

Faculté des Sciences
Département de Géographie
Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale

Analyse des crues et de la dynamique des flux de matières en suspension dans des bassins versants de la Meuse et de l'Escaut

Thèse soutenue par
Jean Van Campenhout

En vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Année académique 2023-2024

Composition du jury de thèse :

Prof. Geoffrey HOUBRECHTS
Prof. François PETIT
Dr Vincent VIEL
Prof. Matthias VANMAERCKE
Dr Éric HALLOT
Prof. Aurore DEGRÉ
Prof. Aurélia HUBERT

Chargé de cours, Université de Liège
Professeur ordinaire honoraire, Université de Liège
Maître de conférences, Université Paris Cité
Professeur agrégé, KU Leuven
Chef de projet, Institut scientifique de Service public
Professeure, Université de Liège
Professeure, Université de Liège

Promoteur, Secrétaire
Co-promoteur
Lecteur
Lecteur
Lecteur
Lectrice
Présidente

Faculté des Sciences
Département de Géographie
Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale

Analyse des crues et de la dynamique des flux de matières en suspension dans des bassins versants de la Meuse et de l'Escaut

Thèse soutenue par
Jean Van Campenhout

En vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Année académique 2023-2024

Composition du jury de thèse :

Prof. Geoffrey HOUBRECHTS	Chargé de cours, Université de Liège	<i>Promoteur, Secrétaire</i>
Prof. François PETIT	Professeur ordinaire honoraire, Université de Liège	<i>Co-promoteur</i>
Dr Vincent VIEL	Maître de conférences, Université Paris Cité	<i>Lecteur</i>
Prof. Matthias VANMAERCKE	Professeur agrégé, KU Leuven	<i>Lecteur</i>
Dr Éric HALLOT	Chef de projet, Institut scientifique de Service public	<i>Lecteur</i>
Prof. Aurore DEGRÉ	Professeure, Université de Liège	<i>Lectrice</i>
Prof. Aurélia HUBERT	Professeure, Université de Liège	<i>Présidente</i>

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail de longue haleine, semé d'embûches, je souhaite remercier vivement mon promoteur, Professeur Geoffrey Houbrechts, Chargé de cours à l'Université de Liège, initialement collègue puis Directeur du Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale (LHGF), pour ses conseils affûtés et la confiance qu'il m'a donnée tout au long de ces années. Je tiens à remercier également le Professeur ordinaire honoraire à l'Université de Liège François Petit, fondateur du LHGF, de m'avoir engagé dès 2004 au sein du Laboratoire qu'il dirigeait à l'époque, et pour ses nombreuses relectures attentives de ce manuscrit et ses remarques constructives.

Je tiens également à remercier les membres du comité de thèse, qui ont suivi mes travaux depuis 2016 : Prof. Geoffrey Houbrechts, Prof. François Petit, Prof. Alain Demoulin et Prof. Aurélia Hubert pour leurs idées et conseils scientifiques. Je remercie chaleureusement les membres du jury d'avoir accepté d'en faire partir et d'évaluer mon travail.

Je souhaite remercier l'UR Sphères de l'Université de Liège de m'avoir octroyé un subside lié à la publication d'un article dans le journal *Water (Switzerland)*. Je tiens à remercier les autorités universitaires pour le soutien administratif, juridique et financier qu'elles m'ont apporté.

Je remercie également le Service public de Wallonie (SPW) et notamment M. Didier de Thysebaert, Ir Pierre Joye, Ir Dr Didier Bousmar et Ir Dr Sébastien Gailliez pour la supervision de différents marchés de services attribués à au LHGF et pour la fourniture de nombreuses données hydrométriques ou le prêt de matériel de terrain, ainsi que l'ISSeP pour les données des eaux de surface utilisées dans cette recherche.

Je remercie mes anciens collègues qui ont pris part aux échantillonnages d'eau sur le terrain : Alexandre Peeters, Éric Hallot, Yannick Levecq, Julien Mols, François Donnay et Anne-Cécile Denis, ainsi que mes collègues actuels : Quintia Vaessen, Camille Imbert, Lisa Pacyna, Charlie Guffens ainsi qu'Élian, le stagiaire et Myriem Nouri, mon ancienne voisine de bureau, pour leurs dizaines de milliers de questions techniques et géographiques, m'ayant permis de me former de façon autodidacte à propos de divers sujets.

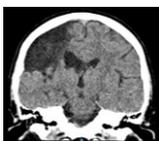
Mes remerciements vont également à Ellynn Bertemes, laborantine, ayant succédé à Élisabeth Tallier. Toutes deux m'ont grandement aidé pour les nombreuses analyses d'échantillons de matières en suspension. Je remercie Dr Étienne Juvigné de m'avoir toujours encouragé (et de s'être assuré d'occuper mes pauses grâce aux multiples publications réalisées ces dernières années).

Merci aux secrétaires du Département de Géographie : Rosa et Jessica, et aux membres du Département de Climatologie dirigé par Xavier Fettweis, pour la fourniture des données météorologiques. Remercions aussi les étudiants et étudiantes que j'ai côtoyés durant les travaux pratiques et les journées de terrain.

I would like to express my gratitude to Ms Alison S. McCallum, BADipEd (Macq), from Brisbane, Australia, for her invaluable mental support and assistance in reviewing my English papers.

Je remercie également Catherine (et Anakee), Wendy et ma maman de m'avoir supporté (dans les deux sens du terme) tout au long de ces années. J'exprime ma profonde gratitude envers Romy Schlögel (et ma future filleule) pour ses nombreux encouragements et son soutien sans faille. Je remercie également mon papa qui n'est plus là, et qui m'avait aidé sur le terrain à Quenast. Décidément, ce lieu ne nous réussit pas !

Venons-en aux remerciements médicaux... Je remercie la neurologue et le neurochirurgien qui ont assuré mon traitement médical après mon AVC sylvien gauche survenu le 27 mai 2017, ainsi que toute l'équipe de revalidation de Léonard de Vinci de Montigny-le-Tilleul (Elyse, Charlotte, Catherine, Michael et Cédric, les ergothérapeutes ; Cécile et Stéphanie, les logopèdes ; Annick, la neuropsychologue ainsi que Yusuf et Lucie, les kinésithérapeutes) pour avoir rendu possible la reprise de mon travail d'assistant et de mon doctorat malgré les séquelles et douleurs physiques qu'ils atténuent à chaque séance.



RÉSUMÉ

Les cours d'eau ont de tout temps joué un rôle majeur pour l'Homme, tant au niveau du développement sociétal qu'au niveau des catastrophes qu'ils peuvent engendrer. Cette recherche s'articule autour de plusieurs thèmes s'imbriquant à différentes échelles spatiales et temporelles autour des cours d'eau et des bassins versants, à savoir : (i) l'étude des sédiments en rivières, et plus spécifiquement l'étude des matières en suspension ; (ii) l'analyse de la période de retour des crues caractéristiques de rivières à différents contextes géologiques ; (iii) l'examen de la répartition des crues éclair et de leur causalité ; (iv) la quantification du transport sédimentaire en suspension d'un point de vue régional à partir de longues séries de données de terrain à basse résolution temporelle sur un grand nombre de stations d'une part, à haute résolution pour quatre stations de monitoring sédimentaire d'autre part.

Ces axes de recherche ont pour zone d'étude les cours d'eau de Wallonie (région méridionale de la Belgique), et plus spécifiquement les rivières qui disposent de stations hydrométriques officielles dans les bassins versants de la Meuse et de l'Escaut, selon une méthodologie adaptée à la taille des cours d'eau analysés ainsi qu'à la fréquence des crues. Ces recherches ont fait l'objet de trois publications dans des revues internationales à comité de lecture. Les autres axes ainsi que les pistes de réflexion complémentaires sont présentés sous la forme de chapitres.

L'état de l'art concernant la mesure du transport des sédiments en suspension et leur dynamique est d'abord abordé. Plusieurs échelles temporelles et spatiales y sont présentées, depuis la source des particules à l'endroit de leur érosion sur les parcelles jusqu'à l'embouchure des fleuves, en passant par le réseau hydrographique et les différentes zones d'accumulation potentielle au sein des bassins versants. L'excès de matières en suspension dans les hydrosystèmes fluviaux est la problématique principale de cette recherche en termes géomorphologiques, écologiques et du point de vue de la gestion des inondations.

Les paramètres physiques tels que la lithologie et l'occupation du sol des différents bassins versants affectent la disponibilité des sédiments en suspension, et les événements hydrologiques, leur transport. La mise à jour des données de débits à plein bord par observation de terrain d'une part, et par modélisation, à partir d'une méthodologie inédite basée sur les séries hydrologiques d'autre part a permis de combler certaines lacunes observationnelles. L'occurrence des crues extrêmes observées dans ces cours d'eau est également étudiée. Les inondations exceptionnelles qui ont eu lieu en juillet 2021 dans l'est de la Belgique ainsi qu'en Allemagne ont été l'occasion d'évaluer la récurrence de cet événement extrême. Dans un monde où les interactions entre l'Homme, l'atmosphère et l'environnement engendrent des changements visibles à court et moyen-terme, l'analyse montre que le changement de typologie des événements extrêmes rend complexe l'interprétation des événements ayant eu lieu récemment, et incertain la prévision des événements futurs dans un contexte de réchauffement climatique.

L'étude de l'évolution temporelle et de la distribution des phénomènes des crues éclair en Wallonie s'est basée sur la compilation des événements extrêmes qui ont été recensés dans la presse entre 1906 et 2013, malgré les nombreuses limites méthodologiques qu'une telle compilation induit. Elle a mis en évidence que les zones bien connues pour être sujettes aux crues éclair et aux coulées boueuses, dans la région limoneuse, ne sont pas les seuls territoires où des événements extrêmes peuvent se produire. Outre les vallées principales de la Gette, de la Geer, de la Mehaigne et de la Senne, les affluents de la Sambre et de la Meuse ont été touchés par ces phénomènes. Le seuil de précipitations de 40 mm.j⁻¹ a été mis en évidence comme le principal facteur déclenchant, en conjonction avec une urbanisation hasardeuse, surtout en aval des

grandes monocultures. L'événement majeur de crue éclair qui s'est produit à Liège le 29 mai 2008 a été analysé grâce à une approche multidisciplinaire, permettant d'évaluer les caractéristiques hydrologiques et sédimentaires à partir d'éléments géomorphologiques dans ces petits bassins versants non jaugés. Cette inondation a montré son intensité exceptionnelle à travers les taux de transport sédimentaire qui ont été estimés dans les bassins versants affectés, atteignant 440 t.km^{-2} de transport de charge en suspension et 51 t.km^{-2} de mobilisation de charge de fond, soit des valeurs supérieures d'un ordre de grandeur aux inondations habituelles en Wallonie.

Les axes de recherche ayant trait à la quantification du transport sédimentaire en suspension au niveau régional à travers deux échelles temporelles différentes représentent une partie importante du travail de terrain, de laboratoire et d'analyses de données. L'estimation des taux de production sédimentaire de différents bassins versants en Wallonie par échantillonnage discret de la concentration en matières en suspension a été réalisée au niveau de 72 stations, à l'exutoire de bassins versants d'une superficie comprise entre 7 et 3600 km^2 , et répartis dans différentes régions agrogéographiques. Les campagnes d'échantillonnage ont été réalisées entre 1996 et 2018 grâce à une méthode manuelle, reproductible et rapide à mettre en œuvre pour cibler les pics de crues, grands pourvoyeurs de sédiments fins transportés en suspension. Des campagnes supplémentaires ont permis de couvrir, autant que possible, toute la gamme de débits, pour un total d'environ 2000 échantillons collectés. Pour chaque station, la relation liant la concentration des matières en suspension et le débit instantané a été calculée et utilisée pour interpoler annuellement le taux de production sédimentaire par unité de surface dans les bassins versants étudiés. Malgré une grande variabilité spatiale et temporelle des taux de production sédimentaire, les valeurs médianes ont été corrélées avec certaines variables géographiques régionales. À partir des résultats obtenus dans cette recherche, un modèle est proposé à l'échelle de la Wallonie. Cependant, il a été constaté que l'obtention de valeurs de production sédimentaire à l'échelle des bassins versants de taille moyenne était difficile. En effet, des processus sédimentaires complexes se déroulent à cette échelle, ils ne sont généralement pas explicables avec des échantillonnages discrets et nécessitent des mesures continues ou semi-continues.

La quantification des flux de matières en suspension grâce à la mesure continue de la turbidité de l'eau, associée à des prélèvements automatiques asservis à la hauteur d'eau. Ces mesures ont été effectuées à quatre stations localisées dans les bassins de la Senne, de la Dyle et deux Gette, à proximité de la frontière transrégionale Wallonie-Flandre. Malgré l'aspect expérimental de ce projet et les difficultés techniques rencontrées, de nombreux résultats ont été obtenus. La Petite Gette a présenté les concentrations les plus élevées en matières en suspension, dépassant 20 g.l^{-1} lors d'une crue extrême en juin 2011. La Senne et la Dyle présentent aussi des concentrations élevées, tandis que la Grande Gette montre des concentrations plus faibles. Des phénomènes d'hystérésis de la concentration des matières en suspension en fonction du débit ainsi que des différences saisonnières ont été observés et plusieurs hypothèses ont été émises quant à leurs causes. La Dyle présente une majorité d'hystérésis anti-horlogiques, expliquée en partie par les caractéristiques orographiques et d'occupation du sol, notamment une imperméabilisation plus élevée dans la partie aval de son bassin versant. Les conclusions sur les taux de production sédimentaire sont entravées par des lacunes dans les données de turbidité, suggérant que leur utilisation pourrait sous-estimer le transport sédimentaire en suspension.

L'évolution des phénomènes d'érosion et du transport des sédiments fins à des échelles spatiales et temporelles variées dans un contexte de changement climatique global impactant l'hydrologie et la sédimentologie est complexe. De nouvelles techniques de mesure de la turbidité, telles que la télédétection ou les mesures acoustiques *in situ*, pourraient améliorer la connaissance du transport sédimentaire au sein même des bassins versants.

ABSTRACT

Rivers have always played a significant role for mankind, as a resource sustaining development, but their power during floods is disastrous. This research revolves around several themes intertwined at various spatial and temporal scales concerning rivers and watersheds, namely:

- (i) the study of river sediments, specifically suspended matter;
- (ii) analysis of the return period of characteristic floods in rivers in different geological contexts;
- (iii) examination of flash floods distribution and causality;
- (iv) quantification of suspended sediment transport regionally using long-term datasets with low temporal resolution across numerous stations, and with high resolution for four sediment monitoring stations.

These research axes focus on the watercourses of Wallonia (the southern region of Belgium), particularly rivers with official hydrometric stations in the Meuse and Scheldt basins, employing a methodology tailored to the size of the analysed watercourses and the frequency of floods. The data gathered, field observations and analyses have resulted in three publications in peer-reviewed international journals. Other research axes and additional lines of inquiry are presented in separate chapters.

The state of the art regarding the measurement of suspended sediment transport and its dynamics is addressed in the first chapter. Various temporal and spatial scales are presented, from particle sources to erosion sites on parcels, river mouths, hydrographic networks, and potential accumulation zones within watersheds. Excessive suspended matter in riverine systems constitutes the primary geomorphological, ecological, and flood management concern of this research.

Physical parameters such as lithology and land use in different watersheds affect the availability of suspended sediments and hydrological events, influencing their transport. Updating bankfull discharge data through field observation and modelling, based on a novel methodology utilising hydrological series, helped address certain observational gaps. The occurrence of extreme floods in the watercourses is also studied. The exceptional floods of July 2021 in eastern Belgium and Germany provided an opportunity to assess the recurrence of such extreme events. In a world where human-atmosphere and environmental interactions bring visible short- and medium-term changes, the analysis indicates that changes in the typology of extreme events complicate the interpretation of recent events and make future event prediction uncertain in the context of climate change.

The study of the temporal evolution and distribution of flash floods in Wallonia was based on the compilation of extreme events reported in the press from 1906 to 2013, despite the numerous methodological limitations inherent in such compilations. It revealed that areas well known for flash floods and mudslides in the loamy region are not the only territories where extreme events can occur. In addition to the main valleys of the Gette, Geer, Mehaigne, and Senne, tributaries of the Sambre and Meuse were affected. A precipitation threshold of $40 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ was identified as the main triggering factor, along with haphazard urbanisation, especially downstream of large monocultures. The major flash flood event in Liège on May 29, 2008, was analysed using a multidisciplinary approach, allowing assessment of hydrological and sedimentary characteristics based on geomorphological elements in these ungauged small watersheds. This flood demonstrated its exceptional intensity through sediment transport rates estimated in the affected

watersheds, reaching 440 t.km^{-2} of suspended sediment load and 51 t.km^{-2} of bed load mobilisation, values an order of magnitude higher than typical floods in Wallonia.

Research axes concerning the quantification of suspended sediment transport at the regional level through different temporal scales constitute a significant part of fieldwork, laboratory work, and data analysis. Estimating sediment production rates of different watersheds in Wallonia through discrete sampling of suspended matter concentrations was conducted at 72 stations, at the outlets of watersheds covering an area ranging from 7 to $3,600 \text{ km}^2$, distributed across different geographical regions. Sampling campaigns were carried out between 1996 and 2018 using a manual, reproducible, and rapid method to target flood peaks, major suppliers of fine sediments transported in suspension. Additional campaigns aimed to cover as wide a range of flows as possible, resulting in approximately 2,000 collected samples. For each station, the relationship between suspended matter concentration and instantaneous discharge was used to annually interpolate sediment production rates per unit area in the studied watersheds. Despite considerable spatial and temporal variability in sediment production rates, median values were correlated with certain regional geographical variables. Based on the results obtained in this research, a model is proposed at the scale of Wallonia. However, obtaining sediment production values at the scale of medium-sized watersheds was found challenging. Indeed, complex sedimentary processes occur at this scale, usually not explainable with discrete sampling and requiring continuous or semi-continuous measurements.

Quantification of suspended matter fluxes through continuous measurement of water turbidity, combined with automated sampling linked to water level, was conducted at four stations located in the basins of the Senne, Dyle, and two Gette rivers, near the Wallonia-Flanders transregional border. Despite the experimental nature of this project and technical difficulties encountered, numerous results were obtained. The Petite Gette showed the highest suspended matter concentrations, exceeding 20 g.l^{-1} during an extreme flood in June 2011. The Senne and Dyle also exhibited high concentrations, while the Grande Gette showed lower concentrations. Hysteresis phenomena of suspended matter concentration regarding discharge and seasonal differences were observed, and several hypotheses were proposed regarding their causes. The Dyle displayed a majority of anti-clockwise hysteresis, partly explained by orographic characteristics and land use, particularly higher impermeability in the downstream part of its watershed. Conclusions on sediment production rates are hindered by turbidity data gaps, suggesting their use might underestimate suspended sediment transport.

The evolution of erosion phenomena and fine sediment transport at various spatial and temporal scales in the context of global climate change impacting hydrology and sedimentology is complex. New techniques for measuring turbidity, such as remote sensing or in situ acoustic measurements, could improve our understanding of sediment transport within catchment areas.

SOMMAIRE

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE	13
1.1. Contexte et objectif de la recherche	13
1.2. Organisation du manuscrit.....	16
1.3. Les matières en suspension.....	18
1.4. La dynamique des matières en suspension.....	18
1.4.1. Le transport des matières en suspension du bassin versant à l'océan.....	20
1.4.2. Les effets des conditions hydrologiques et de la saisonnalité sur la concentration et la granulométrie des matières en suspension	25
1.5. État de l'art de l'étude des sédiments en rivières	27
1.6. Les impacts environnementaux et économiques des sédiments fins.....	34
1.7. Conclusion.....	37
CHAPITRE 2 : ZONE D'ÉTUDE ET ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES DE LA QUANTIFICATION DES SÉDIMENTS FINS.....	39
2.1. Présentation de la zone d'étude et de ses caractéristiques	39
2.1.1. Délimitation de la zone d'étude	39
2.1.2. Paramètres physiques des bassins versants des stations étudiées	44
2.1.3. Occupation du sol des bassins versants des stations étudiées	47
2.1.4. Paramètres hydrologiques relatifs aux rivières étudiées	49
2.2. Méthodologie de la mesure de la concentration des matières en suspension par échantillonnage événementiel discret	53
2.2.1. État de l'art méthodologique.....	53
2.2.2. Comparaison méthodologique au niveau wallon (LHGF ULiège <i>versus</i> ISSeP)	55
2.2.3. Représentativité des prélèvements ponctuels de matières en suspension.....	58
2.3. Méthodologie de la mesure de la concentration des matières en suspension par le biais de la turbidité et par échantillonnage automatique	60
2.3.1. Les sondes turbidimétriques : caractéristiques techniques et utilisation pratique	60
2.3.2. Les échantillonneurs automatiques et le déclenchement des prélèvements	61
2.4. Méthodologie d'estimation de la récurrence des débits de crues étudiées et du transport sédimentaire lors d'événements extrêmes	62
CHAPITRE 3 : RETURN PERIOD OF CHARACTERISTIC DISCHARGES FROM THE COMPARISON BETWEEN PARTIAL DURATION AND ANNUAL SERIES, APPLICATION TO THE WALLOON RIVERS (BELGIUM)	65
3.1. Introduction.....	66
3.2. Materials and methods.....	67
3.2.1. Study sites.....	67
3.2.2. Bankfull discharges of a selection of rivers in the Meuse and Scheldt basins	68

3.2.3.	Methods for flood return period estimation	71
A.	Graphical method and Gumbel distribution	71
B.	Flood return period calculation in annual series	73
C.	Flood return period calculation in partial series	73
3.3.	Results	76
3.3.1.	Bankfull discharge return period analysis.....	76
3.3.2.	Discharge and return period of extreme floods	82
3.4.	Discussion	84
3.5.	Conclusion	85
3.6	Actualisation de l'article "Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)" après les inondations de juillet 2021 dans la région liégeoise	87
3.6.1.	Introduction et contexte.....	87
3.6.2.	Incertitudes liées aux débits estimés sur les cours d'eau impactés	89
3.6.3.	Estimations et incertitudes de la période de retour d'événements exceptionnels dans un contexte de changement climatique global et son impact à l'échelle régionale	97
CHAPITRE 4 : FLASH FLOODS AND MUDDY FLOODS IN WALLONIA: RECENT TEMPORAL TRENDS, SPATIAL DISTRIBUTION AND RECONSTRUCTION OF THE HYDROSEDIMENTOLOGICAL FLUXES USING FLOOD MARKS AND SEDIMENT DEPOSITS		111
4.1.	Introduction.....	111
4.2.	Hydrosedimentological characteristics of the May 29, 2008 major flash flood event in Liège.....	113
4.2.1.	Location of the flash flood	113
4.2.2.	Methodology used for estimating peak flow rate, bed incision, suspended load and bed load transport	114
4.2.3.	Topographic and hydrological data	117
4.2.4.	Block deposits size analysis and estimation of peak flow using unit stream power law	120
4.2.5.	Order of magnitude of the watershed erosion caused by the flash flood	122
4.3.	Spatial and temporal distribution of recorded events in Wallonia.....	122
4.3.1.	Methodology of database compilation	122
4.4.	Results	123
4.4.1.	Flash flood vulnerability, hazard and risk mitigation in Wallonia.....	127
4.5.	Conclusion	127
CHAPITRE 5 : ESTIMATION OF THE AREA-SPECIFIC SUSPENDED SEDIMENT YIELD FROM DISCRETE SAMPLES IN DIFFERENT REGIONS OF BELGIUM		129
5.1.	Introduction.....	130
5.2.	Materials and methods.....	132

5.2.1.	Study location: geographical and geological features	132
5.2.2.	Field sampling.....	134
A.	Sampling methods	134
B.	Hydrologic series availability.....	135
5.2.3.	Laboratory analysis of the suspended sediment particles	135
5.2.4.	Sediment yield computations.....	135
A.	Rating curves and logarithmic corrections	135
B.	Spatial and temporal sediment yield calculation.....	137
5.2.5.	Physical characteristics of the studied watersheds	137
5.2.6.	Multi-criteria analysis on physical watershed variables	137
5.3.	Results.....	138
5.3.1.	Sediment rating curves analysis.....	138
5.3.2.	Spatial and temporal specific sediment yield variability analysis.....	142
5.3.3.	Effects of physical characteristics of the watersheds on sediment yield	147
5.4.	Discussion.....	150
5.5.	Conclusion.....	153
5.6.	Informations complémentaires relatives aux données de l'État de l'Environnement wallon	154
5.7.	Synthèse de l'évaluation du transport sédimentaire en suspension à moyen terme et à l'échelle des bassins versants	156
CHAPITRE 6 : CARACTÉRISATION DES FLUX DE SÉDIMENTS EN SUSPENSION PAR LA MESURE DE LA TURBIDITÉ ET L'ÉCHANTILLONNAGE AUTOMATISÉ.....		159
6.1.	Cadre et objectifs du projet européen ScaldWIN	159
6.1.1.	La Senne à Quenast (#67)	160
6.1.2.	La Dyle à Florival (#64)	163
6.1.3.	La Grande Gette à Sainte-Marie-Geest (#81)	165
6.1.4.	La Petite Gette à Opheylissem (#85)	168
6.2.	Conception des dispositifs de mesure spécifiques aux rivières étudiées	170
6.2.1.	La Senne à Quenast (#67)	170
6.2.2.	La Dyle à Florival (#64)	171
6.2.3.	La Grande Gette à Sainte-Marie-Geest (#81)	174
6.2.4.	La Petite Gette à Opheylissem (#85)	175
6.3.	Problèmes techniques liés à la mesure continue de la turbidité et à l'échantillonnage automatique	177
6.3.1.	Étalonnage des capteurs	177
6.3.2.	Encrassement des capteurs et dérive des mesures de turbidité	177
6.3.3.	Gestion des crues extrêmes.....	179

6.4. Résultats d'échantillonnage automatique	180
6.5. Dynamique intercrue et intracruée du transport sédimentaire.....	183
6.5.1. Calculs d'indice d'hystérésis	184
6.5.2. Effets d'hystérésis basés sur l'analyse de la turbidité.....	186
6.5.3. Effets d'hystérésis basés sur l'analyse des mesures de concentration des MES....	190
6.5.4. Saisonnalité des transports sédimentaires	195
6.5.5. Granulométrie des sédiments en suspension.....	206
6.5.6. Effets du gel intense des berges sur la disponibilité en sédiments	215
6.5.7. Perturbations anthropiques	218
6.5.8. Recommandations concernant la mise en place d'un réseau de mesure du transport sédimentaire en suspension en Wallonie.....	219
6.5.9. Résultats comparatifs des mesures de sédiments en suspension en Flandre dans le bassin de l'Escaut.....	227
6.6. Conclusion	229
CHAPITRE 7 : DISCUSSION	233
7.1. Le transport sédimentaire à différentes échelles temporelles et spatiales, dans les bassins de la Meuse et de l'Escaut	233
7.2. L'effet de l'urbanisation et des changements d'occupation du sol sur la disponibilité en sédiments fins.....	241
7.2.1. Les conséquences hydrologiques et sédimentaires de l'urbanisation et de la modification de l'occupation du sol.....	241
7.2.2. L'effet de la Politique Agricole Commune sur le transport sédimentaire et les mesures visant à réduire l'érosion des terres agricoles	243
7.2.3. Les effets du changement climatique sur les précipitations extrêmes et leur impact sur le transport sédimentaire	244
7.3. La difficulté technique de réaliser des études sédimentaires en rivières : synthèse des contraintes rencontrées, sources d'erreurs, recommandations et perspectives techniques	246
CHAPITRE 8 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	249
8.1. Rappel des objectifs de la thèse	249
8.2. Synthèse des résultats	250
8.3. Perspectives.....	253
RÉFÉRENCES	255
LISTE DES FIGURES.....	283
LISTE DES TABLEAUX	289
ANNEXES	291
ANNEXE DU CHAPITRE 3.....	291
ANNEXE DU CHAPITRE 6.....	303

CHAPITRE 1 : Introduction générale

1.1. Contexte et objectif de la recherche

Les cours d'eau jouent un rôle central dans le transport sédimentaire des particules érodées dans leur bassin versant. Après avoir été érodée et emportée par le ruissellement de surface, une partie des particules érodées va être transportée par les rivières. Trois modes de transport sont définis : i) le transport en solution, (ii) le transport en suspension et (iii) le transport de la charge de fond (Tricart, 1961a). L'importance relative de ces trois modes de transport est fonction du système morphoclimatique qui conduit à l'érosion des particules présentes dans le bassin versant, de leurs caractéristiques géomorphologiques, de l'affectation du sol ainsi que de la lithologie. Cependant, une grande partie des particules érodées à l'échelle de la parcelle n'arrive pas directement dans les cours d'eau, mais sédimente sur les versants sous la forme de colluvions (de Moor & Verstraeten, 2008; Notebaert *et al.*, 2013). L'analyse des bilans sédimentaires implique l'identification des sources de sédiments et des taux d'érosion (qu'il s'agisse d'érosion primaire ou secondaire), la mesure du stockage/de l'accumulation des sédiments et la détermination de la production de sédiments à l'exutoire du bassin (Fryirs & Brierley, 2012).

Malgré le rôle considérable que joue la charge de fond dans les problèmes de profil d'équilibre et de stabilité des lits et des berges de rivières, elle ne représente généralement qu'une part négligeable du flux sédimentaire total, 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 Belgique, et plus particulièrement dans les rivières du massif ardennais, la proportion de sédiments grossiers transportés par charriage est généralement inférieure à 10 % du total des sédiments évacués des bassins versants (Petit *et al.*, 1996), ce qui correspond à des quantités charriées comprises entre 0,4 et 2,5 t.km⁻².an⁻¹ (Houbrechts *et al.*, 2006, 2012). Les transports en solution et en suspension exportent quant à eux une quantité de sédiments nettement plus importante, mais avec une grande variabilité selon le contexte lithologique et climatique (Close-Lecocq & Ek, 1985; Boardman & Poesen, 2006; Gabet *et al.*, 2008; Rice *et al.*, 2008). Le transport en solution est de l'ordre de 70 t.km⁻².an⁻¹ pour les bicarbonates en solution pour la Meuse à Liège (Close-Lecocq *et al.*, 1982). D'autres études analysent la variabilité de la concentration en ions NO₃⁻, NH₄⁺, PO₃ en fonction du débit et de l'occupation du sol (Haygarth *et al.*, 2004; Aguilera & Melack, 2018). Le transport en suspension est généralement inférieur à 200 t.km⁻².an⁻¹ pour des bassins versants limoneux d'une superficie proche de 1000 km² et de 20 à 50 t.km⁻².an⁻¹ pour des bassins localisés au sein du massif ardennais (Van Campenhout *et al.*, 2013). La proportion de sédiments grossiers transportés par rapport au volume total de sédiments exportés du bassin versant diminue dans les régions limoneuses, car la disponibilité en matériaux grossiers y est faible et généralement recouverte d'une épaisse couche de limons. La sensibilité des sols à l'érosion induite par l'intensité et la répartition des précipitations, la topographie, les pratiques agricoles ou les actions anthropiques dépend de nombreux facteurs tels que l'occupation du sol, la géologie et la pédologie (Petit, 1995; Ritchie, 2007). De nombreux modèles qualitatifs et quantitatifs sont utilisés pour évaluer cette sensibilité des sols à l'érosion (Pandey *et al.*, 2021).

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 d'une très grande variété (Sichingabula, 1998; Asselman, 2000; Meybeck *et al.*, 2003; Morehead *et al.*, 2003; Rovira & Batalla, 2006; Dumas, 2007; Marttila & Kløve, 2010; Vanmaercke *et al.*, 2012b; Tena *et al.*, 2011; Vanmaercke *et al.*, 2011; Gao & Josefson, 2012).

La présence de matières en suspension (MES), responsables de l'augmentation de la turbidité de l'eau, est également un des critères importants des politiques de restauration de la qualité écologique des masses d'eau. Sa quantification permet en outre d'estimer l'importance du colmatage du fond du lit par la charge fine transportée en suspension, qui peut être une menace pour la faune et la flore aquatique (Parkinson *et al.*, 1999; Trambly *et al.*, 2010; Collins *et al.*, 2011). L'opacification de l'eau par les matières en suspension entraîne une diminution de la productivité en oxygène dissous, directement liée à la diminution de l'activité photosynthétique (Philippart *et al.*, 1989). Ces MES sont prises en compte dans la Directive Cadre Eau 2000/60¹ en termes de « concentrations de polluants et de sédiments » dans l'article 2 §35 et en termes de « transport des solides » dans les facteurs facultatifs du système B de caractérisation des types de masses d'eau. Cette directive européenne imposait aux États membres de l'Union européenne, un objectif pour l'année 2015, le « bon état » ou « bon potentiel » des masses d'eau, afin de garantir une gestion soutenable de cette ressource vitale pour l'humanité et pour les autres espèces vivantes. Au niveau national et régional, les gestionnaires de cours d'eau sont également sensibles à la problématique des matières en suspension au point de vue de la gestion des ressources piscicoles et de la mise en œuvre des opérations de curage des lits mineurs en vue de limiter les débordements de cours d'eau.

La littérature regorge de travaux sur le transport sédimentaire au sein d'une grande diversité de bassins versants. Leur superficie, leur substratum géologique et leur régime hydrologique ont été analysés par de nombreux auteurs (Asselman, 2000; Sun *et al.*, 2001; Verstraeten & Poesen, 2001a; Ward, 2008b, 2008a; Pissart, 2008; Eder *et al.*, 2010; Vanmaercke *et al.*, 2011, 2012a, 2012b, 2015; Métadier & Bertrand-Krajewski, 2012). Un grand nombre de publications traitent, par exemple, des effets de l'érosion sur les plateaux lœssiques dans la partie septentrionale de la Chine (Xu, 2002; Li *et al.*, 2006; Zhu *et al.*, 2007), d'autres recherches se concentrent sur les effets des précipitations estivales intenses sur le pourtour méditerranéen (Seeger *et al.*, 2004; Mateos & Giráldez, 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 (Stegen *et al.*, 1998; Lenzi & Marchi, 2000; Meybeck *et al.*, 2003; Boardman & Poesen, 2006; Gericke & Venohr, 2012; Vanmaercke *et al.*, 2012b).

Au début des années 2000, très peu de données étaient disponibles au sujet du transport des sédiments en suspension dans les rivières de Wallonie, excepté quelques études anciennes sur le bassin de la Meuse (Spring & Prost, 1884) ainsi que quelques travaux réalisés dans le cadre de mémoires d'étudiants au Département de Géographie de l'Université de Liège (Close-Lecocq, 1981; Close-Lecocq *et al.*, 1982; Lemin, 1984; Close-Lecocq & Ek, 1985; Lamalle, 1987; Lamalle *et al.*, 1989; Perpinien, 1998; Monseur, 2005). C'est dans ce contexte que la convention de recherche

¹ Source : Directive 2000/60/CE du Parlement européen et du Conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau, Journal officiel n° L 327 du 22/12/2000 p. 0001 – 0073, <http://data.europa.eu/eli/dir/2000/60/oj>

05/43364 intitulée « Caractérisation et quantification du transport des sédiments en rivières (matières en suspension et charge de fond) en relation avec une différenciation régionale » a été confiée par la Direction des Cours d'Eau non navigables - faisant partie du Département de l'Environnement et de l'Eau au sein du Service public de Wallonie (SPW) - au Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale (LHGF). Cette convention de recherche a également été réalisée en collaboration avec la Direction des Eaux de surface (Namur) ainsi que de la Direction des Recherches hydrauliques (Châtelet). En accord avec les gestionnaires de cours d'eau, commanditaires de l'étude, les objectifs principaux de la convention de recherche (partim Matières en suspension) furent les suivants :

- 1) Exploiter les données de prélèvements d'eau déjà réalisées par le LHGF en les uniformisant et en les traitant de manière standardisée en vue de tracer des relations entre la concentration en matières en suspension et le débit instantané.
- 2) Compléter le jeu de données en prélevant davantage d'échantillons sur une plus large gamme de stations, dans différentes régions géographiques. Ces campagnes d'échantillonnage seront idéalement réalisées en vue de couvrir toute la gamme de débits, de l'étiage aux crues extrêmes, de façon à réduire l'incertitude de l'extrapolation des concentrations en MES sur base de la relation qui relie cette concentration au débit.
- 3) Observer la régionalisation des résultats de taux de production sédimentaire spécifique en fonction des caractéristiques régionales des bassins versants (occupation du sol, pente, ...).

La version finale du rapport de la convention de recherche 05/43364 a été publiée en avril 2008. Une nouvelle convention visant la « Caractérisation et quantification du transport des sédiments en rivières : phase 2 » a ensuite été mise en place, sous la référence 2008 : 20867 et confiée par la Direction des Cours d'Eau non navigables (SPW - DGO 3 : Direction Générale Opérationnelle Agriculture, Ressources naturelles et Environnement) au Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale de l'Université de Liège. Certains sujets de recherches de la nouvelle convention ont été réorientés par le prestataire, à savoir :

- 1) La poursuite des prélèvements par les équipes de jaugeurs du SPW, en vue de compléter les relations MES vs. débit (Q) durant les phases d'étiage.
- 2) La nécessité d'une sélection d'un petit nombre de stations représentatives des bassins auxquels elles appartiennent et qui montrent de bonnes relations MES vs. Q en vue de la création éventuelle d'un réseau de suivi sédimentaire automatisé.
- 3) L'identification des points prélevés par les jaugeurs afin de mettre en évidence l'utilité des prélèvements réalisés en période d'étiage.

L'acquisition de données par prélèvement s'est poursuivie jusqu'en novembre 2010, mois durant lequel de fortes crues ont affecté les bassins versants de Wallonie. Au total, plus de 2067 échantillons ont été analysés par le LHGF depuis le début de la convention pour l'ensemble de la Wallonie (y compris les points issus de la littérature produite au LHGF, ainsi que les 120 échantillons prélevés par les jaugeurs du SPW). La partie du rapport final relative aux sédiments en suspension publiée en septembre 2011, décrit les relations entre la concentration des matières en suspension au débit observées, les taux de production sédimentaire, la proportion de matière organique et de matière minérale ainsi que la granulométrie des particules en suspension en tenant compte de la régionalisation géographique des résultats.

Le LHGF a également été sélectionné pour effectuer l'étude relative au cahier spécial des charges n°CSC-SCALDWIN-2009-01 du marché de services intitulé « Recherche scientifique sur le

transport en sédiments de quelques rivières wallonnes affluents de l'Escaut » mis en place par le Service public de Wallonie (DGO3 - Département de la Ruralité et des Cours d'Eau - Direction des Cours d'Eau non navigables). Cet appel européen concernait l'assistance, au Service public de Wallonie, dans le suivi administratif, technique et scientifique et la réalisation du Work Package 2 (WP2) du projet Interreg IV B ScaldWIN.

Ce WP2, intitulé « Améliorer l'état écologique des masses d'eau de surface, en se basant sur la gestion des sédiments » comportait 4 actions :

- 1) WP2A5 : le monitoring transfrontalier des charges en sédiments (MES et charge de fond) sur certains cours d'eau non navigables du bassin de l'Escaut ;
- 2) WP2A6 : la calibration d'un modèle de production de sédiment ;
- 3) WP2A7 : la construction d'un bassin de sédimentation, évaluation de l'efficacité de différentes configurations et optimisation du plan de bassins de la *Vlaamse Milieumaatschappij* (VMM) ;
- 4) WP2A8 : le développement d'une approche transnationale pour déterminer l'influence de sédiments contaminés sur l'état écologique des eaux de surface.

En outre, les aspects de la quantification des débits de crue et de leur récurrence ont fait l'objet d'une étude exhaustive à partir des séries de débits horaires mesurés par les stations limnographiques. Les inondations qu'a connu l'est de la Belgique en juillet 2021 ont pu améliorer la connaissance des crues extrêmes dans un contexte de changement climatique. La distribution spatiale et temporelle des crues éclair en Wallonie sur base de données publiées dans la presse a également été mise en lien avec les variables orohydrographiques.

De nouvelles techniques de mesure de la turbidité des cours d'eau, par des méthodes de télédétection ou grâce à des mesures *in situ* donnent enfin des pistes de recherche futures.

1.2. Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'articule en six chapitres principaux, dont trois d'entre eux sont basés sur des articles publiés dans des revues internationales à comité de lecture. Les deux derniers chapitres ont trait à la discussion et aux conclusions et perspectives de la recherche.

- Le **chapitre 1** rappelle brièvement les aspects théoriques concernant les matières en suspension et leur dynamique au sein des bassins versants. L'état de l'art en matière de sédiments fins en suspension est synthétisé aux différentes échelles spatiales et temporelles.
- Le **chapitre 2** aborde les aspects méthodologiques de la quantification des sédiments fins. Ce chapitre débute par la présentation de la zone d'étude, des différents bassins versants et stations hydrologiques ainsi que de leurs caractéristiques. Les paramètres orohydrographiques, géologiques et d'occupation du sol sont ensuite développés. Ensuite, l'état de l'art de la mesure de la concentration des matières en suspension est présenté à deux échelles temporelles : l'échantillonnage discret et l'échantillon pseudo-continu grâce à la mesure de la turbidité. Les méthodes retenues dans cette recherche sont définies, ainsi que les protocoles d'analyse des échantillons en laboratoire, tant au niveau de la mesure de la concentration, que de la proportion de la matière organique et des aspects granulométriques des particules en suspension. La représentativité des prélèvements ponctuels par rapport à la colonne d'eau et au profil transversal de la rivière est ensuite analysée tant par l'étude de la littérature que des nouveaux résultats obtenus.

-
- Le **chapitre 3** a pour objet la caractérisation de la fréquence des crues des cours d'eau étudiés. Les chroniques de débits sont analysées à partir d'une méthode novatrice et automatisée du calcul des récurrences hydrologiques, tant au niveau des crues relativement fréquentes telles que le débit à plein bord que des crues extrêmes, qui transportent la majeure partie des sédiments. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans le journal *Water (Switzerland)* 2020, 12(3), 792 sous la forme d'un article intitulé « *Return Period of Characteristic Discharges from the Comparison between Partial Duration and Annual Series, Application to the Walloon Rivers (Belgium)* ».
 - Le **chapitre 4** est consacré à la problématique des crues éclair (*flash floods*) en Wallonie. Une étude régionale des crues éclair au XX^e siècle a été faite dans le cadre de l'aléa et du risque « inondations et érosion des sols » que ces phénomènes produisent. Une étude de cas sur l'événement qui s'est produit à Liège le 29 mai 2008 est décrite en termes hydrosédimentaires. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication sous la forme d'un article dans la revue *Belgeo*, 1, 2015 et intitulé « *Flash Floods and Muddy Floods in Wallonia: Recent Temporal Trends, Spatial Distribution and Reconstruction of the Hydrosedimentological Fluxes Using Flood Marks and Sediment Deposits* ».
 - Le **chapitre 5** présente l'estimation des taux de production sédimentaire dans ces différents bassins versants grâce à la mesure discrète de la concentration des matières en suspension par échantillonnage manuel. Ces campagnes de prélèvement, réalisées dans le bassin de la Meuse et dans le bassin de l'Escaut ont eu pour objectif d'analyser la variabilité spatio-temporelle du transport sédimentaire en comparant les résultats obtenus sur de longues séries de débits, reconstituées le cas échéant, et de définir l'influence des facteurs physiques sur l'érosion des sols et le transport des particules dans les cours d'eau non navigables. Ce chapitre a fait l'objet d'un article intitulé « *Suspended Sediment Yield Computation from Flood-event-based Discrete Samples: A Regional Overview in Belgium* », soumis en décembre 2020 à la revue *Journal of Soils and Sediments*, et qui a été accepté pour publication le 26/09/2021. Cet article est une mise à jour de l'article intitulé « 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 » publié dans le *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 2013, 61, 15-36.
 - Le **chapitre 6** expose les résultats obtenus grâce à l'approche continue de la mesure des sédiments en suspension dans le bassin de l'Escaut par l'intermédiaire des mesures de la turbidité, au niveau de quatre stations expérimentales installées sur la Senne, la Dyle, la Grande Gette et la Petite Gette, quelques kilomètres en amont de la limite territoriale entre la Wallonie et la Flandre. Les méthodes employées pour corriger, compléter et interpréter les données fournies par les sondes de mesure ainsi que les limites méthodologiques liées à l'exploitation de ce type d'équipement dans des rivières à forte charge limoneuse y sont présentées. Ce chapitre vise également à fournir une méthodologie fonctionnelle capitalisant sur l'expérience acquise au cours de l'expérimentation de terrain.
 - Une discussion générale articulant ces différentes thématiques, suivie par une conclusion générale et les perspectives de recherche, constituent les deux derniers chapitres du manuscrit.

1.3. Les matières en suspension

Les particules fines d'origine minérale ou organique susceptibles d'être transportées en suspension dans la colonne d'eau des rivières. Elles sont essentiellement constituées de grains de quartz, de précipités minéralogiques, d'éléments vivants (algues, bactéries, diatomées ...) et de débris de matières organiques de granulométrie variable (Fig. 1-1). Deux types de populations de matières en suspension peuvent être distingués : les sédiments cohésifs et les sédiments non cohésifs. À mesure que la taille des particules élémentaires diminue et que les forces cohésives augmentent, des agrégats peuvent former une proportion non négligeable de la matière en suspension (Naden, 2009). Dans ce cas, la cohésion interparticulaire est liée aux forces d'interaction électrique qui deviennent supérieures à la force de gravité. Les sédiments non cohésifs sont essentiellement constitués de grains de quartz. Il est généralement admis, dans la littérature, que les particules non cohésives ont un diamètre supérieur à 63 μm ; cependant, une faible proportion de minéraux argileux est parfois suffisante pour donner un caractère cohésif à un ensemble de sédiments plus grossier (Antoine, 2013).

