the combination of the above two is often required to assess model performance (Chai and Draxler, 2014). The total error corresponds to the global error of the measurements, obtained as the square root of the sum of the square of contributions measured on the x, y and z axes. The reprojection errors were also calculated, which correspond to the image distance between the reprojected point in the camera and the original measured point.

Afterwards, the produced DEMs were compared to the field observations along the concentrated runoff paths. DEMs produced by the photogrammetry were then readily usable as input in an erosion model and also to compute concentrated runoff pathways. These concentrated runoff pathways were generated using the eight-direction (D8) flow model in the ArcGIS® software. The tools “Fill” (to remove small imperfections in the data), “Flow direction” (from each cell to its steepest downslope neighbor) and “Flow accumulation” (determined by accumulating the weight for all cells that flow into each downslope cell) were applied successively.

2.5 DEM differentiation

The study of temporal relief evolution was realised using the DEM time series. Two analyses were conducted. First, the effect of a significant precipitation event (May 2014 event) was analysed by calculating the difference between the DEM 2014 (May) and the DEM 2013 (December). Changes in relief after the rainfall event were first studied using transects across the main concentrated flow paths where water flowed during the rainfall event and which were well identified on the orthophotomosaic. The validation of these data could be carried out through a comparison with the readings conducted on the graduated rulers, as it is the field measurements collecting information about not only erosion but also deposition.

Second, elevation change was analysed by differentiating the DEM 2013 and DEM 2011. Indeed, these are the temporally most different DEMs, taken when the soil surface was as bare as possible to allow a multitemporal comparison of the whole watershed. Moreover, with the crop rotation being repeated every two years on the experimental watershed, we observed the same soil surface preparation and soil surface state for these two aerial surveys. The elevation change during the two last years were analysed focussing on the behaviour of some plots, and eventually general tendencies were examined for the whole watershed.

3 Results and discussion

3.1 DEM analysis

3.1.1 Evaluation of the high resolution DEM

Summary statistics describing the alignment of the image blocks from each survey are shown in Table III- 2. The image block orientation is of major importance as it determines the quality of the subsequent processing step, the image dense matching. The 2012 flight shows the weakest tie-point between images. This could be explained by a variability related, presumably, to four parameters: (1) the number and quality of the tie-points; (2) the change of the features of the UAS between flights; (3) some activities on the ground (e.g. tractors working during the flight); and (4) the direction of flight line. First, the 2012 flight contains many more fuzzy images compared to the 2011 flight. Indeed, before the 2013 flight, the drone was equipped with smaller propellers that transmitted significantly more vibration to the

camera, resulting in a large proportion of blurred images. Currently, the update to the wings of the drone (larger propellers) cures this problem by reducing the vibrations due to the engine. Second, the 2012 flights had an NE–SW flight line whereas the others took an NW–SE direction. The 2012 flights are consequently less optimal for the flight junction of the two areas (flight lines are perpendicular to this junction), while the other years allow a more optimal overlap of the two flights (flight lines are parallel to this separation). Third, in terms of moving objects on the ground, disparities were noticed for the 2012 flight: namely, the presence of a tractor in the middle of the basin and presence of birds. Fourth, the GCP disposition was less optimal for the 2012 flight. Therefore, the differences in triangulation accuracies do seem to relate to an interaction between flight conditions, shooting conditions and field conditions. Indeed, all these elements have a direct impact on the image quality, which is of primary importance for photogrammetric measurements.

Table III- 2. Summary statistics of the 2011, 2012, 2013 and 2014 flights.

	2011	2012	2013	2014
Number of images	868	694	742	1075
Aligned images	868	692	737	1072
Flying altitude (m)	190	195	188	205
Ground resolution (m/pix)	0.06	0.06	0.06	0.06
Tie-points for the point cloud	2.1E+06	1.0E+06	2.1E+06	2.2E+06
Markers	10	11	13	20
Markers projections	204	148	166	401
Reprojection error (pixel)	0.67	0.96	0.50	0.60

The assessment result of the DEM accuracy is provided in Table III- 3. The values in this table, quite close between years, show a good reproducibility of the models obtained by the photogrammetric technique. The results detailed in Table III- 3 show that the check points have a maximum total RMSE value of 0.13 m, with z-errors often higher than the x and y errors. However, images taken from the 2013 flight show smaller residuals in z than in x and y. The best adjustments of the different image blocks also seem to have been achieved for the 2014 flight (smallest RMSE and MAE), while the block of the 2013 flight performs the second best. In this way, we did punctual and repeatability checks. A check by a terrestrial LiDAR survey was not adapted as it is expensive and limited to small areas. Moreover, a field truthing by terrestrial Lidar was already done by Ouédraogo et al. (2014) on agricultural field with the same drone. Furthermore, even if the comparison of a topographic changes diachronic study realized with laser seems to be the most similar technique to use as a point of comparison, the data showed no clear

superiority of either technique and no clear indication as to which technique would deliver the better results (Gruen, 2012).

In reality, the position and number of GCPs varied as we progressed with the data acquisition towards a more homogeneous repartition within our experimental watershed. For example, a better representation of the GCPs is needed on the borders of the experimental area, and many more GCPs even placed outside of the experimental area and on artificial hard-surfaced ground, which are less subject to the GPS mast driving into the ground during the measurement. Indeed, no clear recommendation exists yet about the distribution and number of GCPs in relation to accuracy (Rock et al., 2011). A recommendation by Aber et al. (2010) is that GCPs are distributed evenly over the area, and the PS manual (Agisoft, 2014) recommends the use of at least 10 GCPs across the area. Determining a GCP's precise number needs an extensive study, and addressing how many GCPs are needed is out of the scope of this article. However, the errors decreased during the time series acquisition, suggesting that our approach in terms of the number and disposition of GCPs appears appropriate. Note that the increase of the GCP number is of no use if the camera quality is low. This study chooses a relatively cheap camera on purpose to develop a cheap monitoring method. Figure III- 3 shows the GCP position on the generated DEM for each year. These GCP z-errors show a random error distribution suggesting that the alignment step was successful. Table III- 3 also reveals that the bias is relatively low as the ME values are always close to 0. However, the error can be $\pm 13-17$ cm, as the error from both years must be taken into account (MAE 2011 + MAE 2013 or RMSE 2011 + RMSE 2013). For this reason, it could be meaningful to average the neighbouring pixels values by aggregating the calculated DEMs to generate reduced resolution DEMs.

Table III- 3. Evaluation of the accuracy of each image block using GCPs as check points in a cross validation approach.

Flight	RMSE (m)				MAE (m)			ME (m)			Mean reprojection error (in pixel)	
	total	X	y	z	total	x	y	z	x	y		z
2011	0.13	0.04	0.04	0.12	0.11	0.03	0.03	0.09	-0.01	0.01	0.03	0.36
2012	0.12	0.05	0.06	0.09	0.11	0.04	0.05	0.08	0.00	0.00	0.00	0.50
2013	0.12	0.06	0.09	0.05	0.10	0.05	0.07	0.04	-0.01	-0.02	0.00	0.35
2014	0.10	0.04	0.03	0.09	0.09	0.03	0.02	0.08	-0.01	0.00	0.01	0.50

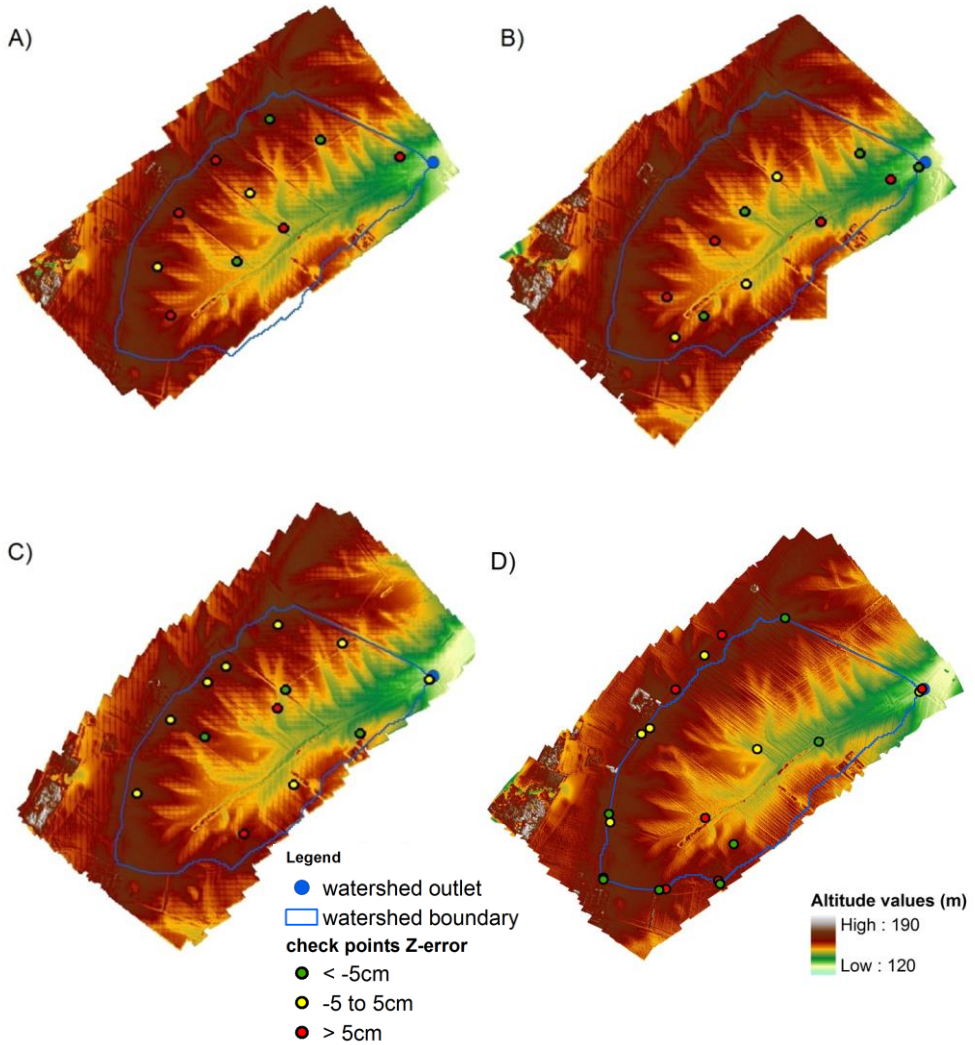


Figure III- 3. Spatial distribution of the residual z-errors of the GCPs on the DEMs A) 2011, B) 2012, C) 2013 and D) 2014.

There are some fundamental aspects of the DEM production. Indeed, the importance of the disposition and abundance of GCPs for accurate photogrammetric restitution, as well the appropriate parameterization of the photogrammetric workflow and realistic expectations of accuracies of the resulting DEM, is stressed by Marzolff and Poesen (2009) and should not be considered as trivial. However, even if the technique is increasingly used, it is not possible to formulate generally applicable parameters. These parameters and the photogrammetric designs can vary

according to the wide range of different scales and landforms. Moreover, significant differences are found between available software packages (Ouédraogo et al., 2014; Sona et al., 2014). Such differences are attributable to the ongoing development of the photogrammetric technique, which is not yet totally mature. Indeed, the technique offers many promising perspectives. Studies begin to show that data acquisition in the field should be optimized to increase precision. For example, James and Robson (2014) recently highlighted that high resolution DEMs can display systematic broad-scale deformation errors which restrict their wider usage even if such DEMs may achieve centimetric detail. To improve accuracy, they suggest capturing and including additional oblique images in the image network. The image block configuration is indeed crucial in order to achieve an accurate camera calibration and the correct determination of camera poses. Including additional oblique views could allow us to significantly reduce DEM errors. Another approach to explore in future surveys is to combine data acquired from other view levels and perspectives (e.g. low altitude or terrestrial pictures). Furthermore, Rock et al. (2011) demonstrated that the error increases with flight altitude. Nowadays, flight altitude seems to be one of the parameters we can adjust to improve the precision. However, this can increase cost and acquisition time, and is not always possible (aerial constraints). In addition, the flying height of the UAV is limited because it has to be visible during the whole surveying flight (d'Oleire-Oltmanns et al., 2012). Techniques and algorithms are also continuously developing, notably to better tailor the workflow to vegetation, shadow and lighting conditions; studies using different camera calibrations are also ongoing, seeking to continuously improve the precision of the UAV photogrammetry (Tournadre et al., 2014).

The resultant DEMs show the grass strip and the wood band which divide the site, and the concentrated runoff axis observed during the erosive events in 2014 (Figure III- 4). Orthophotomosaics were also generated each year from the photogrammetric treatment. Figure III- 5 shows the 2014 orthophotomosaic generated after the storm that caused concentrated runoff.

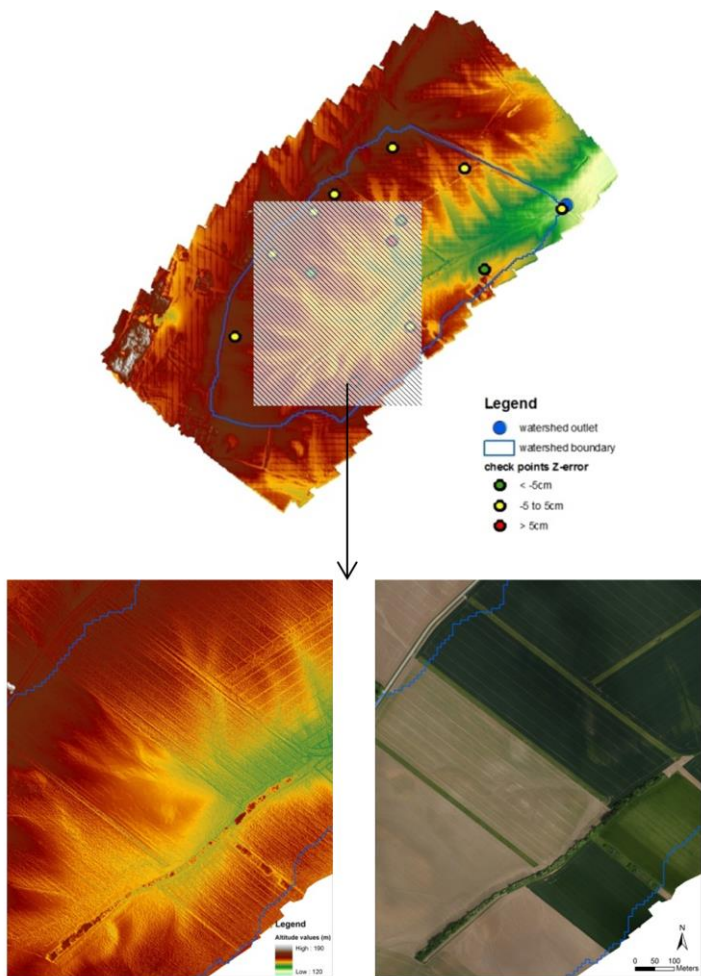


Figure III- 4. Zoom on wood band and some grass strip delimiting the plot in reality (right) which are well identified on the DEM (left).

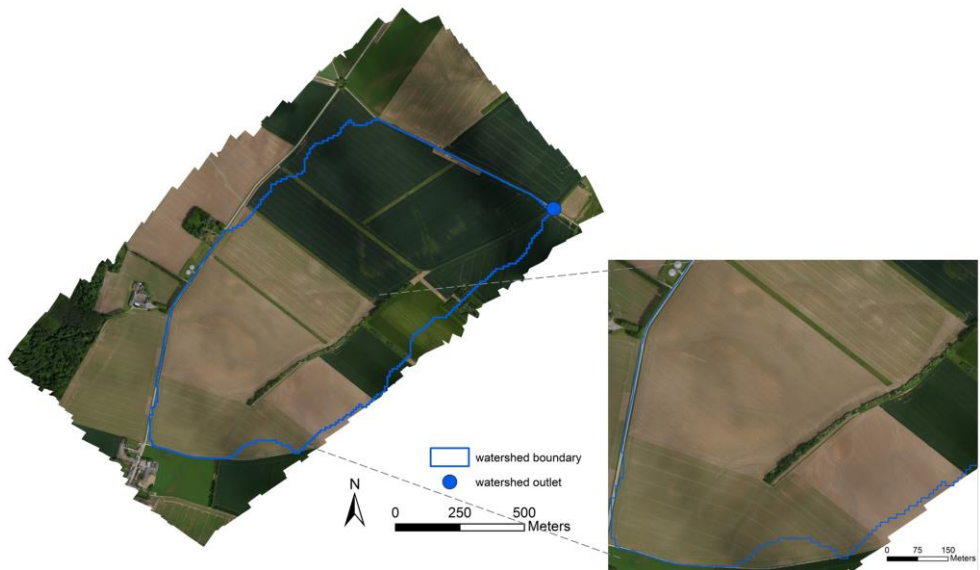


Figure III- 5. 2014 orthophotomosaic (example of muddy flows concentration).

3.1.2 DEM exploitation and comparison with field observations

Based on the produced DEM, concentrated runoff pathways are generated. By comparing these axes with the erosion/deposition areas visually identified on site, it appears that the DEM also captures major landscape behaviour. For example, in plot 6 (the picture in Figure III- 6), two concentrated flow paths were computed, which agree with field observation. Such maps are routinely used in Belgium in spite of lower resolutions. Advisors use them in order to recommend mitigation measures to the farmers such as ditches, fascines, and grass buffer strips.

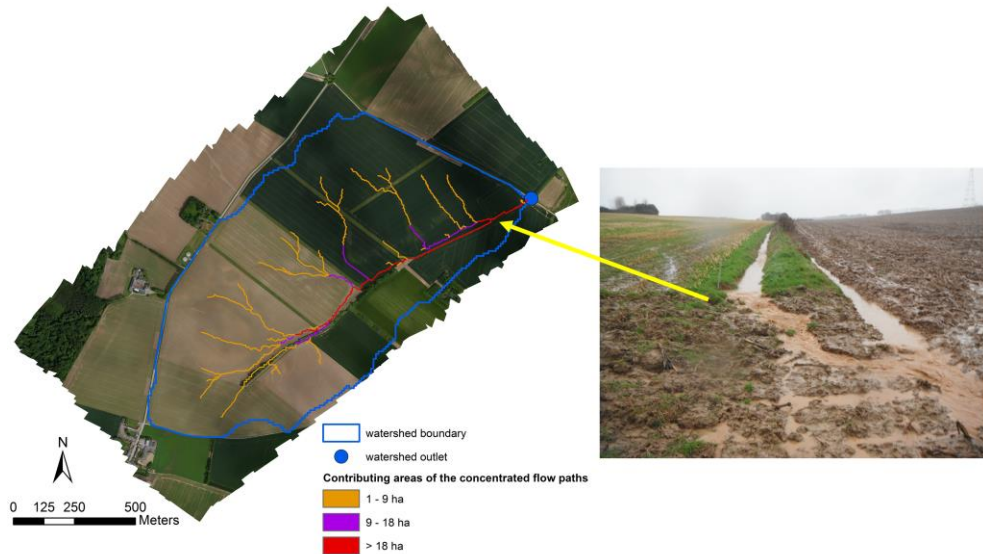


Figure III- 6. Concentrated flow paths generated on the studied watershed (picture: Two concentrated flow paths on plot 6).

3.2 Elevation change at event scale

Using two transects across clear marks of runoff, Figure III- 7 compares the elevation before and after the heavy rainfall in 2014. These transects show deep thalwegs. Although soil surfaces were smoothed by agricultural work, this relief remains almost unchanged, showing the strong stability of the landform. Moreover, in response to the spring 2014 event, the depression in the centre became deeper due to local soil loss.

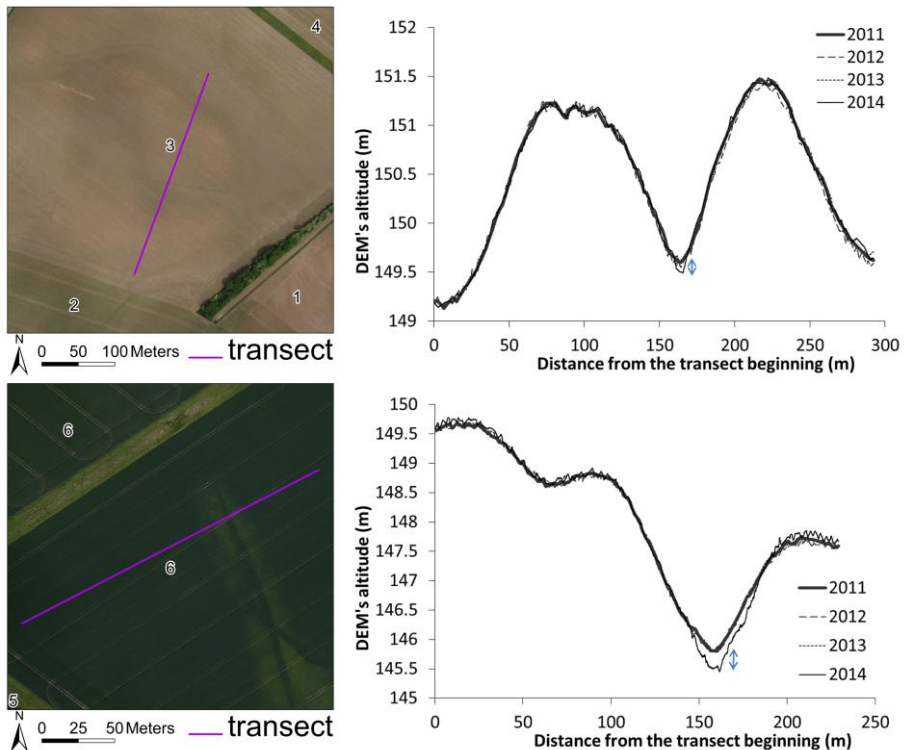


Figure III- 7. Transect through flow concentration axes (plots 3 and 6) from the DEMs measured by UAV.

Between the December 2013 and May 2014 flights, a few flow events occurred other than the large one the day before the second flight. The 2014–2013 DEM difference map can therefore be compared with field measurements conducted with graduated rulers placed after the plant seeding on April 1, 2014. In plot 2 (Figure III- 8), for example, transects along the 2014–2013 DEM differences map have the same patterns as the measures written down after the event on our graduated rulers even if the absolute values recorded are not the same (Figure III- 9). Considering the current resolution of the DEM and the bias in the photogrammetric measures (e.g. camera calibration), this pattern, well related to the precise field readings, shows encouraging results. Concerning the difference in absolute elevation, one should also recall that the topsoil bulk density varies between ploughing and the seeding of the spring crop which can lead to a plain elevation difference (Green et al., 2003;

Blanco-Canqui et al., 2004; Osunbitan et al., 2005; Bormann and Klaassen, 2008). However, this phenomenon is likely to be uniform in a given parcel.



Figure III- 8. Localisation of the transect used for the validation by graduated rulers in plot 2 (one ruler is highlighted).

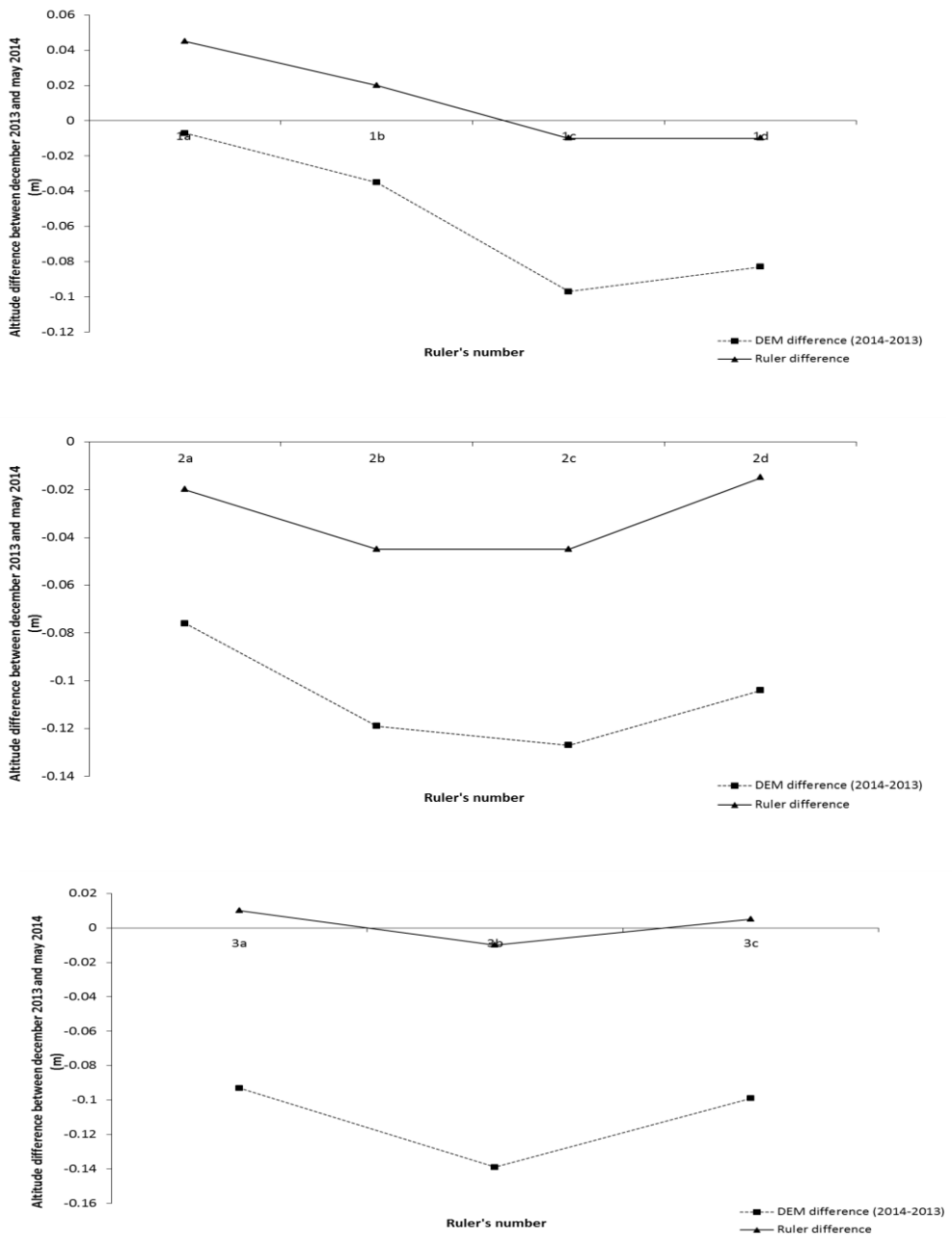


Figure III- 9. Comparison of the difference in plain elevation between the DEMs in 2014 and 2013 with field measurements (graduated rulers).

3.3 Plain elevation evolution after 2 years

To assess the inter-annual elevation evolution pattern on the experimental watershed via the use of the sequential images, the 2011 and 2013 DEMs were compared.

3.3.1 Plot analysis

Landscape evolution patterns during these 2 years can be drawn at plot scale.

In plots 3 and 4, 10 transects (parallel lines separated by 20 m) were set from the top to the bottom of the slope and in the tillage direction (Figure III- 10). They were drawn at about 30 m from the ridge line to avoid the plot border vegetation effect. Their medians show negative differences on the top of the slope, which could be associated with erosion, but increasing progressively toward positive differences on the bottom of the plot, which could be associated with deposition. Figs. 11 and 12 show examples of transects for plots 3 and 4. The median values are also surrounded by their 25 and 75 percentiles. Regarding plot 3, it might seem surprising that the values are so high at the top (12 cm) but the transects actually begun in a local depression observed in the field. Concerning plot 4, the trends observed were those expected for homogenous plots cultivated in the slope direction. Deposition at the bottom of plots that could be observed after a crop season can actually reach 15 to 20 cm; Figs. 13 and 14 illustrate the deposition of sediments at the bottom of the slope after one cropping season. The same tendencies were observed at plot 2, but data are not shown here.



Figure III- 10. Transects localisation.

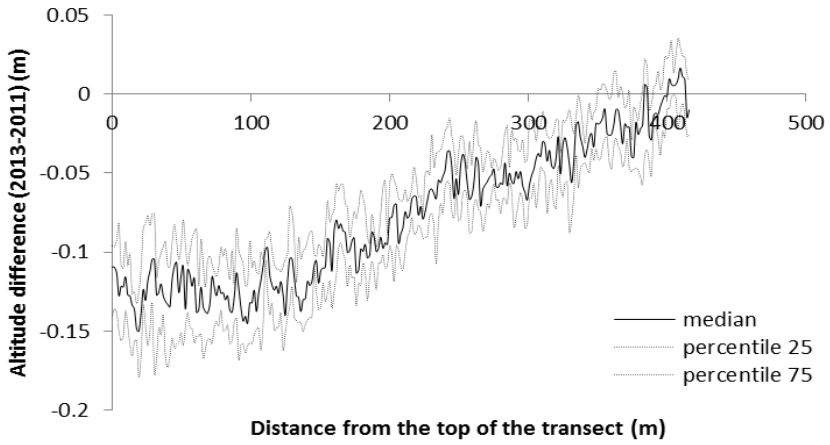


Figure III- 11. Median of the 10 transects from the top to the bottom of plot 3 illustrating the difference in plain elevation between the DEMs in 2011 and 2013.

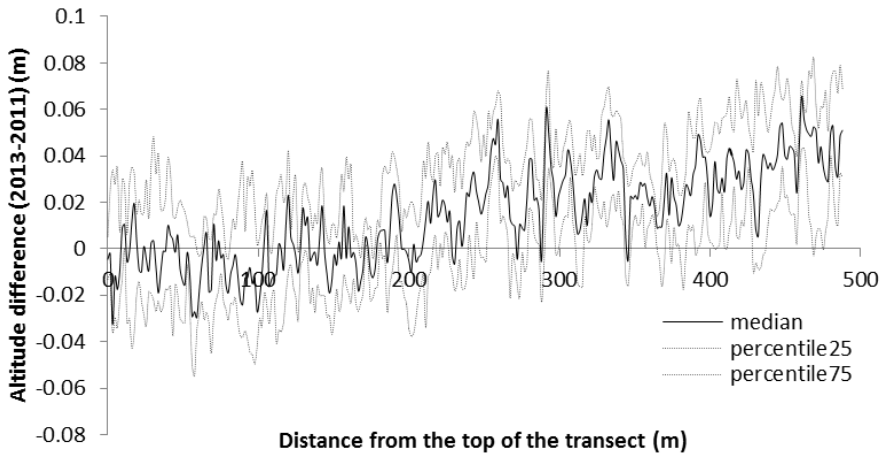


Figure III- 12. Median of the 10 transects from the top to the bottom of plot 4 illustrating the difference in plain elevation between the DEMs in 2011 and 2013.



Figure III- 13. Deposition accumulation in the bottom of plots 3 (left) and 4 (right).



Figure III- 14. Example of sediment deposition observed after a crop season at the bottom of the plot. The ruler is still visible on the top of the picture.

The obtained results might still be partly affected by the residual error compensation (Rudakova and Monasse, 2014). To test this, transects perpendicular to the slope direction were observed. Figure III- 15 shows one of them. It crossed a grass strip (plot 6, located in Figure III- 1). A clear increase in plain elevation was present at the place of the grass strip, which corresponds to the growth of the vegetation between 2011 and 2013. Regarding the trend of elevation difference, there was no shift from erosion to deposition.

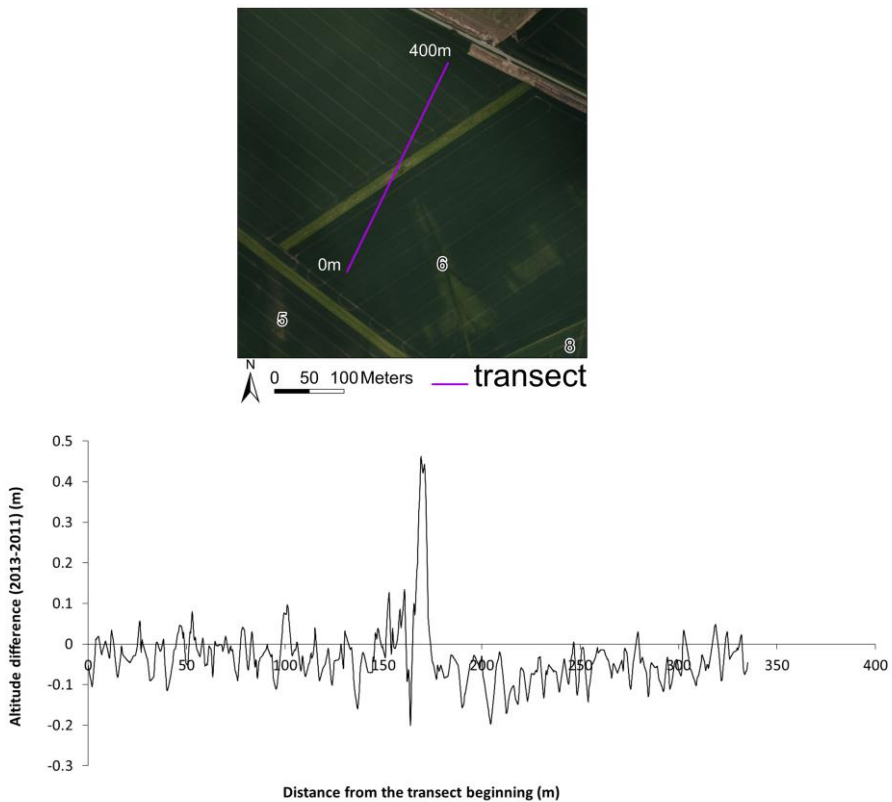


Figure III- 15. Transect through the grass strip (plot 6).

It was also possible to carry out a plot analysis regarding the agricultural practices and plant growth. Comparing the 2014 flight, conducted during the growing season, with the previous flights allowed us to study the effects of vegetation and tillage practices at the watershed scale. The plots that were planted with winter wheat in

December 2011 and 2013 in the lower part of the watershed (plots 5 to 10 in Figure III- 1) showed increased elevations in May 2014 (due to plant growth). By contrast, the others plots, ploughed in December 2011 and 2013, had their soil structure refined by the plant seeding in spring (Figure III- 16) and underwent elevation decrease. Among these ploughed plots, however, elevation increase was detected for the plot planted with potato in 2014. This is related to tillage practices: in this region, the potato crop is planted on ridges; after the intense rainfall event, the furrows fill up with soil deposits. These results indicate that it is essential to compare zones in the same vegetation development and field preparation stage.



Figure III- 16. Surface roughness in December 2013 (left) and May 2014 (right).

3.3.2 Watershed analysis

The difference in DEMs indicates that most of the watershed has been experiencing lowering, which is consistent with the strong erosion observed on the field (Figure III- 17). In addition, the upstream part of the south-eastern watershed seems to be associated with a deposition signal, which was not expected and not observed in the field, except for the bottom of the slope. This bias could result from the lack of ground control points in the southern part of the watershed for the aerial surveys, as accuracy lowered in areas without targets (Clapuyt et al., 2016). The farther the area is from GCPs, the greater the observed non-linear distortions are. This can also be supported by the surprisingly high value of soil loss in the plan parts along the border of the watershed. Again, experiences gained during this study

encourage future studies to place more GCPs at the border of the project, and even outside the watershed. For this reason, we placed more targets and some permanent ones on site for the final flight of 2014. The borders of the watershed are not taken into account in this study. Even if the repartition for the last flights seems to be convincing, the larger errors of the first survey affect the final difference map.

Moreover, some studies have shown that with increasing terrain complexity in terms of elevation variability and vegetation cover, the amount of outlier points present in the orientation step might increase and tie points quality might decrease, partly due to shadow as in the case of gully's microrelief (Chandler et al., 2005; Marzloff and Poesen, 2009). Another difficulty in modelling the surface evolution in an agricultural area is loose soil, which can affect GCP reliability (Ouédraogo et al., 2014). Despite remaining cautious about these results, we still can mention that the parcels division effect tends to appear more clearly than the continuous concentrated flow paths. The hydrological connectivity between the plots seems therefore to be decisive in this watershed.

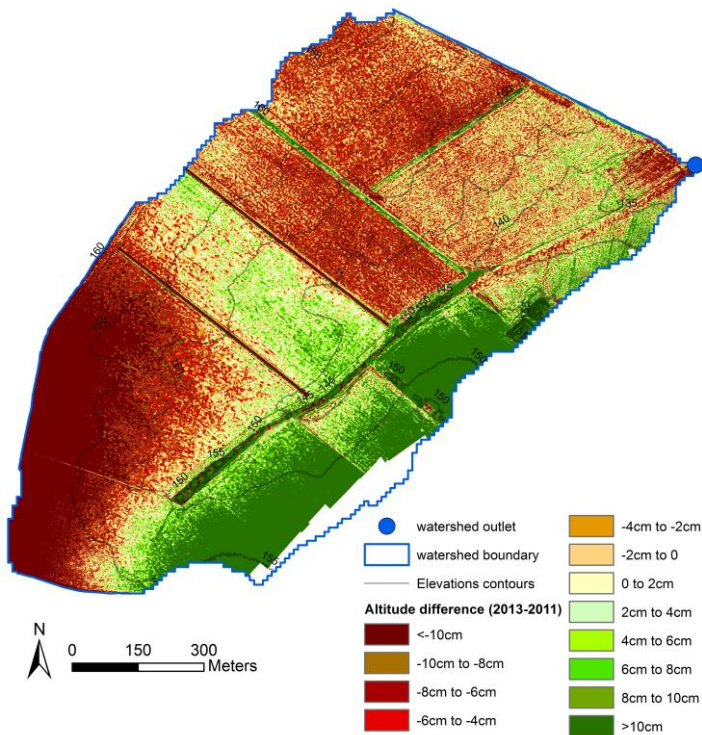


Figure III- 17. Elevation difference between the 2011 and 2013 flights.

4 Conclusions

The present work is a contribution to high-resolution surface reconstruction. The acquisition of on-site data to quantify sediment movement at watershed scale is among the current major challenges of the soil conservation community. This technique might be of great interest regarding study at the watershed scale where other methods are too destructive, expensive or time consuming. Hence, all these measures have their place in increasing our collective understanding of erosion processes and improving the modelling of sediment movement in a distributed way (Stumpf et al., 2015). Even if this technique is not yet as mature as some conventional methods of measuring erosion, it gives an answer to our needs in terms of flexibility for use after a notable rainfall event. For instance, images were acquired two days after a significant event. This technique allowed us to observe the real runoff patterns across the whole zone and to model the relief changes due to a major event. This acquisition illustrates the temporal resolution that drones can achieve, as well as their capacity to reflect natural phenomenon (Koh and Wich, 2012).

The quality assessment of digital photogrammetry gives encouraging results. The consistency among the four DEMs in terms of relief illustrates the robustness of the photogrammetric measurement technique. The DEMs can have a resolution of 6 cm, and their MAE can reach only 4 cm. Obtaining a very high resolution DEM is essential in order to achieve a reliable, precise and accurate restitution of elevation and its derivatives such as drainage networks. The derived tools can be used by land managers, for example, to install small checks in order to limit runoff and muddy flows. Moreover, such high quality DEMs can also be a very important input for erosion/deposition modelling. Photogrammetry can be of great use in this field. As computer capacities are always increasing and photogrammetric software are continuously improving, this technique opens the way towards an improvement in the acquisition of field data.

Regarding the use of DEM time series for erosion quantification, the first study at event scale using the big rainfall event of May 2014 has shown the potentialities of this approach. Transects across areas where the phenomena are more pronounced can be validated by field visual observations or using graduated rulers. The use of this technique requires close monitoring of topsoil bulk density changes if one wants to quantify erosion over a short time step.

Over the longer term, comparison of DEMs taken at the same period in crop rotation may allow us to map and quantify elevation changes in an encouraging way. Our first observation is still affected by some technical issues, but we nonetheless already observed effects of plot differences, and therefore tillage practices. The technique shows its potentiality through transect analyses. Indeed, plain elevation evolution patterns show encouraging tendencies for transects both in and perpendicular to the slope direction.

Nevertheless, it is generally still difficult to quantify sheet erosion and deposition across a whole watershed by comparison of successively acquired DEMs captured over the period of only a few years. It may be recalled that the obtained photogrammetric treatment precision, which is in the same order of magnitude (minimal MAE of 4 cm) as the elevation changes we intended to observe (0.8cm of loss is expected during the 2 years if a maximum loss of $50 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ is reached), still makes the task quite challenging.

Chapitre 4

Diachronic soil surveys: A method for quantifying long-term diffuse erosion?

Le contenu de ce chapitre a été publié dans la revue *Geoderma Regional*

Pineux, N., Michel, B., Legrain, X., Biolders, C.L., Degré, A., Colinet, G., 2017b. Diachronic soil surveys: A method for quantifying long-term diffuse erosion? *Geoderma Regional* 10, 102–114. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.06.001>

Abstract

Given the high inter-annual variability in soil erosion, representative measurements are best carried out over time scales of a few decades. In this study, a novel approach was tested that relies on diachronic, high-resolution soil mapping. For this test, a cropland-dominated watershed covering 116 ha was selected in central Belgium. An initial soil survey based on augering had been carried out in 1956, with a density of 1.8 auger points/ha. A second survey was carried out in 2015, with a density of 4.5 points/ha. The results were interpreted in terms of changes in the depth of transition between successive horizons. The results indicate that a great proportion of the soils classified as non-eroded in 1956 were strongly eroded in 2015. Strongly eroded soils represented 52% of the watershed area in 2015, whereas they had represented only 8% in 1956. Some colluvial areas have been subjected to erosion and then covered again by colluvium over the 60 years. Only the flatter areas near the watershed boundary appear to still be in the 'non-eroded soils or soil subject to weak erosion' category. A mean net erosion rate of 37 t/ha per year is computed for the watershed using this method. The diachronic comparison of the pedological maps over the 60-year time interval within a context of intensive farming is a potential source of information for the calibration of landscape evolution spatial modelling. This method joins the few ones allowing a quantitative spatialization of erosion and deposition phenomena at the catchment scale.

Keywords: Luvisols, soil map, agricultural catchment, erosion dynamics, 60 years, human impact.

