

FLUX DES SÉDIMENTS EN SUSPENSION DANS LES RIVIÈRES DU BASSIN DE LA MEUSE : PROPOSITION D'UNE TYPOLOGIE RÉGIONALE BASÉE SUR LA DÉNUDATION SPÉCIFIQUE DES BASSINS VERSANTS

Jean VAN CAMPENHOUT, Anne-Cécile DENIS, Eric HALLOT, Geoffrey HOUBRECHTS,
Yannick LEVECQ, Alexandre PEETERS & François PETIT

Résumé

L'érosion des sols peut être appréhendée à l'échelle du bassin versant en quantifiant le transport sédimentaire en suspension à son exutoire. Environ 2.000 mesures de concentration des matières en suspension ont permis d'estimer le transport sédimentaire annuel au niveau de 80 stations situées en région wallonne, à l'exutoire de bassins versants d'une superficie de 16 à 2.900 km². Des différenciations régionales ont pu être mises en évidence en fonction du substrat et de l'occupation du sol des bassins versants. À l'échelle régionale, le taux de dénudation annuel moyen atteint 20 t.km⁻².an⁻¹ en Lorraine, 34 t.km⁻².an⁻¹ en Ardenne et 69 t.km⁻².an⁻¹ dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse. La granulométrie des particules transportées et la proportion de matière organique complètent l'analyse et montrent également une différenciation selon les régions agro-géographiques. Des données issues d'autres travaux académiques ou administratifs ont été intégrées à la base de données afin de définir les meilleurs sites de mesure en continu de la concentration des matières en suspension en Wallonie.

Mots-clés

concentration des sédiments en suspension, érosion des sols, analyse granulométrique, matière organique, dénudation spécifique, bassin de la Meuse, Ardenne

Abstract

Soil erosion may be apprehended at the watershed scale by quantifying the transport of suspended sediment at its outlet. Approximately 2000 measurements of suspended sediment concentration were used to estimate the annual sediment discharge at 80 stations located in the Walloon region (Belgium), at the outlet of watershed from 16 to 2900 km². Some regional differences have been highlighted depending on the substrate and the land use in the watershed. At the region scale, the mean annual sediment yield reaches 20 t.km⁻².yr⁻¹ in Lorraine, 34 t.km⁻².yr⁻¹ in Ardenne and 69 t.km⁻².yr⁻¹ in Entre-Vesdre-et-Meuse. The size of suspended particles and the proportion of organic matter also show differences between each agro-geographical area. Data from other academic or administrative works were incorporated into the database to identify the best sites for continuous measuring of the suspended load concentration in Wallonia.

Keywords

suspended load concentration, soil erosion, particle size analysis, organic matter, specific denudation, Meuse basin, Ardennes

I. INTRODUCTION

Les rivières apparaissent comme un intégrateur de la dénudation de leur bassin hydrographique. Lorsqu'elle est réduite à une surface (la taille du bassin versant), on parle alors de dénudation spécifique et s'exprime en t.km⁻².an⁻¹ ou encore en mm/millénaire (ou par an). La dénudation est estimée par la mesure du flux exporté qui se fait selon trois modes de transport : en solution, en suspension et transport de la charge de fond, qui se fait elle-même par progression du matériau par roulement et/ou saltation sur le fond du lit (Tricart, 1961).

L'importance relative de ces trois modes de transport est tout d'abord fonction du système morpho-climatique

(c'est-à-dire de l'ensemble des processus qui permettent la production de sédiments et leur arrivée jusqu'aux rivières). La nature et la quantité de sédiments évacués dépend aussi de l'affectation du sol (protection plus ou moins efficace du sol par la végétation), de la lithologie et des caractéristiques géomorphologiques des bassins versants (pente, incision dans des surfaces d'érosion, contact avec les versants, ...).

De façon générale, la charge de fond, malgré le rôle considérable qu'elle joue dans les problèmes de profil d'équilibre et de stabilité des lits, n'entre que pour une part négligeable dans le flux sédimentaire, excepté dans des conditions particulières, en fonction notamment de la disponibilité des matériaux et de

la proximité du bedrock (Walling & Webb, 1987 ; Houbrechts *et al.*, 2006, 2012 ; Pratt-Sitaula *et al.*, 2007 ; Andermann *et al.*, 2012). En revanche, les transports en solution et en suspension exportent une quantité de matériau nettement plus importante mais variable selon le contexte lithologique et climatique (Close-Lecocq & Ek, 1985 ; Gabet *et al.*, 2008).

En Belgique, et plus particulièrement dans les rivières ardennaises, la proportion de sédiments transportés par charriage est généralement inférieure à 10 % du total des sédiments évacués des bassins versants (Petit *et al.*, 1996), correspondant à des quantités charriées comprises entre 0,4 et 2,5 t.km⁻².an⁻¹ (Houbrechts *et al.*, 2006 ; 2012). Cette proportion diminue dans les régions limoneuses car la disponibilité d'une charge caillouteuse à transporter est faible, vu la nature du substrat qui est d'ailleurs recouvert d'une épaisse couche de limons. Mais c'est dans ces bassins versants que l'érosion des terres agricoles est la plus importante. L'érosion des sols est sensible à de nombreux facteurs tels que l'occupation du sol, la géologie, la répartition et à l'intensité des précipitations et la pédologie (Petit, 1995 ; Sickingabula, 1998 ; Xu, 2002 ; Ward, 2008).

À l'échelle mondiale, de nombreuses études ont été menées en vue de quantifier le transport de la charge en suspension lors d'événements de crue uniques (Lenzi & Marchi, 2000), de cerner l'impact des ouvrages anthropiques sur le bilan sédimentaire, d'estimer le remplissage des barrages par les matières fines (Old *et al.*, 2005 ; Vericat & Batalla, 2005 ; Boardman & Poesen, 2006 ; Xu & Yan, 2010 ; Tena *et al.*, 2011 ; Hallot *et al.*, 2012) et de suivre les variations saisonnières et spatiales de la concentration des matières en suspension dans des contextes morphoclimatiques variés (Sickingabula, 1998 ; Asselman, 2000 ; Horowitz, 2002, 2003 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Morehead *et al.*, 2003 ; Moatar *et al.*, 2006 ; Rovira & Batalla, 2006 ; Dumas, 2007 ; Lefrançois, 2007 ; Thodsen, 2008 ; Picouet *et al.*, 2009 ; Furuichi *et al.*, 2009 ; Mano & Nemery, 2009 ; Oeurng *et al.*, 2010 ; Marttila & Kløve, 2010 ; Tena *et al.*, 2011 ; Araujo *et al.*, 2012 ; Vanmaercke *et al.*, 2012 ; Gao & Josefson, 2012).

La turbidité de l'eau, autrement dit sa capacité à diffuser ou à absorber la lumière incidente due au transport de particules fines en suspension, est un des critères importants des politiques de restauration de la qualité écologique des masses d'eau au niveau européen, notamment parce que de nombreux polluants sont également transportés sous la forme particulaire (Ward, 2008 ; Skarbøvik *et al.*, 2012). Le colmatage du fond du lit par la charge fine transportée en suspension peut également être une menace pour la faune et la flore aquatique (Perpinien, 1998 ; Parkinson *et al.*, 1999 ; Trambly *et al.*, 2010 ; Collins *et al.*, 2011).

Les aspects sédimentologiques d'une grande diversité de bassins versants ont été étudiés dans la littérature. Leur superficie, leur substratum et leur régime hydrologique ont été analysés par de nombreux auteurs (Asselman, 2000 ; Sun *et al.*, 2001 ; Verstraeten & Poesen, 2001 ; Ward, 2008 ; Eder *et al.*, 2010 ; Métadier & Bertrand-Krajewski, 2012). Un grand nombre de publications traitent, par exemple, des effets de l'érosion sur les plateaux loessiques dans la partie septentrionale de la Chine (Xu, 2002 ; Li *et al.*, 2006 ; Zhu *et al.*, 2007), étudient les effets des précipitations estivales intenses sur le pourtour méditerranéen (Seeger *et al.*, 2004 ; Mateos & Giraldez, 2005 ; Rovira & Batalla, 2006 ; Nadal-Romero *et al.*, 2008 ; Soler *et al.*, 2008 ; Tena *et al.*, 2011) et analysent la répartition temporelle de l'érosion des sols dans les zones à forte énergie du relief (Jansson, 1996 ; Navratil *et al.*, 2011 ; Sadeghi *et al.*, 2008). Par ailleurs, le rôle essentiel des événements extrêmes sur le transport sédimentaire à long terme est souligné dans la littérature (Meybeck *et al.*, 2003) ainsi que la grande variabilité de l'érosion des bassins versants à l'échelle spatiale et temporelle (Steege *et al.*, 1998 ; Lenzi & Marchi, 2000 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Boardman & Poesen, 2006 ; Gericke & Venohr, 2012 ; Vanmaercke *et al.*, 2012).

La concentration des matières en suspension ne peut être prédite a priori par un modèle sédimentaire non calibré selon le bassin versant étudié (Asselman, 2000 ; Gericke & Venohr, 2012), car la plupart des rivières ne transportent pas la quantité de sédiments en suspension maximale transportable en fonction de leur puissance spécifique. En effet, la disponibilité en particules fines, constitutives de la charge en suspension, est généralement le facteur limitant dans le bassin versant.

Selon Woo *et al.* (1986), le diamètre maximal des particules considérées comme constituant la *wash load* correspond à la capacité maximale de mise en suspension de la rivière en fonction des stocks sédimentaires disponibles en amont (Figure 1). Il n'y a pas de valeur théorique calculée a priori, on l'estime généralement proche de la limite limon/sable (63 µm) (Woo *et al.*, 1986 ; Thomas & Goudie, 2000).

En Belgique, l'estimation du transport de matières en suspension a principalement été menée sur des bassins versants de taille modeste. Les recherches agronomiques se concentrent sur l'analyse de l'érosion à l'échelle de la parcelle tandis que quelques travaux de synthèse ont estimé l'érosion sur des bassins compris entre 10 et 10.000 ha (Steege *et al.*, 1998 ; Verstraeten & Poesen, 2001). Vanmaercke *et al.* (2011) ont mis en évidence le manque de mesures du transport sédimentaire sur de longues périodes dans des bassins versants de grande superficie en Belgique. La plupart des études se sont cantonnées à des bassins versants souvent inférieurs à 100 km² et préférentiellement

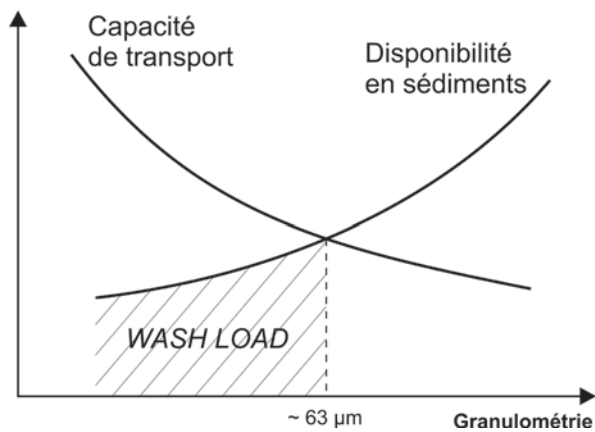


Figure 1. Définition empirique de la wash load en fonction de la capacité de transport de la rivière et de la disponibilité en sédiments (adapté de Woo *et al.*, 1986)

situés dans le bassin de l'Escaut. D'autres campagnes de mesures sur la Meuse ont également été réalisées dès le 19^e siècle (Spring & Prost, 1884 ; Close-Lecocq *et al.*, 1982 ; Lemin, 1984 ; Lemin *et al.*, 1987 ; Ward, 2008) ainsi que sur certains de ses affluents (Petit, 1985 ; Lemin *et al.*, 1987 ; Lamalle *et al.*, 1989 ; Perpinien, 1998 ; Parkinson *et al.*, 1999). Entre ces deux échelles d'intégration du transport sédimentaire dans les bassins versants, peu d'informations étaient disponibles. Or, la taille du bassin versant est un facteur clé qui influence directement le transport en suspension par les rivières car les particules érodées sur les parcelles et en tête de bassin ont tendance à s'accumuler lors de leur trajet vers l'exutoire (Meybeck *et al.*, 2003). Une des raisons de cette lacune méthodologique qui ne permet pas de prédire la production de sédiments par ruissellement sur des bassins versants de grande taille (superficie supérieure à 100 km² en climat océanique tempéré) résulte de l'indisponibilité de modèles numériques physiquement basés permettant de simuler de manière réaliste (i) les accumulations sédimentaires qui se produisent au sein même du bassin avant d'atteindre le réseau hydrographique structuré, (ii) les dépôts dans le lit mineur des rivières et (iii) l'érosion des berges des cours d'eau.

Afin de pallier au manque de données quantifiées du transport en suspension dans les rivières wallonnes, deux conventions de recherche successives (entre 2006 et 2011) ont été mises en place pour estimer l'érosion des bassins versants dont la superficie est comprise entre 16 et 2.900 km². Des travaux antérieurs ont également été intégrés à la base de données, incluant quelques stations situées dans la zone limoneuse (Perpinien, 1998 ; Hombrouckx, 2002 ; Monseur, 2005). Les sites d'étude choisis sont ceux qui sont équipés de stations limnigraphiques permettant d'obtenir les séries de débits horaires relativement longues. Les fournisseurs de données hydrométriques font partie du Service Public de Wallonie : le réseau Aqualim pour une partie

des cours d'eau non navigables et le réseau SETHY pour les cours d'eau navigables et d'autres tronçons non navigables.