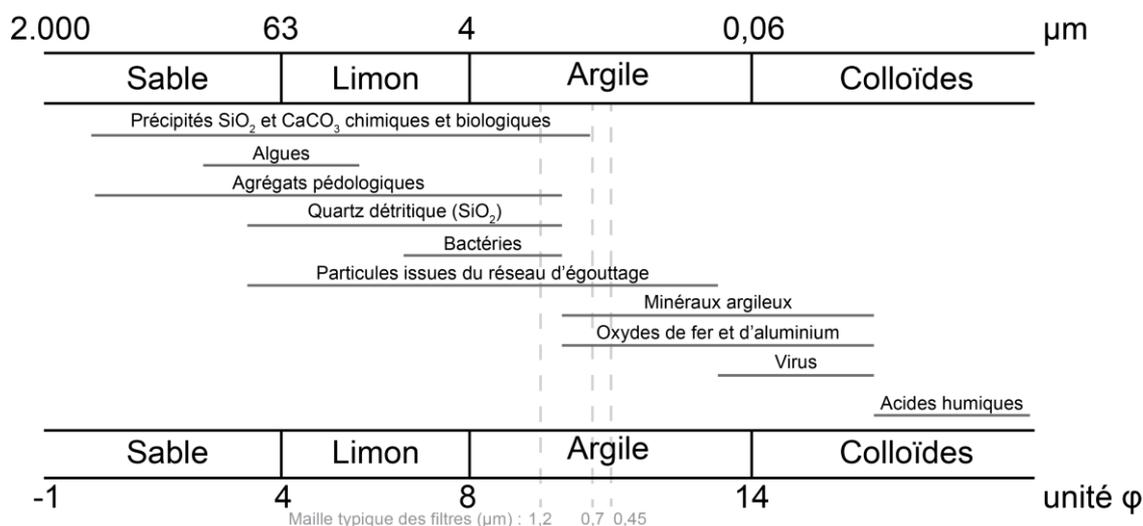


Fig. 1-1. Taille granulométrique des particules en rivières (d'après Naden (2009), modifié).

Les organismes vivants ont un rôle actif dans la réalisation d'agrégats ou de floccs, comme les voiles algaires ou les biofilms bactériens qui se développent à la surface de particules minérales en suspension ou sur le fond du lit et qui peuvent favoriser des phénomènes de floculations organominérales (Dupont *et al.*, 2001).

1.4. La dynamique des matières en suspension

Les matières en suspension sont affectées d'une dynamique liée à leur granulométrie et à la vitesse du courant d'eau dans lequel elles évoluent. La forme des particules et leur masse volumique jouent également un rôle important dans les mécanismes de transport, notamment par l'intermédiaire des forces cohésives. La limite supérieure de la taille des particules constituant la *wash load*, correspondant à la charge des matières en suspension non impactée par les variations de vitesse du flux, est généralement définie comme étant proche de la limite limon/sable (63 μm) (Woo *et al.*, 1986; Thomas & Goudie, 2000). La *wash load* inclut également les particules les plus fines, appartenant aux argiles et aux colloïdes, qui subissent des interactions électrochimiques et des phénomènes de floculation, perturbant les processus de sédimentation et de transport. Tout comme le seuil de détermination de la *wash load*, la concentration des matières en suspension ne peut être prédite *a priori* par modélisation pour un bassin versant dans un

environnement pédologique et climatique donné (Asselman, 2000; Gericke & Venohr, 2012). La disponibilité en particules fines dans le bassin versant est généralement le facteur limitant la concentration des sédiments en suspension (Lefrançois, 2007; Lefrançois *et al.*, 2007). La concentration des particules en suspension varie grandement en fonction du contexte lithologique et pédologique, de l'intensité et de la chronologie des crues, de la disponibilité en sédiments fins dans le lit mineur et dans le lit majeur et de l'érodibilité des berges du cours d'eau (Vercruyssen *et al.*, 2017).

Les particules les plus fines (argiles et limons) sont réparties de façon homogène dans la section de la rivière (*wash load*), tandis que les particules plus grossières (limons grossiers et sables fins) subissent une décroissance de leur concentration depuis le fond du lit vers la surface de l'eau, nommée suspension gradée (*suspended bed material load*), en raison du phénomène de saltation qui intervient pour les particules sableuses (Woo *et al.*, 1986; Shen & Julien, 1992). Sur le fond du lit, c'est le processus de roulement qui devient prédominant (Bravard & Petit, 2000), affectant préférentiellement les sables grossiers. Le charriage, quant à lui, affecte les graviers, les galets et les blocs qui font partie de la charge de fond (Fig. 1-2).

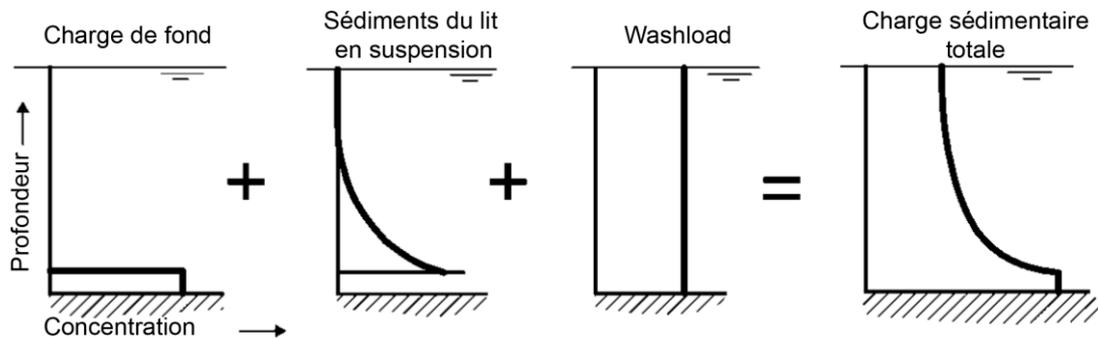


Fig. 1-2. Diagramme schématisant la distribution verticale des sédiments (d'après Gordon *et al.* (2004), modifié).

En raison des différences de concentration des sédiments depuis la surface jusqu'au fond du lit, des méthodes particulières de mesure et d'échantillonnage doivent être utilisées en fonction de la granulométrie des particules. Une revue de ces méthodes dans la littérature sera abordée au point 2.2.1.

Keaton (2019) a réalisé une synthèse de termes utilisés dans la littérature dans le contexte du continuum « eau-sédiment-roche » et du continuum des processus fluviaux-glislements de terrain (Fig. 1-3). L'intérêt se portera ici essentiellement sur les processus de flux de cours d'eau (*stream flow*) peu chargés en sédiments et aux processus de flux hyperconcentrés en sédiments (*hyperconcentrated sediment flow*). Cette dernière expression est préférable aux termes de « coulée de boue » ou de « coulée boueuse » (Keaton, 2019).

	Sediment Concentration (nonlinear scale)					
	Fluvial Process			Landslide Process		
	0%					100%
Process Name	Stream Flow	Hyperconcentrated Sediment Flow		Mud Flow Debris Flow	Earth-Debris-Rock Spread-Slide-Topple-Fall	
Process Type	Water Flow	Water-Sediment Flow	Sediment-Water Flow	Earth-Debris Flow	Earth-Debris-Rock Spread-Slide-Topple-Fall	
Physics	Newtonian Fluid		Non-Newtonian Fluid	Distributed Shear		Concentrated Shear Discrete Particles
Support Mechanism	Fluid Flow Velocity Fluid Turbulence		Escaping Pore Fluid (Full Support - Partial Support)		Dispersive Pressure	Matrix Strength and Density Interface Friction
Transport Process	Turbidity Current		Fluidized Flow	Liquefied Flow	Grain Flow Plug Flow	Plastic Flow Plastic-Elastic Elastic-Brittle
Deposition Process	Suspension Sedimentation		Frictional Freezing (Bottom Up- No Yield Strength)	Frictional Freezing (Top Down- Yield Strength)	En Masse Frictional Freezing	Cohesive Freezing Waning Momentum
Deposit Character	Well Sorted Fining Upward		Unsorted-Clast Supported Layer-by-Layer Accretion		Variably Sorted Coarsening Upward	Unsorted-Matrix Supported Collapse Pile
Regulatory Name	Stream Flow or Flood		Mud Flood		Mud Flow Debris Flow Other Landslide	
Media Name	Flood		Mudflow, Mudslide			

Fig. 1-3. Synthèse des termes anglophones utilisés dans la littérature et liés au transport de sédiments, en fonction de leur concentration et des processus de transport (Keaton, 2019).

Sous les climats océaniques tempérés, ces flux hyperconcentrés en sédiments sont essentiellement rencontrés lors des phénomènes de crue éclair, et peuvent affecter des petits bassins versants qui ne présentent pas toujours d'écoulement pérenne (Douvinet, 2008). L'étude des phénomènes de crues éclair, recensés de manière indirecte via des articles de presse et qui ont affecté le territoire de la Wallonie, fait l'objet du chapitre 4.

1.4.1. Le transport des matières en suspension du bassin versant à l'océan

La dynamique des sédiments - depuis leur érosion au niveau de la parcelle jusqu'à leur éventuel dépôt en mer - a d'abord été étudiée par l'intermédiaire de processus isolés. Au début des années 1970, cette dynamique a été envisagée dans un cadre de relais de processus, s'enchaînant dans le temps et dans l'espace sous la forme d'un système en cascade, nommé « cascade sédimentaire », qui correspond, à l'échelle du bassin versant, à un système ouvert qui lie des sources sédimentaires et l'exutoire du bassin (Cossart, 2016). Les processus qui affectent chacune des phases d'érosion, de transport et de sédimentation sont identifiés suivant leur échelle spatiale, leur vitesse et la durée de leur action (Fig. 1-4). À tous les niveaux d'échelles, le concept de connectivité est de plus en plus étudié à partir de modèles dynamiques liés aux processus sédimentaires (Baartman *et al.*, 2013). Bracken & Croke (2007) ont identifié trois types principaux de connectivité : (i) la connectivité géomorphologique, relative au couplage physique des formes de relief ; (ii) la connectivité hydrologique, relative au transit de l'eau à travers le bassin versant et (iii) la connectivité sédimentologique, relative au transfert de sédiments à travers le bassin (Baartman *et al.*, 2013).

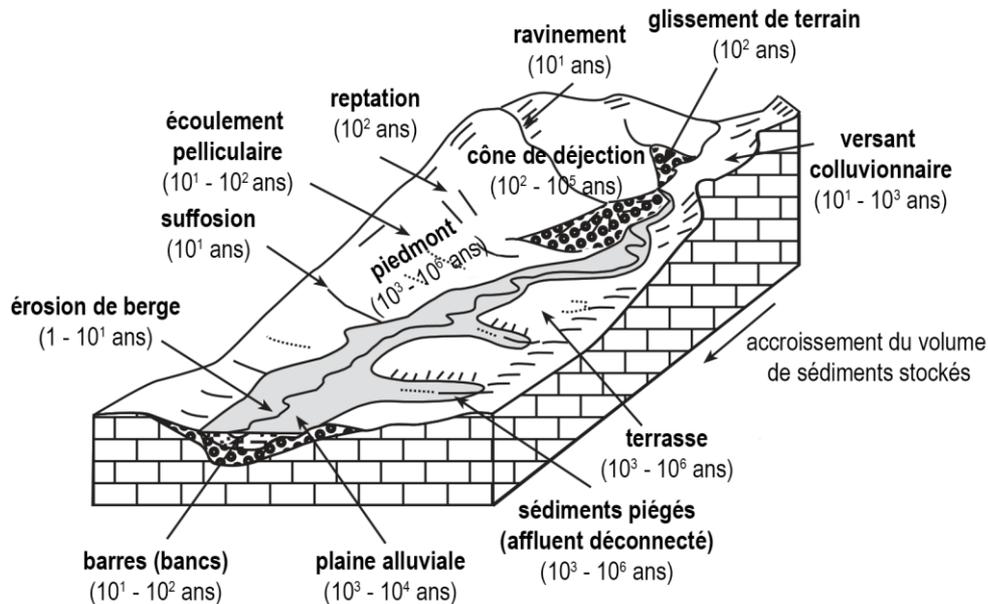


Fig. 1-4. Échelle temporelle des différents processus de transport et d'accumulation sédimentaire au sein d'un bassin versant, adaptée de Fryirs & Brierley (2012).

À l'échelle du versant

Sur un sol nu, le détachement des particules sédimentaires se produit lorsque l'énergie cinétique de la goutte de pluie dépasse la force de cohésion des particules de sol (Le, 2012). Les parcelles agricoles sont, dès lors, l'une des sources les plus importantes de sédiments fins. L'érosivité des précipitations a été largement étudiée (Bollinne & Laurant, 1978; Wischmeier & Smith, 1978; Morgan, 1983; Sinzot *et al.*, 1989; Verstraeten *et al.*, 2006b; Panagos *et al.*, 2017), ainsi que l'effet protecteur de la végétation contre l'érosion (Bravard & Petit, 2000). L'occupation du sol et les différentes cultures agricoles ont également été analysées grâce à des parcelles expérimentales dont la production sédimentaire a été mesurée dans diverses conditions climatiques données (García-Ruiz *et al.*, 2015).

La mise au point d'une équation pour la prédiction des pertes en sol USLE (*Universal Soil Loss Equation*) a été élaborée par Wischmeier & Smith (1965) sous la forme suivante (Eq. 1-1) puis modifiée par Williams (1975).

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad \text{Eq. 1-1}$$

A est l'érosion attendue en $t \cdot ha^{-1}$; R, l'indice d'érosivité des pluies ; K, l'indice d'érodibilité du sol ; L est fonction de la longueur de la pente ; S est fonction de l'inclinaison de cette pente ; C, un indice de protection des cultures et P est un indice d'efficacité des pratiques de lutte anti-érosive (Wischmeier & Smith, 1978).

De nombreux modèles ont été élaborés, testés et calibrés à partir de cette équation de référence (Sinzot *et al.*, 1989; Renard & Freimund, 1994; Desmet & Govers, 1996; Alewell *et al.*, 2019). Des versions révisées, désignées sous l'acronyme RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) sont souvent utilisées lorsqu'il s'agit d'estimer les processus d'érosion des sols à l'échelle de la parcelle (Van Rompaey *et al.*, 2001b; Lim *et al.*, 2005; Kinnell, 2010; Nangia *et al.*, 2010; Panagos *et al.*, 2015d). Il apparaît souvent très complexe d'extrapoler, à d'autres échelles spatiales, les estimations d'érosion ou d'accumulation de sols mesurées ou calculées à l'échelle de la parcelle agricole. Sadeghi *et al.* (2013) ont, en toute logique, montré que plus la taille de la parcelle expérimentale est grande, plus la concordance avec les mesures du ruissellement et du rendement

sédimentaire à l'échelle du bassin versant est bonne. Cependant, la sédimentation des particules fines, entre la parcelle et le cours d'eau, complexifie la dynamique sédimentaire. L'étude des bassins de sédimentation, qu'ils soient naturels ou anthropiques, a d'ailleurs permis à Verstraeten & Poesen (2001a) de quantifier les transports sédimentaires dans des bassins versants de surface comprise entre 0,1 et 100 km² (Fig. 1-5). Cette figure positionne également dans le temps et dans l'espace les travaux de recherche qui ont fait l'objet des différents chapitres de ce présent manuscrit.

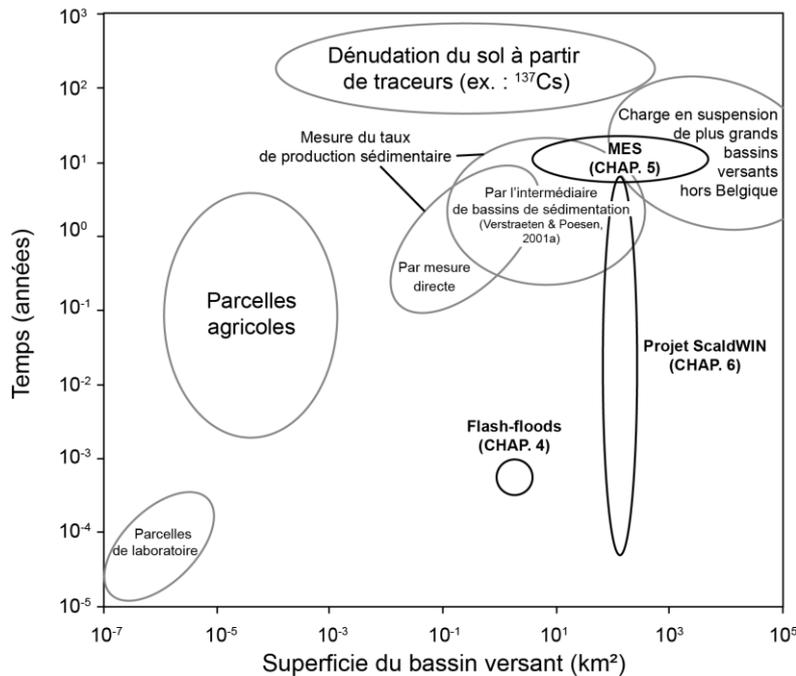


Fig. 1-5. Échelle spatio-temporelle des recherches en matière d'érosion du sol (adapté de Verstraeten & Poesen, 2001a). Nous y avons également positionné les travaux de recherche de cette thèse.

À l'échelle du cours d'eau

D'un point de vue plus général, les cours d'eau peuvent être vus, dans le processus de cascade sédimentaire, comme étant les vecteurs d'une certaine quantité de sédiments fins. L'accumulation de matériaux fins sur le lit du cours d'eau peut être non négligeable après la décrue et ceux-ci ne sont remis en suspension que lors de la crue suivante. Par ailleurs, des crues importantes (d'une récurrence supérieure à 10 ans par exemple) peuvent également libérer des sédiments fins piégés par un armurage ou un pavage du lit mineur (Houbrechts *et al.*, 2012).

Au niveau des confluences de cours d'eau, des différences de concentrations des matières en suspension peuvent être considérables, par exemple si un sous-bassin a été soumis à d'importantes précipitations locales ou qu'un des sous-bassins présente un sol plus susceptible d'être érodé (Rice *et al.*, 2008).

À l'échelle du bassin versant

Le bassin versant est vu comme l'intégrateur des différents processus d'érosion, de la parcelle avec l'érosion des particules de sols par les précipitations, via le transport des sédiments en tête de bassin et à leur éventuelle accumulation, jusqu'à atteindre des cours d'eau d'ordre supérieur et *in fine* l'exutoire du bassin.

En fonction de l'échelle spatiale et temporelle étudiée, la quantification des processus érosifs sera désignée par différents termes, dont les plus fréquemment utilisés sont détaillés ci-dessous.

-
- **Le taux de dénudation** (*denudation rate*) correspond à l'épaisseur de sol érodé par unité de temps, il est exprimé en mm.an^{-1} ou en m.ka^{-1} . Il inclut l'ensemble des particules enlevées de la croûte terrestre, par érosion mécanique ou altération chimique. Complexe à mesurer sur le terrain, il peut être estimé grâce à l'implantation de repères d'érosion (*erosion pins*) ou à la mesure de radio-isotopes comme la mesure du rapport $^{10}\text{Be}_{\text{météorique}}/^{9}\text{Be}$ (ex. : Vanacker *et al.* (2007) au Sri Lanka, Wittmann *et al.* (2015) dans le bassin de l'Amazonie...) pour déterminer le temps de transit des particules dans le sol. Les techniques de terrain réalisées à l'échelle locale, par différentes méthodes de datation, sont cependant difficilement transposables à l'échelle du bassin versant (Turowski & Cook, 2017). La concentration d'un nucléide cosmogène dans un échantillon reflète le temps qu'il a fallu à l'échantillon pour passer de plusieurs mètres de profondeur à la surface et donc la vitesse d'érosion, mais l'estimation du taux de dénudation doit généralement être faite grâce à une modélisation physiquement basée à différentes échelles à partir des échantillons (Bracken, 2009; Bovy *et al.*, 2016). Ces méthodes sont plutôt réservées à des échelles temporelles assez longues (Holocène tardif). Le taux de dénudation, exprimé en mm.an^{-1} , décroît généralement avec l'augmentation de la superficie du bassin versant. En outre, il décline également lorsque la période temporelle d'intégration des données augmente (Ganti *et al.*, 2016).
 - **Le taux de production sédimentaire** (*sediment yield*) est, quant à lui, la masse de sédiments qui quitte le bassin versant en un point donné du réseau hydrographique. Cette masse est exprimée par unité de surface et par unité de temps (taux de production sédimentaire spécifique ou *(area-)specific sediment yield*), généralement en $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Il tient compte des sédiments qui se seraient accumulés dans le bassin, en amont du point de mesure. Ces données massiques peuvent être converties en données volumétriques afin de calculer une épaisseur de sol sec équivalente. Verstraeten & Poesen (2001b) ont mesuré une densité apparente sèche moyenne variant de 1 à $1,58 \text{ t.m}^{-3}$ dans les bassins de sédimentation qu'ils ont étudiés, tandis que Rommens *et al.* (2005) ont retenu une valeur de $1,53 \text{ t.m}^{-3}$ dans un bassin versant de 103 ha, représentatif de la ceinture limoneuse. Cette densité apparente sèche varie en fonction de la texture du sédiment (Lane & Koelzer, 1943; Komura, 1963) et de la proportion de matière organique (Avnimelech *et al.*, 2001).
 - **Le taux de restitution de sédiments** (*sediment delivery ratio, SDR*) est le rapport adimensionnel entre le taux de production sédimentaire et le taux de dénudation ; plus il est proche de 0 et plus la quantité de sédiments accumulés dans le bassin versant est importante. Ce rapport varie significativement avec la taille du bassin concerné et la période où la mesure est réalisée, tant au niveau du taux de dénudation global que de la quantification des sédiments sortant du bassin versant à un exutoire donné (Rice *et al.*, 2008). En conséquence, le SDR est plutôt perçu comme un outil peu satisfaisant, eu égard à la complexité relative à la mesure du taux de dénudation brut de bassins versants à la lithologie complexe, aux différentes occupations du sol ainsi qu'aux pratiques agricoles (Bracken, 2009; Baartman *et al.*, 2013). Dans un système à l'équilibre, le taux de production sédimentaire à l'exutoire est approximativement égal à l'érosion des versants. Cependant, ce cas de figure est rare et, à l'échelle mondiale, l'évolution actuelle est plutôt à l'accroissement de l'érosion des versants et des berges, à la suite de l'augmentation de la pression anthropique sur les sols. Cependant, le SDR a généralement tendance à diminuer avec l'augmentation de la taille du bassin versant, suite aux accumulations de sédiments piégés en plaine alluviale (Lu *et al.*, 2005) et à la diminution de la connectivité avec les versants (Borselli *et al.*, 2008), comme le présente

Hessel (2006) sur des bassins versants de 0,01 à 1000 km² (Fig. 1-6). Peu d'études mentionnent un SDR pour des bassins de superficie supérieure, excepté sur les affluents du Fleuve Jaune (Zhang *et al.*, 2015), dans des conditions sédimentaires particulières dues à la grande disponibilité en loëss. Toutefois, Panin (2004) estime que le SDR à l'échelle globale terre-océan est de l'ordre de 5 à 20 % pour des échelles de temps allant de quelques décennies à quelques siècles.

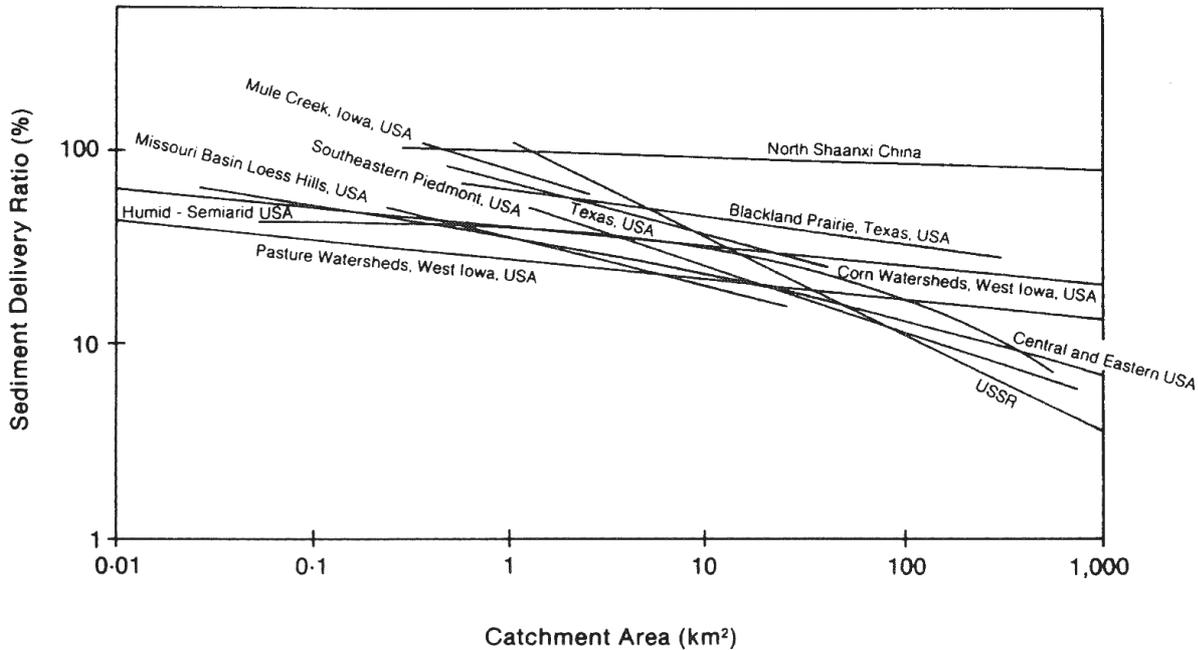


Fig. 1-6. Évolution du taux de restitution de sédiments (*Sediment Delivery Ratio*) en fonction de la taille du bassin versant (Hessel, 2006).

La figure publiée par Ke & Zhang (2024) résume les différents processus à l'œuvre qui impactent a) l'érosion par ruissellement, b) le taux de production sédimentaire spécifique et c) le rendement sédimentaire, en fonction de la taille du bassin versant (Fig. 1-7). À l'échelle du bassin versant, le taux de production sédimentaire spécifique, exprimé en t.km⁻².an⁻¹, tend à décroître lorsque la surface du bassin versant augmente (Asselman, 2000). La majeure partie du temps, les bassins versants sont dominés par une érosion des versants, dont l'importance relative diminue avec l'accroissement de superficie et la diminution de la pente moyenne. Lorsque l'érosion du lit des cours d'eau et/ou des berges domine, le taux de dénudation spécifique présente alors une augmentation avec la superficie. Des cas complexes mêlant les deux comportements sont également observables lorsque les paramètres orohydrographiques sont hétérogènes (Ke & Zhang, 2024).

L'ensemble des données qui seront étudiées dans le cadre de cette recherche correspondront au taux de production sédimentaire exprimé par unité de surface de bassin versant (t.km⁻².an⁻¹), car les mesures réalisées incluent systématiquement l'ensemble des processus d'érosion et de dépôts qui se produisent en amont de la station de mesure.

À l'échelle belge et européenne, de petits bassins versants agricoles sont également monitorés pour évaluer l'impact de la composition et de la structure des sols sur le transport sédimentaire (Cantreul *et al.*, 2020) et intègrent la base de données collaborative EUSEDcollab fournissant l'accès aux données de débits et de transport sédimentaire à l'échelle de bassins versants de faible superficie (Matthews *et al.*, 2023).

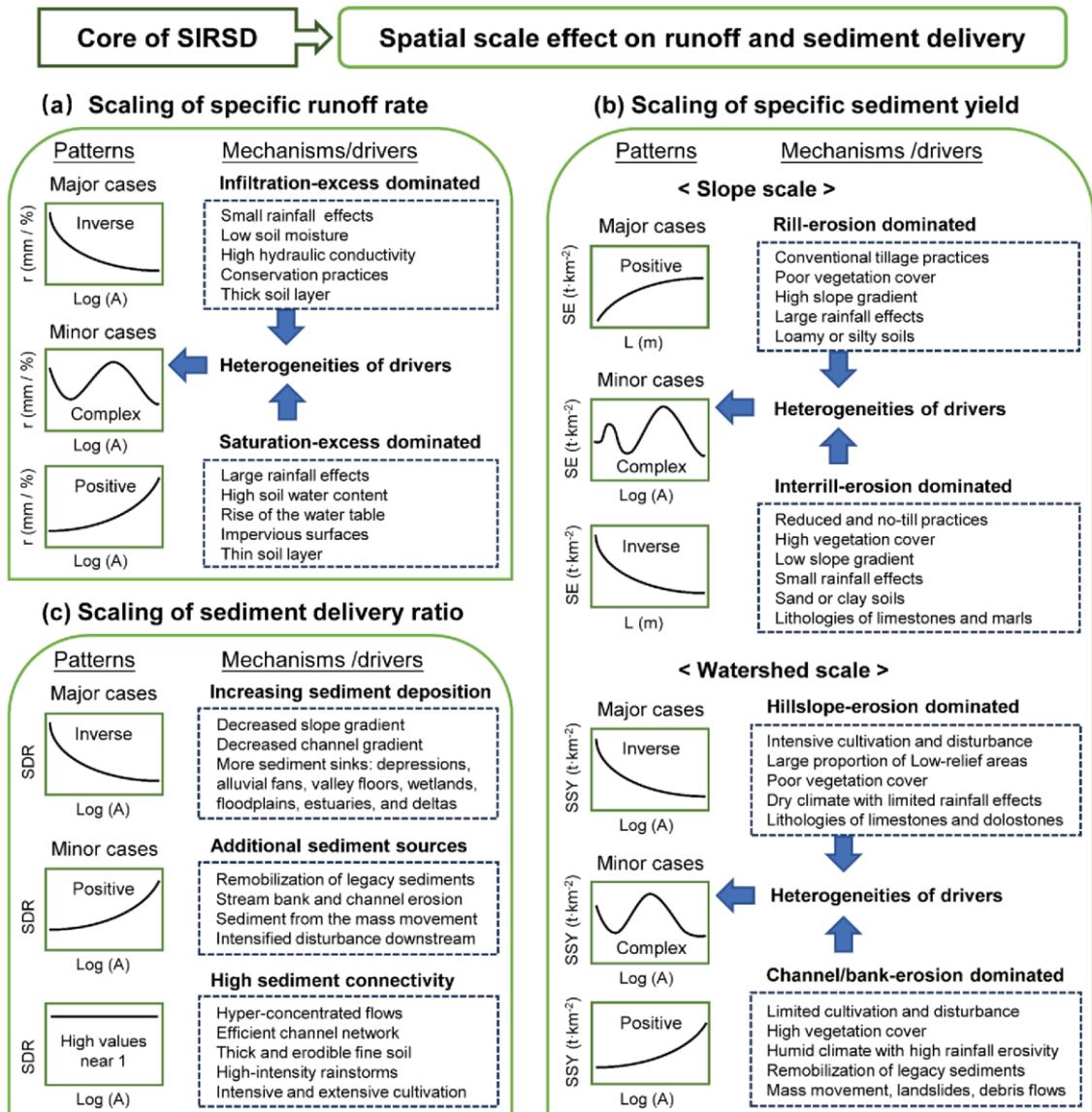


Fig. 1-7. Modèles d'effets de l'échelle spatiale sur le ruissellement et l'apport de sédiments associés aux mécanismes ou facteurs potentiels sous-jacents, selon Ke & Zhang (2024). r : profondeur du ruissellement (mm) ou coefficient de ruissellement (%); SE : érosion du sol; SSY : taux de production sédimentaire spécifique; SDR : ratio d'apport de sédiments; A : aire de drainage (km²); L : longueur de la pente (m).

1.4.2. Les effets des conditions hydrologiques et de la saisonnalité sur la concentration et la granulométrie des matières en suspension

Les différentes phases hydrologiques d'un cours d'eau ont un effet important sur le transport des matières en suspension, tant au niveau de leur concentration que de leur répartition dans la colonne d'eau et de leur granulométrie. Si la concentration des matières en suspension (MES) augmente généralement avec le débit de la rivière, des phénomènes particuliers peuvent être observés en crue (Williams, 1989). Il s'agit du phénomène d'hystérésis, qui reflète le comportement du bassin versant par rapport au transport des sédiments et à la localisation des stocks de matériaux fins en amont de la station de prélèvement et dans le réseau hydrographique. Ces hystérésis se produisent lorsque les débits liquides évoluent au cours de la crue de manière différenciée face aux débits solides (Viel, 2012). Lorsque le pic de concentration en sédiments en suspension a lieu avant le pic de débit, la concentration en crue sera plus importante qu'en décrue; ce phénomène sera appelé hystérésis horlogique ou orthograde (Fig. 1-8a). Il est

rencontré lorsque la disponibilité en sédiments fins dans le bassin versant diminue avant que le pic de crue ne soit atteint. Il s'agit du cas le plus fréquemment rencontré (Dupont *et al.*, 2001). Si le pic de concentration des MES est synchrone avec le pic de débit, il n'y a pas de différence au niveau de la relation MES/Q, qui est identique entre la phase de crue et la phase de décrue (Fig. 1-8b). L'absence d'hystérésis peut parfois être observée ; elle est liée soit à l'absence de dépôts fins remobilisables, soit à l'insuffisance des débits pour évacuer les stocks particulières déposés (Dupont *et al.*, 2001). Enfin, si le pic de concentration se produit après le pic de débit, la concentration des matières en suspension sera plus importante en décrue qu'en crue, pour un même débit (Fig. 1-8c). Ce phénomène est connu sous le nom d'hystérésis anti-horlogique ou rétrograde (Le Meur, 2016). Il traduit la mobilisation de sources sédimentaires lointaines, très en amont de l'exutoire (Vongvixay, 2012) avec un décalage temporel entre l'onde de crue qui affecte les masses d'eau et le transfert plus lent des matériaux fournis par les versants de plus grande superficie. D'autres formes plus complexes (rectiligne puis en boucle horlogique ou anti-horlogique, forme en huit...) peuvent être observées en fonction de la disponibilité en sédiments et de la temporalité des phases de crue (Raymond, 2011).

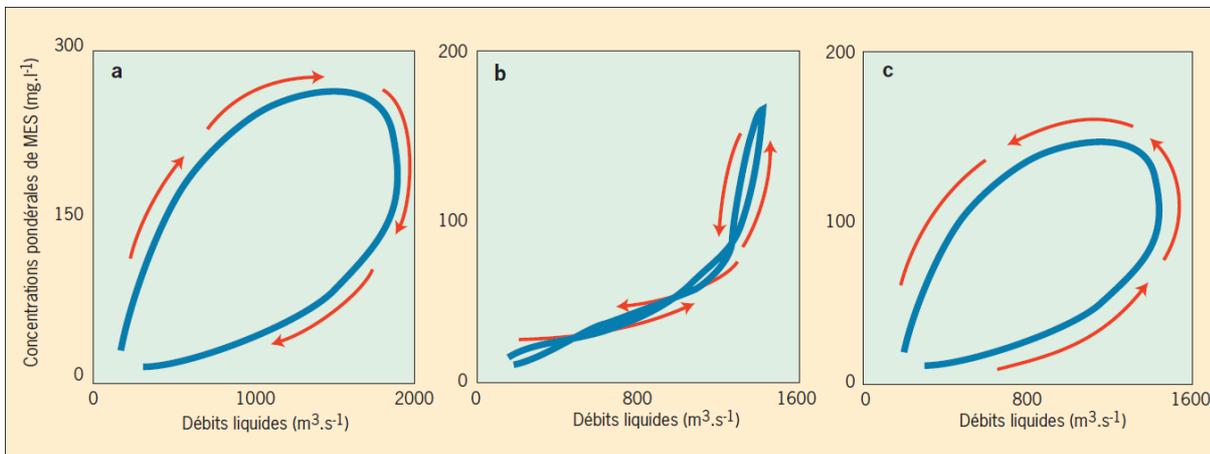


Fig. 1-8. Différents types d'hystérésis observés dans la relation entre la concentration de sédiments en suspension et le débit pendant un événement de crue : a) Hystérésis horlogique ou orthograde ; b) Absence d'hystérésis ; c) Hystérésis anti-horlogique ou rétrograde, selon Dupont *et al.* (2001) d'après l'étude de la partie aval de la Seine (France).

Les différentes phases du cycle de crue-décrue exercent également une influence sur la granulométrie des particules en suspension. La plupart des études montrent une augmentation de la taille des particules avec l'augmentation du débit (Walling & Moorehead, 1989). Toutefois, de nombreuses études ont également mis en évidence une grande variabilité granulométrique selon l'importance de l'événement pluviométrique ayant mené à la crue échantillonnée et la succession temporelle des différents événements (Williams *et al.*, 2007). L'échelle spatiale d'analyse semble être également importante pour caractériser les variations granulométriques des matières transportées en suspension. Dans leur étude réalisée dans un bassin versant de 6,2 km² dans l'Oxfordshire (Royaume-Uni), Slattery & Burt (1998) ont pu faire émerger deux points essentiels de leurs observations : 1) les caractéristiques granulométriques des sédiments fluviaux en suspension sont contrôlées non seulement par les conditions hydrauliques à l'intérieur du cours d'eau lui-même, mais aussi par les processus d'érosion et de transport des sédiments opérant dans tout le bassin. 2) la formation d'agrégats doit être prise en compte lorsque la dynamique granulométrique des particules transportées veut être expliquée. Dans leur étude du bassin d'Emu Creek, dans le sud-est du Queensland (Australie), Haddadchi *et al.* (2015) ont par ailleurs montré que, pour toutes les fractions granulométriques, les sources proximales

de sédiments contribuent davantage aux sédiments en suspension que les sources distales au sein de bassins versants hétérogènes. De grandes incertitudes peuvent apparaître si la transportabilité des sédiments est déduite de la taille des particules à l'état dispersé plutôt que de la granulométrie effective des agrégats sédimentaires réellement transportés par la rivière (Slattery & Burt, 1998; Grangeon *et al.*, 2012).

À une échelle temporelle plus large, le transport sédimentaire est également affecté par la saisonnalité. Plusieurs paramètres physiques entrent en ligne de compte dont le débit du cours d'eau, l'intensité et la répartition des précipitations, le taux moyen d'humidité du sol et les effets saisonniers de la couverture végétale notamment dans les zones agricoles (Rhoads, 2020). Les pluies estivales intenses et généralement localisées à une partie d'un bassin versant ont tendance à accroître l'érosion des sols et le transport de sédiments. Les périodes de gel, quant à elles, peuvent accroître l'érosion des berges par la formation de glace de ségrégation (Wallemacq *et al.*, 2011). L'effet érosif peut être amplifié par l'impact du piétinement du bétail ou de la faune sauvage (castors, rats musqués...) sur les berges. Les pluies plus régulières et moins intenses en période hivernale ont des effets moins marqués sur l'érosion et le transport de sédiments en termes de quantité, mais leur impact est plus prononcé sur les cycles d'érosion-accumulation en différents sites au sein du bassin versant (Rhoads, 2020), rendant les crues successives tantôt orthogrades, tantôt rétrogrades, au gré de leur succession, lessivant différents tronçons du réseau hydrographique.

Des résultats expérimentaux des phénomènes d'hystérésis et de la saisonnalité du transport sédimentaire, acquis au sein du bassin de l'Escaut par l'intermédiaire de mesures continues de la turbidité, seront présentés au point 6.5.

1.5. État de l'art de l'étude des sédiments en rivières

Le transport des sédiments en rivières a fait l'objet d'un très grand nombre de publications scientifiques, tant au niveau de la quantification des sédiments transportés en suspension en rivières qu'au niveau de la charge de fond.

À l'échelle mondiale, Cohen *et al.* (2022) ont présenté récemment les résultats d'un modèle de flux sédimentaires à l'échelle mondiale (modèle WBMsed) qui prédit le débit liquide ainsi que le débit de matières en suspension (Fig. 1-9). À partir des données de 2 067 fleuves et rivières d'importance, drainant 67 % de la surface émergée, ils estiment à $30.579 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ le débit liquide. Une charge particulaire globale totale de $17,8 \text{ Gt} \cdot \text{an}^{-1}$ est délivrée aux océans mondiaux, dont $14,8 \text{ Gt} \cdot \text{an}^{-1}$ sous forme de *washload*, $2,6 \text{ Gt} \cdot \text{an}^{-1}$ sous forme de suspension gradée et $1,1 \text{ Gt} \cdot \text{an}^{-1}$ sous forme de charge de fond. Les 25 plus grands fleuves transportent plus de la moitié du flux total de sédiments vers les océans mondiaux (Cohen *et al.*, 2022).

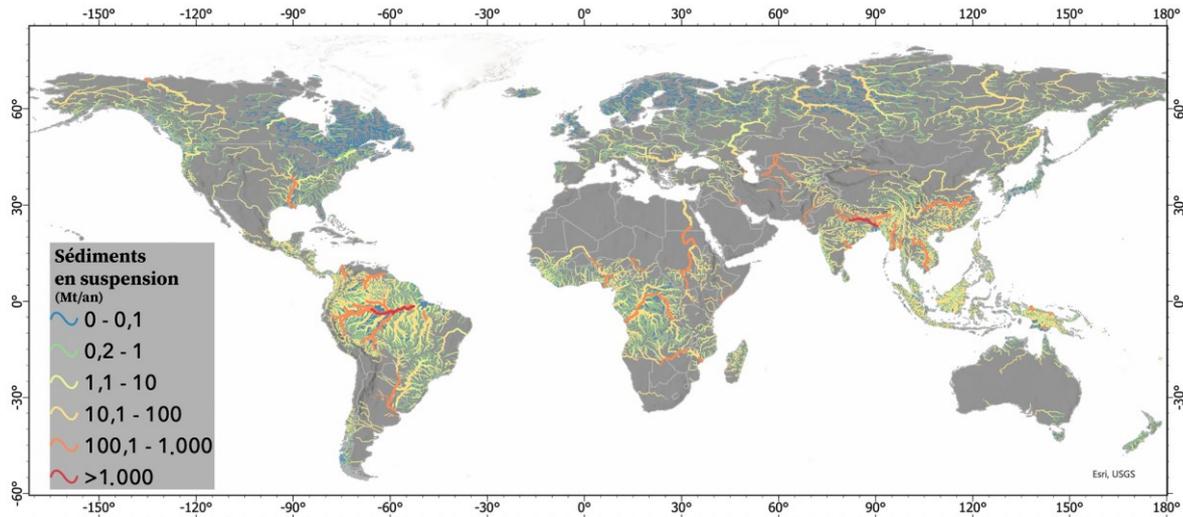


Fig. 1-9. Valeurs moyennes prédites de sédiments en suspension à l'échelle mondiale, exprimées en Mt.an⁻¹. Figure adaptée de Cohen *et al.* (2022). La largeur des lignes est proportionnelle au débit moyen des cours d'eau.

García-Ruiz *et al.* (2015) avaient précédemment compilé une base de données de 4 165 valeurs de taux de production sédimentaire et/ou d'érosion des bassins versants. Elles ont été essentiellement obtenues par mesures directes (89 %), par études radio-isotopiques (5 %), et dans une moindre proportion par des études bathymétriques, des modélisations ou des simulations numériques. Malgré une forte variabilité des résultats obtenus, les taux de production sédimentaire moyens mesurés par des méthodes directes décroissent avec la surface étudiée, de 600 t.km⁻² pour des parcelles de 1 m² à 30 t.km⁻² pour des bassins d'un million de km² (García-Ruiz *et al.*, 2015). La pente a toujours été considérée comme un facteur majeur expliquant la variabilité des taux d'érosion dans toutes les conditions environnementales. Cependant, García-Ruiz *et al.* (2015) ont montré que la corrélation entre le taux d'érosion et la pente était très faible ($R^2 = 0,024$), même si l'effet de la pente est significatif. Seul un modèle multivarié comprenant plusieurs facteurs environnementaux de base et des facteurs non environnementaux, liés aux conditions expérimentales qui ont produit ces taux d'érosion (notamment la méthode de traitement, la taille de la zone d'étude et la durée de l'étude), a permis d'expliquer près de 50 % de la variance des taux d'érosion (García-Ruiz *et al.*, 2015).

Concernant les sédiments grossiers, la proportion du transport de la charge de fond par rapport à la charge totale transportée par les fleuves diminue avec le débit moyen observé (Fig. 1-10), par l'intermédiaire de la pente moyenne globale plus faible pour de grands bassins versants. Dans le cas du Mississippi, la pente du fleuve explique 80 % de la variabilité de la dynamique spatiale du transport de la charge de fond (Cohen *et al.*, 2022).

Ces recherches récentes à l'échelle globale succèdent à d'autres travaux initiés à partir du milieu du XX^e siècle, en vue de quantifier l'apport en sédiments des fleuves à l'océan (Holeman, 1968; Milliman & Meade, 1983; Syvitski *et al.*, 2003). Panin (2004) a compilé trente estimations globales de transport de sédiments vers les océans à partir de travaux datant de 1950 ; Hatono & Yoshimua (2020) ont poursuivi le travail en compilant des études plus récentes.

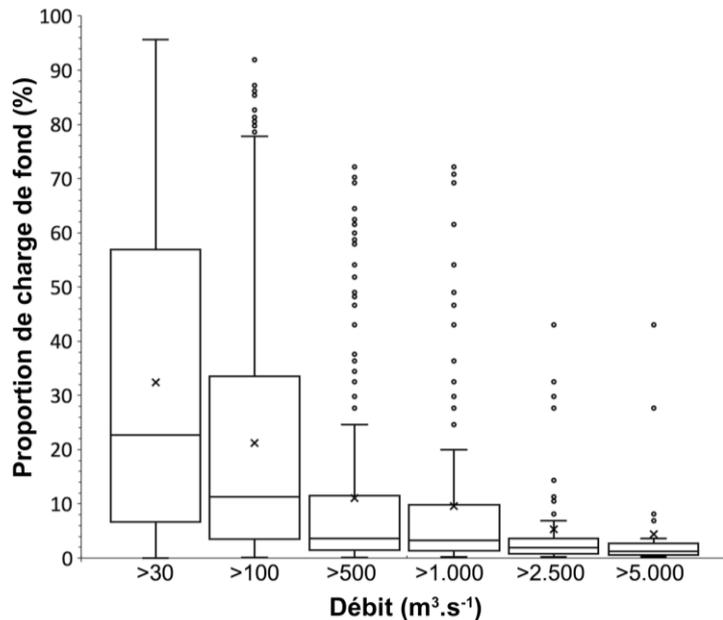


Fig. 1-10. Boxplots de la proportion du transport de la charge de fond au niveau des embouchures des fleuves en fonction du débit moyen observé. La ligne noire dans chaque boîte indique la médiane, x indique la moyenne et les cercles correspondent aux valeurs aberrantes (adapté de Cohen *et al.*, 2022).