1 Introduction

Erosion is a major threat to soils and can have many effects. For example, in relation to the growing world population, the loss of fertile soils is one of the greatest threats to the welfare of humankind (Dreibrodt et al., 2010). The loss of topsoil due to erosion can lead not only to mud floods and river deterioration, but also to an important decrease in productivity, mainly because of the reduction in the soil volume usable by roots and in the amount of water (and its nutrients) available in the soil (Gillijns et al., 2005a). As long as soils are deep enough, these physical properties are not affected and there is no direct yield decrease so long as the nutrient loss is compensated for by manure or mineral contribution. Loss of the plough layer also leads to a decrease in soil quality. When the bottom layer of soil is composed of material that does not generate its soil formation, the process becomes irreversible. With regard to Belgium's loamy soils, beneath the siltloamy layers there are generally Tertiary materials that have very limited agricultural potential. In addition, this calcareous-clay or sandy substrate is more sensitive to erosion, aggravating the process. In some places, quaternary gravel or ferruginous sandstone

can outcrop after ploughing, damaging agricultural machines (Gillijns et al., 2005a). In short, erosion implies a local loss of soil quality and there can also be consequences off site (Verstraeten et al., 2009).

In order to prevent soil loss, it is important to understand soil erosion processes, particularly with regard to their spatial distribution. Erosion measurements tend to be laborious and expensive. For this reason, soil erosion is studied mainly at the plot scale or in relation to sediment export at the watershed scale, with less attention being given to the influence of erosion processes and their distribution in landform evolution on agricultural land (Van Oost et al., 2005). At the watershed level, most studies are based on sediment flows at the outlet (sediment yield). When measuring erosion, however, the sediment yield of a catchment represents only a part of the total erosion or sediment production within the catchment, as important masses of sediment are often deposited before they reach the outlet (Verstraeten and Poesen, 2001). This approach does not give any indication of the space distribution of the erosion/deposition, which is required for a good calibration of the models. These movements within the watershed smooth the topography as soils erode and sediment deposits fill valleys and depressions, reducing slope gradients (Rommens et al., 2006). Under long-standing cultivation, on the one hand erosion leads to profile truncation, while on the other sediment deposition buries the original soil profile under a colluvial layer (Rommens et al., 2005). In addition, erosion is characterized by high inter-annual variability. The representativeness of measurements carried out over a few years is therefore difficult to evaluate. It is important to use methods that integrate the process over a longer time period (decades).

The low-relief landscapes of central Europe are marked by a legacy of cultivation that has resulted in truncated pedostratigraphies, colluvial burial and alluvial sedimentation because of anthropogenic sediment redistribution (e.g., Lang, 2003; Dotterweich, 2008; Dreibrodt et al., 2010; Notebaert and Verstraeten, 2010; Houben, 2012). These agricultural landscapes, with their millennial-scale history of cultivation, are common in many loess areas of central Europe (Houben, 2008). Historical soil erosion and sediment deposition have reshaped the landscape, especially in those regions where anthropogenic land cover change has been significant (Trimble, 1999; Knox, 2006; Rommens et al., 2007; Notebaert et al., 2009). Most studies on historical soil erosion in small catchments of central Europe have shown that sediment fluxes are highly sensitive to changes in local land use.

Sheet erosion was at a low level until the mid-20th century. Since then, hillslope erosion has increased as an effect of soil compaction by heavy agricultural equipment and land consolidation (Dotterweich, 2008). Many studies indicate that human impact and activities have led to increased rates of soil erosion and sediment deposition worldwide (e.g., Pimentel et al., 1995; Verstraeten et al., 2009; Świtoniak, 2014). Substantial soil translocation from erosion processes occurs on cultivated lands, leading to a variation in soil characteristics across landscape positions (Schumacher et al., 1999). Even on a long-term scale, most alluvial

sediment deposition can be attributed to agricultural activities (Notebaert et al., 2009).

Belgium is fortunate in having a high-resolution soil map dating from the 1950s, which was when erosion levels started to change as a result of the rapid mechanization and industrialization of agriculture. The past spatial distribution of Belgian soils is therefore known. A survey of Belgian soils was initiated in 1947, based on observations taken every 75 m to a standard depth of 1.2 m, using an auger. The soil cartographic units were delimited at a scale of 1:5000, based on the survey results. They were then generalized and finally published at a scale of 1:20,000 (Bock et al., 2004).

By removing soil particles, erosion truncates soil profiles and reduces the thickness of the upper horizons, sometimes even removing them entirely. The soil particles deposited downstream increase the depth of colluvium in soil depressions. Conducting a survey now, using the same method as that used by the cartographers in the 1950s, should enable a spatial comparison of the past and present situation to be made. The Belgian soil maps could therefore be used to measure erosion as an original indirect method.

Soil mapping has already been used to characterize the evolution of sediment production driven by human erosion at the watershed scale, but relating only to the long term (centennial or millennial) (e.g., Lang, 2003; Mäckel et al., 2003; Houben et al., 2006; Peeters et al., 2006; Rommens et al., 2006; Leopold and Völkel, 2007a; Leopold and Völkel, 2007b; Papiernik et al., 2007; Seidel and Mäckel, 2007; de Moor et al., 2008; Notebaert et al., 2009; Verstraeten et al., 2009, Houben, 2012; Świtoniak, 2014). In these studies, the initial soilscape was derived through dating methods (Lang, 2003; Mäckel et al., 2003; Rommens et al., 2006; de Moor et al., 2008; Verstraeten et al., 2009), by setting a theoretical standard sequence of horizons of a non-eroded soil profile (Rommens et al., 2005; Houben et al., 2006; Peeters et al., 2006; Leopold and Völkel, 2007a; Houben, 2008; Notebaert et al., 2009; Houben, 2012), by comparison with a reference soil pedon with no history of cultivation (Papiernik et al., 2007; Świtoniak, 2014) or by using geological maps where the studied periods evolve over geological time scales (Seidel and Mäckel, 2007).

These considerations demonstrate the need to provide a spatial distribution of the soil redistribution that has occurred since the intensification of agriculture. This study therefore seeks to spatialize and quantify the evolution of an exclusively agricultural watershed over the past 60 years, based on the existing 1956 soil map of the area and the updated 2015 soil map.

2 Material and methods

2.1 Study site

For this study, a small catchment (116 ha) in the Dyle river basin was selected in central Belgium, astride on the municipality of Court- Saint-Etienne and Chastre (50 ° 36' 23.02" N, 4° 35' 42.33" E) (Figure IV- 1). This catchment is part of the Belgian loess belt, which is characterized by a cover of deep quaternary loess, affected by diffuse erosion. It presents a smooth landform. The Belgian loess belt is part of the large loess region running W-E from northern France towards the Ukraine. Since prehistoric times these soils have been known for their advantageous physical properties and are still intensively farmed (Rommens et al., 2005). In the Belgian loess belt, arable fields currently dominate the flat areas on the plateaus, while patches of woodland or grassland characterize the areas where the Tertiary sands outcrop. Of all the areas of Belgium, this central part is the area most affected by erosion, due to land use (bare soils at the time of year when precipitation is high) and the low organic matter content of the soil (Gillijns et al., 2005a).

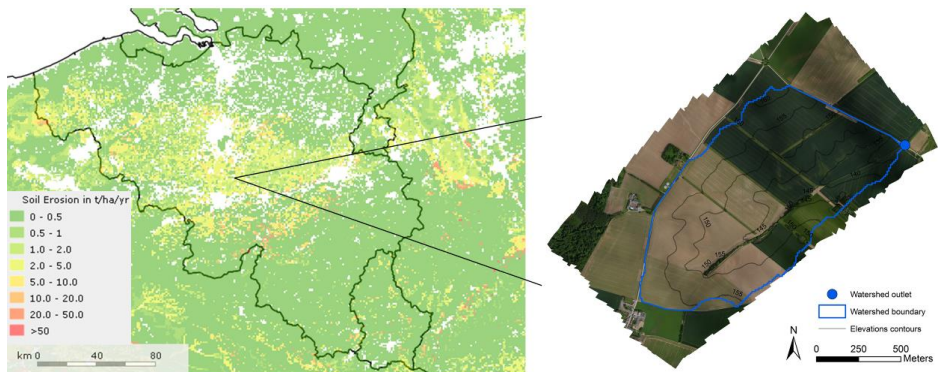


Figure IV- 1. Location of the study site in Belgium (from European Soil Portal).

With a general SW-NE orientation, the watershed is composed of two opposite slopes of unequal lengths, the slope with an SE orientation ranging from 400 to 600 m long and the opposite NW-oriented slope being < 250 m long. A runoff flowpath separates them, joined by many perpendicular secondary paths that cut through the SE-oriented slope. The altitude varies from 160 to 130 m at the outlet. The observed slopes have declivities ranging from 0 to 13%, with an average of 4%.

Within the studied catchment, land use is mainly arable land (98.0%), with a very small proportion of forest (0.1%) and built-up areas (0.3%). The main crops grown are wheat, barley, sugar beet, corn, potatoes, chicory and, in certain years, flax. The

agricultural plot size is average to large for this region (8–17 ha). There are several grass strips or forested bands along the main drainage way in the middle of the watershed and throughout the watershed, for hunting purposes (Figure IV- 1).

The first soil survey of the watershed dates back to 1956. Since then, the watershed land use has remained agricultural for the most part (Figs. 2 and 3). Deforestation took place between the 13th and 14th century. Various documents (aerial photographs and topographical maps) show there has been constant agricultural land use on this watershed since 1956. Plot size increased between 1956 and 1980 and then decreased again. The current field pattern takes into consideration water runoff and management of hunting land, with beetle banks created within the watershed area.

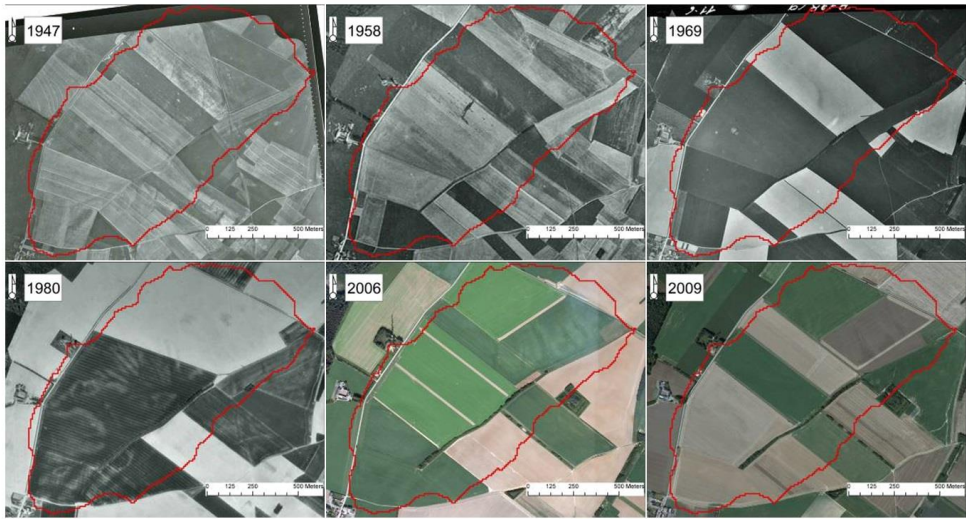


Figure IV- 2. Aerial photographs from 1947 to 2009.

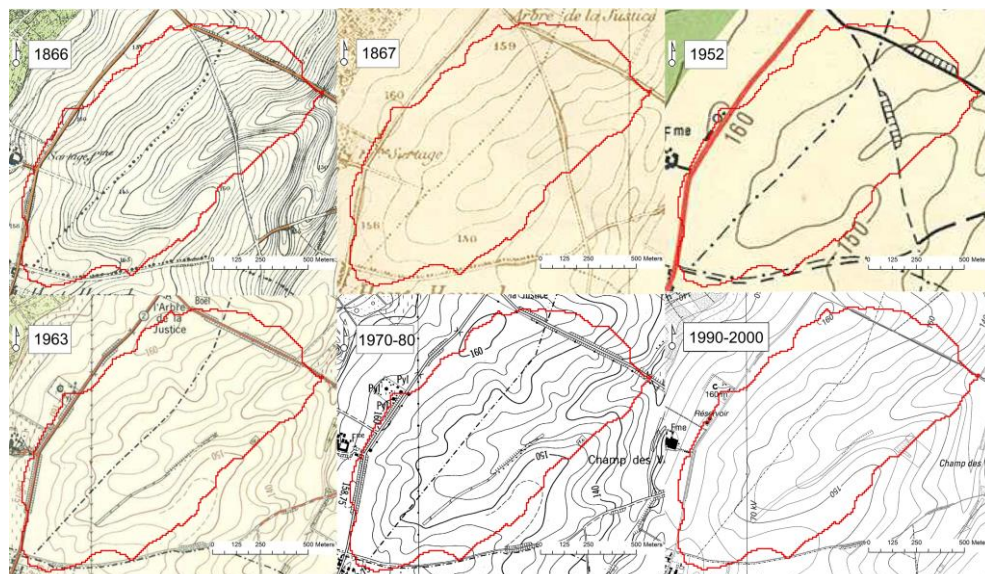


Figure IV- 3. Topographical maps from 1866 to 2000.

2.2 The initial Belgian soil map of the study site (1956)

This map was realized following the method of Belgian soil cartography explained in Legrain et al. (2011). For the studied site, the 1956 soil map shows that the catchment was dominated by loess-derived Luvisols (silt-loam texture), as defined by the Food and Agriculture Organization (FAO, 2015): 99.7% of the area is covered by silt-loam soils with varying degrees of profile truncation (Figure IV- 10, left).

The soil profile typical of Luvisols was formed after deposition of the loess in the late Pleistocene on Tertiary sand (from the formation of Brussels). Decalcification occurred and clay became mobile in the upper soil horizons, forming a Bt horizon with clay accumulation (Rommens et al., 2005). On the soil map, soils are represented by a series of symbols, three of which are always present. The first letter, a capital, refers to texture (A for the silt loam texture), the lower case second letter denotes internal drainage quality, and the third letter denotes the profile development (Legrain et al., 2011). The depth at which the decarbonated loess (C horizon) is found in non-eroded profiles can vary, depending on landscape position, topography and hydrology. It decreases from the upper plateau positions to the steepest slope positions, where C material can be present directly below or even mixed within the plough (Ap) layer (Van Oost et al., 2005). Figure IV- 4 illustrates these differences:

- On the plateaus and slopes, the 1956 Belgian soil map shows soils with no or weak erosion, with a standard Ap-E-Bt-C sequence of horizons: these are the Aba1

soils (Ap+ E horizons < 40 cm thick), surrounded on the S and SE border by Aba(b)0 soils (Ap+ E horizons > 40 cm thick).

- The main drainage path in the centre of the watershed is covered with deep colluvial deposits, the Abp0 soils (Colluvic Regosols), which spread far into the secondary runoff paths. Upstream, their thickness decreases and they become Abp(c) soils. Colluvic Regosols are grouped into three categories, depending on the thickness of the colluvium hiding the B horizon: the symbols Abp (c), Abp1 and Abp0 correspond to the colluvium depth above the Bt between 40 and 80 cm, 80 and 120 cm and all along the 120 cm soil profile, respectively.

- Soils suffering from erosion, the AbB soils (Cambisols), constitute the bottom of the downstream slope and extend to the top of the NW-oriented slope. They also occur on both sides of a former railway track that no longer exists. The depth of appearance of the C horizon is defined by a suffix: 1 for > 120 cm, 2 for 40–120 cm and 3 for < 40 cm.

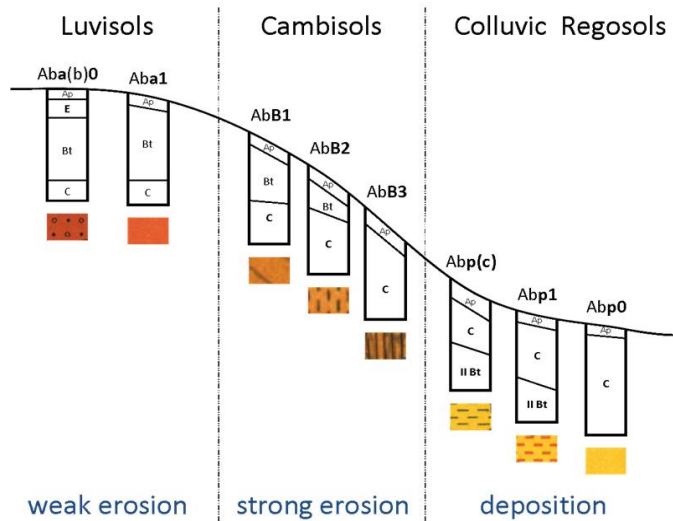


Figure IV- 4. Typical soil mapping units in the Belgian loess belt, in relation with their position along a slope.

Fig 5 illustrates the description of the soil categories working by 40 cm classes. All the codes are explained in detail in Table IV- 1.

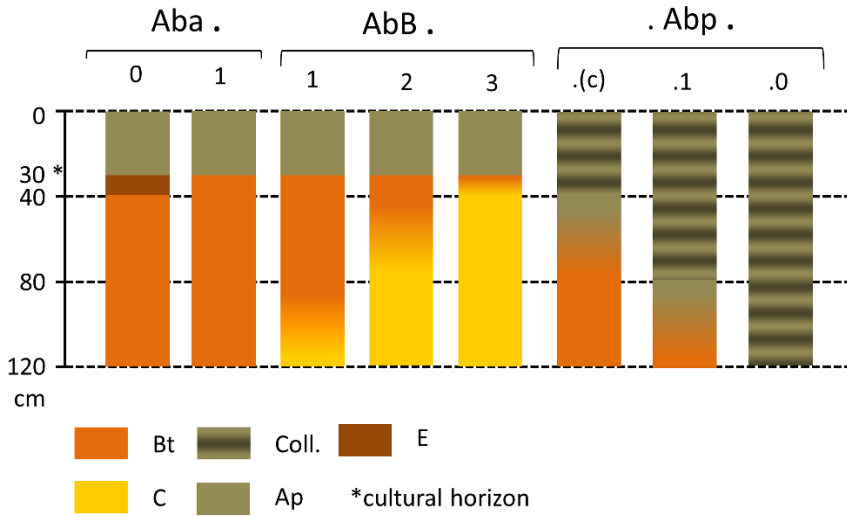


Figure IV- 5. Soil map codification for the typical soil mapping units in the Belgian loess belt.

2.3 Data surveying

A new soil survey was undertaken in 2014, in June, which is a time of year when it is easier to describe the soil (better contrast in terms of colour and penetration resistance with regard to the B/C horizon, the C horizon remaining drier). The survey ended in 2015, determined by the farming cycle.

The sampling design was based on the relief and took into account the limits of the existing soil map. The surveys were carried out by area, depending on the crops planted at the time and in a 'reasoned systematic' way. Using an auger up to a depth of 1.2 m, the surveys were conducted systematically at density of four points per hectare (every 50 m), but with a grid sometimes broader or narrower, depending on previous observations. This point density was fairly unusual: Houben (2012) reached only 70 points per km². Across the whole watershed, there were 517 augerings (Figure IV- 6). For each one, a detailed description of each 10 cm increment in depth was made. Apart from the coordinates and landscape position, other information was recorded for each depth class such as texture, colour and horizon type. This information was directly encoded in a GIS.

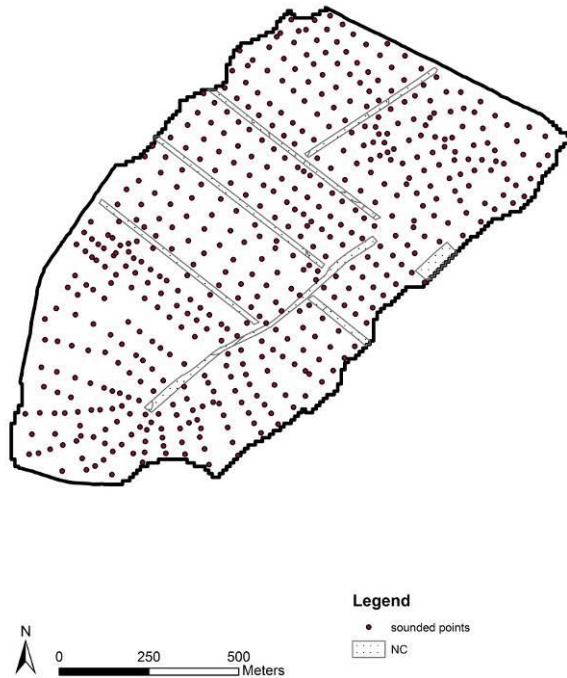


Figure IV- 6. Auger points in the studied watershed.

2.4 Comparison method

The quantification of anthropogenic erosion and deposition are based on comparing the impact of the pre-intensification and present day stratigraphy of the near-subsurface. The depth of the Bt horizon and the upper level of the decalcification front of the calcareous loess can be used to determine the spatial soil redistribution processes (Rommens et al., 2005). They are used as marker horizons (Houben, 2008).

The truncation of the previous pedostratigraphy corresponds to the soil thickness eroded as a result of human activities, whereas the thickness of colluvial or alluvial burial corresponds to sedimentation (Houben, 2012).

2.4.1 Working with soils map zones

In our study, soils map zones are drawn using the obtained auger points by interpreting jointly the augering information and the topographic data (digital elevation model, slopes, flow direction). The soil map zones between 1956 and 2015 were compared rather than the auger point descriptions because the localizations of the 1956 pedological area have some inaccuracies. Bock et al. (2011) noted that there were gaps of up to 20 m. In the 1990s, the first survey of the Belgian soil map was converted into digital format and during this conversion the projection system

was changed (Lejeune, 1995), leading to inaccuracies (Figure IV- 7). In addition, in the 1956 survey, the observation points were 75 m apart, leaving the soil scientists to speculate on the situation between points.

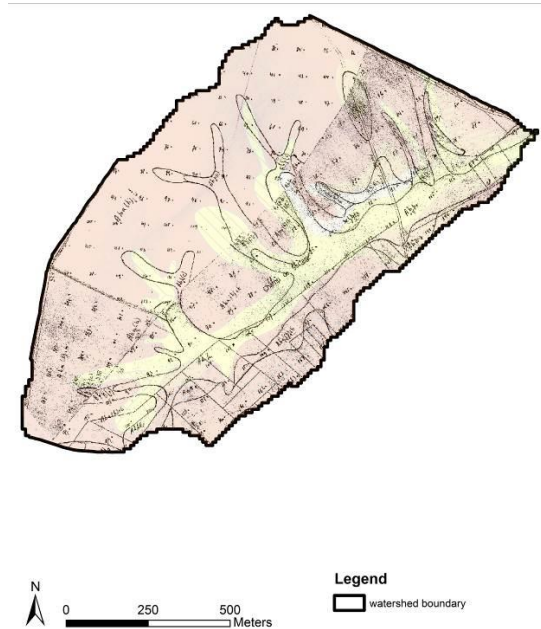


Figure IV- 7. Superimposition of the georeferenced drawing and the digital soil map.

2.4.2 Validation

In order to ensure that the description approach based on augering was as close as possible to the 1956 approach, a watershed area preserved by forested cover since the 1950s was augered. An analysis of various historical documents showed a wooded area (50 ×35 m) on the 1969 orthophotomosaïc map and the 1963 topographical map (Figs. 2 and 3). Located on AbB1 soils (1956 map), this wooded area was used as the control.

2.4.3 Minimal and maximal case

For quantification comparisons, two cases were considered. First, the minimal erosion values and maximum deposit values were examined. Descriptions of soil categories working by 40 cm class, the class limit that generates less erosion, were selected for comparing the 1956 and 2015 symbols. In the same way, the class limit generating the most deposit was the selected symbol for a minimal net export in terms of soil loss at the outlet of the watershed. In order to illustrate this method, Figure IV- 8 shows the evolution from an Aba1 to an AbB2 soil. In the minimal

erosion case, we assumed there was an AbB2 soil with a Bt horizon up to the end of the 40–80 cm class limit (Figure IV- 8A).

Second, a map of the maximum values was generated, making it possible to have the two extremes between which the actual value probably lies. In this maximal erosion case, we assumed there was an AbB2 soil with a Bt horizon only at the beginning of the 40–80 cm class limit (Figure IV- 8B).

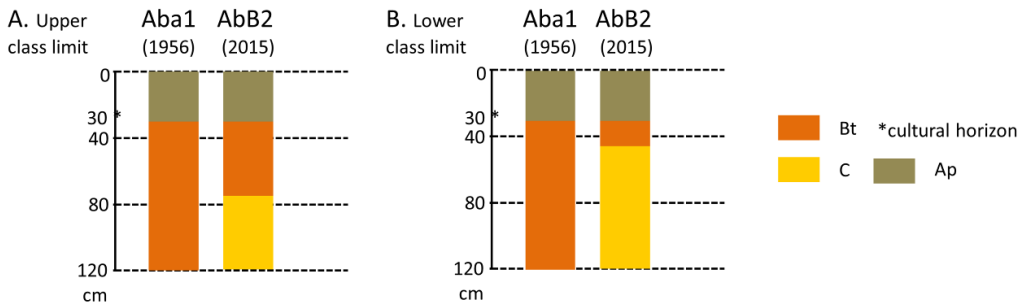


Figure IV- 8. Schematic representation of the examination of the minimum (A.) and maximum (B.) erosion values.

It was not possible, however, to consider the worst scenario in terms of soil loss in some cases. The auger holes were drilled to a maximum depth of 120 cm, so it was not possible to learn what was present below that. As an example, an evolution from an Abp0 soil (colluvium along the whole profile) to an Aba soil indicates that 120 cm of colluvium has gone (Figure IV- 5). The Bt horizon is presumed to appear directly after the 120 cm of colluvium, but it is possible that far more colluvium was present before the Bt horizon. Unfortunately, the situation after 120 cm is not known. We chose to keep the minimal estimate of the previous map in this particular case.

2.4.4 Mass value calculation

Once the soil series were mapped and the height differences between 1956 and 2015 were established, mass erosion and deposition values were derived by converting those areas into sediment volumes. For calculating the sediment mass according to the surface (in t/ha per year) which was taken as 116 ha of the basin, a bulk density of 1.3 g/ cm³ was used. The selection of this value was based on a study of cultivated soil in the Belgian loamy belt conducted by Kader et al. (2010) because it was the minimal value they measured in soils in the same municipality (Court-Saint-Etienne). Thus, while using a minimal value of density, we chose under-evaluation rather than over-evaluation.

3 Results and discussion

3.1 Validation of the methodology

Augerings carried out in the 50 ×35 m wood area in 2015 resulted in classifying the soil as AbB1, just as it had been in 1956. Given that this area is forested and that therefore there has been no change in soil horizons in 60 years, we concluded that our soil classification approach is the same as that used in 1956.

3.2 Enriched soil map codification

An interesting feature in the new soil map is the occurrence of colluvium (> 40 cm of deposition) in direct contact with the C horizons at some locations. This observation had been mentioned by Van Oost et al. (2005), but there is no codification to express this phenomenon. A new codification for the colluvium soils (Abp) was therefore built within the framework of this study, putting the letter 'l' before the Abp codification to signify the C appearance before the maximal 120 cm depth (Figure IV- 9). All these new codes are also explained at Table IV- 1.

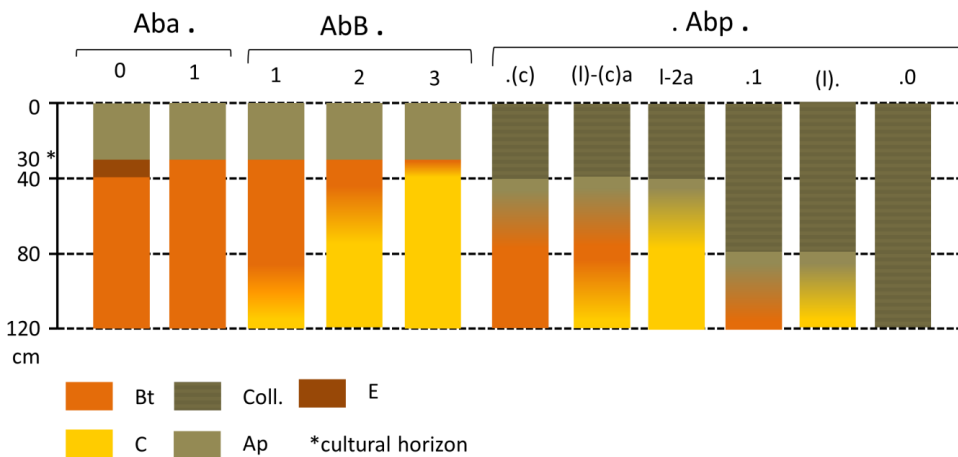


Figure IV- 9. New soil map codification for the studied watershed.

Table IV- 1. Table explaining all the codes in terms of words.

<u>Code</u>	<u>Signification</u>
(l)Abp	colluvium soil on loess buried at medium depth, favorable drainage
(l)Abp(c)	colluvium soil on silt with textural B horizon buried at shallow depth and C beginning between 80-120cm
(l)Acp	colluvium soil on loess buried at medium depth, reduced drainage
lAbp2a	colluvium soil on loess buried at shallow depth
Abp(c)	colluvium soil on silt with textural B horizon buried at shallow depth
Abp1	colluvium soil on silt with textural B horizon buried at medium depth
Abp0	colluvium soil on thick silt
sAbp2	colluvium soil with a sandy substrat between 40-80cm of depth
wAbp2	colluvium soil with a sandy-clay oy clay-sandy substrat between 40-80cm of depth
Aba(b)0	silt loamy soil with spotted textural B horizon, phase with thick A horizon
Aba0	silt loamy soil with textural B horizon, phase with thick A horizon
Aba1	silt loamy soil with textural B horizon, phase with thin A horizon
AbB0a	silt loamy soil with textural or structural B horizon but already less clay content from 80cm
AbB0b	silt loamy soil with textural or structural B horizon but already less clay content from 40cm
AbB1a	silt loamy soil with textural or structural B horizon and C beginning between 80-120cm
AbB1b	silt loamy soil with textural or structural B horizon with a weak content of clay and C beginning between 80-120cm
AbB2a	silt loamy soil with textural or structural B horizon and C beginning between 40-80cm
AbB3	silt loamy soil with textural or structural B horizon and C beginning before 40cm
wAbx2_3	colluvium soil with a sandy-clay or clay-sandy substrat between 20-80cm of depth
NC	non mapped

3.3 Surface difference comparison

Figure IV- 10 presents the 1956 and 2015 soil maps, while Figure IV- 11 shows the surface distribution of the soil types in 1956 and in 2015. The evolution of each profile development is detailed below. The pattern that is clearly visible is the larger proportion of eroded soils in the watershed, mainly at the expense of the original non-eroded soils along the slopes.

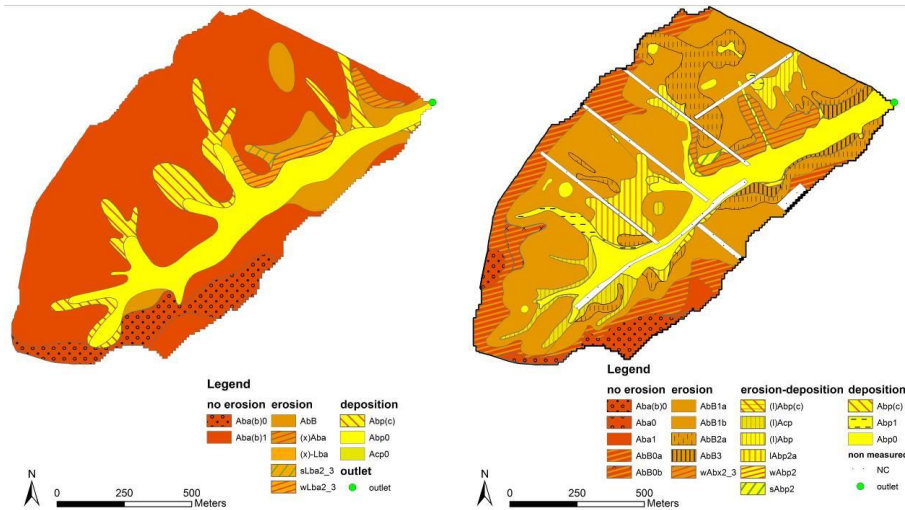


Figure IV- 10. Belgian soil map of 1956 (left) and 2015 (right) for the studied watershed.

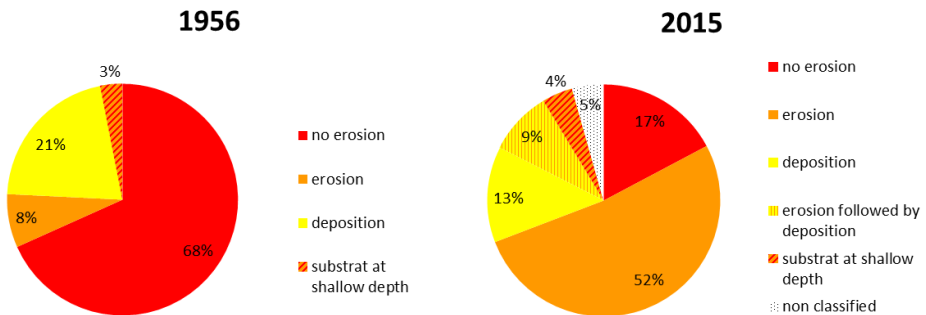


Figure IV- 11. Surface representation of the soil types in the catchment area in 1956 (left) and 2015 (right).

3.3.1 Evolution of the soils affected by weak erosion (Aba) in 1956

A comparison of the two soil maps shows that the tops of the watershed have remained in the ‘non-eroded soils or soil subject to weak erosion’ category. Nevertheless, the main pattern is the conversion from Aba1 soils on the 1956 soil map to AbB1 or AbB2 soils on the 2015 map. In these areas, the C horizon (decarbonated loess) now appears between 80 and 120 cm (AbB1) or between 40 and 80 cm (AbB2), whereas previously the C horizon was always at a depth below

120 cm and therefore could not be detected with the auger. This change of symbols indicates a reduction in upper horizons (the solum horizons developed above the loess), including a reduction in Bt horizon thickness ranging from 1 to 80 cm. With the upper horizons having been truncated over the years because of erosion, the subjacent C horizon now appears shallower. It therefore shows that anthropogenic truncation is not restricted to Ap horizons.

Finally, part of the Aba areas (Figure IV- 12, circle 1) became deposition areas: Abp1 soils and lApb2a soils, the latter characterized by the immediate appearance of C instead of Bt after the 40–80 cm of colluvium. Therefore, historically, this zone had to be eroded (to evolve from Aba soils to AbB soils) and then had to be enclosed in order to be subjected to this deposition and to move to another sediment accumulation stage. This stage succession is a major element in modelling the temporal relief modification.

With regard to the Abp1 area, which is prolonged towards the top of the catchment (Figure IV- 12, circle 2), this evolution of Aba1 soils in 1956 to Abp1 soils in 2015 includes the appearance of an accumulation horizon of colluvium from 80 to 120 cm thick. The Bt horizon is therefore hidden under this colluvium layer. This evolution suggests a deposition of 80 to 120 cm in this zone. From an agronomic perspective, these soils are of poor quality compared with Aba soils, which are endowed with subjacent Bt, allowing water retention. The C horizon is more aerated and more drained, creating rapid drying up in the case of insufficient water and making the soil without Bt more sensitive to drought (Remy and Pecrot, 1956).

3.3.2 Evolution of the soils affected by strong erosion (AbB) in 1956

Most of the areas with a high erosion risk 60 years ago have remained that way, but there has been trend towards further degradation. The symbols have changed (from AbB1 to AbB2 or from AbB2 to AbB3, and even from AbB1 to AbB3) (see Section 2.2 for the codification).

The remainder of these 1956-AbB areas has generally become deposition areas, as in the case of some areas along the thalweg where the deposition areas have got wider: see the upstream 1956 AbB area and the downstream area near the outlet in Figure IV- 12, circles 3 and 4.

3.3.3 Evolution of the soils affected by deposition (Abp) in 1956

3.3.3.1 Thick colluvium (Abp0)

With regard to the deposition areas, the Abp0 colluvium area (colluvium throughout the 120 cm profile) in the thalweg remained at almost the same place. Only the colluvial horizon in the east (Figure IV- 12, circle 5) has appeared to narrow and is being eroded to change into soils subjected to strong erosion (AbB).

The extremities of the most upstream colluvium area are now (l)Acp areas. Given that Abp0 are soils with colluvium throughout the profile (without information about

what is in lower part), it can only be deduced that this colluvium horizon is being eroded.

3.3.3.2 Thin colluvium (Abp(c))

An area at the edge of the thick colluvium strip along the thalweg in the west (Figure IV- 12, circle 6) has become Abp1, suggesting a soil deposition from 1 to 40 cm thick.

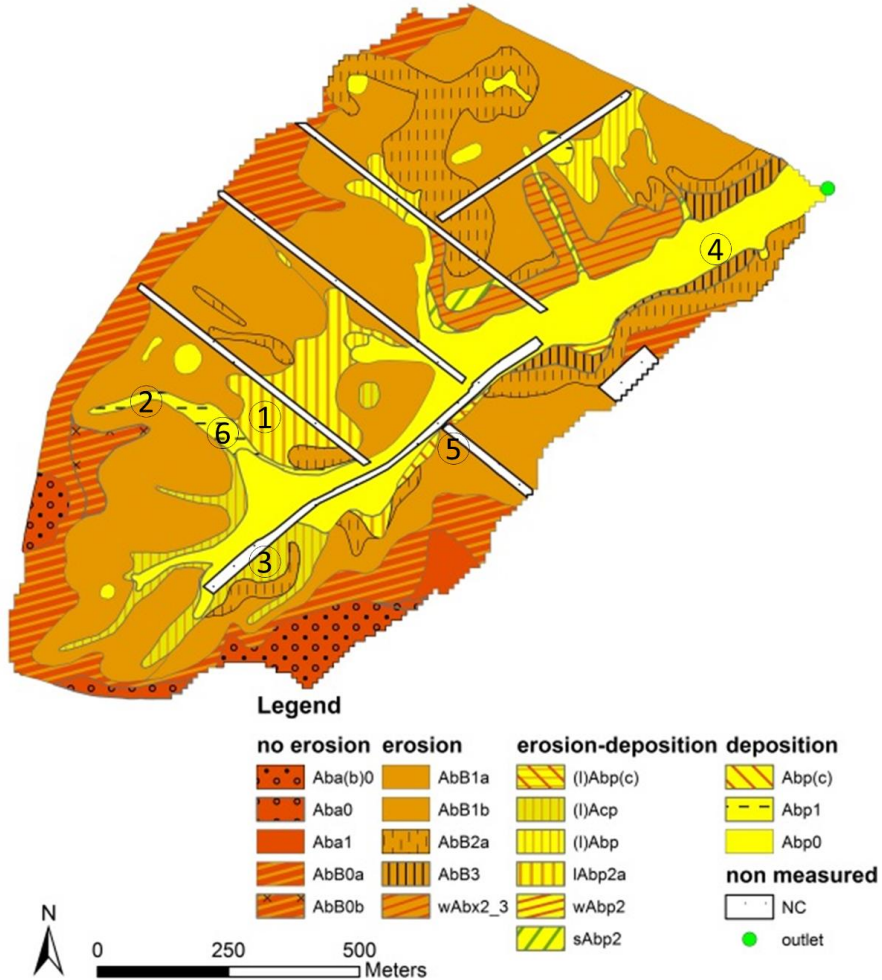


Figure IV- 12. (1) and (2): evolution from Aba to Abp. (3) and (4): extensions of Abp (to the detriment of the 1956 AbB). (5): contraction of the Abp0 area in favour of AbB. (6): evolution from Abp(c) to Abp1.

Most other former Abp (c) areas, however, have become either erosion areas or deposition areas that have previously been affected by erosion. In these deposition areas, there is no Bt horizon; immediately after the colluvium is the C horizon. The colluvium seems to have been successively eroded and then covered with new sediment deposits. We could therefore hypothesize that these 'colluvial eroded profiles' have been subjected to two successive stages: first, their profiles were truncated under hydric erosion action (possibly as a result of gully erosion, given the location of these soils along drainage pathways), and then, with the relief growing hollow, colluvium accumulated. Over time and under erosion action, the initial layer of colluvium would have been truncated, the appearance depth of Bt decreased, and finally the colluvium accumulation horizon would have disappeared (stage 2 on Figure IV- 13). Erosion continued and eroded enough of the Bt horizon for the subjacent C horizon to now be visible (therefore located at a depth of < 120 cm). Erosion was then replaced by colluvium accumulation (stage 3 in Figure IV- 13) and landscape levelling occurred, as mentioned by some authors (Trimble, 1999; Rommens et al., 2005; Knox, 2006; Rommens et al., 2007).

This means that there was significant soil redistribution, and consequently significant relief modifications, within the watershed over relatively short periods. This highlights the need for erosion models that take into account relief modifications over time.

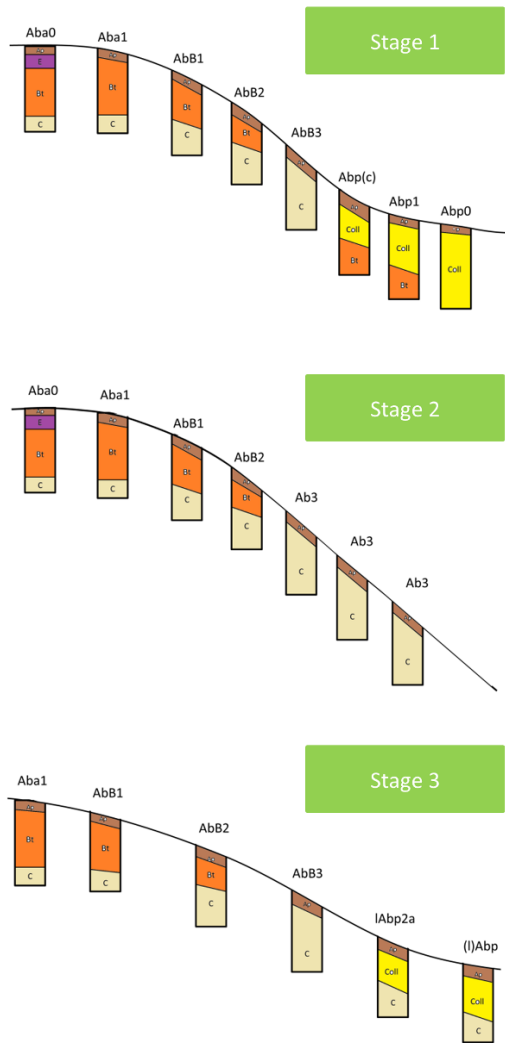


Figure IV- 13. Toposequence schematic evolution.

In order to explain this extensive evolution of soils over 60 years and the successive erosion-deposition phases, we hypothesize that gullies appeared at a given time and were refilled afterwards. Aerial images have helped to build an array of presumptions to confirm this. Figure IV- 14 shows what appear to be gullies in places where these ‘erosion-deposition’ phases occurred.



Figure IV- 14. Orthophotoplan of 1965.