L'objectif initial de cette recherche était de mettre en évidence les différences régionales et les facteurs qui conduisent à une variation géographique de la production sédimentaire en Wallonie. La base de données qui a été produite au cours de ce projet est une contribution importante à la littérature, dans une zone géographique où la quantification du transport sédimentaire en suspension a été peu étudiée par le passé, surtout dans des bassins versants de quelques dizaines à quelques milliers de kilomètres carrés. Une méthodologie de prélèvements manuels a été mise en place en choisissant des sites d'études variés dans chacune des régions agro-géographiques de Wallonie. Des échantillons d'eau ont été prélevés en période de crue, de décrue, d'étiage et lors des niveaux d'eau intermédiaires de façon à mesurer la concentration des matières en suspension et d'estimer le débit solide annuel qui transite dans chaque rivière étudiée grâce aux séries de débits horaires fournies par les réseaux de mesure installés sur les rivières wallonnes. Environ 2.000 prélèvements ont été effectués au niveau de 80 stations limnigraphiques : un millier de mesures ont été réalisées avant 2006 au cours des différents travaux mentionnés ci-dessus et un autre millier de prélèvements ont été effectués dans le cadre des deux conventions de recherche. Enfin, les valeurs obtenues par le laboratoire public ISSeP (Institut scientifique de service public) ont également été intégrées au jeu de données et comparées en termes de méthodologie de prélèvement et de fréquence d'échantillonnage.

II. ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES

A. Sélection des cours d'eau étudiés

Le choix des sites où le transport des sédiments en suspension a été quantifié a été guidé par la présence de stations de mesure du débit afin de pouvoir disposer des séries de valeurs horaires. Le réseau de prélèvement d'échantillons a été densifié au fil des années en fonction des résultats préliminaires obtenus. Les stations se répartissent comme suit dans les différentes régions géographiques (Figure 2) :

- 38 stations ardennaises (sols limono-caillouteux à charge schisto-phylladeuse et schisto-gréseuse),
- 8 stations en Lorraine (sols argileux, sableux et limono-caillouteux à charge de grès calcaire),
- 7 en Fagne-Famenne (sols limono-caillouteux à charge schisteuse dans la partie nord, à charge calcaire au niveau de la Caestienne),

- 4 stations dans le Condroz (sols limoneux et limono-caillouteux à charge psammitique et calcaire),
- 8 stations dans le bassin de la Haine (sols limoneux et limono-caillouteux à charge crayeuse),
- 6 en Hesbaye (sols limoneux),
- 5 dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse (sols limono-caillouteux à charge de silex, calcaires, psammites et sols limoneux).

La classification régionale est déterminée selon l'héritage géologique et hydro-géomorphologique de la rivière au niveau de l'exutoire étudié (Petit *et al.*, 2005). Quelques stations ont dû être abandonnées au cours de l'étude pour cause d'instabilité de la courbe de tarage, synonyme d'une variabilité trop importante du débit en fonction d'une hauteur donnée, du déplacement de la station de mesure pour des impératifs hydrologiques ou suite au vandalisme. D'autres bassins versants n'ont pas été englobés dans le projet de recherche pour des raisons d'aménagements anthropiques trop importants. Les rivières du plateau brabançon et du pays des collines, situées sur un substrat limoneux et appartenant au bassin de l'Escaut (la Senne, la Dyle et les deux Gette) font, quant à elles, l'objet d'une étude spécifique dans le cadre du projet Interreg IVB NWE ScaldWIN.

B. Méthode d'échantillonnage

Trois méthodes de prélèvement ont été évaluées au début du projet : le prélèvement direct dans la rivière à l'aide de bouteilles en polyéthylène immergées en subsurface, le prélèvement d'un seau à partir d'un pont au centre de la rivière dont le contenu est intégralement transféré dans des bouteilles vides et enfin le prélèvement via un water-trap qui permet de prélever des échantillons à différentes hauteurs dans la colonne d'eau. La première méthode s'avère inapplicable en cas de crue importante tandis que la méthode du water-trap nécessite un dispositif relativement lourd à installer et retarde la dynamique d'une campagne de prélèvement en période de crue. C'est finalement la seconde méthode qui a été retenue pour sa facilité et sa rapidité de mise en œuvre, l'emploi d'un matériel léger à manipuler et son efficacité vis-à-vis de la reproductibilité des résultats.

Des échantillonneurs isocinétiques de type US DH-74, développés par l'USGS (United States Geological Survey), qui prélèvent un échantillon intégré sur toute la profondeur d'eau sont également proposés dans la littérature (Rovira & Batalla, 2006 ; Tena *et al.*, 2011). D'une masse de 20 à 30 kg selon le modèle choisi, ils n'ont pas été utilisés dans ce projet pour des raisons pratiques en vue de conserver une méthode de prélèvement rapide et aisée à mettre en place y compris en période de crues extrêmes. Elle ne permet pas d'observer les phénomènes d'hystérésis qui caractérisent le comportement de la rivière dans

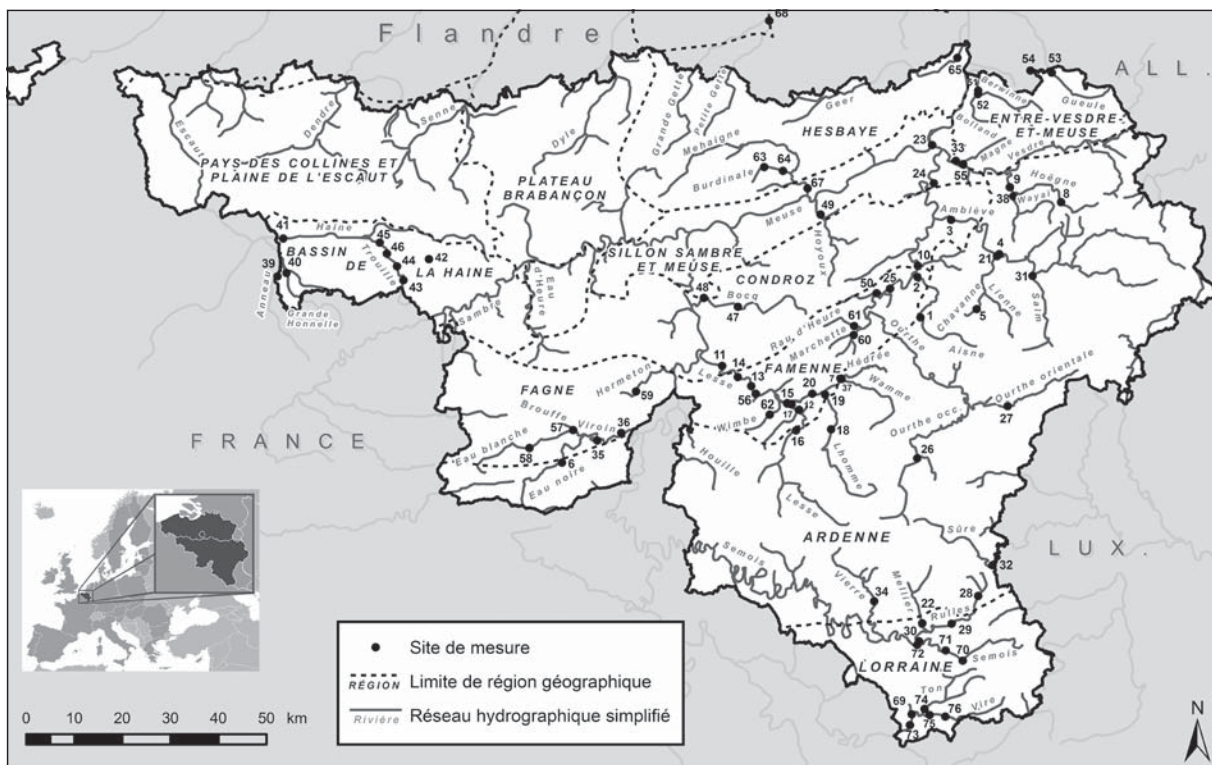


Figure 2. Réseau hydrographique simplifié et localisation des stations de prélèvements du LHGF-ULg. La numérotation des stations fait référence au Tableau 1.

toute sa variabilité à un pas de temps inférieur à la journée mais cette méthode donne une évaluation rapide de la faisabilité de la mise en place d'une station de prélèvements en continu par échantillonnage automatique.

La méthodologie détaillée est la suivante : depuis un pont, un échantillon d'eau est prélevé à l'aide d'un seau de petite contenance (1,5 à 5 l). L'ensemble du prélèvement est transféré, sans perte d'eau ni de matières, dans un ou plusieurs récipients hermétiques de contenance adaptée. Cette méthode a été généralisée à l'ensemble des opérateurs, y compris aux techniciens du SPW responsables des jaugeages qui ont participé à la collecte des échantillons dans la dernière phase du projet. Un échantillon unique permet soit une mesure de la concentration des matières en suspension par filtration et la quantification de la proportion de matière organique, soit une analyse granulométrique de la fraction inorganique de l'échantillon. Si les trois données sont souhaitées, il est dès lors nécessaire d'effectuer deux prélèvements distincts dans des contenants différents.

La représentativité des résultats obtenus grâce à cette méthode de prélèvement a été validée à travers la section transversale de plusieurs cours d'eau de Wallonie (Pironet, 1995 ; Monseur, 2005). Les particules en suspension prélevées en subsurface ont, en période de crue, un diamètre médian (D_{50}) généralement inférieur à 60 μm et constituent donc bien la wash load dont la répartition est homogène au sein de la partie supérieure de la section hydraulique où l'écoulement est uniforme (Peiry, 1996 ; Van Rijn, 2007). Les particules plus grossières (supérieures à 100 μm) présentent quant à elles un gradient de concentration croissant avec la profondeur (Bravard & Petit, 2000). Nous avons mené des tests de reproductibilité afin de valider la méthode qui consiste en un prélèvement systématique en subsurface à l'endroit où le flux est le plus rapide, selon la morphologie du lit mineur. Perpinien (1998) constate, à partir des observations réalisées par Lamalle (1987) dans la Burdinale (située en Hesbaye) et par Pironet (1995) dans la Magne (en Entre-Vesdre-et-Meuse), une faible variabilité dans la concentration de sédiments en suspension d'échantillons prélevés à différentes profondeurs sur des sections transversales. Cette variabilité est différente pour des concentrations moyennes distinctes. Le coefficient de variation est de 8 à 12 % pour des concentrations moyennes inférieures à 30 mg.l^{-1} , de 1,3 à 6 % pour des concentrations moyennes comprises entre 150 et 600 mg.l^{-1} et de 8,4 % pour une concentration de 1.800 mg.l^{-1} sur la Burdinale. Perpinien (1998) en a conclu que la charge en suspension possède une meilleure homogénéisation pour des concentrations intermédiaires. Par ailleurs, d'autres mesures réalisées dans des canaux d'irrigation turbulents (Mateos & Giráldez, 2005) montrent

une diminution de la concentration des matières en suspension depuis la surface jusqu'à une profondeur équivalente à 0,8 fois la colonne d'eau, puis une ré-augmentation de la concentration à mesure qu'on s'approche du lit de la rivière, due à la suspension graduée (Bravard & Petit, 2000 ; Houbrechts *et al.*, 2013).

La méthodologie retenue dans cette étude ne permet pas techniquement d'échantillonner cette suspension graduée ou saltation qui concerne les particules appartenant à la fraction sableuse soulevées par la turbulence produite par la rugosité du fond du lit lors des événements de crue les plus importants (Passaga, 1957 ; Peiry, 1996 ; Bravard & Petit, 2000). Elle n'est donc pas prise en compte dans les bilans sédimentaires annuels calculés à partir des concentrations de matières en suspension mesurées sur le terrain.

C. Analyses de laboratoire : filtrations, perte au feu et analyse granulométrique

La concentration des matières en suspension est mesurée par filtration des échantillons sur un filtre de 110 mm de diamètre en microfibrilles de verre de type Whatman GF/C, préalablement passé à l'étuve à une température de 110°C pendant une heure afin d'éliminer son humidité et pesé à 0,1 mg près. La méthodologie se base sur la norme NF EN 872-2005 (Marttila & Kløve, 2010). La maille des filtres utilisés est de 1,2 μm (Smith, 2007) avec une efficacité de rétention de 98 % (Zimmermann *et al.*, 2012). La filtration est réalisée sous vide grâce à une pompe à air afin d'accélérer l'opération. D'autres auteurs utilisent des filtres en nitrocellulose à maille plus fine (0,45 μm) (Peiry, 1996 ; Rovira & Batalla, 2006 ; Oeurng *et al.*, 2010 ; Nu-Fang *et al.*, 2011) selon la norme NEN6484 (Doomen & Wijma, 2007), mais ceux-ci ne permettent pas de quantifier la proportion de matière organique. Le volume d'eau recueilli est mesuré avec une résolution de 1 ml. Le filtre chargé de sédiments est ensuite passé à l'étuve à une température de 110°C pendant quelques heures. Une fois sec puis stabilisé hygrométriquement à température ambiante, il est à nouveau pesé. La quantité de matières en suspension est ainsi déduite de la différence de masse entre le filtre chargé et le filtre brut. La concentration est obtenue grâce au volume de l'échantillon. Les concentrations obtenues sont exprimées en mg.l^{-1} . La précision des mesures dépend de la masse du filtre chargé de sédiments. Des tests réalisés sur des échantillons de masse et de volume précisément connus indiquent une erreur de l'ordre de 10 % pour des échantillons inférieurs à 100 mg.l^{-1} , de l'ordre de 5 % pour des échantillons de 500 mg.l^{-1} et inférieure à 2 % pour les échantillons de 2.000 mg.l^{-1} .

La part de matières organiques contenues dans l'échantillon peut également être mesurée.

La méthodologie utilisée se base sur la perte de masse engendrée par la calcination à haute température de la matière organique. Les échantillons à analyser, disposés sur les filtres, sont placés dans des creusets de porcelaine. La masse des creusets vides et pleins est mesurée avec une résolution de 0,1 mg. La température de calcination des matières organiques est fixée à 550°C selon la norme NF EN 12-879. Après de nombreux tests visant à établir la durée idéale de calcination, un traitement à haute température durant 24 heures a été retenu. Après ce laps de temps, on n'observe plus qu'une diminution non significative de la masse de l'échantillon calciné. D'autres auteurs effectuent une calcination durant 1 heure à une température de 550°C (Marttila & Kløve, 2010), durant 5 heures à 450°C (Tena *et al.*, 2011) ou encore durant 24 heures à 430°C (Smith, 2007). La quantification de la perte au feu, correspondant à la part de matière organique exprimée en pourcents, est enfin déduite de la différence de masse entre l'échantillon sec et l'échantillon calciné. L'emploi de filtres résistants à ces hautes températures est nécessaire. Seuls les filtres en microfibrilles de verre sont adaptés à cette phase de calcination.