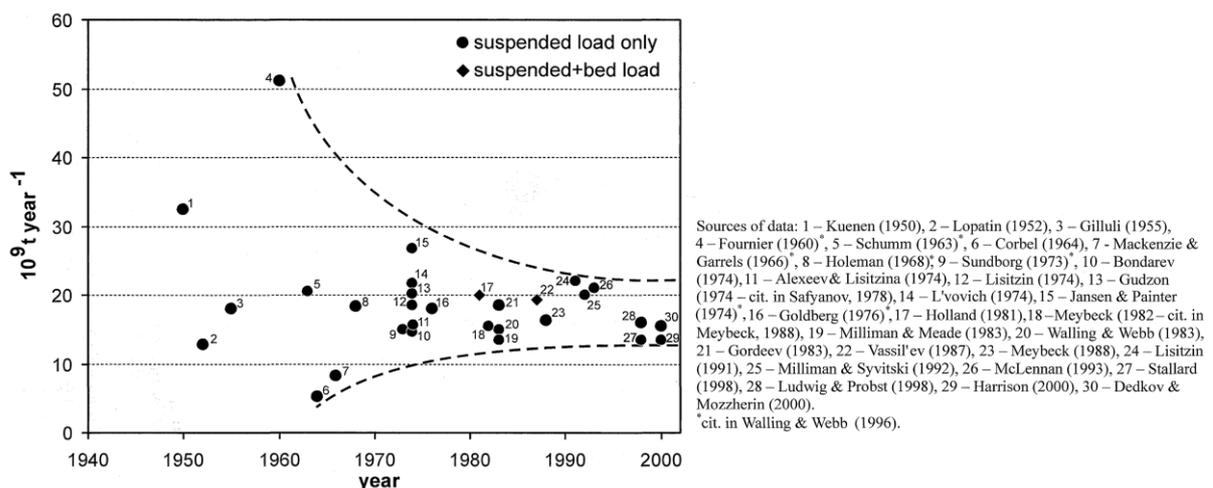


Fig. 1-11. Estimation des flux de sédiments globaux vers les océans d'après les recherches de la seconde moitié du XX^e siècle (Panin, 2004).

Malgré les incertitudes inhérentes à ces estimations souvent fortement simplifiées par manque de données, elles sont comprises entre 13,5 et 22 Gt.an⁻¹ et se précisent avec les études plus récentes (Fig. 1-11 englobant toutefois deux valeurs d'estimation de la charge en suspension et de la charge de fond indifférenciées).

Les estimations varient grandement selon les études et les auteurs, au vu de la complexité de mesurer avec précision les flux sédimentaires. Les changements d'occupation du sol – la déforestation et l'agriculture intensive – ont un impact majeur sur l'érosion des sols dans le monde entier, avec une nette augmentation de l'érosion, plus particulièrement dans les bassins versants de petite et de moyenne superficie (Naden, 2009). En effet, les activités agricoles à elles seules peuvent modifier considérablement les paysages. Reulier *et al.* (2019) ont cherché à comprendre comment ces changements, motivés par les décisions humaines, impactent le transport de matières au sein du paysage, pouvant affecter les rivières en aval, par modélisation ; ils ont montré que des changements mineurs pouvaient avoir des effets conséquents. Meybeck *et al.* (2003) ont

observé, sur une soixantaine de stations de mesure réparties de façon homogène à l'échelle globale, des concentrations journalières moyennes allant de 5 mg.l⁻¹ à 29 g.l⁻¹ pour des bassins versants dont la superficie est comprise entre 64 km² et 3,2 millions de km², soumis à différents climats. En valeur instantanée, les pics de crue consécutifs à de fortes précipitations sur des sols sensibles à l'érosion, à forte pente, peuvent présenter des concentrations atteignant jusqu'à 190 g.l⁻¹ après le passage d'un typhon à Taiwan dans une zone affectée préalablement par un séisme associé à des glissements de terrain (Milliman *et al.*, 2014), 350 g.l⁻¹ en bordure du bassin méditerranéen (Soler *et al.*, 2008; López-Tarazón *et al.*, 2009) ou même jusqu'à 800 g.l⁻¹ en tête de bassin dans des badlands du sud de l'Espagne (Cantón *et al.*, 2001). Les affluents du Fleuve Jaune qui entaillent le plateau de loess chinois peuvent atteindre des concentrations de matières en suspension de 1700 g.l⁻¹ (Hessel, 2006). En conséquence, bien que la superficie de son bassin versant ne représente qu'environ 15 % de celui de l'Amazonie, le Fleuve Jaune est le premier fleuve mondial en termes de débit solide, avec environ 1,1 Gt.an⁻¹ (Shan *et al.*, 2019).

Dethier *et al.* (2022) ont récemment publié une analyse par télédétection de la concentration et du flux de sédiments en suspension pour 414 grands fleuves mondiaux, d'une largeur supérieure à 90 m à leur embouchure et disposant d'un bassin versant d'une superficie supérieure à 20.000 km². Ils révèlent un changement global généralisé directement attribuable à l'activité humaine au cours du dernier demi-siècle. Le piégeage des sédiments par les barrages dans l'hémisphère boréal a contribué à la baisse du flux mondial de sédiments à 49 % des conditions pré-barrage (Fig. 1-12). Le changement récent et intensif de l'utilisation des terres dans l'hémisphère austral a augmenté l'érosion, allant de pair avec une concentration de sédiments en suspension dans les rivières en moyenne 41 ± 7 % supérieure à celle des années 1980 (Dethier *et al.*, 2022).

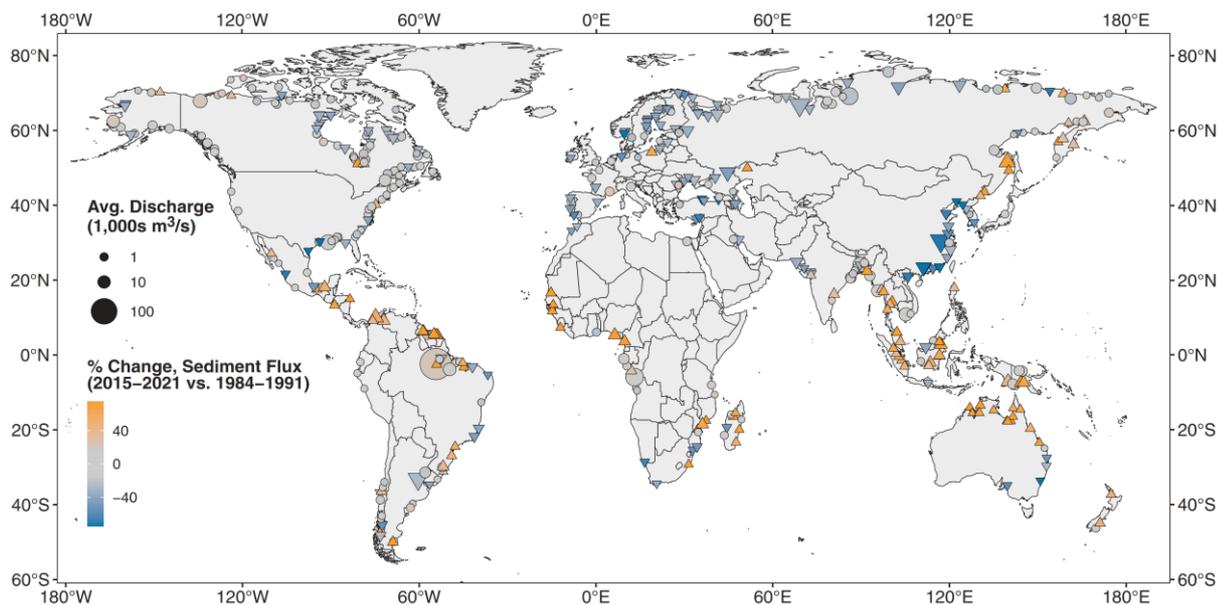


Fig. 1-12. Changements dans le flux de sédiments en suspension pour 414 grands fleuves sur les six principales masses continentales mondiales (Dethier *et al.*, 2022). Triangles pointant vers le haut : fleuves avec un flux de sédiments en suspension croissant ; triangles pointant vers le bas : fleuves avec un flux de sédiments en suspension en baisse ; cercles : fleuves sans changement statistiquement significatif.

À l'échelle européenne, les systèmes fluviaux ont été fortement altérés au cours de l'Anthropocène en raison de la pression humaine écrasante sur les sols, les sédiments et le cycle de l'eau (Hoffmann *et al.*, 2022). Les pertes en sol ont été étudiées à différentes échelles spatiales et temporelles depuis le milieu du XX^e siècle. La typologie des processus d'érosion et des bilans

érosifs a fait l'objet d'une synthèse à l'échelle de chaque pays européen, montrant la complexité des mécanismes érosifs en fonction des paramètres hydroclimatiques (Boardman & Poesen, 2006). Cependant, rares sont les travaux qui recensent à l'échelle du continent européen les données mesurées sur le terrain. Cerdan *et al.* (2010) ont utilisé les données de couverture du sol CORINE Land Cover associées à des données de type et de texture du sol (*Geographical Soil Database of Europe*) afin d'estimer l'érosion des sols (Fig. 1-13).

Ces données, agrégées à l'échelle des pays européens, montrent une érosion moyenne de $140 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour le territoire belge, avec une érosion totale estimée à $42.10^5 \text{ t.an}^{-1}$, représentant 0,8 % de l'érosion du territoire européen (Cerdan *et al.*, 2010). Par la suite, diverses bases de données à l'échelle européenne ont été utilisées pour définir tous les paramètres de l'équation des pertes en sol RUSLE (Eq. 1-1) parmi lesquels l'érodibilité des sols (Panagos *et al.*, 2014), l'érosivité des précipitations (Panagos *et al.*, 2015a), le facteur C de protection des cultures (Panagos *et al.*, 2015b) et l'indice P d'efficacité des pratiques de lutte contre l'érosion (Panagos *et al.*, 2015c).

Cependant, ces valeurs d'érosion sont uniquement valables à l'échelle de la parcelle où l'érosion s'effectue (Panagos *et al.*, 2015d). Les modèles, développés à partir des années 1970 lorsque l'érosion des sols a commencé à être perçue comme un problème majeur (Jetten & Favis-Mortlock, 2006), ne donnent pas d'information sur le transport des sédiments et leur accumulation dans les bassins versants.

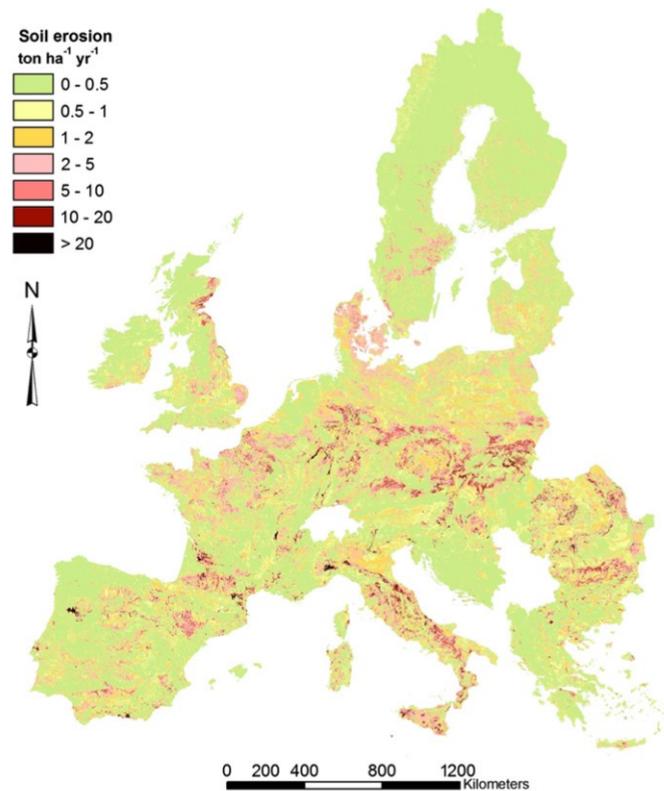


Fig. 1-13. Érosion hydrique diffuse du sol (exprimée en $\text{t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$) modélisée à partir des données CORINE Land Cover (Cerdan *et al.*, 2010) à l'échelle du pixel (résolution : 100 m).

L'étude la plus aboutie actuellement à propos de la dynamique sédimentaire agrégée à l'échelle des bassins versants est l'analyse globale de Vanmaercke *et al.* (2011) qui compile des données de taux de production sédimentaire de 1794 sites différents à travers l'Europe (507 réservoirs et 1287 stations limnigraphiques), dont les bassins versants correspondants s'étendent de 0,01 à

1.360.000 km². Ils en ont conclu que les régions tempérées et relativement plates d'Europe occidentale, septentrionale et centrale présentaient généralement des taux de production sédimentaire relativement faibles (avec environ 50 % des taux < 40 t.km⁻².an⁻¹ et environ 80 % des taux < 200 t.km⁻².an⁻¹), tandis que les régions méditerranéennes et montagneuses présentaient des taux de production sédimentaire plus élevés (avec environ 85 % des valeurs > 40 t.km⁻².an⁻¹ et plus de 50 % des valeurs > 200 t.km⁻².an⁻¹). Ces différences ont été attribuées à une combinaison de facteurs, tels que les différences de climat, de topographie, de lithologie et d'utilisation des sols (Vanmaercke *et al.*, 2011).

À l'échelle de la Belgique, la première étude de la charge sédimentaire en suspension a été réalisée sur la Meuse à Liège (A = 20.450 km²) par Spring & Prost (1884) sous la forme de prélèvements quotidiens d'eau durant la saison hydrologique 1882-1883. Sur base de leurs estimations, le transport sédimentaire en suspension avait été évalué à 11,6 t.km⁻².an⁻¹ sur cette année hydrologique 1882-83. Une deuxième étude a été réalisée sur la Meuse par Close-Lecocq (Close-Lecocq, 1981; Close-Lecocq *et al.*, 1982; Close-Lecocq & Ek, 1985) et portait sur une période allant de décembre 1979 à janvier 1981. Close-Lecocq *et al.* (1982) ont estimé le transport sédimentaire en suspension moyen annuel, sur une période de 20 ans, à 24 t.km⁻².an⁻¹, pour un bassin versant de 16.400 km². Close-Lecocq (1981) observe que les transports en suspension ont plus que triplé en un siècle à Liège tandis que des mesures à Tailfer (commune de Profondeville, sur la Haute Meuse, en amont de Namur) ne montrent pas de différences significatives par rapport à la relation concentration/débit établie par Spring & Prost à Liège. L'hypothèse de l'industrialisation du sillon Sambre-et-Meuse a été avancée pour expliquer l'accentuation du transport observé à Liège (Close-Lecocq *et al.*, 1982; Close-Lecocq & Ek, 1985).

Lemin (1984; 1987) a effectué des prélèvements au moment des crues sur la Meuse durant la saison hydrologique 1983-1984. Il a confirmé les résultats de Close-Lecocq (1981) tout en réfutant son hypothèse. Pour lui, l'effet de l'industrialisation du sillon Sambre-et-Meuse est compensé par les dragages et l'augmentation de la charge transportée en suspension est imputée à la canalisation du fleuve qui n'inonde plus sa plaine alluviale et n'y dépose donc plus de sédiments.

Une étude portant sur la Meuse a ensuite été réalisée par Vrolix en 1988. Il a effectué 460 prélèvements simultanés de la charge en suspension lors d'épisodes de crues de la Meuse, au niveau de 8 stations réparties de la frontière française à la frontière néerlandaise (Vrolix, 1988). L'ordre de prélèvement était transmis aux stations lorsque le débit de la Meuse atteignait 350 m³.s⁻¹ à Ampsin-Neuville (Vrolix & Pissart, 1989). Les résultats ont montré une très importante sédimentation entre le barrage d'Ivoz-Ramet et celui de Monsin ainsi que des relations concentration/débit qui s'écartent quelque peu des études antérieures (Vrolix & Pissart, 1989).

Ward (2008b, 2008a) a utilisé une série de données mesurées sur la Meuse à Eijsden (entre Visé et Maastricht ; A = 17.825 km²) durant la période 1995-2005 pour estimer la production annuelle moyenne de sédiments en suspension (386.000 t). Nous déduisons de leur valeur une production sédimentaire annuelle moyenne égale à 21,6 t.km⁻².an⁻¹. Ward n'a pas observé de modifications significatives du transport sédimentaire par rapport aux études précédentes sur la Meuse. Il a émis l'hypothèse selon laquelle les changements d'utilisation des terres au cours de cette période auraient conduit à une réduction de la production sédimentaire, plutôt qu'à une augmentation. Pissart (2008) a cependant remis en cause les estimations de Ward (2008b), tant par l'effet de l'endiguement du fleuve en amont qui a supprimé l'inondation de la plaine alluviale entre Namur et Liège, mais aussi des méthodes utilisées pour extraire les échantillons qui ont été analysés.

D'autres campagnes de mesures ont également été réalisées plus récemment dans les bassins versants de la Meuse et de l'Escaut, ainsi que dans certains de leurs affluents (Sine & Agneessens, 1978; Lemin, 1984; Petit, 1985; Lamalle, 1987; Lemin *et al.*, 1987; Lamalle *et al.*, 1989; Perpinien, 1998; Parkinson *et al.*, 1999; Hombrouckx, 2002; Monseur, 2005; Ward, 2008a, 2008b). Ces travaux ont servi de base de données enrichie des échantillonnages récents qui font l'objet du chapitre 5 de ce manuscrit.

Des estimations du transport sédimentaire en suspension en Wallonie ont eu lieu ultérieurement par prélèvements réalisés par l'Institut Scientifique du Service public (ISSEP). En 2007, 6 à 13 mesures de concentration en MES étaient effectuées au niveau de 252 sites et la qualité des sédiments qui ont fait l'objet de curages étaient également évaluée (MRW, 2007).

En Belgique et dans les territoires limitrophes, diverses méthodes de datation des dépôts en plaine alluviale ont, par exemple, permis d'estimer les volumes sédimentaires accumulés depuis le Moyen-Âge dans la vallée de la Gueule grâce au modèle WATEM/SEDEM d'une part, et à l'aide de données de terrain pour quantifier le stockage dans la plaine alluviale d'autre part (de Moor & Verstraeten, 2008). Ils ont conclu que plus de 80 % de la production totale de sédiments dans le bassin versant a été stockée sous forme de colluvions (principalement générées par l'érosion des pentes), tandis que près de 13 % sont stockés dans la plaine alluviale depuis le Haut Moyen-Âge (de Moor & Verstraeten, 2008). Les résultats du modèle pour la période antérieure au Haut Moyen-Âge (avec un bassin versant presque entièrement boisé) montrent que beaucoup moins de sédiments ont été générés et que la plupart des sédiments ont été directement transportés vers les vallées fluviales principales (de Moor & Verstraeten, 2008). Extrapolés à la période qui s'étend depuis l'Holocène tardif (4200 BP), les résultats leur ont permis de calculer un *Sediment Delivery Ratio* de 6,9 % (Fig. 1-14).

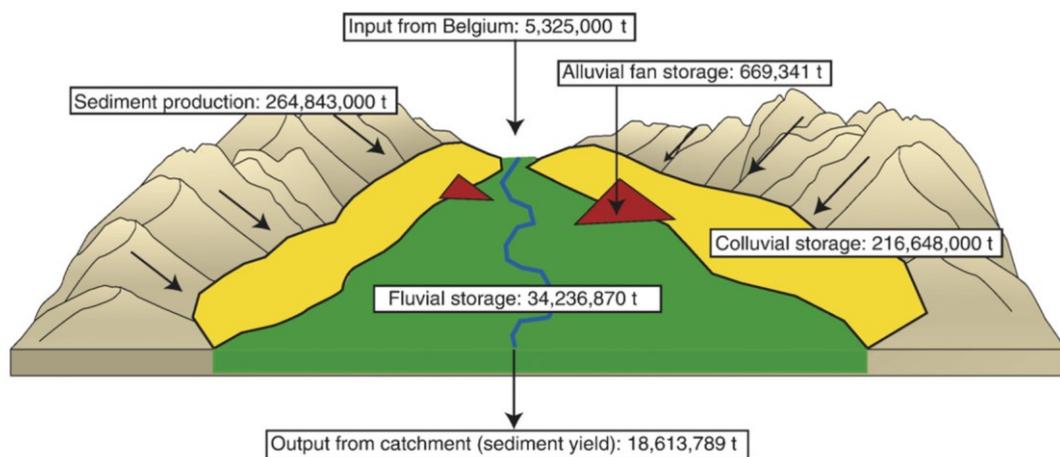


Fig. 1-14. Bilan sédimentaire (en tonnes par millier d'années) de l'Holocène tardif pour la vallée de Gueule (de Moor & Verstraeten, 2008).

Le stockage sous forme de colluvions est estimé à 80,2 %, celui sous forme de cônes de déjection à 0,2 % tandis que l'accumulation en plaine alluviale correspond à 12,7 % de l'ensemble des sédiments érodés sur les versants.

D'autres recherches se sont focalisées sur la paléo-érosion dans la vallée de la Dyle (Notebaert *et al.*, 2009, 2011a, 2011b), de l'Amblève (Notebaert *et al.*, 2013) et de la Lienne, affluent en rive gauche de l'Amblève (Houbrechts *et al.*, 2020). À partir d'un grand nombre de prélèvements à la tarière dans les colluvions, la distribution des sédiments sur les versants a été extrapolée à l'ensemble du bassin versant de la Dyle afin d'estimer le taux net d'érosion spécifique du bassin

versant depuis l'Holocène. Les dépôts alluviaux ont fait l'objet des mêmes prélèvements, datés grâce au ^{14}C , et les taux moyens de production sédimentaire pour les 1000 à 1200 dernières années se situent entre 80 et 130 t.km⁻².an⁻¹ (Notebaert *et al.*, 2009). Les résultats obtenus sur la Dyle ont été comparés aux bassins versants de la Gueule et de l'Amblève par datation du stockage sédimentaire net dans les plaines alluviales par différents traceurs : le plomb issu de l'extraction minière dans le cas de la Gueule et les scories métallurgiques dans le cas de l'Amblève. Ces méthodes permettent une meilleure reconstruction des taux de sédimentation passés dans les systèmes présentant un important remaniement latéral (Notebaert *et al.*, 2011a). L'érosion du sol et la redistribution des sédiments ont également été modélisées à l'aide du modèle WaTEM/SEDEM dans le bassin de la Dyle (Notebaert *et al.*, 2011b). Les résultats de cette étude indiquent que l'érosion du sol a augmenté entre le début de l'Holocène et la situation actuelle d'environ 9 % en raison des variations climatiques, et d'environ 6000 % en raison des changements dans l'utilisation des terres. Enfin, la quantification des dépôts de sédiments alluviaux depuis l'Holocène dans le bassin de l'Amblève ont été estimés à 29.000 t.km⁻² (Notebaert *et al.*, 2013). Cependant, la datation des sédiments à l'aide de scories métallurgiques et au radio-isotope du carbone a montré que la majorité des sédiments accumulés sont relativement récents, suite aux pressions anthropiques sur le territoire (Notebaert *et al.*, 2013).

1.6. Les impacts environnementaux et économiques des sédiments fins

Les sédiments en suspension ont divers impacts environnementaux au sein des cours d'eau et des bassins versants. En plus de leur accumulation sur le fond du lit et le colmatage que cela provoque, les MES peuvent être polluées et nuire à la faune piscicole et plus généralement à l'écosystème fluvial. Le rapport de l'environnement wallon insiste sur plusieurs points particuliers liés à la gestion des sédiments fins en rivières : réduire les apports de MES en préservant l'intégrité des berges par le biais de leur végétalisation ou de clôtures en bordure de pâtures (une charge accrue de sédiments ayant pour effet potentiel le colmatage du fond et un apport massif de phosphore, principale cause de l'eutrophisation des cours d'eau ; Fig. 1-15) ; réduire l'érosion hydrique des sols et le ruissellement (implantation et entretien de haies, talus, bosquets et bandes enherbées, couverture des sols cultivés, mise en place de revêtements plus perméables...) ; lutter contre la pollution diffuse issue de pratiques agricoles et de dépôts atmosphériques (activités industrielles, chauffage, transports...) et de poursuivre l'assainissement des eaux usées urbaines et industrielles (Bellayachi *et al.*, 2017).

Le Code de l'eau révisé et adopté en 2018 intègre et harmonise toutes les législations antérieures relatives à l'interdiction d'accès des animaux aux cours d'eau, conformément à la loi de 1967 sur les cours d'eau non navigables. Les articles D42/1 (pour les cours d'eau classés) et D52/1 (pour les cours d'eau non classés) du Code de l'eau font référence aux articles D156 et D157 ainsi qu'aux annexes IX et XIX bis de ce même code. Pour les périmètres Natura 2000, l'interdiction d'accès du bétail aux cours d'eau est entrée en vigueur en 2018 en application de la Loi sur la Conservation de la Nature et plus précisément de l'article 4, 3° de l'arrêté du Gouvernement wallon du 24 mars 2011².

² Source : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/760f2612-5500-485d-b78a-064df5db3e3f.html>, métadonnées de la couche vecteur d'interdiction d'accès aux cours d'eau par le bétail, consultées le 24/12/2022



Fig. 1-15. Exemple de clôture non entretenue favorisant le piétinement des berges par le bétail et la recharge sédimentaire du cours d'eau par leur érosion (vallée du Geer, 25/11/2022).

Pour limiter l'érosion des sols, des projets de plantation de haies ont été mis en œuvre dès 2020 par le Gouvernement wallon. Le programme opérationnel « *Yes We Plant!* » a pour objectif de planter 4000 km de haies en milieu ouvert et/ou d'un million d'arbres sur le territoire wallon d'ici 2024, encourageant les propriétaires de parcelles cadastrales grâce à des subventions à la plantation d'une haie vive, d'un taillis linéaire, d'un verger et d'alignement d'arbres. En date du 27 février 2024, 4190 km de haies et plus de 1,4 million d'arbres avaient déjà été plantés ou leur plantation était planifiée³.

Au niveau des cours d'eau, certaines techniques de génie végétal visant à protéger les berges naturelles contre l'érosion nécessitent dans certains cas une concentration de matières en suspension importante pour être efficaces. Peeters *et al.* (2018) ont démontré que la technique des peignes était uniquement adaptée aux cours d'eau qui transportent beaucoup d'alluvions fines lors des crues, car le peigne nécessite un remplissage en sédiments fins. C'est probablement une des raisons pour lesquelles cette technique a bien fonctionné sur les rivières de Hesbaye, caractérisées par des concentrations en MES relativement importantes, mais nettement moins bien dans le cas de rivières ardennaises où le manque de sédiments fins colmatant les peignes les rend moins résistants à l'érosion. Malgré le nombre restreint de sites étudiés et la difficulté de dissocier les effets des multiples facteurs de fragilisation s'exerçant sur un même peigne, une valeur limite peut être définie aux alentours de 200 mg.l⁻¹ de concentration en MES au débit à plein bord (Q_b) - c'est-à-dire le débit correspondant à la hauteur d'eau maximale avant que la rivière ne déborde dans sa plaine d'inondation (Petit *et al.*, 2005b; Gob *et al.*, 2014; Van Campenhout *et al.*, 2020) - selon Peeters *et al.* (2018).

Le colmatage des lits mineurs de cours d'eau est un phénomène qui se produit lorsque les sédiments et les particules en suspension dans l'eau sont déposés sur le fond du lit. Cela peut se produire naturellement en raison de la dynamique érosive et sédimentaire des cours d'eau, mais il est souvent accéléré ou aggravé par les activités humaines telles que l'urbanisation, l'agriculture, la construction de routes et de barrages, et l'exploitation minière (Gob *et al.*, 2014). Le colmatage peut avoir des conséquences importantes sur la géomorphologie et la biologie des cours d'eau en réduisant la profondeur, en modifiant les caractéristiques des habitats aquatiques par réduction de la concentration en oxygène dissous dans les interstices des substrats de frai (Parkinson *et al.*,

³ Source : <https://yesweplant.wallonie.be/home.html>, consultée le 27/02/2024

1999), en réduisant la qualité de l'eau par l'augmentation de la turbidité et en augmentant la concentration en polluants. Parkinson *et al.* (1999) ont étudié le colmatage de trois rivières de Wallonie, à savoir l'Ourthe et l'Aisne à leur confluence (à la bordure nord-ouest du massif ardennais) et la Meuse (en Hesbaye, 20 km à l'ouest de Liège), par une approche écologique et géomorphologique. Ils avaient observé que le colmatage des bancs de gravier faisant office de frayères était surtout problématique lors des apports de sédiments fins en abondance (cas de la Meuse avec son lit à colmatage généralisé). Les cours d'eau à substrat caillouteux légèrement colmaté apportaient un milieu favorable à la protection des embryons contre les prédateurs. Cependant, le colmatage, dû aux activités humaines, de frayères naturelles ou artificiellement reconstituées peut nuire aux espèces lithophiles (Peeters, 2020). Dans des reconstitutions artificielles de frayères, Peeters *et al.* (2021) ont montré, au niveau de l'Eau Blanche et du Bocq, que l'infiltration de sédiments fins a entraîné le colmatage de plusieurs injections de gravier de frai, principalement en raison d'un dimensionnement inadéquat. D'une part, le gravier était surdimensionné par rapport à la compétence de la rivière, ce qui a entraîné un degré élevé de stabilité, qui a favorisé le colmatage au fil du temps et inhibé le décolmatage lors de crues morphogènes. D'autre part, l'utilisation d'une gamme granulométrique étroite a créé de grands vides interstitiels qui ont probablement favorisé l'accumulation de sédiments dans les interstices du gravier.

Dans le cas des lits à pavage ou à armurage, le matériau fin constitutif de la couche souterraine ne peut être mobilisé que lorsque la couche superficielle est perturbée, durant des crues à longue période de retour, de l'ordre de 10 ans (Houbrechts *et al.*, 2012). D'autres espèces animales telles que la Mulette épaisse (*Unio crassius*), menacée d'extinction - sont affectées par l'accumulation des sédiments fins sur le fond du lit et leur infiltration dans les lits caillouteux (Vaessen *et al.*, 2021). D'autres espèces protégées, comme le castor européen (*Castor fiber*), ont également une forte influence sur la sédimentation des matières fines en amont des barrages qu'ils créent sur des rivières ardennaises (de Visscher *et al.*, 2014; Houbrechts *et al.*, 2022; Sergent, 2022).

Dans l'ouest de la France, Vongvixay (2012) a étudié les matières en suspension et leurs impacts sur l'écosystème aquatique : elles réduisent la pénétration de la lumière, obstruent les branchies des poissons, limitent la photosynthèse et dégradent le cadre de vie des organismes vivants. Les forts courants avec une importante concentration en MES au cours des crues peuvent arracher les macrophytes et les algues attachées au fond du cours d'eau. En outre, les MES présentent à la fois un pouvoir d'adsorption et un pouvoir cohésif élevés, et sont particulièrement impliquées dans le transport de polluants : pesticides, phosphore, bactéries, métaux lourds, composés organiques, etc. (Vongvixay, 2012). En Wallonie, les sédiments transportés en suspension sont analysés ponctuellement par l'ISSeP, mais il n'existe actuellement aucune obligation légale de suivre leur évolution quantitative et qualitative. Toutefois, la directive 2008/105/CE exige une évaluation à long terme des concentrations de certaines substances (appelées prioritaires) qui peuvent s'accumuler dans la couche superficielle dans le lit des cours d'eau, la faune et la flore aquatique et rivulaire. Cette évaluation a pour objectif de réduire les concentrations de ces substances, mais sans fixer de normes précises. Les secteurs soumis historiquement à l'influence d'un environnement très industrialisé se caractérisent par une pollution marquée. Les polluants les plus couramment rencontrés sont le cadmium, le plomb, le zinc, les fluorures, les cyanures, les hydrocarbures, les HAP et les PCB (Bellayachi *et al.*, 2017). L'ISSeP réalise pour le compte de la Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement (DGO3), la mission de contrôle et de surveillance de l'évolution de la qualité des sédiments dans les cours d'eau non navigables (réseau de 90 stations, Fig. 1-16), ainsi que celle

d'analyser l'évolution des concentrations en substances prioritaires dans les sédiments (réseau de 54 stations)⁴.

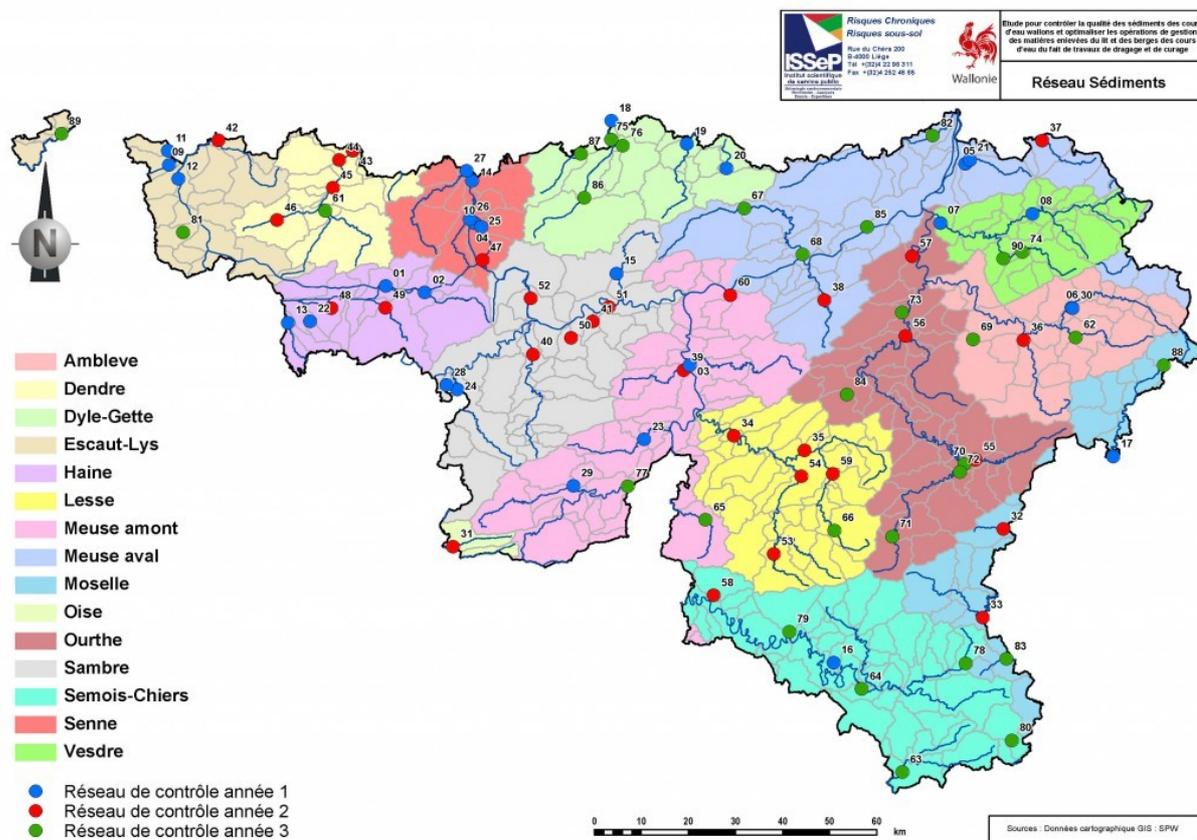


Fig. 1-16. Stations d'analyse des sédiments faisant partie du réseau Sédiments de l'ISSeP (<https://www.issep.be/qualite-des-sediments/>).

Au cours de la période 2014 - 2016, les pollutions étaient rares sauf en ce qui concerne les fluorures. À noter que la qualité dont il est question ici n'est envisagée que du point de vue de la gestion des sédiments ex-situ, après dragage. Elle n'est pas directement interprétable en termes de risque pour les écosystèmes aquatiques (Bellayachi *et al.*, 2017).

Le rapport de la VMM concernant l'évolution de la charge sédimentaire dans les cours d'eau met en évidence des tendances à l'accroissement de cette charge. La mise en œuvre des mesures de lutte contre l'érosion progresse trop lentement et l'impact du changement climatique compromet l'effet des mesures existantes (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021).

1.7. Conclusion

Ce chapitre a présenté l'importance des cours d'eau comme un intégrateur de l'érosion du sol dans leur bassin versant, avec l'accent mis plus spécifiquement sur le transport en suspension. La proportion de sédiments grossiers transportés par charriage est généralement faible et les transports en solution et en suspension exportent une quantité de sédiments nettement plus importante, mais avec une grande variabilité selon le contexte lithologique et climatique. L'étude des matières en suspension dans les cours d'eau est également importante pour la qualité écologique des masses d'eau et pour l'estimation de l'importance du colmatage du fond du lit par

⁴ Source : <https://www.issep.be/qualite-des-sediments/>, consultée le 18/01/2024

la charge fine transportée en suspension. De nombreuses études ont été menées à l'échelle mondiale pour quantifier le transport de la charge en suspension, cerner l'impact des ouvrages anthropiques sur le bilan sédimentaire, estimer le remplissage des barrages par les matières fines et suivre les variations saisonnières et spatiales de la concentration des matières en suspension dans des contextes morphoclimatiques variés.

La dynamique des matières en suspension est influencée par la granulométrie, la forme des particules, leur masse volumique et la vitesse du courant ainsi que par de nombreux autres paramètres. La concentration des matières en suspension varie en fonction de nombreux facteurs, tels que le contexte lithologique et pédologique, les successions des crues, l'érodibilité des berges et les perturbations anthropiques. Les particules les plus fines sont réparties de manière homogène dans la section de la rivière, tandis que les particules plus grossières subissent une décroissance de leur concentration depuis le fond du lit vers la surface de l'eau.

Les cours d'eau sont des vecteurs de sédiments fins qui peuvent s'accumuler sur leur lit. Les crues importantes peuvent également libérer des sédiments piégés dans le lit mineur. À une échelle plus régionale, le bassin versant intègre les différents processus d'érosion, depuis la parcelle jusqu'à l'exutoire. L'estimation de l'érosion se fera par le biais du taux de production sédimentaire, exprimé en $t.km^{-2}.an^{-1}$, tenant compte des sédiments qui se seraient accumulés dans le bassin, en amont du point de mesure.

Le transport des sédiments en rivières a fait l'objet d'un grand nombre de publications scientifiques pour quantifier les sédiments transportés en suspension et la charge de fond. Des études récentes ont présenté des modèles de flux sédimentaires à l'échelle mondiale, qui estiment le débit liquide et le débit solide des sédiments en suspension et de la charge de fond. Les résultats montrent que les 25 plus grands fleuves transportent plus de la moitié du flux total de sédiments vers les océans mondiaux. Malgré les incertitudes inhérentes à ces estimations, les recherches ont progressé depuis la seconde moitié du XX^e siècle pour quantifier l'apport en sédiments des fleuves à l'océan. La déforestation et l'agriculture intensive ont un impact majeur sur l'érosion des sols dans le monde entier, avec une nette augmentation de l'érosion, en particulier dans les bassins versants de petite et de moyenne superficie.

Les sédiments fins en suspension dans les cours d'eau ont des impacts environnementaux et économiques négatifs, tels que l'accumulation sur le fond du lit et le colmatage, la pollution et la nuisance à la faune. Pour gérer ces impacts, des mesures doivent être prises pour réduire les apports de MES, réduire l'érosion hydrique des sols et lutter contre la pollution diffuse. Des législations ont été mises en place pour interdire l'accès des animaux aux cours d'eau et des projets de plantation de haies ont été lancés pour limiter l'érosion des sols à l'échelle des bassins versants. Certaines techniques de génie végétal peuvent être utilisées pour protéger les berges de

CHAPITRE 2 : Zone d'étude et aspects méthodologiques de la quantification des sédiments fins

2.1. Présentation de la zone d'étude et de ses caractéristiques

2.1.1. Délimitation de la zone d'étude

Cette thèse se déroule majoritairement en Wallonie, la région méridionale de la Belgique. Ce territoire centré sur la latitude 50°N dispose d'un climat tempéré chaud sans saison sèche (type océanique), classé *Cfb* selon Köppen-Geiger. Il connaît une pluviométrie annuelle allant de 725 mm en Wallonie occidentale à 1400 mm sur le plateau des Hautes-Fagnes à l'est du territoire (Epicum *et al.*, 2018). Au total, 92 stations hydrographiques sont prises en compte dans cette étude (Tab. 2-1 et Fig. 2-1). D'autres bassins versants n'ont pas été englobés dans le projet de recherche pour des raisons d'aménagements anthropiques trop importants, qui perturbent le transit sédimentaire et/ou le régime hydrologique, comme l'Eau d'Heure en aval des barrages hydro-électriques. Par ailleurs, quelques stations ont dû être abandonnées au cours du projet de recherche pour cause d'instabilité de la courbe de tarage (ex. : la Lesse à Han-sur-Lesse), synonyme d'une variabilité trop importante du débit en fonction d'une hauteur donnée, ou du déplacement de la station de mesure pour des impératifs hydrologiques. Certaines stations, quant à elles, ont fait l'objet de mesures sédimentaires ponctuelles sur une période restreinte, car elles ne disposaient pas d'une station limnigraphique permanente (ex. : la Chavanne à Vaux-Chavanne, la Somme à Petite-Somme).

La superficie des bassins versants des sites d'étude retenus s'étend de 7,2 à 3624 km² (Tab. 2-1). À ceux-ci s'ajoutent plusieurs bassins versants de superficie comprise entre 0,65 à 2,53 km², qui ont été étudiés suite à la crue éclair ayant affecté la région au sud de Liège le 29/05/2008 (chapitre 4). Parmi l'ensemble de ces bassins versants, 72 d'entre eux (avec un identifiant # en gras dans ce tableau) ont fait l'objet d'une étude sédimentaire par prélèvements de matières en suspension, et celles dont l'identifiant est souligné disposaient de séries de débits horaires suffisamment longues pour permettre de calculer le taux de production sédimentaire, qui sera abordé en détail au chapitre 5. Sur les cours d'eau non navigables, ces stations sont gérées par le réseau Aqualim alors que les stations situées sur les voies navigables sont prises en charge par le réseau SETHY. Les deux réseaux sont des entités du Service public de Wallonie (SPW). Depuis la fin des années 2000, les stations Aqualim enregistrent des données de hauteur d'eau par intervalle de 10 minutes qui sont ensuite agrégées toutes les heures pour leur utilisation et leur fourniture par le gestionnaire. Les stations SETHY mesurent le niveau de l'eau toutes les heures. Des courbes de tarage, établies à partir de jaugeages réguliers, permettent la conversion des hauteurs mesurées en débits horaires.

La caractérisation des flux sédimentaires au sein du bassin de l'Escaut fut l'un des principaux objectifs du *Work Package 2* du projet européen ScaldWIN. Pour atteindre cet objectif, quatre sites de mesure situés à l'exutoire de quatre bassins versants transrégionaux entre la Wallonie et la Flandre ont été identifiés et équipés de turbidimètres optiques asservis à des échantillonneurs automatiques. Ces stations sont les suivantes : #64 la Dyle à Florival, #67 la Senne à Quenast, #81 la Grande Gette à Sainte-Marie-Geest et #84 la Petite Gette à Opheylissem. Les sites ont été choisis pour être situés au plus près de la frontière régionale, à proximité d'une station limnigraphique, d'un pont facilitant l'accès des deux côtés du cours d'eau et disposant également d'un accès au lit de la rivière pour assurer la maintenance des équipements. Le chapitre 6 sera consacré aux résultats obtenus.

Tab. 2-1. Caractéristiques hydrologiques de l'ensemble des stations étudiées.