3.4 Estimation of erosion rates

The two erosion scenarios and the stage succession, discussed in Section 3.3.3.2, are shown in Figs. 15 and 16¹.

¹ Un tableau a été également été rajouté en annexe 1.

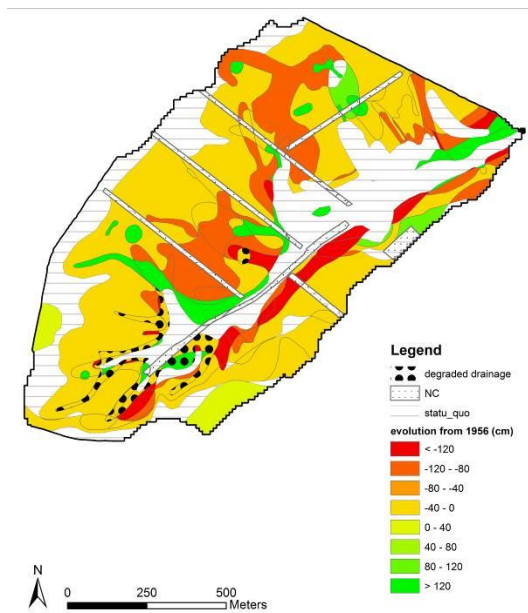


Figure IV- 15. Landscape evolution since 1956 (the minimal erosion scenario).

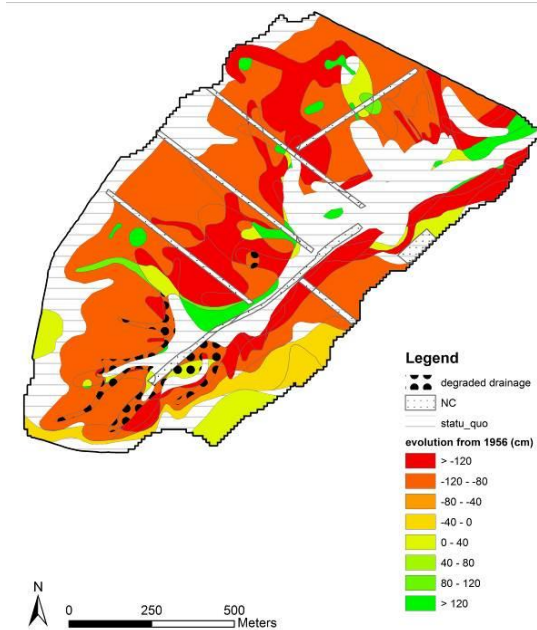


Figure IV- 16. Landscape evolution since 1956 (the maximal erosion scenario).

Using our comparison method, there is a minimal net erosion of 10 t/ha per year for the scenario involving minimal erosion values and maximum deposition values. These figures are equivalent to a soil layer loss of 4 cm across the whole watershed surface over 58 years (0.7 mm/ yr). It should be noted that about 271,000 tons were eroded, as opposed to 205,000 tons redeposited on the watershed over those 58 years. These figures show not just the erosion rate, but also that a great quantity of soil has been mobilized and therefore lacks the structural stability it once had.

With regard to the scenario with maximum erosion values and minimal deposition values, there is a maximum net erosion of 65 t/ha per year. These figures are equivalent to a soil layer loss of 29 cm across the whole watershed surface over 58 years (5 mm/yr). In this scenario, 549,000 tons were eroded, as opposed to 113,000 tons being redeposited on the basin over those 58 years.

These two scenarios represent the range of uncertainty. The ground truth lies somewhere between these two values. It should also be noted that these figures might have been lower at some period and higher during periods when erosion was accelerated. We don't have information about the detailed soil land use prior to 1998. This LPIS (Land Parcel Identification Systems of EU) was recorded only very recently. Nevertheless since the first soil survey of the watershed, the watershed land use has remained agricultural for the most part, as described above. Moreover, there is a hydrological logic in the 'colluvial eroded profiles' which tends to support the

observed pattern. The figures reflect the combined effect of all types of erosion (hydric, tillage and uprooting [soil tare]). With regard to hydric erosion in the loamy region, Vandaele and Poesen (1995) and Vandaele (1997) measured an erosion value of 2.6–12.3 t/ha per year for watersheds of a similar size during a 3-year study. Over a longer term (50–100 years), but for a smaller areas (± 0.5 ha), Bollinne (1977) and Gillijns et al. (2005b) measured erosion values of 5.5–15.6 t/ha per year. In Wallonia (southern Belgium), Maignard et al. (2013) computed a plot potential water erosion range quite large of 0 to 102.2 t/ha per year, taking account of soil, topography and rain, but not of crop cover. They also computed an effective erosion in the loamy region of 0–12.9 t/ha per year. Poesen et al. (2001) measured an erosion of about 10 t/ha of soil lost through the extraction of tuber and root crops. These types of crops are present every other year on the watershed. Our results are close to those reported by these authors working in a similar context. Our approach therefore offers a spatialization approach that could be of interest for management and modelling purposes.

These values still raise the question of current cultivation techniques and their sustainability in this area. These techniques lead to soil erosion rates that are higher than the rates of natural soil formation. The soil formation rate in Europe has been estimated to be 0.4–1.3 t/ha per year (Verheijen et al., 2009). In addition, these cultivation-related processes of soilscape change have been shown to occur at rates that are 5–100 times higher than natural rates of erosion and sedimentation (Houben, 2012). Morgan (2005) noted that natural erosion rates are rarely higher than 1 t/ha per year. Maignard et al. (2013) proposed a ‘tolerable erosion value’ for the deep and slightly stony soils in Wallonia of 12.5 t/ha per year. A map using this threshold level is shown in Figure IV- 17. It locates areas of intolerable erosion rates based on the two scenarios.

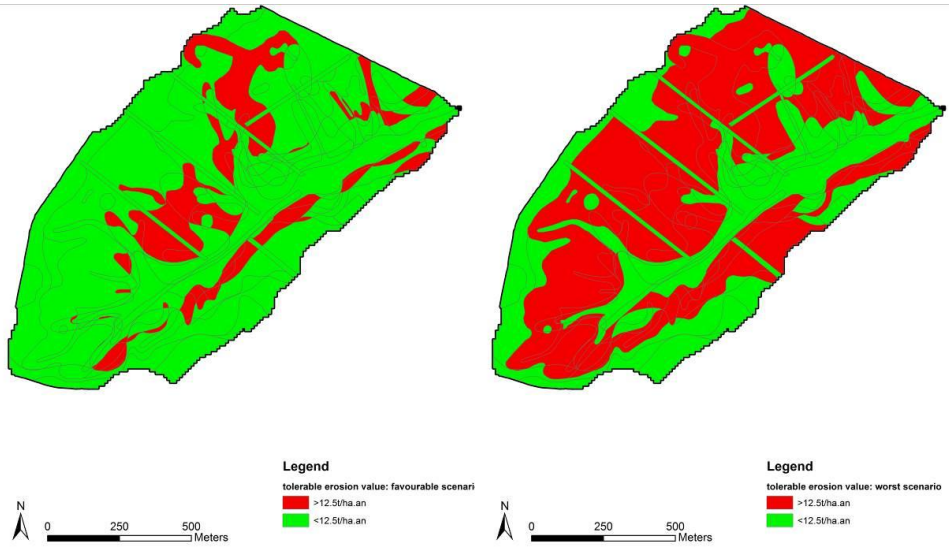


Figure IV- 17. Erosion values measured using the diachronic soil surveys method in relation to the tolerable erosion rate for the deep and slightly stony soils in Wallonia.

The Joint Research Center (JRC) fixed the threshold for intervention at 2 t/ha per year (Panagos et al., 2015). Using this value (Figure IV- 18), the whole watershed is under serious threat, with no difference between the two scenarios.



Figure IV- 18. Erosion values measured using the diachronic soil surveys method in relation to the JRC threshold for intervention.

A spatialized approach in field data acquisition is also essential for a better understanding of the processes, particularly of plot connectivity, and for obtaining validation data for modelling purposes (Western et al., 2001; Jencso et al., 2009; Verstraeten et al., 2009; Houben, 2012, Bracken et al., 2013). The method used in our study allows for such a spatialized approach. Cs also provides retrospective information about the medium-term within the landscape. Although our soil augering method is fairly labor intensive and needs specific skills, the 137Cs method requires specialised laboratories and a multidisciplinary team (Zapata, 2003). The Cs method also needs a local reference level, which can lead to uncertainty associated with the spatial variability of the fallout radionuclides (Parsons and Foster, 2011; Zhang, 2015). Compared with other approaches used to spatialize erosion, the approach we used in this study is more mechanistic and could be a valuable alternative where there has been a previous soil survey.

4 Conclusions

This study used Belgian soil maps as a tool for measuring erosion. A new soil survey allowed a soil map comparison during almost 60 years of agricultural use. In spite of some areas of uncertainty, the actualized augerings clearly showed losses in the soil plough layer, as well as part of the horizon enriched with clay, leading to a decrease in the water-and nutrient-retention properties of the soil.

More importantly, this method allowed the erosion and deposition phenomena to be spatialized at the catchment scale. Although very accurate quantifications are impossible, having observations with a time interval of 60 years enabled us to illustrate trends in the catchment area and open the way towards modelling the landscape so as to make it possible to envisage the future evolution of the relief.

Moreover, the Belgian soil maps cover the whole country and have a harmonised legend. Our study could therefore be extended to the whole Belgian loamy area in order to see if the trends we observed is related to a particular zone or can be generalized. The assessment might also be different for elements-rich loamy parent materials, quartzose parent materials or stony parent materials.

The values estimated using our method are high and show how unsustainable some current agricultural practices are from a soil conservation perspective. The need for food self-sufficiency, however, has guided choices since the Second World War. Currently, questions are being raised about the inherited human imprint on the soilscape eventually being judged as beneficial rather than detrimental (Houben, 2012). In addition, while accepting that tillage activity is inevitably linked to the translocation and gradual loss of soil material, the question is whether the actual total loss of soil material can appear negligible when balanced against a record of millennial-scale food production (Houben, 2012). Our current knowledge of past soil erosion raises questions about the vulnerability of central European landscapes to soil erosion in a changing climate and environment (Dotterweich, 2008). For example, Nearing (2001) quantified that the magnitude of change in rainfall erosivity will average between 16 and 58% in the next 80 years. Such changes in erosivity are likely to have a significant impact on soil conservation challenges.

Chapitre 5

**Modélisation des redistributions de sol au
sein d'un petit bassin versant agricole à
l'aide d'un modèle d'érosion spatialement
distribué**

Ce chapitre est le fruit d'un travail collaboratif entre Nathalie Pineux (acquisition des données de terrain, analyse des résultats et rédaction) et Vincent Cantreul (modélisation). Vincent Cantreul poursuivra l'analyse en fonction des différentes améliorations envisagées dans ce chapitre et valorisera alors ce travail sous forme d'un article dans le cadre de sa thèse.

Résumé

L'érosion de terres agricoles crée, depuis des décennies, d'importants problèmes environnementaux dans la ceinture limoneuse européenne. L'érosion (hydrique ou aratoire) induit des schémas de redistribution de sol à l'échelle du paysage. Ces schémas sont complexes mais leur connaissance est pourtant nécessaire au placement de mesures de réduction de l'érosion in-situ pour éviter les phénomènes tels que les coulées de boue en aval. A cet égard, l'usage de modèles spatialement distribués est largement répandu. Dans la présente étude, un modèle à base expert a été choisi pour répondre au mieux à l'objectif de connaissance de l'érosion. Le modèle LandSoil a été appliqué, durant 8 courtes périodes de temps, à un petit bassin versant agricole de Belgique centrale de 116 ha sur lequel différentes observations de terrain sont réalisées. Certaines de ces mesures sont localisées sur de petites zones et consistent en un quadrillage de règles graduées qui sont relevées après chaque évènement pluvieux intense. Disposer de données de terrain permet une adaptation des règles de décision du modèle aux conditions locales. Les résultats de la modélisation concernant le ruissellement n'identifient que peu d'évènements ruisselants sur le bassin versant. Par contre, les quantités modélisées sont bien plus importantes que celles mesurées sur le terrain. Les résultats de la modélisation concernant les évolutions d'altitude montrent qu'en fonction de la période de l'année, le modèle accorde plus d'importance tantôt à l'effet parcelle, tantôt à l'hydrologie et à l'érosion concentrée. En tenant compte du décalage spatial lié aux données d'entrée, des schémas spatiaux d'évolution d'altitude de LandSoil se sont alors révélés similaires à ceux mesurés sur le terrain, Landsoil ayant cependant tendance à simuler moins de dépôt qu'observé, particulièrement dans les champs de pomme de terre.

Mots-clés : modélisation spatiale, courtes échelles temporelles, LandSoil, petit bassin versant agricole, ceinture limoneuse européenne.

1 Introduction

L'érosion a été identifiée par l'Union Européenne comme une des menaces majeures pesant sur les sols en raison des nombreuses conséquences qu'elle a sur toutes les fonctions que remplit le sol. Parmi ces conséquences néfastes, la réduction de l'épaisseur du sol (induisant une perte des nutriments du sol et menaçant donc la production des récoltes), l'eutrophisation, la pollution des masses d'eau, l'envasement des rivières et les coulées boueuses peuvent être mises en évidence (Cerdan et al., 2002 ; Biielders et al., 2003 ; Boardman et al., 2003 ; Evrard et al., 2007).

Par conséquent, déterminer l'impact environnemental de l'érosion à large échelle, contrôler les problèmes actuels et fournir des bases scientifiques pour améliorer la prédiction des tendances futures sont urgemment demandés par les décideurs politiques. L'étude de l'érosion est donc essentielle. L'approche quantitative fournit des données chiffrées aux politiques établissant les programmes de conservation (Stroosnijder, 2005). Elle est à combiner avec l'approche distribuée qui permet, quant à elle, de localiser des secteurs enclins à l'érosion et, par-là, de conseiller au mieux le placement de mesures de limitation de l'érosion (Shi et al., 2004). Par ailleurs, l'étude de l'érosion hydrique dans les paysages agricoles apparait d'autant plus nécessaire dans notre contexte de changement rapide des couvertures de sol (d'initiative individuelle ou imposés par les politiques ou le contexte économique) et de climat. Elle permettra de mieux faire face à ces changements et notamment d'assurer la pérennité de la production agricole.

Les processus en jeu au sein du sol ne peuvent pas être compris lorsqu'ils sont isolés de leur contexte spatial et/ou temporel. Les éléments du paysage agricole sont en interaction entre eux. Par conséquent, l'échelle du bassin versant est l'échelle à privilégier par rapport à l'échelle parcellaire plus commune dans les études d'érosion (Van Oost et al., 2005). De telles échelles plus larges sont déjà utilisées depuis longtemps pour les problématiques de biodiversité, qualité de l'eau et transferts atmosphériques. Ainsi, l'étude des sols à l'échelle du bassin versant intègre la variabilité spatiale des sols et la dynamique des processus contrôlant l'évolution des sols comme les flux d'eau et de matière (Sommer, 2006). Cette échelle permet de mieux prendre en compte les interactions entre sources et puits et entre processus biophysiques et anthropiques. En effet, tous les éléments du paysage agricole sont considérés : parcelles cultivées comme les éléments de maillage naturels ou artificialisés (Viaud et al., 2010).

De même, l'échelle de l'évènement (pluvieux ou aratoire) est le pas de temps clé pour des mesures d'évolution des sols au vu des évolutions intra- (itinéraires techniques) et interannuelles (rotations), mais aussi des évolutions globales du climat. Des évènements pluvieux extrêmes (les orages estivaux ou les évènements pluvieux intenses hivernaux) vont plutôt créer de l'érosion concentrée en ravines alors que la répétition d'évènements plus modestes conduit plutôt à des redistributions de sols par érosion diffuse (Le Bissonnais et al., 2002).

Vu l'impossibilité d'obtenir des données détaillées pour toutes les surfaces terrestres en les instrumentant, les modèles de prédiction sont des outils précieux. De plus, la modélisation est particulièrement adaptée pour étudier l'évolution des sols à l'échelle des paysages, car elle permet de représenter plusieurs processus ainsi que leurs interactions et d'intégrer ces processus dans l'espace et dans le temps.

En ce qui concerne les outils de modélisation, une large variété de modèles est actuellement disponible allant d'approches assez simples (Wischmeier et Smith, 1978) aux schémas physiquement basés (Williams, 1985). Les premières approches sont les modèles empiriques (par exemple USLE) qui sont basés sur des relations

statistiques et qui considèrent un système dans son intégralité sans chercher à détailler les processus. Ces modèles utilisent des relations construites à partir de jeux de données expérimentales extrapolées dans l'espace et/ou le temps. Ils sont dès lors souvent abusivement utilisés hors du domaine où ils ont été calibrés. Ils nécessitent peu de paramètres et sont donc adaptés principalement pour de larges échelles. Cependant, leur capacité à intégrer les processus dominants à l'échelle d'un bassin versant est souvent incertaine. L'impact de l'occupation du sol et des pratiques agricoles ne peut qu'imparfaitement être pris en compte car cela impliquerait une forte variation des propriétés du sol dans l'espace et dans le temps et donc un dépassement du domaine de variation du modèle. Les deuxièmes sont les modèles mécanistes (par exemple MMMF, PESERA, ANSWERS) qui détaillent les processus de manière explicite. Ceux-ci diffèrent des modèles empiriques par les types de processus pris en compte (érosion hydrique diffuse ou concentrée, dépôt, ...). Toutefois, du fait de la complexité des mécanismes impliqués dans l'érosion hydrique des sols, ces modèles comportent encore des relations empiriques. Ils nécessitent un grand nombre de paramètres parfois difficilement accessibles et leur calibration est également difficile notamment car les propriétés des sols varient fortement spatialement. Dans ce contexte, des modèles à base expert et spatialement distribués comme STREAM (Cerdan et al., 2002) et LandSoil (Ciampalini et al., 2012) peuvent offrir une solution alternative et sont considérés comme plus applicables sur un territoire agricole (Lacoste et al., 2014). De tels modèles se concentrent sur les processus dominants pour éviter la sur-paramétrisation et les incertitudes associées. Les simulations du modèle dépendent de règles de décision dérivées d'un jugement « expert » basé sur des mesures de terrain réalisées dans des régions spécifiques. Différents auteurs ont réalisé des résumés de ces modèles (Jetten et al., 2003 ; Merritt et al., 2003 ; Aksoy et al., 2005). Un tableau synthétisant les différents modèles permettant la modélisation de l'érosion et du dépôt est présenté à la Table V- 1 et le détail de ce tableau est présenté en Annexe 2.

Table V- 1. Modèles réalisant la modélisation du détachement et transport des particules de sol ainsi que de la redéposition des sédiments

Modèle	Auteur	Type	Échelle	Sorties
ARAG-flux	Volk et al., 2010 ; Keller, 2008	Empirique	De la parcelle au bassin versant	Zones connectées aux rivières, zones de transfert hotspots, quantités potentielles de sol apportées
ASGPS	Young et al., 1989	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Volumé de ruissellement à chaque cellule, zones sources, taux critique, concentration en SS, N, P et COD
AWMERS	Benešijak et al., 1989	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Sédiments, Nutriments
CAREAR	Couhard et al., 2002	Mécaniste	Variable	Distribution des altitudes et des sédiments, débits d'eau et de sédiments
CREAMS	Knise, 1980	Mécaniste	Parcelle	Ruissellement, rendement en sédiments
CSM	Coleman & Soaromo, 1986	Semi-quantitatif (scores)	Bassin versant	Score cumulé (somme) pour chaque zone
EPIC	Williams, 1983	Mécaniste	Bassin versant	Erosion, ruissellement des cultures et productivité
EROSION-3D	Schmidt et al., 1999	Mécaniste	Sous-bassin versant	A la sortie d'une cellule : ruissellement, rendement en sédiments, Taille des sédiments
EUROSEM	Morgan et al., 1998	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Ruissellement total, érosion totale, graphes sédiments
FULLSWOF	Delestré et al., 2012	Mécaniste	Parcelle	Erosion et spatialisation des flux
GLUEST	Yu et al., 1997 ; Rose et al., 1997	Mécaniste	Parcelle	Ruissellement, débit, charge en sédiments, concentration en nutriments
HSPE	Johanson et al., 1980	Mécaniste	Sous-bassin versant	Ruissellement, érosion, taux des pics, sédiments
IC/PC	Borselli et al., 2008	Empirique	Petit sous-bassin versant	Indice de connectivité, SDP et SSL
KINEROS2(j)	Smith et al., 1995	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Ruissellement, érosion, taux des pics, sédiments
LandSOL	Comptani et al., 2012	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	Accumulation du ruissellement, Nouvel MNT
LASCAM	Viney et al., 2000	Mécaniste	Bassin versant	Ruissellement, sédiments, flux de sel
LISEM	De Roo & Jetten, 1999	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Ruissellement, rendement en sédiments
MAILLERAN	Wainwright et al., 2008	Mécaniste	De la parcelle à l'échelle du paysage	Taux d'érosion, taux de déposition, hauteur de sédiments transportés
MCST	Feier et al., 2008	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Schémas d'érosion, taux net d'érosion et de déposition, qualité des sédiments, débit, hydrogramme du ruissellement
MIKE-11	Hamley et al., 1998	Mécaniste	Sous-bassin versant	Rendement en sédiments, ruissellement
MMMF	Morgan & Duzant, 2008	Mécaniste/Empirique	Sous-bassin versant	Ruissellement, érosion
PERFECT	Littré et al., 1989	Mécaniste	Champ	Bilan hydrique, érosion, ruissellement, rendement des cultures
RUSLE2	Foster et al., 2000	Mécaniste	Sous-bassin versant	Perte en sol, détachement, planning de conservation des pertes en sol, rendement en sédiments
SEAGIS	Dhill, 1999	Mécaniste/Empirique	Bassin versant	Erosion, rendement en sédiments
SHETRAN	Ewen et al., 2000	Mécaniste	Sous-bassin versant	Ruissellement, taux des pics, rendement en sédiments
SPADS	De Vente et al., 2008	Semi-quantitatif (scores)	Bassin versant	Index pour chaque pixel
SSY index	Dejans et al., 2009	Semi-quantitatif (scores)	Bassin hydrographique	4 indicateurs : mouvements de masse, érosion de filac, puits (débit) et densité de drainage
STREAM	Cerdan et al., 2002	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	Concentration en sédiments (gamme), ruissellement, redéposition
SWAT	Arnold et al., 1998	Mécaniste	Bassin versant	Erosion de surface à chaque HRL, rendement en sédiments, ruissellement et taux des pics
TOPOG	Sawadna, 2005	Mécaniste	-	Danger d'érosion, runoff
USPED	Mitasova et al., 1996	Mécaniste	Sous-bassin versant	Erosion, redéposition
VFSMOD	Munoz Carpena et al., 1999	Mécaniste	Bande enherbée	Efficacité de rétention du ruissellement et des sédiments
WATERM /SEDEM	Rothbart et al., 2006	Empirique/Mécaniste	Sous-bassin versant	Taux d'érosion moyen annuel, capacité de transport et spatialisation de l'érosion et redéposition par pixel
Waterseed	Lundemans V., 2016	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	Volumé de ruissellement, rendement en sédiments
WEPP	Rangan et al., 2000	Mécaniste	Sous-bassin versant	Ruissellement, rendement en sédiments et érosion ou redéposition dans toute la zone étudiée

En Belgique, la zone la plus affectée par l'érosion est la ceinture limoneuse. Celle-ci est caractérisée par des dépôts quaternaires, affectée par l'érosion diffuse et a des pentes douces (Bollinne, 1977 ; Govers, 1991). Cette ceinture limoneuse belge appartient à une plus vaste région s'étendant d'est en ouest du nord de la France jusqu'à l'Ukraine. Les sols de cette région sont depuis longtemps intensivement cultivés vu leurs propriétés physiques avantageuses (Verstraeten et al., 2003 ; Notebaert et Verstraeten, 2010). Les pratiques agricoles conventionnelles y consistent fréquemment en des cultures de printemps. Ces cultures laissent les sols relativement peu couverts de mai à juin, période où de fortes intensités de précipitations sont enregistrées (Papy et Douyer, 1991; Vandaele et Poesen, 1995 ; Vandaele, 1997). Le problème d'érosion des sols est aussi plus grand dans la partie centrale de la Belgique car les sols limoneux s'y trouvant ont une faible teneur en matières organiques (Gillijns et al., 2005a). Par conséquent, l'érosion y est favorisée par la combinaison de sols sensibles et d'activités culturales intensives. L'agriculture est majoritairement conventionnelle dans cette région, basée sur un labour à 25 à 30 cm, provoquant de grandes redistributions du sol par érosion aratoire (Govers et al., 1994; Van Oost et al., 2000; De Alba, 2003; Papiernik et al., 2009). Dans cette région, les rotations culturales impliquent généralement les cultures de racines (betterave à sucre et chicorée) ou les tubercules (pommes de terre), qui signifient également des pertes importantes de sol pendant la récolte (Poesen et al, 2001).

Dans la présente étude, l'objectif est de tester la capacité du modèle choisi à prédire le ruissellement et les pertes en terres globales observés sur le bassin versant présenté dans le chapitre 2.

2 Matériel et méthodes

2.1 Site étudié

Le site étudié est le bassin versant de Chastre présenté en chapitre 2. La répartition des cultures sur ce bassin entre 2014 et 2016 est présentée de la Figure V- 1 à la Figure V- 3. Sur ces figures, la bande boisée au milieu du bassin est laissée vide. Différentes données de terrain ont été acquises sur la zone d'étude entre 2012 et actuellement. Ces données vont permettre une comparaison aux résultats de la modélisation.

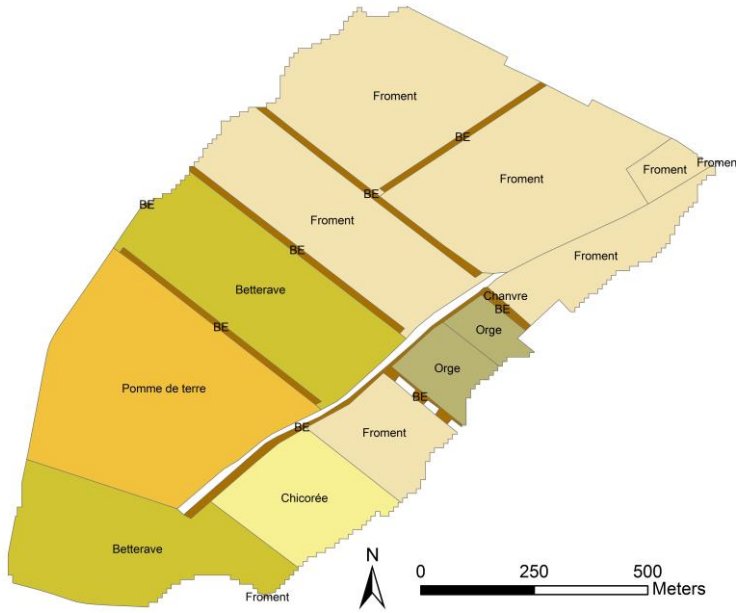


Figure V- 1. Parcellaire 2014.

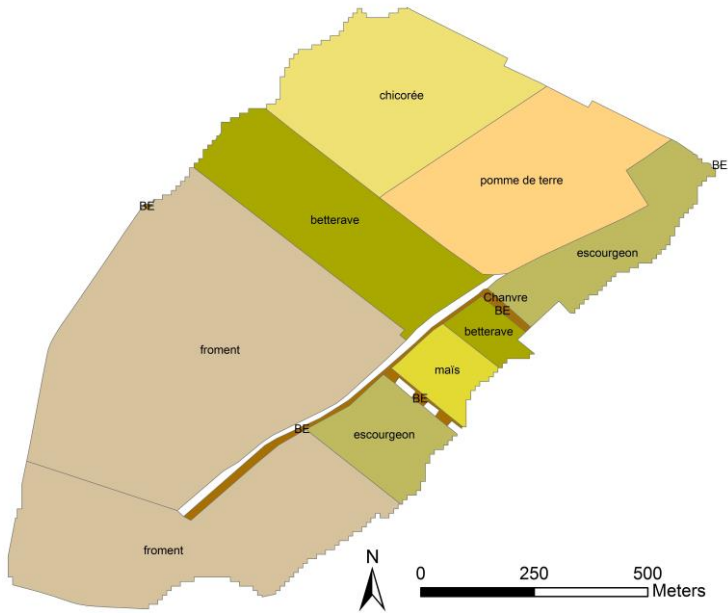


Figure V- 2. Parcellaire 2015.

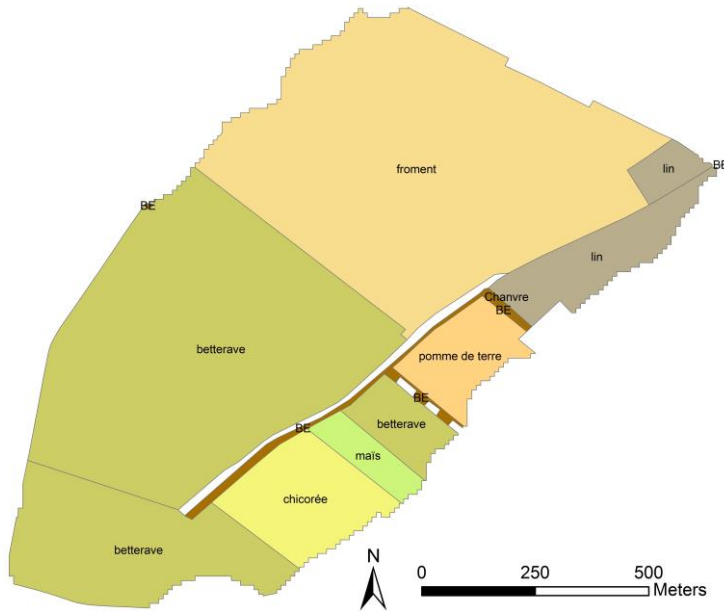


Figure V- 3. Parcellaire 2016.

2.2 Suivi des processus se déroulant sur le bassin versant

2.2.1 Observations météorologiques

Un disdromètre est installé au centre du bassin versant depuis le 9/05/2012 et un pluviographe depuis le 6/05/2013. Entre ces deux types de mesures de pluie effectuées au sein du bassin versant, le pluviographe a montré la meilleure correspondance avec les données enregistrées dans les stations alentours. La récente littérature renseigne le disdromètre comme sous-estimant les précipitations, et ses retours usine (4 au total pendant des périodes de plusieurs semaines) créent des lacunes à combler dans les données de pluie, expliquant le haut taux de NoData dans ce jeu de données. Il reste toutefois précieux pour mesurer l'érosivité des précipitations. Bien que le pluviographe ait été placé plus tard sur le bassin versant d'Hévilleillers, il est un appareil dont le comportement a déjà été amplement étudié et qui présente une continuité dans l'acquisition des données. Ainsi, les données du disdromètre ne sont utilisées que pour la surveillance de la taille des gouttes de pluie et leur vitesse de chute qui lui permettent de déduire l'énergie cinétique des précipitations. Le détail de l'instrumentation météorologique du bassin est présenté à l'annexe 3.

Ces mesures permettent d'obtenir les données de précipitation, localement sur le bassin versant (Figure V- 4). Au total, 851 mm de pluie ont été mesuré en 2014, 762 mm en 2015 et 837 mm en 2016.

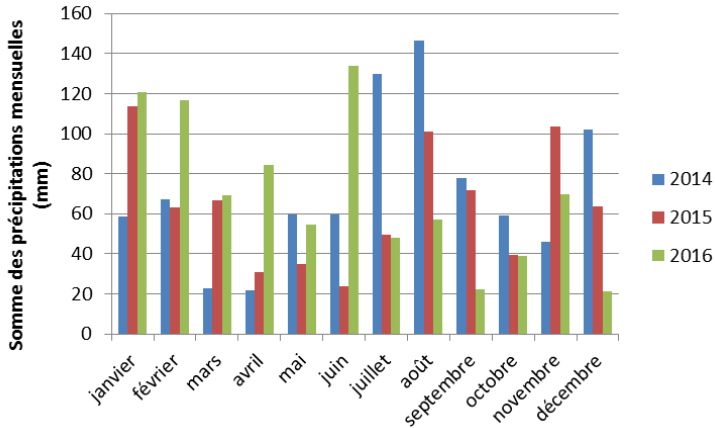


Figure V- 4. Précipitations mensuelles (mm) entre 2014 et 2016.

De plus, avec les données du pluviographe, l'érosivité sur le bassin d'Héவில்ers a pu être calculée par l'équation de Salles et al. (1999) (voir annexe 4). L'érosivité est la capacité potentielle de la pluie à produire l'érosion (Hudson, 1981). Cette agressivité de la pluie est liée aux caractéristiques de la précipitation : la quantité, la durée, l'intensité et l'énergie cinétique de l'évènement pluvieux. Sur le bassin versant, entre 2014 et 2016, la plus grande érosivité de la pluie à Héவில்ers semble se situer entre juin et septembre (Figure V- 5). Pour les données de 1898 à 2002 d'Uccle analysées par Verstraeten et al. (2006b), la période mai-septembre présentait aussi la plus grande érosivité. Les années diffèrent mais le mois d'août semble être une constante au niveau de l'érosivité. L'année 2014 a eu des pics d'érosivité plus marqués en juillet, août et septembre, là où 2015 et 2016 ont plutôt eu un mois particulièrement plus érosif que les autres (respectivement août et juin). Les valeurs d'érosivité obtenues sur base des hauteurs de pluie mesurées sur le bassin versant d'Héவில்ers au pas de temps de 1 min sont de $1538 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ an}^{-1}$ en 2014, $1055 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ an}^{-1}$ en 2015 et $1125 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ an}^{-1}$ en 2016. L'année 2014 présente donc de loin la plus forte érosivité. Les valeurs mesurées par Verstraeten et al. (2006b) avec la même méthode de KE_{time} à Uccle avec des données 10 min de 1898 à 2002 allaient de $232 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ an}^{-1}$ à $1540 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

Certaines relations peuvent être dégagées en comparant ces conclusions aux observations pluviométriques : l'année 2016 présente un pic de précipitations en août et aussi un pic d'érosivité, et le classement entre années de l'érosivité et de la somme des précipitations est similaire.

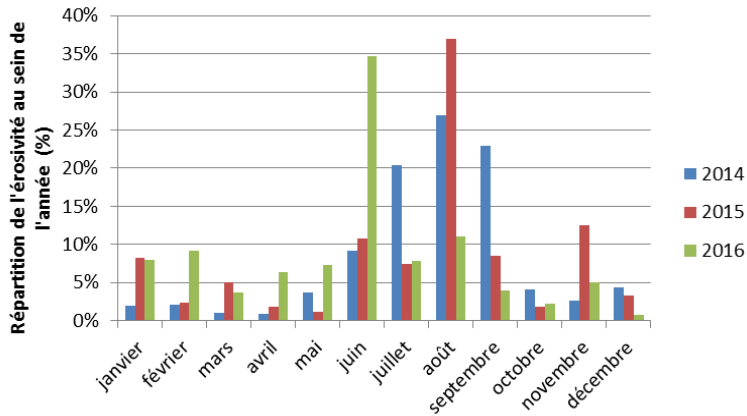


Figure V- 5. Répartition de l'érosivité (en %) au sein de l'année (en 2014, 2015 et 2016) sur le bassin versant d'Héவில்lers.

2.2.2 Observations de débits liquide et solide

Des mesures de débit sont effectuées par différentes techniques en 3 points du bassin versant principal. Ces points sont situés sur le chemin des axes concentrés d'écoulement (Figure V- 6). L'analyse du ruissellement de ces différents points de mesure du bassin a été réalisée sur 287 événements de 2012 à 2016 (voir annexe 5). Tout d'abord, les moyennes des coefficients de ruissellement (rapport ruissellement/précipitation) sont proches de 0,2 mais avec un écart-type très large et très variable en fonction des saisons et des années. De plus, beaucoup de valeurs sont supérieures à 0.7 témoignant de situations, dans le bassin versant d'Héவில்lers, où des ruissellements importants peuvent arriver (glaçage, etc.). Cependant, aucune caractéristique commune n'a pu être dégagée pour les CR les plus élevés en terme de quantité de précipitation lors de l'évènement, de pluies antécédentes les deux jours précédents, de durée de l'évènement, d'intensité maximale, de durée efficace (pendant laquelle l'intensité est supérieure ou égale à 2mm/h), de la saison de l'évènement ou de la position du point de mesure dans le bassin versant.

Des mesures de débit sont aussi effectuées en un point plus en aval du bassin versant. La surface du bassin versant étudié dans cette thèse ne contribue que pour partie à l'aire contributive de ce point de mesure. Le détail de ces mesures de débit liquide est présenté en annexe 6.

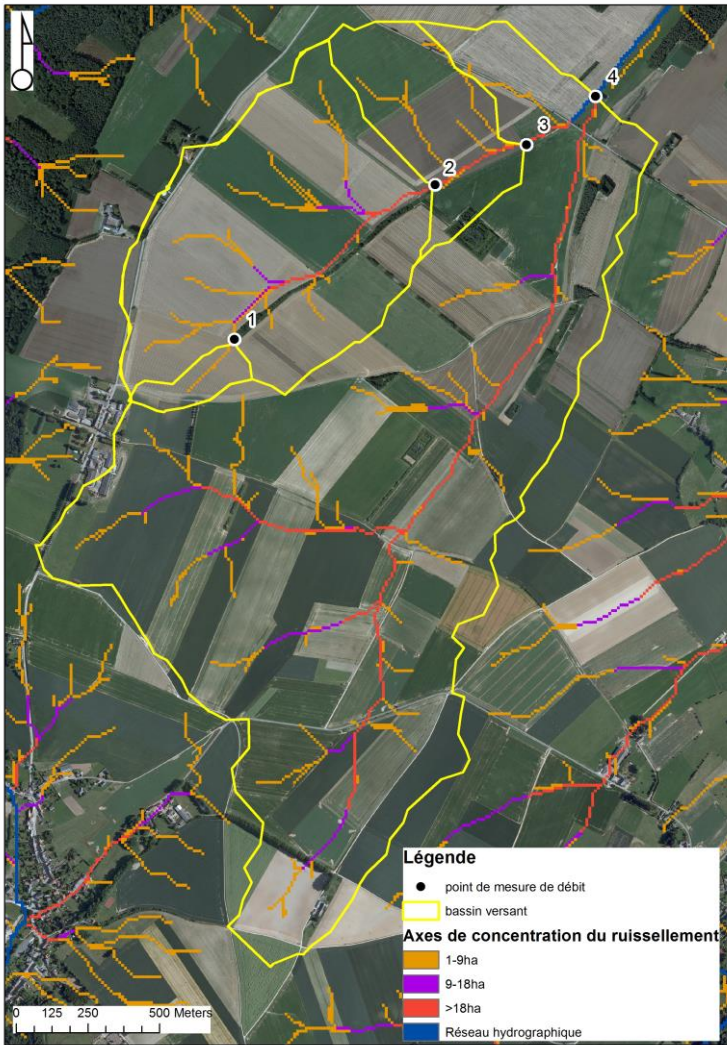


Figure V- 6. Mesures de débit localisées sur le bassin versant.

A chaque point de mesure de débit, un échantillonneur automatique est installé, contenant 24 flacons et effectuant un prélèvement de 500 ml toutes les 5 minutes lors d'un évènement pluvieux ruisselant dont la hauteur d'eau est supérieure au seuil défini pour l'échantillonnage. Ces seuils sont respectivement de 2.5 cm, 5 cm, 10 cm et 20 cm pour les points 1, 2, 3 et 4. Les échantillons sont séchés, pesés et conservés en laboratoire. L'analyse des premières années de mesure a montré que la durée maximale que cet échantillonnage permettait (24*5min) n'était pas suffisante pour

caractériser les évènements en entier surtout au point 4. Le pas de temps d'échantillonnage a donc été changé à 10min en 2016.

2.2.3 Observations des états de surface du bassin

Différentes observations des états de surface sont réalisées mensuellement depuis 2014. Ces données, nécessaires au modèle d'évolution de sol utilisé dans ce chapitre, renseignent sur l'état de fermeture du sol (faciès), sur l'importance de la couverture végétale ainsi que sur la rugosité du sol.

Pour le faciès, quatre stades sont distingués dans la Table V- 2. La distinction est faite sur base d'association visuelle à un gabarit présenté à la Figure V- 7 (Faculté universitaire de Tours, S. Salvador). Pour la couverture du sol, le choix peut se faire entre trois classes suivant la proportion de surface couverte par de la végétation sur la totalité du sol : C1 de 0-20 %, C2 de 21 à 60 % et C3 de 61 à 100 % de couverture (classes voir Figure V- 8) (Cerdan et al., 2001). Pour la rugosité moyenne de la surface dans le sens du travail du sol, il s'agit de la différence entre les hauteurs extrêmes du microrelief du sol parallèlement à son sens de travail. Cinq classes existent et sont détaillées à la Table V- 3 (représentation à la Figure V- 9).

Table V- 2. Définition des classes de faciès (Bresson et Boiffin, 1990).

Classe	Description
F0	Structure fragmentaire initiale conférée par le travail du sol, toutes les particules sont clairement distinguables
F11	Stade fragmentaire altéré avec une croûte structurale discontinue
F12	Stade de transition avec une apparence de croûte structurale continue et croûte sédimentaire dans les dépressions
F2	Stade continu avec croûte sédimentaire généralisée



Figure V- 7. Gabarit des différents stades de faciès.



Figure V- 8. Représentation des trois classes de couverture de la surface du sol : C1 = 0-20 %, C2 = 21 à 60 % et C3 = 61 à 100 % de couverture.

Table V- 3. Classes de rugosité du sol (Ludwig et al., 1995).

<u>Classe</u>	<u>Indice de rugosité (cm)</u>	<u>Situation agricole typique</u>
R0	0-1	Champ récolté avec compaction intense, champ ensemencé avec une croûte importante
R1	1-2	Champ ensemencé avec lit de semences modérément encrouté ou très affiné
R2	2-5	Champ récemment ensemencé avec de grandes mottes, champs labourés encroutés sans résidus
R3	5-10	Champ déchaumé et récemment ensemencé avec une surface très motteuse
R4	10 -15	Champ labouré
R5	> 15	Champ avec présence de grosses mottes



Figure V- 9. Représentation de la classe de rugosité R0 et R2.