Sur des échantillons prélevés spécifiquement dans cette optique, des analyses granulométriques ont été réalisées. Un volume d'eau compris entre 1,5 et 5 litres est collecté de la même manière que pour la mesure de la concentration des matières en suspension. Après décantation durant 24 à 48 h et élimination du surnageant, la matière est soumise à une attaque, par excès, à l'eau oxygénée (H₂O₂) afin d'éliminer la matière organique. La granulométrie de la fraction minérale est ensuite obtenue grâce au granulomètre laser «Mastersizer 2000» qui enregistre la courbe granulométrique des particules comprises entre 0,1 µm et 2 mm. La diffraction laser est la méthode de caractérisation granulométrique la plus communément utilisée dans la littérature (Slattery & Burt, 1998 ; Steegen *et al.*, 1998, 2000 ; Marttila & Kløve, 2010). L'élimination de la matière organique permet de séparer les grains unitaires lors de la mesure granulométrique (Xu, 2002). Une action mécanique par ultrasons complète cette destruction des agrégats.

III. QUANTIFICATION ANNUELLE DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE EN SUSPENSION DANS LES RIVIÈRES WALLONNES

A. Ajustement et corrections logarithmiques

La concentration instantanée des matières en suspension (C_s) d'une rivière dont le flux est bien homogénéisé est communément liée au débit instantané (Q) par une fonction de puissance [eq. 1], mieux connue sous le nom de «rating curve» (Campbell & Bauder, 1940), où a et b sont deux constantes empiriques déterminées à partir des échantillons collectés et des débits mesurés

(Phillips & Webb, 1999 ; Asselman, 2000 ; Grasso & Jakob, 2003 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Morehead *et al.*, 2003 ; Li *et al.*, 2005 ; Rovira & Batalla, 2006 ; Doomen & Wijma, 2007 ; Marttila & Kløve, 2010 ; Delmas *et al.*, 2011 ; Skarbøvik *et al.*, 2012 ; Gao & Josefson, 2012). Cet ajustement est un résultat empirique largement utilisé dans la littérature (Grasso & Jakob, 2003), dont la justification physique est sujette à débat (Asselman, 2000).

$$C_s = a Q^b \text{ [eq. 1]}$$

C_s est généralement exprimé en mg.l⁻¹ et Q en m³.s⁻¹. Les paramètres a et b sont déterminés par régression selon la méthode des moindres carrés dans l'espace logarithmique log C_s / log Q. Le Tableau 1 donne pour chaque site de mesure la relation C_s/Q obtenue, le nombre d'échantillons prélevés et la valeur du coefficient de détermination. Les différentes stations limnigraphiques sont regroupées par région agro-géographique.

La minimisation de la somme des carrés des écarts des logarithmes engendre une sous-estimation des concentrations calculées par l'intermédiaire de cette équation [eq.1] (Wilson *et al.*, 1990 ; Grasso & Jakob, 2003 ; Hallot, 2010). Cette sous-estimation peut dépasser 50 % (Jansson, 1985 ; Thomas, 1985 ; Ferguson, 1986, 1987 ; Koch & Smillie, 1986 ; Cohn *et al.*, 1989 ; Grasso & Jakob, 2003). La dispersion du nuage de points accroît cette sous-estimation. De plus, la relation C_s / Q s'ajuste mal aux valeurs extrêmes, représentées par un nombre réduit de points. On observe des erreurs importantes lorsque les valeurs calculées sont extrapolées en dehors de la gamme de débits mesurés (Grasso & Jakob, 2003). Il est donc essentiel de couvrir l'ensemble de la gamme de débits lors des prélèvements de terrain.

La charge instantanée de sédiments transportés (L_i) est donnée par l'équation [eq. 2],

$$L_i = Q_i \cdot C_i \quad \text{[eq. 2]}$$

et la charge totale (L) sur une période T par l'équation [eq. 3].

$$L = \int_0^T CQ dt \quad \text{[eq.3]}$$

Par discrétisation avec un intervalle d'échantillonnage δt, L peut être estimé grâce à l'équation [eq. 4],

$$L = \sum_0^{T/\delta t} C_i Q_i \delta t \quad \text{[eq. 4]}$$

si l'intervalle d'échantillonnage δt est petit comparé à l'échelle de temps de la variabilité de Q et de C comme avec un échantillonnage horaire par exemple.

De façon générale, comme le note Ferguson (1986), les débits sont souvent disponibles à une fréquence horaire tandis que les concentrations sont plutôt mesurées à une fréquence moindre (quotidienne, voire hebdomadaire ou même sur de plus longs intervalles).

La charge totale est donc estimée par l'équation [eq. 5],

$$L_r = \sum_0^{T/\delta} \hat{C}_i Q_i \delta t \quad [\text{eq. 5}]$$

où les concentrations observées C_i de l'équation [eq. 2] sont remplacées par des concentrations estimées \hat{C}_i grâce à une régression par moindres carrés, correspondant à l'équation [eq. 6],

$$\ln \hat{C}_i = a + b \ln Q_i \quad [\text{eq. 6}]$$

avec la transformation inverse représentée par l'équation [eq. 7].

$$\hat{C}_i = a Q_i^b \quad [\text{eq. 7}]$$

La correction de Ferguson (1986, 1987) permettant de corriger le biais dû à la détransformation logarithmique sur les deux axes n'est réellement efficace que lorsque les résidus de C suivent une distribution log-normale et que C soit une fonction de puissance de Q (Asselman, 2000). Ce domaine de validité induit par la correction de Ferguson limite son utilisation lorsque le nombre d'échantillons disponibles est faible. Elle consiste en un facteur correctif calculé via l'équation [eq. 8] appliqué à l'équation de base [eq. 1].

$$CF = \exp(2,651 s^2) a Q^b \quad [\text{eq. 8}]$$

où s est l'erreur standard de l'estimation de la droite de régression exprimée en unités de \log_{10} .

B. Calcul du bilan érosif annuel

La manière la plus simple de calculer le bilan érosif annuel spécifique consiste en la somme totale, pour chaque intervalle de temps (selon que les séries de débits soient disponibles avec un pas de temps horaire, journalier ou autre), du produit du débit instantané et de la concentration des matières en suspension estimée via l'équation $C_s = a Q^b$. L'équation [eq. 9] détaille le calcul brut pour une journée de mesure à partir de données horaires (Grasso & Jakob, 2003). L'équation [eq. 10] tient compte de la correction de Ferguson (1986, 1987).

$$f_{j \text{ brut}} = \sum_h^{24} 3600 Q_h C_h \quad [\text{eq. 9}]$$

$$f_{j \text{ corrigé}} = \sum_h^{24} 3600 Q_h C_h \text{EXP}(2,651 s^2) \quad [\text{eq. 10}]$$

où $f_{j \text{ brut}}$ est la charge des matières en suspension du j jour en $g \cdot j^{-1}$ non corrigée, $f_{j \text{ corrigé}}$ est la charge corrigée selon Ferguson, Q_i le débit horaire ($m^3 \cdot s^{-1}$), C_i la concentration des matières en suspension ($mg \cdot l^{-1}$) estimée par l'équation $C_s = a Q^b$ et enfin s est l'erreur standard de l'estimation de la droite de régression exprimée en unités de \log_{10} . Le bilan annuel, f_{annuel} , exprimé en $t \cdot an^{-1}$, est obtenu par l'équation [eq. 11] où f_j peut être la valeur brute ou la valeur corrigée selon que l'on souhaite tenir compte ou non de la correction de Ferguson.

$$f_{\text{annuel}} = \sum_{j=1}^{365 \text{ ou } 366} 10^{-6} f_j \quad [\text{eq. 11}]$$

Notons que les années bissextiles augmentent artificiellement d'environ 2 % le taux de dénudation annuel estimé lors des comparaisons interannuelles. Ceci est négligeable par rapport aux erreurs de mesure et d'interpolation.

C. Effet de la fréquence d'échantillonnage sur la quantification du transport sédimentaire à long terme

La fréquence d'échantillonnage de la matière en suspension a un impact non négligeable sur le bilan annuel calculé à partir des séries de débits (Horowitz, 2002, 2003 ; Skarbøvik *et al.*, 2012). En effet, un échantillonnage aléatoire réparti sur l'année hydrologique complète aura tendance à sous-estimer le bilan sédimentaire annuel, car les crues, génératrices de la majeure partie du transport en suspension, ne seront pas correctement échantillonnées. Des sous-estimations allant jusqu'à 70 % sont signalées dans la littérature lorsque la fréquence d'échantillonnage est hebdomadaire (Li *et al.*, 2006 ; Skarbøvik *et al.*, 2012). Cependant, un petit nombre de mesures, par exemple 12 échantillons prélevés sur base hydrologique plutôt que calendaire, permet d'obtenir une estimation du transport sédimentaire annuel (Horowitz, 2003) tout en minimisant les déplacements nécessaires pour couvrir un grand réseau de stations. Ce compromis entre la précision de l'estimation du bilan sédimentaire annuel et la possibilité d'échantillonner un grand nombre de sites de mesure doit cependant être nuancé, car l'erreur liée à une faible fréquence d'échantillonnage peut varier fortement selon la superficie des bassins versants (Moatar *et al.*, 2006). Afin de mettre en évidence cet effet de biais lié à des échantillonnages à intervalle régulier basés sur le calendrier et non sur les événements de crue, nous présentons ici la comparaison entre les mesures

réalisées par les auteurs et les mesures effectuées par l'Institut scientifique de service public (ISSEP). Cet institut a réalisé des prélèvements à intervalle de temps fixe (une mesure par station et par mois) et a quantifié la concentration des matières en suspension à la même période que le Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale (LHGF-ULg). La méthodologie employée est similaire à celle décrite ci-dessus. Une différence est à noter au niveau de la maille des filtres utilisés et de leur nature. L'ISSEP emploie des filtres en nitrate de cellulose dont la maille est de 0,45 µm, tandis que les auteurs ont utilisé des filtres en fibres de verre avec des mailles de 1,2 µm. On doit donc s'attendre à une meilleure rétention des particules avec les filtres utilisés par l'ISSEP. Les stations communes entre les deux bases de données ont été identifiées et les débits correspondant à chaque prélèvement réalisé par l'ISSEP ont été calculés d'après les séries hydrologiques disponibles. Des différences significatives ont été mises en évidence. Les relations $C_s = a Q^b$ établies par des prélèvements à intervalles réguliers montrent systématiquement une dispersion du nuage de points de l'ISSEP autour des valeurs d'étiage et donc une sous-estimation des concentrations de hautes eaux due à l'extrapolation nécessaire pour estimer le transport en suspension durant les crues. Un exemple représentatif des relations obtenues sur le set de rivières présente la comparaison des données sur la Gueule en Entre-Vesdre-et-Meuse (Figure 3). Le débit à plein bord étant connu pour l'ensemble des stations étudiées, il est possible d'estimer la concentration des matières en suspension pour cette valeur de débit et de comparer l'interpolation réalisée sur base des deux fréquences : mensuelle par l'ISSEP et irrégulière en fonction des crues pour le LHGF-ULg (Tableau 2).

La sous-estimation engendrée par l'échantillonnage à intervalle régulier atteint des valeurs très importantes sur certaines rivières. Sur la Wamme et le Wayai, la concentration au plein bord estimée par les auteurs est 12 à 15 fois supérieure à la valeur estimée par les prélèvements à intervalle régulier. En moyenne,

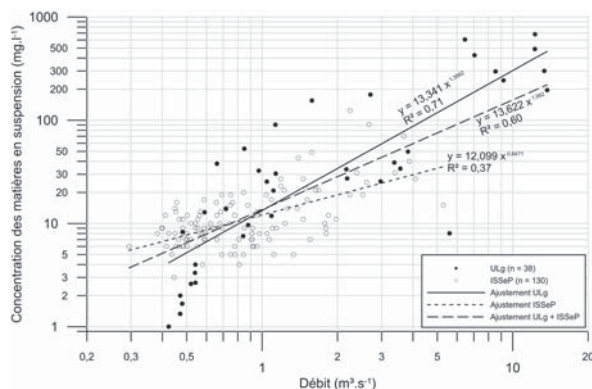


Figure 3. Comparaison des relations basées sur un échantillon dépendant des crues (ULg) ou du calendrier (ISSEP) sur la Gueule à Sippenaeken

Station (n° et nom)	Débit à plein bord [Q _b] (m ³ .s ⁻¹)	Concentration des MES ULg au Q _b (mg.l ⁻¹)	Concentration des MES ISSEP au Q _b (mg.l ⁻¹)	Rapport MES ULg / MES ISSEP
2. Aisne à Juzaine	17,0	131	22	6,0
3. Ambève à Martinrive	140,0	206	21	9,7
9. Hoëgne à Theux	36,8	106	12	8,8
10. Lembrée à Vieuxville	5,9	134	42	3,2
14. Lesse à Houyet	115,0	157	27	5,9
16. Lesse à Resteigne	33,0	88	21	4,2
17. Lhomme à Eprave	49,1	102	27	3,8
18. Lhomme à Grupont	20,0	151	20	7,4
19. Lhomme à Jemelle	27,0	86	22	4,0
21. Lienne à Lorcé	21,3	121	16	7,7
25. Ourthe à Durbuy	100,0	96	23	4,2
30. Rulles à Tintigny	24,0	26	11	2,4
31. Salm à Trois-Ponts	24,0	85	11	7,8
37. Wamme à Hargimont	11,9	75	6	11,7
38. Wayai à Spixhe	27,5	330	22	15,1
45. Trouille à Hyon	20,0	3250	769	4,2
72. Semois à Tintigny	50,0	43	16	2,6
73. Ton à Harnoncourt	22,5	143	50	2,8

Tableau 2. Estimation de la concentration des matières en suspension au plein bord selon deux méthodes d'échantillonnage

les valeurs extrapolées sont 6 fois inférieures à celles mesurées par le LHGF-ULg, malgré la plus grande finesse des mailles des filtres utilisés par l'ISSEP. Cela implique l'impossibilité d'obtenir une bonne estimation du bilan sédimentaire sans employer une méthode d'échantillonnage asservie à la hauteur d'eau ou au débit de la rivière. Il est idéalement souhaitable de cumuler des échantillons prélevés en crue et des prélèvements réalisés en étiage. Vraisemblablement, dans l'exemple de la Gueule à Sippenaeken présenté ici, l'estimation la plus proche de la réalité devrait être obtenue en utilisant les deux sets de données ; ils produisent une relation dont le coefficient de détermination est de 0,60.