#	Rivière	Localisation	A (km ²)	Code de station	Début des mesures limni-graphiques	N _y	Q _b (m ³ .s ⁻¹)	Q _b spécifique (m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²)	Sources des données de Q _b
ARDENNE									
<u>1</u>	Aisne	Erezée	67,4	L6690	12/1998	20	7,3	0,108	Houbrechts (2000)
<u>2</u>	Aisne	Juzaine	183	L5491	03/1975	34	23,8	0,130	Houbrechts (2000)
3	Amblève	Targnon	802,9	S6671	06/1968	20	87,3	0,109	Nouvelle observation
<u>4</u>	Amblève	Martinrive/ Nonceveux	1062 993	S6621 -	10/1968 -	45 -	140 -	0,132 -	Houbrechts (2005) -
5	Chavanne	Vaux-Chavanne	12	-	-	-	2,9	0,242	Houbrechts <i>et al.</i> (2015)
<u>6</u>	Eau Noire	Couvin	176	S9071	03/1968	33	36,9	0,210	Nouvelle observation (2008)
<u>7</u>	Hédrée	Hargimont	45,1	L6940	07/2003	13	13,8	0,306	Q _{0,625} calculé
<u>8</u>	Hoëgne	Belleheid	20	S6526	06/1993	25	10	0,500	Nouvelle observation (2019)
<u>9</u>	Hoëgne	Theux	189	L5860	02/1979	36	36,8	0,195	Deroanne (1995)
<u>10</u>	Lembrée	Vieuxville	51	L6300	09/1991	26	7,9	0,155	Houbrechts (2005)
11	Lesse	Resteigne	345	L5021	06/1992	46	33	0,096	Franchimont (1993)
12	Lesse	Eprave	419	L5080	01/1969	41	37	0,088	Petit <i>et al.</i> (2015)
<u>13</u>	Lesse	Lessive/ Villers-sur-Lesse	897 1090	#12+ #20	07/1992	20	64,3 99,5	0,072 0,091	Q _{0,625} calculé Peeters <i>et al.</i> (2018)
<u>14</u>	Lesse	Héroock	1156	L6610	05/1996	23	105	0,091	Peeters <i>et al.</i> (2016)
15	Lesse	Gendron	1286	S8221	01/1968	51	131	0,102	Peeters <i>et al.</i> (2016)
<u>16</u>	Lhomme	Grupont	179,9	L6320	10/1991	22	20	0,111	Franchimont (1993)
17	Lhomme	Forrières	247	L6310	10/1991	24	24,5	0,099	Q _{0,625} calculé
18	Lhomme	Jemelle	276	S8527	01/1969	50	29,7	0,108	Q _{0,625} calculé
<u>19</u>	Lhomme	Rochefort	424,9	L6650	07/1996	22	51,8	0,122	Q _{0,625} calculé
<u>20</u>	Lhomme	Eprave	478	L6360	07/1992	24	48	0,100	Nouvelle observation (2021)
<u>21</u>	Lienne	Lorcé	147	L6240	09/1992	25	21,3	0,145	Houbrechts (2005) et nouvelle observation (2008)
<u>22</u>	Mellier	Marbehan	62	L5500	06/1974	39	8,8	0,142	Nouvelle observation (2008)
23	Our	Ouren	386	L6330	09/1991	26	29,2	0,076	Nouvelle observation (2005)
<u>24</u>	Ourthe occidentale	Amberloup	109	L6290	11/1991	26	13	0,119	Nouvelle observation (2020)
<u>25</u>	Ourthe orientale	Houffalize	179	L5930	02/1979	37	21	0,117	Petit <i>et al.</i> (2015)
26	Ourthe	Durbuy	1285	S5953	12/1994	24	100	0,078	Nouvelle observation
27	Ourthe	Tabreux	1597	S5921	12/1970	48	160	0,100	Petit & Daxhelet (1989)
<u>28</u>	Ourthe	Méry/ Sauheid	2691/ 2910	- S5826	- 01/1974	- 45	- 300	- 0,103	- Pauquet et Petit (1993)
<u>29</u>	Ourthe	Liège (Angleur)	3624	S5826+ #39	02/1979	37	394	0,109	Van Campenhout <i>et al.</i> (2020)
30	Ruisseau des Aleines	Auby-sur-Semois	88,4	L6990	09/2003	15	13,3	0,150	Nouvelle observation (2018)
<u>31</u>	Rulles	Forêt d'Anlier	16	-	-	-	1,3	0,081	Petit (1987)
<u>32</u>	Rulles	Habay-la-Vieille	96	L5970	11/1981	33	11	0,115	Petit & Pauquet (1997)
<u>33</u>	Rulles	Tintigny	219	L5220	02/1971	39	24,3	0,111	Nouvelle observation (2008)
34	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	61,8	L7000	09/2003	15	5,8	0,094	Jacquemin (2008)
<u>35</u>	Salm	Trois-Ponts	202	L6070	08/1991	26	24	0,119	Louette (1995)
<u>36</u>	Semois	Tintigny	380,9	S9561	01/1974	45	40	0,105	Nouvelle observation (2008)
37	Semois	Membre Pont	1235	S9434	01/1968	51	130	0,105	Petit et Pauquet (1997), Gob <i>et al.</i> (2005a)
<u>38</u>	Sûre	Martelange	209	L5610	03/1975	40	32	0,153	Peeters <i>et al.</i> (2018)

39	Vesdre	Chaufontaine	683	S6228	06/1975	43	120	0,176	Petit & Daxhelet (1989)
40	Vierre	Suxy	219,8	L7140	12/2003	15	19	0,086	Nouvelle observation (2008)
41	Viroin	Olloy-sur-Viroin	491	L6380	01/1992	26	55	0,112	Nouvelle observation (2011)
42	Viroin	Treignes	548	S9021	01/1968	45	62	0,113	Nouvelle observation (2009)
43	Wamme	Hargimont	80	L6370/ L7640	06/2011	13	12,1	0,151	Nouvelle observation (2008)
44	Wayai	Spixhe	93,8	L6790	03/2002	17	25	0,267	Nouvelle estimation
A	Rau du Fond du Moulin	Tilff	2,53	-	-	-	0,7	0,286	Estimation Van Campenhout <i>et al.</i> (2020)
B	Rau du Blanc Gravier	Liège	2,51	-	-	-	0,7	0,287	Estimation Van Campenhout <i>et al.</i> (2020)
C	Rau de Renory	Ougrée	1,18	-	-	-	0,4	0,327	Estimation Van Campenhout <i>et al.</i> (2020)
D	Rau de Sordeye	Angleur	0,65	-	-	-	0,2	0,363	Estimation Van Campenhout <i>et al.</i> (2020)
FAGNE - FAMENNE									
45	Biran	Wanlin	51,9	L7190	09/2004	14	6,3	0,121	Nouvelle observation (2008)
46	Brouffe	Mariembourg	80	S9111	01/1981	38	20	0,250	Nouvelle observation (2009)
47	Eau Blanche	Aublain	106,2	L6530	03/1994	24	17	0,160	Nouvelle observation (2011)
48	Eau Blanche	Nismes	254	S9081	01/1968	50	29	0,114	Vanderheyden (2003) et nouvelle observation (2013)
49	Hantes	Beaumont	92,4	L6880	03/2003	15	15	0,162	Nouvelle observation
50	Hermeton	Romedenne	115	L5060	02/1969	48	17,3	0,150	Nouvelle observation (2008)
51	Hermeton	Hastièrre	166	S8622	09/1967	50	20	0,120	Nouvelle observation (2008)
52	Marchette	Marche-en-Famenne	48,9	L7120	12/2003	15	7,2	0,147	Petit et Daxhelet (1989)
53	Ruisseau d'Heure	Baillonville	68	L6050	06/1984	29	14	0,206	Louette (1995)
54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	93	L6270	08/1991	26	11,7	0,125	Q _{0,625} calculé
CONDROZ									
55	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	79,8	L7180	09/2004	14	6,5	0,081	Estimation (2024)
56	Bocq	Spontin ¹	163,6	L7320	04/2006	40	18,3	0,112	Petit <i>et al.</i> (2015)
57	Bocq	Yvoir	230	L5800	02/1979	39	26,3	0,114	Peeters <i>et al.</i> (2013)
58	Samson	Mozet	108,2	L5980	10/1982	26	10,6	0,098	Q _{0,625} calculé
59	Somme	Petite-Somme	37,3	-	-	-	4	0,107	Houbrechts (2005) et nouvelle observation (2007)
ENTRE-VEVDRE-ET-MEUSE									
60	Berwinne	Dalhem	118	L6390	12/1991	24	17	0,144	Houbrechts <i>et al.</i> (2015)
61	Bolland	Dalhem	29,3	L6770	12/2001	17	3,4	0,116	Nouvelle observation
62	Gueule	Sippenaken	121	L6660	06/1996	22	16	0,132	Mols (2004)
63	Magne	Prayon/Forêt	40,5	L6780/ L7600	03/2002	17	4,7	0,116	Q _{0,625} calculé
BRABANT									
64	Dyle	Florival	430	L6160	07/1992	23	20,5	0,048	Nouvelle observation (2011)
65	Samme	Ronquières	135	S2371	08/1971	30	15	0,111	Denis <i>et al.</i> (2014b)
66	Senne	Steenkerque	116	L5660	01/1978	40	14	0,121	Données SPW
67	Senne	Quenast	169	~L5660	01/1978	40	19,5	0,115	Nouvelle observation (2011)
68	Sennette	Ronquières	70	L5670	07/1977	28	6	0,086	Données SPW
HAINAUT									
69	Anneau	Marchipont	78,2	L6870	03/2003	15	7,3	0,094	Q _{0,625} calculé
70	Grande Honnelle	Baisieux	121	L5170	01/1971	40	13,6	0,112	Estimation (2024)
71	Rhosnes	Amougies	165	L5412	02/1972	38	19	0,115	Données SPW

72	Ruisseau des Estinnes	Estinnes-au-Val	28,7	L7080	11/2003	15	3,5	0,122	Estimé $3 \leq Q_b \leq 4 \text{ m}^3/\text{s}$ (obs. 2024)
73	Trouille	Givry	55,7	L6710	05/2000	19	4,2	0,075	Nouvelle observation (2024)
74	Trouille	Harmignies	79,9	L6430	01/1993	26	4,7	0,059	Nouvelle observation (2024)
75	Trouille	Spiennes	93	L6600	04/1996	23	5,6	0,060	Nouvelle observation (2024)
76	Trouille	Hyon	224	S3643	01/1983	36	9,4	0,042	Estimation (2024)
HESBAYE									
77	Burdinale	Lamontzée	7,2	-	-	-	0,8	0,111	Lamalle <i>et al.</i> (1989)
78	Burdinale	Marneffe	26,8	L6461	09/2008	10	2,2	0,082	$Q_{0,625}$ calculé
79	Geer	Eben-Emael	452,3	L6340	08/1991	23	11,9	0,026	Mabille et Petit (1987)
80	Gette	Halen	805	L09152	01/1981	38	17,7	0,022	$Q_{0,625}$ calculé
							21	0,026	Hombrouckx (2002)
81	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	135	L5720	01/1978	41	8,7	0,064	$Q_{0,625}$ calculé
							10	0,074	Nouvelle observation (2011)
82	Mehaigne	Ambresin	194,7	L6470	12/1991	25	12	0,062	Peeters <i>et al.</i> (2018)
83	Mehaigne	Wanze	352	L5820	12/1978	39	18,1	0,051	Perpinien (1998) à Moha
84	Petite Gette	Opheyliсем	134	L6280	08/1991	25	4,8	0,081	$Q_{0,625}$ calculé
85	Petite Gette	Zoutleeuw	276	L09152	08/1983	34	5,3	0,019	$Q_{0,625}$ calculé
							6,3	0,023	Hombrouckx (2002)
LORRAINE									
86	Chavratte	Dampicourt	55,9	L7060	01/2004	14	2,4	0,043	$Q_{0,625}$ calculé
87	Semois	Chantemelle	89	L5880	01/1979	40	11,1	0,125	Nouvelle observation (2001)
88	Semois	Étalle	123,9	L6180	09/1992	25	15,2	0,123	Nouvelle observation (2008)
89	Ton	Virton	89	L6440	08/1991	25	6,5	0,073	Nouvelle observation (2007)
90	Ton	Harnoncourt	293	L5520	03/1974	44	27,6	0,094	Nouvelle observation (2008)
91	Vire	Ruette	104	L5600	07/1975	39	21,3	0,205	Données SPW et nouvelle estimation
92	Vire	Latour	125	L6030	10/1983	34	12	0,096	Nouvelle observation (2008)

Légende du tableau : A (km^2) est la superficie du bassin versant à l'emplacement de la station ; le code de station est relatif aux réseaux de mesure wallons (Aqualim et SETHY) et flamand (VMM) ; le mois de début des enregistrements de débits horaires est affiché ainsi que le nombre d'années de données horaires disponibles (N_y , jusqu'à fin décembre 2018). Le débit à plein bord Q_b ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) exprimé en débit horaire correspond aux observations de terrain, excepté pour les valeurs calculées à partir de séries partielles ($Q_{0,625}$, voir point 3.3 du manuscrit). ¹La station du Bocq à Spontin (#56) présente des données hydrologiques incomplètes. Une corrélation avec la station SETHY du Bocq à Yvoir (#57) a été utilisée pour compléter les données manquantes.

2.1.2. Paramètres physiques des bassins versants des stations étudiées

La classification régionale des stations dépend non seulement de leur emplacement, mais également de leur héritage sédimentaire, qui est directement lié à la géologie (Fig. 2-2) de leur bassin versant (Corbonnois & Zumstein, 1994; Petit & Pauquet, 1997). Parmi ces 92 stations, 44 d'entre elles ont une affiliation régionale à l'Ardenne avec un substratum constitué de schistes gréseux imperméables du Cambrien-Ordovicien et du Dévonien inférieur (#1 à 44). Le second groupe comprend des rivières situées dans la région de la Fagne-Famenne (#45 à 54), une dépression lithologique érodée dans les schistes du Famennien inférieur et du Frasnien. Le troisième groupe comprend les rivières situées dans la région du Condroz (#55 à 59), avec des formations calcaires du Carbonifère dans les dépressions et des formations gréseuses du Dévonien supérieur sur ses crêtes. Le quatrième groupe comprend les rivières de la région de l'Entre-Vesdre-et-Meuse (#60 à 63). Son substratum géologique, modérément perméable, est composé de roches du Dévonien, de dépôts du Crétacé et de terrasses de la Meuse, avec des rivières à lit caillouteux. Le cinquième groupe comprend les rivières situées dans la région du Plateau brabançon (#64 à 68), où le substratum est composé de formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes sous une couverture sableuse éocène et lœssique. Les rivières du Hainaut constituent le sixième groupe (#69 à 76) ; elles sont situées dans une zone limoneuse dont le sous-sol est composé d'argile du Tertiaire à l'ouest de la Senne et de formations crétacées dans le bassin de la Haine. On trouve également des craies du Crétacé dans la région de la Hesbaye (#77 à 85), recouvertes d'une épaisse couche de lœss. Le huitième et dernier groupe comprend les stations de Lorraine (#86 à 92) dont les rivières à charge sableuse se sont développées sur des formations du Trias et du Jurassique inférieur de différentes lithologies : conglomérats, marnes et grès, calcaires et calcaires sableux.

L'Ardenne représente la majeure partie du territoire étudié. Elle est essentiellement constituée de roches sédimentaires résistantes (quartzophyllades, grès) et également de schistes et de shales, mises en place du Cambro-Ordovicien au Dévonien inférieur. Les rivières à héritage ardennais ont une charge caillouteuse. Les sols qui s'y développent sont préférentiellement limono-caillouteux, à charge schisto-phylladeuse, schisto-gréseuse ou gréseuse. La disponibilité en sédiments fins susceptibles d'être transportés en suspension est plus faible que dans la ceinture limoneuse ou par rapport à d'autres régions sablo-limoneuses de Wallonie et de Flandre. L'occupation du sol ardennais se partage entre les forêts de conifères et de feuillus et les prairies permanentes (Fig. 2-4). Ces types de couvert végétal offrent une bonne protection contre l'érosion du sol, limitant également la concentration des particules en suspension en aval.

La dépression lithologique de Fagne et de Famenne correspond à une étroite bande de 10 km de large de schistes du Frasnien supérieur et du Famennien inférieur, très sensibles à la gélification et sculptés sous un climat périglaciaire (Demoulin, 2018). Les rivières de la dépression de Fagne-Famenne sont caractérisées généralement par une hauteur de berge relativement importante dans la mesure où elles peuvent s'inciser facilement, suite à l'absence de charge caillouteuse grossière et au substratum friable (Hallot, 2010).

Le Condroz présente une alternance de crêtes taillées dans les grès famenniens qui affleurent le long des axes anticlinaux et de larges vallées creusées dans les calcaires carbonifères des synclinaux intermédiaires, formant un paysage de type appalachien avec des sommets de crêtes nivelés attestant d'une surface d'érosion ancienne, aujourd'hui incisée (Demoulin, 2018). Les rivières du Condroz, dont la forme du réseau est fortement influencée par la structure plissée

(Petit & Pauquet, 1997), peuvent présenter des phénomènes karstiques et disposent d'une charge caillouteuse dans des bassins versants dont la perméabilité est variable.

L'Entre-Vesdre-et-Meuse est composé d'un substratum complexe constitué de roches paléozoïques et de vestiges de la couverture crétacée (Demoulin, 2018). Les rivières de cette région remanient d'anciennes terrasses mosanes et peuvent inciser des zones limoneuses comme dans le Pays de Dalhem. Elles sont caractérisées par une charge à la fois grossière et fine étant donné la disponibilité de limons dans les bassins versants.

Le Brabant est constitué d'un substratum cambro-silurien surmonté de sables bruxelliens, eux-mêmes recouverts par des lœss. Les rivières qui entaillent ces vallées disposent également d'une charge sédimentaire mêlant une charge caillouteuse grossière et une importante quantité de limons éoliens provenant de l'érosion des plateaux. Avec la partie orientale du Hainaut et la Hesbaye, le plateau du Brabant est au cœur de la ceinture de lœss, qui regroupe à la fois les régions agropédologiques, limoneuses et sablo-limoneuses (Evrard *et al.*, 2007).

Le Hainaut comprend d'une part la zone de la plaine de l'Escaut, au nord-ouest, et la région limoneuse hennuyère, s'étendant jusqu'à la région du Brabant et d'autre part, le Haut-Pays et le Bassin de la Haine (aussi appelé bassin de Mons). Le plateau du Hainaut occidental dépasse à peine 100 m d'altitude et se situe donc nettement plus bas que les plateaux du Brabant central et de la Hesbaye. Les différents dépôts mésocénozoïques directement sous-jacents à la couverture de lœss déterminent dans une certaine mesure le caractère de chaque paysage de plateau (Demoulin, 2018). L'incision des versants par les vallées de la Dendre et de la Senne fait affleurer les formations du Massif de Brabant, d'âge siluro-ordovicien dans la partie sud de ces bassins versants et cambrien au nord (Herbosch & Debacker, 2018). Le Haut-Pays et le bassin de la Haine englobent le bassin de Mons, où affleurent les terrains crétacés et les terrains du Dévonien inférieur à proximité de la frontière française. Ces roches sont surmontées de sols limoneux dans la partie méridionale, et de sols limono-caillouteux à charge crayeuse dans le bassin de la Trouille et le bassin du ruisseau des Estinnes, tous deux affluents de la Haine. L'axe central du bassin de Mons est occupé par l'habitat et les terrains industriels imperméables tandis que le Haut-Pays est essentiellement couvert de terrains agricoles et de forêts de feuillus éparses. La frange septentrionale du bassin de Mons, où affleure un substrat crayeux datant du Crétacé, correspond à des zones forestières installées sur des sols sableux à drainage excessif.

La Hesbaye dispose de sols sablo-limoneux au nord-ouest de la Mehaigne et du Geer, et de sols limoneux dans sa partie sud. Ils reposent sur des craies crétacées en Hesbaye liégeoise tandis que la frange méridionale de la Hesbaye, allant de l'Orneau à la Burdinale, est quant à elle constituée de roches du Carbonifère inférieur et du Dévonien supérieur. Cette différenciation lithologique du substrat se marque dans la structure du réseau hydrographique, avec une Hesbaye dite sèche, localisée sur les terrains crayeux avec une faible densité de drainage, et une partie plus humide de la Hesbaye, développée sur les roches primaires, avec une plus grande densité de cours d'eau. La présence d'une épaisse couche de lœss confère à la Hesbaye une très grande fertilité, qui induit une occupation du sol essentiellement constituée de terrains agricoles et de prairies.

La Lorraine, au sud du massif ardennais, est composée de terrains marneux, gréseux et calcaires datant du Trias et du Jurassique inférieur. Les sols qui surmontent ces formations lithologiques sont argileux, sableux, et limono-caillouteux à charge de grès calcaire et les cours d'eau y présentent une charge essentiellement sableuse.

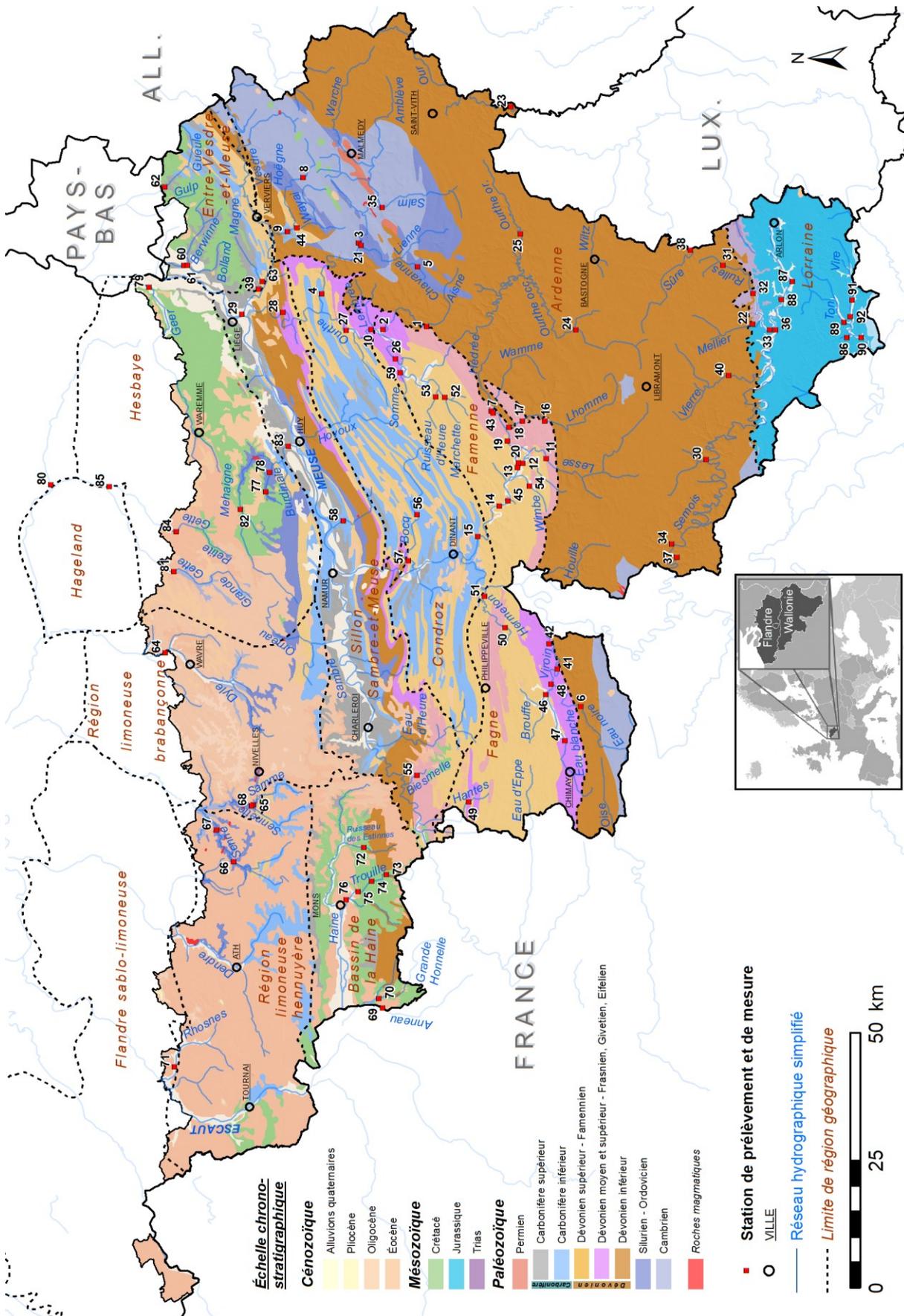


Fig. 2-2. Localisation des stations étudiées et carte géologique simplifiée de la Wallonie (d'après de Béthune (1954) et Dejonghe (2007), modifiée). La numérotation des stations se réfère au Tab. 2-1.

La morphologie typique des cuestas structure le paysage ainsi que l'occupation du sol au niveau des fronts et des revers. La vallée de la Semois, au pied de la cuesta sinémurienne, est essentiellement occupée par des prairies, tandis que son revers est majoritairement constitué de forêts de feuillus. La vallée du Ton, au pied de la deuxième cuesta, et la vallée de la Vire, au pied de la cuesta bajocienne, se partagent des prairies et des zones agricoles. Le revers de la troisième cuesta, situé en France, est essentiellement forestier.

2.1.3. Occupation du sol des bassins versants des stations étudiées

L'utilisation du sol varie grandement selon les régions naturelles de Wallonie, et subit une évolution marquée à courte échelle temporelle. Le rapport sur l'état de l'environnement wallon en 2017 constatait une progression de la surface des terrains artificialisés de 39,3 % entre 1985 et 2015, associée à une diminution des terrains agricoles de 5,9 % sur la même période (Bellayachi *et al.*, 2017). En 2015, la répartition des occupations du sol était de 52,1 % de terrains agricoles (8782 km²), 29,4 % de terrains boisés (4951 km²), 10,4 % de terrains artificialisés (Fig. 2-3). Les terrains de nature inconnue et/ou non cadastrés représentaient 4,9 % (826 km²) et les autres terrains non artificialisés occupaient 3,1 % (529 km²) du territoire wallon.

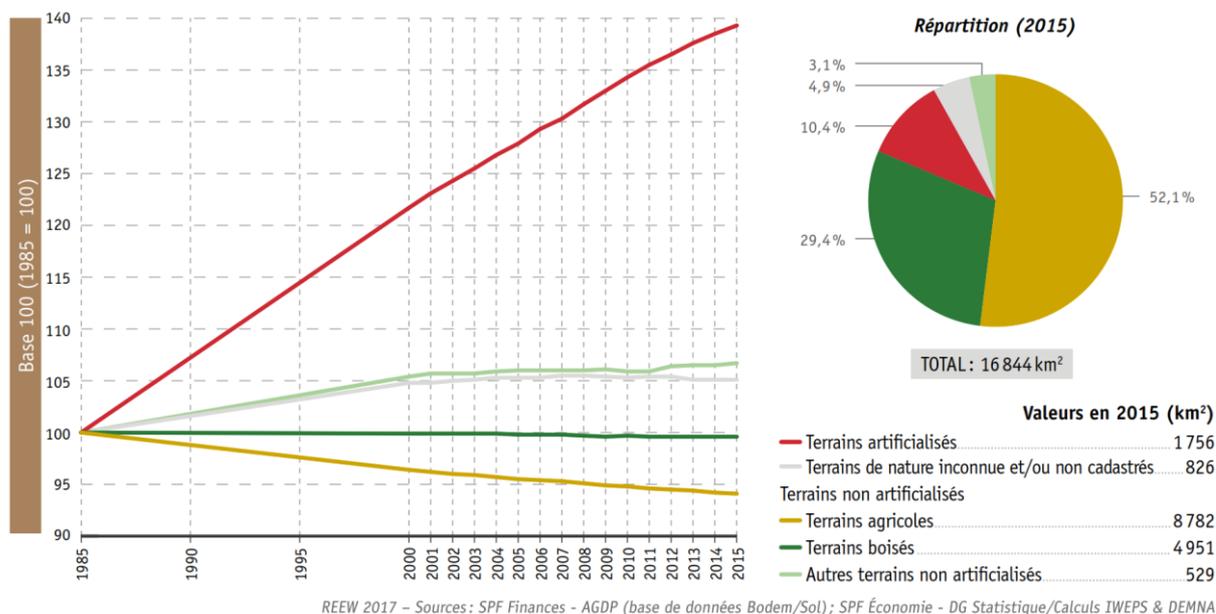


Fig. 2-3. Principales utilisations du territoire en Wallonie (Bellayachi *et al.*, 2017). L'indice d'évolution doit être confronté à la superficie de chacune des utilisations.

Sur base de la carte d'occupation du sol issue des données Corine Land Cover, simplifiées, pour l'année de référence 2006 (Fig. 2-4, EEA, 2016), le pourcentage des différentes occupations du sol des régions naturelles a été calculé et est présenté au tableau Tab. 2-2.

Les zones forestières sont majoritaires en Ardenne (71 %), en Famenne, en Lorraine et en Fagne. Les zones de prairies se rencontrent essentiellement en Entre-Vesdre-et-Meuse (32 %), en Lorraine et en Fagne. Les zones agricoles sont essentiellement rencontrées en Hesbaye (75 %) et dans les régions limoneuses hennuyère (64 %) et brabançonne (57 %). Ces régions, par leur forte disponibilité en sédiments fins et leur occupation du sol majoritairement agricole, seront celles où les taux de production sédimentaires seront les plus élevés. Enfin, les zones urbaines et les terrains imperméables sont essentiellement observés dans le sillon Sambre-et-Meuse et dans le bassin de la Haine.

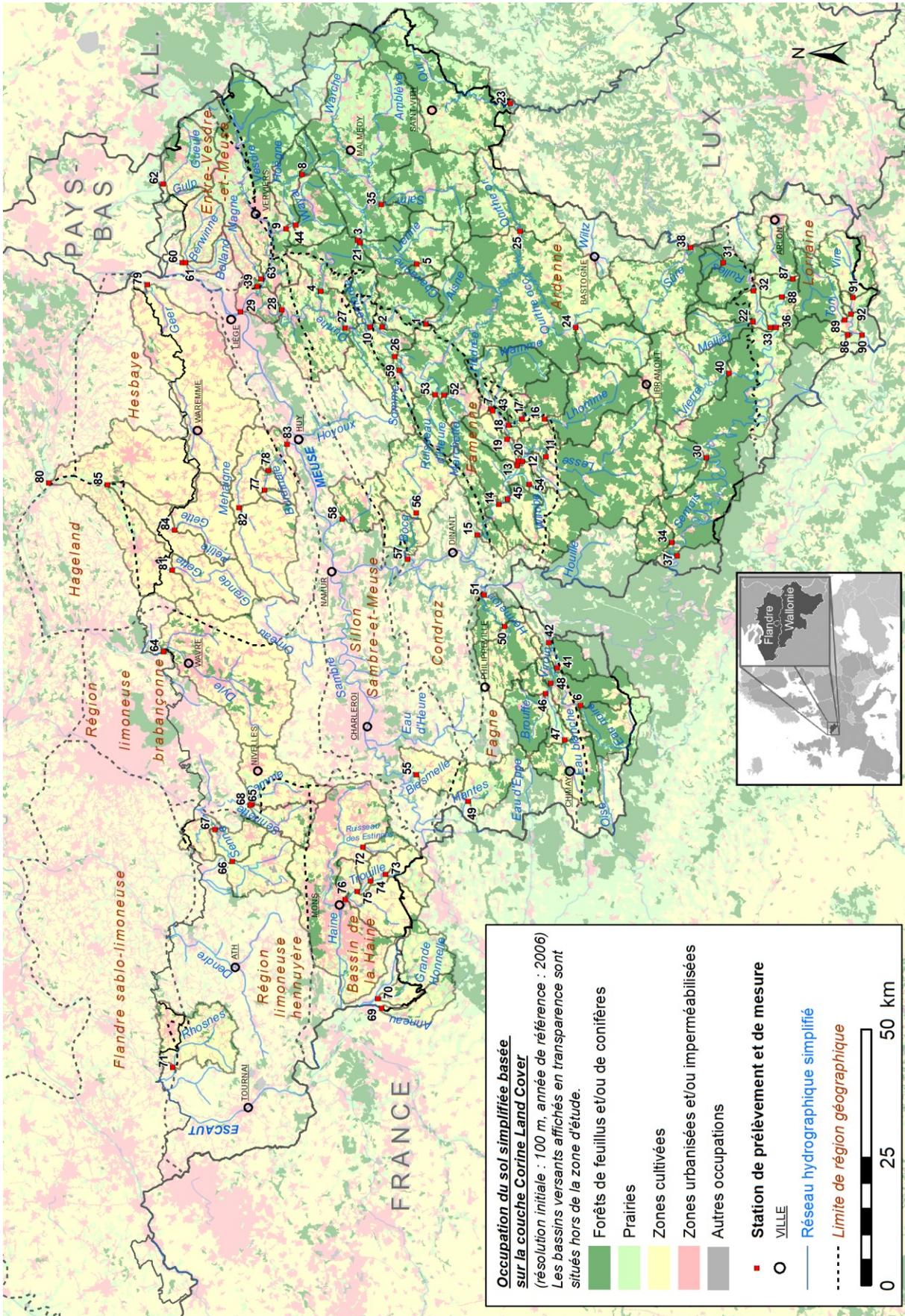


Fig. 2-4. Carte d'occupation du sol des bassins versants étudiés basée sur la couche Corine Land Cover pour l'année de référence 2006 (EEA, 2016).

Tab. 2-2. Pourcentage d'occupation du sol des régions naturelles au sein du territoire wallon selon les données Corine Land Cover pour l'année 2006 (EEA, 2016).

Zone naturelle	Occupation du sol Corine Land Cover simplifiée pour l'année 2006			
	Forêts de feuillus et/ou de conifères	Prairies	Zones cultivées	Zones urbanisées et/ou imperméabilisées
<i>Ardenne</i>	71 %	16 %	12 %	1 %
<i>Famenne</i>	65 %	14 %	19 %	2 %
<i>Lorraine</i>	56 %	20 %	21 %	3 %
<i>Fagne</i>	54 %	19 %	26 %	2 %
<i>Sillon Sambre-et-Meuse</i>	50 %	6 %	31 %	13 %
<i>Entre-Vesdre-et-Meuse</i>	43 %	32 %	17 %	8 %
<i>Condroz</i>	42 %	12 %	45 %	2 %
<i>Bassin de la Haine</i>	34 %	5 %	48 %	13 %
<i>Région limoneuse brabançonne</i>	31 %	5 %	57 %	8 %
<i>Région limoneuse hennuyère</i>	19 %	11 %	64 %	6 %
<i>Hesbaye</i>	15 %	4 %	75 %	6 %

2.1.4. Paramètres hydrologiques relatifs aux rivières étudiées

Les cours d'eau et les plans d'eau occupent 0,7 % du territoire wallon. Quatre masses d'eau se partagent les fleuves, rivières et cours d'eau qui ont été catégorisés administrativement comme suit (Fig. 2-5) : cours d'eau non classés (11.915 km), cours d'eau de 3^e catégorie (4367 km), cours d'eau de 2^e catégorie (5806 km), cours d'eau de 1^{re} catégorie (1858 km) et cours d'eau navigables (890 km) selon Huylenbroeck *et al.* (2020). Le bassin versant de la Meuse occupe près de 73 % de la Wallonie, celui de l'Escaut 22 %, du Rhin 4,5 % et de la Seine 0,5 %.

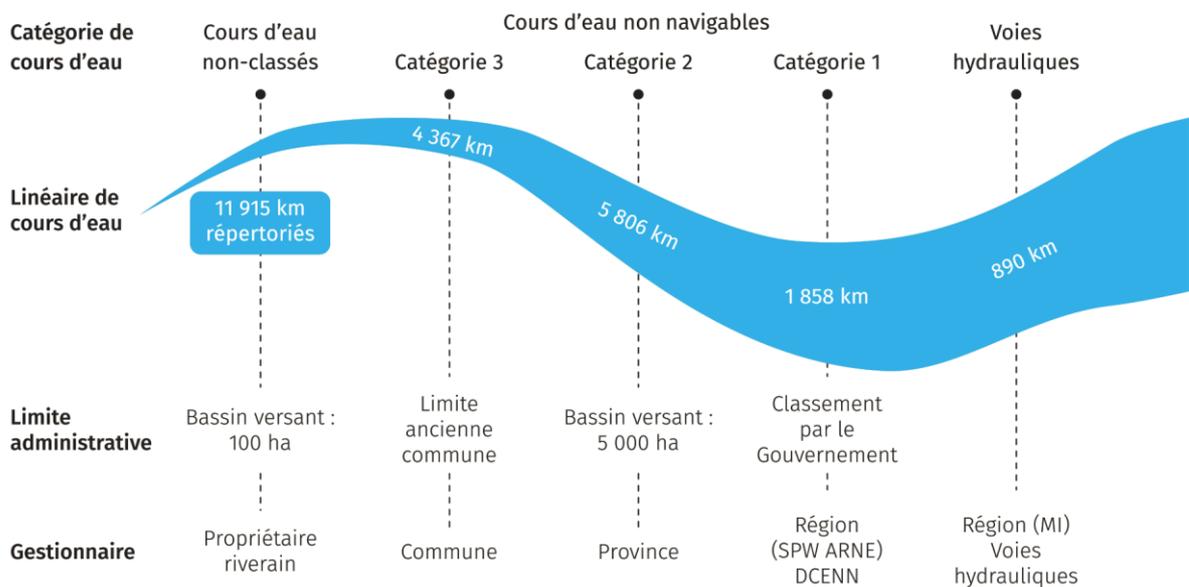


Fig. 2-5 : Répartition des responsabilités pour la gestion des cours d'eau en Wallonie (Huylenbroeck *et al.*, 2020)

Les cours d'eau étudiés dans cette recherche font partie du réseau hydrométrique du Service public de Wallonie⁵, excepté les ruisseaux affectés par les *flash-floods* dans la région liégeoise, ainsi que la Somme à Petite-Somme et la Chavanne à Vaux-Chavanne qui ont été monitorées temporairement par le LHGF ULiège.

⁵ Source : <https://hydrometrie.wallonie.be>, consultée le 11/11/2022

Le réseau hydrographique wallon est caractérisé par un grand nombre de bassins versants de petite taille. En effet, la superficie du bassin versant au niveau des stations de mesures est de moins de 200 km² pour 70 % d'entre elles. La moyenne des superficies des bassins versants des stations de mesures est de 234 km² et la médiane est de 104 km² (Gailliez, 2013). Le réseau de mesure établi et géré par le SPW est en constante évolution. Il est réparti en deux sous-réseaux :

- le réseau WACONDAH (*W*ATER *C*ONTROL *D*ATA system for *H*YDROLOGY and *w*ATER management) qui est géré et développé par la Direction de la Gestion Hydrologique (DGH) du SPW Mobilité et Infrastructures, notamment pour la prévision des crues et des étiages, ainsi que la gestion des voies hydrauliques et des réservoirs. Il comprend une centaine de pluviomètres, 150 stations de mesures de niveaux d'eau (disponibles en temps réel avec une résolution allant jusqu'à 5 minutes) dont une centaine avec courbe de tarage pour établir les débits (1200 mesures de jaugeage en moyenne par an), 12 stations de mesures de débits par cordes croisées (ADM) sur les voies navigables dont les niveaux sont régulés par des barrages au fil de l'eau, 3 stations de mesures de fonte de neige (pesée dynamique et mesure de hauteur) et plusieurs centaines de capteurs de positions relatifs aux ouvrages hydrauliques⁶.
- le réseau Aqualim qui est géré par la Direction des Cours d'Eau non navigables (DCENN) et qui est établi sur les cours d'eau de 1^{re} catégorie et certains affluents de 2^e catégorie gérés par les provinces wallonnes. Il comprend 220 stations de mesures le long des cours d'eau (mesure de hauteur et interpolation du débit par 1700 mesures de jaugeage en moyenne par an, avec au minimum dix jaugeages par an par station, voire quinze pour les sections plus instables, 30 stations de mesures sur les zones d'immersion temporaire. Ce réseau met à disposition les hauteurs d'eau et les débits à un pas de temps horaire⁷.

Les deux sous-réseaux ont été regroupés le 01/02/2022 sur la plateforme commune Hydrométrie, résultat d'une étroite collaboration entre la Direction de la Gestion hydrologique (SPW Mobilité et Infrastructures) et la Direction des Cours d'Eau non navigables (SPW Agriculture, Ressources naturelles et Environnement).

Le débit à plein bord spécifique (Fig. 2-6), c'est-à-dire rapporté à la superficie du bassin versant à l'endroit de l'observation du Q_b et exprimé en $m^3.s^{-1}.km^{-2}$ montre des variations régionales liées au type de régime hydrologique du cours d'eau, lui-même lié à la perméabilité du substrat.

Tab. 2-3. Débit à plein bord spécifique moyen et médian par région naturelle (données du Tab. 2-1).

<i>Zone naturelle</i>	Débit à plein bord spécifique moyen ($m^3.s^{-1}.km^{-2}$)	Débit à plein bord spécifique médian ($m^3.s^{-1}.km^{-2}$)
<i>Ardenne (n = 44)</i>	0,135	0,111
<i>Famenne - Famenne (n = 10)</i>	0,156	0,149
<i>Condroz (n = 5)</i>	0,102	0,107
<i>Entre-Vesdre-et-Meuse (n = 4)</i>	0,127	0,124
<i>Plateau brabançon (n = 5)</i>	0,096	0,111
<i>Hainaut (n = 8)</i>	0,085	0,085
<i>Hesbaye (n = 9)</i>	0,060	0,062
<i>Lorraine (n = 7)</i>	0,108	0,096

Des études précédentes avaient été réalisées dans le but d'établir une typologie des cours d'eau wallons par le biais de leur débit à plein bord et de leur puissance spécifique (Petit, 1995; Petit *et*

⁶ Source : <https://hydrometrie.wallonie.be/home/en-savoir-plus/reseaux-de-mesure.html>, consultée le 22/12/2022

⁷ Source : <https://hydrometrie.wallonie.be/home/en-savoir-plus/reseaux-de-mesure.html>, consultée le 22/12/2022

al., 2005b, 2007; Hallot, 2010) ainsi que par certains débits caractéristiques (débit moyen annuel, débit caractéristique d'étiage – dépassé 355 jours par an, débits caractéristiques de 1, 3, 6 et 9 mois, ainsi que le débit caractéristique maximum – atteint ou dépassé 10 jours par an (Petit, 1995; Gailliez *et al.*, 2007). Ces études ont mis en évidence le régime des cours d'eau par le biais de l'évolution du coefficient mensuel des débits, c'est-à-dire le rapport entre le débit moyen mensuel et le module. Les valeurs les plus faibles se présentent systématiquement en été, tant sur le versant septentrional que méridional de l'Ardenne. Le maximum se présente en hiver, généralement en janvier, mais son occurrence mensuelle montre une grande variabilité interannuelle (Petit, 1995). La régionalisation des débits à plein bord avait déjà permis d'observer que toutes les rivières du Condroz ont des débits à plein bord plus faibles que ceux attendus par la régression, de même que celles de l'Entre-Vesdre-et-Meuse et de Lorraine ; cette différence est encore plus flagrante quand on envisage les rivières du Hainaut et surtout de Hesbaye alors que les rivières de Fagne-Famenne montrent, à des degrés divers, des valeurs du débit à plein bord plus importantes, liées à l'héritage ardennais de ces rivières s'écoulant sur des schistes peu résistants, influençant le rapport largeur / profondeur (Petit *et al.*, 2007). Les mêmes tendances sont observées dans la régionalisation des débits à plein bord spécifiques (Tab. 2-3).

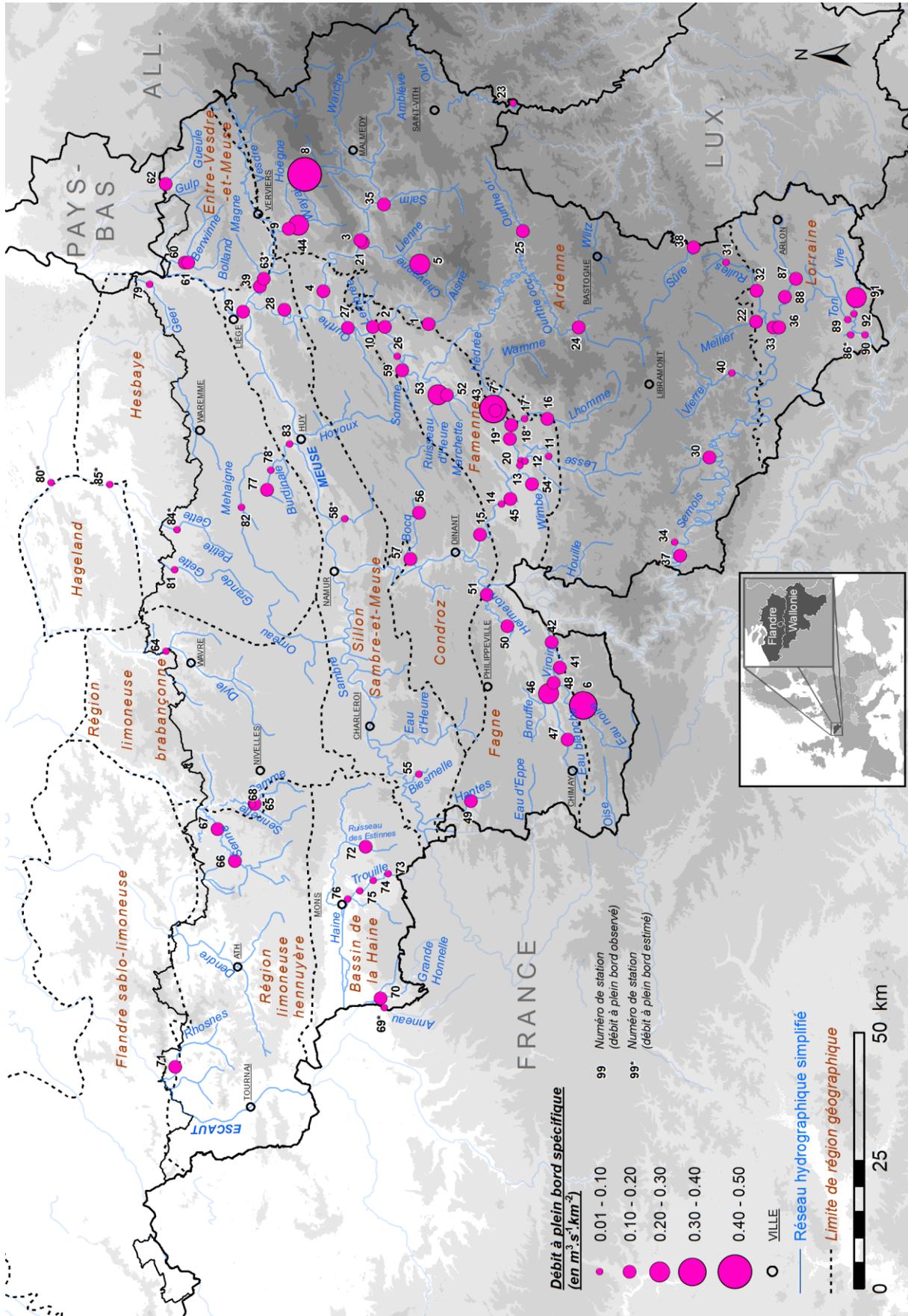


Fig. 2-6. Débit à plein bord spécifique à partir des données du Tab. 2-1.

2.2. Méthodologie de la mesure de la concentration des matières en suspension par échantillonnage événementiel discret

2.2.1. État de l'art méthodologique

Depuis le début des recherches liées à la quantification des sédiments, diverses techniques ont été élaborées et testées pour obtenir des prélèvements de sédiments en suspension représentatifs et reproductibles sur le terrain. Une fois que la sélection du site a été effectuée, préférentiellement hors des zones d'effluents anthropiques, en zone naturelle et avec la possibilité de relier les mesures de débits solides au débit du cours d'eau, les échantillons d'eau collectés doivent avoir un volume minimum qui est fonction de la concentration de matières en suspension attendue (Tab. 2-4), afin de réduire l'impact des incertitudes de mesure sur la concentration calculée.

Tab. 2-4. Volume des échantillons requis en fonction de la concentration des sédiments en suspension (d'après WMO, 1994).

Concentration en MES attendue (en mg.l ⁻¹)	Volume d'échantillon (en l)
> 100	1
50 - 100	2
20 - 30	5
< 20	10

La méthode de prélèvement la plus basique qui a été employée a été celle d'un contenant immergé à partir d'une berge du cours d'eau (Spring & Prost, 1884) ou d'un seau encordé et lancé depuis un pont de façon à récupérer un échantillon de volume suffisant au centre de la rivière. La méthode du prélèvement depuis la berge présente l'avantage de la simplicité, mais implique un accès aisé au cours d'eau pour l'opérateur qui effectue ce prélèvement manuellement, ce qui est fort peu le cas lors des événements de crues. La méthode du seau (de petite contenance - 2 à 5 l), manié depuis un pont consiste à récupérer l'ensemble du prélèvement, sans perte d'eau ni de matières, ensuite transféré pour le transport dans un ou plusieurs récipients de contenance adaptée. Le problème de la représentativité de l'échantillon se pose par rapport à la variabilité latérale de la concentration en MES ainsi que la variabilité en fonction de la profondeur (Baronas *et al.*, 2020).

Les échantillonneurs isocinétiques sont plutôt utilisés pour des cours d'eau de petits gabarits. Ils sont conçus pour que la vitesse du flux prélevé au nez de l'échantillonneur soit la même que la vitesse locale du courant d'eau. Développés dans les années 1940 à partir de bouteilles en verre, celles-ci ont été remplacées par des bouteilles de polyéthylène et des embouts en Teflon (Gordon *et al.*, 2004). Leur principe est d'extraire de façon continue au sein de la bouteille récupératrice de l'échantillon, un flux d'eau qui est fonction de sa vitesse, depuis le niveau du cours d'eau jusqu'à environ 90 mm du lit de la rivière et vice versa (Fig. 2-7). L'échantillon récupéré intègre ainsi la vitesse sur toute la section verticale de la rivière. Cependant, ces dispositifs ne sont admissibles que sur des rivières de faible profondeur pour des modèles manuels et jusqu'à 5 m maximum pour des modèles plus lourds accrochés à un dispositif de treuil au niveau d'un pont (Gordon *et al.*, 2004).