2.2.4 Observations des évolutions d'altitude ponctuelles à l'échelle évènementielle

Des règles graduées (Figure V- 10) sont installées durant la saison de culture au sein du bassin versant dans des zones où des évolutions d'altitude relativement marquées ont été observées lors des 2 premières années d'observation du bassin versant. Ces zones sont disposées plutôt en bas de parcelles. Après chaque évènement ayant déclenché un ruissellement significatif au point 4, les hauteurs sont relevées sur les règles. La période de suivi varie en fonction des cultures d'avril à juillet/octobre. Environ dix zones sont suivies au sein du bassin versant de 10 à 25 m² avec une dizaine de règles par zone. C'est donc la seule prise de mesure évènementielle au sein du bassin qui permet d'observer à la fois l'érosion et la déposition. Cette mesure est réalisée 2 jours après l'évènement au plus tôt. En effet, des tests de sédimentation réalisés sur sol nu anciennement agricole ont montré que la hauteur des dépôts sédimentaires évolue fortement dans les 3 premières heures. 28 h seraient nécessaires pour que la hauteur ne varie plus (voir annexe 7). La mesure 2 jours après évènement permet de s'affranchir de la variabilité liée au tassement rapide des dépôts.

Par zone, des treillis (type moustiquaires) sont aussi placés dans le but d'observer le dépôt cumulé à la fin de la saison de culture. A ce moment, des profils à la bêche sont également effectués en s'écartant progressivement du treillis pour observer les dépôts éventuels au-dessus du profil de sol par différence de couleur et de texture.

Lors des relevés des réglettes, des mesures de densité apparente des dépôts dans des anneaux densitométriques sont aussi réalisées sur le site après les évènements pluvieux particulièrement érosifs.

Le suivi est réalisé d'avril à juillet (céréales) ou à octobre (cultures sarclées) et est focalisé sur une dizaine de zones (avec de 10 à 12 règles graduées par zone). Ce suivi a été réalisé de 2014 jusqu'en 2017.



Figure V- 10. Exemple de règles graduées.

2.2.5 Observations spatialisées de l'érosion et du dépôt

Par ailleurs, des modèles numériques de surface ont été générés à partir de vols de drone en 2011, 2012 et 2013. Une carte d'évolution d'altitude a été générée à partir de cette analyse et est présentée au chapitre 3 et dans Pineux et al. (2017a).

De plus, une actualisation de la carte pédologique belge a été réalisée sur cette zone d'étude et comparée à la précédente datant des années 60. Le résultat de cette étude est détaillé au chapitre 4 et dans Pineux et al. (2017b).

La spatialisation de l'érosion est aussi documentée par des photos fréquentes prises après chaque évènement érosif.

2.3 Modèle LandSoil

LandSoil a été identifié parmi l'état de l'art de la Table V- 1 comme le modèle à utiliser dans cette étude pour répondre à l'objectif de cette étude visant à prendre en compte des phénomènes d'érosion et de dépôt des sédiments d'une manière distribuée et ainsi comprendre l'évolution d'un paysage agricole en Belgique centrale. LandSoil est un système expert spatialement distribué pour l'analyse des procédés de redistribution de sol et de l'évolution de la topographie du paysage à moyen terme et à une échelle spatiale fine (1-10 m). Il est basé sur une combinaison du modèle d'érosion et de ruissellement STREAM (Cerdan et al., 2001, 2002 ; Souchere et al., 1998, 2003) et du modèle d'érosion aratoire WaTEM/SEDEM (Van Oost et al., 2000 ; Van Rompaey et al., 2001 ; Verstraeten et al., 2002). LandSoil simule donc des procédés d'érosion hydrique (concentrée et diffuse) et d'érosion

aratoire. En effet, même si la plupart des études avant 1990 ont ciblé majoritairement le processus d'exportation le plus visible (l'érosion hydrique), l'érosion aratoire est depuis reconnue comme un processus également important (Govers et al., 1999; Van Oost et al., 2005 ; Chartin et al., 2013). De Alba et al. (2004) ont d'ailleurs mis en exergue l'importance d'incorporer le processus de redistribution du sol par le travail du sol dans les modèles d'érosion. Ces deux formes d'érosion dépendantes de la topographie ont des impacts distincts sur la redistribution des sols en ce qui concerne les schémas spatiaux (Li et al., 2007). LandSoil fonctionne à la résolution temporelle de l'évènement pluvieux ou aratoire. Après chaque évènement érosif, un nouveau modèle numérique d'altitude (MNT) est calculé. Ce modèle présente l'avantage d'avoir fait l'objet d'une première approche de calibration à moins de 10 km de notre zone d'étude dans un contexte agropédoclimatique similaire (Evrard et al., 2009).

Le fonctionnement du modèle LandSoil est expliqué en détails dans Ciampalini et al. (2012). L'hypothèse fondatrice du modèle est que les propriétés de surface du sol commandent l'infiltration de l'eau, l'écoulement et la concentration en sédiment (Cerdan et al., 2001 et 2002). La rugosité du sol (R), le faciès (F) et la couverture végétale (C) ont été les caractéristiques de surface incluses dans le modèle après expérimentations sur le terrain (Singer et Le Bissonnais, 1998 ; Le Bissonnais et al., 1995, 1998) et calibration, sur une zone spécifiquement étudiée (les Haplic Luvisols (WRB, 2015) du Pays-de-Caux, Normandie, France). Des propriétés de surface du sol sont assignées à chaque occupation de sol sur une échelle mensuelle. Le travail du sol est, lui aussi, récapitulé sous forme de calendrier des valeurs mensuelles.

L'autre spécificité du modèle est la prise en compte de la structure du paysage (topographie, parcellaire, travail du sol, structures anthropiques, fossés, haies...) pour définir la circulation du ruissellement et les redistributions de sol (Souchere et al., 1998).

2.3.1 Les données d'entrée

2.3.1.1 La pluie

- L'incrément de temps

Le modèle a été élaboré initialement pour des précipitations au pas de temps de 6 minutes. Toutes les analyses dans la suite de ce travail seront donc présentées en utilisant les données à ce pas de temps.

- La définition d'un évènement pluvieux

Dans LandSoil, les pluies doivent être séparées d'au moins 3 h de période sèche pour être considérées comme évènements pluvieux différents. En effet, LandSoil provient du modèle STREAM, modèle à l'origine créé pour un climat océanique (Cerdan et al., 2001). Disposant du même climat dans notre zone d'étude, cette valeur a été conservée pour notre distinction des évènements pluvieux.

Le modèle LandSoil demande l'encodage de 4 données relatives à chacun de ces évènements pluvieux: son cumul pluviométrique au cours de l'évènement, sa durée efficace (durée pour laquelle l'intensité est supérieure ou égale à 2 mm/h), son intensité maximale et son cumul des pluies antécédentes sur 48 h. Les mesures de pluviographe ont été utilisées pour cette étape du travail. Concernant le paramètre d'intensité maximale plus particulièrement, il est apparu qu'il était en grande majorité (68%) plus grand que lorsqu'il était calculé par le disdromètre (sous-estimation de cet appareil étant expliquée plus haut) mais avec, globalement, des valeurs d'intensité très proches entre les deux appareils de mesure. Cependant, pour un évènement particulièrement intense par an, la valeur d'intensité déduite d'une mesure de précipitation par pas de 2mm (remplissage de l'auget) est sous-estimée. Dès lors, il a été décidé de prendre la valeur de l'intensité du disdromètre pour la donnée d'entrée « intensité maximale ».

➤ La définition d'un évènement pluvieux efficace

Une fois les évènements pluvieux individualisés, seuls les évènements considérés comme efficaces ont été utilisés dans la modélisation. Disposant de mesures in-situ du ruissellement, des règles de sélection des évènements ont été créées pour notre zone d'étude sur les précipitations de 2012 à 2014. Ces règles avaient permis de sélectionner comme efficaces 97% des évènements ayant effectivement engendré un dépassement de plus de 20 cm de hauteur d'eau dans notre canal de mesure in-situ au point 4 (Cantreul, 2014). Ainsi, dans notre étude, sont considérés comme efficaces les évènements pluvieux dont le cumul des précipitations est supérieur à 4 mm ou ceux dont le cumul des précipitations n'est supérieur qu'à 1,8 mm mais pour lesquels l'intensité maximale est supérieure à 2 mm/h ou encore ceux pour lesquels le cumul des précipitations n'est supérieur qu'à 1,3 mm mais pour lesquels le cumul des précipitations antécédentes est supérieur à 7 mm.

A titre de comparaison, dans Lacoste et al. (2014) sur un site d'étude en Bretagne de Luvisols et Cambisols, un évènement était considéré comme efficace si l'intensité maximale était supérieure ou égale à 100 mm/h et si le cumul des précipitations était supérieur ou égal à 40 mm. Cette règle avait été basée sur les études qui avaient eu lieu pour les sols limoneux du nord de la France en synthétisant différents types d'expérimentations (de l'échelle parcellaire à plus grande échelle, sur base de pluies naturelles ou simulées).

➤ Période de simulation

Après des investigations préliminaires destinées à réaliser les simulations à l'échelle biannuelle, il a été décidé de générer les simulations sur les mêmes périodes que celles pour lesquelles des mesures de réglettes ont été réalisées, et ce afin de réaliser une confrontation plus précise que celle lissée sur plusieurs évènements. Les périodes pour lesquelles au moins 3 zones de réglettes avaient présenté des évolutions d'altitude sur le bassin versant ont été sélectionnées. Ainsi, 8 périodes de relevés ont été sélectionnées de 2014 (année du premier placement de

règles graduées) à 2016. Ainsi, un seul relevé de règles graduées a été opéré durant chacune des périodes reprises à la Table V- 4.

Table V- 4. Les 8 périodes d'étude sélectionnées et les paramètres de pluie associés.

	Somme des durées efficaces (min)	Intensité maximale (mm/h)	Somme des précipitations (mm)	Moyenne des pluies antécédentes de 48h (mm)
Du 01/04/14 au 03/06/14	229	110	71	2
Du 04/07/14 au 17/07/14	242	26	84	12
Du 17/07/14 au 01/08/14	67	19	40	3
Du 23/04/15 au 09/06/15	209	59	63	4
Du 09/06/15 au 09/07/15	4	10	2	0
Du 09/05/16 au 29/06/16	395	69	161	11
Du 11/07/16 au 05/08/16	212	31	77	3
Du 05/08/16 au 08/09/16	53	60	23	1

2.3.1.2 Les données topographiques

Concernant les données topographiques, un MNT à la résolution de 1 m a été utilisé. Celui-ci provient de données LiDAR disponibles à l'échelle de la Région Wallonne ayant été lissé afin de retirer toutes les formes de bruits par un processus itératif (projet SPW/Sireal Geos7). Les traitements successifs appliqués aux données de base permettent de réduire drastiquement l'impact des facteurs de bruit, non seulement instrumentaux (variabilité de la mesure) mais également les reflets de la situation réelle (ornières, ...) qui influencent négativement l'interprétation automatique des résultats. Dans cette méthode par étape, les filtres classiques (passe-bas) ont été appliqués par morceau sur des zones délimitées automatiquement en fonction de différentes caractéristiques physiques. Le calcul reste fondamentalement le même pour toutes les zones, mais le lissage est plus ou moins agressif.

2.3.1.3 Les données pédologiques

Par rapport aux données pédologiques, la profondeur initiale des sols a été encodée dans le modèle sur base des données de la carte numérique des sols de Wallonie et telle que proposée par Bielders et al. (2013). La profondeur des sols varie spatialement sur notre bassin de 50 à 130 cm.

2.3.1.4 L'organisation du paysage

Les données sur l'organisation du paysage, à savoir le parcellaire et la cartographie des types de limites de parcelles (fossé, route, dérayure, limite simple), ont été

générées sur base du parcellaire agricole disponible annuellement via la déclaration de superficie des agriculteurs wallons, et sur base des observations de terrain.

2.3.1.5 L'occupation du sol et les pratiques culturales

Les données sur les occupations du sol et les pratiques culturales ont été générées au pas de temps mensuel.

Les rotations culturales sont disponibles en Wallonie annuellement via la déclaration de superficie des agriculteurs.

Les variations d'état de surface du sol associées à ces cultures ont été définies à partir du suivi régulier de ces paramètres sur le terrain.

Pour finir, le type, la fréquence du travail du sol, le sens de travail du sol et l'orientation de la pente ont été déterminés sur base des visites de terrain régulières et des contacts avec les agriculteurs du bassin versant. Le calendrier des différentes opérations culturales réalisées est présenté à la Table V- 5.

Table V- 5. Exemple d'itinéraire technique type par culture.

	froment	moutarde	betterave	chicorée	lin	pdt	maïs
janvier			chisel	chisel			chisel
février			chisel				
mars			rotative	rotative			
avril			semoir	semoir	semoir	buttage	semoir
mai						semoir	
juin							
juillet					récolteuse		
août	récolteuse	semoir			labour		
septembre	labour	déchaumeuse					
octobre	semoir					extirpateur	
novembre		déchaumeuse	récolteuse	récolteuse		labour	récolteuse
décembre			labour	labour	chisel		labour

2.3.2 Les règles expertes et modélisation des évolutions d'altitude

A chaque évènement pluvieux, une capacité d'infiltration et une pluie d'imbibition sont déterminées pour chaque pixel du bassin versant modélisé (Cerdan et al., 2002).

La capacité d'infiltration, i.e. le taux d'infiltration atteint lorsque le sol est à saturation (régime constant), est définie selon les paramètres d'état de surface du sol (faciès, rugosité et couverture végétale du sol) à partir d'un tableau de règles de correspondance. Par exemple, les sols ayant développé une croûte de battance et présentant une rugosité et une couverture végétale faibles ont une capacité d'infiltration faible, alors que les sols avec une forte rugosité et un état de surface fragmentaire ont une capacité d'infiltration élevée (Lacoste et al., 2014). Ces tableaux de règles doivent être paramétrés pour le site d'étude. Ces valeurs d'infiltration sont associées, au sein du modèle, à 5 classes de sensibilité au ruissellement de 0 (la plus grande valeur d'infiltration) à 4 (la plus faible valeur d'infiltration). Les règles de décision pour la capacité d'infiltration ont été modifiées

dans le modèle. Les combinaisons les plus représentatives sur le site d'étude ont été mesurées sur le terrain via deux méthodes (infiltromètre mini-disque et perméamètre) dont ont été extraites les valeurs de conductivités hydrauliques à saturation. Les autres combinaisons rencontrées sur le site d'étude ont été déduites en comparant les valeurs établies lors de l'utilisation du modèle par Cerdan et al. (2001) et par Evrard et al. (2008).

La pluie d'imbibition (quantité d'eau nécessaire pour déclencher le ruissellement) est définie à partir d'un tableau de règles de correspondance, reliant la capacité d'infiltration et la pluie antécédente dans les 48 h précédant l'évènement considéré. Celles-ci ont également été adaptées à notre contexte d'étude pour obtenir une correspondance entre le ruissellement généré par le modèle et celui réellement observé aux différents exutoires instrumentés sur le site d'étude. La quantité d'eau nécessaire pour déclencher le ruissellement a pu être précisément adaptée à notre contexte en confrontant les évènements pluvieux mesurés aux mesures de ruissellement réalisées sur le site d'étude. Les évènements sélectionnés ont été regroupés en 4 groupes de pluie antécédente tels que prévus dans le modèle. Une pluie d'imbibition a été alors associée à chaque évènement. Ensuite, par évènement, un inventaire spatial était réalisé pour associer chaque pluie d'imbibition à une ou plusieurs classes de capacité d'infiltration. Une moyenne est alors réalisée pour obtenir une pluie d'imbibition pour chaque pluie antécédente et pour chaque capacité d'infiltration comme prévu dans le modèle.

Le modèle considère alors un bilan infiltration / écoulement calculé par pixel et par évènement à partir de ces 2 paramètres précédemment définis et sur base de la hauteur d'eau totale de l'évènement pluvieux et de sa durée. Les équations qui sous-tendent le modèle, reprises de Ciampalini et al. (2012), sont présentées en annexe 8.

Le volume ruisselé (volume cumulé entrant dans un pixel) est alors calculé en tout point du bassin par itérations successives, de l'amont du bassin à l'exutoire.

Lorsque le ruissellement se produit au cours d'un évènement pluvieux, l'érosion diffuse des sols est modélisée par LandSoil. La concentration du ruissellement en sédiment est définie à partir d'un tableau de règles de correspondance, reliant les paramètres de surface du sol et l'intensité maximale de l'évènement pluvieux. Celui-ci a été modifié dans les règles de décisions de LandSoil pour correspondre à celui de l'étude d'Evrard (2008) réalisée dans un contexte agropédoclimatique très similaire au notre. La perte de sol par érosion diffuse est calculée pour chaque pixel en intégrant la concentration en sédiment au volume ruisselé.

La modélisation de l'érosion linéaire dans LandSoil est basée sur des relations empiriques portant sur les relations entre les propriétés de surface et la taille des ravines produites (Souchere et al., 2003). La valeur de la masse volumique apparente du sol arraché est fixée pour notre bassin à 1.3 g/cm^3 car il s'agit de la valeur moyenne obtenue lors de nos mesures de terrain avec les anneaux volumétriques. De plus, cette valeur est bien en adéquation avec l'étude de sols cultivés de la ceinture

limoneuse belge de Kader et al. (2010) qui a mesuré cette valeur minimale dans deux sols de Court-Saint-Etienne. Sinon, le tableau de règles de l'érosion linéaire est gardé constant par rapport aux règles initiales encodées dans LandSoil. Les paramètres internes aux étapes de calcul du modèle prévoient qu'il n'y a modélisation d'érosion linéaire que si le ruissellement concentré atteint un certain seuil, défini par une aire drainée minimum de 0,6 ha et une longueur de flux minimum de 80 m (Ludwig et al., 1996).

Le transport de sédiments dans les volumes ruisselés est limité par une concentration maximale en sédiments transmise par un pixel. La charge solide maximale est définie par trois critères indépendants : l'occupation du sol, la couverture végétale et la topographie locale (définie par la courbure verticale et la pente). Un dépôt de sol est simulé si la concentration en sédiments est supérieure à la valeur fixée de charge solide maximale.

Pour la redistribution de sol liée au travail du sol, elle est régie par l'intensité de la pente et 2 coefficients de transport (Ktil): Ktil max pour le coefficient parallèle à la direction du labour et Ktil min pour le coefficient perpendiculaire à la direction du labour. Pour ces valeurs, les moyennes établies sur base d'une revue de la littérature dans Lacoste et al. (2014) ont été utilisées.

2.4 Analyse des résultats obtenus par modélisation

La première donnée simulée par LandSoil (le ruissellement) a d'abord été analysée au niveau de l'accumulation de ruissellement, ensuite à travers sa balance hydrologique et enfin en le confrontant aux valeurs de ruissellement obtenues aux exutoires du bassin versant instrumentés sur site (Figure V- 6). Les données virtuelles et mesurées ne se superposant pas exactement cartographiquement, les données à l'exutoire de mesure sur site ont été comparées aux données à l'exutoire virtuel de la modélisation LandSoil.

La deuxième étape générée par LandSoil (l'évolution d'altitude à proprement parler) a ensuite été analysée dans son ensemble au niveau des patrons spatiaux sur la globalité du bassin et aussi sur des zones ciblées où sont présentes nos règles graduées.

3 Résultats

3.1 Adaptation des règles expertes à notre contexte

3.1.1 La sélection d'un évènement pluvieux efficace

Au total, 77 évènements pluvieux efficaces ont été sélectionnés entre les 8 dates de relevé de la Table V- 4, de 2014 à 2016 avec les règles de sélection des évènements efficaces utilisées dans cette étude.

Au sein des évènements lors desquels un dépassement de seuil de 20 cm au point 4 avait été mesuré durant ces mêmes périodes (Figure V- 12), 76% ont été retenus avec nos règles de sélection.

Nos règles sélectionnent aussi d'autres évènements n'ayant pas généré de dépassement de seuil in-situ. En effet, parmi les 77 évènements sélectionnés comme efficaces, seuls 17% ont généré un dépassement de seuil in-situ de 20 cm (Figure V- 13). 27% des évènements sélectionnés n'ont généré aucun dépassement de seuil in-situ (Figure V- 13). Ceci laisse transparaître la difficulté de caractériser les évènements qui génèrent en réalité du ruissellement sur un bassin versant vu la multiplicité de phénomènes en jeu et l'intérêt de mesures sur plusieurs années.

3.1.2 Capacité d'infiltration

Les valeurs de capacité d'infiltration utilisées dans la présente étude sont présentées à la Table V- 6 (arrondie à 5 mm/h près) et mises en regard des valeurs obtenues dans l'étude de Cerdan et al. (2001) (à savoir celles par défaut dans LandSoil) et d'Evrard (2008). La comparaison montre que les valeurs de capacité d'infiltration mesurées sur le site d'étude sont toujours inférieures ou égales aux valeurs mesurées par Evrard et al. (2008). Elles sont ainsi plus proches de celles mesurées par Cerdan et al. (2001), elles aussi toujours inférieures à celles d'Evrard et al. (2008). Les règles de Evrard et al. (2008) ont été établies sur des sols limoneux à bon drainage de Belgique centrale (Haplic Luvisols) (WRB, 2015) et celles de Cerdan et al. (2001) ont été établies pour la Normandie (Haplic Luvisols également à savoir des sols limoneux à bon drainage du Pays de Caux). La comparaison montre que pour les faciès fragmentaires (F0 et F11), les valeurs de notre site d'étude sont inférieures à celles par défaut dans le modèle. Par contre, pour les faciès sédimentaires (F12 et F2), nos valeurs sont supérieures aux valeurs par défaut du modèle.

Ces différences peuvent en partie s'expliquer par une différence de méthode de mesure dans notre étude par rapport à Evrard (2008) qui a mesuré les capacités d'infiltration lors de simulation de pluie en soustrayant le ruissellement mesuré de la pluie appliquée après que le ruissellement ait atteint un état d'équilibre.

De même, bien que 3 répétitions par combinaisons aient aussi été réalisées lors de notre campagne de mesures, celle-ci n'a été réalisée qu'une année à la fin du printemps alors que celle ayant généré la création des règles originelles en Normandie a duré 13 ans (Souchere et al., 2005) et celle pour la Belgique centrale (Evrard 2008) a duré 6 ans.

Table V- 6. Capacité d'infiltration (mm/h) en fonction des états de surface. Les cases laissées blanches sont des combinaisons non rencontrées au sein du bassin versant étudié. En noir les valeurs utilisées dans la présente étude (celles en gras sont les plus représentatives et donc mesurées sur site). En vert : Evrard (2008). En rouge : Cerdan et al. (2001).

		Faciès			
Rugosité [cm]	Taux de couvert végétal [%]	F0	F11	F12	F2
R5	C3	50			
	C2				
	C1				
R4	C3	50 - 50	50 - 50	50 - 50	
	C2		40 - 50		
	C1	30 - 60 - 50	30 - 60 - 20		
R3	C3		50 - 50	50 - 50	
	C2		30 - 50		
	C1	30 - 60 - 50	30 - 60 - 20	30 - 50 - 10	
R2	C3	30 - 60 - 50	30 - 60 - 50	30 - 60 - 20	
	C2	30 - 60 - 50	20 - 60 - 20	25 - 50 - 10	
	C1	30 - 60 - 50	20 - 40 - 20	20 - 40 - 10	10 - 5
R1	C3	30 - 60 - 50	20 - 60 - 20	10 - 50 - 10	10 - 5
	C2	30 - 60 - 50	20 - 50 - 20	10 - 40 - 10	
	C1	30 - 60 - 20	20 - 40 - 10	10 - 20 - 5	5 - 2
R0	C3			20 - 40 - 10	10 - 20 - 5
	C2			20 - 5	10 - 10 - 2
	C1	30 - 60 - 10	20 - 50 - 10	10 - 20 - 5	5 - 10 - 2

3.1.3 Pluie d'imbibition

L'adaptation des règles de pluies d'imbibition à notre contexte d'étude est présentée à la Table V- 7. En utilisant les données de terrain de notre bassin versant, aucun évènement ne présentait une pluie antécédente supérieure à 40 mm : ce groupe n'a donc pas été adapté dans le tableau de règles. En comparant les valeurs obtenues pour notre site d'étude avec les valeurs de Lacoste (2012) sur un site d'étude en Bretagne de Luvisols et Cambisols, et celles de Cerdan et al. (2001) sur les Luvisols de Normandie, on constate que nos valeurs sont toujours plus proches de celles de Lacoste (2012) et donc toujours inférieures à celles par défaut dans le modèle LandSoil. Une plus faible quantité de pluie suffit donc à générer du ruissellement dans notre contexte.

Table V- 7. Pluies d'imbibition en fonction de la capacité d'infiltration et des pluies antécédentes sur 48h (P48). En noir les valeurs utilisées dans la présente étude. En vert : Lacoste (2012). En rouge : Cerdan et al. (2001).

capacité d'infiltration mm/h	pluie d'imbibition (mm)		
	P48 : 0mm	P48 : 0-15mm	P48 : 15-40 mm
50	9 - 11 - 20	6 - 7 - 15	4 - 4 - 12
30	7.3	4.7	2.6
25	3.7	2.3	1.3
20	2.4	1.6	0.9
10	1.8 - 4 - 12	1.2 - 1 - 8	0.6 - 0 - 5
5	1.5 - 1 - 8	0.9 - 0 - 5	0.5 - 0 - 2

3.2 Ruissellement

3.2.1 Balance hydrologique

Les bilans infiltration/ruissellement générés par le modèle montrent que :

- en 2014 : la pluie lors de laquelle le plus d'infiltration a, de loin, été observée (c'est-à-dire la plus grande valeur négative de bilan infiltration/ruissellement, ici dans la bande de bois avec un bilan de -57 mm) est celle du 21/05 qui correspond à la pluie qui a la plus grande intensité en 2014. Par ailleurs, avant le mois de juillet, il y a une distinction entre les parcelles agricoles selon qu'elles soient en culture de printemps ou en culture d'hiver : les parcelles en culture de printemps ont des valeurs de bilan infiltration/ruissellement tantôt négative, tantôt légèrement supérieure à 0. A partir du mois de juillet, par événement, il n'y a pas de distinction entre les parcelles agricoles qui ont toutes la même valeur positive et les bandes enherbées et la bande de bois ont toutes la même valeur négative ;

- en 2015 : le bilan infiltration/ruissellement de tout le bassin versant est positif, y compris de la bande enherbée (bien que malgré tout inférieure au reste du bassin) ;

- en 2016 : la pluie lors de laquelle le plus d'infiltration a été largement observée (dans la bande de bois) est celle du 30/05 (avec un bilan de -36 mm) qui correspond à la pluie qui a la plus grande durée et durée efficace parmi les événements pour lesquels du ruissellement a été modélisé cette année-là (Figure V- 11). Par ailleurs, jusqu'en mai, la parcelle en culture d'hiver a des valeurs de bilan infiltration/ruissellement positives et les cultures de printemps ont des valeurs négatives. Au mois de juin, toutes les parcelles agricoles ont la même valeur positive au sein de l'événement (et les bandes enherbées et la bande de bois ont tous la même valeur négative). À partir de juillet, le bilan pour la parcelle de lin diminue par rapport aux autres parcelles agricoles, pour arriver à une valeur négative à la fin du

mois de juillet. En septembre, le bilan devient négatif pour les parcelles agricoles sauf pour la pomme de terre, le maïs et le lin qui sont affectés d'un bilan positif.

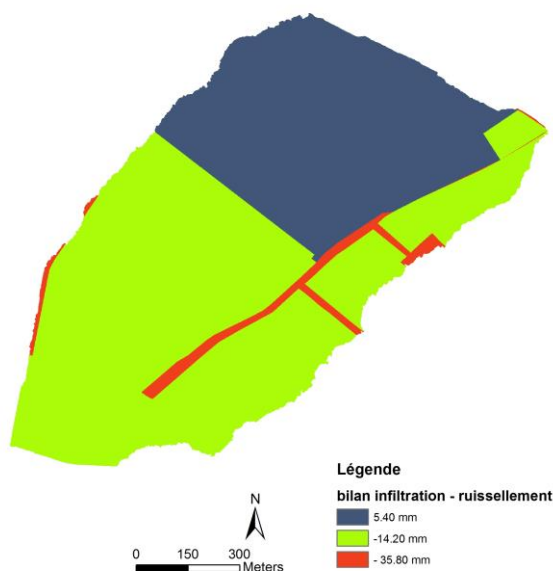


Figure V- 11. Bilan infiltration – ruissellement pour l'évènement du 30 mai 2016.

3.2.2 Accumulation du ruissellement par évènement

Du ruissellement n'est simulé que pour 58% des pluies efficaces entrées dans le modèle (Figure V- 13). Aucune caractéristique de pluie (quantité, intensité, durée, durée efficace et pluie antécédente) ne peut expliquer à elle seule, à ce stade, le fait que LandSoil génère du ruissellement pour ces pluies et pas les autres (annexe 9). Les évènements pour lesquels aucun ruissellement n'est simulé ne sont pas non plus systématiquement ceux n'ayant pas engendrés un dépassement de seuil de hauteur d'eau à l'exutoire du point 4 et qui ont été pris dans notre sélection d'évènements efficaces (Figure V- 13).

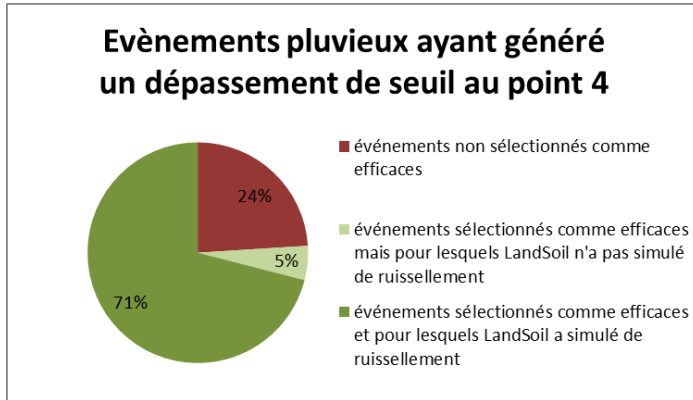


Figure V- 12. Relation entre les èvènements pluvieux ayant généré un dépassement de seuil au point 4 et les simulations LandSoil.

Par ailleurs, au total, LandSoil a simulé du ruissellement sur 71% des èvènements efficaces ayant généré du ruissellement in-situ (Figure V- 12). Les modélisations à l'aide de LandSoil simulent donc du ruissellement pour moins de pluies efficaces que ce qui est observé sur le terrain.

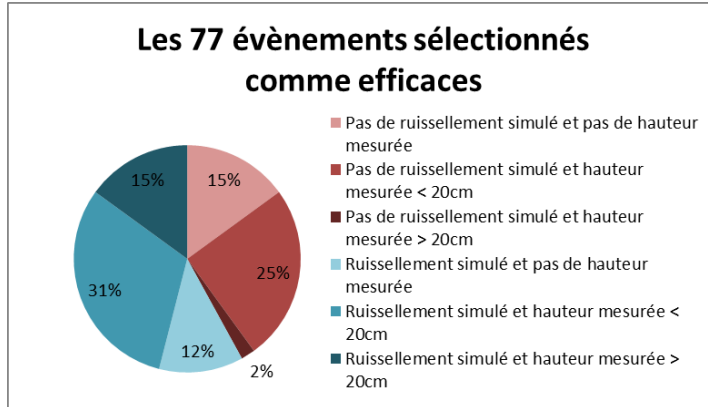


Figure V- 13. Relation entre les èvènements sélectionnés comme efficaces dans LandSoil et les mesures in-situ.

3.2.2.1 Analyse quantitative

L'analyse des plus grandes valeurs de ruissellement par année montre que :

- en 2014 : deux èvènements pluvieux ont généré au moins 4 fois plus de ruissellement que les autres (8/07 et 29/07) et ces èvènements représentent les deux qui ont généré la plus grande quantité de pluie dans les èvènements de 2014 ;

- en 2015 : un seul évènement a généré du ruissellement dans le modèle et cet évènement est celui présentant la plus grande intensité et la plus grande quantité de pluie parmi les évènements de 2015 ;

- en 2016 : deux évènements pluvieux ont généré au moins 3 fois plus de ruissellement que les autres (23/06 et 23/07) mais par contre, aucune caractéristique (quantité, intensité, durée, durée efficace et pluie antécédente) ne peut expliquer à elle seule le fait que seuls ces deux évènements aient généré plus de ruissellement que les autres.

En comparant les années entre elles au niveau des volumes ruisselés générés par le modèle, c'est d'abord l'année 2014 qui a généré plus de ruissellement suivie de l'année 2016 et ensuite de l'année 2015. Il s'agit exactement du même ordre que pour l'érosivité (voir ci-avant). Ce paramètre semble donc être prédominant. En effet, au niveau du paramètre de couverture du sol, l'année 2016 représentait pourtant une plus grande surface de culture sarclée et ne disposait plus de bande enherbée entre les parcelles par rapport à 2014 (voir chapitre 2). C'est aussi l'année 2014 qui a connu la plus grande quantité de pluie par évènement (8.1 mm) suivie de l'année 2016 (6.2 mm) puis de 2015 (5.7 mm).

3.2.2.2 Analyse qualitative

En liant les schémas de ruissellement aux occupations de sol en fonction des années, les observations suivantes peuvent être dégagées :

- en 2014 : les schémas de ruissellement sont assez semblables d'un évènement à l'autre. En effet, soit du ruissellement est généré sur toute la surface du bassin (de manière diffuse et concentrée), soit il est généré uniquement sur les parcelles de céréales (exclusivement en aval cette année-là). Avant le mois de juillet, les parcelles de céréales ont des capacités d'infiltration plus faibles que les autres. À partir de mai, elles sont même dans la classe 10 mm/h (Table V- 6), rejointes en juillet par toutes les cultures du bassin. Cette plus faible valeur de capacité d'infiltration en 2014 explique aussi la raison pour laquelle cette année a provoqué plus de ruissellement simulé ;

- en 2015 : le ruissellement généré pour l'unique évènement de cette année-là est généré de manière diffuse et concentrée sur toute la surface du bassin et y compris sur la bande de bois du milieu du bassin (vu sa valeur de bilan ci-avant positive) ;

- en 2016 : le modèle ne génère du ruissellement sur les cultures sarclées qu'à partir de juin. Avant le mois de juin, l'analyse des capacités d'infiltration affectées aux parcelles selon leur FCR (faible rugosité et faciès refermé) montre que les parcelles de culture d'hiver ont effectivement les plus faibles capacités d'infiltration de l'année (10 mm/h). Après le mois de juin, du ruissellement est généré de manière diffuse et concentrée sur toute la surface du bassin sauf pour 3 pluies particulières :

* le 23/06, du ruissellement est même généré sur la bande de bois du milieu du bassin comme en 2015, la capacité d'infiltration de celle-ci étant atteinte lors de cet évènement ;

* le 28/07, du ruissellement est généré partout sauf sur les parcelles en lin (celles-ci ont une plus grande capacité d'infiltration que les autres parcelles en fonction des FCR qui ont été mesurés sur ces parcelles durant cette période) ;

* et le 4/09, le ruissellement n'est généré que sur les parcelles en lin, pomme de terre et maïs (depuis le début du mois d'août, ces parcelles ont des capacités d'infiltration plus faible mais la conjonction d'une pluie d'une très grande intensité le 4/09 et d'une faible pluie d'imbibition à cette date a créé du ruissellement sur ces parcelles).

3.2.3 Confrontation aux mesures de terrain

Lorsque des volumes de ruissellement sont modélisés, ils sont systématiquement supérieurs aux volumes mesurés sur site. En comparant les évènements pour lesquels du ruissellement a été à la fois mesuré et modélisé, les volumes modélisés sont supérieurs de 2 fois en moyenne pour le point 1, de 35 fois en moyenne pour le point 2 et de 561 pour le point 3 (voir annexe 10). Par conséquent, vu ces grandes différences, l'évolution d'altitude, modélisée ensuite sur base du ruissellement, ne sera analysée que de manière qualitative.

3.3 Différences d'altitude

3.3.1 Patron spatial sur la globalité du BV

Les schémas d'évolution d'altitude pour les périodes où de l'érosion et du dépôt ont été simulés sont présentés en annexe 11. Les patrons d'évolution d'altitude générés sont la conséquence à la fois d'une érosion hydrique (les évolutions d'altitude suivent le trajet du ruissellement décrit ci-dessus) et d'une érosion aratoire. Ces schémas permettent de montrer que durant les périodes où un travail du sol a été simulé, le modèle accorde plus d'importance à l'effet parcelle comme l'avait davantage montré le schéma d'évolution dressé avec le drone (Pineux et al. 2017a). En effet, le schéma d'évolution dressé avec le drone pour la période entre le 16 janvier 2012 et le 12 décembre 2013 (chapitre 3) montre davantage des schémas d'évolution qui semblent dépendre des parcelles. Durant les périodes où seule de l'érosion hydrique a eu lieu, le modèle accorde plus d'importance à l'érosion concentrée où les schémas liés aux axes de ruissellement semblent dominer. L'analyse pédologique réalisée sur le bassin pour analyser l'évolution de 1956 à 2015 (chapitre 4) montre également ce genre d'évolution (Pineux et al. 2017b). Les mêmes axes importants se dessinent, bien qu'ils soient parfois davantage associés à du dépôt dans l'analyse pédologique en amont. Que ce soit dans l'analyse de l'évolution des types de sol ou la modélisation par LandSoil, la pente semble une fois de plus jouer un rôle majeur dans les schémas d'évolution de l'érosion et du dépôt au sein d'un bassin versant (Ciampalini et al., 2017).

L'analyse de l'érosion aratoire générée par le modèle montre que cette érosion se produit immédiatement en aval des limites de parcelles mais pas uniquement là. De même, la terre érodée se redépose immédiatement en amont des limites de parcelle mais pas uniquement là non plus. Aucune érosion aratoire n'est simulée autour des vallons qui se dessinent au sein du bassin versant.

Concernant l'érosion hydrique, c'est l'évènement du 23 juin 2016 qui a généré le plus d'érosion parmi tous les évènements simulés alors qu'il ne s'agit pas de l'évènement simulé ayant généré le plus de ruissellement ni celui ayant des paramètres de pluie (durée, intensité, précipitations) supérieurs aux autres. Par contre, cet évènement a la classe de sensibilité la plus importante rarement attribuée par le modèle sur toutes les parcelles de betterave et chicorée en amont du bassin (qui représentent une grande surface en 2016 comme montré en Figure V- 3). Cette classe de sensibilité est la conjonction des paramètres FCR et intensité maximale. Les schémas d'écoulement simulés en axes sur l'ensemble du bassin semblent tout à fait correspondre à ceux observés sur le terrain (annexe 11). En effet, à titre d'exemple, l'axe parallèle aux lignes de pulvérisation de la parcelle 5 (numérotation voir Figure III-1) est aussi chaque année observé sur le terrain (Figure V- 14). De même, l'axe découpant en deux la parcelle 2 est aussi bien visible sur le terrain comme dans le résultat de la modélisation (Figure V- 15). Par ailleurs, la suppression des bandes enherbées à partir de 2015 montre une diminution des zones de rétention de sédiments telles que le permettaient les bandes enherbées au sein du bassin versant. Du dépôt est aussi simulé de manière généralisée dans le fossé enherbé présent dans la partie aval du bassin.



Figure V- 14. Photos de l'axe traversant la parcelle 5 comme simulé par LandSoil.



Figure V- 15. Axe d'érosion dans la parcelle 2 comme représenté dans la modélisation de LandSoil.

En mettant en regard les schémas d'évolution d'altitude avec le parcellaire, plusieurs aspects peuvent être mis en avant particulièrement durant l'année 2016 :

- * du dépôt est simulé durant les 3 périodes étudiées. Les parcelles de maïs, froment et lin en subissent suite à l'érosion aratoire simulée sur ces parcelles à cette époque. Mais contrairement aux autres années, de plus grandes zones de dépôt sont modélisées, pas seulement dues à l'érosion aratoire. Pour les cultures de printemps du dépôt est modélisé en bas de pente mais aussi en limite de bassin versant, du 09/05 au 29/06. Pour la parcelle de pomme de terre, ce schéma de dépôt autour de la ligne de crête est modélisé à nouveau lors des 2 périodes qui suivent ce qui n'est pas observé in-situ ;

- * entre la période du 09/05 au 29/06 à celle du 11/07 au 05/08, les axes de concentration du ruissellement se marquent moins à mesure du développement de la végétation ;

- * il apparaît que durant la période du 5/08 au 8/09, les parcelles de betterave et chicorée ne produisent aucune évolution d'altitude (en grisé sur la Figure- 26 en annexe 11). Aucun ruissellement n'avait non plus été simulé sur la parcelle de froment durant cette période mais une évolution d'altitude a été simulée sur celle-ci suite à l'érosion aratoire modélisée sur cette parcelle durant cette période.

3.3.2 Patron spatial sur les zones de réglettes

L'analyse des différences entre les schémas d'évolution d'altitude observés et simulés a ciblé les périodes sur lesquelles de l'érosion hydrique est uniquement simulée et les zones de réglettes où sont présentes des cultures de printemps. En effet, l'analyse montre que c'est sur ces parcelles que le plus de différences entre le terrain et la modélisation se présentent. La localisation par année des zones de réglettes in-situ discutées ci-après est symbolisée sur les figures de l'annexe 11.

Chaque année, pour l'essentiel des parcelles, le dépôt simulé au sein du bassin commence seulement dans la bande boisée et jamais en bas de pente de la parcelle agricole comme ce qui est mesuré in-situ. De plus, aucune diminution progressive de l'érosion n'est observée à mesure que le bas de pente (et par conséquent la bande de bois) se rapproche. Parfois même, LandSoil modélise une érosion augmentant vers le bas de pente alors que les mesures in-situ identifient plutôt le contraire (Figure V-16).

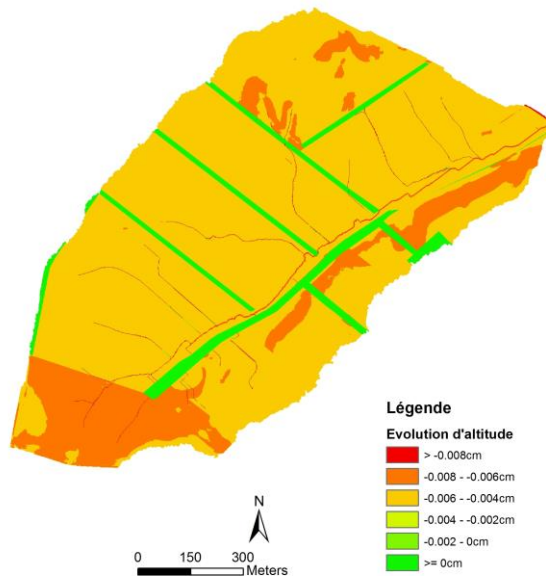


Figure V- 16. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 04/07/14 au 17/07/14.