Bien que les faibles débits représentent la majeure partie de l'année dans les séries hydrologiques, il est essentiel de surreprésenter les prélèvements proches du débit à plein bord même s'ils ne correspondent qu'à un laps de temps restreint sur une année hydrologique complète. Les campagnes de mesure ont dès lors été déclenchées en fonction de seuils d'alerte au niveau du débit horaire, définis sur chaque bassin versant en fonction des données acquises lors des campagnes précédentes. Le nombre minimum d'échantillons nécessaires pour estimer de manière simple le bilan érosif annuel grâce à un réseau de prélèvements manuels sur base de séries de débits horaires ou journaliers correspond à une vingtaine d'échantillons par an, asservis au régime hydrologique (Li *et al.*, 2006).

D. Evaluation de l'érosivité des cours d'eau et des sols

Les paramètres 'a' et 'b' de la relation $C_s = a Q^b$ sont inversement corrélés (Asselman, 2000). La littérature suggère que le coefficient 'a' représente l'érosivité du bassin versant (Peters-Kümmerly, 1973 ; Asselman, 2000 ; Morgan, 2009). Des valeurs élevées du paramètre 'a' correspondent à des matériaux fortement dégradés, pouvant être mobilisés facilement dans le bassin versant (Peters-Kümmerly, 1973). Quant à

l'exposant 'b', sa signification est plus controversée : selon certains (Peters-Kümmerly, 1973), il traduirait la puissance érosive de la rivière car une valeur plus élevée de 'b' indiquerait qu'une faible augmentation du débit conduirait à une grande augmentation du pouvoir érosif de la rivière. Nous retiendrons plutôt l'interprétation d'Asselman (2000) qui suggère que le paramètre 'b' représente la disponibilité des nouvelles sources sédimentaires à mesure que le débit augmente.

Pour une même rivière sur laquelle plusieurs stations de mesure sont présentes, on observe que les couples de points (a ; b) se répartissent de manière linéaire dans un espace semi-logarithmique (Figure 4). Quatre rivières parmi notre base de données suivent ce schéma général (la Lesse, la Lhomme, l'Ourthe et la Semois). Le coefficient 'a' diminue lorsque la surface du bassin versant augmente, tandis que le coefficient 'b' augmente avec la superficie drainée.

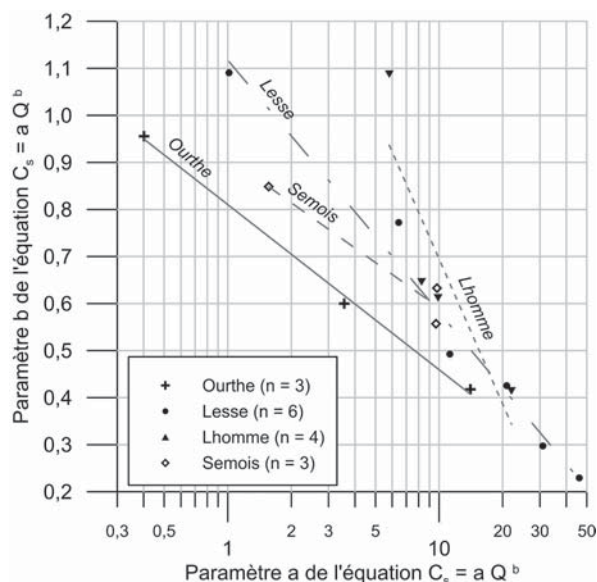


Figure 4. Relation entre les paramètres 'a' et 'b' de l'équation $C_s = a Q^b$ dans les bassins versants disposant de plus de trois stations de mesure le long d'un même cours d'eau

En effet, le paramètre 'a' de l'équation $C_s = a Q^b$ est inversement lié à la superficie du bassin versant. D'une valeur moyenne proche de 150 pour des bassins versants inférieurs à 30 km² (excepté en Hesbaye où ce paramètre vaut de l'ordre de 15), la valeur du paramètre 'a', malgré une certaine variabilité, tend à s'approcher de 0 pour les plus grands bassins étudiés dans ce cadre, d'une superficie supérieure à 2.500 km² (Figure 5). On n'observe cependant pas d'effet évident du caractère régional sur le paramètre 'a' en fonction de la taille du bassin versant.

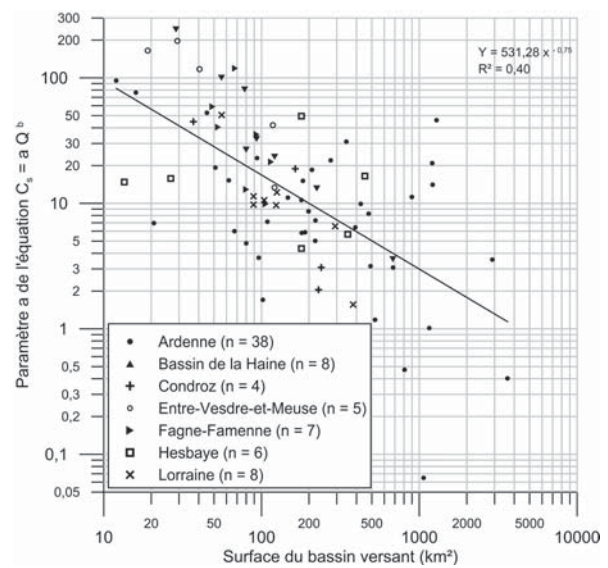


Figure 5. Relation entre le paramètre 'a' de l'équation $C_s = a Q^b$ et la superficie du bassin versant

E. Analyse granulométrique et teneur en matière organique

Des échantillons de matières en suspension ont été prélevés, en subsurface, afin de caractériser la distribution granulométrique des particules en suspension homogène en période de crue. L'échantillonneur isocinétique n'ayant pas été employé, les particules plus grossières faisant partie de la suspension graduée, à proximité du fond du lit, ne sont pas collectées. Idéalement, les différentes gammes de valeurs de débit sont échantillonnées afin de disposer de mesures granulométriques pour différentes conditions hydrologiques et sur l'ensemble des rivières étudiées. Les particules les plus fines, en période de crue, sont observées dans les rivières du nord de la Lorraine et en Fagne-Famenne, avec des valeurs de D_{50} de 6 et 7 μm (Tableau 3). Les particules les plus grossières constituant la wash load sont recensées en Hesbaye et sur le plateau brabançon, les valeurs respectives du D_{50} atteignant 18 et 17 μm .

Région naturelle	D_{50} (μm)	D_{90} (μm)	D_{99} (μm)	Nombre d'échantillons
Ardenne	11,1	58,0	266,2	54
Entre-Vesdre-et-Meuse	11,8	52,5	188,7	25
Fagne-Famenne	7,3	35,6	141,4	17
Hainaut	14,2	51,1	134,7	22
Héritage ardennais	10,6	60,2	236,8	18
Hesbaye	17,9	59,0	220,5	6
Nord de la Lorraine	6,0	42,1	132,5	5
Plateau brabançon	16,6	101,2	277,0	16
Sud de la Lorraine	13,6	105,4	286,5	14

Tableau 3. Indices granulométriques moyens par région naturelle

En règle générale, la taille des particules transportées par une rivière augmente avec le débit (Lenzi & Marchi, 2000). Ce canevas général est bien observé dans certaines rivières wallonnes, essentiellement dans les rivières à forte charge limoneuse qui s'écoulent sur la couverture lœssique située dans le bassin de la Haine et en Entre-Vesdre-et-Meuse et sur le substrat limoneux peu caillouteux présent localement sur le plateau ardennais. Malgré un faible nombre de prélèvements granulométriques analysés en Hesbaye et sur le plateau brabançon dans le cadre de cette étude, on observe que le diamètre médian des particules reste stable lorsque le débit augmente. Une diminution de la taille des particules transportées en suspension en fonction du débit peut être observée dans certaines régions agro-géographiques, comme la Lorraine et la Fagne-Famenne (Figure 6).

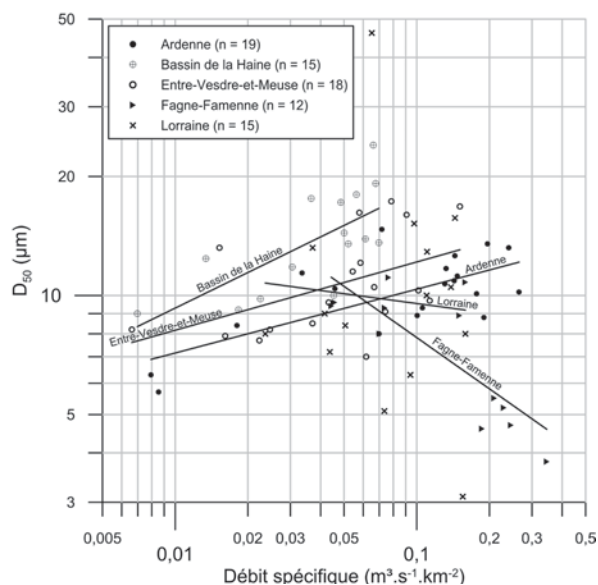


Figure 6. Relation entre la taille médiane des particules en suspension (D_{50}) et le débit spécifique

La part relative des fractions sableuses et limoneuses transportées en suspension peut varier d'une crue à l'autre au sein d'une même rivière, en fonction de la chronologie d'érosion des sols, des berges et du fond du lit (Slattery & Burt, 1998 ; Lenzi & Marchi, 2000). Un processus similaire à l'hystérésis qui affecte la concentration des matières en suspension peut ainsi causer une diminution de la taille des particules avec le débit dans certaines conditions (Lenzi & Marchi, 2000). Dans le sud de l'Angleterre, à l'exutoire d'un bassin versant agricole de 6,2 km², il a été montré que les différentes fractions granulométriques ne réagissaient pas de la même manière face aux crues et que leur comportement était bien plus complexe que la simple relation générale liant l'augmentation de la taille des particules à l'augmentation du débit (Slattery & Burt, 1998). Dans ce bassin limoneux à substrat calcaire, la fraction sableuse présentait une décroissance avec le débit tandis que la proportion de particules argileuses augmentait avec le débit.

La formation d'agrégats pourrait dès lors expliquer les variations granulométriques en fonction des débits que l'on observe dans les rivières de Wallonie. Par exemple, des agrégats de particules argileuses, virtuellement comparables à des particules limoneuses, ne seront ainsi mobilisés que par des débits importants (Slattery & Burt, 1998). Toutefois, l'attaque de la matière organique à l'eau oxygénée, accompagnée d'une agitation mécanique par ultrasons, détruit les agrégats lors de l'analyse en laboratoire. Il est dès lors impossible de mettre en évidence ce genre de phénomène sur les différentes rivières étudiées. Un protocole d'analyse préservant les agrégats et permettant de les quantifier devrait être élaboré afin de répondre à cette question.

Des variations saisonnières sont également signalées dans la littérature, avec une augmentation de la taille des particules transportées en suspension en hiver par rapport à l'été, pouvant être attribuée à une meilleure efficacité de rétention des particules grossières durant la période végétative (Steege *et al.*, 1998). D'après des mesures de granulométrie réalisées dans un contexte morphoclimatique fort différent, au niveau de grands bassins versants situés sur les plateaux d'Éthiopie, d'autres auteurs attribuent ces variations saisonnières de la taille des particules transportées en suspension à une variabilité de l'intensité de l'érosion des berges au cours de l'année (Vanmaercke *et al.*, 2010). Dans le bassin du Kindervelt, au sud-ouest de Louvain, des variations saisonnières de la granulométrie des particules exportées de ce bassin agricole ont été observées, tandis qu'il n'y avait pas de variation évidente de la distribution granulométrique au sein d'un même événement (Steege *et al.*, 2000). Un résultat identique est obtenu avec les données granulométriques issues de ce projet. Toutes rivières confondues, la valeur du D_{50} des particules en suspension est de 9 μm en période estivale, contre 12 μm en hiver. Le D_{90} moyen atteint 45 μm en été et 61 μm en hiver. Seule la valeur du D_{99} est très peu affectée par la saisonnalité, elle varie de 189 μm en été à 190 μm en hiver. La rétention des particules les plus fines par le couvert végétal en période estivale et l'intensification de l'érosion des berges suite aux crues hivernales sont deux hypothèses qui peuvent être retenues pour expliquer la granulométrie plus grossière des particules en suspension observée en période hivernale.

Dès la fin de l'année 2007, les échantillons de matières en suspension ont été systématiquement analysés au niveau de leur teneur relative en matière organique selon la méthode de perte au feu décrite précédemment. Le pourcentage moyen de matière organique atteint 12 %. Cette teneur en matière organique augmente avec le débit. Afin de comparer les résultats obtenus sur l'ensemble des rivières étudiées, le débit spécifique a été employé (Figure 7). L'augmentation de la teneur en matière organique est exponentielle avec

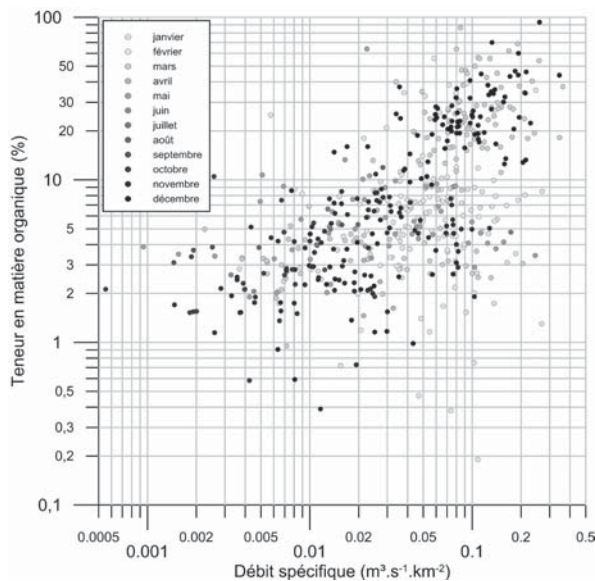


Figure 7. Teneur en matière organique en fonction du débit spécifique

le débit observé : d'environ 2 % pour les plus faibles débits, elle atteint 50 % lors des crues exceptionnelles, généralement hivernales, à l'exutoire des grands bassins versants. Les causes de cette augmentation, observée sur l'ensemble des stations étudiées, ne sont pas connues. On peut avancer un effet de chasse de la matière organique par ruissellement sur les surfaces agricoles et dans les drains menant à la rivière, d'autant plus important que la crue est intense. Cette hypothèse n'est cependant pas universelle, Galloway (2008) montre qu'une diminution de la part de matière organique en période de hautes-eaux est observée dans l'Illinois River (Arkansas, Etats-Unis) par rapport aux prélèvements collectés en étiage. Le développement du phytoplancton et la dégradation de la végétation aquatique (plantes laminaires, feuilles mortes issues de la ripisylve) modifient localement la disponibilité de la matière organique dans le lit mineur (Piégay *et al.*, 2003).