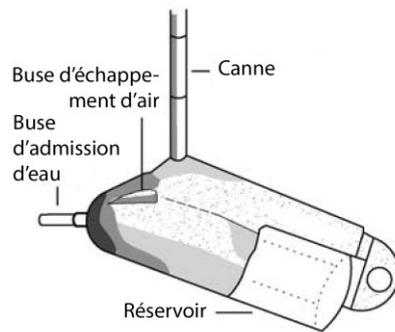


Fig. 2-7. Échantillonneur isocinétique manuel (selon Gordon *et al.* (2004), modifié).

D'autres systèmes basés sur l'intégration de prélèvements ponctuels sont également décrits dans la littérature (ex. échantillonneur à siphon ou *rising-stage samplers*), mais nécessitent généralement des infrastructures plus lourdes et non déplaçables aisément durant une campagne de terrain, contrairement aux échantillonneurs simples ou aux échantillonneurs isocinétiques.

Des systèmes ont été élaborés de manière à prélever, à un endroit donné de la colonne d'eau, un volume suffisant pour quantifier avec une bonne précision la concentration en MES. Il s'agit des modèles de type watertrap (Fig. 2-8), également connus sous le nom de bouteille de Nansen (Close-Lecocq *et al.*, 1982; Lemin *et al.*, 1987), de Kemmerer (pour des prélèvements verticaux dans la colonne d'eau) ou de Van Dorn (WMO, 2008). Moyennant quelques variations techniques, leur principe de base est d'amener, à un endroit donné de la section hydraulique, un contenant ouvert à ses deux extrémités, qui seront refermées instantanément par l'intermédiaire d'un poids dit messenger. Ce mécanisme de fermeture étanche à un endroit donné, commandé par l'utilisateur, permet d'évaluer la variabilité latérale de la concentration de MES, ainsi que sa variation avec la profondeur. Cependant, l'utilisation de cette méthode implique des profondeurs du cours d'eau suffisantes et la présence d'un pont servant de support à l'appareil. De plus, le temps de mise en place du système est un facteur limitant pour son utilisation lors de prélèvements ponctuels et uniques.



Fig. 2-8. Watertrap Eijkelkamp 12.02.

Le développement dans les années 1980 de capteurs optiques a permis de mesurer en continu les propriétés de turbidité de l'eau. Associés à des pompes péristaltiques permettant de prélever automatiquement des échantillons sur commande ou suivant un calendrier régulier (Haimann *et al.*, 2014), les capteurs de turbidité ont fait l'objet de nombreuses études dans la littérature (Rai & Kumar, 2015). Leur principe de fonctionnement sera décrit en détail au point 0. Toutefois, leur

mise en œuvre peut s'avérer délicate (représentativité de la zone de mesure et du site de prélèvement) et leur entretien complexe dans des rivières à forte concentration de matières en suspension (voir point 0).

D'autres techniques ont également été utilisées dans la littérature (Gruber *et al.*, 2016; Vergne *et al.*, 2020), telles que le profileur de courant acoustique à effet Doppler (ADCP). Initialement utilisé pour l'estimation du débit liquide, le profil latéral et en profondeur de la concentration en MES est un sous-produit de l'estimation du débit liquide (Rai & Kumar, 2015) par rétrodiffusion acoustique (Vergne, 2018). Certaines études ont eu pour objectif de démontrer la faisabilité du suivi à long terme des sédiments en suspension par l'intermédiaire des ADCP (Aleixo *et al.*, 2020). Cependant, le coût prohibitif de ces dispositifs, tout comme les systèmes de mesure des sédiments fins en suspension par diffraction laser (Felix *et al.*, 2016; Pomázi & Baranya, 2020), en limite fortement l'utilisation sur le terrain.

2.2.2. Comparaison méthodologique au niveau wallon (LHGF ULiège *versus* ISSeP)

Les différentes méthodes de prélèvement de matières en suspension ont été testées sur le terrain, tant au niveau de leur facilité d'utilisation que de leur rapidité d'exécution. Les résultats comparatifs ont également été analysés en laboratoire. Le choix définitif de la méthode s'est porté sur le prélèvement, à partir d'un pont et à l'aide d'un seau de petite contenance (2 à 3 l) attaché à une corde, permettant de récupérer l'ensemble du prélèvement, sans perte d'eau ni de matières, dans un ou plusieurs récipients de contenance adaptée. Des bouteilles de type eau minérale sont utilisées comme récipients (1,5 l). Si une quantité d'eau excédentaire a été prélevée par rapport au volume des bouteilles destinées à ramener le prélèvement au laboratoire, l'ensemble est vidé et l'opération est recommencée afin de conserver une dilution égale à celle de la rivière. Cette méthode a été généralisée à l'ensemble des opérateurs chargés des prélèvements dès 2006. Lorsque la granulométrie des particules en suspension devait être analysée, deux échantillons ont été prélevés successivement, dans un intervalle temporel le plus court possible.

Les prélèvements réalisés sur le terrain ont été ramenés au laboratoire, conservés à température ambiante et traités rapidement de manière à éviter le développement algair (Pavanelli & Bigi, 2005). Le contenu de chacune des bouteilles est filtré sur un filtre en microfibre de verre de 110 mm de diamètre (Whatman GF/C anciennement dénommé Whatman GF6), préalablement passé au dessiccateur pour une mise à température ambiante et pesé grâce à une balance analytique (résolution : 0,1 mg). La taille de la maille du filtre est de 1,2 μm , avec une efficacité de retenue de 98 %. Cette méthodologie est basée sur la norme NF EN 872. Afin d'accélérer les filtrations, surtout quand la concentration des particules en suspension est importante, celles-ci se font sous vide à l'aide d'une pompe à air raccordée à une rampe permettant de traiter trois échantillons simultanément. Le volume d'eau filtré est mesuré grâce à un cylindre gradué (résolution : 1 ml). Une fraction du volume du surnageant peut être réservée et utilisée comme eau de rinçage pour le fond de l'échantillon. Le filtre chargé de sédiments est placé dans une étuve à une température de 110°C pendant une durée de 10 à 12h. Une fois sec, il est de nouveau passé au dessiccateur et ensuite pesé. La quantité de matières en suspension, exprimée en mg.l^{-1} , est déduite de la différence de masse entre le filtre chargé et le filtre propre. La Fig. 2-9 illustre quelques étapes du traitement des échantillons.

Des essais réalisés à partir d'échantillons de concentration connue créés artificiellement à partir de sédiments limoneux ont montré une erreur moyenne de l'ordre de 10 % pour les échantillons de concentration inférieure à 200 mg.l^{-1} et qui passe sous les 2 % pour des concentrations supérieures à 2.000 mg.l^{-1} . Compte tenu des sources d'erreur (mesure de masse du filtre sec et

chargé et de volume d'eau filtrée), les concentrations inférieures à 5 mg.l^{-1} ne sont pas considérées comme valides et ne seront pas utilisées par la suite.



Fig. 2-9. Protocole de filtration des échantillons.

Il est également possible d'estimer la proportion de matières organiques présente dans l'échantillon. Cette estimation est basée sur la perte de masse engendrée par la calcination de la matière organique (Grove & Bilotta, 2014). Les échantillons à calciner sont placés dans un creuset en porcelaine qui est lui-même placé au four. La température de calcination des matières organiques est généralement fixée à 500°C . Après de nombreux tests visant à déterminer la durée optimale de calcination, une durée de 24 h a été appliquée aux échantillons. En deçà de ce seuil, l'ensemble des matières organiques n'est généralement pas entièrement consommé. Pour une durée de 48 h, nous n'observons plus de différence de masse significative au niveau de l'échantillon. Afin de limiter dans le temps la durée des traitements, la phase de calcination est donc réduite à 24 h. La quantification de cette perte au feu se fait ensuite par différence entre la masse de l'échantillon sec et celle de l'échantillon calciné. Le résultat obtenu détermine le pourcentage de matières organiques que contenait l'échantillon initial. Cette quantification est devenue systématique à partir de décembre 2007.

Pour chaque station, une partie des échantillons a fait l'objet d'une caractérisation de la granulométrie de la matière minérale en suspension. L'analyse granulométrique est un test de laboratoire destructif. Le contenu de la bouteille est décanté pendant 24 à 48 heures. Le surnageant est éliminé et les particules décantées sont soumises à une attaque par excès de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) pour éliminer la matière organique. La distribution

granulométrique de la fraction minérale est ensuite obtenue à l'aide du granulomètre à diffraction laser Malvern Mastersizer 2000, allant de 0,01 μm à 2.000 μm . Cette technique est actuellement la plus couramment utilisée dans la littérature (Slattery & Burt, 1998; Steegen *et al.*, 1998, 2000; Marttila & Kløve, 2010). L'élimination de la matière organique permet de séparer chaque particule en éliminant les agrégats dans la cellule de mesure lors de la mesure granulométrique (Xu, 2002). L'action mécanique par ultrasons complète la destruction des agrégats.

Des prélèvements d'eau de surface sont effectués par l'Institut Scientifique du Service public (ISSeP) en de nombreux points du réseau hydrographique wallon. L'ISSeP réalise ces prélèvements à intervalle de temps fixe afin de caractériser la qualité des eaux de surface. La base de données comprend la date, la rivière et le lieu de prélèvement ainsi que la concentration des matières en suspension. Ces données ont été acquises auprès de M. Jérôme Delvaux (SPW - DGARNE - Direction des Eaux de Surface - Cellule Réseaux) pour la période allant de 2000 à 2009.

La méthodologie⁸ utilisée par l'ISSeP est similaire à celle employée par notre laboratoire. Elle suit la norme ISO 5667-17 : 2000 : Qualité de l'Eau – Échantillonnage – Partie 17 : Lignes directrices pour l'échantillonnage des sédiments en suspension. Le prélèvement d'eau est effectué avec un seau (de volume non précisé), généralement au milieu de la rivière, à partir d'un pont. Les échantillons sont transvasés dans des flacons d'un volume de 2 litres. La mesure de la concentration des matières en suspension est effectuée au laboratoire dédié à l'évaluation de la qualité des eaux de surface. La méthode employée est la filtration après homogénéisation de l'échantillon, comme dans le cas du LHGF. Les filtres utilisés sont en nitrate de cellulose, dont la maille est de 0,45 μm . On note ici une différence méthodologique, puisque le LHGF utilise des filtres en fibres de verre, d'une maille de 1,2 μm (Whatman GF/C). La précision de la mesure est validée par des tests interlaboratoires et à partir d'une solution de cellulose microcristalline de concentration donnée (30 mg.l^{-1}). La valeur obtenue doit être comprise dans l'intervalle 30 $\text{mg.l}^{-1} \pm 10 \%$.

Parmi les données obtenues auprès de l'ISSeP, les stations communes avec la base de données du LHGF ont été comparées (Van Campenhout *et al.*, 2013). Les prélèvements effectués par l'ISSeP étant réalisés indépendamment des conditions hydrologiques et sur base calendaire, les résultats montrent que ceci a tendance à donner davantage d'importance aux faibles débits, et donc aux faibles concentrations de matières en suspension. Les concentrations estimées par le LHGF, basées en partie sur des campagnes de prélèvement en période de crue, sont systématiquement supérieures à celles estimées par le biais des relations qui utilisent les données de l'ISSeP. Le rapport des deux valeurs va de 1,0 (pour la Grande Honnelle à Baisieux) à 16,9 (concernant la Salm à Trois-Ponts). En moyenne, le résultat obtenu par le LHGF – ULiège est 6 fois supérieur aux valeurs issues du réseau du service public.

Malgré l'utilisation par l'ISSeP de filtres en nitrate de cellulose disposant d'une maille plus fine (0,45 μm) que ceux utilisés par le LHGF – ULiège (1,2 μm), les concentrations mesurées par le laboratoire de l'ULiège aboutissent à des relations MES - débit plus importantes résultant de deux phénomènes. D'une part, les concentrations mesurées par le LHGF sont régulièrement plus importantes. D'autre part, les prélèvements n'ont pas lieu selon le même séquençage entre les deux laboratoires. L'ISSeP effectue ses campagnes de terrain à intervalle régulier, à raison de 13 mesures par station et par an. L'intervalle moyen entre deux mesures est donc légèrement inférieur à 30 jours. Le LHGF – ULiège procède initialement par des campagnes en période de crue,

⁸ Aimablement communiquée par Paul Van Damme, ISSeP, Cellule Qualité des eaux

afin de cibler les valeurs de débits proches du plein bord. En complément, des prélèvements ont également lieu pour des débits plus faibles, mais les débits d'étiage sont moins représentés que dans la base de données de l'ISSeP.

En conséquence, la gamme de débits pour lesquels des prélèvements sont disponibles varie, pour une station donnée, entre l'ULiège et l'ISSeP. La méthode de prélèvement à date fixe de l'ISSeP engendre une gamme de débit plus réduite, avec peu de valeurs de concentration en MES pour un débit égal ou supérieur au plein bord. Au contraire, les données du LHGF – ULiège ciblent mieux le débit à plein bord et de nombreuses valeurs supérieures à ce dernier sont disponibles pour la majorité des stations, lorsque la période de prélèvement est suffisamment longue. Cependant, le nombre de valeurs mesurées lors des débits d'étiage est moindre dans la base de données du LHGF – ULiège. Il en résulte directement une moindre dispersion des points représentant une faible concentration. On constate également l'influence de cette méthodologie au niveau des coefficients de détermination des relations concentration en MES – débit établies. En effet, les relations mises au point par notre laboratoire sont généralement de meilleure qualité, avec un coefficient R^2 supérieur à celui de l'ISSeP.

2.2.3. Représentativité des prélèvements ponctuels de matières en suspension

La concentration des sédiments en suspension dans la colonne d'eau peut varier. Richards (1982) précise que les sédiments en suspension ne sont pas uniformément répartis avec la profondeur et dans la section transversale du chenal, en particulier là où les courants secondaires sont bien développés, et une intégration verticale et transversale est donc souhaitable lors de l'échantillonnage. Cependant, comme cela a été précisé au point 2.2.1, l'utilisation de ces échantillonneurs-intégrateurs n'est pas possible lorsqu'un grand nombre de stations doivent être visitées lors d'un pic de crue à l'échelle régionale.

Avant toute interprétation des résultats issus de l'analyse de la charge en suspension d'échantillons ponctuels récoltés en surface, il est nécessaire de connaître la validité de ceux-ci à travers la section transversale du cours d'eau.

En Wallonie, Monseur (2005) a synthétisé les observations réalisées par différents auteurs. Perpinien (1998) a remarqué, à partir des observations réalisées par Lamalle (1987) dans la Burdinale (affluent de la Mehaigne) et par Pironet (1995) dans la Magne (affluent de la Vesdre), une certaine variabilité dans la concentration 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 1.800 mg.l⁻¹ sur la Burdinale). D'après les observations faites sur ces rivières en Wallonie, Monseur (2005) en a conclu que la charge en suspension possède une meilleure homogénéisation pour des concentrations intermédiaires, entre 150 et 600 mg.l⁻¹.

Test de représentativité latérale sur l'Ourthe à Méry (crue du 18/02/2009)

À l'occasion d'une crue de l'Ourthe ($Q = 238 \text{ m}^3/\text{s}$ à la station de Sauheid), un test expérimental de représentativité latérale des échantillons de matières en suspension a été mené au niveau du pont de Méry, le 18/02/2009 entre 13h55 et 14h50. Des échantillons ont été prélevés le long d'un transect et analysés en laboratoire selon la méthodologie présentée au point 2.2. La concentration en MES a été mesurée sur chaque échantillon prélevé à un intervalle de 5 m le long du pont.

La concentration des matières en suspension en surface varie très peu le long du profil transversal (Fig. 2-10), en mettant de côté le premier prélèvement en rive gauche, situé sur une berge couverte de végétation et immergée par le débordement de l'Ourthe. Les sédiments qui se sont déposés sur cette végétation immergée ont probablement été remis en suspension lors du prélèvement d'eau. Au niveau du transect, on peut constater que la concentration décroît de la rive gauche à la rive droite. Cette décroissance est liée à la diminution de la hauteur d'eau, et donc du débit, durant l'expérimentation. En effet, en une heure, la hauteur d'eau a diminué d'environ 2 cm. La zone centrale est représentative de la concentration des matières en suspension de l'ensemble de la section. La présence des piliers du pont ne modifie pas la répartition des matières en suspension en surface.

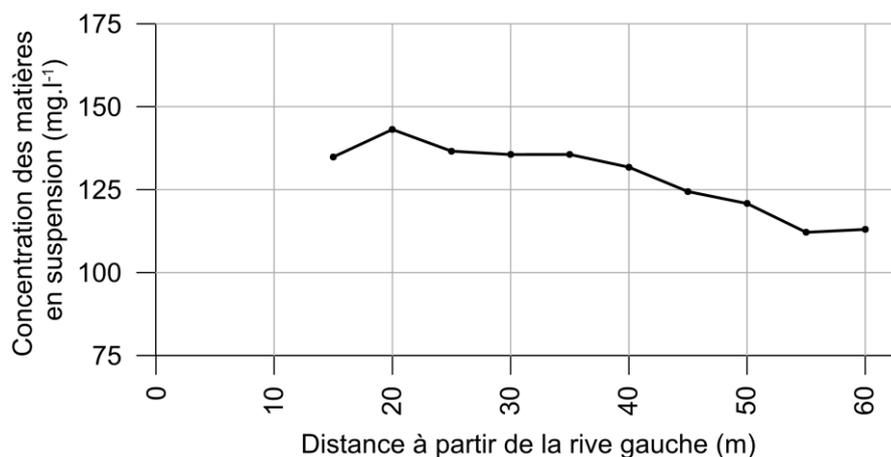


Fig. 2-10. Profil transversal de la concentration des matières en suspension en surface sur l'Ourthe au pont de Méry ($Q = 238 \text{ m}^3/\text{s}$ à Sauheid).

La moyenne de concentration en MES calculée atteint $128,8 \text{ mg.l}^{-1}$. Si le prélèvement avait eu lieu uniquement au centre du pont, la concentration en MES aurait été estimée à $135,6 \text{ mg.l}^{-1}$. L'approximation observée est de l'ordre de 5 %, et ne tient pas compte de la diminution du niveau d'eau, et donc du débit, pendant l'expérimentation.

2.3. Méthodologie de la mesure de la concentration des matières en suspension par le biais de la turbidité et par échantillonnage automatique

2.3.1. Les sondes turbidimétriques : caractéristiques techniques et utilisation pratique

La turbidité est une propriété optique qui est un indicateur de la clarté relative de l'eau (Ziegler *et al.*, 2014). La quantification de la concentration des matières en suspension dans un cours d'eau nécessite le prélèvement d'eau et sa filtration en laboratoire. Pour obtenir une valeur de concentration de matières en suspension de façon continue, une sonde de turbidité peut être utilisée sur le terrain. Les premiers capteurs mis au point étaient basés sur le principe de la photo-extinction, un capteur photosensible séparé d'une source lumineuse, permettait d'obtenir une première estimation de la turbidité de l'eau sur base de l'opacification (Lawler & Brown, 1992). Au fil des évolutions techniques, la turbidité est désormais estimée à l'aide d'un turbidimètre néphélométrique (Lewis, 1996) qui mesure la diffusion de la lumière à l'aide d'un détecteur de lumière à un angle de 90° par rapport à la lumière incidente. Les mesures de turbidité néphélométrique quantifient les propriétés optiques qui font que la lumière est diffusée ou atténuée plutôt que d'être transmise en ligne droite à travers la solution mesurée (Landers & Sturm, 2013). Cette mesure s'est souvent révélée proportionnelle à la concentration des matières en suspension, bien que le coefficient de détermination entre cette concentration et la valeur de turbidité varie considérablement d'une étude à l'autre (Slaets *et al.*, 2014).

Cependant, la valeur de la turbidité varie fortement avec différents paramètres physiques liés aux sédiments. Dans l'eau douce, la turbidité est causée par la présence de matières en suspension, telles que l'argile, le limon, la matière organique fine et d'autres organismes microscopiques, et par la présence de matières en solution, telles que les acides organiques et les polluants chimiques (Pavanelli & Pagliarani, 2002; Naden, 2009; Slaets *et al.*, 2014; Ziegler *et al.*, 2014). Omar & MatJafri (2009) ont compilé une série de relations entre la mesure de la turbidité et la concentration des matières en suspension publiées dans la littérature en fonction de la granulométrie des particules.

Les particules dont la taille est beaucoup plus petite que la longueur d'onde de la lumière incidente diffuseront la lumière avec une intensité à peu près égale dans toutes les directions. Les particules dont la taille est supérieure à la longueur d'onde de la lumière incidente créent un modèle spectral qui entraîne une plus grande diffusion de la lumière vers l'avant que dans les autres directions (Omar & MatJafri, 2009). Avec un faisceau incident dans le proche infrarouge, de longueur d'onde avoisinant 0,8 μm , toute la gamme des particules en suspension filtrables habituellement en laboratoire sera prise en compte. L'utilisation des longueurs d'onde dans le proche infrarouge minimise l'effet de la couleur de l'eau provenant des matières organiques dissoutes sur les mesures de turbidité (Jastram *et al.*, 2010). Cependant, chaque rivière aura des caractéristiques de granulométrie des particules en suspension, de changements saisonniers d'acides humides ou de concentration en matières organiques. De ce fait, la relation entre la valeur de turbidité (calibrée en laboratoire grâce à des solutions de turbidité connue) et la concentration des matières en suspension devra faire l'objet d'une calibration à intervalles réguliers.

Dans ce projet, les sondes de turbidité utilisées sont les YSI 6026 Extended Range (0 à 4000 NTU avec une résolution de 0,1 NTU) et sont conformes aux normes de mesure de la méthode ISO 7027 (Landers & Sturm, 2013), qui recommande l'utilisation d'ondes lumineuses de longueur d'onde comprise entre 830 et 890 nm et le positionnement du détecteur à 90° du faisceau incident. Les sondes YSI 6026 ER utilisent un faisceau proche infrarouge à 860 +/- 30 nm avec une détection à 90° d'incidence. La cellule de mesure est nettoyée mécaniquement par un balai rotatif (Fig.

2-11A). La précision des mesures atteint $\pm 2 \%$ de la lecture ou 0,3 NTU. La sonde peut supporter une immersion de 61 m. La température affectant légèrement les mesures de turbidité (une variation d'environ 0,3 % par °C), elle est automatiquement compensée par la sonde YSI. La calibration de laboratoire doit être faite suivant les recommandations du fabricant (Landers & Sturm, 2013). La calibration du capteur de turbidité peut s'effectuer sur 1, 2 ou 3 points. La courbe de calibration est relativement linéaire en dessous de 1000 NTU, mais peut s'écarter fortement de la droite d'égalité pour les valeurs extrêmes situées au-delà de cette valeur. De plus, les solutions de calibration fournies ne couvrent que la gamme allant de 0 NTU (de l'eau déminéralisée) à 800 NTU (la solution de calibration constituée de polymères). Compte tenu de la bonne stabilité à long terme des mesures de turbidité (écarts de mesures inférieurs à 3 % sur de longues périodes) et de ces différences très importantes qui peuvent être observées dans les gammes de valeurs élevées suite aux différentes calibrations (valeur maximale pouvant passer de 3000 NTU à 5000 NTU suite à l'extrapolation de la calibration), il a été décidé de conserver tout au long du projet la même calibration (sauf lorsque la tête de sonde d'un site a dû être remplacée en cas de défaillance technique).

Quatre sondes YSI 600 OMS V2 ont été fournies au LHGF par le SPW au début du projet. Elles servent de support au capteur de turbidité (amovible) placé en bout de sonde. Ces sondes de 54 cm de long et de 4,2 cm de large sont des capteurs multiparamétriques couramment utilisés pour mesurer la qualité de l'eau. Le corps principal de la sonde comprend plusieurs capteurs (Fig. 2-11B) : un capteur de profondeur (0 à 9,1 m ; résolution : 0,001 m ; précision : $\pm 0,02$ m), un capteur de température (-5 à 50°C, résolution : 0,01°C, précision : $\pm 0,15$ °C) et un capteur de conductivité à compensation automatique (0 à 100 mS.cm⁻¹, résolution : 0,001 à 0,1 mS.cm⁻¹ selon la plage de mesure ; précision : $\pm 0,5 \%$ de la lecture + 0,001 mS.cm⁻¹). La sonde peut être autoalimentée par 4 piles AA (25 à 30 jours d'enregistrements à 15 minutes d'intervalle) ou alimentée de manière externe lorsqu'elle est connectée à l'échantillonneur automatique.

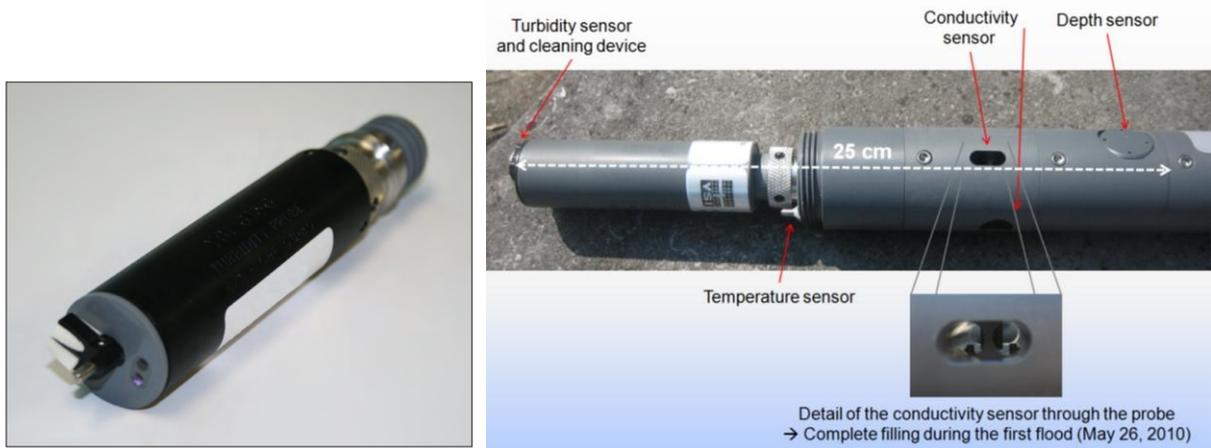


Fig. 2-11. A : Capteur de turbidité YSI 6026 ER (source : www.ysi.com) ; B : capteurs multiparamètres de la sonde YSI 600 OMS V2 (turbidité, conductivité, température et profondeur de l'eau).

2.3.2. Les échantillonneurs automatiques et le déclenchement des prélèvements

La mise au point des sondes de turbidité, permettant une mesure continue de ce paramètre, a été rapidement associée à des échantillonneurs automatiques permettant des prélèvements d'eau réguliers, afin de faire correspondre les mesures de turbidité aux mesures de concentration de sédiments en suspension (Horowitz, 2002). Cette méthode d'enregistrement continu de la

turbidité et du prélèvement régulier d'échantillons est un bon compromis entre la précision et la possibilité d'obtenir des données à des résolutions temporelles plus fines que celles qui peuvent être mesurées manuellement (Ziegler *et al.*, 2014).

Ce projet utilise des échantillonneurs portables ISCO 6712 (Fig. 2-12) fonctionnant sur batterie pour prélever des échantillons d'eau à intervalles définis ou par déclenchement sur un élément extérieur. Il permet de prélever jusqu'à 24 échantillons d'un litre et peut être connecté à des sondes au format de communication SDI-12, telles que la sonde YSI 600 OMS V2 décrite au point 2.3.1.



Fig. 2-12. Échantillonneur automatique ISCO 6712 portable (<http://www.isco.com>).

La mémoire de l'échantillonneur (512 ko) permet d'enregistrer les données provenant de la sonde multiparamètres et le rapport d'échantillonnage. Cette version ne conserve pas les échantillons au froid ; une version réfrigérée existe si nécessaire. Une pompe péristaltique est utilisée pour collecter les échantillons. Ils sont pompés à une vitesse de 0,6 m/s, jusqu'à une profondeur totale de 8,5 m. Le mode de programmation standard et le mode de programmation étendu permettent des conditions de déclenchement complexes, en utilisant n'importe quelle combinaison des mesures de la sonde multiparamètres (niveau, turbidité, conductivité...). Un modem GSM peut être connecté à l'échantillonneur pour télécharger les données et contrôler à distance les prélèvements. Des alarmes sont envoyées par SMS lorsque des déclencheurs définis sont atteints (niveau d'eau, niveau de conductivité ou de turbidité atteinte...). Les données sont récupérées grâce au logiciel propriétaire Flowlink.

Deux échantillonneurs ont été installés sur la Petite et la Grande Gette aux stations d'Opheylissem et de Saint-Marie-Geest (prélèvements à deux niveaux différents), mais un seul sur la Dyle et la Senne, respectivement aux stations de Florival et de Quenast. Ils ont été programmés pour prélever des échantillons d'eau à chaque phase de crue, de décrue et également pendant les périodes de basses eaux. Les résultats obtenus sont présentés au chapitre 6.

2.4. Méthodologie d'estimation de la récurrence des débits de crues étudiées et du transport sédimentaire lors d'événements extrêmes

L'estimation de la récurrence des débits de crue a fait l'objet d'un article détaillé (Van Campenhout *et al.*, 2020) qui est présenté au chapitre 3. Il a trait tant aux crues fréquentes dont la récurrence a été analysée à l'aide des séries partielles de Gumbel qu'aux crues exceptionnelles qui ont été enregistrées depuis l'installation des limnigraphes sur les rivières étudiées. En complément de ce chapitre, nous présenterons les récentes analyses complémentaires liées aux inondations du 13 au 15/07/2021 ayant affecté les vallées de la Vesdre, de l'Ourthe et de l'Amblève et la

réactualisation des graphiques de crues extrêmes observées. Le chapitre 4 présente un article lié à l'analyse des *flash-floods* en Wallonie, sur base d'un recensement de données existant dans la presse. Cet article présente également l'événement extrême survenu à Liège le 29/05/2008 qui a affecté des bassins versants de taille inférieure à 3 km².

CHAPITRE 3 : Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)

Ce chapitre correspond à l'article publié dans le journal *Water (Switzerland)*⁹, soumis le 27 janvier 2020, accepté le 8 mars 2020 et publié le 12 mars 2020.

Résumé

La détermination de la période de retour des débits fréquents nécessite la définition de seuils de pics de crue. Contrairement aux données journalières, le volume de données à traiter avec la généralisation des enregistreurs de données horaires ou même avec une résolution temporelle encore plus fine devient rapidement trop important pour être géré manuellement. Nous proposons dès lors un algorithme qui extrait automatiquement les caractéristiques des crues de manière à calculer des périodes de retour en séries partielles à partir de séries horaires de débits. Des seuils sont définis par une analyse robuste des données indépendantes des observations de terrain afin d'obtenir cinq pics de crue indépendants par an pour contourner la limite d'un an des séries annuelles. Les pics au-dessus des seuils ont été analysés en utilisant à la fois la méthode graphique de Gumbel et sa méthode des moments ordinaires. Les analyses hydrologiques ont montré que le point de convergence révélé par cette double méthode correspond à des crues dont la récurrence est d'environ 5 ans. Les rivières à lit caillouteux sur substrat imperméable (rivières d'Ardenne) présentent une période de retour moyenne du débit à plein bord de l'ordre de 0,6 an. En cas d'absence d'observations de terrain, les auteurs ont défini le débit à plein bord comme le $Q_{0,625}$ calculé avec des séries partielles. Les calculs de séries annuelles permettent de déterminer le débit de la crue centennale (Q_{100}) et d'estimer la récurrence des crues extrêmes. Une comparaison des données de la littérature a permis de confirmer la valeur de la cote Myer à 18, et cette valeur a été utilisée pour prédire les crues extrêmes en fonction de la superficie du bassin versant.

Mots-clés

période de retour ; récurrence du débit à plein bord ; méthodes des moments de Gumbel ; méthode graphique ; algorithme des pics au-dessus du seuil ; analyse des crues extrêmes

Abstract

The determination of the return period of frequent discharges requires the definition of flood peak thresholds. Unlike daily data, the volume of data to be processed with the generalization of hourly data loggers or even with an even finer temporal resolution quickly becomes too large to be managed by hand. We therefore propose an algorithm that automatically extracts flood characteristics to compute partial series return periods based on hourly series of flow rates. Thresholds are defined through robust analysis of field observation-independent data to obtain five independent flood peaks per year in order to bypass the 1-year limit of annual series. Peak over thresholds were analyzed using both Gumbel's graphical method and his ordinary moments method. Hydrological analyses exhibit the value in the convergence point revealed by this dual method for floods with a recurrence interval around 5 years. Pebble-bedded rivers on impervious substratum (Ardenne rivers) presented an average bankfull discharge return period of around

⁹ Van Campenhout J., Houbrechts G., Peeters A. and Petit F., 2020. Return Period of Characteristic Discharges from the Comparison between Partial Duration and Annual Series, Application to the Walloon Rivers (Belgium). *Water (Switzerland)* 12, 792. doi:10.3390/w12030792

0.6 years. In the absence of field observation, the authors have defined the bankfull discharge as the $Q_{0.625}$ computed with partial series. Annual series computations allow Q_{100} discharge determination and extreme floods recurrence interval estimation. A comparison of data from the literature allowed for the confirmation of the value of Myer's rating at 18, and this value was used to predict extreme floods based on the area of the watershed.

Keywords

return period; bankfull recurrence interval; Gumbel methods of moment; graphical method; peaks-over-threshold algorithm; extreme floods analysis

3.1. Introduction

In many hydrological and geomorphological studies, determining the return period of hydrological events or conversely estimating the discharge value for a given return period is often required. Among the great variety of laws governing statistics and probability used to estimate return period of given discharge value from the series of historical flows (log-normal, log-Pearson, power, exponential, Gumbel, generalized extreme values, Weibull, generalized Pareto, generalized logistic, Poisson distribution...), the Gumbel method was found to be particularly well suited for these types of estimates (Dubreuil, 1974; Greenwood *et al.*, 1979; Assani *et al.*, 1999; Bravard & Petit, 2000; Kidson & Richards, 2005; Ward & Moran, 2016).

However, two problems arise: (1) how best to choose between working with either annual series (T_a) or partial series (T_p); (2) which threshold flow should be used to select floods for the partial series method. Annual series do not allow for an estimation of recurrence intervals of bankfull discharge of less than 1 year. This is a problem because such recurrences occur regularly on many rivers in Wallonia, particularly in the Ardenne (Petit & Pauquet, 1997).

In addition, depending on the threshold values used for the partial series method, there are significant differences between the two procedures (T_a and T_p) for predicting a flood with low recurrence (Richards, 1982). To determine this threshold, a literature review was conducted in order to compare the different threshold values and to confidently select a reliable method based on a series of comparisons and tests.

Most of the previous return period studies were based on daily discharge values because hourly series were too short. Nowadays these records cover often longer than 30 years for some hydrographic stations installed on upland rivers (Wallonia, Belgium). Given that on Ardennian small catchments the most frequent floods are generally shorter than one day, it is preferable to work with hourly discharge data. However, these records represent several hundred thousand unique values, making peak flow identification difficult to calculate manually.

Therefore, an automatic method of calculation in hourly discharge was developed. This method makes it possible to identify hydrological independent events above the threshold and then automatically calculate the characteristic flows.

Most of the hydrology stations used in this paper have hydrologic series covering over more than 30 years, which was essential to decrease the confidence interval of estimated return periods. Indeed, the computation of return periods has to be based on a series of continuous hydrological data over a sufficiently long period of daily flows or hourly flows. Woodyer (1968) and England *et al.* (2018) recommend 50-year long series to reduce uncertainties in calculating the recurrence of infrequent floods. The recommendations for the length of hydrological series are usually expressed as daily data. However, unlike other meteorological data such as the amount of rainfall,

the autocorrelation of discharge data due to the high resolution (Wang & Yang, 2014) will not change the recommendations because the watershed will always have a smoothing effect on the water level. It should be noted that whilst hydrological series with duration between 30 to 50 years can be used, caution should be exercised as the computed recurrences of extreme floods will be less reliable.

As part of this study, the authors have compiled all observations of bankfull discharge of rivers equipped with hydrographic stations. These field observations have supplemented or revised the values presented in the literature (Petit & Daxhelet, 1989; Louette, 1995; Petit & Pauquet, 1997; Houbrechts, 2000; Petit *et al.*, 2005a, 2005b, 2007; Hallot, 2010; Peeters *et al.*, 2018). In addition, these data sets enable prediction of rare events. Given a sufficiently long duration of discharge series, we successfully estimated Q_{100} -flood discharge. Moreover, extreme events have also been compiled, analyzed and compared to Q_{100} estimates. Maximum probable extreme floods were estimated from the catchment area by Guilcher (1965) and Réméniéras (1972). Recent data has been compiled using their methodology in order to propose a robust value for the Myer–Coutagne equation (Frécaut, 1965) for the rivers of Wallonia.

3.2. Materials and methods

3.2.1. Study sites

The study takes place in Wallonia, the southernmost region of Belgium. This mid-latitude region, with a Cfb climate, i.e., a warm-temperate climate without dry season (oceanic type), according to the updated Köppen–Geiger classification, experiences annual rainfall ranging from 725 mm in westernmost Wallonia to 1400 mm in the Hautes Fagnes plateau (Ercicum *et al.*, 2018). In total, 76 hydrographic stations are considered in this study. On the non-navigable rivers these stations are managed by the Aqualim network and for those stations on the navigable waterways the SETHY network is in charge. Both networks are entities of the Public Service of Wallonia (*SPW*). Since the end of the 2000s, Aqualim stations record data in 10-minute intervals which is then aggregated hourly for their use and provision by the manager. The SETHY stations measure the water level hourly. Undisclosed rating curves give hourly discharge data. The catchment area of these limnigraphic stations ranges from 20 to 2,910 km². The oldest station recording hourly data was installed in 1967; 37 stations offer data starting before 1990, 24 between 1990 and 2000, and 15 after 2000 (Tab. 3-1).

The regional classification of stations depends on their location more specifically on their sedimentary heritage, which is directly related to the local geology (Fig. 3-1) of their catchment area (Corbonnois & Zumstein, 1994; Petit & Pauquet, 1997). Of these stations, 37 have a regional affiliation to the Ardenne with impervious schisto-sandstone substratum of Cambrian-Ordovician and lower Devonian (nos. 1 to 37). The second group includes rivers located in the Fagne–Famennian region (nos. 38 to 47), a lithological depression eroded into the lower Famennian and Frasnian soft shales. The third group comprises rivers in the Condroz region (nos. 48 to 51) with Carboniferous limestone formations in depressions and Upper Devonian sandstone formations on its ridges. The fourth group encompasses rivers in the Entre-Vesdre-et-Meuse region (nos. 52 to 54). Its geologic substratum is composed of Devonian rocks, Cretaceous deposits and Meuse terraces area, with gravel-bed rivers on moderately permeable substrates.

The fifth group incorporates the rivers located in the Brabant region (nos. 55 to 59), where substratum is composed of Cambrian-Ordovician-Silurian formations under Eocene and Loessic sandy cover. Hainaut rivers are the sixth group (nos. 60 to 64); they are located in a silty area with subsoil composed of Tertiary clay west of the Senne river and Cretaceous formations in the Haine

basin. Cretaceous chalk is also found in the Hesbaye region (nos. 65 to 70), covered by a thick layer of loess.

The eighth and last group encompasses Lorraine stations (nos. 71 to 76) with sandy-loaded rivers developed on Triassic and Lower Jurassic deposits of various kinds: conglomerates, marl and sandstone, limestone, and sandy limestone.

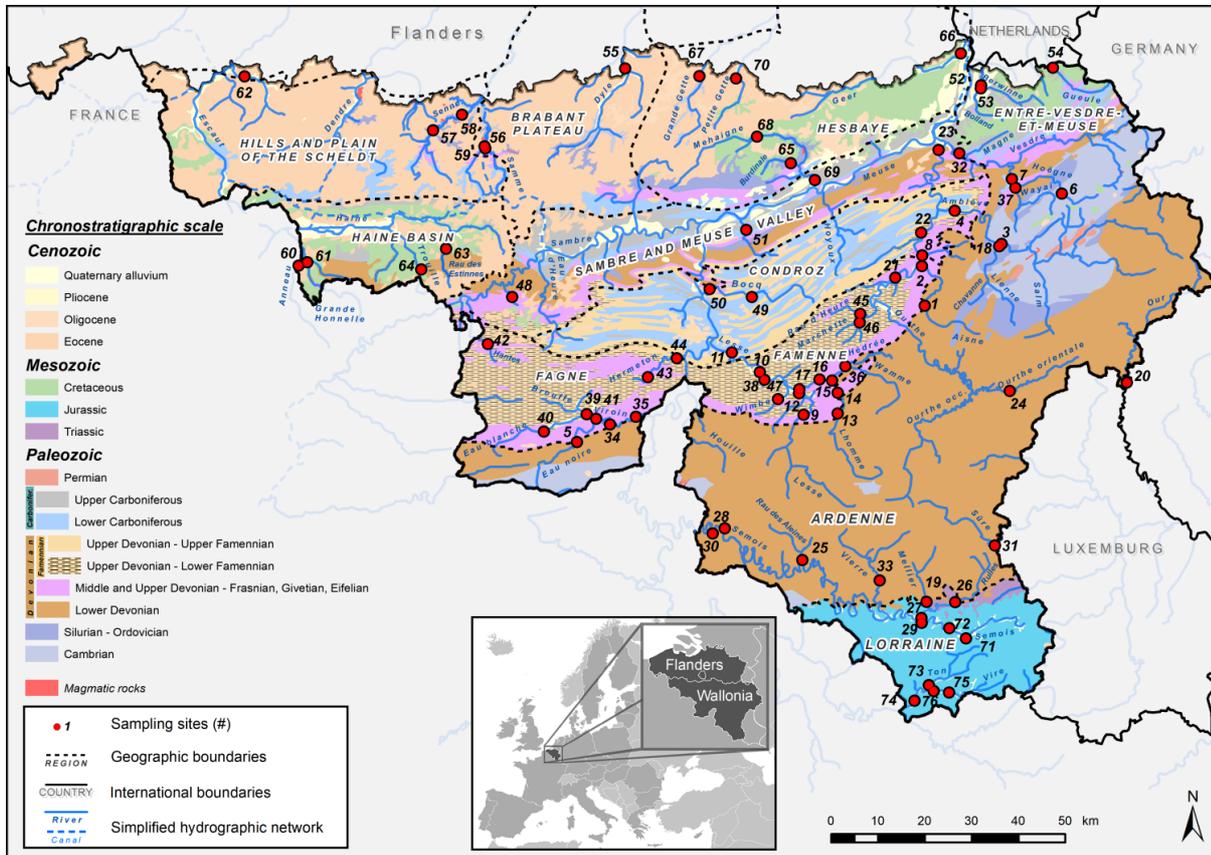


Fig. 3-1. Location of the studied hydrological stations and simplified geological map of Wallonia (according to de Béthune (1954) and Dejonghe (2007), modified).

3.2.2. Bankfull discharges of a selection of rivers in the Meuse and Scheldt basins

Among the characteristics discharges, the bankfull discharge is one of the most important for geomorphological and hydrological reasons (Petit & Pauquet, 1997); it is indeed an integrator of a large number of basin characteristics (Petit *et al.*, 2005b). Williams (1978) compiled 16 methods for determining this flow while Navratil (Navratil *et al.*, 2006) compared several methods of determination of bankfull discharge magnitude and frequency in gravel-bed rivers. The most common of them are: field observation at a hydrometric station equipped with a stable rating curve, hydraulic geometry of the section (Gob *et al.*, 2014; Morel *et al.*, 2019), flood frequency analysis, or a determination through Manning equation. Other authors analyze water level time-series in order to detect the overbank flow (Navratil *et al.*, 2010).

The safest method is to observe the bankfull discharge in the field, preferably in a natural area (Williams, 1978). We used this way of determination Q_b values for selected rivers.

In most stable alluvial channels, it is generally accepted that the recurrence of Q_b ranges between 1 and 2 years, expressed in annual series (Williams, 1978; Castro & Jackson, 2001; Lawlor, 2004; Gomez *et al.*, 2007; Ahilan *et al.*, 2013; Agouridis, 2014). Dury (1973) considered that the return period of Q_b was equal to 1.58 years, the value corresponding to the most probable value of the annual maximum in the Gumbel distribution. Tricart (1977) assumed a recurrence of Q_b

equivalent to 1.5 years. However, Petit and Daxhelet (1989) demonstrated that it increases with catchment size, annual rainfall, contrast of the hydrologic regime, while it decreases with bed load sediment grain size. Amoros and Petts (1993) and Edwards *et al.* (2019) estimate the recurrence of Q_b at 1.5 years but closer to one year for rivers with an impervious substrate and closer to 2 years in permeable terrain area. Wilkerson (2008) also postulates that the 2-year recurrence flood (Q_2) can be a good estimate of Q_b in absence of field observations.

Tab. 3-1. Hydrological parameters of the studied stations.