3.3.2.1 2014

Les tendances de dépôts mesurées entre les buttes de pomme de terre (zone 9) ne peuvent être reliées aux tendances simulées par LandSoil. Nous observons un dépôt entre les buttes de pomme de terre alors que LandSoil y simule exactement la même valeur d'érosion partout (que ce soit au-dessus ou en bas de la pente).

L'effondrement des buttes de pomme de terre et le dépôt en bas de pente observé sur le terrain (Figure V- 18) ne semble pas être pris en compte dans le modèle.

La zone 6 est située sur le passage d'un axe dans le modèle alors que nous avons observé une zone de dépôt à cet endroit. De même pour la zone 7, il s'agit d'une zone avec un passage d'un axe d'érosion linéaire alors que nous y avons observé une zone de dépôt assez nette (Figure V- 17).



Figure V- 17. Illustration de la zone de dépôt identifiée en zone 7 en 2014.



Figure V- 18. Exemple de buttes de pommes de terre remplies après le premier orage après leur mise en place.

3.3.2.2 2016

En 2016, la zone 8 (betterave) est bien simulée comme zone avec une majorité de dépôt, commençant à certains endroits dès le bas de la pente tel que cela est observé in-situ. Pour cette même parcelle qui présentait la même culture en 2014, le dépôt ne commençait que dans la bande boisée. Le dépôt simulé commence aussi dès le bas de la pente de la parcelle pour celle sur laquelle se situe la zone 10 (en betterave), mais seulement du 09/05 au 29/06. Par contre, autour de la zone 5 (pomme de terre), le dépôt ne commence qu'après la limite de parcelle. Toutefois, du dépôt est tout de même simulé dans la zone de bois attenante à la culture de pomme de terre contrairement en 2014. La parcelle sur laquelle se trouvent les pommes de terre en 2016 présente une plus grande pente que celle en 2014. Le paramètre de longueur de pente ne semble donc pas avoir été pris en compte par le modèle sur la parcelle de 2014.

La parcelle sur laquelle se situe la zone 9 (betterave) montre globalement une érosion en ligne le long des inter-rangs tel qu'observé in-situ sur nos réglettes.

4 Discussion et futures améliorations

Le présent travail contribue à améliorer notre capacité à prédire de manière très fine les processus de redistributions de sol au sein d'un paysage. Ces distributions spatiales de l'érosion constituent des éléments nécessaires, que ce soit en termes de conseil au placement des mesures limitant l'érosion, ou pour l'élaboration de programmes de conservation. La modélisation s'avère un outil précieux dans la mesure où l'instrumentation de toute la surface terrestre n'est évidemment pas

envisageable. Des modèles tels que LandSoil sont intéressants car ils permettent d'estimer la variabilité spatiale des redistributions de sols et leur variabilité dans le temps par une modélisation dynamique. De plus, LandSoil est un modèle à base expert qui permet de minimiser le nombre de paramètres à calibrer. LandSoil permet aussi de distinguer et de quantifier la contribution des différents processus prenant part à la redistribution de sol (à savoir dans cette étude la redistribution par l'eau et le travail du sol). Une fois transposés dans des contextes similaires auxquels ils ont été calibrés, ces types de modèles pourraient être particulièrement intéressants pour mieux comprendre les impacts des structures du paysage dans les processus de redistribution de sol, pour établir des scénarios d'aménagements et pour estimer les variations de sol dans le temps en fonction de différents scénarios de climat.

4.1 Adaptation des règles expertes à notre contexte

Le suivi du bassin versant étudié, effectué de manière régulière depuis 2012, a tout d'abord permis une adaptation des règles expertes de LandSoil (critères de sélection des événements efficaces, capacité d'infiltration et pluie d'imbibition) à notre contexte d'étude.

Une première amélioration devra viser à établir de meilleures règles de sélection des événements efficaces qui permettra en partie de diminuer le nombre d'événements efficaces pour lesquels LandSoil n'a modélisé aucun ruissellement et évolution d'altitude.

Deuxièmement, le faciès est le seul paramètre du FCR non quantifié, dont la distinction n'est faite que sur base d'associations visuelles à un gabarit. Afin de standardiser la qualification du faciès, un gabarit quantité devrait être établi.

Troisièmement, concernant la modélisation de l'érosion aratoire, afin que le paramètre de Ktil (coefficients de transport lors du travail du sol) soit adapté à notre contexte d'étude et non une moyenne établie sur base de la littérature (2.3.2.), il serait bon d'utiliser les équations paramétriques de Van Oost et al. (2006) fonction de la profondeur du labour et sa vitesse.

Quatrièmement, une nouvelle campagne de mesures des capacités d'infiltration serait à réaliser. En effet, lors de la campagne de 2014, des mesures sur certaines parcelles de céréales particulièrement glacées et présentant des signes d'accumulation d'eau (dus à des pratiques de travail du sol densifiant la surface dès une faible profondeur) influencent fortement les valeurs de capacités d'infiltration. Ces nouvelles mesures permettraient de ne pas attribuer aux parcelles de céréales au début du printemps, une plus faible capacité d'infiltration que les cultures de printemps alors que ce n'est pas ce qui est communément observé (Evrard, 2008 ; Souchere et al., 2005). Cette première campagne de mesures montre toutefois qu'un critère supplémentaire par rapport au FCR devrait peut-être exister pour faire transparaître ces différences d'historique de travail du sol et/ou de santé du sol.

Enfin, les valeurs de pluie d'imbibition devront être adaptées au fur et à mesure que la collecte de données se poursuit sur le bassin versant.

4.2 Les résultats de simulation du modèle

Il ressort de cette analyse que peu d'évènements sont sujets à ruissellement et évolution d'altitude dans LandSoil parmi les évènements efficaces. Pourtant, certains de ces évènements simulés comme non ruisselant avaient généré un dépassement de seuil de ruissellement in-situ.

Si moins d'évènements qu'in-situ provoquent du ruissellement, par contre le ruissellement modélisé est systématiquement supérieur au ruissellement mesuré sur site. Ces différences modèle/terrain pourraient s'annuler sur de plus longues échelles de temps vu le moins grand nombre d'évènements simulés. Parmi les raisons possibles qui expliqueraient cette surestimation, il peut être mentionné le fait que le modèle ne prend pas en compte l'évapotranspiration. La quantité précipitée peut en effet en partie s'évaporer au niveau du sol et par la transpiration des plantes. Cette vidange du sol lui permet de pouvoir emmagasiner plus d'eau avant de ruisseler. Afin de ne pas augmenter le nombre de paramètres d'entrée dans le modèle puisque cela constitue un de ses avantages, chaque pluie d'imbibition encodée devrait être augmentée automatiquement d'un certain facteur par le modèle.

Ensuite les schémas d'évolution d'altitude de LandSoil sur de petites périodes ont permis de montrer qu'en fonction de la période de l'année (évènements aratoires notamment), le modèle accorde plus d'importance tantôt à l'effet parcelle (comme l'avait davantage montré le schéma d'évolution dressé précédemment avec le drone sur ce bassin d'étude en 2 ans de travail agricole), tantôt à l'hydrologie et l'érosion concentrée où les schémas liés aux axes de ruissellement semblent dominer (comme l'avait davantage montré une précédente analyse pédologique sur ce bassin en 60 ans de travail agricole). Ces patrons spatiaux sur l'ensemble du bassin versant montrent d'ailleurs une bonne corrélation entre la modélisation et la mesure de terrain. LandSoil représente l'érosion aratoire et concentrée qui sont des évènements érosifs complémentaires. Une analyse sur du très long terme pourrait permettre d'établir le lien entre prédominance de processus et période de temps simulée.

Lorsque les valeurs de ruissellement modélisées seront plus représentatives de celles observées in-situ, une comparaison quantitative entre les valeurs d'érosion modélisées et observées aux différents exutoires pourra être réalisée dans une prochaine étude. De même, une comparaison des valeurs mesurées sur les réglottes avec les valeurs modélisées à cette position géographique exacte par LandSoil s'avèrerait une analyse utile. Par contre, la précision que ce soit du positionnement des réglottes mais aussi du MNT d'entrée devra pour cela être augmentée.

Cependant, la comparaison au niveau des tendances observées dans les zones de réglottes in-situ par rapport aux modélisations a permis de déduire toute une série d'observations préliminaires :

- Les plus grandes différences entre les mesures et la modélisation le sont dans les champs de cultures sarclées (betterave et pomme de terre). La stabilité des buttes de pomme de terre notamment après le premier orage et le dépôt généré lors des cultures sarclées en bas de pente ne sont pas pris en compte dans le modèle. Les observations de terrain montrent pourtant clairement cet affaissement et ce dépôt. La stabilité des buttes de pommes de terre et le dépôt en bas de pente pour les cultures sarclées devraient donc être des paramètres à prendre en compte dans le modèle LandSoil car significatif dans notre contexte.

- Des variations d'altitude semblent bien s'opérer dans LandSoil aux transitions entre parcelles à savoir lors d'un changement de rugosité et, de ce fait, de capacité d'infiltration. LandSoil ne modélise que très rarement du dépôt en bas de pente avant la bande boisée du bassin versant, mais le modélise seulement à partir du changement de rugosité donc à partir de l'entrée dans la zone boisée. Cela pourrait constituer une piste d'amélioration du modèle.

- L'analyse des différences entre les schémas d'évolution d'altitude observés et simulés zone par zone a permis de montrer que certains schémas d'évolution d'altitude semblent identiques comme la présence de certaines zones de dépôt en bas de pente. Cependant, globalement, au niveau des zones où sont situées nos règles graduées, il n'est pas encore possible de faire coïncider les patrons spatiaux à ce stade. Certaines de nos règles graduées sont positionnées dans les parties les plus basses des champs c'est-à-dire dans des aires de déposition, précisément là où les plus grandes erreurs du modèle sont enregistrées selon Ciampalini et al. (2012). De nouvelles campagnes de placement de réglettes plus en amont des parcelles devraient être réalisées afin de confronter les mesures aux résultats de LandSoil dans ces zones.

- L'analyse spatiale des schémas d'évolution d'altitude au sein du bassin versant par évènement modélisé montre une prédominance des phénomènes d'érosion concentrée. Bien entendu, vu la concentration du phénomène, il est normal d'observer des schémas d'évolution plus nets avec ce type d'érosion qu'avec les valeurs mises en jeu lors de l'érosion diffuse. Cependant, bien que certains axes soient observés sur le terrain tels que modélisés, ils n'apparaissent pas de manière aussi contrastées par rapport aux valeurs d'érosion diffuse alentour. L'adaptation des règles d'affectation des valeurs de frein et de cohésion dans la modélisation de l'érosion linéaire devrait être envisagée lors de la prochaine modélisation.

Chapitre 6

**Discussion générale, conclusions et
perspectives**

1 Synthèse des résultats, enseignements et apports majeurs

L'acquisition de données de terrain pour quantifier le déplacement de particules de sol à l'échelle du bassin versant est un des challenges actuels majeurs de toute une communauté de scientifiques œuvrant à la conservation des sols. En parallèle, deux opportunités se profilent : les systèmes aériens légers sans pilote sont en constante progression et la Belgique dispose d'une carte des sols où les horizons de sols sont détaillés. Cette thèse a saisi ces deux opportunités et a ainsi testé deux méthodes novatrices de mesure de l'érosion et du dépôt de particules qui pourraient permettre d'obtenir une quantification spatialement distribuée de l'érosion et du dépôt au sein du bassin versant.

L'analyse de séries temporelles de MNS produits à l'aide d'imageries drones sur le bassin versant d'Hévilleers à l'échelle annuelle (**chapitre 3**) a contribué à la reconstruction des évolutions d'altitude à une très haute résolution. Cette technique n'est certes pas encore aussi mature que les méthodes traditionnelles de mesure de l'érosion mais elle a permis de répondre à une série de nos besoins à savoir disposer d'une technique qui :

- permette la couverture de l'échelle bassin versant tout en étant faiblement destructive, financièrement abordable ou peu chronophage (contrairement à d'autres méthodes) ;

- soit flexible au point de pouvoir l'utiliser après un évènement pluvieux important (des images ont été acquises 2 jours après un évènement exceptionnel) et ainsi, grâce à cette résolution temporelle très fine, permette d'observer les réels chemins de l'eau à travers toute la zone d'étude et de modéliser les changements de relief causés par un évènement exceptionnel.

Les résultats obtenus dans ce chapitre ont été analysés selon deux aspects : la qualité du modèle numérique de surface (MNS) obtenu par photogrammétrie et l'utilisation de la série temporelle de ces modèles pour analyser l'érosion.

Premièrement, l'analyse de la qualité des MNS obtenus par photogrammétrie a donné des résultats encourageants. Les 4 MNS ont présenté des reliefs et des précisions très stables d'un MNS à l'autre ce qui illustre la robustesse de la technique de mesure par photogrammétrie. Avec la hauteur de vol utilisée, les MNS ont été générés avec une résolution au sol de 6 cm et l'analyse de leur précision a montré que leur erreur moyenne absolue en Z peut atteindre 4 cm seulement. La photogrammétrie, en permettant d'obtenir des MNS d'une si haute résolution, peut être grandement utile pour différents aspects :

- elle permet de disposer d'une restitution des altitudes fiable, détaillée et précise ainsi que de ses dérivés comme le réseau de drainage qui sont des outils pouvant être

utilisés par les experts de terrain par exemple pour installer des mesures de limitation du risque d'érosion et de coulées boueuses ;

- elle procure des données d'entrée importante pour les modèles d'érosion/dépôt.

Les capacités des ordinateurs étant en perpétuelle expansion et les logiciels de photogrammétrie en continuelle amélioration, la technique utilisée dans le chapitre 3 laisse donc entrevoir une amélioration dans les futures acquisitions de données de terrain.

Deuxièmement, la série temporelle des MNS générés par photogrammétrie a été utilisée pour analyser l'érosion à l'échelle de l'évènement et puis sur du plus long terme.

Ainsi, la première étude à l'échelle de l'évènement (en utilisant l'évènement pluvieux extrême de mai 2014) a montré les potentialités de cette approche pour l'observation des schémas d'évolution d'altitude. Des transects à travers les zones où le phénomène était plus prononcé ont pu être validés par des observations visuelles de terrain (axes de concentration du ruissellement observés sur orthophotoplan) ou en utilisant les schémas d'évolution d'altitude de nos règles graduées. Par contre, pour la quantification de l'érosion sur un court pas de temps en utilisant cette technique, il serait utile de disposer d'un suivi précis des changements de densité apparente de la surface dus au travail du sol. Cependant, ce genre de données n'est que rarement disponible.

Sur le long terme, la comparaison des MNS pris à la même période (sols agricoles aussi nus que possible) nous a permis de cartographier les changements d'altitude d'une manière encourageante. Nos premières observations ont encore été affectées de quelques problèmes techniques mais nous avons néanmoins déjà observé des effets de différences entre parcelles et dès lors des pratiques de travail du sol. La technique a montré ses potentialités à travers des analyses de transects. En effet, les schémas d'évolutions d'altitude montrent des tendances encourageantes (à la fois pour les transects dans la direction de la pente et perpendiculaire à la direction de la pente). Cependant, il a encore été généralement difficile de quantifier l'érosion diffuse et le dépôt à travers tout le bassin en comparant des MNS acquis de manière régulière mais durant seulement quelques années. Il convient de rappeler que la précision du traitement photogrammétrie obtenu est du même ordre de grandeur (erreur moyenne absolue en Z de minimum 4 cm) que les différences d'altitude que nous nous attendions à observer (0.8 cm de perte en sol est attendu pendant 2 ans en considérant qu'une perte en sol maximum de 50 t/ha.an est atteinte). Cette précision rend la tâche encore assez difficile.

La carte numérique des sols de Wallonie a ensuite été utilisée comme outil de mesure de l'érosion (**chapitre 4**). La campagne d'actualisation des sondages pédologiques réalisée sur le bassin versant d'Hévillers a permis une comparaison de la carte des sols durant presque 60 ans de travail agricole. Dans les zones où une

carte de sols préalable existe, cette méthode peut donc être une alternative précieuse aux mesures qui permettent d'obtenir des informations rétrospectives telles que le ¹³⁷Cs (qui demande des laboratoires spécialisés et un niveau de référence local).

Tout d'abord, la carte actualisée nouvellement dressée mise en regard de la carte de l'époque a montré des évolutions de plages de sigles entre les deux cartes. L'immense majorité du bassin versant passe de la classification « sols soumis à une faible érosion » en 1956 à des « sols soumis à une forte érosion » en 2015. En dépit de certaines zones d'incertitude, la campagne de sondages actualisés a clairement montré des pertes de la couche arable ainsi que d'une partie de l'horizon Bt enrichi en argile, conduisant à la diminution des propriétés de rétention en eau et en nutriments du sol. L'érosion des sols est donc bien un phénomène important qui affecte nos sols et risque de réduire à terme leur fertilité.

Les zones de dépôt, quant à elles, semblent avoir été successivement érodées pour apparaître encaissées ensuite et recueillir le dépôt des sédiments. Cela signifie que l'on assiste sur des temps relativement courts, à des redistributions de terres assez importantes au sein du bassin versant, et par conséquent à des modifications significatives du relief. Cela souligne la nécessité d'utiliser, pour la modélisation, des modèles qui prennent en compte ces modifications de relief tel que LandSoil (chapitre 5).

Rappelons en outre que si tous les sols érodés ne quittent pas le bassin versant mais se redéposent, ces sédiments déplacés sont déstructurés, facilement mobilisables et donc moins stables. Des solutions de lutte contre l'érosion existent et une partie d'entre elles est applicable par les agriculteurs directement dans leurs parcelles. D'autres peuvent s'envisager entre les parcelles, en collaboration avec divers gestionnaires de l'espace rural. La protection des sols sur le long terme est un gage de maintien d'une productivité optimale et de la limitation des risques de coulées boueuses.

La différence entre les horizons de sol mesurés à l'époque et actuellement a ensuite permis de spatialiser le phénomène d'érosion et dépôt à l'échelle du bassin versant sur du plus long terme : le schéma d'évolution est ici plutôt lié au relief du bassin versant dans sa globalité sans réelle différenciation entre parcelles.

Finalement, quantitativement, cette méthode de comparaison des cartes pédologiques estime les taux d'érosion nets (c'est-à-dire qui partent du bassin et qui sont définitivement perdus) entre 10 t/ha.an et 65 t/ha.an. Ces taux englobent à la fois l'érosion hydrique et la perte en sol due à la tare terre. Bien que des quantifications très précises soient impossibles, disposer d'observations à un intervalle de temps de 60 ans nous permet d'illustrer les tendances à l'échelle du bassin versant. Nous émettons l'hypothèse que ces taux se sont répartis différemment suivant les années durant ce laps de temps au vu de l'évolution de la taille des parcelles et des bandes herbeuses au sein du bassin.

Les valeurs estimées en utilisant notre méthode sont élevées et ces taux sont bien supérieurs au taux naturel de formation des sols. Connaitre et prendre conscience de l'érosion de sol passée soulève la question de la vulnérabilité des paysages d'Europe centrale et de la durabilité des pratiques agricoles actuelles d'un point de vue de conservation du sol dans un climat et un environnement en plein changement. Par exemple, Nearing (2001) prévoit une augmentation de 16 à 58 % de l'érosivité des pluies dans les 80 prochaines années, ce qui va très probablement avoir un impact significatif sur les défis liés à la conservation des sols.

Bien entendu, l'érosion humaine a de tout temps existé (Rommens et al., 2005 ; Verstraeten et al., 2006a). Mais si avant, nos ancêtres pouvaient changer de parcelle lorsque le sol était épuisé, actuellement le contexte de pression terrienne ne le permet plus. De plus, nous sommes conscients du problème, nous avons donc le devoir de trouver des solutions. Pour trouver des solutions, il faut comprendre le phénomène et par conséquent continuer à l'étudier.

Une nouvelle forme d'agriculture doit être réinventée en concertation avec les agriculteurs, d'autant plus dans un contexte de changement climatique attendu (Morgan et Nearing, 2011). Mais c'est aussi le mode actuel de consommation qui doit également être réinventé, pour réduire les pertes et les gaspillages et diminuer les consommations alimentaires excessives et déséquilibrées engendrant l'obésité (Guillou et Matheron, 2011). Le contexte de disponibilité en nourriture actuel est en effet différent de celui d'après-guerre ayant dicté certains choix agricoles dans un contexte de besoin de production alimentaire. Aujourd'hui, la planète produit assez d'aliments pour satisfaire les besoins énergétiques de chaque individu, chaque jour. Si les aliments disponibles étaient distribués en fonction des besoins, ils suffiraient pour nourrir chaque individu dans le monde (FAO, 2017). L'argument selon lequel diminuer la pression actuelle sur les terres agricoles pour accroître leur production par hectare augmenterait la faim dans le monde ne semble donc pas justifié. Le travail serait plutôt à réaliser au niveau de l'accès à la nourriture pour tous (FAO, 1998). A l'inverse, laisser le sol s'éroder, créant au passage d'énormes conséquences en aval en terme de réparations diverses, va par contre provoquer la perte de tout support nécessaire à la production alimentaire et risque dès lors de provoquer une crise alimentaire. Par conséquent, le tout est de maintenir autant que faire se peut, le sol en place.

Disposer de suffisamment d'observations de terrain est finalement nécessaire pour valider les modèles prédisant la redistribution de sol au sein d'un paysage avec une très haute résolution. En effet, dans la mesure où instrumenter toute la surface terrestre n'est pas envisageable, la modélisation s'avère un outil précieux dans un contexte de changement constant du relief agricole suite à l'érosion et aux dépôts. La prédiction des distributions spatiales de l'érosion constitue un élément nécessaire, que ce soit en termes de conseils au placement des mesures limitant l'érosion, ou pour l'élaboration de programmes de conservation. C'est la raison pour laquelle

cette thèse s'était donné comme objectif final d'estimer les capacités d'un modèle de quantification de l'érosion/dépôt et d'évolution du paysage à représenter le ruissellement et les pertes en terres globales au niveau du bassin versant (**chapitre 5**). LandSoil est le modèle qui a été choisi pour plusieurs raisons :

- il permet d'estimer la variabilité spatiale des redistributions de sols et leur variabilité dans le temps par une modélisation dynamique ;
- en tant que modèle à base expert, il permet de minimiser le nombre de paramètres en entrées ;
- il distingue et quantifie la contribution des différents processus prenant part à la redistribution de sol (à savoir dans cette étude la redistribution par l'eau et le travail du sol) ;
- une fois transposé dans des contextes similaires à celui pour lequel il a été calibré, il permettrait de mieux comprendre les impacts des structures du paysage dans les processus de redistribution de sol, d'établir des scénarios d'aménagements et d'estimer les variations de sol dans le temps en fonction de différents scénarios de climat.

Ce modèle, au regard des techniques de mesure utilisées dans cette thèse, est également assez novateur puisqu'il a été créé en 2012 et peu d'utilisation de ce modèle sont encore rapportées dans la littérature.

Tout d'abord, avec le suivi du bassin versant étudié, effectué de manière régulière depuis 2012, des paramètres d'entrée mesurés in-situ ont pu être introduits dans LandSoil et ses règles expertes (capacité d'infiltration et pluie d'imbibition) ont pu être adaptées à notre contexte d'étude.

Ensuite, la modélisation a été réalisée pour des échelles temporelles très courtes et l'analyse a porté sur le ruissellement et l'évolution d'altitude générés par LandSoil.

Différentes comparaisons aux observations de terrain menées depuis 2012 ont permis d'entrevoir les forces et faiblesses de la modélisation au moyen de Landsoil dans le contexte de notre site d'étude. Ainsi, concernant le ruissellement d'abord généré par le modèle, les résultats montrent que LandSoil ne simule pas du ruissellement pour tous les événements lors desquels du ruissellement a été mesuré in-situ. D'un point de vue quantitatif, la confrontation aux mesures de terrain identifie que les volumes modélisés sont systématiquement supérieurs aux volumes mesurés sur site. Ces différences assez importantes ne nous ont pas permis d'analyser l'évolution d'altitude (modélisée ensuite sur base du ruissellement) de manière quantitative. Des adaptations fondamentales de certaines règles de décisions sont nécessaires pour ajuster les ruissellements et les quantités érodées avant d'analyser en détail les patrons spatiaux fournis.

On peut toutefois souligner que les résultats bien qu'imparfaits sont prometteurs et font écho à certains résultats obtenus via les nouvelles techniques présentées dans cette thèse. La comparaison au niveau des tendances observées dans les zones de

réglées in-situ par rapport aux modélisations a permis de déduire que les plus grandes différences entre les mesures et la modélisation sont observées dans les champs de cultures sarclées. LandSoil ne modélise que très rarement du dépôt en bas de pente mais seulement à partir du changement de rugosité. L'analyse spatiale des schémas d'évolution d'altitude au sein du bassin versant par événement modélisé montre aussi une prédominance des phénomènes d'érosion concentrée.

2 Perspectives

Cette thèse a, somme toute, testé deux techniques de mesure et un modèle de prévision de l'érosion et du dépôt assez novateurs et sans pléthore d'expérience préalable s'y rapportant dans la littérature. Ce travail permet donc de débroussailler certains aspects de leur utilisation et d'apporter des conseils pour leurs utilisations futures.

La méthode de mesure de l'érosion consistant à comparer des MNS acquis en traitant des images obtenues par un drone devrait être testée en utilisant différentes autres spécificités techniques. Puisque les études montrent que l'erreur augmente avec l'altitude de vol et que la qualité de la caméra embarquée a toute son importance, la mesure pourrait être à nouveau réalisée en trouvant le bon équilibre entre vol à plus basse altitude et amélioration de la qualité de la caméra pour conserver l'avantage du faible coût et du temps d'acquisition de la méthode. Une jonction optimale entre les différents vols de la campagne d'acquisition devra être réalisée pour tous les vols à comparer. Puisque plus la zone est loin des points de contrôle, plus les distorsions non linéaires dans la photogrammétrie sont grandes, chaque nouveau vol devra également disposer de points de contrôle en suffisance et présentant une disposition uniforme, disposés jusqu'en dehors de la zone d'étude, et dès que possible sur des zones fixes du sol (routes en béton, ...). Une bonne configuration du bloc d'images en photogrammétrie étant cruciale pour réduire les erreurs du MNS généré, les prochains vols devraient capturer également des images obliques. La combinaison d'images acquises de plusieurs points de vue et perspectives (faible altitude ou photos terrestres) devrait également être réalisée. Et enfin bien sûr, les analyses réalisées dans le futur avec cette méthode bénéficieront de techniques et d'algorithmes améliorés puisqu'ils sont en constant développement notamment pour mieux répondre aux conditions d'ombre et de lumière, pour adapter la chaîne de traitement à la présence de végétation et pour encore améliorer la précision des traitements photogrammétriques.

La méthode de mesure de l'érosion consistant à comparer des MNS acquis en traitant des images obtenues par un drone devrait également être testée dans d'autres contextes. Les zones survolées devraient avoir le même stade de développement de la végétation et le même travail de préparation du sol durant les deux années comparées. De plus, les zones mesurées devraient être choisies pour présenter le moins de complexité possible en terme de variation d'altitude et de couverture de

végétation. En effet, principalement à cause des effets d'ombre, la quantité de valeurs aberrantes présentes dans l'étape d'orientation des points du traitement photogrammétrique peut augmenter et la qualité des points de calage peut, elle, diminuer.

Enfin, la méthode de mesure de l'érosion consistant à comparer des MNS acquis en traitant des images obtenues par un drone ne devra pas viser à comparer une période de temps pour laquelle l'érosion probable ne serait pas au moins égale à l'erreur obtenue avec le premier des 2 MNS obtenus qui servira à la comparaison. Par ailleurs, générer des MNS de résolutions moins fines en les agrégeant (moyenne des valeurs des pixels voisins) permettrait de lisser l'erreur.

Concernant la méthode de mesure de l'érosion consistant à comparer la carte des sols de Wallonie des années 60 avec une carte actualisée, la marche à suivre utilisée dans cette étude peut être répétée tout en sachant que les résultats obtenus seront toujours dépendant des données de la carte initiale sur lesquelles on ne sait bien entendu plus agir. Au sein du bassin versant, la méthodologie pourrait être réalisée à nouveau avec une densité d'échantillonnage plus faible comme la carte des sols initiale afin de mesurer l'importance de la densité d'échantillonnage dans les résultats d'érosion estimés par cette méthode. En outre, il serait intéressant que la campagne d'actualisation soit réalisée sur le même bassin par des pédologues différents afin de mesurer l'importance du facteur « subjectivité du cartographe » dans les résultats d'érosion estimés par cette méthode, celle des cartographes de l'époque étant bien entendu inconstable.

Par ailleurs, il serait intéressant d'étendre cette étude à d'autres bassins versants de la ceinture limoneuse belge pour voir si la tendance observée dans cette thèse est liée à une zone particulière ou si elle peut être généralisée à cette zone de grande culture. En effet, la carte des sols belge couvre l'entièreté du pays et a une légende harmonisée. L'étude pourrait aussi être étendue à toutes les textures de la carte des sols. Enfin, il serait aussi intéressant de réaliser l'étude sur un bassin versant pour lequel la description détaillée par point de sondages est encore disponible dans les archives et ce afin de mesurer l'importance de réaliser une comparaison point à point plutôt que plage à plage dans les résultats d'érosion estimés par cette méthode.

Et enfin, concernant la modélisation dynamique de l'érosion et du dépôt par le modèle LandSoil, différentes pistes d'amélioration peuvent être avancées par rapport aux données d'entrée et de validation. Un gabarit quantité du faciès devrait être établi. En outre, un suivi plus précis des opérations de travail du sol devrait être opéré, l'Europe recommandant d'ailleurs que les administrations nationales et régionales soient en mesure de fournir des données d'entrée dans les modèles de prédiction aussi précises que possible (Van Rompaey et al., 2003).

Au niveau des règles, une première amélioration devra viser à établir de meilleures règles de sélection des événements efficaces. Une campagne des capacités d'infiltration plus systématique devrait aussi être réalisée dans la zone d'étude. Par ailleurs, les valeurs de pluie d'imbibition devront être adaptées au fur et à mesure que la collecte de données se poursuit sur le bassin versant. Enfin, l'adaptation des règles d'affectation des valeurs de frein et de cohésion dans la modélisation de l'érosion linéaire devrait être envisagée lors de la prochaine modélisation.

Ensuite, différentes pistes d'amélioration pour tester le modèle peuvent être avancées. D'abord, des tests supplémentaires avec plus d'évènements devraient être envisagés. Les événements pour lesquels les quantités ruisselées simulées seront proches des valeurs mesurées sur site pourront être plus nombreux et isolés pour analyser la différence entre ces événements et les autres. Ensuite, une analyse sur du très long terme pourrait permettre d'établir le lien entre prédominance de processus et période de temps simulée. Par ailleurs, une analyse de sensibilité sur les paramètres non envisagés dans Ciampalini et al. (2017) (durée, capacité d'infiltration, pluie d'imbibition, Ktil) pour voir quel paramètre faire varier pour générer un ruissellement même pour les plus petits événements. Lorsque les valeurs de ruissellement modélisées seront plus représentatives de celles observées in-situ, une comparaison quantitative entre les valeurs d'érosion modélisées et observées aux différents exutoires pourra également être réalisée dans une prochaine étude. De même, une comparaison des valeurs mesurées sur les réglettes avec les valeurs modélisées à cette position géographique exacte par LandSoil s'avèrerait une analyse utile. Par contre, la précision que ce soit du positionnement des réglettes mais aussi du MNT d'entrée devra pour cela être augmentée. De nouvelles campagnes de placement de réglettes plus en amont du bassin versant devraient être réalisées afin de confronter les mesures aux résultats de LandSoil dans ces zones. De plus, pour comparer les résultats obtenus par simulation aux résultats des nouvelles méthodes utilisées dans cette thèse, des orthophotoplans obtenus par les vols de drones suite à un événement intense devraient être générés et comparés aux chemins du ruissellement modélisé par LandSoil lors du même événement. Enfin, les valeurs d'érosion obtenues par le modèle par hectare et par an pourront être comparées à celles obtenues via l'actualisation de la campagne pédologique.

Au sujet des améliorations possibles du programme, les évolutions d'altitude devraient être envisagées de manière plus progressive au changement de rugosité. En outre, la prise en compte de l'évapotranspiration améliorerait la précision des résultats. La prise en compte de la stabilité des buttes de pommes de terre et le dépôt en bas de pente pour les cultures sarclées serait également utile. Enfin, un critère supplémentaire devrait faire transparaître les différences d'historique de travail du sol et de santé du sol. L'installation du modèle devrait être facilitée et l'usage du modèle documenté. Les paramètres de Ktil devraient pouvoir être intégrés dans les paramètres de la couche parcellaire comme les autres paramètres FCR et azimut. Enfin, le modèle devrait garantir la recherche dans les règles de décision pour chaque valeur -1.

In fine, LandSoil mériterait d'être utilisé pour tester différents scénarios de climat et de structure du paysage dans le futur. Ces tests permettraient de développer différents scénarios de lutte contre l'érosion en utilisant d'autres systèmes de cultures, structures parcellaires et modalité de travail du sol notamment.

Références

- Aber, J., Marzoff, I., Ries, J.B., 2010. *Small Format Aerial Photography: Principles, Techniques and Geoscience Applications*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands (268 p.).
- Agisoft, 2014. *Agisoft PhotoScan user manual: professional edition*. Version 1.0.0.
- Aksoy, H., Kavvas, M.L., 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena* 64, 247–271. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.08.008>.
- Antrop, M., 2005. Why landscapes of the past are important for the future. *Landscape and Urban Planning*, 70 : 21-34.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 34, 73–89.
- Aucelli, P., Conforti, M., Della Seta, M., Del Monte, M., D'uva, L., Roskopf, C., Vergari, F., 2014. Multi-temporal digital photogrammetric analysis for quantitative assessment of soil erosion rates in the Landola catchment of the upper Orcia valley (Tuscany, Italy). *Land Degradation & Development*.
- Avni, Y., 2005. Gully incision as a key factor in desertification in an arid environment, the Negev highlands, Israel. *Catena* 63, 185–220.
- Bakker, M.M., Govers, G., van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M., 2008. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology* 98, 213–226. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.027>.
- Barneveld, R.J., Seeger, M., Maalen-Johansen, I., 2013. Assessment of terrestrial laser scanning technology for obtaining high-resolution DEMs of soils. *Earth Surf. Process. Landf.* 38 (1), 90–94.
- Batey, T., 2009. Soil compaction and soil management – a review. *Soil Use and Management* 25, 335–345. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2009.00236.x>.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F., Monke, E.J., 1980. *ANSWERS: A model for watershed planning*.
- Belyaev, V.R., Wallbrink, P.J., Golosov, V.N., Murray, A.S., Sidorchuk, A., 2004. Reconstructing the development of a gully in the upper Kalaus Basin, Stavropol Region (Southern Russia). *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 323–341.
- Berger, G., Kaechele, H., Pfeffer, H., 2006. The greening of the European common agricultural policy by linking the European-wide obligation of set-aside with voluntary agrienvironmental measures on a regional scale. *Environ. Sci. Pol.* 9, 509–524.
- Biielders, C.L., Ramelot, C., Persoons, E., 2003. Farmer perception of runoff and erosion and extent of flooding in the silt-loam belt of the Belgian Walloon Region. *Environ. Sci. Pol.* 6, 85–93.

Biielders, C.L., Maignard, A., Feltz, N., Cordonnier, H., Degré, A., Destain, M.F., Colard, F., 2011. Convention GISER de recherche d'intérêt général - Gestion intégrée sol érosion ruissellement : rapport final. SPW, DGO3.

Biielders, C.L., Degré, A., Demarcin, P., Dewez, A., Maignard, A., Pineux, N., 2013. GISER : rapport finale de convention mars 2013. SPW, DGO3.

Biielders, C.L., Degré, A., Demarcin, P., de Walque, B., Dewez, A., Pineux, N., Staquet, J.B., Swerts G., 2016. GISER : rapport intermédiaire de convention novembre 2016. SPW, DGO3.

Birgand, F., Benoist, J.C., Novince, E., Gilliet, N., Saint-Cast, P., Le Saos, E., 2005. Mesure des débits à l'aide de débitmètres ultrasoniques Doppler: cas des petits cours d'eau ruraux. *Ingénieries*. 41 : 23–38.

Blanco-Canqui, H., Gantzer, C.J., Anderson, S.H., Alberts, E.E., 2004. Soil and water management and conservation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 567–576.

Boardman, J., Ligneau, L., de Roo, A., Vandaele, K., 1994. Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe. *Geomorphology* 10, 183–196.

Boardman, J., Evans, R., Ford, J., 2003. Muddy floods on the South Downs, southern England: problem and responses. *Environ. Sci. Pol.* 6, 69–83.

Bock, L., Rondeux, J., Lejeune, P., Bracke, C., Veron, P., Bah, B., 2004. Mise en oeuvre du Projet de Cartographie Numérique des Sols de Wallonie (P.C.N.S.W.). (Rapport final d'activités) Faculté universitaire des Sciences agronomiques de Gembloux, Belgium.

Bock, L., Colinet, G., Demarcin, P., Legrain, X., 2011. Révision de la carte numérique des sols de Wallonie. (Rapport final de convention) Gembloux Agro Bio-Tech, Belgium.

Bollinne, A., 1977. La vitesse de l'érosion sous culture en région limoneuse. *Pédologie* 27, 191–206.

Bormann, H., Klaassen, K., 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* 145, 295–302.

Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268–277.

Bracken, L.J., Wainwright, J., Ali, G.A., Tetzlaff, D., Smith, M.W., Reaney, S.M., Roy, A.G., 2013. Concepts of hydrological connectivity: research approaches, pathways and future agendas. *Earth Sci. Rev.* 119, 17–34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>.

Bresson, L.M. et Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* 47, 301-325.

- Cantreul, V., 2014. Analyse combinée de l'hydrologie et des pertes en sol dans les têtes de bassin versant agricole – mesure et modélisation dans le bassin d'Hevillers (Chastre). Mémoire de fin d'étude en bio-ingénierie orientation science et technologie de l'environnement. Gembloux (Belgique) : Gembloux Agro-Bio Tech ; Université de Liège.
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N., Bergeron, N.E., 2003. Cost-effective non-metric close-range digital photogrammetry and its application to a study of coarse gravel river beds. *Int. J. Remote Sens.* 24 (14), 2837–2854.
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N., Bergeron, N.E., 2004. Catchment-scale mapping of surface grain size in gravel bed rivers using airborne digital imagery. *Water Resour. Res.* 40 (7) (Article No. W07202).
- Carbonneau, P.E., Bergeron, N.E., Lane, S.N., 2005. Automated grain size measurements from airborne remote sensing for long profile measurements of fluvial grain sizes. *Water Resour. Res.* 41 (11) (Article No. W11426).
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N., Bergeron, N.E., 2006. Feature based image processing methods applied to bathymetric measurements from airborne remote sensing in fluvial environments. *Earth Surf. Process. Landf.* 31 (11), 1413–1423.
- Casali, J., Lopez, J.J., Giraldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena* 36, 65–84.
- Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Coûturier, A., Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: sealing and transfer by runoff and erosion related to agricultural management. *Catena* 46, 189–205.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Coûturier, A., Saby, N., 2002. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. *Hydrol. Process.* 16, 3215–3226.
- Chai, T., Draxler, R.R., 2014. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? — arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geosci. Model Dev.* 7, 1247–1250.
- Chandler, J.H., Fryer, J.G., Jack, A., 2005. Metric capabilities of low-cost digital cameras for close range surface measurement. *Photogramm. Rec.* 20 (109), 12–26.
- Chartin, C., 2011. Effet de l'évolution du parcellaire agricole sur la redistribution des sols et la morphologie des versants cultivés – exemple du sud-ouest du bassin parisien. Thèse de doctorat. Tours (France): Université François Rabelais.
- Chartin, C., Evrard, O., Salvador-Blanes, S., Hirschberger, F., Van Oost, K., Lefevre, I., Daroussin, J., Macaire, J.J., 2013. Quantifying and modelling the impact of land consolidation and field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954–2009). *Catena* 110, 184–195.
- Chenu, C., Le Bissonnais, Y., Arrouays, D., 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1479–1486.

Ciampalini, R., Follain, S. et Le Bissonnais, Y., 2012. LandSoil: A model for analysing the impact of erosion on agricultural landscape evolution. *Geomorphology*, 175, 25-37.

Ciampalini, R., Follain, S., Cheviron, B., Le Bissonnais, Y., Coûturier, A., Moussa, R., Walter, C., 2017. Local Sensitivity Analysis of the LandSoil Erosion Model Applied to a Virtual Catchment, in: *Sensitivity Analysis in Earth Observation Modelling*. Elsevier, pp. 55-73.

Clapuyt, F., Vanacker, V., Van Oost, K., 2016. Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology* 260, 4-15.

Clarke, M.L., Rendell, H.L., 2006. Process-form relationships in Southern Italian badlands: erosion rates and implications for landform evolution. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 15-29.

Climate-model, 2012. Climat: Héவில். Oedheim, Allemagne, <http://fr.climate-data.org/location/108831/>, (30/11/2017).

Coleman, D.J., Scatena, F.N., 1986. Identification and evaluation of sediment sources. Drainage basin sediment delivery. Proc. symposium, Albuquerque, 1986 3-18.

Colomina, I., Molina, P., 2014. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: a review. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 92, 79-97.

Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Kirkby, M.J., 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 269-288. <https://doi.org/10.1002/esp.318>.

Dautrebande, S., Sohier, C., 2006. L'érosion hydrique et les pertes en sol agricoles en Région Wallonne. Dossier scientifique réalisé dans le cadre du rapport analytique 2006-2007 sur l'état de l'environnement wallon. Gembloux (Belgique): FUSAGx-UHAGx.

Dautrebande, S., Cordonnier, H., Thirion, M., Bièlders, C.L., 2006. Lutter contre l'érosion des terres. Les Livrets de l'Agriculture. Ministère de la Région wallonne Direction générale de l'Agriculture. 12, 1-41.

Dautrebande, S., Degré, A., Smoos, A., Demarcin P., 2008. Rapport final du projet ERRUISSOL. SPW, DGO3.

De Alba, S., 2003. Simulating long-term soil redistribution generated by different patterns of mouldboard ploughing in landscapes of complex topography. *Soil & Tillage Research* 71, 71-86.