On peut observer des différences régionales assez marquées au niveau du pourcentage moyen de matière organique au sein de la matière en suspension collectée. La Hoëgne, issue du plateau des Hautes-Fagnes, et les rivières situées sur la retombée ardennaise en bordure de la Lorraine, présentent des teneurs relatives en matière organique importantes en période de crue (supérieures à 30 % dans la Rulles, la Vierre et la Semois). La faible quantité de particules minérales entraîne cette surreprésentation relative de la matière organique d'origine forestière dans ces bassins à faible densité de population. Les cours d'eau d'Entre-Vesdre-et-Meuse, de Lorraine et de Famenne montrent des taux intermédiaires, de l'ordre de 10 à 20 % de matière organique. En Fagne, les bassins du Viroin, de l'Eau blanche, de l'Eau noire et de la Brouffe ont des valeurs légèrement inférieures (5 à 12 %) aux

valeurs très régulières observées en Famenne le long de la Lesse (autour de 13 % de matière organique). C'est également l'ordre de grandeur que l'on observe dans le bassin de la Haine où toutes les valeurs moyennes sont comprises entre 6 et 10 %. Les cours d'eau condruziens ainsi que les rivières du plateau brabançon montrent des valeurs proches de 5 %. Enfin, les rivières situées en Ardenne centrale et sur le versant nord de l'anticlinorium ardennais présentent des pourcentages de matière organique assez faibles, comprises entre 3 et 7 %, contrastant avec les segments aval de l'Ourthe où se jettent ces cours d'eau (teneur supérieure à 10 %).

IV. DISCUSSION

Le coefficient de détermination (R^2) des relations $C_s = a Q^b$ montre de grandes disparités régionales (Tableau 1). Lorsque le R^2 est très faible, l'estimation du taux de dénudation annuel risque d'être imprécise. Ce seuil a été défini empiriquement à 0,20, seules les 62 relations dont le coefficient de détermination est supérieur à cette valeur (sur un total de 76 stations) seront considérées comme robustes dans la suite de l'analyse. En outre, il est important de noter que les relations basées sur un faible nombre d'échantillons ($n < 20$) peuvent entraîner d'importantes incertitudes. Cependant, les campagnes de mesures ont été mises en place de telle sorte que les prélèvements soient répartis sur l'ensemble de la gamme de débits observés durant la période d'analyse.

Les rivières du bassin de la Haine, à forte charge limoneuse, présentent des relations de bonne qualité et une faible dispersion des points, même lorsque le nombre de points échantillonnés s'accroît ($R^2 > 0,62$). Cela implique des crues de type univoque pour lesquelles la concentration des matières en suspension est similaire pour un même débit en crue ou en décrue. Les stations de Hesbaye, du Condroz et d'Entre-Vesdre-et-Meuse montrent également des ajustements de bonne qualité. Ce n'est pas le cas pour les stations situées en Fagne et en Famenne. Les coefficients de détermination peuvent être moins élevés (0,08 à 0,74), les concentrations mesurées en phase de décrue sont inférieures par rapport aux valeurs mesurées en crue, suite à l'effet d'hystérésis, synonyme de non-linéarité de la relation entre la concentration des matières en suspension et le débit. Ceci engendre la dispersion du nuage de points qui combine des conditions hydrologiques différentes. Les courbes d'hystérésis entre la concentration et le débit peuvent se présenter sous la forme horlogique ou anti-horlogique. L'hystérésis horlogique est la plus fréquente, elle se produit lorsque le pic de concentration des matières en suspension arrive avant le pic de débit, ou lorsque la concentration chute rapidement durant la décrue, engendrant une grande différence de concentration

pour un même débit entre la crue et la décrue (Walling, 1977 ; Nu-Fang *et al.*, 2011). Elles ont pour origine les variations du temps de transfert des sédiments en fonction des sources disponibles dans le bassin versant. Les sources de particules fines situées loin de l'exutoire auront davantage d'opportunités de dépôts et les flux qui en découlent seront ainsi moins concentrés en sédiments (Steege *et al.*, 1998). Dans d'autres cas, le lessivage des particules érodées par un premier événement hydrologique aura pour effet cette même diminution de la concentration lors de la crue suivante, pour un débit équivalent (Petit, 1995). L'effet des variations saisonnières sur la qualité de la relation entre la concentration au débit semble très peu marqué dans les rivières étudiées par rapport à l'effet d'hystérésis en phase de crue et de décrue.

En Lorraine et dans le sud de l'Ardenne, on observe de grandes différenciations de la qualité des relations C_s / Q au niveau local. Les rivières qui s'écoulent sur le flanc sud de l'Ardenne montrent systématiquement des relations très peu marquées avec une dispersion importante des nuages de points (Sûre à Martelange : 0,04 ; Mellier à Marbehan : 0,04 ; Vierre à Suxy : 0,15 et concernant les prélèvements récents sur la Rulles en forêt d'Anlier : 0,04). Les secteurs lorrains de la Rulles et de la Semois présentent de meilleurs coefficients de détermination (R^2 compris entre 0,30 et 0,62). Les relations obtenues dans les bassins de la Vire et du Ton, à l'extrême sud de la Belgique, sont encore de meilleure qualité (0,49 à 0,81).

Afin d'obtenir une estimation du transport annuel. La méthode de correction logarithmique de Ferguson (1986) a été employée. De nombreuses autres méthodes de correction, d'interpolation et d'extrapolation ont été proposées dans la littérature afin de calculer le transport sédimentaire en tenant compte de la fréquence d'échantillonnage, des classes de débits ou d'autres méthodes de pondération plus ou moins complexes (Walling & Webb, 1981 ; Duan, 1983 ; Ferguson, 1986, 1987 ; Littlewood, 1995 ; Phillips & Webb, 1999). Le coefficient de correction proposé par Ferguson (1986) reste cependant la méthode de correction des régressions logarithmiques la plus fréquemment employée dans la littérature.

La méthode de correction proposée par Ferguson a préalablement été appliquée aux échantillonnages réalisés sur la Burdinale, rivière limoneuse de Hesbaye, affluent de la Mehaigne (Lamalle *et al.*, 1989). Des différences significatives pouvant atteindre plus de 30 % ont été observées. Dès lors, l'ensemble des résultats produits à partir d'un ajustement logarithmique de couples de points (C_s , Q) issus d'échantillonnages et de mesures de terrain ont été systématiquement corrigés. Cependant, il peut arriver que les relations C_s / Q ne soient pas linéaires et qu'elles montrent un infléchissement marqué pour les fortes valeurs de

débit. La méthode d'ajustement non-linéaire proposée par Asselman (2000) dans le bassin versant du Rhin a été appliquée aux données collectées dans les rivières du bassin de la Meuse et n'a cependant pas permis d'améliorer significativement la qualité des relations obtenues. La variabilité spatiale et temporelle de l'érosion des bassins versant a ainsi pu être mise en évidence à partir de l'ensemble des mesures de concentration des matières en suspension. Afin de rendre comparables entre-elles les valeurs observées dans des bassins très différents au niveau de leur superficie, les valeurs de concentration ont été mises en relation avec le débit spécifique. Les différentes stations ont été regroupées selon leur situation géographique et l'héritage géomorphologique auquel la rivière appartient au niveau du site de mesure (Figure 8).

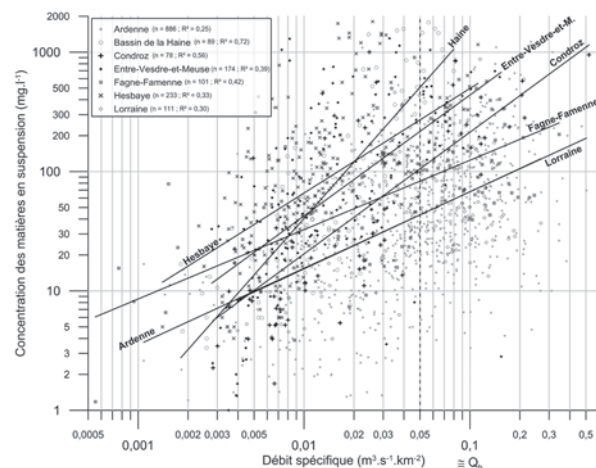


Figure 8. Régionalisation de l'ensemble des mesures de concentration en fonction du débit spécifique

Malgré la dispersion importante des points, représentant des conditions hydrologiques très diversifiées (orages estivaux, pluies continues hivernales, variation de l'affectation du sol au sein d'un même bassin versant, ...), l'effet de la régionalisation peut être mis en évidence. Les stations d'Ardenne et de Lorraine montrent les concentrations les plus faibles (concentration de l'ordre de 30 mg.l⁻¹ pour un débit solide spécifique de 0,05 m³.s⁻¹.km⁻² correspondant approximativement à 50 % du débit à plein bord dans les rivières étudiées). La pente de la droite de régression est similaire pour ces deux groupes. Les stations de Fagne-Famenne révèlent des concentrations supérieures aux stations ardennaises et lorraines, elles atteignent 80 mg.l⁻¹ pour le même seuil de débit solide spécifique. Les rivières du Condroz et d'Entre-Vesdre-et-Meuse suivent avec respectivement 100 et 200 mg.l⁻¹ pour un débit liquide spécifique de 0,05 m³.s⁻¹.km⁻². Les stations situées en Hesbaye montrent une érosion des bassins versants encore plus marquée avec près de 300 mg.l⁻¹ pour ce même seuil. Enfin, le cas du bassin de la Haine est différent : il montre une concentration beaucoup plus faible que toutes les autres régions pour les très bas

débits, mais une concentration beaucoup plus forte pour les hauts débits (500 mg.l^{-1} pour un débit liquide spécifique de $0,05 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$).

L'efficacité du transport en suspension dans un bassin versant dépend de la répartition des crues et du débit solide évacué par chaque événement. De petites crues fréquentes ne mobilisent qu'une faible quantité totale de sédiments en suspension tandis que des crues extrêmes très rares évacuent une grande quantité de sédiments (Bravard & Petit, 2000). Les estimations réalisées sur le bassin de la Lesse ont montré que lors des crues de 1993, 70 % de la quantité totale des matières en suspension transportée annuellement dans la rivière se sont concentrés sur une période de 28 jours. La crue extrême de la Meuse (d'une période de retour proche de 100 ans), a évacué 35,2 % du débit solide annuel en l'espace de seulement 3 jours (0,8 % du temps) entre le 28/08/2002 et le 30/08/2002, mesuré à la station de Wanze. La crue des 13 et 14/11/2010 de la Berwinne à Dalhem, d'une période de retour de 13 ans, a évacué 36,2 % du débit solide annuel en 0,3 % du temps. Celle du Wayai à Spixhe, d'une période de retour de 2,8 ans, a exporté en 0,4 % du temps 23,1 % du débit solide annuel (les 17 et 18/02/2009). Sur les plus petits bassins affectés par des crues extrêmes de type flash-flood, le transport sédimentaire en dehors de la crue extrême devient parfois négligeable, de telle sorte qu'il est essentiel de pouvoir cibler lors de l'échantillonnage les crues majeures qui affectent les cours d'eau étudiés. Nous citerons l'exemple de l'événement ayant affecté le 20 mai 1997 le bassin du Kinderveld (superficie : $2,5 \text{ km}^2$), situé au sud-ouest de Louvain, qui a représenté à lui-seul 56 % de l'érosion sur une période de 5 ans (Steege *et al.*, 2000).

La variabilité temporelle des concentrations de matières en suspension a été observée sur chacune des stations pour lesquelles le nombre de prélèvements était suffisant pour regrouper les valeurs par période de deux mois (janvier-février, mars-avril, et ainsi de suite). Il a ainsi été mis en évidence qu'en règle générale, les concentrations de matières en suspension observées en période estivale sont supérieures aux concentrations observées pour un débit identique en période hivernale, même lorsque l'échantillon est prélevé dans la phase montante de la crue. En outre, on observe que cette différence entre la concentration des échantillons en hiver et en été est maximale sur les petits bassins versants situés en zone limoneuse. Les bassins versants de grande superficie sont moins sujets à ce phénomène de différenciation temporelle car l'impact des ruissellements dus aux orages estivaux est intégré sur toute la surface.

À l'échelle européenne, le taux de dénudation présente une grande variabilité selon le contexte morphoclimatique. Dans une méta-

analyse combinant les données issues de 1.794 bassins versants répartis en Europe, d'une superficie de 0,01 à $1.360.000 \text{ km}^2$, Vanmaercke *et al.* (2011) ont montré que le taux d'érosion moyen observé en Europe était de $341 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, pour un taux médian de $92 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Six ordres de grandeur séparent les valeurs minimales ($0,3 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) des valeurs maximales ($30.000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) présentes dans la base de données. Dans l'arc alpin et le pourtour méditerranéen, l'énergie du relief, la grande disponibilité de matériaux transportables en suspension et l'intensité des précipitations entraînent des érosions considérables ; Vanmaercke *et al.* (2011) présentent une valeur moyenne de $451 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en zone alpine (pour 157 bassins versants étudiés) et de $673 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en zone méditerranéenne (prenant en compte 540 bassins). Dans la partie française des Alpes du Sud, des quantités exportées atteignant 20.000 à $60.000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ont été observées localement dans des bassins versants comportant des marnes noires de l'Oxfordo-Callovien et du Bathonien supérieur de la vallée de l'Ubaye (Descroix & Claude, 2002 ; Dumas, 2007).