ID	River	Location	A (km ²)	Station code	Station start date	N_y	Q_b (m ³ .s ⁻¹)	Specific Q_b (m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²)	Sources of Q_b observation
ARDENNE Region									
1	Aisne	Erezée	67.4	L6690	1998-12	20	7.3	0.108	Houbrechts (2000)
2	Aisne	Juzaine	183	L5491	1975-03	34	23.8	0.130	Houbrechts (2000)
3	Amblève	Targnon	802.9	S6671	1968-06	20	87.3	0.109	New observation
4	Amblève	Martinrive	1062	S6621	1968-10	45	140	0.132	Houbrechts (2005)
5	Eau Noire	Couvin	176	S9071	1968-03	33	36.9	0.210	New observation (2008)
6	Hoëgne	Belleheid	20	S6526	1993-06	25	10	0.500	New observation (2019)
7	Hoëgne	Theux	189	L5860	1979-02	36	36.8	0.195	Deroanne (1995)
8	Lembrée	Vieuxville	51	L6300	1991-09	26	7.9	0.155	Houbrechts (2005)
9	Lesse	Resteigne	345	L5021	1992-06	46	33	0.096	Franchimont (1993)
10	Lesse	Hérock	1156	L6610	1996-05	23	105	0.091	Bioengineering techniques report (2016)
11	Lesse	Gendron	1286	S8221	1968-01	51	131	0.102	Bioengineering techniques report (2016)
12	Lesse	Eprave	419	L5080	1969-01	41	37	0.088	Petit <i>et al.</i> (2015)
13	Lhomme	Grupont	179.9	L6360	1991-10	22	20	0.111	Franchimont (1993)
14	Lhomme	Forrières	247	L6310	1991-10	24	24.5 ¹	0.099	Computed $Q_{0.625}$
15	Lhomme	Jemelle	276	S8527	1969-01	50	29.7 ¹	0.108	Computed $Q_{0.625}$
16	Lhomme	Rochefort	424.9	L6650	1996-07	22	51.8 ¹	0.122	Computed $Q_{0.625}$
17	Lhomme	Eprave	478	L6360	1992-07	24	60	0.126	Petit <i>et al.</i> (2015)
18	Lienne	Lorcé	147	L6240	1992-09	25	21.3	0.145	Houbrechts (2005) and new authors observation (2008)
19	Mellier	Marbehan	62	L5500	1974-06	39	8.8	0.142	New observation (2008)
20	Our	Ouren	386	L6330	1991-09	26	29.2	0.076	New observation (2005)
21	Ourthe	Durbuy	1285	S5953	1994-12	24	100	0.078	New observation
22	Ourthe	Tabreux	1597	S5921	1970-12	48	160	0.100	Petit & Daxhelet (1989)
23	Ourthe	Sauheid	2910	S5826	1974-01	45	300	0.103	Pauquet & Petit (1993)
24	Ourthe orientale	Houffalize	179	L5930	1979-02	37	21	0.117	Petit <i>et al.</i> (2015)
25	Ruisseau des Aleines	Auby-sur-Semois	88.4	L6990	2003-09	15	13.3	0.150	New observation (2018)
26	Rulles	Habay-la-Vieille	96	L5970	1981-11	33	11	0.115	Petit and Pauquet (1997)
27	Rulles	Tintigny	219	L5220	1971-02	39	24.3	0.111	New observation (2008)
28	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	61.8	L7000	2003-09	15	5.8	0.094	Jacquemin (2008)
29	Semois	Tintigny	380.9	S9561	1974-01	45	40	0.105	New observation (2008)
30	Semois	Membre Pont	1235	S9434	1968-01	51	130	0.105	Petit & Pauquet (1997), Gob <i>et al.</i> (2005a)
31	Sûre	Martelange	209	L5610	1975-03	40	32	0.153	Peeters et al. (2018)
32	Vesdre	Chaufontaine	683	S6228	1975-06	43	120	0.176	Petit & Daxhelet (1989)
33	Vierre	Suxy	219.8	L7140	2003-12	15	19	0.086	New observation (2008)
34	Viroin	Olloy-sur-Viroin	491	L6380	1992-01	26	55	0.112	New observation (2011)
35	Viroin	Treignes	548	S9021	1968-01	45	62	0.113	New observation (2009)
36	Wamme	Hargimont	80	L6370/	2011-06	13	12.1	0.151	New observation (2008)

Chapitre 3 : Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)

L7640									
37	Wayai	Spixhe	93.8	L6790	2002-03	17	25	0.267	New estimate
FAGNE - FAMENNE Region									
38	Biran	Wanlin	51.9	L7190	2004-09	14	6.3	0.121	New observation (2008)
39	Brouffe	Mariembourg	80	S9111	1981-01	38	20	0.250	New observation (2009)
40	Eau Blanche	Aublain	106.2	L6530	1994-03	24	17	0.160	New observation (2011)
41	Eau Blanche	Nismes	254	S9081	1968-01	50	29	0.114	Vanderheyden (2003) and new observation (2013)
42	Hantes	Beaumont	92.4	L6880	2003-03	15	15	0.162	New observation
43	Hermeton	Romedenne	115	L5060	1969-02	48	17.3	0.150	New observation (2008)
44	Hermeton	Hastière	166	S8622	1967-09	50	20	0.120	New observation (2008)
45	Marchette	Marche-en-Famenne	48.9	L7120	2003-12	15	7.2	0.147	Petit & Daxhelet (1989)
46	Ruisseau d'Heure	Baillonville	68	L6050	1984-06	29	14	0.206	Louette (1995)
47	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	93	L6270	1991-08	26	11.7 ¹	0.125	Computed $Q_{0.625}$
CONDROZ Region									
48	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	79.8	L7180	2004-09	14	6	0.075	New observation
49	Bocq	Spontin ²	163.6	L7320	2006-04	40	18.3	0.112	Petit <i>et al.</i> (2015)
50	Bocq	Yvoir	230	L5800	1979-02	39	26.3	0.114	Peeters <i>et al.</i> (2013)
51	Samson	Mozet	108.2	L5980	1982-10	26	10.6 ¹	0.098	Computed $Q_{0.625}$
ENTRE-VESDRE-ET-MEUSE Region									
52	Berwinne	Dalhem	118	L6390	1991-12	24	17	0.144	Houbrechts <i>et al.</i> (2015)
53	Bolland	Dalhem	29.3	L6770	2001-12	17	3.4	0.116	New observation
54	Gueule	Sippenaken	121	L6660	1996-06	22	16	0.132	Mols (2004)
BRABANT Region									
55	Dyle	Florival	430	L6160	1992-07	23	20.5	0.048	New observation (2011)
56	Samme	Ronquières	135	S2371	1971-08	30	15	0.111	Denis <i>et al.</i> (2014b)
57	Senne	Steenkerque	116	L5660	1996-06	40	14	0.121	SPW data
58	Senne	Quenast	169		1977-03	40	19.5	0.115	New observation (2011)
59	Sennette	Ronquières	70	L5670	1977-07	28	6	0.086	SPW data
HAINAUT Region									
60	Anneau	Marchipont	78.2	L6870	2003-03	15	7.3 ¹	0.094	Computed $Q_{0.625}$
61	Grande Honnelle	Baisieux	121	L5170	1971-01	40	12.4 ¹	0.103	Computed $Q_{0.625}$
62	Rhosnes	Amougies	165	L5412	1972-02	38	19	0.115	SPW data
63	Ruisseau des Estinnes	Estinnes-au-Val	28.7	L7080	2003-11	15	3.0 ¹	0.105	Computed $Q_{0.625}$
64	Trouille	Givry	55.7	L6710	2000-05	19	4.2 ¹	0.075	Computed $Q_{0.625}$
HESBAYE Region									
65	Burdinale	Marneffe	26.8	L6461	2008-09	10	2.2 ¹	0.082	Computed $Q_{0.625}$
66	Geer	Eben-Emael	452.3	L6340	1991-08	23	11.9	0.026	Mabille & Petit (1987)
67	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	135	L5720	1978-01	41	10	0.074	New observation (2011)
68	Mehaigne	Ambresin	194.7	L6470	1991-12	25	12	0.062	Peeters <i>et al.</i> (2018)
69	Mehaigne	Wanze	352	L5820	1978-12	39	18.1	0.051	Perpinien (1998) at Moha
70	Petite Gette	Opheyllissem	134	L6280	1991-08	25	4.8 ¹	0.081	Computed $Q_{0.625}$
LORRAINE Region									
71	Semois	Chantemelle	89	L5880	1979-01	40	11.1	0.125	New observation (2001)
72	Semois	Étalle	123.9	L6180	1992-09	25	15.2	0.123	New observation (2008)
73	Ton	Virton	89	L6440	1991-08	25	6.5	0.073	New observation (2007)
74	Ton	Harnoncourt	293	L5520	1974-03	44	27.6	0.094	New observation (2008)
75	Vire	Ruette	104	L5600	1975-07	39	21.3	0.205	SPW data and new estimate
76	Vire	Latour	125	L6030	1983-10	34	12	0.096	New observation (2008)

Columns legend: A (km²) is the catchment area at the station location; Q_{b max} (m³.s⁻¹) is field-observed bankfull discharge expressed in hourly flow, ¹except for values computed from partial series (Q_{0.625}). ²The Bocq station at Spontin presents incomplete hydrological data. A correlation with the SETHY station from Bocq at Yvoir was used to complete the data between 1978 and 2018.

Petit and Pauquet (1997) with further investigations by Petit et al. (2005b) proposed a relationship between bankfull discharge and watershed area for pebble-bedded rivers on impermeable substrates (Ardenne's rivers *sensu stricto*, Eq. 3-1).

$$Q_b \text{ (daily values)} = 0.128 A^{0.981} \text{ (R}^2 = 0.961; n = 38) \quad \text{Eq. 3-1}$$

As this equation is only available for Ardenne's rivers, another type of estimation, based on discharge series and recurrence intervals, will be presented below, applicable to all rivers. It should be noted that this equation was computed from daily discharge series. With the refinement afforded by bankfull discharge values expressed in hourly series resulting from field observations which have been updated since Petit *et al.* (2007) published their data (Tab. 3-1), the equation has been significantly updated (Eq. 3-2).

$$Q_b \text{ (hourly values)} = 0.337 A^{0.8244} \text{ (R}^2 = 0.908; n = 34) \quad \text{Eq. 3-2}$$

3.2.3. Methods for flood return period estimation

A. Graphical method and Gumbel distribution

When dealing with flood frequency analysis and recurrence estimation, several methods exist. The simplest method is graphical representation using a straight-line fitting the flood discharge value and the expression of the quantile. This graph linearizes the relation between the quantile x and the cumulative frequency F on a probability scale (Meylan *et al.*, 2011). Among many two-parameter distributions, the Gumbel law was selected for its ease of use. By inserting the reduced variable u in the expression for the Gumbel distribution ($u = -\ln(-\ln(F))$), it is possible to plot discharge values on the axes $x-u$ and find the best fit straight line. Empirical frequency of a given discharge value can be obtained thanks to the following equation (Eq. 3-3)

$$\hat{F}(x_{[r]}) = \frac{r - c}{n + 1 - 2c} \quad \text{Eq. 3-3}$$

where n is the sample size, $x_{[r]}$ the value corresponding to the rank r and c a coefficient, usually fixed to 0.5 after Hazen (Hazen, 1930) and recommended by Brunet-Moret (1973).

Fisher and Tippett (1928) developed an analysis of extreme values frequency distribution. It was applied by Gumbel (1945, 1960) in the fields of hydrology and meteorology for discharge and rainfall frequency analysis. The probability density of the Gumbel distribution is described by Eq. 3-4, considering Q as the flow variable.

$$d(Q) = a e^{-e^{-u}} e^{-u} \quad \text{where } u = a(Q - Q_0) \quad \text{Eq. 3-4}$$

The variable $1/a$ corresponds to the scale parameter, characterizing the spreading of the values. It is calculated from the standard deviation s of the sample (Eq. 3-5). Parameter Q_0 is a position parameter which corresponds to the distribution mode and is calculated from the mean annual discharge (Q_m) of the series (Eq. 3-6).

$$\frac{1}{a} = 0.78 s \quad \text{Eq. 3-5}$$

$$Q_0 = Q_m - \left(0,577 \frac{1}{a}\right) \quad \text{Eq. 3-6}$$

The distribution function is represented by Eq. 3-7 and Eq. 3-8.

$$F(Q) = \int_{-\infty}^Q d(Q) dQ = e^{-e^{-u}} \quad \text{Eq. 3-7}$$

$$P(Q \leq Q_i) = F(Q_i) = \int_{-\infty}^{Q_i} d(Q_i) dQ_i = e^{-e^{-a(Q_i-Q_0)}} \quad \text{Eq. 3-8}$$

The implementation of the Gumbel distribution can be carried out according to different types of adjustments to calculate the different parameters of the distribution. This results in the estimation of the probability of occurrence of a given flood discharge (Meylan *et al.*, 2008). Fig. 3-2 presents an example comparing the graphical method of analysing the annual and partial floods of the Aisne River at Juzaine (ID no. 2) and the Gumbel ordinary moment method, which consists in equalizing the actual moments of the flood samples and the theoretical moments predicted by Gumbel's law. This figure shows that for partial series the best method is the graphical method as it gives correct return periods for recurrence under 3.5 years. The graphical method is more appropriate for annual series above this threshold. Tests were made using a large sample of rivers which led to the conclusion that recurrence intervals have to be computed in partial series for a return period under 5 years and an annual series above 5 years. This is because a comparison of the two methods reveals that, in a partial series, the method of ordinary moments moves away from the points displayed when using the graphical method. This 5-year threshold found in this study is consistent with the data found in the literature (Keast & Ellison, 2013).

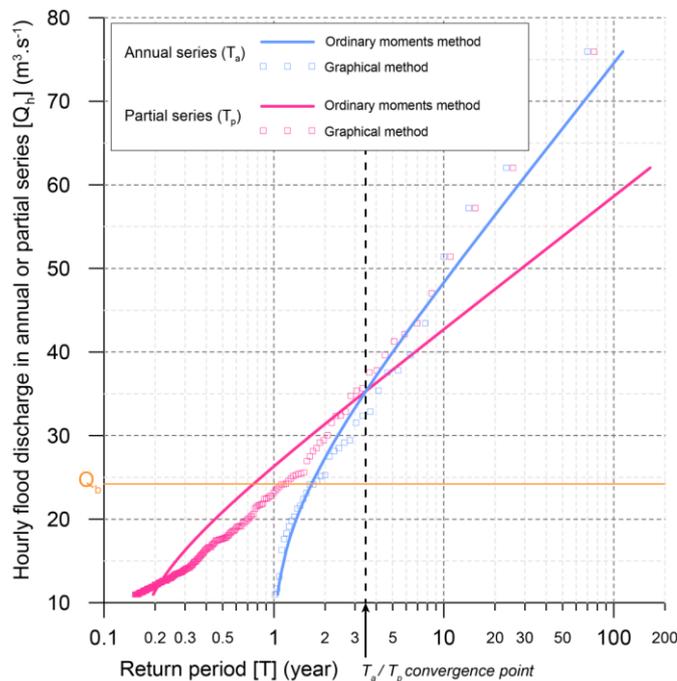


Fig. 3-2. Convergence of annual and partial series - comparison of the method of ordinary moments and the graphical method (example on the Aisne River at Juzaine - station no. 2).

With data samples, the standard estimators of the mean and variance are given by Eq. 3-9 and Eq. 3-10.

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad \text{Eq. 3-9}$$

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 \quad \text{Eq. 3-10}$$

The theoretical expectation and variance of Gumbel's law are given by Eq. 3-11 and Eq. 3-12 respectively. γ is the Euler constant ($\cong 0.577$) as reminded by Bernier (1957).

$$E(Q) = \frac{1}{a} \gamma + Q_0 \quad \text{Eq. 3-11}$$

$$S^2(Q) = \frac{\pi^2}{6} \left(\frac{1}{a}\right)^2 \quad \text{Eq. 3-12}$$

It is possible to calculate the asymmetric confidence interval of discharges with a given return period by referring to Eq. 3-13 and a chart giving the values T_1 and T_2 , respectively the upper and lower limits of the interval (Bernier & Veron, 1964)

$$Q_i \in (Q_i - T_2\sigma)(Q_i + T_1\sigma) \quad \text{Eq. 3-13}$$

with Q_i , the theoretical discharge of a flood with a return period of i years and σ the standard deviation of the floods sample used.

Using the river stations samples, ensuring the observations are independent of each other, the annual flood series (T_a), corresponding to the maximum annual flood, and the partial flood series (T_p) whose flow is greater than a given threshold were analyzed.

B. Flood return period calculation in annual series

The Gumbel's ordinary moment method was implemented on the series of 76 hydrological stations (Fig. 3-1) spread over the whole territory of Wallonia. For consistency with the work already conducted in the study area, we have worked in calendar years. A small number of authors undertake work in hydrological years, usually from July to June (Karim *et al.*, 2017). In the calculation of annual flood series, the extreme variable used corresponds to the maximum observed annual flow. Because this random variable is independent, it is extremely rare that the maximum flow in one year can either influence the maximum flow in the following year or be influenced by the maximum flow in the previous year. In case any problem is encountered whilst taking measurements at any of the stations (due to technical failure, unstable rating curve, vandalism, ...), any hourly annual series with missing data is only taken into account if: (1) at least 80% of the discharge data is available; and (2) the maximum flood discharge measured during any incomplete year is not lower than the lowest maximum annual flood discharge during the complete years.

C. Flood return period calculation in partial series

As annual series use only the maximum flood discharge per year, Langbein (1949) when calculating recurrences with a partial series developed the use of a more extensive flood sample, selecting several flood peaks per year. All floods above a given threshold, independent of each other, are selected as a variable. This leads to the difficulty, when making calculations using a partial series, of determining a discharge threshold above which floods are used; and the time interval between two flood events must be defined in order to consider them independently of each other (Lang *et al.*, 1999; Bravard & Petit, 2000). Indeed, when several flood peaks occur in a short period of time, only the largest peak should be retained (Rosbjerg & Madsen, 1992).

Tab. 3-2 presents the thresholds and intervals given by different authors in the literature. For Dunne and Leopold (1978), the threshold used for partial series may be the lowest maximum annual flood in the data series. Ashkar and Rousselle (1983) propose to use a threshold that is related to the bankfull discharge, also recommended by Pauquet and Petit (1993).

Tab. 3-2. Flow thresholds and time intervals between floods considered as independent in partial series.

Threshold	Time interval	Author(s)
Threshold corresponding to a flow rate with a T_p of 1.15 years	-	Dalrymple (1960)
Threshold defining a number of 1.65 N of floods where N represents the number of years recorded in the discharge series	Two successive peaks considered as independent if the flow drops to less than two-thirds of the first peak. Interval greater than three times the duration of the flood rise of the first five 'clear' hydrographs in the series	Cunnane (1973)
Lowest annual maximum flood of the series	-	Dunne and Leopold (1978)
Two successive peaks considered as independent if flow rate drops below 75% of the discharge of the lowest peak	Peaks separated by at least 5 days + the natural logarithm of the watershed surface (in miles ²)	USWRC (1976)
Threshold depending on the interval optimized by autocorrelation test	Selection by statistical self-correlation test of flood duration	Miquel (1984)
Threshold corresponding to a flow rate with partial return period in the range 1.2-2 years	-	Irvine and Waylen (1986)
0.6 Q_b	Time interval between two successive maximum flow rates equals to at least four days, separated by a minimum whose value is less than or equal to 50% of the value of the lower of these two maximums	Pauquet and Petit (1993); Petit and Pauquet (1997)
Several methods for estimating the threshold based on a stationarity test of the number of defined floods	-	Lang <i>et al.</i> (1999)
Threshold and time interval defined to obtain between 2 to 5 floods peaks per year		Adamowski (2000)
Threshold = $\mu_q + 3\sigma_q$ where μ_q is the mean daily flow rate of the series and σ_q is the standard deviation of the daily flow rate according to Rosbjerg <i>et al.</i> (1992)	Iterative high-pass filtering of the daily flow rates in order to detect independent peaks	Claps and Laio (2003)
Threshold = average daily flow rate	3 days	Brodie and Khan (2016)
-	10 to 15 days depending on watershed area	Karim <i>et al.</i> (2017)

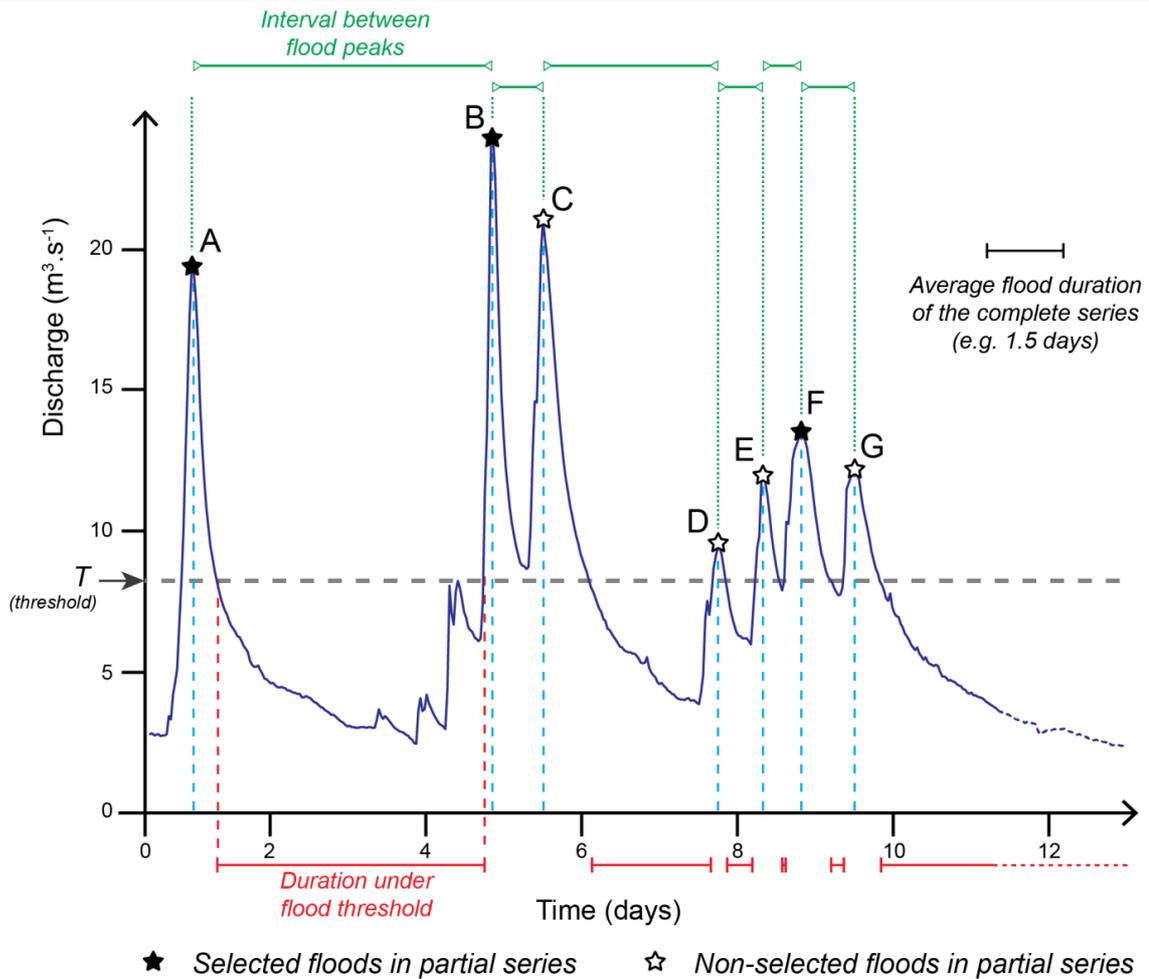


Fig. 3-3. Principle of selection of peaks over threshold (POT) in partial series.

For Lang *et al.* (1999), there is no unambiguous threshold value, but rather a range of threshold values leading to similar recurrence calculations. This also applies to the subjectivity of the criterion of flood independence. Physical parameters such as soil saturation in the catchment area modify the responsiveness of rivers to rainfall (Konecny & Nachtnebel, 1985) and therefore the duration of the time interval between two successive peaks (Miquel, 1984). The flood selection methods for partial series recurrence computation are quite variable as shown in Tab. 3-2 and depend on time intervals that are either related (USWRC, 1976; Karim *et al.*, 2017) or not related (Cunnane, 1973; Pauquet & Petit, 1993; Brodie & Khan, 2016) to the watershed physical parameters. Other authors use iterative statistical tests to select n annual mean flood peaks (Adamowski, 2000; Claps & Laio, 2003). These works have systematically been carried out on daily flows, which greatly facilitates data analysis.

An automatic algorithm has been developed, based on hourly flood series, for extracting floods above a given threshold and selecting independent floods. The VisualBasic script developed in Microsoft Excel extracts temporal flood data (start and end date of the flood, duration, date of the observed maximum flow, time interval from the previous peak and time interval below the threshold between two successive floods). The code of this algorithm is available as Supplementary Material and on the website of the Hydrography and Fluvial Geomorphology Research Centre of the University of Liège (<http://www.lhgf.uliege.be/>). The maximum flow rate of each flood at the hydrograph station above the tested threshold is extracted and some statistical variables, such as the average duration of floods are calculated. Fig. 3-3 shows in graphical form the different time parameters between the successive floods, named A to G in this example.

If several peaks are observed successively during the above-threshold period (Fig. 3-3: B and C), only the maximum peak will be used (B). A flood peak that is separated from the previous one by a time interval less than the average duration of all the peak discharges above threshold will not be used in the calculation of the partial series (E and G not retained). In addition, to ensure flood independence in the calculation of partial series, a moving window operating on three successive above-threshold areas (D-E-F or E-F-G for example) will only retain the largest flood (F).

According to the literature, several tests were performed in peaks over threshold (POT) calculation and in the threshold selection: (1) the lowest annual maximum flood of the series (Dunne & Leopold, 1978); (2) a fraction of the bankfull discharge (from 0.4 to 0.8 Q_b , encompassing the 0.6 Q_b value proposed by Petit and Pauquet (1997)); (3) a wide range of specific discharges (from 0.025 to 0.2 $m^3.s^{-1}.km^{-2}$); (4) several characteristic discharges estimated from hydrologic series; and (5) a discharge threshold defined to obtain around 5 independent flood peaks per year (Adamowski, 2000).

These methods each have methodological issues (Edwards *et al.*, 2019). (1) The lowest annual maximum flood is dependent on the length of the hydrological series. A historical severe drought (1976, 2003, or 2018 depending on the location in Belgium (Klein, 2009)) will usually be the lowest annual maximum flood in our data. The designated threshold will be a little too high for stations with hydrologic series that do not go back to this year of severe drought, making recurrences calculated using this incomplete data, when compared with stations with hydrological data including those years of severe drought not comparable with each other. (2) A threshold which is defined from a percentage of the bankfull discharge value (e.g., 0.6 Q_b) is not suitable in the absence of field observations, as the data sometimes do not exist. (3) Specific discharges as threshold for POT calculations are not suitable because permeable and impervious watersheds will show major differences in their specific discharges (Van Campenhout *et al.*, 2013). (4) A characteristic discharge value such as $Q_{2.33}$ could be set as threshold but it is also dependent on the length of the hydrologic series and the type of fluvial regime and substratum. (5) The best series-length independent estimator we have used is the number of average flood peaks. Adamowski (2000) suggests using 2–5 peaks while Cunnane (1973) opts for a threshold a number of 1.65 N of flood peaks where N represents the number of years recorded in the discharge series while Lang *et al.* (1999) utilize an equation which will test both the dispersion and the stationarity of the number of floods. We have chosen to set a threshold that gives a value of around 5 independent peak floods after POT selection. As the selection algorithm computer software takes time to run, another type of algorithm has been conceived in order to count all peak floods (dependent and independent) in real time. The threshold that gives 5.5 dependent and independent peak floods per year for each station has been sought; it corresponds to about 5 independent flood peaks per year and does not require the complete operational run of the algorithm (Tab. 3-3). The scripts are available in the Supplementary Materials.

3.3. Results

3.3.1. Bankfull discharge return period analysis

While the computation of the flood frequency in annual series is only dependent upon the lowest annual flood, the newly developed algorithm for extracting peaks over threshold in partial series gave us the possibility to test a greater number of threshold parameters across a wide range of stations. It gives a precise idea of the behaviour of any return period of a given flood discharge value in relationship with the number of flood events per year. This method showed that an average number of 5 independent events per year (corresponding roughly to 5.5 dependent and

independent events per year) will give a return period value that is not only consistent with field observation but also less sensitive to a threshold value change.

Tests were performed to assess the statistical utility of working with hourly discharges instead of daily discharges in relation to the area of the catchment. A seasonal difference is noticeable, winter floods require hourly discharge series for watersheds with an area lower than 250 km² in Wallonia while summer floods require hourly discharge values for a catchment area of less than 100 to 250 km², depending on the area and the fluvial regime.

The analysis of the return period of Q_b by region needs at first an overview of the regional specific bankfull discharge. The lowest values are observed in rivers from Hesbaye with an average specific Q_b of 0.063 m³.s⁻¹.km⁻². Rivers from Brabant, Hainaut, and Condroz regions show average values of 0.096, 0.098, and 0.100 m³.s⁻¹.km⁻² respectively. The rivers from Lorraine exhibit average specific Q_b discharge value of 0.119 m³.s⁻¹.km⁻² while Entre-Vesdre-et-Meuse and Ardenne regions are showing values of 0.131 and 0.132 m³.s⁻¹.km⁻² respectively. Larger values are observed in the region of Fagne and Famenne with 0.156 m³.s⁻¹.km⁻². Two groups are clearly distinctive: the Fagne–Famenne with systematically higher Q_b values, the Hesbaye with systematically lower Q_b . At river scale, some of them clearly stand out. We can cite the ones with a specific bankfull discharge value above 0.2 m³.s⁻¹.km⁻²; in Ardenne region: the Eau Noire (no. 5), Hoëgne river (no. 6) and Wayai river (no. 37); in Fagne–Famenne region: Brouffe river (no. 39) and the Ruisseau d’Heure (no. 46). The Hoëgne River at Belleheid (no. 6) appears clearly as an outlier. It is located in a cascade-system reach with a steep profile slope (average: 3.7%) (Beckers, 2010). Its observed Q_b value (~ 10 m³.s⁻¹) is equal to the $Q_{0.625}$ computed value (9.9 m³.s⁻¹). However this value is very different from the 2.4 m³.s⁻¹ given by the Equation 1 for pebble-bedded rivers on impervious substratum (Petit *et al.*, 2005b). The Brouffe River located in the Fagne region with a specific Q_b value of 0.250 m³.s⁻¹.km⁻² correspond to an anthropized reach in the vicinity of the gauging station. The other rivers from Fagne–Famenne region show specific Q_b values in the range 0.1–0.2 m³.s⁻¹.km⁻².

Based on the return period computation with an average number of 5 events per year, we used the least square method to find which flood frequency could represent the field-observed bankfull discharge. Tests performed with 65 Q_b values led the authors to consider that the $Q_{0.625}$ -flood is the most suitable value, i.e. flood events happening 1.6 times a year. Fig. 3-4 shows that the fit between $Q_{0.625}$ and Q_b does not exhibit the normal regional pattern because the computation is taking into account both the physical features as well as the hydrological parameters. In addition, with their more extensive watershed catchment areas, Ardenne’s rivers are those with the largest Q_b in this dataset. A few outliers are detected: no. 49 and no. 50, the Bocq River whose stations suffer from rating curve instability, lack of data and concrete-channelized reaches near hydrographic stations.

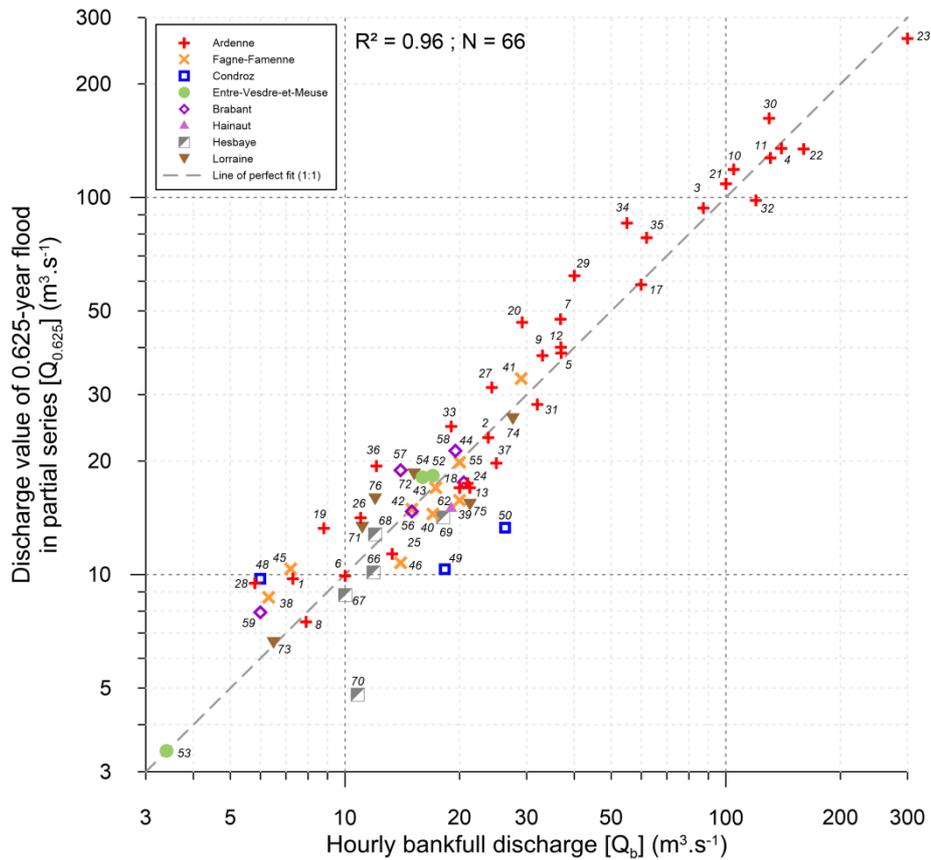


Fig. 3-4. Fit between the discharge value of $Q_{0.625}$ in partial series and the field-observed Q_b .

Tests carried out on the database of selected Walloon rivers have shown a convergence occurring for a return period of 5 years on average (Tab. 3-3), as shown by the example of the Aisne at Juzaine (station no. 2 - Fig. 3-2). Whilst Ardenne, Condroz, and Fagne-Famenne rivers show a converging value around 4.6 years; in contrast to sand- and silt-bedded rivers of the regions Lorraine and Brabant which present average values of 11.8 and 10.5 respectively. Taking into account these observations, return periods of bankfull discharges will correspond to the value deducted from the partial series if it is less than 5 years, and will be expressed by the value deducted from the annual series above this threshold (see Tab. 3-3).

Ardenne rivers present an average bankfull discharge recurrence interval of 0.6 years without clear link to their watershed area. The rivers from Entre-Vesdre-et-Meuse show a value around 0.5 years. Whilst Brabant, Fagne-Famenne and Lorraine rivers have average values of 0.7 years. In contrast, the rivers from Condroz and Hesbaye reach an average bankfull discharge return period of 2.6 and 2.7 years respectively.

Fig. 3-5 maps the return period of field-observed bankfull discharges for all stations where it was evaluated. The most station-populated rivers from our database comprise the Ourthe and the Lesse watershed. Ourthe River and its tributaries present Q_b return period from 0.3 to 1.3 years. Stations located on the main watercourse of the Ourthe have an average value of 0.8 years while Aisne tributary (stations no. 1 and no. 2) and Lienne tributary (station no. 18) show values of 0.30, 0.68 and 1.28 years respectively.

In the case of the Lesse River and tributaries, most of the stations are located in the Famenne region but they have a substratum heritage from the Ardenne region. Except for one station (no. 13, Lhomme at Grupont with 1.13 years), the Lesse River and its tributaries show Q_b return period from 0.3 to 0.7 years.

Tab. 3-3. Return period of characteristic discharges computed for the selection of hydrologic stations.

ID	River	Location	Annual series					Partial series			T _a /T _p convergence point (yr)
			Q _b (m ³ .s ⁻¹)	Annual		Q ₁₀₀ (m ³ .s ⁻¹)	T _a Q _{hmax} (yr)	Threshold for 5.5 events/yr (m ³ .s ⁻¹)	T _p Q _b (y)	Q _{0.625} (m ³ .s ⁻¹)	
				lowest flood (m ³ .s ⁻¹)	T _a Q _b (yr)						
ARDENNE Region											
1	Aisne	Erezée	7.3	7.1	1.1	25.8	32	6.30	0.30	9.7	4.0
2	Aisne	Juzaine	23.8	11.0	1.6	74.6	>100	13.15	0.68	23.0	4.0
3	Amblève	Targnon	87.3	78.1	1.4	250.7	75	60.00	0.51	93.6	5.0
4	Amblève	Martinrive	140	74.4	1.6	411.9	54	84.15	0.70	134.9	4.5
5	Eau Noire	Couvin	36.9	26.9	1.4	129.1	37	20.68	0.52	40.1	5.3
6	Hoëgne	Belleheid	10	6.1	1.5	27.6	44	6.05	0.62	9.9	3.5
7	Hoëgne	Theux	36.8	24.2	1.3	132.2	45	25.80	0.33	47.5	7.0
8	Lembrée	Vieuxville	7.9	3.8	1.6	25.7	70	3.62	0.71	7.5	4.0
9	Lesse	Resteigne	33	13.4	1.2	135.2	68	20.39	0.47	38.1	3.4
10	Lesse	Hérock	105	80.5	1.3	397.2	52	69.39	0.46	118.6	3.4
11	Lesse	Gendron	131	58.1	1.6	418.1	65	70.00	0.67	127.3	3.8
12	Lesse	Eprave	37	14.0	1.5	120.1	>300	22.70	0.55	38.6	3.8
13	Lhomme	Grupont	20	7.9	2.0	51.8	29	10.59	1.12	17.0	3.2
14	Lhomme	Forrières	24.5 ¹	15.7	1.5	81.6	35	15.90	0.62	24.5	3.0
15	Lhomme	Jemelle	29.7 ¹	12.4	1.4	87.9	30	17.77	0.62	29.7	3.9
16	Lhomme	Rochefort	51.8 ¹	34.2	1.5	187.5	32	28.11	0.62	51.7	3.0
17	Lhomme	Eprave	60	45.7	1.4	150.7	28	35.70	0.68	58.7	3.4
18	Lienne	Lorcé	21.3	10.5	2.4	52.1	47	10.49	1.28	17.0	6.0
19	Mellier	Marbehan	8.8	6.8	1.1	47.8	64	6.96	0.32	13.3	3.7
20	Our	Ouren	29.2	31.4	1.0	138.4	37	22.10	0.28	46.6	5.5
21	Ourthe	Durbuy	100	61.9	1.4	329.9	74	64.96	0.50	108.8	3.8
22	Ourthe	Tabreux	160	68.1	1.9	450.2	77	73.80	1.03	134.5	3.7
23	Ourthe	Sauheid	300	148.9	1.8	827.3	49	159.92	0.92	263.9	3.7
24	Ourthe orientale	Houffalize	21	9.9	1.9	63.3	~100	9.61	1.01	17.5	3.8
25	Ruisseau des Aleines	Auby-sur-Semois	13.3	7.6	1.0	26.5	23	7.82	1.30	11.3	4.0
26	Rulles	Habay-la-Vieille	11	6.9	1.1	43.5	32	7.80	0.38	14.1	3.7
27	Rulles	Tintigny	24.3	20.3	1.0	74.5	30	17.40	0.33	31.3	20.0
28	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	5.8	7.3	1.0	31.4	55	6.02	0.31	9.5	2.7
29	Semois	Tintigny	40	34.6	1.1	203.1	>100	34.80	0.29	62.0	4.0
30	Semois	Membre Pont	130	89.0	1.2	555.3	~100	80.90	0.41	162.3	3.5
31	Sûre	Martelange	32	13.9	1.5	107.6	73	11.27	0.81	28.3	3.6
32	Vesdre	Chaufontaine	120	35.4	2.0	288.1	71	53.14	1.20	98.1	5.0
33	Vierre	Suxy	19	15.3	1.1	92.3	33	11.52	0.41	24.7	3.3
34	Viroin	Olloy-sur-Viroin	55	41.3	1.2	281.5	26	42.38	0.29	85.6	5.8
35	Viroin	Treignes	62	47.4	1.3	259.8	141	43.79	0.37	78.1	3.7
36	Wamme	Hargimont	12.1	9.8	1.3	63.3	89	11.76	0.26	19.4	6.0
37	Wayai	Spixhe	25	14.4	2.0	63.1	>100	11.22	1.41	19.7	3.0
FAGNE-FAMENNE Region											
38	Biran	Wanlin	6.3	4.2	1.1	30.6	14	3.96	0.35	8.7	3.0
39	Brouffe	Mariembourg	20	7.3	1.9	50.6	75	7.47	1.30	15.7	3.5
40	Eau Blanche	Aublain	17	9.3	1.7	48.4	37	8.03	1.00	14.5	3.2
41	Eau Blanche	Nismes	29	20.1	1.4	96.6	>300	19.70	0.43	33.1	4.3
42	Hantes	Beaumont	15	10.9	1.5	60.2	30	6.42	0.63	14.9	3.5
43	Hermeton	Romedenne	17.3	9.0	1.7	50.5	75	8.61	0.66	17.0	7.5
44	Hermeton	Hastière	20	11.3	1.4	65.2	87	9.53	0.64	19.9	4.0

Chapitre 3 : Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)

45	Marchette	Marche-en-Famenne	7.2	6.3	1.0	26.8	34	5.63	0.27	10.3	6.0
46	Ruisseau d'Heure	Baillonville	14	6.9	1.9	32.7	23	4.45	1.28	10.7	8.0
47	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	11.7 ¹	7.8	1.3	31.7	40	6.68	0.62	11.7	4.0
CONDROZ Region											
48	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	6	4.1	1.2	39.5	20	4.24	0.32	9.8	4.0
49	Bocq	Spontin	18.3	4.3	3.3	47.3	>150	5.09	2.99	10.3	4.0
50	Bocq	Yvoir	26.3	5.7	4.3	61.3	>150	6.81	4.53	13.3	4.0
51	Samson	Mozet	10.6 ¹	6.3	1.5	30.3	21	6.00	0.62	10.6	6.5
ENTRE-VESDRE-ET-MEUSE Region											
52	Berwinne	Dalhem	17	13.3	1.5	60.1	>100	8.72	0.53	18.3	5.5
53	Bolland	Dalhem	3.4	1.7	1.7	11.4	>150	2.07	0.62	3.4	3.7
54	Gueule	Sippenaken	16	14.6	1.1	46.8	39	9.30	0.44	18.1	5.7
BRABANT Region											
55	Dyle	Florival	20.5	13.5	2.6	31.2	16	12.70	1.77	17.6	20.0
56	Samme	Ronquières	15	9.5	1.5	46.0	>100	8.28	0.66	14.7	4.0
57	Senne	Steenkerque	14	8.8	1.1	51.0	~100	9.18	0.32	18.9	9.0
58	Senne	Quenast	19.5	9.9	1.3	57.4	~100	10.39	0.49	21.3	9.0
59	Sennette	Ronquières	6	4.2	1.2	19.4	68	3.94	0.34	7.9	>50.0
HAINAUT Region											
60	Anneau	Marchipont	7.3 ¹	2.6	1.8	33.9	79	2.96	0.62	7.3	5.0
61	Grande Honnelle	Baisieux	12.4 ¹	3.3	1.6	46.1	44	5.46	0.62	12.4	4.8
62	Rhosnes	Amougies	19	7.3	5.4 ²	28.2	50	10.90	3.98	15.0	9.0
63	Ruisseau des Estinnes	Estinnes-au-Val	3.0 ¹	0.6	1.9	15.2	>100	1.26	0.62	3.0	3.6
64	Trouille	Givry	4.2 ¹	1.1	1.8	17.6	51	1.69	0.62	4.2	6.2
HESBAYE Region											
65	Burdinale	Marneffe	2.2 ¹	0.9	1.8	7.6	30	0.92	0.62	2.2	5.5
66	Geer	Eben-Emael	11.9	6.4	2.5	19.6	67	7.59	1.90	10.1	3.8
67	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	10	3.1	1.7	36.3	50	4.68	0.81	8.8	4.0
68	Mehaigne	Ambresin	12	5.8	1.5	29.4	22	7.43	0.49	12.8	10.4
69	Mehaigne	Wanze	18.1	7.2	2.5	39.4	>100	9.10	1.63	14.2	4.5
70	Petite Gette	Opheylissem	4.8 ¹	2.2	8.9 ³	18.5	>300	2.64	18.46	4.8	4.0
LORRAINE Region											
71	Semois	Chantemelle	11.1	6.7	1.3	32.9	44	8.05	0.35	13.3	6.4
72	Semois	Étalle	15.2	12.8	1.2	40.2	38	12.48	0.31	18.4	6.5
73	Ton	Virton	6.5	4.7	1.6	12.5	26	4.64	0.59	6.6	~30.0
74	Ton	Harnoncourt	27.6	11.4	2.0	84.4	376	15.31	0.75	25.8	7.0
75	Vire	Ruette	21.3	6.7	3.2	40.4	41	8.01	2.16	15.3	15.0
76	Vire	Latour	12	10.0	1.1	40.4	56	9.69	0.30	15.8	5.8

Column legend: Q_b is the bankfull discharge expressed in hourly flow,¹except for values computed from partial series ($Q_{0.625}$). ²The Rhosnes River at Amougies and the ³Petite Gette River at Opheylissem are located in anthropized reaches. ⁴The Vesdre River at Chaudfontaine (no. 32) is disturbed by human dams upstream so return periods are not consistent with surrounding stations' values.

Viroin River and its tributary the Eau Noire River have Q_b discharge return period between 0.3 and 0.5 years (with Ardenne characteristics) while the Eau Blanche River and Brouffe River, tributary of the Viroin and located in the Fagne region, show return period of 1.0 and 1.3 years respectively.

The Semois catchment and all its studied tributaries present Q_b recurrence interval ranges between 0.2 and 0.4 years, which is consistent with observations and flood alerts from the regional river network manager. The Vire and Ton catchments show bankfull discharge return

period from 0.3 to 0.7 years except for the Vire at Ruelle (station no. 75) where natural levees increase the value to 2.2 years.

Rivers from Entre-Vesdre-et-Meuse have values between 0.4 and 0.6 years while the Meuhaine catchment presents values from 0.5 years upstream (in the Hesbaya region *sensu stricto*) and 1.6 years downstream in a reach where the watercourse is recharged with pebble bedload due to the local Paleozoic substratum.

In Brabant region, the Senne catchment including the Samme River presents values ranging from 0.3 to 0.7 years. The Geer River and the Dyle River at locations under study present a value of Q_b return period of 1.9 and 1.8 years respectively. The other rivers have not often experienced bankfull discharge events: the Petite Gette River with a Q_b return period of 8.9 years, the Rhosnes at Amougies with 5.4 years and the Bocq River at two locations (4.5 and 3.0 years). These discharge patterns are directly linked to the high values of the specific discharge values described earlier. The station corresponding to the Vesdre River at Chaudfontaine (no. 32) is not represented in graphs and tables. The calculated return period of its discharges is disturbed by hydroelectric and drinking water dams (Eupen and Gileppe dams).