De Alba, S., Lindstrom, M., Schumacher, T.E., Malo, D.D., 2004. Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: a new conceptual model of soil Catena evolution in agricultural landscapes. *Catena* 58, 77-100. <https://doi.org/10.1016/j.Catena.2003.12.004>.

- de Moor, J.J.W., Kasse, C., van Balen, R., Vandenberghe, J., Wallinga, J., 2008. Human and climate impact on catchment development during the Holocene — Geul River, the Netherlands. *Geomorphology* 98, 316–339. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.033>.
- De Roo, A.P.J., Jetten, V.G., 1999. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. *Catena* 37, 477–493.
- De Santisteban, L.M., Casali, J., López, J.J., 2006. Assessing soil erosion rates in cultivated areas of Navarre (Spain). *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 487–506.
- de Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Van Rompaey, A., Govers, G., 2008. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change* 60, 393–415.
- Delestre, O., Cordier, S., Darboux, F., Du, M., James, F., Laguerre, C., Lucas, C., Planchon, O., 2012. FullSWOF: A software for overland flow simulation, in: *Advances in Hydroinformatics*. Springer, pp. 221–231.
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., 2007. Direct and indirect evaluation of denudation rates in Central Italy. *Catena* 71, 21–30.
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia-Palmieni, E., 2009. Spacetime variability of denudation rates at the catchment and hillslope scales on the Tyrrhenian side of Central Italy. *Geomorphology* 107, 161–177.
- Delmas, M., Cerdan, O., Mouchel, J.-M., Garcin, M., 2009. A method for developing a large-scale sediment yield index for European river basins. *Journal of Soils and Sediments* 9, 613–626.
- Descroix, L., Claude, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French southern Alps. *Hydrology Science. Journal* 47, 227–242.
- DHI, 1999. SEAGIS: Soil Erosion Assessment Using GIS. Documentation and User Guide, DHI. Version 1.0, Horsholm, Denmark., 48p.
- Dogot, T., Grégoire, M., Xanthoulis, D., Debauche, O., 2014. AGIRaCAD. Appui à la gestion des risques d'inondation par ruissellement en zones rurales. Analyse coûts-avantages et aide à la décision - Rapport final. SPW, DGO3.
- d'Oleire-Oltmanns, S., Marzloff, I., Peter, K.D., Ries, J.B., 2012. Unmanned aerial vehicle (UAV) for monitoring soil erosion in morocco. *Remote Sens.* 4 (11), 3390–3416.
- Dosskey, M., 2001. Towards quantifying water pollution abatement in response to installing buffers on cropland. *Environ. Manag.* 28 (5), 577–598.
- Dotterweich, M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: deciphering the long-term interaction between humans and the environment – a review. *Geomorphology* 101, 192–208. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.023>.

Dreibrodt, S., Lubos, C., Terhorst, B., Damm, B., Bork, H.-R., 2010. Historical soil erosion by water in Germany: scales and archives, chronology, research perspectives. *Quat. Int.* 222, 80–95. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.014>.

Eisenbeiss, H., Zhang, L., 2006. Comparison of DSMs generated from mini UAV imagery and terrestrial laser scanner in a cultural heritage application. *Int. Arch. Photogramm. Remote. Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVI, 90–97.

Evrard, O., 2008. Muddy floods in the Belgian loess belt: problems and solutions. PhD thesis. Louvain (Belgium): UCL.

Evrard, O., Bielders, C.L., Vandaele, K., Van Wesemael, B., 2007. Spatial and temporal variation of muddy floods in central Belgium, off-site impacts and potential control measures. *Catena* 70, 443–454.

Evrard, O., Cerdan, O., van Wesemael, B., Chauvet, M., Le Bissonnais, Y., Raclot, D., Vandaele, K., Andrieux, P., Bielders, C.L., 2009. Reliability of an expert-based runoff and erosion model: Application of STREAM to different environments. *Catena*. 78(2), 129–141.

Ewen, J., Parkin, G., O'Connell, P.E., 2000. SHETRAN: Distributed river basin flow and transport modeling system. *Journal of Hydrologic Engineering* 5, 250–258.

FAO - Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, 1998. Nutrition: l'écart en disponibilités alimentaires se creuse entre riches et pauvres, selon la FAO. Communiqué de presse 98/70.

FAO - Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, 2015. World reference base for soil resources 2014; International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps; update 2015. In: *World Soil Resources Reports* 106, Rome, Italy.

FAO - Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, 2017. FaoStat. <http://www.fao.org/faostat/fr/#compare>, (05/05/2018).

Fiener, P., Govers, G., Van Oost, K., 2008. Evaluation of a dynamic multi-class sediment transport model in a catchment under soil-conservation agriculture. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1639–1660. <https://doi.org/10.1002/esp.1634>.

Flanagan, D.C., Nearing, M.A., others, 2000. Sediment particle sorting on hillslope profiles in the WEPP model. *Transactions of the ASAE* 43, 573–583.

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surf. Process. Landf.* 38 (4), 421–430.

Foster, G. R., Yoder, D. C., McCool, D. K., Weesies, G. A., Toy, T. J., Wagner, L. E., 2000. Improvements in science in RUSLE2. Paper presented at the 2000 ASAE Annual International Meeting, Technical Papers: Engineering Solutions for a New Century 2, 2871-2889.

- Frankl, A., Stal, C., Abraha, A., Kyssen, J., Rieke-Zapp, D., DeWulf, A., Poesen, J., 2015. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modelling. *Catena* 127, 92–101.
- Gessesse, G., Fuchs, H., Mansberger, R., Klik, A., 2010. Assessment of erosion, deposition and rill development on irregular soil surfaces using close range digital photogrammetry. *Photogramm. Rec.* 25 (131), 299–318.
- GIEC, 2013. Le 5ème rapport d'évaluation (première partie) du: « Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques », OMM et PNUE, 204p.
- Gillijns, K., Govers, G., Poesen, J., Mathijs, E., Biielders, C.L., 2005a. Erosion des sols en Belgique. In: *Etat de la question Cahier de l'IRGT*. 10. pp. 1–73.
- Gillijns, K., Poesen, J., Deckers, J., 2005b. On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. *Catena* 60, 43–58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.Catena.2004.10.001>.
- Gilvear, D., Bryant, R., 2003. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. In: Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. J. Wiley and Sons, Chichester, pp. 133–168.
- Giménez, R., Marzloff, I., Campo, M.A., Seeger, M., Ries, J.B., Casali, J., Álvarez-Mozos, J. 2009. High-resolution photogrammetric and field measurements of gullies with contrasting morphology. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 1915–1926.
- Gomez, C., 2014. Digital photogrammetry based analysis of the geomorphological evolution of the Sakurajima Volcano—Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 280, 1–13.
- Gomez, C., Hayakawa, Y., Obanawa, H., 2015. A study of Japanese landscapes using structure from motion derived DSMs and DEMs based on historical aerial photographs: new opportunities for vegetation monitoring and diachronic geomorphology. *Geomorphology* 242, 11–20.
- Govers, G., 1991. Rill erosion on arable land in central Belgium: rates, controls and predictability. *Catena* 18, 133–155.
- Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J., Bunte, K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Science* 45, 469–478.
- Govers, G., Lobb, D.A., Quine, T.A., 1999. Preface — tillage erosion and translocation: emergence of a new paradigm in soil erosion research. *Soil Tillage Res.* 51, 167–174.
- Green, T.R., Ahujaa, L.R., Benjamin, J.G., 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116, 3–27.
- Gruen, A., 2012. Development and status of image matching in photogrammetry. *Photogramm. Rec.* 27 (137), 36–57.

Guillou, M., Matheron, G., 2011. 9 milliards d'hommes à nourrir : un défi pour demain. Paris : F. Bourin, 430 p.

Guzha, A.C., 2004. Effects of tillage on soil microrelief, surface depression storage and soil water storage. *Soil Tillage Res.* 76 (2), 105–114.

Hancock, G., Willgoose, G., 2001. The production of digital elevation models for experimental model landscapes. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 475–490.

Hanley, N., Faichney, R., Munro, A., Shortle, J.S., 1998. Economic and environmental modelling for pollution control in an estuary. *Journal of Environmental management* 52, 211–225.

Hapke, C., Richmond, B., 2000. Monitoring beachmorphology changes using small-format aerial photography and digital softcopy photogrammetry. *Environ. Geosci.* 7, 32–37.

Haubrock, S.N., Kuhnert, M., Chabrilat, S., Güntner, A., Kaufmann, H., 2009. Spatiotemporal variations of soil surface roughness from in-situ laser scanning. *Catena* 79, 128–139.

Hingray, B., Picouet, C., Musy, A., 2009. *Hydrologie 2 une science pour l'ingénieur*. Lausanne: PPUR presses polytechniques.

Houben, P., 2008. Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: Anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany. *Geomorphology* 101, 172–191. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.007>.

Houben, P., 2012. Sediment budget for five millennia of tillage in the Rockenberg catchment (Wetterau loess basin, Germany). *Quat. Sci. Rev.* 52, 12–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.011>.

Houben, P., Hoffmann, T., Zimmermann, A., Dikau, R., 2006. Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): quantifying sediment fluxes and human impact with available data. *Catena* 66, 42–52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.Catena.2005.07.009>.

Huang, Z., Ouyang, Z., Li, F., Zheng, H., Wang, X., 2010. Response of runoff and soil loss to reforestation and rainfall type in red soil region of southern China. *Journal of Environmental Sciences* 22, 1765–1773. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(09\)60317-X](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(09)60317-X).

Hudson, N., 1981. *Soil Conservation*. Second Edition. Cornell University Press, Ithaca, New York.

Hudson, N.W., 1993. Field measurement of soil erosion and runoff. *FAO Soils Bull.* pp. 68–139.

Hughenoltz, C.H., Moorman, B.J., Riddell, K., Whitehead, K., 2012. Small unmanned aircraft systems (sUAS) for remote sensing. *Eos* 93 (25), 236–237.

Hughenoltz, C.H., Whitehead, K., Brown, O.W., Barchyn, T.E., Moorman, B.J., LeClair, A., Riddell, K., Hamilton, T., 2013. Geomorphological mapping with a

small unmanned aircraft system (sUAS): feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology* 194, 16–24.

James, M.R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. *J. Geophys. Res.* 117, F03017.

James, M.R., Robson, S., 2014. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surf. Process. Landf.* 39, 1413–1420.

Javernick, L., Brasington, J., Caruso, B., 2014. Modeling the topography of shallow braided rivers using structure-from-motion photogrammetry. *Geomorphology* 213, 166–182.

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 reachand plot-scale understanding to the catchment scale. *Water Resour. Res.* 45, 1–16. <http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007225>.

Jester, W., Klik, A., 2005. Soil surface roughness measurement — methods, applicability, and surface representation. *Catena* 64, 174–192.

Jetten, V., Govers, G., Hessel, R., 2003. Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes* 17, 887–900. <https://doi.org/10.1002/hyp.1168>.

Johanson, R.C., Imhoff, J.C., Davis, H.H., 1980. Users Manual for the Hydrologic Simulation Program—Fortran (HSPF) version No. 5.0, EPA-600/9-80-105. US EPA Environmental Research Laboratory, Athens, GA.

Kader, M.A., Sleutel, S., Begum, S.A., D'Haene, K., Jegajeevagan, K., De Neve, S., 2010. Soil organic matter fractionation as a tool for predicting nitrogen mineralization in silty arable soils: SOM fractionation as a tool for predicting nitrogen mineralization. *Soil Use Manag.* 26, 494–507. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1475-2743.2010.00303.x>.

Kaiser, A., Neugirg, F., Rock, G., Müller, C., Haas, F., Ries, J., Schmidt, J., 2014. Small-scale surface reconstruction and volume calculation of soil erosion in complex Moroccan gully morphology using structure from motion. *Remote Sens.* 6, 7050–7080.

Keay-Bright, J., Boardman, J., 2009. Evidence from field-based studies of rates of soil erosion on degraded land in the central Karoo, South Africa. *Geomorphology* 103, 455–465.

King, D., Montanarella, L., 2002. Inventaire et surveillance des sols en Europe. *Etude et Gestion des sols*, 9 (2), 132-148.

Kirk, G., 2006. Views on the future of soil science. In: A.E. Hartemink (Editor), *The future of soil science*, p. 71-72.

Knisel, W. G., 1980. CREAMS, A Field Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. U.S. Dept. Agric. Conserv. Res. Report No. 26.

Knox, J.C., 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated. *Geomorphology* 79, 286–310. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.031>.

Koh, L.P., Wich, S.A., 2012. Dawn of drone ecology: low-cost autonomous aerial vehicles for conservation. *Trop. Conserv. Sci.* 5, 121–132.

Lacoste, M., 2012. Evolution des sols à l'échelle du paysage sous des conditions de changements climatiques et de structure du paysage. Thèse de doctorat. Rennes (France) : Agrocampus ouest.

Lacoste, M., Michot, D., Viaud, V., Evrard, O., Walter, C., 2014. Combining ¹³⁷Cs measurements and a spatially distributed erosion model to assess soil redistribution in a hedgerow landscape in northwestern France (1960–2010). *Catena* 119, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.Catena.2014.03.004>.

Landemaine, V., 2016. Erosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle. Thèse de doctorat. Rouen (France): Normandie université.

Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51, 209–221.

Le Bissonnais, Y., 2000. Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion: la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries-EAT* p–27.

Le Bissonnais, Y., Renaux, B., Delouche, H., 1995. Interactions between soil properties and moisture-content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena* 25, 33-46.

Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research* 46, 69-80.

Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C. et Daroussin, J., 2002. L'érosion hydrique de sols en France. Inra-Ifen.

Legrain, X., Demarcin, P., Colinet, G., Bock, L., 2011. Cartographie des sols en Belgique: aperçu historique et présentation des travaux actuels de valorisation et de révision de la Carte Numérique des Sols de Wallonie/Soil mapping in Belgium: historical overview and presentation of the current work on valorisation and revision of the Digital Soil Map of Wallonia. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* 15, 647.

Leica Geosystems, 2008. Leica GPS1200 User Manual.

Lejeune, P., 1995. Carte des sols de Belgique et SIG: un traitement préalable visant à la concordance géométrique. *Bull. Rech. Agron. Gembloux* 30 (4), 339–351.

- Lejot, J., Delacourt, C., Piégay, H., Fournier, T., Trémélo, M.-L., Allemand, P., 2007. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surf. Process. Landf.* 32 (11), 1705–1725.
- Leopold, M., Völkel, J., 2007a. Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quat. Int.* 162–163, 133–140. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.030>.
- Leopold, M., Völkel, J., 2007b. Quantifying prehistoric soil erosion – a review of soil loss methods and their application to a Celtic square enclosure (Viereckschanze) in Southern Germany. *Geoarchaeology* 22, 873–889. <http://dx.doi.org/10.1002/gea.20199>.
- Li, S., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., Fahrenhorst, A., 2007. Tillage and water erosion on different landscapes in the northern North American Great Plains evaluated using (CS)-C-137 technique and soil erosion models. *Catena* 70, 493–505.
- Lisein, J., Linchant, J., Lejeune, P., Bouché, P., Vermeulen, C., 2013. Aerial surveys using an unmanned aerial system (UAS): comparison of different methods for estimating the surface area of sampling strips. *Trop. Conserv. Sci.* 6, 506–520.
- Littleboy, M., Silburn, D.M., Freebairn, D.M., Woodruff, D.R., Hammer, G.L., 1989. PERFECT—A computer simulation model of Productivity Erosion Runoff Functions to Evaluate Conservation Techniques. Queensland Department of Primary Industries Bulletin, QB89005.
- Lucieer, A., Jong, S., Turner, D., 2013. Mapping landslide displacements using structure from motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Prog. Phys. Geogr.* 38 (1), 97–116.
- Ludwig, B., Boiffin, J., Chadoeuf, J., Auzet, A.V., 1995. Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments, *Catena*, 25, 227-252.
- Ludwig, B., Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., King, D., Chadoeuf, J., 1996. Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et gestion des Sols* 3, 53-70.
- Mäckel, R., Schneider, R., Seidel, J., 2003. Anthropogenic impact on the landscape of Southern Badenia (Germany) during the holocene – documented by colluvial and alluvial sediments. *Archaeometry* 45, 487–501.
- Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S., Gabbianelli, G., 2013. Using unmanned aerial vehicles (UAV) for high-resolution reconstruction of topography: the structure from motion approach on coastal environments. *Remote Sens.* 5 (12), 6880–6898.
- Marcus, W.A., Fonstad, M.A., 2008. Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surf. Process. Landf.* 33, 4–24.

Marzloff, I., Poesen, J., 2009. The potential of 3D gully monitoring with GIS using high resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. *Geomorphology* 111, 48–60.

Marzloff, I., Ries, J.B., Poesen, J., 2011. Short-term versus medium-term monitoring for detecting gully-erosion variability in a Mediterranean environment. *Earth Surf. Process. Landf.* 36, 1604–1623.

Magnard, A., Bielders, C.L., Bock, L., Colinet, G., Cordonnier, H., Degré, A., Demarcin, P., Dewez, A., Feltz, N., Legrain, X., Pineux, N., Mokadem, A.I., 2013. Cartographie du risque d'érosion hydrique à l'échelle parcellaire en soutien à la politique agricole wallonne (Belgique). *Etude et Gestion des Sols* 20 (2), 127–141.

McCarthy, D.T., Deletic, A., Mitchell, V.G., Fletcher, T.D., Diaper, C., 2008. Uncertainties in stormwater *E. coli* levels. *Water Research* 42, 1812–1824. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2007.11.009>.

Merritt, W.S., Letcher, R.A., Jakeman, A.J., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software* 18, 761–799. [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(03\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1).

Mertes, L.A.K., 2002. Remote sensing of riverine landscapes. *Freshw. Biol.* 47, 799–816.

Milenkovic, M., Pfeifer, N., Glira, P., 2015. Applying terrestrial laser scanning for soil surface roughness assessment. *Remote Sens.* 7, 2007–2045.

Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M., Iverson, L.R., 1996. Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Systems* 10, 629–641.

Möller, M., Volk, M., Friedrich, K., Lymburner, L., 2008. Placing soil-genesis and transport processes into a landscape context: A multiscale terrain-analysis approach. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 171, 419–430.

Moreno, R.G., Alvarez, M.C.D., Alonso, A.T., Barrington, S., Requejo, A.S., 2008. Tillage and soil type effects on soil surface roughness at semiarid climatic conditions. *Soil Tillage Res.* 98 (1), 35–44.

Morgan, R.P.C., 2005. *Soil Erosion and Conservation*, 3rd edn. Longman Group, John Wiley & Sons Inc, New York., USA (298 p).

Morgan, R.P.C., Duzant, J.H., 2008. Modified MMF (Morgan–Morgan–Finney) model for evaluating effects of crops and vegetation cover on soil erosion. *Earth Surf. Process. Landforms* 33, 90–106.

Morgan, R.P.C., Nearing, M.A., 2011. *Handbook of erosion modelling*. Chichester, UK: Wiley-Blackwell.

Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E., 1998. The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport

from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 527–544.

Muñoz-Carpena, R., Parsons, J.E., Gilliam, J.W., 1999. Modeling hydrology and sediment transport in vegetative filter strips. *Journal of Hydrology* 214, 111-129.

Nearing, M.A., 2001. Potential changes in rainfall erosivity in the US with climate change during the 21(st) century. *Journal of Soil and Water Conservation* 56 (3), 220–232.

Nelson, A., Reuter, H.I., Gessler, P., 2009. DEM production methods and sources Geomorphometry: concepts, software, applications. *Dev. Soil Sci.* 33, 65–85.

Niethammer, U., James, M., Rothmund, S., Travelletti, J., Joswig, M., 2012. UAV-based remote sensing of the super-Sauze landslide: evaluation and results. *Eng. Geol.* 128, 2–11.

Notebaert, B., Verstraeten, G., 2010. Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: a review. *Earth Sci. Rev.* 103, 163–182. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.009>.

Notebaert, B., Vaes, B., Verstraeten, G., Govers, G., 2006. WaTEM / SEDEM version 2006, Manual K.U. Leuven, Physical and Regional Geography Research Group.

Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., Poesen, J., 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena* 77, 150–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.Catena.2008.02.001>.

Obanawa, H., Hayakawa, Y., Saito, H., Gomez, C., 2014. Comparison of DSMs derived from UAV-SfM method and terrestrial laser scanning. *J. Photogramm. Remote Sens.* 53–2, 67–74 (in Japanese with English abstract).

Osunbitan, J.A., Oyedele, D.J., Adekalu, K.O., 2005. Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil Tillage Res.* 82, 57–64.

Ouédraogo, M.M., Degré, A., Debouche, C., Lisein, J., 2014. The evaluation of unmanned aerial system-based photogrammetry and terrestrial laser scanning to generate DEMs of agricultural watersheds. *Geomorphology* 214, 339–355.

Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C., 2015. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environ. Sci. Pol.* 54, 438–447. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>.

Papiernik, S.K., Lindstrom, M.J., Schumacher, T.E., Schumacher, J.A., Malo, D.D., Lobb, D.A., 2007. Characterization of soil profiles in a landscape affected by long-term tillage. *Soil Tillage Res.* 93, 335–345. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2006.05.007>.

Papiernik, S.K., Schumacher, T.E., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., Lieser, M.L., Eynard, A., Schumacher, J.A., 2009. Soil properties and productivity as affected by topsoil movement within an eroded landform. *Soil Tillage Res.* 102, 67–77.

Papy, F., Douyer, C., 1991. Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie* 11 (3), 201–215.

Parsons, A.J., Foster, I.D.L., 2011. What can we learn about soil erosion from the use of ¹³⁷Cs? *Earth Sci. Rev.* 108, 101–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.004>.

Peeters, I., Rommens, T., Verstraeten, G., Govers, G., Van Rompaey, A., Poesen, J., Van Oost, K., 2006. Reconstructing ancient topography through erosion modelling. *Geomorphology* 78, 250–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.033>.

Peter, K.D., d'Oleire-Oltmanns, S., Ries, J.B., Marzloff, I., Ait Hssaine, A., 2014. Soil erosion in gully catchments affected by land-levelling measures in the Souss basin, Morocco, analysed by rainfall simulation and UAV remote sensing data. *Catena* 113, 24–40.

Pierrot-Deseilligny, M., Clery, I., 2011. Evolutions récentes en photogrammétrie et modélisation 3d par photo des milieux naturels. *Collect. EDYTEM* 12, 51–64.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., Blair, R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267, 1117 – 1123.

Pineux, N., Lisein, J., Swerts, G., Biielders, C.L., Lejeune, P., Colinet, G., Degré, A., 2017a. Can DEM time series produced by UAV be used to quantify diffuse erosion in an agricultural watershed? *Geomorphology* 280, 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.003>.

Pineux, N., Michel, B., Legrain, X., Biielders, C.L., Degré, A., Colinet, G., 2017b. Diachronic soil surveys: A method for quantifying long-term diffuse erosion? *Geoderma Regional* 10, 102–114. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.06.001>.

Poesen, J., Boardman, J., Wilcox, B., Valentin, C., 1996. Water erosion monitoring and experimentation for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51 (5), 386–390.

Poesen, J., Verstraeten, G., Soenens, R., Seynaeve, L., 2001. Soil losses due to harvesting of chicory roots and sugar beet: an underrated geomorphic process? *Catena* 43, 35–47.

Puech, C., Thommeret, N., Kaiser, B., Bailly, J.S., Jacome, A., Rey, F., Mathys, N., 2009. MNT à très haute résolution dans les modelés fortement disséqués : des données aux tests d'application. *Géomorphologie* 2, 141–152.

Reich, P., Eswaran, H., Beinroth, F., 2000. Global dimensions of vulnerability to wind and water erosion, USDA, Washington D.C.

- Remondino, F., del Pizzo, S., Kersten, T., Troisi, S., 2012. Low-cost and open-source solutions for automated image orientation — a critical overview. In: Ioannides, M., Fritsch, D., Leissner, J., Davies, R., Remondino, F., Caffo, R. (Eds.), *Progress in Cultural Heritage Preservation Lecture Notes in Computer Science 7616*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 40–54.
- Remy, J., Pecrot, A., 1956. Carte des sols de la Belgique, Texte explicatif de la planchette de Chastre-Villeroux-Blanmont 130 W. IRSIA, Bruxelles, Belgium.
- 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)*, Agric. Handbk., vol. 703, U. S. Dep. of Agric., Washington, D. C.
- Renschler, C.S., Harbor, J., 2002. Soil erosion assessment tools from point to regional scales—the role of geomorphologists in land management research and implementation. *Geomorphology* 47, 189–209.
- Rieke-Zapp, D., Nearing, M.A., 2005. Digital close-range photogrammetry for measurement of soil erosion. *Photogramm. Rec.* 20 (109), 69–87.
- Rock, G., Ries, J.B., Udelhoven, T., 2011. Sensitivity Analysis of UAV-photogrammetry for Creating Digital Elevation Models (DEM). *International Conference on Unmanned Aerial Vehicle in Geomatics. ISPRS (International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences)*, Zurich, Switzerland, pp. 69–73.
- Rommens, T., Verstraeten, G., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Peeters, I., Lang, A., 2005. Soil erosion and sediment deposition in the Belgian loess belt during the Holocene: establishing a sediment budget for a small agricultural catchment. *The Holocene* 15, 1032–1043. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683605hl876ra>.
- Rommens, T., Verstraeten, G., Bogman, P., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Lang, A., 2006. Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. *Geomorphology* 77, 187–201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.028>.
- Rommens, T., Verstraeten, G., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Mauz, B., Packman, S., Lang, A., 2007. Reconstruction of late-Holocene slope and dry valley sediment dynamics in a Belgian loess environment. *The Holocene* 17, 777–788. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683607080519>.
- Rose, C.W., Coughlan, K.J., Ciesiolka, L.A.A., Fentie, B., 1997. Program GUEST (Griffith University Erosion System Template), a new soil conservation methodology and application to cropping systems in tropical steeplands. *ACIAR Technical Reports* 40, 34–58.
- Rudakova, V., Monasse, P., 2014. Camera matrix calibration using circular control points and separate correction of the geometric distortion field. *Computer and Robot Vision. IEEE*, Montreal, Canada (8 p.).

Saavedra, C., 2005. Estimating Spatial Patterns of Soil Erosion and Deposition in the Andean Region Using Geo-information Techniques: A Case Study in Cochabamba, Bolivia. Ph.D. Thesis. Wageningen Universiteit, The Netherlands.

Salles, C., Poesen, J., 1999. Performance of an Optical Spectro Pluviometer in measuring basis rain erosivity characteristics, *J. Hydrol.*, 218, 142–156.

Schmidt, J., Werner, M. v, Michael, A., 1999. Application of the EROSION 3D model to the CATSOP watershed, The Netherlands. *Catena* 37, 449–456.

Schumacher, T.E., Lindstrom, M.J., Schumacher, J.A., Lemme, G.D., 1999. Modeling spatial variation in productivity due to tillage and water erosion. *Soil Tillage Res.* 51, 331–339.

SCS, 1986. *Urban Hydrology for Small Watersheds* (p. 156). US Dept. of Agric., Soil Conservation Service.

Seidel, J., Mäkel, R., 2007. Holocene sediment budgets in two river catchments in the Southern Upper Rhine Valley, Germany. *Geomorphology* 92, 198–207. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.041>.

Shi, Z.H., Cai, S.F., Ding, S.W., Wang, T.W., Chow, T.L., 2004. Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS: a case study in the Three Gorge area of China. *Catena*, 55: 33-48.

Singer M.J., Le Bissonnais Y., 1998. Importance of surface sealing in the erosion of some soils from a Mediterranean climate. *Geomorphology*, 24, 79–85.

Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18, 61–75.

Slattery, M.C., Gares, P.A., Phillips, J.D., 2002. Slope–channel linkage and sediment delivery on North Carolina coastal plain cropland. *Earth Surf. Process. Landf.* 27 (13), 1377–1387.

Smith, R.E., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A. and Unkrich, C.L., 1995. KINEROS: a kinematic runoff and erosion model. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado, pp. 697-732.

Smith, M.W., Vericat, D., 2015. From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. *Earth Surf. Process. Landf.* 40, 1656–1671.

Smith, M.W., Carrivick, J.L., Quincey, D.J., 2015. Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Prog. Phys. Geogr.* 1–29.

Sommer, M., 2006. Influence of soil pattern on matter transport in and from terrestrial biogeosystems - A new concept for landscape pedology. *Geoderma*, 133 : 107-123.

- Sona, G., Pinto, L., Pagliari, D., Passoni, D., Gini, R., 2014. Experimental analysis of different software packages for orientation and digital surface modelling from UAV images. *Earth Sci. Inform* 7, 97–107.
- Souchere, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F., Capillon, A., 1998. Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *J. Hydrol.* 206, 256–267.
- Souchere, V., Cerdan, O., Ludwig, B., Le Bissonnais, Y., Coûturier, A., Papy, F., 2003. Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments. *Catena* 50, 489–505.
- Souchere, V., Sorel, L., Couturier, A., Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., 2005. Application du modèle STREAM à l'échelle d'un bassin versant au cours d'un cycle hydrologique. INRA, Sciences du sol, Orléans (France), 1–32.
- SPW – DGO3 – DEMNA –DEE, 2012. Rapport sur l'état de l'environnement wallon 2012. SPW Editions : Jambes, Belgique.
- SPW – DGO3 – DEMNA –DEE, 2017. Rapport sur l'état de l'environnement wallon 2017 (REEW 2017). SPW Editions : Jambes, Belgique.
- Stroosnijder, L., 2005. Measurement of erosion: is it possible ? *Catena* 64 (2), 162–173.
- Stumpf, A., Malet, J.P., Kerle, N., Niethammer, U., Rothmund, S., 2013. Image-based mapping of surface fissures for the investigation of landslide dynamics. *Geomorphology* 186, 12–27.
- Stumpf, A., Malet, J.P., Allemand, P., Pierrot-Deseilligny, M., Skupinski, G., 2015. Groundbased multi-view photogrammetry for the monitoring of landslide deformation and erosion. *Geomorphology* 231, 130–145.
- Świtoniak, M., 2014. Use of soil profile truncation to estimate influence of accelerated erosion on soil cover transformation in young morainic landscapes, North-Eastern Poland. *Catena* 116, 173–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.Catena.2013.12.015>.
- Tarolli, P., 2014. High-resolution topography for understanding earth surface processes: opportunities and challenges. *Geomorphology* 216, 295–312.
- Tournadre, V., Pierrot-Deseilligny, M., Faure, P.H., 2014. UAV photogrammetry to monitor dykes—calibration and comparison to terrestrial LiDAR. EuroCOW2014, the European Calibration and Orientation Workshop. ISPRS (International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences), Castelldefels, Spain, pp. 143–148.
- Trimble, S.W., 1999. Decreased rates of alluvial sediment storage in the Coon Creek Basin, Wisconsin, 1975–93. *Science* 285, 1244–1246.
- Turner, D., Lucieer, A., Watson, C., 2012. An automated technique for generating georectified mosaics from ultra-high resolution unmanned aerial vehicle (UAV)

imagery, based on structure from motion (SfM) point clouds. *Remote Sens.* 4, 1392–1410.

Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15 (6), 577–589.

Van Oost, K., Van Muysen, W., Govers, G., Deckers, J., Quine, T.A., 2005. From water to tillage erosion dominated landform evolution. *Geomorphology* 72, 193–203. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.010>.

Van Oost, K., Govers, G., de Alba, S., Quine, T.A. 2006. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. *Progress in Physical Geography* 30, 4, 443-466.

Van Rompaey, A.J.J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J., 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1221–1236.

Van Rompaey, A., Vieillefont, V., Jones, R., Montanarella, L., Verstraeten, G., Bazzoffi, P., Dostal, T., Krasa, J., Devent, J., Poesen, J., 2003. Validation de l'aléa érosion des sols à l'échelle européenne. European Soil Bureau Research Report No.13, EUR 20827 FR, 27pp. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

Vandaele, K., 1997. Temporele en ruimtelijke dynamiek van bodemerosieprocessen in landelijke stroomgebieden (Midden-België). Een terreinstudie. Niet gepubl. Doctoraatsthesis en figurenbundel. K.U.Leuven faculteit wetenschappen, Leuven (257 pp).

Vandaele, K., Poesen, J., 1995. Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena* 25, 213–226.

Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., Gyssels, G., 2001. Short-term bank gully retreat rates in Mediterranean environments. *Catena* 44, 133–161.

Vanwalleghem, T., Bork, H.R., Poesen, J., Dotterweich, M., Schmidtchen, G., Deckers, J., Scheers, S., Martens, M., 2006. Prehistoric and Roman gullying in the European oess belt: a case study from central Belgium. *The Holocene* 16, 393–401. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl935rp>.

Vergari, F., Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., 2013. Long- and short-term evolution of several Mediterranean denudation hot spots: the role of rainfall variations and human impact. *Geomorphology* 183, 14–27.

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews* 94, 23-38.

Verhoeven, G., 2011. Taking computer vision aloft — archaeological three-dimensional reconstructions from aerial photographs with PhotoScan. *Archaeol. Prospect.* 18, 67–73.

- Verity, G.E., Anderon, D.W., 1990. Soil erosion effects on soil quality and yield. *Can. J. Soil Sci.* 70, 471–484.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 1999. The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium. *Geomorphology* 29, 275–292.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2001. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* 40, 123–144.
- Verstraeten, G., Van Oost, K., Van Rompaey, A., Poesen, J., Govers, G., 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use Manag.* 18, 386–394.
- Verstraeten, G., Van Rompaey, A., Poesen, J., Van Oost, K., Govers, G., 2003. Evaluating the impact of watershed management scenarios on changes in sediment delivery to rivers? *Hydrobiologia* 494, 153–158. <https://doi.org/10.1023/A:1025406129998>.
- Verstraeten, G., Poesen, J., Goossens, D., Gillijns, K., Bielders, C.L., Gabriels, D., Ruyschaert, G., Van Den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Govers, G., 2006a. 1.30 Belgium. In: Boardman J. et Poesen J. (eds.) *Soil erosion in Europe*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 385–411.
- Verstraeten, G., Poesen, J., Demarée, G., Salles, C., 2006b. Long-term (105 years) variability in rain erosivity as derived from 10-min rainfall depth data for Ukkel (Brussels, Belgium): Implications for assessing soil erosion rates, *J. Geophys. Res.*, 111, D22109, <https://doi.org/10.1029/2006JD007169>.
- Verstraeten, G., Rommens, T., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Lang, A., 2009. A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). *Geomorphology* 108, 24–34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.022>.
- Viaud, V., Angers, D.A., Walter, C., 2010. Toward Landscape-Scale Modeling of Soil Organic Matter Dynamics in Agroecosystems. *Soil Science Society of America Journal*, 74 : 1847–1860.
- Viney, N.R., Sivapalan, M., Deeley, D., 2000. A conceptual model of nutrient mobilisation and transport applicable at large catchment scales. *Journal of Hydrology* 240, 23–44.
- Volk, M., Möller, M., Wurbs, D., 2010. A pragmatic approach for soil erosion risk assessment within policy hierarchies. *Land Use Policy* 27, 997–1009.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Müller, E.N., Brazier, R.E., Powell, D.M., Fenti, B., 2008. A transport-distance approach to scaling erosion rates: 1. Background and model development. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 813–826. <https://doi.org/10.1002/esp.1624>.

Warner, W.S., 1995. Mapping a three-dimensional soil surface with hand-held 35 mm photography. *Soil Tillage Res.* 34 (3), 187–197.

Westaway, R.M., Lane, S.N., Hicks, D.M., 2000. Development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landf.* 25 (2), 200–226.

Westaway, R.M., Lane, S.N., Hicks, D.M., 2001. Airborne remote sensing of clear water, shallow, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *Photogramm. Eng. Remote. Sens.* 67 (11), 1271–1281.

Westaway, R.M., Lane, S.N., Hicks, D.M., 2003. Remote survey of large-scale braided, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *Int. J. Remote Sens.* 24 (4), 795–815.

Western, A.W., Bloschl, G., Grayson, R.B., 2001. Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns. *Water Resour. Res.* 37 (1), 83–97.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structurefrom-Motion' photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314.

White, J., Wulder, M., Vastaranta, M., Coops, N., Pitt, D., Woods, M., 2013. The utility of image-based point clouds for forest inventory: a comparison with airborne laser scanning. *Forests* 4, 518–536.

Williams, J.R., 1985. The physical components of the EPIC model. In: El-Swaify, S., Moldenhauer, W.C., Lo, A. (Eds.), *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, pp. 272–284.

Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. *Predicting Rainfall Erosion Losses*. US Department of Agriculture. Agricultural Research Service Handbook 537, Washington, DC (58 p.).

World Reference Base (WRB), 2015. *World Reference Base for Soil Resources*. FAO, World Resources report n°103, Rome, Italy.

Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D., Anderson, W.P., 1989. AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of soil and water conservation* 44, 168–173.

Yu, B., Rose, C.W., Cielsiolka, C.A.A., Coughlan, K.J., Fentie, B., 1997. Towards a framework for runoff and soil loss prediction using GUEST technology. *Australian Journal of Soil Research* 35, 1191–1212.

Zapata, F., 2003. The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. *Soil Tillage Res.* 69, 3–13.

Zhang, X.C.J., 2015. New insights on using fallout radionuclides to estimate soil redistribution rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 79, 1. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2014.06.0261>.

Zhang, Y., Xiong, J., Hao, L., 2011. Photogrammetric processing of low-altitude images acquired by unpiloted aerial vehicles. *Photogramm. Rec.* 26, 190–211.