En Belgique, très peu de données sont disponibles dans la littérature concernant les disparités spatiales de l'érosion de sols en dehors de la zone limoneuse flamande et de la Hesbaye. Les compilations de données intègrent essentiellement des petits bassins versants (de 0,0089 à 4.873 ha) ainsi que, ponctuellement, des relevés effectués sur la Dyle et la Dendre dans les années 1960 et 1980. La période d'étude dépasse rarement 2 ans (Boardman & Poesen, 2006). Parmi cette base de données, les bassins versants les moins étendus ont montré des érosions dépassant $1.000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Le bassin de la Dyle a présenté une érosion de $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en 1959-60 à Leuven (742 km^2), de $70 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en 1985-86 à Bertem (730 km^2) et de $210 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en 1998-2000 en aval de Leuven (820 km^2) (Boardman & Poesen, 2006). Le bassin de la Dendre, d'une superficie de 1.300 km^2 à Dendermonde, a présenté en 1961 une érosion de $110 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Ces valeurs ponctuelles, portant sur 12 à 18 mois d'observations, ne permettent cependant pas de généraliser l'interprétation.

La base de données établie dans le cadre de ce projet combine des séries hydrologiques qui ne s'étendent pas sur les mêmes périodes. La plupart des stations étudiées ont été équipées de limnigraphes numériques à partir de 1990. Les équipements automatiques les plus anciens remontent à 1968. Pour rendre comparable les taux de dénudation moyens, une période commune au plus grand nombre de stations a été définie. La période commune comprendra nécessairement des lacunes, car plusieurs stations sont très récentes. Nous avons choisi la période 1996-2010. Durant ce laps de temps, les masses d'eau en Wallonie ont été affectées par des épisodes de crue importants en décembre 1999, en

février 2002 (essentiellement au sud du sillon Sambre-et-Meuse), en janvier 2003 et en janvier 2007 (dans la partie sud du pays uniquement).

Le taux de dénudation corrigé (par la procédure de Ferguson) moyen a été calculé sur l'ensemble des stations étudiées et comparé aux précipitations annuelles mesurées à Uccle (Figure 9). Comme c'est le cas pour l'ensemble des valeurs présentées ici, le taux de dénudation intègre la matière minérale et la matière organique transportées en suspension. À l'échelle d'une région d'environ 20.000 km², de nombreux paramètres physiques et sédimentologiques des bassins

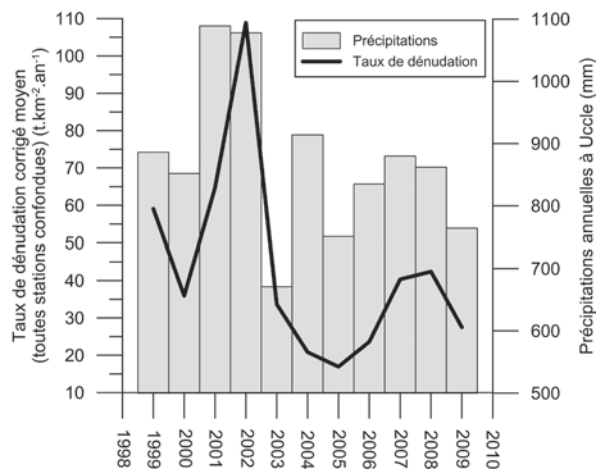


Figure 9. Comparaison du taux de dénudation corrigé (selon la procédure de Ferguson) moyen, pour l'ensemble des 76 stations étudiées, et des précipitations annuelles à Uccle

versants entrent en ligne de compte dans l'érosion des sols. La variabilité spatiale de l'affectation du sol, des types de cultures et de l'intensité des précipitations agit au niveau local et engendre une forte variabilité de l'exportation sédimentaire à l'exutoire des rivières étudiées.

Afin de mettre en évidence la variabilité spatiale de l'érosion des sols, le taux de dénudation moyen corrigé selon la méthode Ferguson est présenté sur l'ensemble des sous-bassins pour lesquels des données ont été collectées (Figure 10). La valeur indiquée correspond ainsi à la quantité spécifique de sédiments estimée à l'exutoire du sous-bassin (exprimée en t.km².an⁻¹).

Dans le bassin de la Haine, les stations présentent des relations a priori fiables ($R^2 > 0,6$), mais le nombre de prélèvements reste faible (89 échantillons répartis sur 8 sites) car ces stations ont été ajoutées aux campagnes de prélèvement en cours de projet. Le nombre d'événements de crue qui ont pu être échantillonnés a donc été moins important. Le taux de dénudation corrigé moyen (sur la période 1996-2010) de la Trouille varie entre 49 et 102 t.km².an⁻¹. En revanche, le taux de dénudation annuel fluctue très fort au fil du temps (on observe jusqu'à 623 t.km².an⁻¹ en 2002 suite aux crues intenses du mois de février de cette année et seulement 7 t.km².an⁻¹ en 2004, une année particulièrement pauvre en crues dans le bassin de la Haine). En moyenne, sur la période 1996-2010, les valeurs sont du même ordre au niveau des quatre stations échantillonnées sur la Trouille. Les stations situées

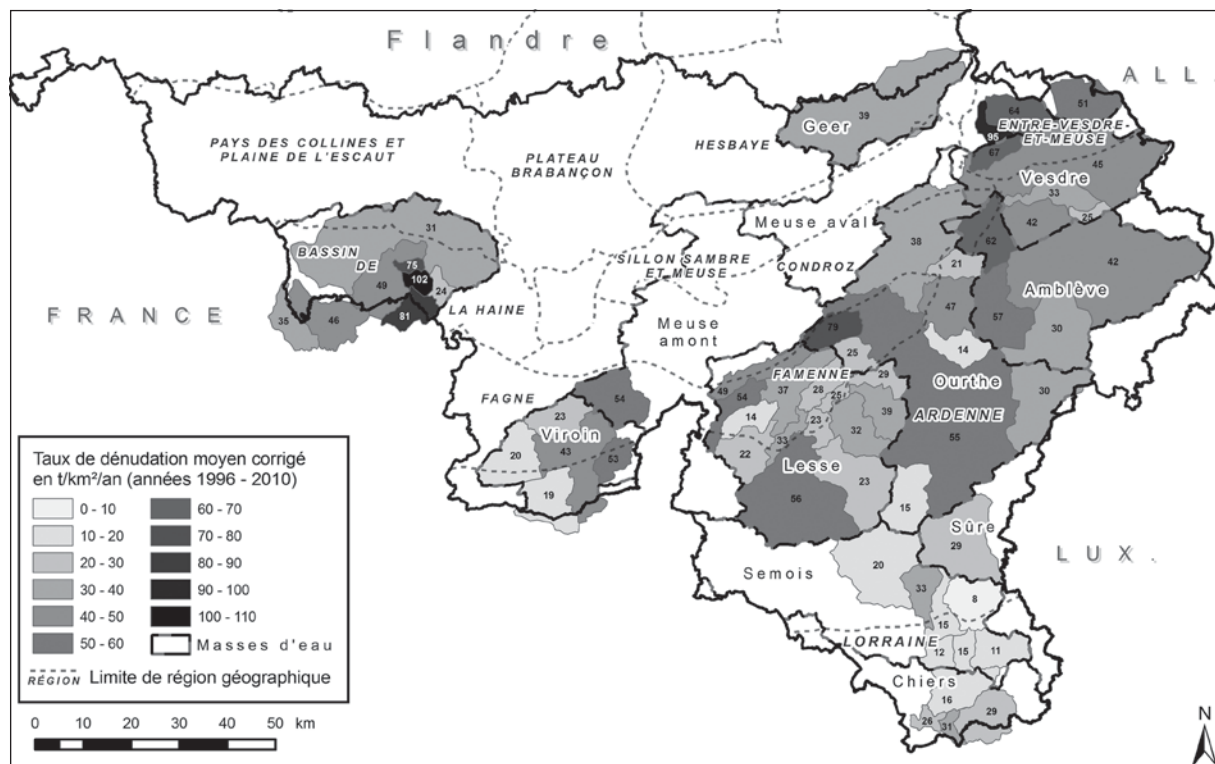


Figure 10. Variabilité spatiale du taux de dénudation moyen corrigé (période 1996-2010) en région wallonne

à l'ouest du bassin, à savoir l'Anneau à Marchipont, la Grande Honnelle à Baisieux et la Haine à Hensies montrent respectivement des taux de dénudation de 35, 46 et 31 t.km².an⁻¹. Le ruisseau des Estinnes à Estinnes-au-Val présente un bilan érosif plus faible (24 t.km².an⁻¹) mais la série hydrologique est plus courte et ne tient pas compte de l'année 2002, qui augmenterait fortement la moyenne si les débits horaires avaient été disponibles durant la crue de février 2002. On note ici l'effet de sous-estimation des bilans sédimentaires dû à la non-exhaustivité des séries hydrologiques. Un réseau de mesures limnigraphiques dense et mis en place de longue date est indispensable pour mener à bien ces estimations du bilan érosif des décennies précédentes.

En Hesbaye, le taux de dénudation du bassin du Geer, avec une valeur moyenne de 39 t.km².an⁻¹ est interpellant. D'autres rivières de Hesbaye présentent des taux nettement plus importants, comme la Burdinale, à Lamontzée (7,2 km²) et à Marneffe (26 km²), avec respectivement 48 et 89 t.km².an⁻¹ (Lamalle, 1987 ; Lamalle *et al.*, 1989), mais qui peuvent s'expliquer par leur plus faible superficie. Perpinien (1998) a cependant observé de très faibles taux de dénudation au niveau de la Mehaigne, à sa confluence avec la Meuse. Une valeur de 14 t.km².an⁻¹ a ainsi été enregistrée à Wanze au cours de l'année 1997 (Perpinien, 1998), tandis que Sine & Agneessens (1978) ont observé un transport sédimentaire en suspension d'à peine 10 t.km².an⁻¹ dans la Mehaigne supérieure (20,4 km²). Ces différences mettent en évidence la grande variabilité interannuelle des dénudations qui rend difficilement comparables les valeurs basées sur des périodes d'analyse différentes, surtout lorsqu'elles incluent des années particulièrement sèches, comme la période 1973-1977 étudiée par Sine & Agneessens (Lamalle *et al.*, 1989). Le taux de dénudation du bassin du Geer est inférieur à celui de certaines rivières ardennaises, ce qui est paradoxal, vu son affectation du sol et la présence d'une épaisse couverture de lœss, même si l'énergie du relief est moindre que dans les bassins de la périphérie du massif ardennais. On ne peut pas incriminer la relation concentration/débit qui aurait pu rendre ce coefficient de dénudation caduque car son R² est plus que satisfaisant (0,66). Précisons néanmoins que la relation a été établie à Eben-Emael, juste en aval d'un secteur de rivière long de plusieurs kilomètres où il subsiste encore des méandres qui sont des sites privilégiés pour une sédimentation durable. Ces conditions contribueraient à diminuer la quantité de matières transportées en suspension et donc le taux de dénudation que l'on en a déduit.

En Famenne au sens strict, les taux de dénudation sont nettement inférieurs : 14 t.km².an⁻¹ pour le Biran à Wanlin et 22 t.km².an⁻¹ en ce qui concerne la Wimbe à Lavaux-Sainte-Anne. Bien que situées en Famenne, la Lesse et la Lhomme sont des rivières à héritage

ardennais. Elles présentent des dénudations annuelles comprises entre 23 et 54 t.km².an⁻¹, il n'y a pas de variation régulière d'amont en aval, mais les séries hydrologiques disponibles ne couvrent pas toutes les mêmes périodes. On observe cependant une plus faible variabilité interannuelle pour ces stations. Notons toutefois que la Lesse et la Lhomme sont soumises à des pertes karstiques au niveau de la Calestienne. Leur influence sur les débits, hors période de crue, n'est pas négligeable. Leur effet sur le piégeage des matières en suspension est cependant mal connu. Hart & Schurger (2005) montrent que les zones karstiques peuvent également se comporter comme des sources sédimentaires, lorsque les crues remettent en suspension des dépôts anciens piégés au sein de ces cavités. Une augmentation de la valeur du paramètre 'b' de l'équation $C_s = a Q^b$ au niveau des stations situées en zone karstique peut être mise en évidence, sans qu'on puisse relier avec certitude l'effet du piégeage karstique sur le relargage des matières en suspension en période de crue.

Les cours d'eau issus de l'Ardenne montrent, en première analyse, une certaine variabilité. Précisons toutefois que l'on doit envisager les valeurs de l'Ourthe à Petit Han (avec 55 t.km².an⁻¹) et de la Lesse à Resteigne (56 t.km².an⁻¹), avec prudence car les R² de leurs relations sont très faibles (respectivement 0,11 et 0,06) et le nombre d'échantillons est inférieur à 20 pour chaque station. Si pour cette raison, on éliminait ces deux valeurs, on constaterait alors, pour l'ensemble de l'Ardenne, que les taux de dénudation ont systématiquement des valeurs de l'ordre de 20 à 30 t.km².an⁻¹. Ces valeurs concordent avec les mesures réalisées en estimant le volume sédimentaire piégé par le barrage de Butgenbach sur la Warche, dans un contexte lithologique et d'occupation du sol similaires. Le taux de dénudation y a été estimé entre 28 et 33 t.km².an⁻¹ (Hallot *et al.*, 2012). Quelque peu en amont de la confluence avec la Meuse, la dénudation du bassin de l'Ourthe, observée entre 1996 et 2010, atteint 38 t.km².an⁻¹. Cette valeur est comparable à ce que Lemin *et al.* (1987) ont mesuré, à savoir 27 t.km².an⁻¹. Par comparaison, la Meuse, à Ampsin-Neuville, a montré quant à elle un taux de dénudation moyen de 24 t.km².an⁻¹, sur une période de 20 ans, pour un bassin versant d'une superficie de 16.400 km² (Close-Lecocq *et al.*, 1982).