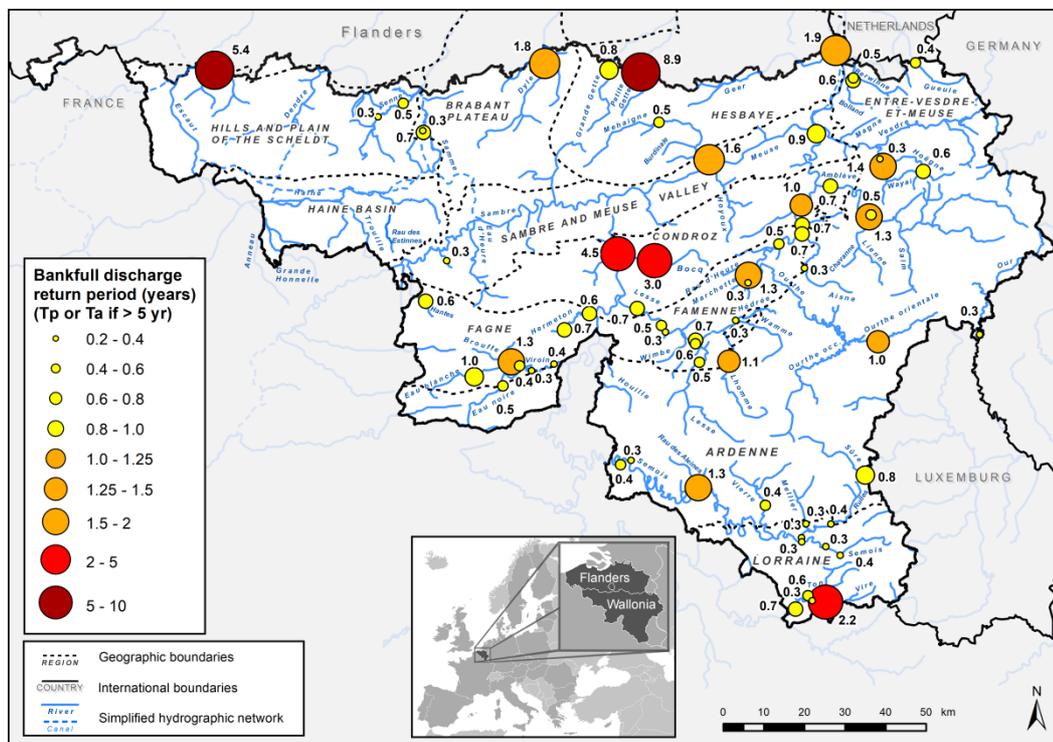


Fig. 3-5. Return period of the observed bankfull discharge (expressed in partial series for values below 5 years and in annual series beyond).

3.3.2. Discharge and return period of extreme floods

Extreme floods were defined on the basis of the maximum hourly discharges recorded during the hydrological data series (see Tab. 3-3). The time frame for this recorded data is obviously dependent on the date on which the station was installed and, to a lesser extent, it is sensitive to the stability of the calibration curve (Gailliez, 2013).

Many authors have compiled databases of extreme floods around the world (Hersch, 2002) or for a selection of countries such as the United Kingdom (Richards, 1982) and the United States (Costa, 1987) and relate these extreme discharges with watershed area. Fig. 3-6 shows scatter points from hourly maximum discharges observed in rivers from Wallonia in the recording period, ranging from the longest timeframe of 1968 to 2018, to various other timelines, depending on station installation dates. On the basis of the calculation of the 100-year recurrence interval flood with the annual series (and therefore independently of the previous methodological results), this figure also presents the relationship between the centennial flood (Q_{a100} , computed with Gumbel method's of moments) and watershed area (see Eq. 3-14).

$$Q_{100} = 3 A^{0.7} \quad \text{Eq. 3-14}$$

Fig. 3-6 also shows the extreme discharges estimated during catastrophic flash-flood events in ungauged catchments (Van Campenhout *et al.*, 2015) utilizing a range of methods (specific stream power deducted from mobilized bed load, maximum water level in channel, ...) and the large centennial flood of the Meuse River in 1925–26 in the valley of Liege (De Schryver *et al.*, 2003) and a few observations of the well over 50-year return period of the Meuse River flood in Dec. 1993 in the French departments of Ardennes and Meuse (Drogue *et al.*, 2010).

The Myer's formula is an equation (Eq. 3-15) used in the computation of extreme floods (Pardé, 1963; Frécaut, 1965; Guilcher, 1965; Réménieras, 1972; Bravard & Petit, 2000).

$$Q_{max} = C A^a \quad \text{Eq. 3-15}$$

where Q_{max} is the maximum discharge (in $m^3 \cdot s^{-1}$), A the watershed area, C the Myer's rating which relates to the physical parameters of the watershed and to the morphoclimatic system and the exponent $a = 0.5$; the value of this exponent is justified by the fact that, in the presence of a uniform downpour, the total volume flow is proportional to the area of the basin and the concentration time is schematically equivalent to the length of the watercourse (Bravard & Petit, 2000; Cosandey, 2003; Douvinet, 2008). Myer's ratings, which were recorded following extreme floods in the High Fens range from 16 to 18 (Pissart, 1961; Petit, 1995), with pluri-centennial return periods. In Corsica, Gob *et al.* (2003) computed a Coutagne-Myer coefficient close to 30 for the extreme flooding in 1973 in these Mediterranean mountains with their steep slopes. This coefficient exceeds 100 in the Ardèche River and its tributaries during 'Cévenoles' episodes, because it is related both to meteorological and topoclimatological parameters, with the energy of the topographic relief inducing a particular fluvial regime. Differences are partly explained by the more important role attributed to the surface of the basin in Myer's formula, thus accentuating the size differences between watersheds (Douvinet, 2008).

Sart-Tilman flash-floods, Chefna watercourse and the largest contemporary floods of the Meuse River confirm the Myer's rating of 18 previously proposed on the basis of a more limited number of observations (Fig. 3-6).

From a dataset of peak discharge of extreme floods observed in the last two centuries in 1,400 watersheds in the entire world, Francou and Rodier (1967) presented an envelope curve based on the given catchment area (Van Campenhout *et al.*, 2015). Their formula (Eq. 3-16) gives

the expected peak flow rate Q (in $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) with A , the area of the watershed (in km^2), $Q_0 = 10^6$ and $A_0 = 10^8$. The parameter k is a regionalized parameter and it is equal to 3.5 in the northern oceanic zone.

$$\frac{Q}{Q_0} = \left(\frac{A}{A_0}\right)^{1 - \frac{k}{10}} \quad \text{Eq. 3-16}$$

However, their dataset is mainly composed of large watersheds (from ~ 10 to $5,500,000 \text{ km}^2$) and a huge variability appears in their resulting plot points. They have identified, for any catchment with less than 10, 20-square-kilometre areas, a limit named the “downpour phenomenon” where heavy rainfall associated with runoff can lead to a specific discharge of $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Francou & Rodier, 1967). Indeed, Francou & Rodier’s equation seems most unsuitable for modelling extreme floods for any catchment area below $\sim 100 \text{ km}^2$ with $k = 3.5$ (Fig. 3-6). A value of 3.9 is needed in order to fit with the extreme discharge values that were observed in watercourses of Wallonia.

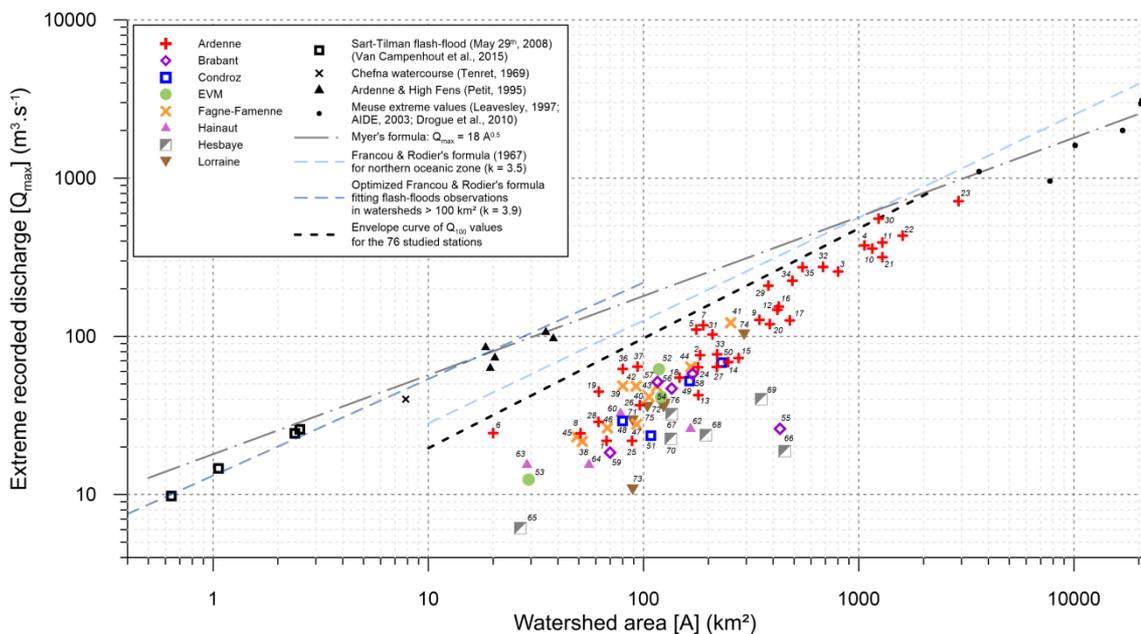


Fig. 3-6. Extreme recorded discharge between 1968 and 2018 in gauged Walloon rivers and the comparison between Myer’s formula (with $C = 18$) and different flash flood in ungauged watershed (Sart-Tilman flash flood, Chefna watercourse and High Fens watercourses) as well as Meuse 1925-26 large inundation; envelope curve of Q_{100} values computed for the 76 studied stations. Francou & Rodier’s formula for northern oceanic zone maximum discharge is also shown as well as the optimized k parameter fitting with extreme floods of Walloon rivers.

The Francou and Rodier’s equation, taking into account extreme floods for two centuries, is significantly higher than, but parallel, to the Q_{100} envelope curve from our selection of 76 stations. Their estimate of Q_{100} discharge is obviously related to the length of the series of observations and to the extreme events that occurred in the watersheds in this study, given the large spatial disparity in storm precipitation or snowmelt associated with the highest floods. With an average of 31 years of data gathered by the 76 stations studied, the highest floods have an average recurrence of 80 years. Several maximum flow rates are considered as a pluri-centennial flood. The limited length of the hydrologic series does not allow a more robust recurrence interval estimate. As mentioned earlier, Francou and Rodier’s envelope curve significantly underestimates the discharge of the flash-floods which occurred in Belgium in both small and large watersheds. These events are markedly better modeled by the Myer’s formula.

3.4. Discussion

With daily series computation of both annual and partial series as datasets, Richards (1982) proposed the equation $T_a = T_p + 0.5$. In the analysis of a selection of rivers in different geographical regions in Wallonia (Belgium), this equation turns into $T_a = T_p + 0.83$ (± 0.10 as standard deviation) for bankfull discharge. The flood threshold in partial series has been defined - thanks to a complete analysis of the evolution of the return period value - depending on the average number of flood events per year. Each station has a graphic representation of the area where the calculated return period is stable and corresponds, in our subset, to around five events per year. Comparing this to other studies (see Tab. 3-2) which mention a threshold corresponding to a flow rate of either a defined partial return period (Dalrymple, 1960; Irvine & Waylen, 1986) or linked to a number of flood events per year (Cunnane, 1973; Adamowski, 2000), we use a threshold ($T_p \sim 0.2$ years) lower than daily series studies (T_p from 1.15 to 2 years).

As a result of Q_b determination in hourly series and a threshold of $T_p \sim 0.2$ years, we have observed that Q_b value could be accurately estimated in absence of field data as the $Q_{0.625}$ discharge in partial series. Wilkerson (2008) listed the published Q_b return period of a variety of authors from Europe, USA and Australia. They range from 0.46 to 10 years depending on localization, with average or mode values often reported as being between 1.0 and 2.0 years because annual series are mainly used. Petit (Petit, 1995) mentions that the use of partial series give a better estimation of the recurrence interval of Q_b and this is in the range from 0.4 to 0.7 years in Ardenne rivers with any watershed area of less than 500 km². With the same hydrologic series, annual series give for our subset (field-observed data excluding anthropized stations) an average Q_b return period value of 1.5 years (range: 1–2.6 yr) for 59 stations. Later studies have confirmed this value in Southern Italy (Ferro & Porto, 2012) in annual series. However recent literature lacks values in partial series over a wide selection of stations (Andrews, 1980; Erskine & Keshavarzy, 1996; Petit & Pauquet, 1997).

This study takes place more than 20 years after the reference study of Petit and Pauquet (1997) for the bankfull discharge recurrence interval in pebble-bedded rivers on impermeable substratum. They found that bankfull discharge recurrence interval for rivers with a hydrographic basin area of less than 250 km² in annual series was of the order of 1 year, very close to the value limit which one can obtain by using annual series and values around 1.5 to 2 years in the case of larger Ardenne type rivers (Petit & Pauquet, 1997). Fagne and Famenne rivers, often characterized by small catchment area due to the morphology of the lithologic depression, show a large specific Q_b . This is a consequence of the fact that they flow over soft shales which are not very resistant to erosion (Elabdellaoui, 1993; Petit *et al.*, 2007), and this tends to incise the river more deeply into its bed. However, these rivers exhibit T_p values of around 0.7 years. Bankfull discharge frequency is just a bit more important than that of either the Ardenne rivers (0.6 years) or the Entre-Vesdre-et-Meuse rivers (0.5 years). In the rivers of Hesbaye, a generalized weakness of the flows (e.g., Gette and Geer Rivers) is observed, because precipitation is much lower and anthropogenic withdrawals are far from negligible. Average bankfull discharge return period reaches 2.7 years despite low specific Q_b .

Lorraine rivers have two different lithological contexts: the Ton River and the upstream part of the Semois River flow on Sinemurian sandstone with a stabilized fluvial regime; the downstream part of the Semois River which flows in a depression excavated in the marls, resulting in a highly contrasted regime. The Vire River at the station of Ruelle has natural levees inducing a high Q_b return period (2.16 years). Due to their similar substrate to Ardenne watercourses, the rivers of Brabant - which is incised in Cambro-Ordovico-Silurian formations - do not deviate from the

relationship defined for the Ardenne. However, rivers such as the Senne, the Dyle are nevertheless very different from the Ardenne rivers, even if they incise the substratum very locally. Very different land use in their catchment can modify the hydrological response to precipitation (Shuster *et al.*, 2005).

The Q_{100} -flood discharge and the return period of extreme floods were analyzed through envelope-curve based on maximum hourly discharges recorded during the hydrological data series in the one hand, as well as literature detailing the available data for flash-floods and extreme floods in Wallonia and surrounding areas. A majority of flood time series are shorter than 50 years. This leads to a mismatch between the length of the flood records and the need for an adequate estimate of the return period, in order to achieve effective and efficient infrastructure design (Engeland *et al.*, 2018). Increased imperviousness of the landscape tends to increase watershed response to rainfall (Shuster *et al.*, 2005) and heightens the risk of extreme flash-floods (Van Campenhout *et al.*, 2015).

The Myer–Coutagne equation was used with updated data sets on extreme flood discharges in Wallonia. Myer’s rating has been confirmed at 18 for extreme (flash-)floods in catchments with an area from 0.6 to 20,000 km². The difference between the Q_{100} floods observed in gauged stations and the maximum discharge (Q_{max}) estimated with the Myer’s rating varies with the size of the catchments and the length of the hydrographic series.

Climate projections indicate that in many regions of the world the risk of increased flooding or more severe droughts will be higher in the future (Markus *et al.*, 2019). While no significant changes were detected in annual rainfall series since an abrupt break in 1909 in Uccle (centre of Belgium) (Vandiepenbeeck, 2008), winter precipitations show several increases from 1833–1909, 1910–1987, and 1988–2007. In this changing environment, there is a mismatch between the desire to have long series of data to obtain better estimates of characteristic discharge (minimum annual flood, Q_{100} , ...) and the problem linked to changes in climatological normal - that have to be reassessed over the last 30 years (Rigal *et al.*, 2019) - as prescribed by the World Meteorological Organization.

3.5. Conclusion

The first purpose of this paper was the development of an algorithm to cope with the large amount of hourly discharge data in return period estimations through the automatic extraction of flood characteristics. The aim was the definition of a non-field-observation flood threshold for POT selection and the computation of a partial series recurrence interval. With the rivers of Wallonia (Belgium), for a compilation of new observations of bankfull discharge, we used a flood threshold corresponding to an average value of five peak events per year. The authors confirmed the recurrence interval of bankfull discharge at 1.5 years, expressed in annual series, as widely presented in the literature. Computation of the return period of bankfull discharge in partial series shows an average value of 0.625 years. Furthermore, tests carried out on the database of selected Walloon rivers have shown a convergence of annual and partial series occurring for a return period of 5 years. Pebble-bedded rivers show a converging value around 4.6 years while sand-bedded and silt-bedded rivers present average values of around 11 years.

Interpretation of Q_b recurrence intervals required an overview of regional characteristics, such as specific bankfull discharge. Sand- or silted-rivers from Hesbaye region present the lowest values of specific bankfull discharge. Pebble-bedded and/or silted rivers from Brabant, Hainaut, and Condroz regions have average specific Q_b around 0.100 m³.s⁻¹.km⁻². Sand-bedded rivers in the Lorraine region and pebble-bedded rivers from Entre-Vesdre-et-Meuse and Ardenne regions

present values around $0.125 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Rivers on impervious schistose substratum in Fagne and Famenne regions present the highest values (specific Q_b around $0.156 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

Hourly flow rate analysis gives the equation $T_a = T_p + 0.83 (\pm 0.10)$ for bankfull discharge of rivers of Wallonia, which could be estimated—in the absence of field data - as the $Q_{0.625}$ discharge in partial series.

Hourly series in this study show, overall, a lower value of recurrence interval (T_p) and a greater dispersion of data points cloud when compared with older studies in the same area and the same rivers with datasets of daily series. Fagne and Famenne rivers exhibit T_p values of Q_b around 0.7 years while Ardenne rivers show average values of 0.6 years. Entre-Vesdre-et-Meuse rivers (0.5 years) and Hesbaye rivers (2.7 years), are respectively the most frequent and less frequent overbank-flooded rivers. Whilst Lorraine rivers, with their complex substratum, show very different T_p values - according to the local materials - and whether or not there are natural levees present.

In the end, the best Gumbel method for estimating recurrence intervals for this set of rivers is the ordinary moment with a POT flood threshold that gives around 5 independent events per year in partial series. Depending on the regional characteristics and flood regimes, the convergence point between partial and annual series has to be sought.

Hourly series from 1968 to 2018 were used to compute Q_{100} discharge and to compare the dimensions of the watershed area. Information on extreme floods was gathered in Wallonia (in both gauged and ungauged catchments) and this was used to compute the value of C , the Myer's rating which relates to the physical parameters of the watershed and to the morphoclimatic system. We could confirm the value of $C = 18$ with new data over a wide range of watershed area. Difference between the Q_{100} envelope-curve and Myer's curve is best seen in small watersheds because flash-floods are more prone to affecting small catchments with the resulting extreme discharges.

Supplementary Materials: The Microsoft Excel macro files are available online at <https://www.mdpi.com/2073-4441/12/3/792/s1>. The supplement file named "Macro_Number_of_events_estimation.xlsm" allowing the counting of the number of (dependent and independent) events over a variable threshold. The supplement file named "Macro_Partial_series_calculation.xlsm" allows the calculation of the return period of given discharge based on the partial series. *The Appendices of this paper are presented in the Appendices of this thesis manuscript.*

Author Contributions: Conceptualization, J.V.C. and G.H.; Data curation, J.V.C. and A.P.; Formal analysis, J.V.C.; Funding acquisition, G.H.; Investigation, J.V.C., G.H., and F.P.; Methodology, J.V.C. and F.P.; Project administration, G.H.; Software, J.V.C.; Supervision, G.H., A.P., and F.P.; Validation, J.V.C., G.H., A.P., and F.P.; Visualization, J.V.C.; Writing - original draft, J.V.C.; Writing - review and editing, J.V.C., G.H., and F.P.

Funding: The publication of this research paper was partially funded by the Research Unit SPHERES from the University of Liege.

Acknowledgments: The authors wish to thank two entities of the Public Service of Wallonia (SPW): the General Directorate for Agriculture, Natural Resources and Environment, Directorate for Non-Navigable Watercourses (DGARNE) as well as the General Operational Directorate for Mobility and Hydraulic Waterways, Directorate for Integrated Hydrological Management, Service for Hydrological studies (SETHY) for the provision of hydrological data. The authors want to express their gratitude to Ms. Alison S. McCallum, BADipEd (Macq) of Australia for checking the English language. The four anonymous reviewers are thanked for their comments and remarks leading to the improvement of the original manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.



© 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

3.6 Actualisation de l'article "Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)" après les inondations de juillet 2021 dans la région liégeoise

3.6.1. Introduction et contexte

Dès la soirée du 12/07/2021, certains modèles de prévisions météorologiques¹⁰ ébauchent le développement et l'isolement d'une goutte froide (Fig. 3-7) peu mobile sur le nord-est de la France, l'est de la Belgique et l'ouest de l'Allemagne¹¹, associée à des cumuls de précipitations exceptionnels liés à l'occlusion s'enroulant autour du centre dépressionnaire (Fig. 3-8).

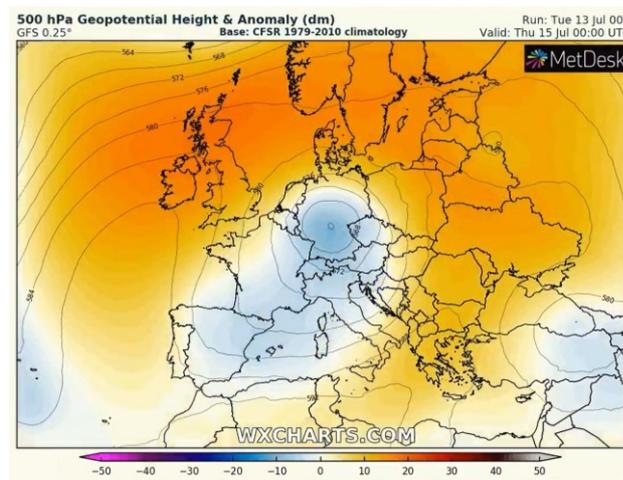


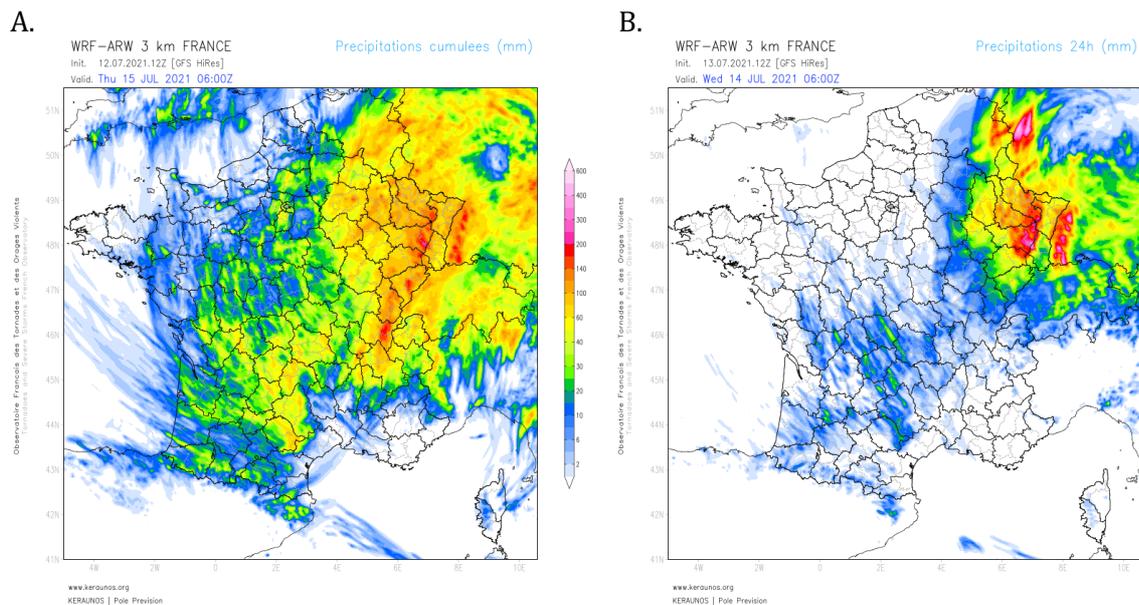
Fig. 3-7. Hauteur du géopotential 500 hPa et anomalie (dm) le 15/07/2021 00h00 UTC (source : www.wxcharts.com).

Associée à la dépression et l'occlusion autour de celle-ci, rendue active par une dynamique d'altitude favorisant les ascendances, la bande pluvieuse a circulé sur le territoire dans le sens de la longueur, affectant ainsi durablement les mêmes régions, conduisant à des cumuls de précipitations extrêmes ; l'effet orographique lié au relief de l'Ardenne et des Hautes-Fagnes a certainement constitué un facteur d'intensification supplémentaire¹². Thiry & Fallon (2021) relatent la chronologie de l'événement d'inondation en Wallonie : « *Des signaux sont émis par l'IRM les 12-13 juillet pour prévenir de la possibilité de pluies continues et d'orages en Wallonie. Mais les données sont non localisables et les autorités ne sont pas mobilisées pour une crise de grande ampleur... L'épisode pluvieux commence la nuit du 13-14 juillet, en l'absence de tout message d'alerte..., la crise commence à différents endroits. Des lignes de trains sont en partie interrompues dans les vallées de la Vesdre et de la Hoëgne, suite aux ruissellements provoqués par des pluies intenses... le tunnel de Chaudfontaine est inondé le 14/7/2021 dès 00:45 et la circulation est interrompue à 01:59 sur la ligne Liège – Verviers. Dans la vallée de l'Ourthe et de la Vesdre, le ruissellement est tellement important dans les villages que certaines communes déclenchent la phase de gestion de crise communale... ».*

¹⁰ Source : <https://www.keraunos.org/actualites/breves/2021/juillet#lightbox-gallery-43>, consultée le 15/12/2021

¹¹ Source : <https://www.meteo-paris.com/actualites/inondations-de-la-mi-juillet-2021-une-catastrophe-climatique-en-allemande-et-belgique>, consultée le 15/12/2021

¹² Source : <https://www.meteo.be/fr/infos/actualite/ce-que-lon-sait-sur-les-pluies-exceptionnelles-des-14-et-15-juillet-2021>, consultée le 30 avril 2024



**Fig. 3-8. A. Prévisions de précipitations cumulées sur 66h (12/07/2021 12:00 - 15/07/2021 06:00).
B. Prévisions de précipitations cumulées sur 24h (13/07/2021 06:00 - 14/07/2021 06:00).
(<https://www.keraunos.org/actualites/breves/2021/juillet>).**

En Belgique, le bilan humain s’élèvera à 39 morts, 100 km² sous eau, 50.000 maisons touchées, 11.000 voitures détruites, 160.000 tonnes de déchets et un coût estimé, en septembre 2021, au minimum à trois ou quatre milliards d’euros¹³. Les précipitations cumulées sur 72h (13/07/2021 8:00 au 15/07/2021 8:00) ont été les plus importantes dans les bassins de la Vesdre et de ses affluents (Hoëgne, Wayai), ainsi que dans la partie orientale du bassin de l’Ourthe et de ses affluents (Fig. 3-9). Elles ont atteint près de 300 mm en 3 jours, ce qui correspond à des périodes de retour supérieures à 200 ans sur la majorité du territoire belge situé à l’est de l’Ourthe ainsi que le long de la vallée de la Meuse.

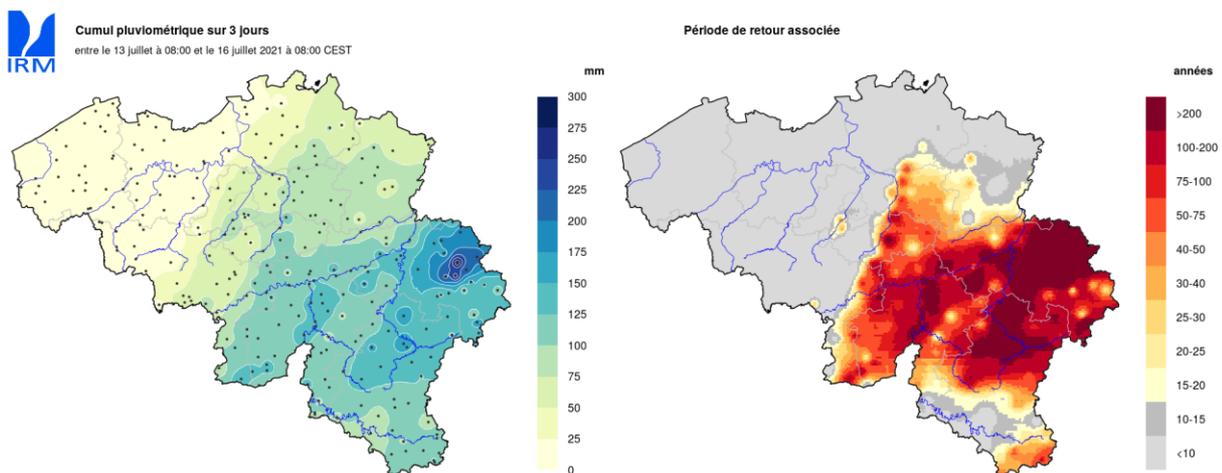


Fig. 3-9. Distribution des quantités de précipitations sur 3 jours pour la période du 13/07/2021 8:00 au 16/07/2021 8:00 (à gauche) et période de retour des quantités de précipitations pour la même période (à droite) selon l’IRM¹⁴.

En Allemagne, la région de Rhénanie-Palatinat est durement touchée par les inondations. Elles causeront le décès de 177 personnes, et seront associées à des dégâts matériels considérables, principalement dans les bassins versants de l’Ahr et de l’Erft (Mohr *et al.*, 2022).

3.6.2. Incertitudes liées aux débits estimés sur les cours d'eau impactés

Les cours d'eau ont réagi massivement aux précipitations, avec des hauteurs et des débits exceptionnels atteints. Le pic de crue a eu lieu, pour la plupart des rivières, le 15/07/2021 vers 02h00. Plusieurs stations hydrométriques du réseau Aqualim et du réseau SETHY ont cessé de fonctionner ou ont été détruites par la crue. À la demande du Cabinet du ministre Philippe Henry, une mission d'analyse indépendante visant à donner des éléments de réponses clairs et factuels sur la qualité des procédures de gestion des voies d'eau et des barrages mises en œuvre entre le 12 et le 16 juillet a été réalisée par le bureau d'études Stucky (2021). Les auteurs du rapport ont eu accès aux jaugeages réalisés à l'ADCP et au saumon par le SPW pendant la crue de juillet 2021 : « Très peu de données ont été mesurées sur la Vesdre en crue, les conditions étant trop difficiles. Les débits mesurés sur l'Ourthe et l'Amblève ont été utilisés pour contrôler et compléter les mesures des stations hydrométriques. Il faut cependant souligner que très peu de données ont été mesurées lors du pic de crue ». D'après les données de débits maximums jaugés pendant l'événement et présentées dans le rapport Stucky, nous constatons effectivement que les jaugeages connus sont très en deçà des débits de pointe (Q_p), estimés sur la Hoëgne (46 % du Q_p à Theux), 61 % sur le Wayai à Spixhe et sur la Vesdre (23 % du Q_p à Verviers et à Chaudfontaine), tandis que les rapports $Q_{\text{jaugés}}/Q_p$ sont plus favorables sur les autres bassins relativement moins impactés (de 60 % à 95 % sur les stations du bassin de l'Ourthe). Des simulations numériques des débits atteints durant la crue extrême de juillet 2021 dépassent largement les débits de la crue centennale : 2,73 Q_{100} sur la Vesdre à Chaudfontaine, 3,24 Q_{100} à Verviers et jusqu'à 4,12 Q_{100} à la confluence Helle/Gileppe à Eupen (Archambeau *et al.*, 2022).

Les incertitudes liées aux méthodes indirectes d'estimation des débits se marquent essentiellement sur les stations qui ont subi des dommages irréversibles avant le pic de crue et qui n'ont pas été en mesure d'enregistrer la hauteur d'eau atteinte par l'événement. Cependant, même si l'enregistrement des hauteurs avait pu se faire de façon continue, les courbes de tarage reliant la hauteur au débit ont leur point de débit mesuré le plus élevé bien inférieur aux valeurs de débits estimées lors de cet événement.

Dans le cas des limnigraphes qui ont été partiellement ou totalement détruits, Stucky (2021) a estimé les débits de pointe par la mesure de la hauteur d'eau atteinte par l'intermédiaire des relevés de laisses de crue par les agents et bénévoles du SPW ainsi que par l'estimation des coefficients de rugosité selon la méthode de Manning-Strickler (Eq. 3-17) donnant la vitesse du flux (Bravard & Petit, 2000). Les différents paramètres de la formule de Manning (où V est la vitesse du flux, R_h le rayon hydraulique, S_e la pente de la ligne d'énergie, n le coefficient de rugosité, estimé à partir des sous-paramètres suivants : n_0 dépend du matériau constituant du chenal, n_1 dépend du degré d'irrégularité de la surface, n_2 dépend des variations de la forme de la section transversale, n_3 dépend des effets d'obstruction, n_4 dépend de la végétation (aquatique ou riparienne) et m_5 correspond au degré de sinuosité du chenal (Bravard & Petit, 2000).

$$V = \frac{R_h^{2/3} S_e^{1/2}}{n} \text{ où } n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5 \quad \text{Eq. 3-17}$$

Le nombre de paramètres nécessaires pour estimer un débit de pointe sur base des levés de laisses de crue via la formule de Manning-Strickler, surtout dans le cas d'une crue exceptionnelle

¹³ Source : https://www.rtb.be/info/article/detail_inondations-en-wallonie-le-parlement-mene-l-enquete?id=10835219, consultée le 16/12/2021

¹⁴ Source : <https://www.meteo.be/fr/infos/actualite/2021-une-annee-humide-et-des-precipitations-extremes>, consultée le 20/03/2024

comme ce fut le cas en juillet 2021, ne permet pas d'obtenir des estimations précises. Stucky (2021) estime à 30 % l'incertitude liée à cette méthode indirecte. D'autres auteurs avancent même des incertitudes pouvant être de l'ordre de 50 % (Lumbroso & Gaume, 2012) étant donné le degré de subjectivité induit par le caractère exceptionnel des crues dont le débit de pointe veut être estimé. Malgré les incertitudes inhérentes aux estimations des débits maximum atteints, les données du rapport Stucky (2021) ont été utilisées afin de réactualiser le graphique publié en 2020 (Van Campenhout *et al.*, 2020) et basé sur les débits maximum observés en date du 31/12/2018 (Fig. 3-6). Alors que la valeur de la courbe enveloppe des cotes Myer (Pardé, 1962) était estimée à 18, il apparaît que l'adjonction des données de l'événement de juillet 2021 a augmenté la valeur de cette courbe enveloppe à 29 (Fig. 3-10). La répartition spatiale des cotes Myer (Fig. 3-14) et les valeurs brutes sont présentées ci-dessous (Tab. 3-4).

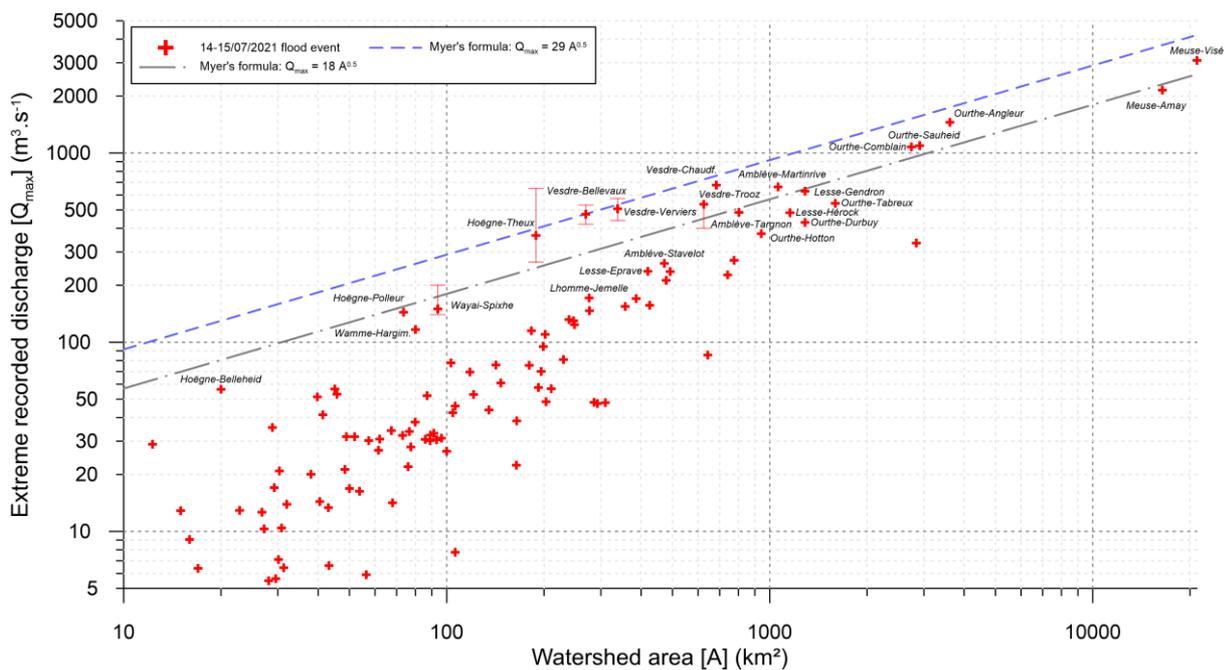


Fig. 3-10. Actualisation des débits de crue extrêmes enregistrés par le réseau de mesure SPW (mise à jour : 09/01/2024) ou estimés par le rapport Stucky (2021) lors des événements de crue des 14 et 15/07/2021. Les barres d'erreur tiennent compte des incertitudes mentionnées dans le rapport Stucky.

L'analyse comparative des figures en 2018 (Fig. 3-6) et après les crues de 2021 (Fig. 3-10) montre que la courbe-enveloppe des débits maximum enregistrés se déplace en fonction de la durée des observations, mais que l'écart s'amointrit à chaque mise à jour de nouvelles données.

C'est également ce que Costa (1987) a observé sur les mesures réalisées aux États-Unis sur près d'un siècle (Fig. 3-11). Contrairement à la cote Myer, qui est de nature linéaire dans l'espace bi-logarithmique, la courbe-enveloppe de Costa pour 1985 montre une certaine courbure, les débits maximum enregistrés sont proportionnellement moins élevés avec l'augmentation de la superficie des bassins versants affectés.

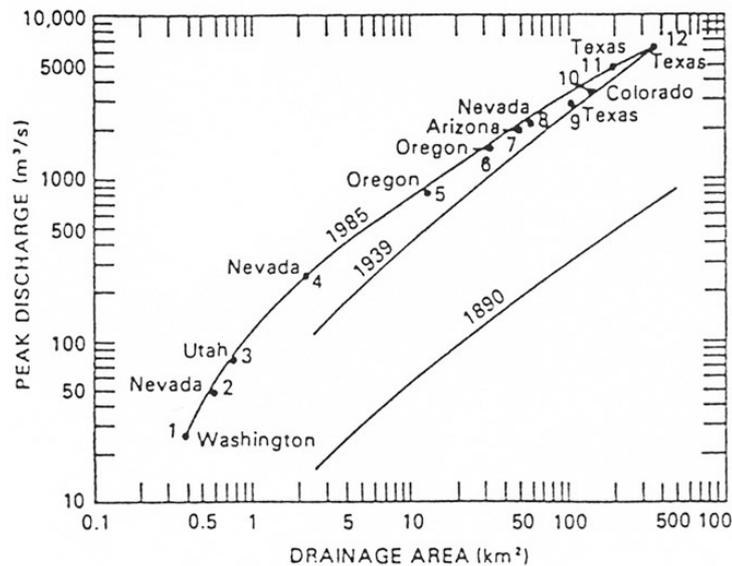


Fig. 3-11. Évolution de la courbe-enveloppe des crues extrêmes enregistrées aux États-Unis en fonction du temps et de fait, de la durée des mesures (Costa, 1987).

Cependant, le jeu de données de nombreux grands bassins versants à l'échelle mondiale rassemblées par O'Connor & Costa (2004), comprenant des estimations de débits de débâcles du Pléistocène (1,8 Ma) à nos jours ainsi que d'autres phénomènes extrêmes (débordement de lac proglaciaire, éruption volcanique sub-glaciaire, glissements de terrain...) se positionnent différemment par rapport aux phénomènes de crue au sens strict (Fig. 3-12).

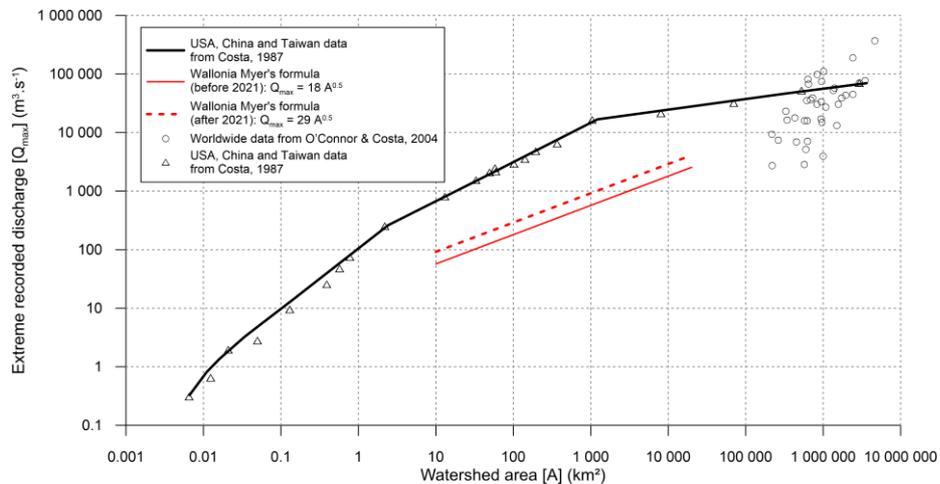


Fig. 3-12. Synthèse des courbes-enveloppe des débits extrêmes en Wallonie et dans le monde.

L'étude des courbes-enveloppe à différentes échelles spatiales a permis de comparer les différents phénomènes météorologiques et hydrologiques qui génèrent les crues extrêmes. Elle permet en outre de prendre en compte l'impact potentiel du changement climatique.

La distribution spatiale des cotes Myer calculées pour les différentes stations hydrométriques est présentée ci-dessous (Fig. 3-14) à partir des données disponibles (Tab. 3-4), à savoir l'aire du bassin versant, la date d'installation de la station hydrométrique, le débit horaire maximum enregistré depuis cette date, la cote Myer calculée sur cette dernière valeur ainsi que les coordonnées géographiques de la station. Un tableau plus complet est également présenté en annexe (Tab. A-3). Il reprend les différentes variables orohydrographiques des bassins versants étudiés au chapitre 3 (aire, altitude moyenne et intégrale hypsométrique) calculées sur base du modèle numérique de terrain IGN DTM20 à une résolution de 20 m ainsi que les données de

précipitation annuelles moyennes (Fig. 3-13) et maximales, calculées à partir des données d'entrée du modèle MAR (Fettweis *et al.*, 2023) à une résolution de 5 km (données IRM agrégées).

L'analyse de la distribution spatiale des cotes Myer (C) montre une concentration de hautes valeurs sur le flanc nord de la crête de la Vecquée, c'est-à-dire au nord des Hautes-Fagnes. L'immense majorité des valeurs élevées de C (≥ 10) sont observées durant l'événement de juillet 2021. Seules quelques stations hydrométriques montrent des valeurs élevées liées à d'autres inondations (décembre 1993 sur la Semois à Tintigny, à Chiny et à Membre ; janvier 1995 sur la Meuse à Chooz). La date à partir de laquelle les données de débits sont disponibles ne semblent pas avoir un impact trop important au point de vue méthodologique.

Les corrélations entre les différentes variables présentées et la cote Myer ont été calculées. Les précipitations annuelles moyennes et les précipitations annuelles maximales sont légèrement corrélées avec la variable C ($R^2 = 0,26$ et $R^2 = 0,25$ respectivement), et dès lors, avec l'altitude moyenne du bassin versant ($R^2 = 0,19$). Aucun lien n'est établi entre C et la valeur de l'intégrale hypsométrique ($R^2 = 0$). D'autres recherches sont nécessaires afin de quantifier l'effet d'autres variables explicatives sur la variable C (temps de concentration et facteur de forme des bassins versants, taux d'imperméabilisation, lithologie, etc.).

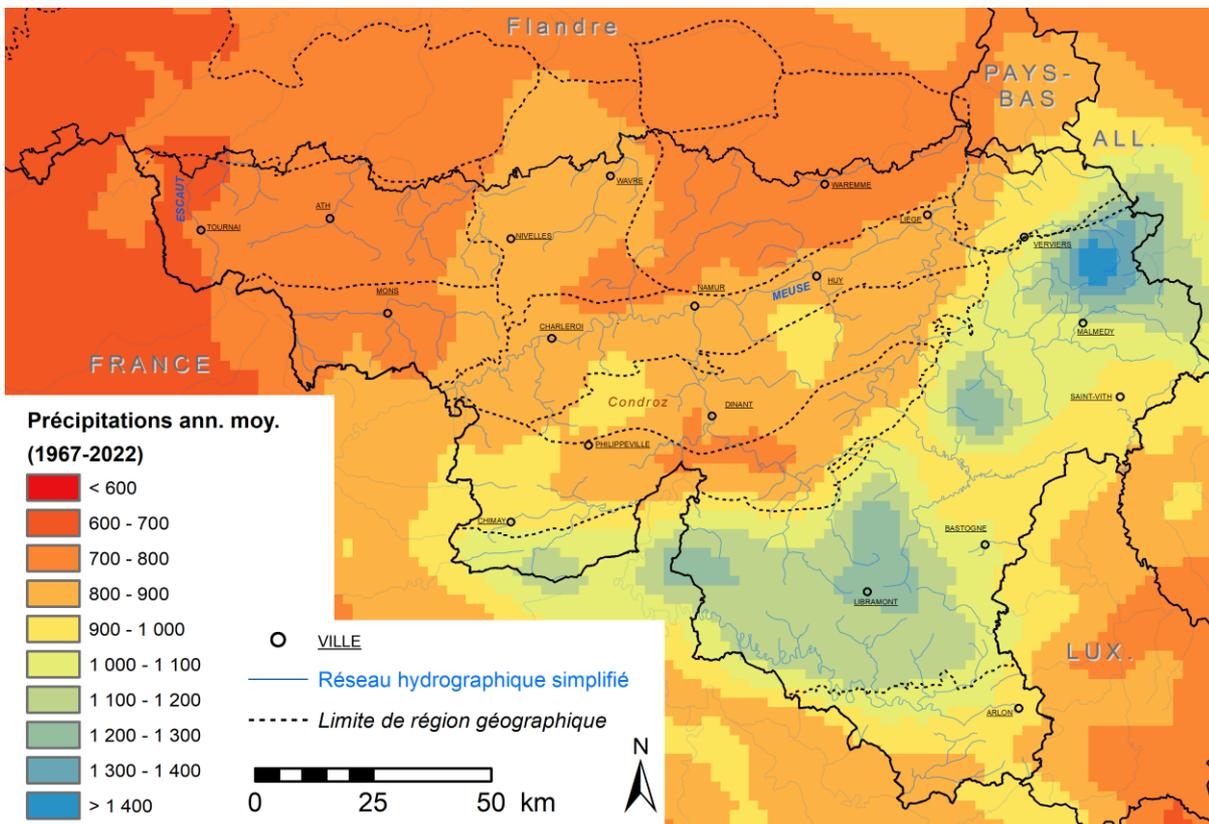


Fig. 3-13. Précipitations annuelles moyennes pour la période 1967-2022 (IRM : maillage 5 km).