Annexes

1 Évolutions d'altitude des différentes plages pédologiques

1956	2015	pourcentage surfacique	évolution d'altitude max (m)	évolution d'altitude min (m)
(x)Aba	AbB1a	0.51%	0.00	0.00
(x)Aba	AbB2a	0.16%	0.00	0.00
(x)Aba	AbB3	0.17%	0.00	0.00
(x)Aba	Abp0	0.06%	0.00	0.00
(x)-Lba	AbB1a	0.01%	0.00	0.00
(x)-Lba	AbB1b	0.02%	0.00	0.00
(x)-Lba	Abp0	0.10%	0.00	0.00
(x)-Lba	sAbp2	0.00%	0.00	0.00
(x)-Lba	wAbx2_3	0.14%	0.00	0.00
Aba(b)0	(l)Acp	0.31%	-0.39	-0.01
Aba(b)0	Aba(b)0	0.71%	0.00	0.00
Aba(b)0	Aba0	0.63%	0.00	0.00
Aba(b)0	Aba1	0.80%	-0.02	-0.02
Aba(b)0	AbB0a	3.33%	-0.02	-0.02
Aba(b)0	AbB1a	1.04%	-0.39	-0.01
Aba(b)0	AbB1b	0.38%	-0.39	-0.01
Aba(b)0	AbB2a	0.14%	-0.79	-0.41
Aba(b)0	NC	0.00%	0.00	0.00
Aba(b)1	(l)Abp	1.55%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	(l)Acp	0.86%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	Aba(b)0	0.76%	0.01	0.10
Aba(b)1	Aba(b)0	1.59%	0.01	0.10
Aba(b)1	Aba0	0.00%	0.01	0.10
Aba(b)1	AbB0a	7.52%	0.00	0.00
Aba(b)1	AbB0a	0.35%	0.00	0.00
Aba(b)1	AbB0b	0.93%	0.00	0.00
Aba(b)1	AbB1 Apcol	4.00%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB1 Apcol	0.29%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB1 Apcol	0.24%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB1 Apcol	0.27%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB1a	6.29%	-0.39	-0.01

Aba(b)1	AbB1a	3.27%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB1b	17.01%	-0.39	-0.01
Aba(b)1	AbB2a	5.93%	-0.79	-0.41
Aba(b)1	AbB2a	0.53%	-0.79	-0.41
Aba(b)1	AbB3	0.22%	-0.89	-0.81
Aba(b)1	Abp0	2.26%	0.80	1.20
Aba(b)1	Abp1	0.62%	0.41	1.19
Aba(b)1	lAbp2a	2.45%	-0.79	-0.41
Aba(b)1	lAbp2a	0.13%	-0.79	-0.41
Aba(b)1	NC	2.17%	0.00	0.00
Aba(b)1	NC	0.24%	0.00	0.00
Aba(b)1	sAbp2	0.27%	0.00	0.00
Aba(b)1	wAbx2_3	1.28%	0.00	0.00
AbB1	AbB0a	0.56%	0.01	0.39
AbB1	AbB1a	0.24%	0.00	0.00
AbB1	AbB1a	0.17%	0.00	0.00
AbB1	AbB1a	0.00%	0.00	0.00
AbB1	AbB1b	0.03%	0.00	0.00
AbB1	AbB2a	0.18%	-0.78	-0.02
AbB1	AbB2a	1.06%	-0.78	-0.02
AbB1	AbB2a	0.06%	-0.78	-0.02
AbB1	AbB3	0.35%	-0.88	-0.42
AbB1	AbB3	0.25%	-0.88	-0.42
AbB1	Abp0	0.00%	0.80	1.20
AbB1	Abp0	0.07%	0.80	1.20
AbB1	Abp0	0.03%	0.80	1.20
AbB1	Abp0	0.66%	0.80	1.20
AbB1	lAbp2a	0.03%	-0.78	-0.02
AbB1	NC	0.05%	0.00	0.00
AbB1	NC	0.42%	0.00	0.00
AbB1	sAbp2	0.07%	0.00	0.00
AbB1	wAbx2_3	0.74%	0.00	0.00
AbB1	wAbx2_3	0.18%	0.00	0.00
AbB2	(l)Abp	0.00%	0.02	0.78
AbB2	(l)Acp	0.35%	0.02	0.78
AbB2	AbB1a	0.06%	0.01	0.39

AbB2	AbB1b	0.59%	0.01	0.39
AbB2	AbB2 Apcol	0.35%	0.00	0.00
AbB2	AbB2a	0.25%	0.00	0.00
AbB2	Abp0	0.07%	0.80	1.20
AbB2	Abp1	0.11%	0.41	1.19
AbB2	NC	0.08%	0.00	0.00
AbB3	AbB2a	0.16%	0.09	0.39
AbB3	AbB3	0.20%	0.00	0.00
AbB3	wAbp2	0.06%	0.00	0.00
Abp(c)	(I)Abp	0.21%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Abp	0.14%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Abp	0.01%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Abp	0.09%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Acp	0.02%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Acp	0.26%	-0.39	-0.01
Abp(c)	(I)Acp	0.00%	-0.39	-0.01
Abp(c)	AbB0a	0.03%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1 Apcol	0.40%	-0.49	-0.01
Abp(c)	AbB1 Apcol	0.23%	-0.49	-0.01
Abp(c)	AbB1 Apcol	0.14%	-0.49	-0.01
Abp(c)	AbB1a	0.18%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1a	0.95%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1a	0.18%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1a	0.42%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1b	0.45%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1b	0.01%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB1b	0.48%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB2a	0.10%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB2a	0.10%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB2a	0.00%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB2a	0.09%	-0.79	-0.41
Abp(c)	AbB3	0.05%	-0.89	-0.81
Abp(c)	Abp0	0.00%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp0	0.00%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp0	0.09%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp0	0.01%	0.11	0.79

Abp(c)	Abp0	0.17%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp0	0.16%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp0	0.22%	0.11	0.79
Abp(c)	Abp1	0.46%	0.02	0.78
Abp(c)	lAbp2a	0.00%	-0.79	-0.41
Abp(c)	lAbp2a	0.18%	-0.79	-0.41
Abp(c)	lAbp2a	0.89%	-0.79	-0.41
Abp(c)	NC	0.10%	0.00	0.00
Abp(c)	NC	0.03%	0.00	0.00
Abp(c)	NC	0.01%	0.00	0.00
Abp(c)	sAbp2	0.05%	0.00	0.00
Abp(c)	wAbx2_3	0.01%	0.00	0.00
Abp(c)	wAbx2_3	0.16%	0.00	0.00
Abp(c)	wAbx2_3	0.14%	0.00	0.00
Abp0	(l)Abp(c)	0.10%	-0.79	-0.01
Abp0	(l)Acp	1.22%	-0.39	-0.01
Abp0	AbB0a	0.03%	-1.20	-1.20
Abp0	AbB1a	1.57%	-1.20	-1.20
Abp0	AbB1b	0.56%	-1.20	-1.20
Abp0	AbB2a	1.15%	-1.20	-1.20
Abp0	AbB3	0.34%	-1.20	-1.20
Abp0	Abp(c)	0.16%	-0.79	-0.41
Abp0	Abp0	7.20%	0.00	0.00
Abp0	Abp1	0.01%	-0.39	-0.01
Abp0	lAbp2a	0.07%	-0.79	-0.41
Abp0	NC	1.18%	0.00	0.00
Abp0	sAbp2	0.14%	0.00	0.00
Abp0	wAbp2	0.07%	0.00	0.00
Abp0	wAbx2_3	0.10%	0.00	0.00
Acp0	Abp0	0.00%	0.00	0.00
sLba2_3	AbB1b	0.10%	0.00	0.00
sLba2_3	AbB2a	0.01%	0.00	0.00
sLba2_3	Abp0	0.01%	0.00	0.00
sLba2_3	NC	0.03%	0.00	0.00
sLba2_3	sAbp2	0.05%	0.00	0.00
sLba2_3	wAbx2_3	0.15%	0.00	0.00

wLba2_3	AbB1b	0.01%	0.00	0.00
wLba2_3	Abp0	0.87%	0.00	0.00
wLba2_3	NC	0.05%	0.00	0.00
wLba2_3	sAbp2	0.06%	0.00	0.00
wLba2_3	wAbx2_3	0.59%	0.00	0.00

2 Modèles réalisant la modélisation du détachement et transport des particules de sol ainsi que de la redéposition des sédiments

<u>Modèle</u>	<u>Type</u>	<u>Échelle</u>	<u>Paramètres d'entrées</u>	<u>Sorties</u>
ABAG-flux <i>Volk et al., 2010</i> <i>Moller, 2008</i>	Empirique	Bassin versant, fermes, champs, formation géologique ou partie de pente	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - Facteur R - Facteur K - Facteur LS - Facteur C - Facteur P - MBI 	<ul style="list-style-type: none"> - Zones connectées aux rivières - Zones de transfert - Hotspots - Quantités potentielles de sol apportées
AGNPS <i>Young et al., 1989</i>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	400 paramètres (climat, caractérisation du terrain, opérations sur le terrain, caractéristiques chimiques, opérations d'élevage,...)	<ul style="list-style-type: none"> - Volume de ruissellement à chaque cellule - Zones sources - Taux critique - Concentration en SS, N, P et COD
ANSWERS <i>Beasley et al., 1980</i>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	Pente, porosité, contenu en humidité, capacité d'infiltration, érodibilité, couverture, capacité d'interception, facteur C et P, rugosité, rétention de surface, largeur et rugosité du chenal	<ul style="list-style-type: none"> - Sédiments - Nutriments
CAESAR <i>Coulthard et al., 2001</i>	Mécaniste	Variable	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - Pluies horaires sur la période considérée - Caractéristiques granulométriques du sol 	<ul style="list-style-type: none"> - Distribution des altitudes et des sédiments - Débits d'eau et de sédiments
CREAMS <i>Knisel, 1980</i>	Mécaniste	Parcelle	Cinquantaine de paramètres (hydrologie, érosion, pesticides, nutriments,...)	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Rendement en sédiments
CSSM <i>Coleman & Scatena, 1986</i>	Semi-quantitatif (scores)	Bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> 4 facteurs « on-site » : - Land Use - Ground Cover - Topographie - Érodibilité du sol 2 facteurs « off-site » : - Transport des sédiments - Connectivité 	<ul style="list-style-type: none"> - Score cumulé (somme) pour chaque zone
EPIC <i>Williams, 1985</i>	Mécaniste	Bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> Nombreux paramètres dont : - Composants liés au climat - Cycle des nutriments - Température du sol - Développement des cultures - Hydrologie - Erosion 	<ul style="list-style-type: none"> - Érosion - Rendement des cultures et productivité

<p>EROSION-3D</p> <p><i>Schmidt et al., 1999</i></p>	Mécaniste	Sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Intensité de la pluie - Durée de la pluie - MNT - Texture du sol - Bulk density - % MO - Humidité initiale du sol - Rugosité (Manning) - Résistance à l'érosion - Couverture de la canopée 	<ul style="list-style-type: none"> - À la sortie d'une cellule : - ruissellement - rendement en sédiments - Taille des sédiments - À chaque pixel : - Érosion / redéposition - Érosion nette
<p>EUROSEM</p> <p><i>Morgan et al., 1998</i></p>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	<p>Paramètres hydrologiques et de végétation nombreux et pas toujours physiquement mesurables : précipitation, microtopo et topographie, végétation, propriétés hydrauliques et mécanique du sol (conductivité hydraulique du sol, quantité de pluie déjà absorbée par le sol, vitesse de capillarité, contenu du sol en eau, valeur initiale du contenu en eau, fraction charge caillouteuse à la surface, Manning, rayon hydraulique, pente, périmètre mouillé, largeur du chenal en amont)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement total - Érosion totale - Graphes sédiments
<p>FULLSWOF</p> <p><i>Delestre et al., 2012</i></p>	Mécaniste	Parcelle	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - coefficient de Manning - Paramètres d'infiltration (KSAT, Theta_1, Theta_S) 	<ul style="list-style-type: none"> - Erosion et spatialisation des flux
<p>GUEST</p> <p><i>Yu et al., 1997</i> <i>Rose et al., 1997</i></p>	Mécaniste	Parcelle	<ul style="list-style-type: none"> - Nombreux 	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Concentration en sédiments
<p>HSPF</p> <p><i>Johanson et al., 1980</i></p>	Mécaniste	Sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Très nombreux 	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Débit - Charge en sédiments - Concentration en nutriments
<p>IC/FIC</p> <p><i>Borselli et al., 2008</i></p>	Empirique		<ul style="list-style-type: none"> - MNT (facteur di, A, S) - Informations topographiques ou d'occupation de sol 	<ul style="list-style-type: none"> - Indice de connectivité - SDR et SSL
<p>KINEROS(2)</p> <p><i>Smith et al., 1995</i></p>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	<p>Paramètres hydrologiques et de végétation nombreux et pas toujours physiquement mesurables : précipitation, microtopographie et topographie, végétation, propriétés hydrauliques et mécanique du sol (conductivité hydraulique du sol, quantité de pluie déjà absorbée par le sol, vitesse de capillarité, contenu du sol en eau, valeur initiale du contenu</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Érosion - Taux des pics - Sédiments

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

			en eau, fraction charge caillouteuse à la surface, Manning, rayon hydraulique, pente, périmètre mouillé, largeur du chenal en amont)	
LandSoil <i>Ciampalini et al., 2012</i>	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - Classe de couverture végétale - Classe de rugosité (parallèle et perpendiculaire au sens du travail du sol) - Type de culture et organisation du parcellaire - Pluie (quantité, intensité, durée et antécédences sur 48h) - Azimut du sens du travail du sol - Stade de fermeture de la surface du sol 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation du ruissellement - Nouvel MNT
LASCAM <i>Viney et al., 2000</i>	Mécaniste	Bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Précipitations journalières - Évaporation - Usage du sol - Topographie - Mesures de courant 	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Sédiments - Flux de sel
LISEM <i>De Roo & Jetten, 1999</i> <i>Takken et al., 1999</i>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Très détaillés et de haute résolution (raster des zones de pluie, direction des drains, gradient de pente, localisation et largeurs des chenaux, raster des gradients du lit du chenal, fraction du sol couvert par végétation, index de la surface enherbée, rugosité du sol, charge caillouteuse de la surface du sol, largeur des routes pavées et autres surfaces, conductivité saturée, humidité du sol à saturation, humidité du sol initiale, paramètre de succion : pression matricielle) 	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Rendement en sédiments
MAHLERAN <i>Wainwright et al., 2008</i>	Mécaniste	De la parcelle à l'échelle du paysage	<ul style="list-style-type: none"> - Paramètres d'infiltration (KSAT, front d'humification, PSI, ...) - Coefficient de Manning's n - Couverture de la végétation - texture - densité des sédiments particules - sensibilité de la couche active - MNT 	<ul style="list-style-type: none"> - Taux d'érosion - Taux de déposition - Hauteur de sédiments transportés
MCST <i>Fiener et al., 2008</i>	Mécaniste	Petit sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - CN - Occupation du sol - Couverture du sol - Rugosité - Densité de l'eau - Densité des sédiments - seuil de détachement et d'érosion en rigoles 	<ul style="list-style-type: none"> - Schémas d'érosion - Taux net d'érosion et de déposition - Qualité des sédiments (distribution des tailles) - Débit - Hydrogramme du ruissellement

MIKE-11 <i>Hanley et al., 1998</i>	Mécaniste	Sous-bassin versant	- Très nombreux	- Rendement en sédiments - Ruissellement
MMM <i>Morgan & Duzant, 2008</i>	Mécaniste/Empirique	Sous-bassin versant	- Quantité de pluie - Durée de la pluie - Intensité du pic - Durée du pic - Quantité de ruissellement - Conductivité hydraulique - MNT	- Ruissellement - Érosion
PERFECT <i>Littleboy et al., 1989</i>	Mécaniste	Champ	- Très nombreux	- Bilan hydrique - Érosion - Ruissellement - Rendement des cultures
RUSLE2 <i>Foster et al., 2000</i>	Mécaniste	Sous-bassin versant	- Érosivité - Érodibilité - Forme de la pente, pente et longueur de pente - Facteur culturel	- Perte en sol - Détachement - Planning de conservation des pertes en sol - Rendement en sédiments
SEAGIS <i>DHI, 1999</i>	Mécaniste/Empirique	Bassin versant	- Paramètres USLE - Paramètre d'échelle BV - Paramètres de flux (via algorithme)	- Érosion - Rendement en sédiments
SHETRAN <i>Ewen et al., 2000</i>	Mécaniste	Sous-bassin versant	Plus de 30 paramètres dont : - Flux d'eau - Transport de sédiments - Transport de solutés	- Ruissellement - Taux des pics - Rendement en sédiments
SPADS <i>De Vente et al., 2008</i>	Semi-quantitatif (scores)	Bassin versant	6 facteurs : - V : Vegetation cover - T : Topographie - L : Lithologie - R : Intensité pluie - G : Gully (Ravines) - ID : Inverse de la distance à un cours d'eau	- Index pour chaque pixel
SSY Index <i>Delmas et al., 2009</i>	Semi-quantitatif (scores)	Bassin hydrographique	- Topographie - Land use - Paramètre de sol - Pente - Cartes lithologiques - Carte des rivières	4 indicateurs : - Mouvements de masse - Érosion de flanc - Puits (dépôt) - Densité de drainage
STREAM <i>Cerdan et al., 2002</i>	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	- Classe de rugosité - Classe de couverture végétale - Classe d'intensité pluvieuse - Classe d'encroûtement du sol	- Concentration en sédiments (gamme) - Ruissellement - Redéposition
SWAT <i>Arnold et al., 1998</i>	Mécaniste	Bassin versant	De l'ordre de 25 paramètres tels que - CN - Précipitations - Interception initiale - Surface - Débit - Volume ruisselé - K - LS - C	- Érosion de surface à chaque HRU - Rendement en sédiments - Ruissellement - Taux des pics
TOPOG <i>Saavedra, 2005</i>	Mécaniste	-	- Topographie - Climat - Végétation - Sols	- Danger d'érosion - Runoff

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

<p>USPED</p> <p><i>Mitasova et al., 1996</i></p>	Mécaniste	Sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Facteur R - Précipitations - Volume ruisselé - Débit de pointe 	<ul style="list-style-type: none"> - Érosion - Redéposition
<p>VFSMod</p> <p><i>Munoz-Carpena et al., 1999</i></p>	Mécaniste	Bande enherbée	<ul style="list-style-type: none"> - Hyétogramme des pluies, Ksat du sol, THETA_{sat} du sol, THETA initial, Succion du sol au front d'infiltration, Stockage de surface du sol, Hydrogramme, Dimensions de la bande, Pente, Coefficient de Manning, Caractéristiques sédiments, Espacement entre les tiges, Porosité du dépôt en sédiments, Concentration en sédiments, % de sédiments fins, Nb de nœuds pour le domaine, - Nb de courants pour la résolution numérique et le temps total de simulation 	<ul style="list-style-type: none"> - Efficacité de rétention du ruissellement et des sédiments
<p>WATEM /SEDEM</p> <p><i>Notebaert et al., 2006</i></p>	Empirique/Mécaniste	Sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Parcellaire - MNT (20m) - Facteur R - Facteur K - Facteur LS - Facteur C - Facteur P - Coef. de transport de labour - Bulk density - ktc 	<ul style="list-style-type: none"> - Taux d'érosion moyen annuel - Capacité de transport - Spatialisé de l'érosion et redéposition par pixel
<p>Watersed</p> <p><i>Landemaine V., 2016</i></p>	« Expert »	De la parcelle au bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - MNT - Réseau hydrographique - Occupation du sol et carte des textures de sol - Données de pluie (pour en extraire les événements pluvieux) - Faciès, rugosité, couverture du sol 	<ul style="list-style-type: none"> - Volume de ruissellement - Rendement en sédiments
<p>WEPP</p> <p><i>Flanagan et al., 2000</i></p>	Mécaniste	Sous-bassin versant	<ul style="list-style-type: none"> - Très nombreux (>200 !) : composants de croissance et de résidu de plantes (couverture et taille, LAI par jour), dates et pratiques de gestion, volumes d'eaux de surface, rugosité hydraulique, approximations de durée et du pic du flux, rugosité, densité, conductivité hydraulique à saturation, configuration du BV, topographie du chenal, sols du chenal, gestion du chenal, caractéristiques hydrauliques du chenal. 	<ul style="list-style-type: none"> - Ruissellement - Rendement en sédiments - Erosion ou redéposition dans toute la zone étudiée

3 Observations météorologiques

Une station météorologique Campbell® et un disdromètre OTT® ont été installés au centre du bassin versant (Figure- 1). La station météo enregistre les données de température, d'humidité relative, de radiation solaire, de vitesse du vent et de hauteur de précipitation via un pluviographe à augets basculants. Le disdromètre permet également de mesurer les précipitations et d'autres paramètres tels que la taille des gouttes de pluie, leur vitesse de chute et en déduit ainsi l'énergie cinétique de l'évènement pluvieux.

La Table- 1 résume les données météorologiques enregistrées à la station et leurs caractéristiques. La colonne % de NoData permet de montrer que le disdromètre a présenté des retours usine fréquents mais aussi simplement des erreurs de renvoi de la donnée de précipitations alors que la donnée d'énergie cinétique de la pluie était renvoyée.

Table- 1. Paramètres météorologiques mesurés sur le bassin versant expérimental.

	<u>Unités du paramètre</u>	<u>Date de début d'enregistrement</u>	<u>Pas de temps</u>	<u>% de NoData</u>
Température	°C	09/05/2012	Mesure toutes les 5 minutes et envoi d'une moyenne toutes les 15 minutes	0.13%
Humidité relative	%			0.02%
Radiation solaire moyenne	W/m2			0.03%
Radiation solaire totale	kJ/m2		Mesure toutes les minutes et envoi d'une moyenne toutes les 15 minutes	0.02%
Vitesse du vent	m/s			0.24%
Précipitation (disdromètre)	mm			Toutes les minutes
Précipitation (pluviographe)	mm	06/05/2013		0%
Energie cinétique de la pluie	kJ	26/03/2013		2.47%

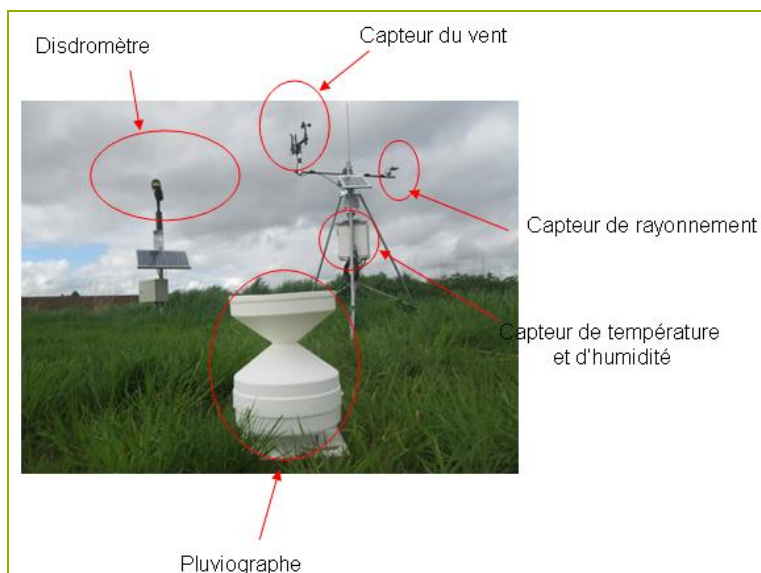


Figure- 1. Installations météo sur le bassin versant d'Héவில்.

Entre ces deux types de mesures de pluie effectuées au sein du bassin versant, le pluviographe a montré la meilleure correspondance avec les données enregistrées à la station météorologique de l'IRM située à Ernage (Gembloux) utilisées comme base de comparaison avec un R^2 de 0.82 contre 0.61 pour le disdromètre (Figure- 2). Le disdromètre recueille des données depuis le 9 mai 2012 mais la récente littérature le renseigne comme sous-estimant les précipitations, et ses retours usine (4 au total pendant des périodes de plusieurs semaines) et l'absence de renvoi de données de précipitations créent des lacunes à combler dans les données de pluie, expliquant le haut taux de NoData dans ce jeu de données. Il reste toutefois précieux pour mesurer l'érosivité des précipitations. Le pluviographe a été placé plus tard sur le bassin versant d'Héவில் mais est un appareil dont le comportement a déjà été amplement étudié et qui présente une continuité dans l'acquisition des données. Par rapport à notre pluviographe et à la station d'Ernage, une surestimation du disdromètre est d'abord observée avant son renvoi en usine le 11/02/2013, et ensuite une sous-estimation par rapport à Ernage et au pluviographe.

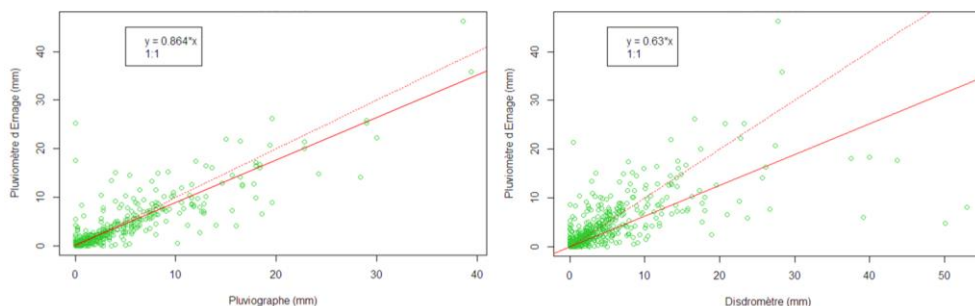


Figure- 2. Comparaison journalière entre la station IRM d'Ernage et le pluviographe (gauche) et entre la station IRM d'Ernage et le disdromètre (droite).

Les données du pluviographe sont aussi proches de celles des deux stations voisines du réseau PAMESEB (Louvain-la-Neuve (R^2 de 0.77) et Sombreffe (R^2 de 0.68), situées à moins de 10 km à vol d'oiseau) (Figure- 3). Finalement, les cumuls des précipitations entre les 4 sources de données précitées présentent des valeurs très similaires. Ainsi, pour combler les quelques périodes de panne du pluviographe présent sur le bassin versant d'Hévillers, les données des stations PAMESEB et de la station d'Ernage seront utilisées (distance inverse).

Les données du disdromètre ne seront utilisées que pour la surveillance de l'érosivité des précipitations et non pour leur quantification.

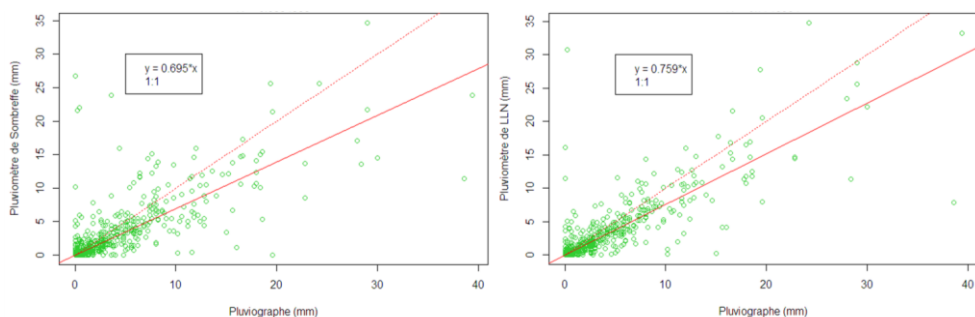


Figure- 3. Comparaison journalière entre le pluviographe et les stations météo du réseau PAMESEB alentours (Louvain-la-Neuve et Sombreffe).

4 Calcul de l'érosivité de la pluie

Pour la Belgique centrale, Salles et al. (1999) ont développé l'équation suivante pour prédire le KE_{time} ($J m^{-2} h^{-1}$) pour des intensités de pluie calculées avec l'incrément de temps de 1 min :

$$KE_{time} = 12.6 * i_r^{1.22}$$

avec i_r l'intensité de la pluie durant l'incrément de temps (mm/h).

Pour poursuivre le calcul de l'érosivité de la pluie, l'énergie de la pluie par unité de hauteur de pluie est nécessaire. Ainsi, KE_{time} est divisé par i_r :

$$e_r = \frac{KE_{time}}{i_r}$$

L'énergie cinétique totale de l'évènement pluvieux (E) peut être calculée en multipliant l' e_r pour chaque incrément avec la hauteur de pluie durant l'incrément (ΔV_r , en mm), et en sommant ceci pour l'évènement entier :

$$E = \sum_{r=1}^o e_r \Delta V_r$$

avec o le nombre d'incréments pour un évènement de pluie particulier.

L'indice d'érosion pour un évènement de pluie donné est calculé en multipliant l'énergie cinétique totale d'un évènement pluvieux (E) avec l'intensité maximale enregistrée durant 30 minutes consécutives (I_{30}). Le facteur R ($MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}$) est finalement calculé comme la valeur moyenne du EI30 pour un nombre m d'évènements pluvieux durant un nombre n d'années (Renard et al., 1997) :

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[\sum_{k=1}^{m_j} (E)_k (I_{30})_k \right]_j$$

5 Analyse du coefficient de ruissellement sur le bassin d'Héவில்

Pour cette analyse, seule la donnée de hauteur des appareils de mesure présents sur le site est utilisée et convertie en débit par la relation de Manning-Strickler (Équation 1).

Équation 1

$$Q = \frac{1}{n} \cdot A_h \cdot R_h^{2/3} \cdot \sqrt{S_f}$$

Avec:

Q : le débit calculé [m³/s]

n : le coefficient de Manning [m^{-1/3}/s]

A_h : section hydraulique [m²]

R_h : le rayon hydraulique [m]

S_f : pente de l'écoulement [m/m]

Pour la période de 2012 à 2016, 430 évènements ont été isolés pour les 3 points de mesure au sein du bassin versant. 287 évènements ont été retenus pour cette analyse. En effet, certains évènements ont dû être éliminés car la quantité d'eau ruisselée, obtenue par les instruments, dépassait la quantité d'eau précipitée ou dans certains cas, un ruissellement apparaissait mais sans qu'il y ait présence de pluie. En effet, les débitmètres présentaient parfois des erreurs de comportement (détection d'une hauteur d'eau sans pluie) qui conduisaient alors à leur renvoi en usine.

La valeur du coefficient de ruissellement (Équation 2) est comprise entre 0 et 1 et caractérise la couverture du sol. Le CR pour les cultures est de 0,2 (normes suisses SNV 640 351).

Équation 2

$$C_r(-) = \frac{\text{Hauteur d'eau ruisselée à la surface du sol (mm)}}{\text{Hauteur d'eau précipitée sur le bassin versant (mm)}}$$

Les moyennes des 3 points sont proches de 0,2 mais avec un écart-type très large : il est très variable en fonction des saisons et des années (Figure- 4). Ceci démontre si besoin que la méthode rationnelle est peu fiable à l'échelle événementielle.

Toutefois, on peut s'étonner d'avoir autant de valeurs supérieures à 0.7. En effet, des erreurs peuvent se produire dans la chaîne de données (les précipitations sont calculées selon la méthode des distances inverses quand la donnée du pluviographe n'est pas disponible, difficultés d'associer parfaitement l'évènement pluvieux strictement à son ruissellement quand il s'agissait d'évènements proches dans le

temps, le comportement des débitmètres qui posent parfois encore question) mais il peut se produire aussi des situations où des ruissellements importants peuvent arriver (glaçage, etc.). Après traitement des données, aucune caractéristique commune n'a pu être dégagée pour les CR les plus élevés (Figure- 4 à Figure- 10).

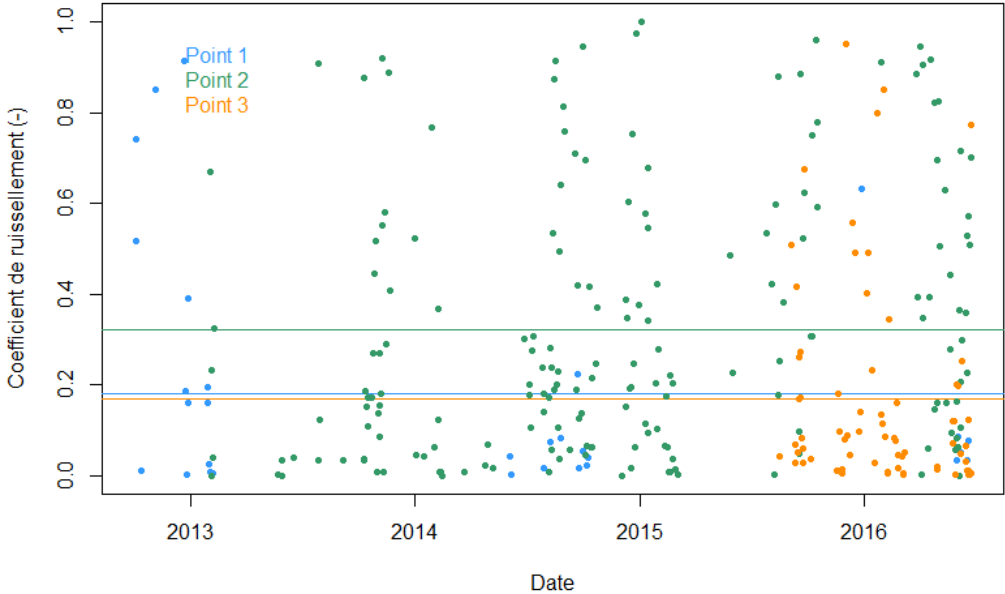


Figure- 4. Coefficient de ruissellement pour tous les évènements pluvieux de 2012 à 2016 avec des horizontales représentant la moyenne des évènements par points de mesure.

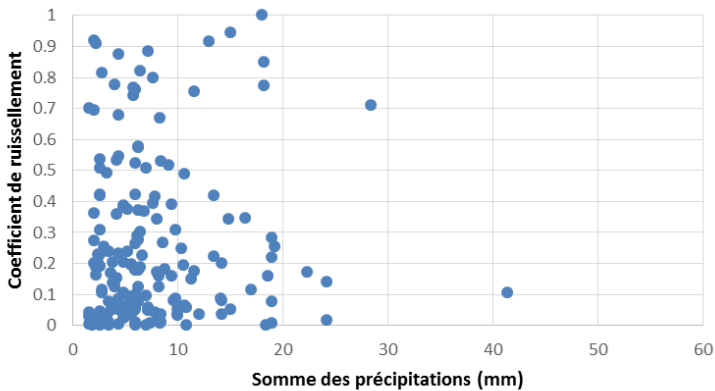


Figure- 5. Relation entre le coefficient de ruissellement et la somme des précipitations de l'évènement.

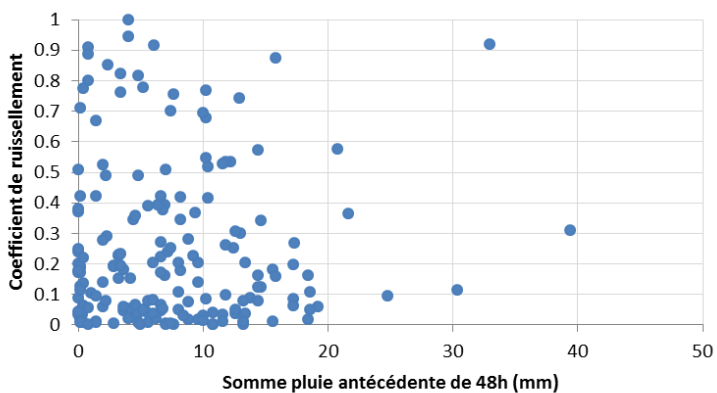


Figure- 6. Relation entre le coefficient de ruissellement et la somme des pluies antécédentes les deux jours précédents l'évènement.

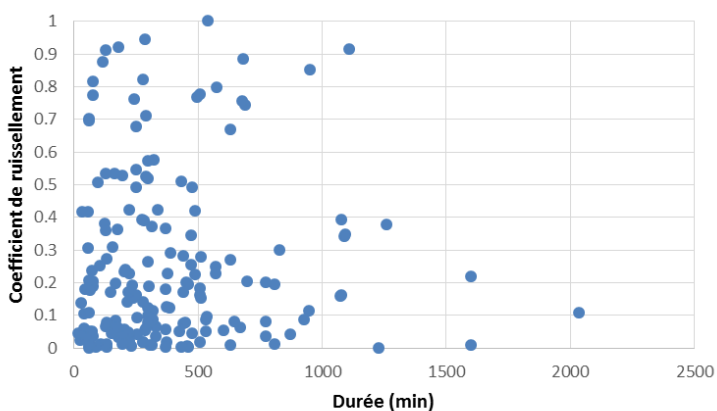


Figure- 7. Relation entre le coefficient de ruissellement et la durée de l'évènement.

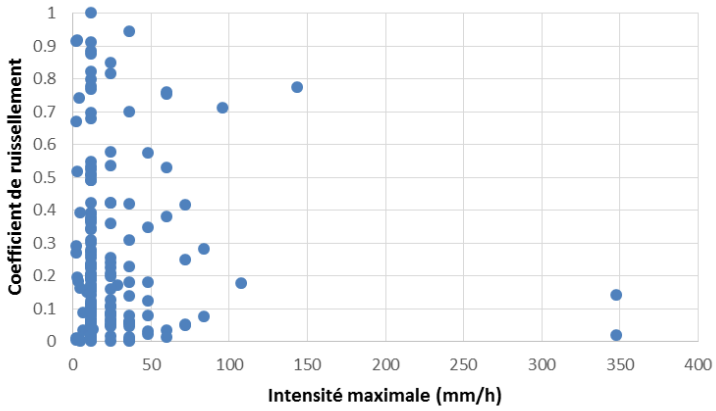


Figure- 8. Relation entre le coefficient de ruissellement et l'intensité maximale de l'évènement.

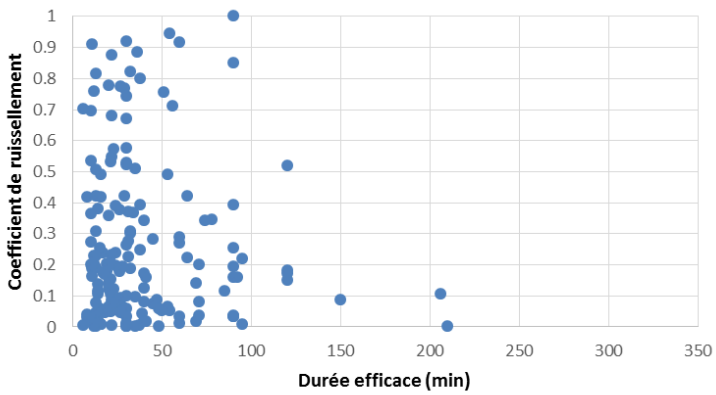


Figure- 9. Relation entre le coefficient de ruissellement et la durée efficace de l'évènement.

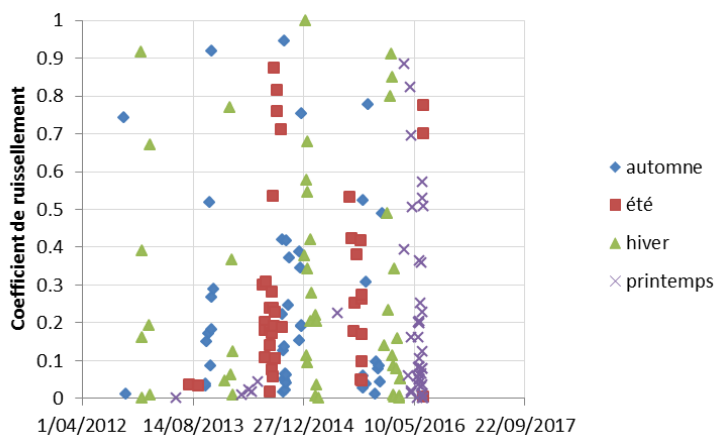


Figure- 10. Relation entre le coefficient de ruissellement et la saison de l'évènement.

6 Observations de débits liquide et solide

La Table- 2 reprend les caractéristiques des points de mesure instrumentés.

Table- 2. Points de mesure du débit.

<u>Dénomination du point de mesure</u>	<u>Matériel</u>	<u>Date de mise en place</u>	<u>Fréquence de mesure (min)</u>	<u>Superficie</u>	<u>Débit maximum mesuré (L/s)</u>
Point 1	Canal jaugeur Flume	10/09/12	5	4 ha	189.09 (23/06/16)
Point 2	Débitmètre Doppler	01/02/13		85 ha	491.15 (23/06/16)
Point 3	Sonde de pression	23/06/16		112 ha	400.59 (23/06/16)
Point 4	Débitmètre Doppler	25/04/13		384 ha	969.79 (18/09/14)
	Sonde de pression reliée au réseau Aqualim	25/01/12	60		

Le point 1 est équipé d'un canal jaugeur (flume) permettant de mesurer le débit d'écoulement (Figure- 11). Ce point de mesure présente l'avantage de disposer d'une relation univoque entre hauteur et débit. En effet, à l'intérieur du canal, une sonde de pression permet de déterminer la hauteur d'eau et de la transformer en débit grâce à une calibration préalablement réalisée du canal. La gamme de validité de l'appareil se situe entre 2 et 145 L.s⁻¹ et cet appareil nécessite une hauteur d'eau de 2.5 cm pour effectuer la conversion hauteur/débit. Les données sont collectées et enregistrées à l'aide d'une centrale de mesure et de contrôle CR1000 et envoyée par réseau GPRS deux fois par jour sur le serveur de données situé à Gembloux.

Le point 2 est, quant à lui, susceptible de générer des débits supérieurs à 145 L.s⁻¹. Afin de ne pas passer à côté des événements particulièrement intenses qui nous intéressent plus spécifiquement dans le cadre de cette étude, le canal précédent n'a pas été utilisé. C'est ainsi que ce point est équipé d'un débitmètre à effet Doppler qui est un appareil assez récent. Il est installé dans un canal en bois marin long de 3 m. Le débitmètre envoie des ultrasons dans l'eau de ruissellement qui sont réfléchis (par les particules en suspension ou les bulles d'air) et lui reviennent. Les ultrasons revenant ont subi un glissement de fréquence par rapport à l'onde incidente qui est fonction de la vitesse de la particule ou de la bulle. En connaissant la section mouillée de l'écoulement, le débit peut être déduit. Le fonctionnement par effet

Doppler nécessite l'hypothèse que la vitesse des particules en suspension et des bulles d'air est la même que la vitesse de l'écoulement (Birgand et al., 2005). Cet appareil nécessite une hauteur d'eau de 5 cm minimum pour fournir une estimation du débit.

Comme le point 1, le point 2 comporte une centrale de mesure CR1000. Les données enregistrées qui seraient sous le seuil de validité du concepteur sont exclues de l'analyse des mesures de débit (cette remarque est bien entendu valable pour tous les autres points de mesure également). Quant à l'incertitude, le fabricant des dispositifs de Doppler utilisé sur le bassin annonce l'incertitude des vitesses à 2 % de la valeur mesurée et une incertitude de profondeur de 0.003 m. McCarthy et al. (2008) valide cette gamme d'incertitude au niveau de la profondeur mais souligne que l'incertitude pour la vitesse semble être sous-estimée par le fabricant (particulièrement à de basses vitesses). Huang et al. (2010) renseignent une incertitude relative entre la méthode volumétrique manuelle et le débitmètre Hach Sigma 950 allant de 5.38 % à 29.80 %, la moyenne étant de 12.82 %. Une fois une relation stable établie entre la hauteur d'eau et le débit à ce point de mesure, une mesure seule de hauteur d'eau sera suffisante pour en déduire le débit. À ce jour, plus d'évènements sont encore nécessaires pour établir une régression linéaire entre la hauteur et le débit pour le point 2. La relation de Manning-Strickler permet actuellement la conversion des hauteurs d'eau en débit (Biolders et al, 2016).

Le point 3 diffère des trois autres car celui-ci ne fournit pas de valeurs de débits associés aux hauteurs d'eau. En effet, celui-ci est muni d'une sonde de pression comme le premier point mais le canal installé se distingue d'un canal jaugeur. Il s'agit d'une simple section en tôle. Ultérieurement, un appareil tel que celui du point 2 permettra d'obtenir également des données de débit et à terme d'établir une relation hauteur/débit. Les données de hauteur d'eau précédemment collectées pourront alors être également converties en appliquant la courbe de tarage ainsi créée. En attendant, la relation de Manning-Strickler permet aussi actuellement la conversion des hauteurs d'eau en débit (Biolders et al, 2016). Les données sont aussi collectées et enregistrées à l'aide d'une centrale de mesure et de contrôle CR1000 et envoyée par réseau GPRS deux fois par jour.



Figure- 11. De gauche à droite : photos illustrant le point 1, le point 2 et le point 3.

Le point 4 est équipé de la même instrumentation que le point 2 (Figure- 12). Une sonde de niveau d'eau de la DCENN (SPW/DGO3/DRCE) est également présente à cet endroit. Elle est donc reliée au système Aqualim de cette administration par réseau GSM. Ce système informe les gestionnaires du bassin dès le dépassement d'une hauteur d'eau de 20 cm. Ces alertes permettent de se rendre sur le bassin versant dans les meilleurs délais pour réaliser des mesures au courantomètre. Ces mesures permettent de construire progressivement une courbe de tarage.



Figure- 12. Point de mesure 4 avant le 18 juin 2015 (gauche) et après le 18 juin 2015 (droite).

7 Test de sédimentation

Un test de sédimentation a été réalisé pour répondre à la question suivante : comment évolue l'épaisseur du sédiment déposé au cours du temps après un évènement.

7.1 Mode opératoire

Sur un sol nu anciennement agricole, 6 cadres en bois 48x48x9 cm sont déposés de niveau et colmatés de boue sur les côtés. Neuf règles sont symétriquement réparties dans chaque cadre et enfoncées jusqu'à 10 cm. Dans chacun d'eux, de l'eau chargée en sédiments est versée jusqu'au maximum du cadre en bois. Ainsi, un volume de 0.02 m³ est versé dans chaque cadre en bois. La moitié des cadres reçoit du 100 g/L et l'autre moitié reçoit du 50 g/L. Ces concentrations sont réalisées dans un tonneau d'eau de pluie (vol 250 L) et une pompe gros débit (7 L/s) assure la suspension de la matière. Des échantillons de cette eau boueuse sont prélevés avant et après l'expérience et mesurés après séchage en étuve pour s'assurer de cette concentration.

Les évolutions de hauteur sont mesurées toutes les heures le premier jour, deux fois par jour le jour suivant, et ensuite les 3 jours qui suivent. Les cadres sont couverts entre chaque jour (Figure- 13).



Figure- 13. Illustration des cadres en bois, remplissage des 50 g/L en premier, et évolution du cadre 1 en exemple et couverture des cadres.

7.2 Les résultats

L'essentiel de la sédimentation semble se produire les 3 premières heures (Figure-14 et Figure- 15). D'après ce test, il faudrait 28 h pour que la hauteur ne varie plus (Table- 3). Cela serait donc le temps le plus sécuritaire à attendre pour prendre la mesure le long des règles avec l'assurance que cette hauteur sera aussi la hauteur avant l'évènement suivant.