En ce qui concerne les affluents de la Vesdre issus des Hautes-Fagnes (la Hoëgne et le Wayai), les valeurs varient de 25 à 42 t.km².an⁻¹. Lemin *et al.* (1987) observaient un coefficient de dénudation de 19 t.km².an⁻¹ à partir d'échantillons collectés sur la Hoëgne en 1983-84. Le cours principal de la Vesdre, à Chaudfontaine, indique une érosion du bassin versant du même ordre de grandeur (45 t.km².an⁻¹). La Magne à Prayon présente un taux de dénudation supérieur

(67 t.km⁻².an⁻¹). Mais son bassin, dont l'occupation du sol est essentiellement constituée de prairies et de forêts est probablement influencé par la présence d'une carrière à ciel ouvert d'extraction de calcaire viséen. Ceci peut expliquer l'excès érosif constaté par rapport aux bassins voisins, affluents de la Vesdre. Des échantillonnages ciblés, réalisés en 1994-95 par Pironet (1995), ne permettaient cependant pas de confirmer l'influence de la carrière sur le flux sédimentaire en suspension. Dans la partie nord de l'Entre-Vesdre-et-Meuse, une érosion encore plus marquée est observée, atteignant respectivement 95, 64 et 51 t.km⁻².an⁻¹ dans les bassins du Bolland, de la Berwinne et de la Gueule supérieure à ce qui est attendu compte tenu de l'occupation du sol essentiellement constituée de prairies dans cette région même si, récemment, on voit se multiplier les cultures de maïs.

Dans le sud du pays, les prélèvements effectués en période d'étiage ont permis d'améliorer significativement la fiabilité des relations MES / Q en augmentant la gamme de débits pour lesquels la concentration des matières en suspension a été mesurée. On peut séparer les rivières du sud du pays en trois groupes : (i) les rivières qui évoluent sur la retombée ardennaise, avec des taux de 8 à 33 t.km⁻².an⁻¹, croissant d'est en ouest, ce qui correspond à une accentuation de l'énergie du relief ; (ii) les rivières de Lorraine centrale (la Semois montre des taux de dénudation très stables au fil de son trajet en Lorraine, de 11 à 15 t.km⁻².an⁻¹) ; (iii) les rivières situées dans les bassins de la Vire et du Ton qui évacuent davantage de sédiments (16 à 31 t.km⁻².an⁻¹). Les très faibles taux de dénudation observés sur la retombée ardennaise s'expliquent par l'occupation du sol, essentiellement forestière dans le bassin de la Rulles au niveau de la forêt d'Anlier, de la Mellier et de la Vierre. L'atténuation de l'érosivité des précipitations par le couvert végétal limite le transport des particules de sédiments, par ailleurs protégées par l'humus constituant le sol forestier.

Enfin, dans le Condroz, les mesures obtenues dans le bassin du Bocq, au niveau de Spontin et à Yvoir (proche de la confluence avec la Meuse) sont à interpréter avec précaution. Les échantillons collectés n'ont pas pu couvrir l'intégralité de la gamme de débits, notamment pour les crues importantes. Pour cette raison, ces bassins n'ont pas été intégrés à la carte de synthèse (Figure 10). L'extrapolation par calcul du taux de dénudation à la station de Spontin ($R^2 = 0,10$) propose une valeur de 56 t.km⁻².an⁻¹. À Yvoir, le R^2 de la relation est bien meilleur ($R^2 = 0,72$) et le bilan annuel moyen atteint 179 t.km⁻².an⁻¹, avec une très grande variabilité interannuelle.

Plusieurs tentatives ont eu lieu pour mettre en relation les taux de dénudation observés avec l'occupation du sol, la lithologie, la pédologie, l'extension de

la couverture de loess ou encore le profil hypsométrique des bassins versants. Force est de constater qu'aucune corrélation évidente ne ressort de cette analyse. Une modélisation complexe, tenant compte de l'érosion au niveau des parcelles, des processus de transport et de dépôts au sein du bassin versant ainsi que les phénomènes d'érosion des berges et de stockage des sédiments dans le lit mineur et les plaines alluviales, est nécessaire pour corrélérer les mesures effectuées à l'exutoire de grands bassins versants avec leurs caractéristiques orohydrographiques et leur occupation du sol. Cependant, la transposition de tels modèles, généralement conçus pour des bassins hydrographiques agricoles de superficie réduite (de l'ordre de quelques hectares à quelques kilomètres carrés) dans des bassins versants partiellement urbanisés et de grande superficie est délicate. En outre, la durée des campagnes d'échantillonnage doit être aussi longue que possible pour obtenir un taux de dénudation moyen fiable. Vanmaercke *et al.* (2012) ont en effet montré que des campagnes de mesure courtes ont tendance à sous-estimer le taux de dénudation moyen réel.

V. CONCLUSION

Le prélèvement des matières en suspension, suivant une méthodologie simple, rapide et aisément reproductible a permis de mettre en évidence la variabilité spatiale et temporelle de l'érosion des sols de Wallonie à l'échelle de bassins versants de taille comprise entre 16 et 2.900 km². Environ 2.000 mesures, réalisées en 80 points différents du réseau hydrographique ont permis d'établir les équations reliant la concentration des matières en suspension et le débit. L'utilisation de longues séries de débits a fourni une estimation précise de la dénudation spécifique pour chaque bassin, en fonction de ses caractéristiques pédologiques et d'occupation du sol. L'évaluation de la proportion de matière organique ainsi que la distribution granulométrique des particules mises en suspension durant les crues ont mis en évidence la grande variabilité des conditions hydrologiques selon la saison et selon le type de précipitations à l'origine des événements observés.

L'effet d'une modification de la fréquence d'échantillonnage a montré une sous-estimation du bilan sédimentaire annuel lorsque la collecte était définie selon un rythme calendaire indépendant du régime hydrologique. Le nombre minimum d'échantillons permettant d'établir, dans un premier temps, un bilan érosif annuel sur base d'un réseau de mesure manuel, à partir de débits horaires ou journaliers, correspond à une vingtaine d'échantillons prélevés par an, asservis au régime hydrologique, de manière à cibler prioritairement les crues, génératrices de l'essentiel du transport sédimentaire. Ces premiers

résultats permettent de choisir, dans un second temps, les sites les plus adéquats pour installer un réseau d'échantillonneurs automatiques permettant de mettre en évidence les effets d'hystérésis et les variations inter-événementielles de la concentration des matières en suspension et de la granulométrie des particules transportées.

Les paramètres des équations reliant la concentration des matières en suspension au débit ont ensuite mis en évidence l'érosivité des bassins versants. Au sein d'un même bassin versant disposant de plusieurs stations d'échantillonnage, des relations entre les paramètres 'a' et 'b' de l'équation générale ont été présentées, ainsi qu'une décroissance de l'érosivité des bassins versants (le paramètre 'a') lorsque sa superficie augmente, trahissant l'effet de lissage qu'induit un grand bassin versant, moins réactif et producteur de sédiments qu'un bassin de taille plus réduite, où les possibilités d'accumulations sédimentaires avant l'exutoire sont moindres.

Enfin, des valeurs d'érosion annuelle corrigée selon la méthode de Ferguson ont montré, sur une période de temps de 14 ans (ceci afin de réduire l'effet ponctuel de crues à grande période de retour), une gamme de valeurs allant de 8 t.km⁻².an⁻¹ pour un bassin versant forestier de la retombée ardennaise à environ 100 t.km⁻².an⁻¹ pour des rivières du bassin de la Haine et de l'Entre-Vesdre-et-Meuse, sans qu'une relation claire puisse être mise en avant entre les caractéristiques orohydrographiques et l'occupation du sol des bassins versants d'une part et l'érosion spécifique d'autre part.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Service Public de Wallonie, Direction Générale Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, Direction des Cours d'eau non navigables pour la mise en œuvre des conventions de recherche qui ont permis de mener à bien les mesures de terrain et les analyses de laboratoire correspondantes. Ils remercient également la Direction générale opérationnelle Mobilité et Voies hydrauliques, Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Études Hydrologiques (SETHY) pour la mise à disposition des données limnographiques horaires, l'Institut scientifique de service public (ISSeP), ainsi que Jean Poesen et ses collaborateurs (Katholieke Universiteit Leuven) pour leurs suggestions et leurs remarques constructives apportées lors de la lecture critique de cet article.

BIBLIOGRAPHIE

- Andermann, C., Crave, A., Gloaguen, R., Davy, P., & Bonnet, S. (2012). Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 351-352, 158-170. doi:10.1016/j.epsl.2012.06.059
- Araujo, H. A., Cooper, A. B., Hassan, M. A., & Venditti, J. (2012). Estimating suspended sediment concentrations in areas with limited hydrological data using a mixed-effects model. *Hydrological Processes*, 26(24), 3678-3688. doi:10.1002/hyp.8462
- Asselman, N. E. M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234(3-4), 228-248. doi:10.1016/S0022-1694(00)00253-5
- Boardman, J., & Poesen, J. (2006). *Soil erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd., 878 p.
- Bravard, J. P., & Petit, F. (2000). *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*. Armand Colin, 222 p.
- Campbell, F. B., & Bauder, H. A. (1940). A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. Am. Geophys. Union*, 21, 603-607.
- Close-Lecocq, J. F., & Ek, C. (1985). Quantités des matières transportées en solution et en suspension par l'affluent majeur du karst belge : la Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 106, 275-280.
- Close-Lecocq, J. F., Pissart, A., & Koch, G. (1982). Les transports en suspension et en solution de la Meuse à Liège et à Tailfer (amont de Namur). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 18, 5-18.
- Cohn, T. A., Delong, L. L., Gilroy, E. J., Hirsch, R. M., Wells, D. K., & Oilroy, E. J. (1989). Estimating constituent loads. *Water Resources Research*, 25(5), 937-942. doi:10.1029/WR025i005p00937
- Collins, A. L., Naden, P. S., Sear, D. A., Jones, J. I., Foster, I. D. L., & Morrow, K. (2011). Sediment targets for informing river catchment management: international experience and prospects. *Hydrological Processes*, 25(13), 2112-2129. doi:10.1002/hyp.7965
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., & Mouchel, J. M. (2011). River basin sediment flux assessments. *Hydrological Processes*, 25(10), 1587-1596. doi:10.1002/hyp.7920
- 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. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2), 227-242. doi:10.1080/02626660209492926
- Doomen, A., & Wijma, E. (2007). Predicting suspended sediment concentrations in the Meuse river using a supply-based rating curve. *Hydrological Processes*, 22, 1846-1856. doi:10.1002/hyp

- Duan, N. (1983). Smearing Estimate: A Nonparametric Retransformation Method. *Journal of the American Statistical Association*, 78(383), 605-610. doi:10.2307/2288126
- Dumas, D. (2007). The results of 10 years of daily observations of the flux of suspended matter in one of the main watercourses in the European Alps: The Isere at Grenoble (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(13), 810-819. doi:10.1016/j.crte.2007.09.003
- Eder, A., Strauss, P., Krueger, T., & Quinton, J. N. N. (2010). Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects (in the Petzenkirchen catchment, Austria). *Journal of Hydrology*, 389(1-2), 168-176. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.043
- Ferguson, R. I. (1986). River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research*, 22(1), 74-76.
- Ferguson, R. I. (1987). Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1), 95-104. doi:10.1002/esp.3290120111
- Furuichi, T., Win, Z., & Wasson, R. J. (2009). Discharge and suspended sediment transport in the Ayeyarwady River, Myanmar: centennial and decadal changes. *Hydrological Processes*, 23(April), 1631-1641. doi:10.1002/hyp
- Gabet, E., Burbank, D., Prattsitaula, B., Putkonen, J., & Bookhagen, B. (2008). Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4), 482-494. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.059
- Galloway, J. M. (2008). *Organic and Inorganic Percentages and Mass of Suspended Material at Four Sites in the Illinois River in Northwestern Arkansas and Northeastern Oklahoma*. U.S. Department of the Interior, Ed., U.S. Geological Survey, 32 p.
- Gao, P., & Josefson, M. (2012). Temporal variations of suspended sediment transport in Oneida Creek watershed, central New York. *Journal of Hydrology*, 426-427, 17-27. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.012
- Gericke, A., & Venohr, M. (2012). Improving the estimation of erosion-related suspended solid yields in mountainous, non-alpine river catchments. *Environmental Modelling & Software*, 37, 30-40. doi:10.1016/j.envsoft.2012.04.008
- Grasso, D. A., & Jakob, A. (2003). Charge de sédiments en suspension : Comparaison entre deux méthodes de calcul. *GWA*, 83(12), 898-905.
- Hallot, E. (2010). *Typologie Hydro-géomorphologique des cours d'eau dans l'Euregio Meuse-Rhin*. Thèse de doctorat, Université de Liège, 273 p.
- Hallot, E., Benoit, M., Stasse, G., Boulvain, F., Leclercq, L., Petit, F., & Juvigné, E. (2012). L'envasement du lac de Butgenbach (Ardenne, Belgique). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 59, 39-57.
- Hart, E. A., & Schuriger, S. G. (2005). Sediment storage and yield in an urbanized karst watershed. *Geomorphology*, 70(1-2), 85-96. doi:10.1016/j.geomorph.2005.04.002
- Hombrouckx, N. (2002). *Analyse hydrologique du bassin de la Gette. Identification et récurrence du débit à pleins bords. Zones inondables et localisation de l'habitat. Transports en solution et en suspension*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 267 p.
- Horowitz, A. J. (2002). The use of rating (transport) curves to predict suspended sediment. In *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop, April 30, 3*
- Horowitz, A. J. (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, 17, 3387-3409. doi:10.1002/hyp.1299
- Houbrechts, G., Hallot, E., Gob, F., Mols, J., Defêchereux, O., & Petit, F. (2006). Fréquence et importance du charriage dans les rivières du Massif ardennais. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(3), 241-251.
- Houbrechts, G., Hallot, E., Levecq, Y., Denis, A. C., Van Campenhout, J., Peeters, A., & Petit, F. (2013). Application de la méthode de Passega aux rivières ardennaises. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 61, 37-68.
- Houbrechts, G., Van Campenhout, J., Levecq, Y., Hallot, E., Peeters, A., & Petit, F. (2012). Comparison of methods for quantifying active layer dynamics and bedload discharge in armoured gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(14), 1501-1517. doi:10.1002/esp.3258
- Jansson, M. B. (1985). A Comparison of Detransformed Logarithmic Regressions and Power Function Regressions. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 67(1/2), 61-70. doi:10.2307/520466
- Jansson, M. B. (1996). Estimating a sediment rating curve of the Reventazon river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology*, 183, 227-241.
- Koch, R. W., & Smillie, G. M. (1986). Bias in hydrologic prediction using log-transformed regression models. *Journal of the American Water Resources Association*, 22(5), 717-723.
- Lamalle, C. (1987). *Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 193 p.
- Lamalle, C., Petit, F., Koch, G., Hurtgen, C., & Pissart, A. (1989). Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale, affluent principal de la Meuse. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 25, 39-51.

- Lefrançois, J. (2007). Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological Processes*, 21, 2923-2933. doi:10.1002/hyp
- Lemin, G. (1984). *Contribution à l'étude des transports solides dans des rivières du bassin de la Meuse (Meuse, Ourthe, Hoëgne)*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 183 p.
- Lemin, G., Koch, G., Hurtgen, C., & Pissart, A. (1987). Les transports en suspension de la Meuse, l'Ourthe et la Hoëgne. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 22-23, 39-61.
- Lenzi, M. A., & Marchi, L. (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena*, 39(4), 267-282. doi:10.1016/S0341-8162(00)00079-5
- Li, F. C., Angelier, J., Chen, R. F., Hsieh, H. M., Deffontaines, B., Luo, C. R., Wu, T. T., & Lin, M. C. (2005). Estimates of present-day erosion based on sediment transport in rivers: a case study in Taiwan. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(13), 1131-1139. doi:10.1016/j.crte.2005.05.001
- Li, Z., Zhang, Y. K., Schilling, K., & Skopec, M. (2006). Cokriging estimation of daily suspended sediment loads. *Journal of Hydrology*, 327(3-4), 389-398. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.028
- Littlewood, I. G. (1995). Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United Kingdom rivers. *Environment International*, 21(2), 211-220.
- Mano, V., & Nemery, J. (2009). Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. *Hydrological Processes*, 23(January), 777-792. doi:10.1002/hyp
- Marttila, H., & Kløve, B. (2010). Dynamics of erosion and suspended sediment transport from drained peatland forestry. *Journal of Hydrology*, 388(3-4), 414-425. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.026
- Mateos, L., & Giráldez, J. V. (2005). Suspended load and bed load in irrigation furrows. *Catena*, 64(2-3), 232-246. doi:10.1016/j.catena.2005.08.007
- Métadier, M., & Bertrand-Krajewski, J. L. (2012). The use of long-term on-line turbidity measurements for the calculation of urban stormwater pollutant concentrations, loads, pollutographs and intra-event fluxes. *Water Research*, 46(20), 6836-6856.
- Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H. H., & Syvitski, J. P. M. (2003). Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 65-93. doi:10.1016/S0921-8181(03)00018-3
- Moatar, F., Person, G., Meybeck, M., Coynel, A., Etcheber, H., & Crouzet, P. (2006). The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *The Science of the Total Environment*, 370(2-3), 515-531. doi:10.1016/j.scitotenv.2006.07.029
- Monseur, P. (2005). *Contribution à l'analyse du transport en suspension de rivières de Moyenne et de Haute Belgique. Application et étude spécifique d'une rivière de l'Entre Vesdre et Meuse (la Gulpe)*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 159 p.
- Morehead, M. D., Syvitski, J. P., Hutton, E. W. H., & Peckham, S. D. (2003). Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 95-110. doi:10.1016/S0921-8181(03)00019-5
- Morgan, R. P. C. (2009). *Soil Erosion and Conservation*. Wiley, 320 p.
- Nadal-Romero, E., Regüés, D., & Latron, J. (2008). Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena*, 74(2), 127-136. doi:10.1016/j.catena.2008.03.014
- Navratil, O., Esteves, M., Legout, C., Gratiot, N., Nemery, J., Willmore, S., & Grangeon, T. (2011). Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology*, 398(3-4), 246-259.
- Nu-Fang, F., Zhi-Hua, S., Lu, L., & Cheng, J. (2011). Rainfall, runoff, and suspended sediment delivery relationships in a small agricultural watershed of the Three Gorges area, China. *Geomorphology*, 135(1-2), 158-166. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.013
- Oeurng, C., Sauvage, S., & Sánchez-Pérez, J. M. (2010). Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11), 1289-1301. doi:10.1002/esp.1971
- Old, G. H., Lawler, D. M., & Snorrason, Á. (2005). Discharge and suspended sediment dynamics during two jökulhlaups in the Skaftá river, Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(11), 1441-1460. doi:10.1002/esp.1216
- Parkinson, D., Petit, F., Perpinien, G., & Philippart, J. C. (1999). Habitats de reproduction des poissons et processus géomorphologiques dans des rivières à fond caillouteux. Essai de synthèse et applications à quelques rivières du bassin de la Meuse. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 36, 31-52.
- Passega, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *AAPG Bulletin*, 41(9), 1952-1984.
- Peiry, J. L. (1996). La charge en suspension et la charge dissoute dans l'Isère à Grenoble : protocole de mesure et de test des données. *Revue de géographie alpine*, 84(2), 103-110.
- Perpinien, G. (1998). *Dynamique fluviale de la Meuhaigne. Morphométrie, transports en solution et en suspension, mobilisation de la charge de fond*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 128 p.

- Peters-Kümmerly, B. E. (1973). *Untersuchung über Zusammensetzung und Transport von Schwebstoffen in einigen Schweizer Flüssen*. Kümmerly und Frey, 16 p.
- Petit, F. (1985). L'évolution de la charge en suspension d'une rivière ardennaise au cours de ses périodes de crues. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 21, 97-104.
- Petit, F. (1995). Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises. In A. Demoulin (Ed.), *L'Ardenne: Essai de Géographie Physique*, pp. 194-223.
- Petit, F., Hallot, E., Houbrechts, G., & Mols, J. (2005). Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 46, 37-50.
- Petit, F., Pauquet, A., & Pissart, A. (1996). Fréquence et importance du charriage dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 3-12. doi:http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/70900
- Phillips, J. M., & Webb, B. W. (1999). Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes*, 13(7), 1035-1050.
- Picouet, C., Hingray, B., & Olivry, J. C. (2009). Modelling the suspended sediment dynamics of a large tropical river: the Upper Niger River basin at Banankoro. *Hydrological Processes*, 23(22), 3193-3200. doi:10.1002/hyp
- Piégay, H., Pautou, G., & Ruffinoni, C. (2003). *Les forêts riveraines des cours d'eau : écologie, fonctions et gestion*. Institut pour le développement forestier, 463 p.
- Pironet, C. (1995). *Régime hydrologique, transports de sédiments et dynamique fluviale de la Magne. Rivière de sud-ouest du Plateau de Herve*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 147 p.
- Pratt-Sitaula, B., Garde, M., Burbank, D. W., Oskin, M., Heimsath, A., & Gabet, E. (2007). Bedload-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quaternary Research*, 68(1), 111-120. doi:10.1016/j.yqres.2007.03.005
- Rovira, A., & Batalla, R. J. (2006). Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: The Lower Tordera (NE SPAIN). *Geomorphology*, 79(1-2), 58-71. doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.016
- Sadeghi, S. H. R., Mizuyama, T., Miyata, S., Gomi, T., Kosugi, K., Fukushima, T., Mizugaki, S., & Onda, Y. (2008). Development, evaluation and interpretation of sediment rating curves for a Japanese small mountainous reforested watershed. *Geoderma*, 144(1-2), 198-211. doi:10.1016/j.geoderma.2007.11.008
- Seeger, M., Errea, M. P., Beguería, S., Arnáez, J., Martí, C., & García-Ruiz, J. M. (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288(3-4), 299-311. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.10.012
- Sichingabula, H. M. (1998). Factors controlling variations in suspended sediment concentration for single-valued sediment rating curves, Fraser River, British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*, 12(12), 1869-1894. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19981015)12:12<1869::AID-HYP648>3.0.CO;2-G
- Sine, L., & Agneessens, J. P. (1978). Etude des débits solides et du phénomène de migration dans une rivière drainant un bassin agricole. *Pédologie*, 28(2), 183-191.
- Skarbøvik, E., Stålnacke, P., Bogen, J., & Bønsnes, T. E. (2012). Impact of sampling frequency on mean concentrations and estimated loads of suspended sediment in a Norwegian river: implications for water management. *The Science of the total environment*, 433, 462-471. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.06.072
- Slattery, M. C., & Burt, T. P. (1998). Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow. *Earth surface processes and landforms*, 22(8), 705-719. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199708)22:8<705::AID-ESP739>3.0.CO;2-6
- Smith, H. G. (2007). Estimation of suspended sediment loads and delivery in an incised upland headwater catchment, south-eastern Australia. *Hydrological Processes*, 22(16), 3135-3148. doi:10.1002/hyp
- Soler, M., Latron, J., & Gallart, F. (2008). Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology*, 98(1-2), 143-152. doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.032
- Spring, W., & Prost, E. (1884). Etude sur les eaux de la Meuse: Détermination des quantités de matières diverses roulées par les eaux de ce fleuve pendant l'espace d'une année. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 11, 1651-1693.
- Steege, A., Govers, G., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Takken, I., & Poesen, J. (1998). Variations in sediment yield from an agricultural drainage basin in central Belgium. *IAHS Publ.*, (249), 177-185.
- Steege, A., Govers, G., & Nachtergaele, J. (2000). Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology*, 33(1-2), 25-36. doi:10.1016/S0169-555X(99)00108-7

- Sun, H., Cornish, P. S., & Daniell, T. M. (2001). Turbidity-based erosion estimation in a catchment in South Australia. *Journal of Hydrology*, 253(1-4), 227-238.
- Tena, A., Batalla, R. J., Vericat, D., & López-Tarazón, J. A. (2011). Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 125(1), 73-84. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.029
- Thodsen, H. (2008). The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. *Hydrological Processes*, 22, 764-774. doi:10.1002/hyp
- Thomas, D. S. G., & Goudie, A. (2000). *The Dictionary of Physical Geography*. Wiley-Blackwell, 624 p.
- Thomas, R. B. (1985). Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. *Water Resources Research*, 21(9), 1381-1388. doi:10.1029/WR021i009p01381
- Tramblay, Y., Saint-Hilaire, A., Ouarda, T. B. M. J., Moatar, F., & Hecht, B. (2010). Estimation of local extreme suspended sediment concentrations in California Rivers. *The Science of the total environment*, 408(19), 4221-4229. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.05.001
- Tricart, J. (1961). Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 12, 3-15.
- Van Rijn, L. C. (2007). *Manual Sediment Transport Measurements in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua publications, 500 p.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Radoane, M., Govers, G., Ocakoglu, F., & Arabkhedri, M. (2012). How long should we measure? An exploration of factors controlling the inter-annual variation of catchment sediment yield. *Journal of Soils and Sediments*, 12(4), 603-619. doi:10.1007/s11368-012-0475-3
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., & Ocakoglu, F. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130(3-4), 142-161. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- Vanmaercke, M., Zenebe, A., Poesen, J., Nyssen, J., Verstraeten, G., & Deckers, J. (2010). Sediment dynamics and the role of flash floods in sediment export from medium-sized catchments: a case study from the semi-arid tropical highlands in northern Ethiopia. *Journal of Soils and Sediments*, 10(4), 611-627. doi:10.1007/s11368-010-0203-9
- Vericat, D., & Batalla, R. J. (2005). Sediment transport in a highly regulated fluvial system during two consecutive floods (lower Ebro River, NE Iberian Peninsula). *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(4), 385-402. doi:10.1002/esp.1145
- Verstraeten, G., & Poesen, J. (2001). Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 40(1-2), 123-144. doi:10.1016/S0169-555X(01)00040-X
- Walling, D. E. (1977). Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers. *Erosion and solid matter transport in inland waters*, 122, 34-48.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data. In *Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium)*. IAHS Publ., pp. 177-194
- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1987). Water for the future: hydrology in perspective. In *Water for the Future: Hydrology in Perspective*. IAHS Publication No. 164. Washington, DC, pp. 313-329
- Ward, P. J. (2008). River Meuse suspended sediment yield: a new estimate and past estimates revisited. *Geo impulse*, 87(2), 189-193.
- Wilson, B. G., Adams, B. J., & Karney, B. W. (1990). Bias in log-transformed frequency distributions. *Journal of Hydrology*, 118, 19-37.
- Woo, H. S., Julien, P. Y., & Richardson, E. V. (1986). Washload and fine sediment load. *Journal of Hydraulic Engineering*, 112(6), 541-545. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1986)112:6(541)
- Xu, J. (2002). Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration: the Yellow River basin, China. *Catena*, 49(4), 289-307. doi:10.1016/S0341-8162(02)00064-4
- Xu, J., & Yan, Y. (2010). Effect of reservoir construction on suspended sediment load in a large river system: thresholds and complex response. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14), 1666-1673. doi:10.1002/esp.2006
- Zhu, Y. M., Lu, X. X., & Zhou, Y. (2007). Suspended sediment flux modeling with artificial neural network: An example of the Longchuanjiang River in the Upper Yangtze Catchment, China. *Geomorphology*, 84(1-2), 111-125. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.010
- Zimmermann, A., Francke, T., & Elsenbeer, H. (2012). Forests and erosion: Insights from a study of suspended-sediment dynamics in an overland flow-prone rainforest catchment. *Journal of Hydrology*, 428-429, 170-181. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.039

Coordonnées des auteurs :

Jean VAN CAMPENHOUT, Anne-Cécile DENIS,
Eric HALLOT, Geoffrey HOUBRECHTS,
Yannick LEVECQ,
Alexandre PEETERS & François PETIT
Université de Liège,
Laboratoire d'Hydrographie
et de Géomorphologie fluviale
Sart-Tilman, Bât. B11, B-4000 Liège
Jean.VanCampenhout@ulg.ac.be,
Francois.Petit@ulg.ac.be