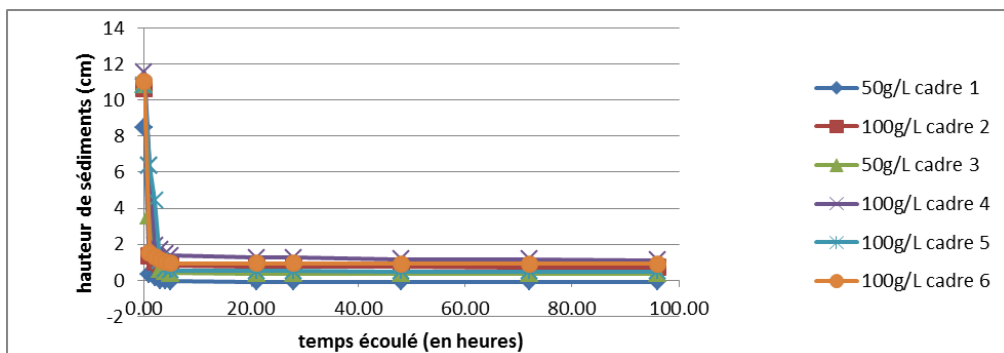


Figure- 14. Évolution des sédiments dans les cadres en bois (valeur moyenne des 9 règles) de h0 à h96.

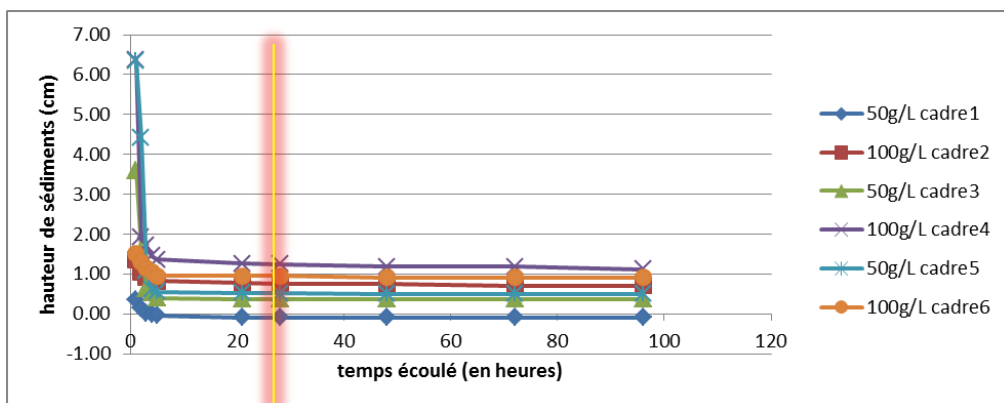


Figure- 15. Évolution des sédiments dans les cadres en bois (valeur moyenne des 9 règles) de h1 à h96.

Table- 3. Evolution de la densité dans les cadres.

cadre 1	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r11	18.7	10.5	10.5	10.2	10.1	10.1	10	10	10	10	10	10
r12	18.7	10	10	9.8	9.8	9.7	9.6	9.6	9.6	9.6	9.6	9.6
r13	18	10.2	10	10	10	10	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9
r14	19.5	10.8	10.5	10.4	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
r15	17.1	9.1	9.1	9	9	9	9	9	9	9	9	9
r16	18	10	9.8	9.4	9.4	9.3	9.2	9.2	9.2	9.2	9.2	9.2
r17	19.5	10.8	10.5	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
r18	18.9	10.9	10.5	10.5	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r19	18.1	10.8	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5
moyenne	18.5	10.3	10.2	10.0	10.0	10.0	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9
écart-type	0.8	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
cadre 2	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r21	20.9	11.9	11.2	11.1	11.1	11.1	11	11	11	11	10.9	10.9
r22	19.8	11	10.8	10.8	10.7	10.7	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
r23	20	11	10.7	10.7	10.7	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.5	10.5
r24	21.4	11.9	11.5	11.4	11.3	11.1	10.9	10.9	10.8	10.8	10.8	10.8
r25	21.8	12	11.9	11.6	11.6	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5
r26	20.4	11.4	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.5	10.5
r27	20.8	11	10.9	10.9	10.7	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
r28	20.2	11	10.8	10.6	10.6	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r29	20.7	11	10.9	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
r29	20.7	11.4	11.0	10.9	10.9	10.8	10.8	10.8	10.7	10.7	10.7	10.7
moyenne	20.7	11.4	11.0	10.9	10.9	10.8	10.8	10.8	10.7	10.7	10.7	10.7
écart-type	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
cadre 3	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r31	20.8	13.8	11.7	10.5	10.5	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
r32	20.8	13.5	11.5	10.9	10.8	10.8	10.7	10.7	10.7	10.7	10.7	10.7
r33	20.9	13.5	11.5	11	10.9	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8
r34	21.5	14.5	12.4	10.8	10.4	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
r35	20.6	13.4	11.3	10	9.7	9.6	9.6	9.6	9.6	9.6	9.6	9.6
r36	20	12.4	10.5	10.3	10.3	10.2	10	10	10	10	10	10
r37	21.8	14.8	12.5	11.3	11.3	11	11	11	11	11	11	11
r38	21	13.6	11.6	10.5	10.3	10.2	10.2	10.2	10.2	10.2	10.2	10.2
r39	20.5	12.9	11.1	10.5	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r39	20.9	13.6	11.6	10.6	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
moyenne	20.9	13.6	11.6	10.6	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
écart-type	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
cadre 4	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r41	21.5	17	12.3	11.5	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3
r42	22.3	17.4	12.7	12.2	12.2	12	11.6	11.6	11.4	11.4	11.4	11.4
r43	21	15.8	11.5	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.2
r44	21.9	17	12.4	11.9	11.6	11.5	11.4	11.4	11.4	11.4	11.4	11.4
r45	21.3	16	11.5	11.3	11.2	11	11	10.9	10.8	10.8	10.7	10.7
r46	20.4	15	11.3	11.1	11	11	11	11	10.9	10.9	10.8	10.8
r47	22.2	16.9	12.3	11.9	11.6	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5	11.5	11.4
r48	21.1	15.8	11.1	12.1	10.9	10.8	10.6	10.6	10.5	10.5	10.5	10.4
r49	22	16.4	12.3	12.1	12	11.9	11.6	11.6	11.5	11.5	11.5	11.5
moyenne	21.5	16.4	11.9	11.7	11.5	11.4	11.3	11.2	11.2	11.2	11.2	11.1
écart-type	0.6	0.8	0.6	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
cadre 5	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r51	21	17	15	11.7	11	11	11	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9
r52	20.7	16.7	15.5	11.3	10.6	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5
r53	20	15.8	13.9	10.5	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r54	21	16.6	15.1	11.4	10.8	10.7	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
r55	20.6	16	14	10.9	10.4	10.4	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
r56	20.8	16.3	13.1	11.1	10.8	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
r57	21.2	16.5	15	11.2	10.6	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5
r58	20.9	16.2	13.7	10.9	10.5	10.5	10.5	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4
r59	20.9	16	14.4	10.7	10.4	10.4	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3	10.3
moyenne	20.8	16.3	14.4	11.1	10.6	10.6	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5	10.5
écart-type	0.3	0.4	0.8	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
cadre 6	hauteur	h0	temps									
			+1h	+2h	+3h	+4h	+5h	+21h	+28h	+2j	+3j	+4j
r61	20.4	11.4	11.1	10.9	10.9	10.8	10.8	10.8	10.7	10.7	10.7	10.7
r62	20.9	11.5	11.3	11.2	11.2	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
r63	20.6	11	11.1	11	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9
r64	20	11	10.5	10.5	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r65	21.1	11.5	11.3	10.9	10.9	10.9	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8
r66	20.7	11	11	10.8	10.5	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4	10.4
r67	21.6	12	11.5	11.4	11.3	11.2	11.2	11.2	11.2	11.2	11.2	11.2
r68	22	12.3	12	11.8	11.6	11.4	11.4	11.4	11.4	11.4	11.4	11.4
r69	21.8	12	11.9	11.8	11.6	11.5	11.5	11.5	11.4	11.4	11.4	11.4
moyenne	21.0	11.5	11.3	11.1	11.0	11.0	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9	10.9

8 Équations du modèle LandSoil

8.1 Le ruissellement

Le bilan infiltration / ruissellement (B) est calculé selon l'équation :

$$B = T - W - I.t$$

Avec :

T = quantité totale de précipitations au cours de l'évènement pluvieux (mm)

W = pluie d'imbibition (mm)

I = capacité d'infiltration (mm h⁻¹)

t = durée efficace de l'évènement pluvieux (durée pendant laquelle l'intensité de l'évènement pluvieux est supérieure à 2 mm h⁻¹, h)

Le volume ruisselé est calculé selon l'équation :

$$V = aB10^{-3} + \sum V_i$$

Avec :

V = ruissellement cumulé quittant le pixel (m³)

a = taille du pixel (m²)

B = ruissellement produit par le pixel (mm)

V_i = ruissellement provenant d'un pixel amont (m³)

8.2 L'érosion diffuse

La perte de sol (M_i) est calculée selon l'équation :

$$M_i = [\gamma + \gamma (S_f - S_*)] V$$

Avec :

S_f = facteur de pente sans dimension (= 1.05+0.85e^{-4sinθ} avec θ la pente locale en °)

S* = pente moyenne de la parcelle après avoir appliqué la fonction S_f (°)

8.3 L'érosion linéaire

La sensibilité à l'érosion linéaire (Ω) est calculée selon l'équation :

$$\Omega = \text{friction} \times \text{cohésion} \times V \times S$$

Avec :

friction = (classe)

cohésion = (classe)

V = ruissellement (m³)

S = l'intensité de la pente (m m⁻¹)

La section (K_r, m²) de la ravine est ensuite déterminée par l'équation suivante :

$$K_r = \Phi \Omega$$

Avec :

Φ = le volume ruisselé amont par ravine ($m^2 m^{-3}$)

Ω = classe de sensibilité à l'érosion linéaire

La perte de sol par pixel (E , kg) est alors définie par l'équation :

$$E = \rho \lambda K_r$$

Avec :

K_r = section de la ravine (m^2)

ρ = masse volumique apparente du sol arraché à la ravine ($kg m^{-3}$)

λ = classe dimension du pixel (m)

8.4 Le dépôt

La charge solide maximale est définie par les trois critères indépendants suivants :

Table- 4. Détermination de la charge solide maximale transmise par un pixel par le ruissellement.

critère	Valeur Seuil	Charge solide maximale transmise ($g l^{-1}$)
Occupation du sol	Prairie permanente	5
Couverture végétale	> 60 %	10
Pente	< 2 %	
et		10
Concavité verticale	> 0,055	

8.5 L'érosion aratoire

Le taux de transport du sol est calculé par l'équation :

$$Q_s = -K_t S$$

Avec :

Q_s = le flux de sédiment ($kg m^{-1}$)

K_t = le coefficient d'érosion aratoire ($kg m^{-1}$)

S = l'intensité de la pente ($m m^{-1}$)

9 Accumulation du ruissellement par évènement

9.1 Relation entre le ruissellement et les précipitations

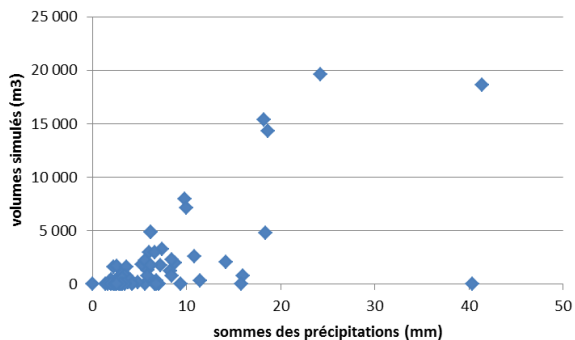


Figure- 16. Volumes simulés par LandSoil en fonction de la somme des précipitations.

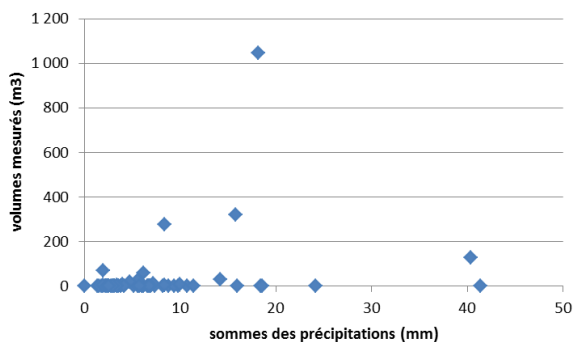


Figure- 17. Volumes mesurés in-situ au point de mesure 3 en fonction de la somme des précipitations.

9.2 Relation entre le ruissellement modélisé et observé

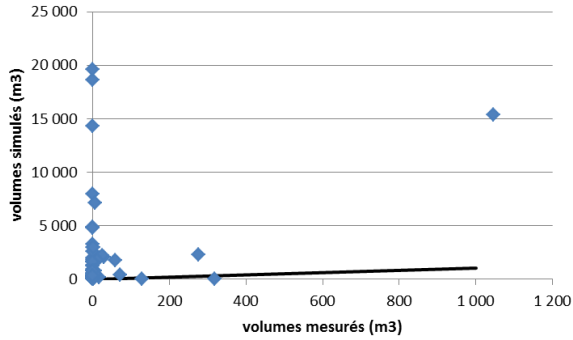


Figure- 18. Volumes simulés par LandSoil en fonction des volumes mesurés (m3) (droite 1 : 1 en gras).

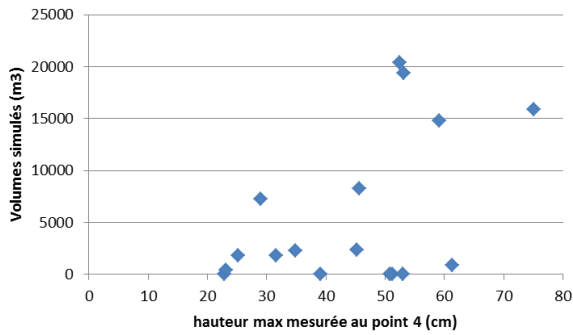


Figure- 19. Volumes simulés par LandSoil en fonction de la hauteur maximal mesurée au point de mesure 4 pour les évènements une $h > 20$ cm a été mesurée.

10 Confrontation des valeurs simulées par LandSoil aux mesures de terrain des différents exutoires

10.1 Point 1

date	volume mesuré (m3)	volume simulé (m3)	Vol simulé/Vol mesuré	érosion mesurée (T)	érosion simulée (T)	éro simulée/éro mesurée
7/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
21/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
22/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
24/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
1/05/2014	0.00	16.51	/	0.00	0.23	/
6/05/2014	0.00	16.24	/	0.00	0.00	/
7/05/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
8/05/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
10/05/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
12/05/2014	0.00	73.08	/	0.00	4.15	/
21/05/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
3/06/2014	0.00	24.83	/	0.00	0.00	/
5/07/2014	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
5/07/2014	0.00	203.13	/	0.00	2.90	/
6/07/2014	0.00	203.09	/	0.00	2.90	/
7/07/2014	0.00	219.44	/	0.00	2.19	/
8/07/2014	0.00	807.14	/	0.00	11.59	/
11/07/2014	0.00	328.54	/	0.00	4.62	/
20/07/2014	0.00	12.19	/	0.00	0.05	/
20/07/2014	0.00	68.97	/	0.00	0.00	/
22/07/2014	0.00	73.11	/	0.00	0.00	/
27/07/2014	0.00	12.19	/	0.00	0.00	/
28/07/2014	0.00	129.97	/	0.00	1.87	/
29/07/2014	#N/A	808.08	#N/A	#N/A	16.04	#N/A
25/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
25/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
26/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
26/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
3/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

4/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
15/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
29/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
31/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
5/06/2015	0.00	477.86	/	0.00	6.35	/
26/06/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
12/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
27/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
28/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
29/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
30/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
30/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
30/05/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
1/06/2016	0.00	71.95	/	0.00	3.26	/
1/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
2/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
2/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
4/06/2016	0.00	7.37	/	0.00	0.04	/
5/06/2016	0.00	66.70	/	0.00	2.05	/
7/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
12/06/2016	0.00	15.73	/	0.00	0.11	/
13/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
14/06/2016	0.00	22.12	/	0.00	0.19	/
14/06/2016	0.00	58.93	/	0.00	1.25	/
14/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
15/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
16/06/2016	0.00	30.54	/	0.00	0.28	/
16/06/2016	0.00	7.63	/	0.00	0.00	/
17/06/2016	0.00	30.54	/	0.00	0.00	/
17/06/2016	0.00	23.24	/	0.00	0.00	/
18/06/2016	0.00	69.71	/	0.00	1.90	/
20/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
21/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
23/06/2016	233.91	564.41	2.41	#N/A	42.81	#N/A
25/06/2016	0.00	15.18	/	0.00	0.16	/

26/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
13/07/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
14/07/2016	0.00	113.84	/	0.00	2.20	/
22/07/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
23/07/2016	0.00	269.54	/	0.00	5.04	/
28/07/2016	0.00	30.36	/	0.00	0.27	/
28/07/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
1/08/2016	#N/A	0.00	#N/A	#N/A	0.00	#N/A
10/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
11/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
21/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
29/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
4/09/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/

10.2 Point 2

date	volume mesuré (m3)	volume simulé (m3)	Vol simulé/Vol mesuré	érosion mesurée (T)	érosion simulée (T)	éro simulée/éro mesurée
7/04/2014	0.00	138.24	/	#N/A	4.27	#N/A
21/04/2014	0.00	0.00	/	#N/A	0.00	#N/A
22/04/2014	0.00	0.00	/	#N/A	0.00	#N/A
24/04/2014	3.50	0.00	0.00	#N/A	0.00	#N/A
1/05/2014	0.00	728.22	/	#N/A	21.84	#N/A
6/05/2014	0.00	1067.36	/	#N/A	19.68	#N/A
7/05/2014	0.90	189.57	211.39	#N/A	0.82	#N/A
8/05/2014	0.00	580.22	/	#N/A	6.87	#N/A
10/05/2014	0.00	363.13	/	#N/A	6.87	#N/A
12/05/2014	0.00	2076.78	/	#N/A	126.54	#N/A
21/05/2014	324.70	366.43	1.13	#N/A	5.57	#N/A
3/06/2014	1089.68	1061.83	0.97	#N/A	44.54	#N/A
5/07/2014	54.88	0.00	0.00	#N/A	0.00	#N/A
5/07/2014	29.19	3681.84	126.13	#N/A	146.20	#N/A
6/07/2014	56.18	3681.07	65.53	#N/A	160.11	#N/A
7/07/2014	99.60	3584.23	35.99	#N/A	158.83	#N/A
8/07/2014	0.00	14104.82	/	0.00	617.91	/

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

11/07/2014	154.48	6058.21	39.22	#N/A	324.01	#N/A
20/07/2014	0.00	188.21	/	0.00	5.62	/
20/07/2014	0.00	1202.11	/	0.00	100.92	/
22/07/2014	0.00	1265.62	/	0.00	100.67	/
27/07/2014	42.03	183.78	4.37	#N/A	5.37	#N/A
28/07/2014	55.52	2241.85	40.38	#N/A	134.14	#N/A
29/07/2014	172.00	14934.00	86.83	#N/A	757.76	#N/A
25/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
25/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
26/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
26/04/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
3/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
4/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
15/05/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
29/05/2015	264.54	0.00	0.00	0.00	0.00	/
31/05/2015	68.08	0.00	0.00	0.00	0.00	/
5/06/2015	0.00	10937.91	/	#N/A	510.41	#N/A
26/06/2015	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
12/05/2016	19.44	154.02	7.92	0.00	18.20	/
27/05/2016	30.96	1161.50	37.51	0.00	119.26	/
28/05/2016	0.00	423.19	/	0.00	54.36	/
29/05/2016	17.94	67.98	3.79	0.00	8.41	/
30/05/2016	0.00	929.46	/	0.00	113.75	/
30/05/2016	84.48	1059.90	12.55	0.00	127.72	/
30/05/2016	1.36	172.71	127.33	0.00	22.78	/
1/06/2016	17.21	1627.91	94.57	0.00	163.41	/
1/06/2016	302.92	0.00	0.00	0.00	0.00	/
2/06/2016	22.37	0.00	0.00	0.00	0.00	/
2/06/2016	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	/
4/06/2016	49.49	131.51	2.66	0.00	9.09	/
5/06/2016	259.37	1301.35	5.02	0.15	135.02	872.07
7/06/2016	47.64	0.00	0.00	0.00	0.00	/
12/06/2016	72.94	272.67	3.74	0.00	21.51	/
13/06/2016	40.26	0.00	0.00	0.00	0.00	/
14/06/2016	21.92	418.96	19.11	0.00	71.68	/

14/06/2016	37.06	1184.32	31.96	0.00	134.25	/
14/06/2016	52.89	0.00	0.00	0.00	0.00	/
15/06/2016	20.83	0.00	0.00	0.00	0.00	/
16/06/2016	331.75	550.17	1.66	0.00	101.79	/
16/06/2016	124.85	132.88	1.06	0.00	15.36	/
17/06/2016	28.20	567.82	20.13	0.00	109.80	/
17/06/2016	10.46	418.66	40.02	0.00	94.59	/
18/06/2016	178.62	1314.04	7.36	0.00	174.62	/
20/06/2016	146.26	0.00	0.00	0.00	0.00	/
21/06/2016	56.38	0.00	0.00	0.00	0.00	/
23/06/2016	3263.01	11542.04	3.54	#N/A	1269.89	#N/A
25/06/2016	200.34	275.54	1.38	0.00	37.29	/
26/06/2016	28.79	0.00	0.00	0.00	0.00	/
13/07/2016	#N/A	0.00	#N/A	#N/A	0.00	#N/A
14/07/2016	#N/A	2257.47	#N/A	#N/A	199.28	#N/A
22/07/2016	#N/A	0.00	#N/A	#N/A	0.00	#N/A
23/07/2016	#N/A	5367.47	#N/A	#N/A	493.99	#N/A
28/07/2016	275.54	559.47	2.03	0.00	72.12	/
28/07/2016	391.82	0.00	0.00	0.00	0.00	/
1/08/2016	3331.06	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00
10/08/2016	26.87	0.00	0.00	0.00	0.00	/
11/08/2016	131.06	0.00	0.00	0.00	0.00	/
21/08/2016	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	/
29/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
4/09/2016	119.58	168.62	1.41	0.00	5.31	/

10.3 Point 3

date	volume mesuré (m3)	volume simulé (m3)	Vol simulé/Vol mesuré	érosion mesurée (T)	érosion simulée (T)	éro simulée/éro mesurée
7/04/2014	0.00	298.57	/	0.00	/	/
21/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	/	/
22/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	/	/
24/04/2014	0.00	0.00	/	0.00	/	/
1/05/2014	0.00	1304.45	/	0.00	/	/

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

6/05/2014	0.00	1985.52	/		0.00	/	/
7/05/2014	0.00	404.80	/		0.00	/	/
8/05/2014	0.00	1232.60	/		0.00	/	/
10/05/2014	0.00	760.93	/		0.00	/	/
12/05/2014	0.00	3249.49	/		0.00	/	/
21/05/2014	0.00	787.81	/		0.00	/	/
3/06/2014	0.00	1837.81	/		0.00	/	/
5/07/2014	0.00	0.00	/		0.00	/	/
5/07/2014	0.00	4840.86	/		0.00	/	/
6/07/2014	0.00	4840.61	/		0.00	/	/
7/07/2014	0.00	4741.97	/		0.00	/	/
8/07/2014	0.00	18612.90	/		0.00	/	/
11/07/2014	0.00	7958.63	/		0.00	/	/
20/07/2014	0.00	243.96	/		0.00	/	/
20/07/2014	0.00	1586.63	/		0.00	/	/
22/07/2014	0.00	1671.06	/		0.00	/	/
27/07/2014	0.00	236.00	/		0.00	/	/
28/07/2014	0.00	2960.97	/		0.00	/	/
29/07/2014	0.00	19615.24	/		0.00	/	/
25/04/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
25/04/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
26/04/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
26/04/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
3/05/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
4/05/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
15/05/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
29/05/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
31/05/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
5/06/2015	0.00	14278.20	/		0.00	/	/
26/06/2015	0.00	0.00	/		0.00	/	/
12/05/2016	0.00	345.09	/		0.00	/	/
27/05/2016	0.92	2567.23	2801.51		0.00	289.77	/
28/05/2016	0.00	934.37	/		0.00	152.51	/
29/05/2016	0.00	153.16	/		0.00	22.23	/
30/05/2016	29.12	2079.56	71.40		0.00	323.97	/

30/05/2016	275.99	2316.61	8.39	1.24	371.58	299.82
30/05/2016	71.21	385.80	5.42	0.00	91.37	/
1/06/2016	24.83	2187.80	88.12	0.00	256.29	/
1/06/2016	319.17	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
2/06/2016	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	/
2/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
4/06/2016	17.71	179.81	10.15	0.00	12.36	/
5/06/2016	11.93	1757.59	147.37	0.00	206.66	/
7/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
12/06/2016	0.00	371.88	/	0.00	32.87	/
13/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
14/06/2016	0.87	569.66	658.24	0.00	119.14	/
14/06/2016	0.00	1591.62	/	0.00	191.96	/
14/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
15/06/2016	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	/
16/06/2016	5.90	749.37	127.02	0.00	151.24	/
16/06/2016	0.25	181.37	734.69	0.00	18.61	/
17/06/2016	2.65	769.71	290.24	0.00	159.58	/
17/06/2016	0.00	569.18	/	0.00	142.84	/
18/06/2016	57.90	1771.00	30.59	0.03	248.10	7642.97
20/06/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
21/06/2016	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	/
23/06/2016	1045.31	15398.93	14.73	#N/A	1700.27	#N/A
25/06/2016	8.16	374.60	45.88	0.00	48.78	/
26/06/2016	2.48	0.00	0.00	0.00	0.00	/
13/07/2016	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	/
14/07/2016	1.47	2933.30	1990.02	0.00	319.13	/
22/07/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
23/07/2016	7.06	7090.95	1004.64	0.00	738.85	/
28/07/2016	0.00	731.20	/	0.00	122.51	/
28/07/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
1/08/2016	129.02	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00
10/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
11/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/
21/08/2016	0.00	0.00	/	0.00	0.00	/

Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole

29/08/2016	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	/
4/09/2016	0.22	333.92	1504.25	0.00	11.94	/

11 Schémas d'évolution d'altitude modélisés

Sur ces figures, le gris clair représente une valeur de 0 (pas d'évolution d'altitude modélisée). Pour la période du 09/06/15 au 09/07/15, aucun changement d'altitude n'a été modélisé par LandSoil.

11.1 En 2014

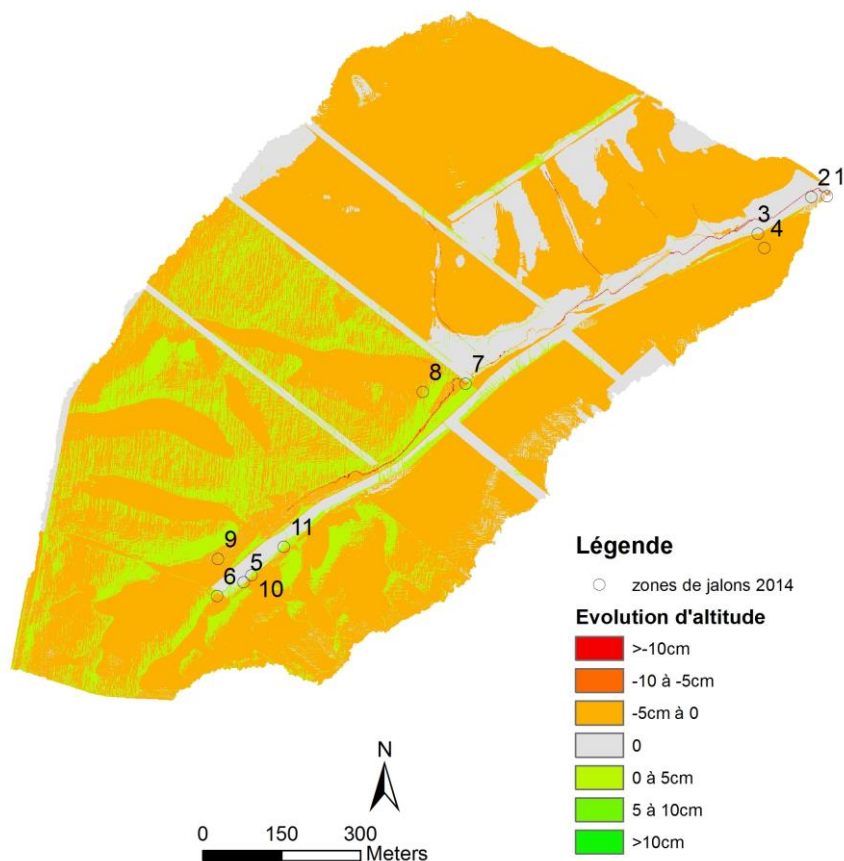


Figure- 20. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 01/04/14 au 03/06/14.

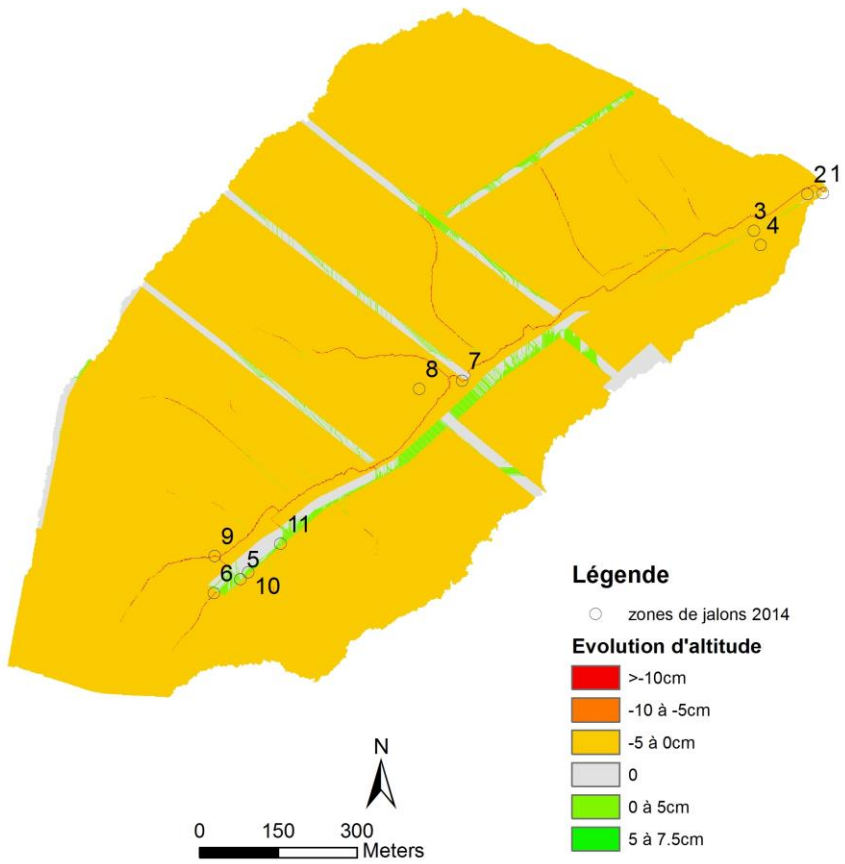


Figure- 21. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 04/07/14 au 17/07/14.

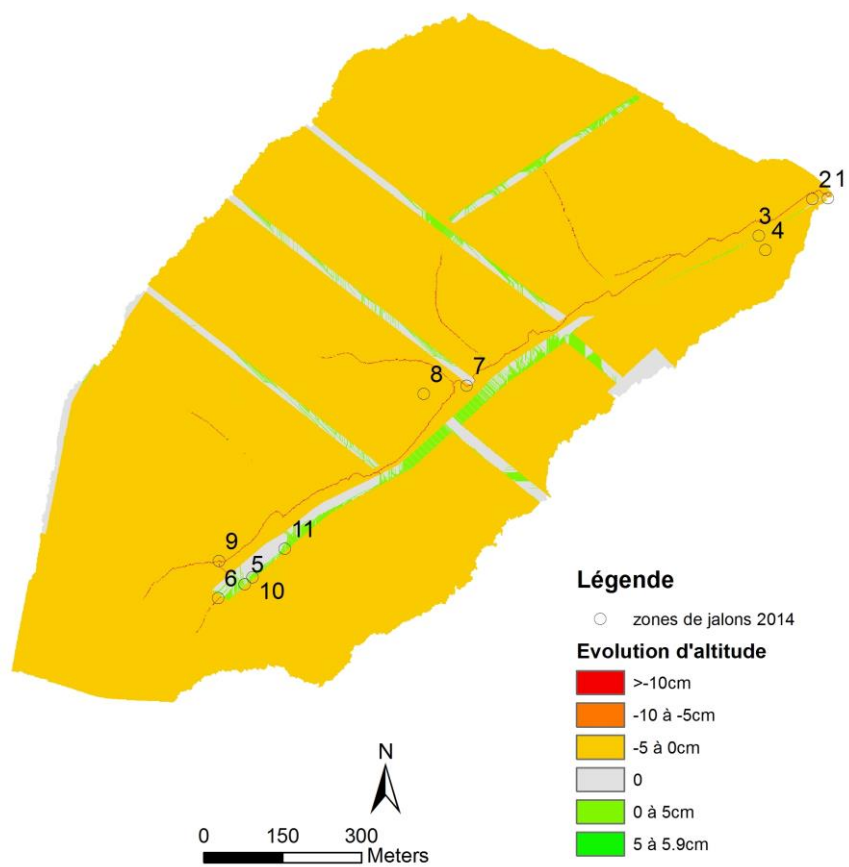


Figure- 22. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 17/07/14 au 01/08/14.

11.2 En 2015

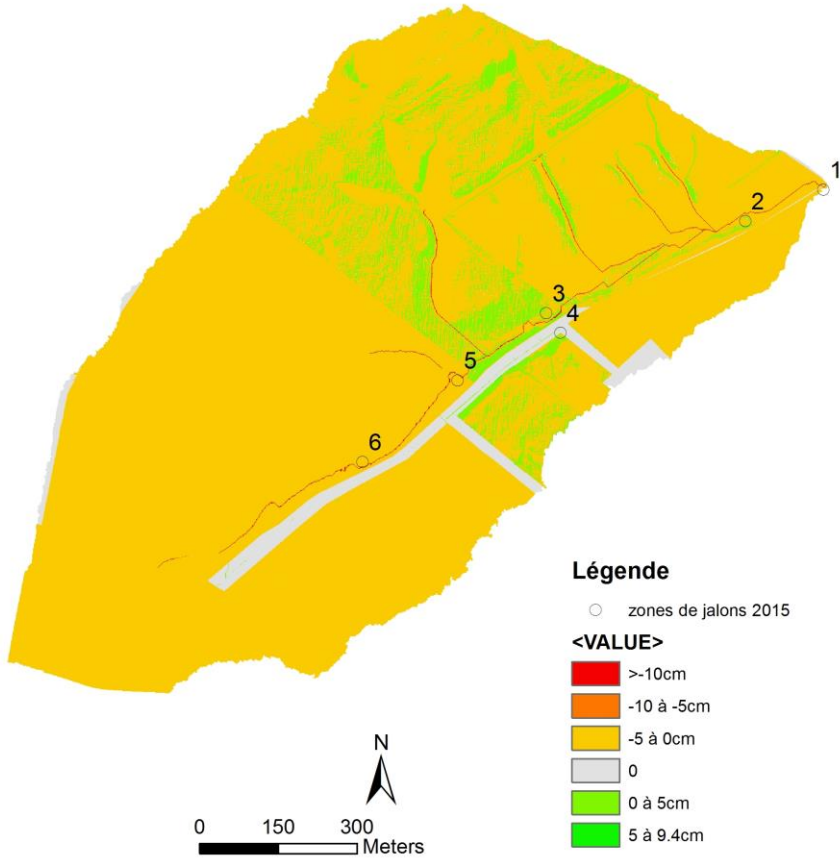


Figure- 23. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les événements efficaces du 23/04/15 au 09/06/15.

11.3 En 2016

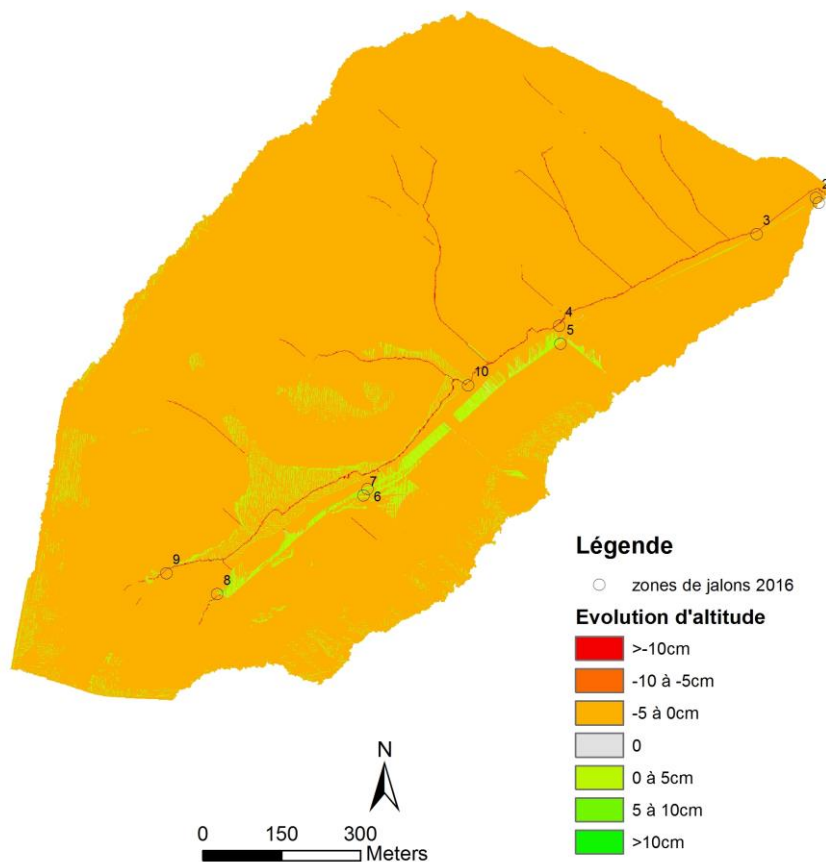


Figure- 24. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 09/05/16 au 29/06/16.

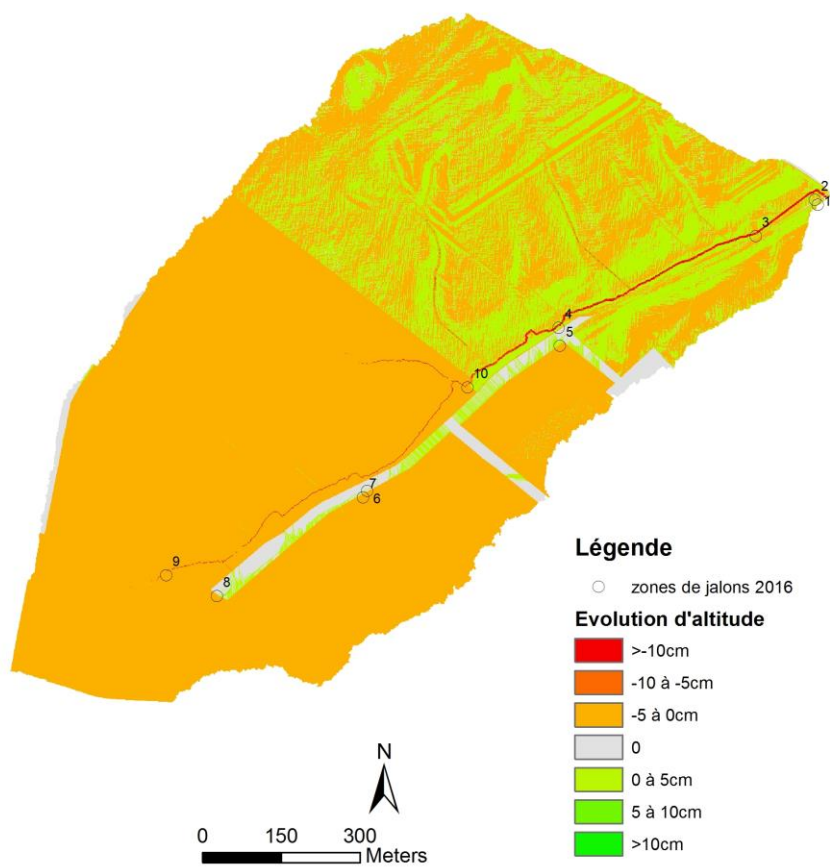


Figure- 25. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les événements efficaces du 11/07/16 au 05/08/16.

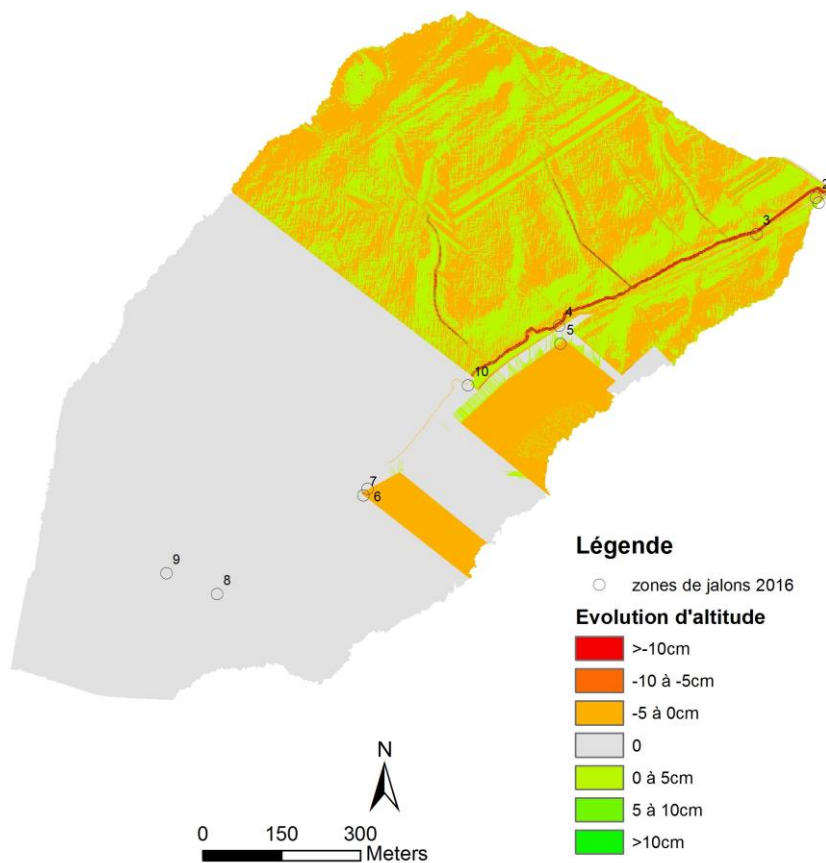


Figure- 26. Schéma d'évolution de l'altitude de la surface du sol pour les évènements efficaces du 05/08/16 au 08/09/16.