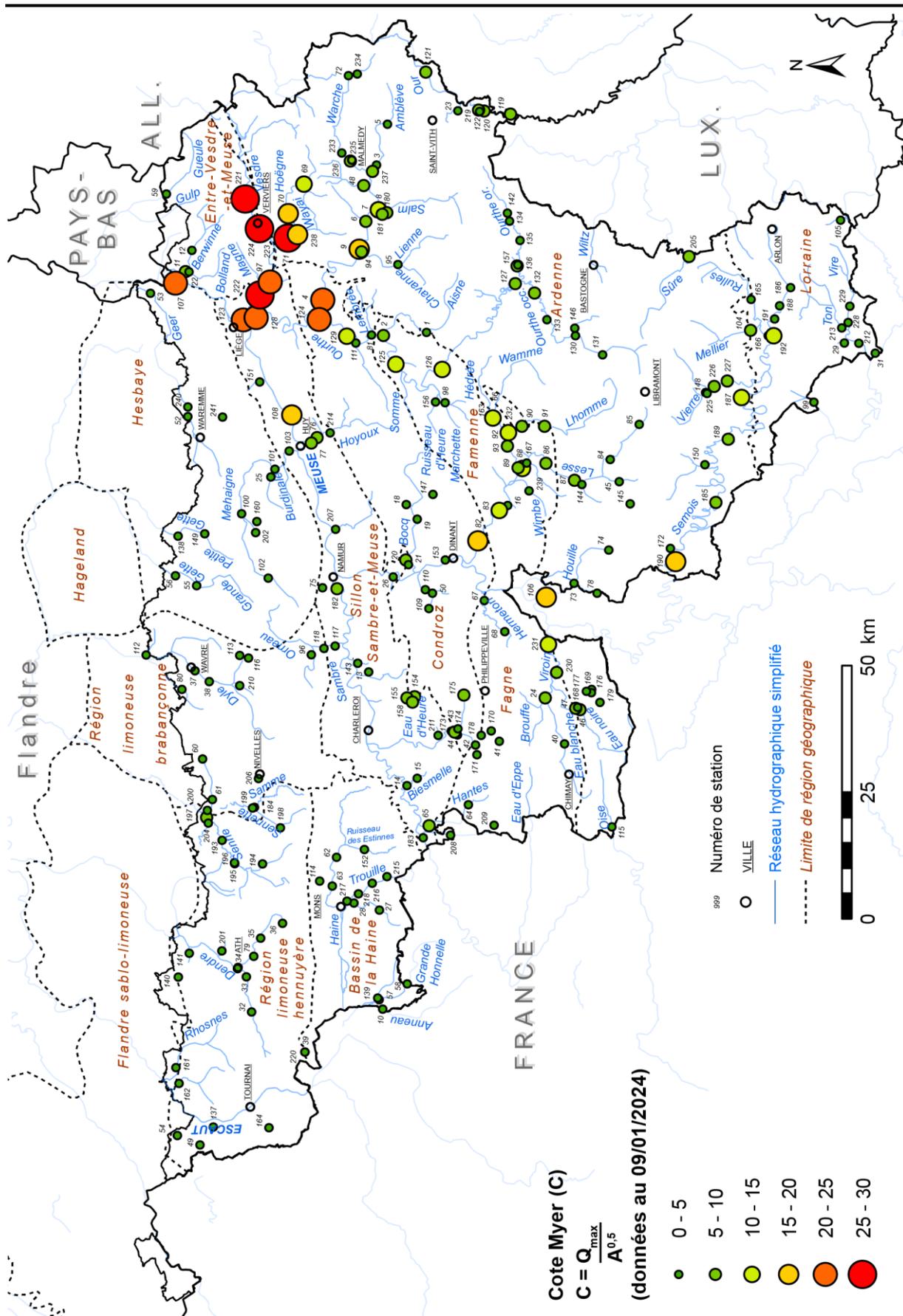


Fig. 3-14. Cote Myer des stations limnigraphiques calculé sur l'entièreté de la période de disponibilité de débits horaires. Les valeurs sont données au Tab. 3-4.

Tab. 3-4. Débits horaires maximum observés (ou estimés par Stucky (2021) par la formule de Manning-Strickler) pour l'ensemble des stations limnigraphiques en Wallonie (mise à jour : 09/01/2024) et valeur de la cote Myer associée.

Num.	Code	Cours d'eau	Localisation	Aire (km ²)	Date d'installation	Q _h max. (m ³ /s)	Cote Myer (C) Q _{max} = C A ^{0,5}	Date Q _h max.	X (m) 31370 (Lmb72)	Y (m) 31370 (Lmb72)
1	L5491	Aisne	Erezée	67.4	02-04-99	34.140	4.16	14-07-21	233605	110274
2	L6690	Aisne	Juzaine	183	29-12-98	115.120	8.51	14-07-21	232993	118698
3	6753	Amblève	Lasneville	196	13-11-96	70.000	5.00	15-07-21	266668	120042
4	6621	Amblève	Martinrive	1062	01-01-68	661.070	20.29	15-07-21	240000	130582
5	L7280	Amblève	Monteneau	109.14	20-02-06	24.036	2.30	14-01-11	274687	117920
6	L7670	Amblève	Roannay (La Gleize)	776.12	24-08-11	270.850	9.72	15-07-21	255524	122167
7	6732	Amblève	Stavelot	472	13-11-96	260.710	12.00	15-07-21	257829	119662
8	L6510	Amblève	Stavelot	492	13-06-94	235.980	10.64	15-07-21	257829	119662
9	6671	Amblève	Targnon	802.9	12-06-68	484.470	17.10	15-07-21	250008	123469
10	L6870	Anneau	Marchipont	78.19	06-03-03	14.932	1.69	04-08-08	99954	118836
11	L6390	Berwinne	Dalhem	118	24-12-91	69.550	6.40	14-07-21	245623	157426
12	L7511	Berwinne	Val-dieu	48.36	25-01-14	21.230	3.05	14-07-21	249786	156184
13	L5442	Biesme	Aiseau	77.5	11-01-72	27.953	3.18	15-07-21	165526	121590
14	L7180	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	85.89	02-09-04	30.700	3.31	15-07-21	144080	114089
15	L6630	Biesme l'Eau	Thuin	79.81	14-08-96	37.780	4.23	15-07-21	145563	112098
16	L7190	Biran	Wanlin	51.94	03-09-04	31.683	4.40	15-07-21	199399	94416
17	-	Blanc Gravier (R ^{au} du)	Sart-Tilman	2.4	-	-	-	29-05-08	236468	142244
18	L8220	Bocq	Natoye	17.41	10-03-16	2.120	0.51	15-07-21	199601	114232
19	L7470	Bocq	Spontin	164.35	01-04-11	22.370	1.74	15-07-21	196715	112080
20	8134	Bocq	Yvoir	230	07-03-68	80.780	5.33	15-07-21	188678	114326
21	L5800	Bocq	Yvoir	230	04-02-79	68.000	4.48	21-07-80	187715	113795
22	L6770	Bolland	Dalhem	29.26	27-12-01	17.020	3.15	14-07-21	245581	156748
23	L6090	Braunlauf	Lommersweiler	64	03-09-91	32.330	4.04	01-06-18	277350	104134
24	9111	Brouffe	Mariembourg	80	15-07-80	48.600	5.43	15-05-09	161419	87044
25	L6461	Burdinale	Marneffe	26.78	11-09-08	12.626	2.44	15-07-21	205042	140746
26	L6001	Burnot	Profondeville	66.97	30-07-91	15.469	1.89	13-02-02	185297	116813
27	L6721	By	Bougny	27.22	20-05-03	10.320	1.98	15-07-21	119530	119480
28	L5703	By	Mesvin	53.77	01-03-14	16.310	2.22	15-07-21	120908	124476
29	L7660	Chavratte	Dampicourt	54.42	20-06-11	4.010	0.54	20-05-13	231479	28512
30	-	Chefna	Quarreux	7.84	-	-	-	-	247003	126803
31	9741	Chiers	Torgny	643	12-10-93	85.611	3.38	15-07-21	229481	22474
32	L7580	Dendre occidentale	Chapelle-à-Wattines	63.4	21-06-11	10.210	1.28	15-12-17	99397	144511
33	2952	Dendre occidentale	Irchonwelz	126	01-01-78	25.510	2.27	14-11-10	106331	145541
34	2971	Dendre orientale	Ath	229	01-01-75	33.180	2.19	14-11-10	108196	147152
35	L5690	Dendre orientale	Brugelette	110	01-01-78	26.974	2.57	14-11-10	113968	142725
36	L6590	Dendre orientale	Lens	43.95	22-12-94	9.777	1.47	14-11-10	116909	138443
37	1046	Dyle	Bierges	310	17-06-68	47.960	2.72	16-07-21	166766	155585
38	L6140	Dyle	Limelette	286	25-01-93	48.160	2.85	15-07-21	164640	152777
39	L6640	Dyle	Noirhat	24.9	01-09-79	13.784	2.76	29-05-12	91479	134082
40	L6530	Eau Blanche	Aublain	106.22	25-03-94	45.940	4.46	14-07-21	152353	83282
41	7891	Eau d'Heure	Cerfontaine	20	18-01-80	15.140	3.39	14-05-09	152859	96020
42	7831	Eau d'Heure	Silenrieux (barrage)	78	01-01-83	7.580	0.86	12-01-94	152096	100666
43	7781	Eau d'Heure	Walcourt (Gare)	192	14-09-67	57.600	4.16	15-07-21	154838	105421
44	7784	Eau d'Heure	Walcourt (Seuil)	100	03-03-76	26.520	2.65	15-07-21	154095	104225
45	L5550	Eau d'Our	Our/Opont	70	19-08-74	21.640	2.59	16-10-87	204130	72555
46	L6350	Eau Noire	Couvin	102	29-01-92	97.511	9.66	21-12-93	159093	80263
47	9071	Eau Noire	Couvin	176	13-03-68	110.160	8.30	21-12-93	159393	81077
48	L7160	Eau Rouge	Stavelot	45.7	17-08-04	53.050	7.85	15-07-21	262620	122576
49	L6450	Espierres	Estaimpuis	72	20-08-91	26.760	3.15	05-03-12	73118	154620
50	8181	Flavion	Foy	62	15-12-97	13.570	1.72	13-02-02	182079	109098
51	-	Fond du Moulin (R ^{au})	Sart-Tilman	2.53	-	-	-	29-05-08	236214	140885
52	5572	Geer	Bergilers Amont	123	19-09-84	18.690	1.69	03-08-01	216964	156990
53	L6340	Geer	Eben-Emael	452.26	08-08-91	18.428	0.87	15-09-98	241312	164275
54	L7650	Grande Espierres	Dottignies	35.61	07-06-11	16.010	2.68	05-03-12	74978	159040
55	L7850	Grande Gette	Jodoigne-Souveraine	111.25	25-01-14	33.827	3.21	23-07-16	183592	155259
56	L5720	Grande Gette	Saint-Rémy-Geest	135	21-01-78	43.810	3.77	15-07-21	185522	159384
57	L5170	Grande Honnelle	Baisieux	121	01-01-71	21.583	1.96	20-12-93	101819	119540
58	L7260	Grande Honnelle	Gussignies	91.2	01-06-05	22.450	2.35	09-01-22	104942	114062
59	L6660	Gueule	Sippenaeken	121	13-06-96	52.990	4.82	15-07-21	260928	161171
60	L7840	Hain	Braine l'Alleud	49.34	27-05-13	15.927	2.27	29-07-14	149371	154110
61	L7020	Hain	Braine-le-Château	80.98	05-09-03	21.364	2.37	13-11-10	141338	152179
62	3561	Haine	Boussoit	163	01-01-74	29.410	2.30	24-06-16	129967	127873
63	L7570	Haine	Obourg	236.1	02-08-12	22.190	1.44	24-06-16	124273	128727
64	L6880	Hantes	Beaumont	92.39	01-03-03	24.777	2.58	13-11-10	140342	102061
65	7944	Hantes	Wiheries	142	01-01-79	75.770	6.36	16-07-21	136203	109785
66	L6940	Hédérée	Hargimont	45.1	03-07-03	56.540	8.42	15-07-21	216975	97640
67	8622	Hermeton	Hastière	166	14-09-67	63.890	4.96	21-07-80	180660	98975
68	L5060	Hermeton	Romedenne	115	01-02-69	44.350	4.14	21-07-80	174509	94935
69	6526	Hoëgne	Belleheid	20	22-06-93	56.410	12.61	15-07-21	262867	134246
70	6517	Hoëgne	Polleur	73.5	25-03-04	144.120	16.81	15-07-21	257072	137313
71	-	Hoëgne	Theux	189	-	*367	26.70	15-07-21	252201	137368

72	6971	Holzwarche	Wirtzfeld	32	20-11-96	13.920	2.46	15-07-21	284295	125553
73	8661	Houille	Fellenne	113	14-11-67	42.387	3.99	06-01-01	184069	81398
74	L6400	Houille	Gedinne	52	26-06-91	20.243	2.81	07-01-11	190600	74600
75	L5201	Houyoux	Rhisnes	46	03-06-92	19.000	2.80	24-07-21	183172	130635
76	L5990	Hoyoux	Marchin	239	29-10-82	131.570	8.51	15-07-21	212846	131678
77	L7870	Hoyoux	Marchin (bis)	248.83	25-02-14	123.700	7.84	15-07-21	211748	132797
78	L7370	Hulle	Willerzie	38	01-06-09	20.060	3.25	15-07-21	182093	76885
79	L6950	Hunelle	Maffle	80.87	03-07-03	13.185	1.47	14-11-10	110386	144072
80	L7530	Lasne	Rosières	106.14	09-05-11	7.753	0.75	15-07-21	163103	158162
81	L6300	Lembrée	Vieuxville/Palogne	51	03-09-91	24.332	3.41	13-02-02	233071	121039
82	8221	Lesse	Gendron	1286	01-01-68	627.120	17.49	15-07-21	192424	100222
83	L6610	Lesse	Héroock	1156	21-05-96	483.020	14.21	15-07-21	198431	96041
84	L7680	Lesse	Maisin	88.94	13-09-11	30.170	3.20	15-07-21	208491	74327
85	L5530	Lesse	Ochamps	9.6	01-10-74	3.667	1.18	20-12-93	215429	86845
86	L5021	Lesse	Resteigne	345	09-06-92	141.075	7.60	21-12-93	207730	86925
87	8341	Lesse	Daverdisse	302	14-09-67	135.170	7.78	21-12-93	204412	81300
88	-	Lesse	Eprave	419	-	236.987	11.58	15-07-21	206750	91500
89	L6360	Lhomme	Eprave	478	04-07-92	211.820	9.69	15-07-21	206845	92363
90	L6310	Lhomme	Forrières	247	18-10-91	129.709	8.25	15-07-21	215043	91610
91	L6320	Lhomme	Grupont	179.9	18-10-91	75.390	5.62	15-07-21	215042	87185
92	8527	Lhomme	Jemelle	276	01-01-69	170.950	10.29	15-07-21	213813	94246
93	L6650	Lhomme	Rochefort	424.9	04-07-96	156.690	7.60	15-07-21	211155	94457
94	L6240	Lienne	Lorcé	147	15-09-92	60.790	5.01	15-07-21	249530	123011
95	L7290	Lienne	Trou de Bra	104.38	20-02-06	42.470	4.16	15-07-21	247026	115885
96	L5570	Ligne	Saint-Martin	91.2	06-08-74	33.010	3.46	15-07-21	169937	132807
97	L7600	Magne/R ^{au} des Fonds	Forêt	39.79	11-05-11	51.410	8.15	14-07-21	242470	142169
98	L7120	Marchette	Marche-en-Famenne	48.88	19-12-03	31.740	4.54	14-07-21	219736	106657
99	L6220	Marge	Villers-devant-Orval	82	12-11-92	7.040	0.78	12-01-93	219790	34463
100	L6470	Mehaigne	Ambresin	194.73	19-12-91	29.550	2.12	27-08-02	197782	146460
101	7244	Mehaigne	Huccorgne	305	01-01-74	45.210	2.59	28-08-02	206601	139948
102	L6260	Mehaigne	Upigny	17	02-10-91	6.390	1.55	15-07-21	185079	141226
103	L5820	Mehaigne	Wanze	352.05	11-12-78	40.025	2.13	28-08-02	210171	137156
104	L5500	Mellier	Marbehan	62	12-06-74	44.569	5.66	12-01-93	234016	46840
105	L6023	Messancy	Athus	62	28-07-20	30.720	3.90	15-07-21	255767	29235
106	8702	Meuse	Chooz	10120	01-01-77	1559.540	15.50	30-01-95	181326	86860
107	-	Meuse	Visé	21000	-	3077.870	21.24	15-07-21	243328	159379
108	7132	Meuse (moyenne)	Amay	16416	-	2147.110	16.76	15-07-21	217275	136622
109	8166	Molignée	Sosoye	51	20-11-98	12.650	1.77	13-02-02	179075	109790
110	8163	Molignée	Warnant	125	07-03-68	30.500	2.73	21-07-80	182807	110488
111	L5630	Néblon	Hamoir	76	04-06-76	21.980	2.52	15-07-21	231494	124110
112	L7220	Nethen	Nethen	56.43	13-09-04	5.901	0.79	15-07-21	169876	165122
113	L7750	Nil	Nil Saint-Vincent	31.31	05-03-12	6.437	1.15	16-07-21	169808	146835
114	3778	Obrechueil	Saint-Denis	29	17-03-09	11.675	2.17	14-11-10	125253	131161
115	L7200	Oise	Macquenoise	32.21	08-09-04	18.118	3.19	07-01-11	135948	74007
116	L7520	Orne	Blanmont	30.15	17-05-11	7.110	1.29	15-07-21	169285	145098
117	L7241	Orneau	Jemeppe-sur-Sambre	210.75	01-07-07	56.680	3.90	16-07-21	171681	128177
118	L5183	Orneau	Onoz	202.91	02-07-98	48.530	3.41	15-07-21	171179	130329
119	L6330	Our	Ouren	386	03-09-91	170.060	8.66	15-07-21	276730	93821
120	9914	Our	Reuland	357	03-04-67	154.611	8.18	15-07-21	277320	98989
121	9926	Our	Schoenberg	103	03-04-67	77.779	7.66	14-07-21	284995	110412
122	L7410	Our	Weweler	276.74	01-03-10	146.760	8.82	15-07-21	277498	100084
123	-	Ourthe	Angleur (2 Bis) / Liège	3615.5	19-06-67	1451.420	24.14	15-07-21	236040	146141
124	5904	Ourthe	Comblain-au-Pont	2746	25-09-79	1078.480	20.58	15-07-21	236166	131269
125	5953	Ourthe	Durbuy	1285	25-11-92	430.110	12.00	15-07-21	227304	116287
126	5962	Ourthe	Hotton	940	24-09-75	374.210	12.21	15-07-21	226294	107205
127	5991	Ourthe	Nisramont	740	24-03-69	226.600	8.33	15-07-21	243246	92890
128	5826	Ourthe	Sauheid	2910	21-01-72	1093.270	20.27	15-07-21	236544	143596
129	5921	Ourthe	Tabreux	1597	18-12-70	542.170	13.57	15-07-21	232836	125886
130	L6290	Ourthe occ.	Amberloup	109	19-11-91	20.212	1.94	12-01-93	232932	81130
131	L8500	Ourthe occ.	Moircy	22.88	20-07-19	12.900	2.70	15-07-21	229168	75837
132	6122	Ourthe occ.	Ortho	379	05-11-81	116.090	5.96	21-12-93	241359	89140
133	L5950	Ourthe occ.	Wyompont	270.1	20-02-79	72.169	4.39	02-01-03	236102	86718
134	L6550	Ourthe orientale	Brizy	96.214	04-11-94	31.030	3.16	15-07-21	255562	94042
135	L5930	Ourthe orientale	Houffalize	179	27-02-79	63.746	4.76	03-01-03	251735	91991
136	6021	Ourthe orientale	Mabompré	315	01-01-78	114.450	6.45	22-12-91	246721	92538
137	L6910	Pas à Wasmes	Pecq	40.59	09-05-03	3.365	0.53	14-11-10	76698	151998
138	L6280	Petite Gette	Opheyliсем	134	22-08-91	22.596	1.95	29-06-11	193349	158899
139	L6861	Petite Honnelle	Baisieux	28.79	07-06-11	7.790	1.45	03-02-21	102137	119838
140	L7590	R ^{au} d'Ancre	Flobecq	14.48	21-06-11	3.480	0.91	11-12-21	106271	158865
141	L6570	R ^{au} d'Ancre	Ghoy	77	22-12-94	24.662	2.81	14-11-10	110975	156700
142	L6560	R ^{au} de Cherin	Bistain	43.035	04-11-94	13.350	2.04	15-07-21	257151	94435
143	L6930	R ^{au} de Fosses	Falisolle	57.37	03-07-03	30.200	3.99	15-07-21	168252	123734
144	L6840	R ^{au} de Gembes	Daverdisse	87.23	04-03-03	27.057	2.90	07-01-11	203558	79880
145	L5540	R ^{au} de Graide	Graide	10.6	25-09-74	4.635	1.42	02-01-03	199752	70397
146	L6850	R ^{au} de Laval	Sprimont (Saint-Ode)	73.1	04-03-03	32.110	3.76	15-07-21	234449	81279
147	L7630	R ^{au} de Leignon	Ciney	29.64	09-07-09	6.890	1.27	21-09-14	201600	109013
148	L6980	R ^{au} de Neufchâteau	Martilly	65.94	11-08-03	19.285	2.37	09-01-11	221713	55650
149	L7231	R ^{au} de Petit Hallet	Orp-le-Grand	73.13	13-09-04	15.598	1.82	28-06-11	193851	153663

Chapitre 3 : Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon rivers (Belgium)

150	L6990	R ^{au} des Aleines	Auby-sur-Semois	87.65	04-09-03	21.806	2.33	07-01-11	207480	55800
151	L6900	R ^{au} des Awirs	Awirs	33.87	22-04-03	9.489	1.63	02-07-08	223833	142926
152	L7080	R ^{au} des Estinnes	Estinnes-au-Val	28.65	11-11-03	15.478	2.89	24-06-16	131474	122425
153	L8470	R ^{au} des Fonds de Leffe	Dinant	30.8	14-12-18	10.440	1.88	15-07-21	188680	106592
154	L7910	R ^{au} d'Hanzinne	Gerpinnes (Hanzinne amont)	12.29	15-04-14	28.900	8.24	15-07-21	161662	112607
155	L7920	R ^{au} d'Hanzinne	Gerpinnes (Hanzinne aval)	28.87	15-04-14	35.360	6.58	15-07-21	161407	114107
156	L6050	R ^{au} d'Heure	Baillonville	68	14-06-84	26.370	3.20	13-02-02	219839	108499
157	L7070	R ^{au} du Martin Moulin	Rensiwé	76.64	15-10-03	33.780	3.86	15-07-21	246925	92416
158	L7930	R ^{au} Saint-Pierre	Gerpinnes (St-Pierre)	6.69	15-04-14	16.520	6.39	15-07-21	160571	113046
159	-	Renory (R ^{au} de)	Sart-Tilman	1.06	-	-	-	29-05-08	234302	144664
160	L8100	Rhée	Meeffe	16.97	12-07-16	5.920	1.44	05-06-22	196266	143493
161	L5412	Rhosnes	Amougies	164	16-02-72	26.061	2.04	14-11-10	88408	159315
162	L6920	Rieu de l'Haye	Escanaffles	55.85	05-05-03	8.879	1.19	14-11-10	85287	158686
163	L7880	Rieu des Barges	Ere	130.55	15-06-11	10.060	0.88	07-06-16	216681	97266
164	L7890	Rieu des Barges	Froidmont	19.12	15-04-14	8.361	1.91	08-06-16	76541	141079
165	L5970	Rulles	Habay-la-Vieille	96	10-11-81	36.654	3.74	12-01-93	240091	46759
166	L5220	Rulles	Tintigny	219	03-02-71	64.049	4.33	12-01-93	232924	43413
167	L7690	Ry d'Ave	Han-sur-Lesse	26.57	13-09-11	6.462	1.25	25-12-13	207798	90682
168	9201	Ry de Rome	Couvin	16	01-01-82	9.060	2.27	15-07-21	159558	80700
169	9221	Ry de Rome	Petigny	6	18-09-75	3.590	1.47	15-07-21	163095	77963
170	7883	Ry de Soumoy	Soumoy	15	01-01-81	12.880	3.33	15-07-21	154900	97589
171	7843	Ry d'Erpin	Boussu-lez-Walcourt	6	01-01-81	2.830	1.16	15-07-21	150205	100412
172	L7000	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	61.8	04-09-03	28.759	3.66	08-01-11	190945	62564
173	L5640	Ry d'Yves	Walcourt	87	01-05-76	52.070	5.58	15-07-21	154691	104779
174	7812	Ry d'Yves	Walcourt - Vogenée	87	18-07-96	45.000	4.82	13-02-02	155334	104153
175	L7990	Ry d'Yves	Yves-Gomzée	41.4	31-12-15	41.270	6.41	15-07-21	161999	102957
176	9223	Ry Ermitage	Petigny	1	26-09-75	0.560	0.56	13-11-10	162454	78028
177	9224	Ry Font. aux Serpents	Petigny	2	29-12-75	1.270	0.90	15-07-21	162748	78990
178	7863	Ry Jaune	Silenrieux	7	01-01-81	5.630	2.13	15-07-21	154000	99564
179	9232	Ry Pernelle	Brûly	39	01-12-80	25.458	4.08	26-12-99	160532	76315
180	6832	Salm	Trois-Ponts	199	21-10-87	94.780	6.72	15-07-21	257242	118075
181	L6070	Salm	Trois-Ponts	202	23-08-91	110.000	7.74	15-07-21	256923	118926
182	7319	Sambre (basse)	Salzennes Ronet	2842	01-01-07	334.220	6.27	16-07-21	182958	127783
183	7487	Sambre (haute)	Solre	1188	-	135.450	3.93	27-12-99	133790	110935
184	2371	Samme	Ronquières	135	06-09-71	46.850	4.03	14-11-10	139811	143926
185	9461	Semois	Bouillon	1044	25-02-09	312.160	9.66	08-01-11	200040	53670
186	L5880	Semois	Chantemelle	89	15-01-79	32.320	3.43	15-07-21	242422	39046
187	9541	Semois	Chiny	738	21-03-91	392.270	14.44	22-12-93	220742	48650
188	L6180	Semois	Étalle	123.86	01-09-92	35.637	3.20	02-01-03	238860	41190
189	L7300	Semois	Herbeumont	833.6	23-02-06	227.650	7.88	19-01-07	212504	51213
190	9434	Semois	Membre Pont	1235	01-01-29	554.160	15.77	21-12-93	188341	61505
191	9571	Semois	Sainte-Marie	143	28-06-68	57.180	4.78	21-12-93	236226	42165
192	9561	Semois	Tintigny	380.9	01-01-74	208.740	10.70	21-12-93	232940	42360
193	L7970	Senne	Rebecq	164.84	05-03-15	38.320	2.98	16-07-21	133294	150292
194	L8080	Senne	Soignies	40.46	17-05-16	14.350	2.26	16-07-21	128645	142380
195	L5661	Senne	Steenkerque	115.22	06-06-96	50.254	4.68	13-11-10	128684	147787
196	L5660	Senne	Steenkerque	145.3	01-03-77	51.443	4.27	13-11-10	128858	147835
197	1951	Senne	Tubize	215	17-10-97	98.730	6.73	14-11-10	137825	153311
198	L7550	Sennette	Écaussinnes	43.22	19-05-11	6.610	1.01	15-07-21	135758	138879
199	L5670	Sennette	Ronquières	61.14	01-07-77	21.180	2.71	21-07-80	139667	144334
200	L7610	Sennette	Tubize	98.58	21-06-11	16.700	1.68	29-07-14	139207	153153
201	L5420	Sille	Isières	58	17-02-72	15.600	2.05	08-06-16	111467	150313
202	L6671	Soile	Hemptinne	61.41	25-02-08	26.790	3.42	15-07-21	194044	143723
203	-	Sordeye (R ^{au} de)	Sart-Tilman	0.64	-	-	-	29-05-08	236376	143143
204	L8010	Stincup-Laubeq	Tubize Stincup	29.59	01-03-16	5.620	1.03	16-07-21	136688	152984
205	L5610	Sûre	Martelange	209	17-03-75	102.601	7.10	12-01-93	248595	58934
206	L7760	Thines	Nivelles	34.09	01-08-12	12.114	2.07	29-07-14	145481	143171
207	L7560	Thon	Samson	111.71	10-08-11	24.360	2.30	31-05-16	194731	128043
208	7978	Thure	Bersillies-l'Abbaye	57	01-05-83	23.630	3.13	13-02-02	134309	105579
209	L7210	Thure	Grandrieu	19.3	08-09-04	10.606	2.41	11-03-08	136257	97061
210	L5460	Thyle	Suzeryl	68	01-04-73	14.160	1.72	15-07-21	163837	146834
211	L6060	Thyria	Thy-le-Château	50	01-09-86	16.840	2.38	15-07-21	154019	107979
212	L5520	Ton	Harnoncourt	293	06-03-74	47.430	2.77	15-07-21	231435	25671
213	L6440	Ton	Virton	89	14-08-91	10.714	1.14	01-11-98	234474	29038
214	L7860	Triffuys	Modave	30.36	25-02-13	20.860	3.79	15-07-21	213736	129153
215	L6710	Trouille	Givry	55.72	29-05-00	18.750	2.51	24-06-16	126144	118021
216	L6430	Trouille	Harmignies	79.89	20-08-91	13.520	1.51	24-06-16	124807	120910
217	3643	Trouille	Hyon	224	12-03-68	28.770	1.92	14-11-10	121278	125841
218	L6600	Trouille	Spiennes	93.03	10-04-96	9.650	1.00	24-06-16	122730	123571
219	L6080	Ulf	Reuland	57	03-09-91	17.600	2.33	21-12-93	277217	99906
220	L5961	Verne de Bury	Wiers	24.9	01-09-79	5.125	1.03	27-12-99	91479	134082
221	L7700	Vesdre	Bellevaux	269.72	06-10-11	*475	28.92	15-07-21	259935	145736
222	6228	Vesdre	Chaufontaine	683	02-06-75	676.500	25.89	15-07-21	240980	142873
223	-	Vesdre	Trooz	625	-	*535	21.40	15-07-21	243581	140883
224	L7150	Vesdre	Verviers	338.15	17-08-04	*507.5	27.60	15-07-21	254077	142979
225	L7130	Vierre	Martilly	173.98	19-12-03	55.475	4.21	18-01-07	221540	55377
226	9651	Vierre	Straimont	182	01-01-70	122.220	9.06	03-01-03	222913	53997
227	L7140	Vierre	Suxy	219.8	19-12-03	76.892	5.19	16-12-11	223997	51426

228	L6030	Vire	Latour	125	12-10-83	37.379	3.34	23-01-95	235528	27785
229	L5600	Vire	Ruette	104	01-07-75	33.894	3.32	12-01-93	238786	27460
230	L6380	Viroin	Olloy-sur-Viroin	491	29-01-92	156.041	7.04	03-01-03	166439	84824
231	9021	Viroin	Treignes	548	01-01-69	273.200	11.67	21-12-93	171986	86423
232	L7640	Wamme	Hargimont	80	15-06-11	116.650	13.04	15-07-21	216681	97266
233	6946	Warche	Bévercé	149	20-11-96	42.020	3.44	15-09-98	269012	126873
234	6981	Warche	Bullingen	23	04-02-97	14.700	3.07	16-05-97	284647	123811
235	6933	Warche	Malmedy	183	17-08-94	65.660	4.85	15-09-98	267447	125199
236	L6520	Warche	Malmedy	183.42	13-06-94	71.816	5.30	15-09-98	267464	125193
237	L5580	Warche	Thioux	192	01-07-75	72.320	5.22	22-12-91	265410	120828
238	L6790	Wayai	Spixhe	93.8	29-03-02	*150	15.49	15-07-21	252933	135496
239	L6270	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	93	15-08-91	30.460	3.16	15-07-21	202284	90218
240	L6040	Yerne	Grandville	62.3	14-10-83	10.339	1.31	02-07-08	218889	156963
241	L7500	Yerne	Limont	28.14	15-03-11	5.480	1.03	15-07-21	216892	150178

* Valeurs de débits de pointe estimées par Stucky (2021) par la formule de Manning-Strickler à partir des laisses de crue dont l'altitude a été mesurée sur le terrain après la crue de juillet 2021.

3.6.3. Estimations et incertitudes de la période de retour d'événements exceptionnels dans un contexte de changement climatique global et son impact à l'échelle régionale

En 2008, Milly *et al.* présentait déjà un article, mis à jour en 2015, suggérant que le changement observable actuellement, au niveau climatique, météorologique ou hydrologique, pouvait être indiscernable de la variabilité interne chaotique et de la variabilité forcée naturelle, mais que des tendances évolutives pouvaient cependant exister (Milly *et al.*, 2008, 2015; Degré & Grandry, 2021). En Wallonie, l'étude faite dans le cadre du projet HydroTrend (Degré, 2020) sur 84 stations limnigraphiques ayant un historique supérieur ou égal à 30 ans a montré que seulement 12 % des stations étudiées présentent une évolution significative (4,8 % positive et 7,1 % négative) dans l'amplitude des maximums annuels (Degré & Grandry, 2021). Plus globalement, à l'échelle européenne, Mangini *et al.* (2018) ont observé une augmentation générale des précipitations extrêmes, mais qui ne se traduisent pas par une augmentation significative des débits extrêmes à un niveau régional ou national (Degré & Grandry, 2021). En effet, les événements extrêmes liés aux changements globaux affectent les bassins versants à différentes échelles spatiales et temporelles liées aux phénomènes observés (orages supercellulaires, situation météorologique de goutte froide...).

La prise en compte de la non-stationnarité en matière de crues est complexe, car les historiques de données de débits ne couvrent généralement qu'une période bien inférieure à un siècle, incluant en outre la période de changements globaux. Les modifications anthropiques au sein des bassins ont été concomitantes des études hydrologiques du XX^e siècle, perturbant dès le départ l'hypothèse de stationnarité suite aux changements d'affectation du sol et du réseau hydrographique, et plus récemment, aux dynamiques climatiques à l'échelle globale (Milly *et al.*, 2008). Au Japon, Shimizu *et al.* (2020) ont également identifié, au cours des dernières années, une non-stationnarité des variables météorologiques et hydrologiques, mettant en défaut les analyses fréquentielles basées sur les hypothèses de stationnarité. Ils ont montré que l'analyse fréquentielle non stationnaire des précipitations (comme la distribution de Gumbel non stationnaire ou la distribution GEV (loi d'extremum généralisée) non stationnaire) était possible, et ont développé une méthode pour construire l'intervalle de confiance du modèle de distribution des valeurs extrêmes non stationnaires. Cependant, rares sont les cas où les données historiques de débits existent sur des périodes suffisamment longues pour observer et calculer des probabilités tenant compte de la non-stationnarité. C'est toutefois le cas sur le cours inférieur du Rhin où les données de débits ont été reconstituées depuis l'an 1350 (Toonen, 2015). Les données de débits utilisées ont été mesurées à Emmerich (Allemagne) pour la période 1772-2011, à Cologne (Allemagne) pour la période 1817-2011 et à Lobith (Pays-Bas) pour la période 1901-2011 et ont servi de base à la reconstitution depuis l'an 1350.

Avec la prise en compte de plusieurs siècles de données de débits reconstituées ou mesurées *in situ*, l'extension des séries de débits mesurés jusqu'en 1772 entraîne une réduction de la crue de référence extrapolée (Q_{1250}) d'environ 10 % par rapport à la série 1901-2011 et réduit la limite supérieure de l'intervalle de confiance (Toonen, 2015). L'hypothèse avancée pour expliquer cette diminution du débit Q_{1250} est le fait que l'intensité des crues sur la période 1772-1901 était élevée, mais qu'il n'y avait eu qu'une très grande crue en 1809. Mécaniquement, cela a entraîné une diminution de l'estimation du débit de la crue de projet. En outre, Toonen *et al.* (2016) ont démontré l'existence d'une non-stationnarité dans le régime des crues du Rhin inférieur au cours des 650 dernières années. Ils ont également mis en évidence un lien entre l'intensité des crues et l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) et l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (AMO) qui indique que des conditions météorologiques spécifiques sont une condition supplémentaire pour l'occurrence de débits extrêmes, en plus des conditions climatiques générales (Toonen *et al.*, 2016).

Une analyse multidisciplinaire concernant l'événement exceptionnel de juillet 2021 centrée sur les effets hydrologiques et hydrogéomorphologiques observés en Allemagne a récemment été publiée en deux parties. L'une d'elles concerne la description et l'analyse de l'événement (Mohr *et al.*, 2022) tandis que l'autre concerne le contexte historique et le lien avec le changement climatique (Ludwig *et al.*, 2022). Cette étude est le pendant allemand de l'analyse réalisée par Stucky (2021) en Belgique. La superposition de plusieurs facteurs a entraîné des précipitations extrêmes généralisées et des niveaux d'eau bien supérieurs à ceux d'un événement centennal : propagation lente du système dépressionnaire nommé « Bernd », convection intégrée dans un champ de précipitations à mésoéchelle, masses d'air exceptionnellement humides associées à une anomalie positive significative de la température de surface de la mer Baltique, sols humides et terrain escarpé (Mohr *et al.*, 2022).

Une analyse des données hydrologiques homogènes des 70 dernières années a démontré que les débits des événements dépassaient de loin, à certaines stations, les valeurs de retour statistiques de 100 ans. Néanmoins, les pics de crue de la rivière Ahr étaient comparables aux événements historiques majeurs reconstitués de 1804 et 1910, qui, jusqu'à présent, n'étaient pas inclus dans l'évaluation des risques d'inondation (Ludwig *et al.*, 2022). Les auteurs s'attendent à une nouvelle intensification de ces événements (tant en ce qui concerne les précipitations que les inondations qui en résultent) avec le réchauffement climatique en cours.

Avec le changement climatique global, de nombreux paramètres climatiques et hydrologiques tendent à modifier la réponse des bassins versants aux différentes tendances météorologiques (Schlögel *et al.*, 2020). Le concept assez récent de « rivières atmosphériques » (Newell *et al.*, 1992) – corridor étroit de transport de vapeur d'eau, typiquement le long des frontières entre les grandes zones de circulation d'air, incluant des zones frontales en association avec les cyclones extratropicaux – a pu jouer un rôle dans cet événement extrême. Les rivières atmosphériques sont présumées être en partie responsables de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations, notamment sur l'Europe de l'Ouest. La principale raison physique de l'augmentation future des précipitations extrêmes est l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, régie par la loi de Clausius-Clapeyron, à un taux approximatif de 6-7 % par degré Celsius de température de l'air (Visser *et al.*, 2020). Pall *et al.* (2007) ont modélisé l'effet du réchauffement global sur les précipitations extrêmes. Leur analyse zonale des précipitations quotidiennes dans le modèle HadCM3 sous un scénario de forçage transitoire de CO_2 montre une augmentation des précipitations extrêmes dans les tropiques accompagnée d'un assèchement accru aux percentiles inférieurs. Aux latitudes moyennes et élevées, ils ont observé une augmentation des précipitations dans tous les percentiles. La plus grande concordance avec le

changement prévu par Clausius-Clapeyron se produit aux latitudes moyennes. Denis (2023) a utilisé le modèle atmosphérique régional MAR (Fettweis *et al.*, 2023) pour réaliser une série de tests de sensibilité au Massif ardennais des intenses précipitations mesurées en juillet 2021 ainsi que des projections futures afin d'analyser le futur des extrêmes pluviométriques dans la vallée de la Vesdre et de la Dyle. Il ressort que des événements comparables à ceux de juillet 2021 sont susceptibles de se reproduire dans un contexte de réchauffement climatique modéré (Denis, 2023).

Gröger *et al.* (2022) ont justement montré dans les régions dont les côtes sont exposées à l'Atlantique Nord que l'impact des rivières atmosphériques pouvait expliquer jusqu'à 60 % du volume de précipitations maximales annuelles. Leur modèle régional à haute résolution a permis un calcul spatialement plus précis des contributions des rivières atmosphériques au bilan hydrique local que ne le permettent les modèles globaux du système terrestre. Sur la péninsule ibérique et l'ouest de la France, la contribution des pluies forcées par les rivières atmosphériques aux précipitations annuelles totales augmente jusqu'à 10 %, de même que la contribution aux précipitations annuelles totales qui tombent sous forme de fortes précipitations, jusqu'à +30 % (Gröger *et al.*, 2022). Au Danemark, Thodsen (Thodsen, 2008; Thodsen *et al.*, 2019) a suggéré qu'entre une période de contrôle 1961-1990 et une période de scénario 2071-2100, le changement climatique affectera le transport des sédiments en suspension dans les rivières, directement par les processus d'érosion et l'augmentation des débits fluviaux et indirectement par les changements d'occupation du sol.

En Wallonie, des investigations récentes sur l'évolution de la réponse de plusieurs bassins représentatifs aux variables climatiques ont été menées. Degré (2020) a montré que la quantité de chutes de neige a diminué de 50 % de 1967 à 2017, confirmant les résultats de Wyard *et al.* (2017). Les précipitations et les débits de crue ont tendance à diminuer dans la partie orientale de la Wallonie, sauf dans le bassin versant de la Lesse. Une augmentation est observée dans la partie occidentale de la Wallonie (Degré, 2020). Les analyses statistiques ont d'abord montré que les changements dans les précipitations étaient le facteur qui influençait le plus les changements dans les débits de crue. Les modifications observées dans l'utilisation des terres semblent être un facteur moins influent, mais la modélisation hydrologique a montré que le changement climatique seul n'est pas toujours suffisant pour expliquer les changements de débit. Les changements de conditions météorologiques extrêmes peuvent avoir des conséquences importantes sur les inondations et donc sur le transport des sédiments (Degré, 2020).

Une étude concernant l'évaluation hydrologique et une analyse probabiliste de l'attribution de l'événement aux données pluviométriques a été lancée suite aux événements de juillet 2021 par Tradowsky *et al.* (2023), complétées par une discussion sur le contexte de vulnérabilité et d'exposition au risque, ainsi que sur les systèmes d'alerte précoce. Cette étude a mis en évidence d'une part que ce type d'événement pluvieux avait une période de retour de 400 ans dans des conditions climatiques actuelles et d'autre part, que le changement climatique le rend 1,2 à 9 fois plus probable dans la région d'étude d'Europe de l'Ouest (Tradowsky *et al.*, 2023). Les observations de l'IRM du nombre de jours de fortes précipitations (plus de 20 mm.j⁻¹) montrent une augmentation statistiquement significative au cours des 30 dernières années. Les projections climatiques de l'IRM pour la Belgique montrent également que le risque de fortes précipitations pourrait augmenter à l'avenir¹⁵.

¹⁵ Source : <https://www.meteo.be/fr/infos/actualite/une-etude-internationale-etablit-un-lien-entre-le-changement-climatique-et-les-fortes-precipitations-a-la-mi-juillet>, consultée le 26/03/2024

Concernant les débits observés durant les inondations de juillet 2021, l'occurrence très faible de l'événement a amené à se questionner sur la validité des calculs de période de retour d'événements extrêmes de ce type, dans un contexte de changements tant à l'échelle globale qu'à l'échelle régionale. Pour cet événement, l'estimation de la période de retour a été réalisée par la méthode GEV, avec une estimation des paramètres du modèle à l'aide de la méthode du maximum de vraisemblance (Stucky, 2021). Cependant, la longueur des séries de débits et le caractère extrême de la crue débordante sur le bassin de la Vesdre augmentent sensiblement l'intervalle de confiance des estimations de leur période de retour (Tab. 3-5). Ce tableau intègre également les valeurs actualisées des débits de pointe observés en juillet 2021 (en italique). Elles n'étaient pas encore disponibles lors de la publication du rapport Stucky.

Les récurrences des débits des cours d'eau de Wallonie sont calculées depuis 2004 par le SPW à l'aide du logiciel HYFRAN (El Adlouni *et al.*, 2008), développé par l'Université du Québec, dans le cadre du projet de cartographie de l'aléa et du risque inondation. Les débits de crues extrêmes, correspondant à des périodes de retour de 25, 50 et 100 ans, ont été calculés par ajustement d'une loi statistique à des séries de débits annuels maximums (pour les stations disposant d'au moins 20 ans d'enregistrements du débit) ou à des séries de pics de crue au-dessus d'un seuil donné (permettant de retenir un nombre moyen de 2 à 3 crues par an) lorsque la station n'est installée que depuis 10 à 20 ans (Dautrebande *et al.*, 2006). Afin de suivre au mieux le régime hydrologique des cours d'eau wallons, ce travail s'est fait par année hydrologique, qui débute le 1^{er} octobre et se termine le 30 septembre de l'année suivante.

Les valeurs de récurrence proposées par Stucky (2021) – sur des valeurs de débits de pointe qui étaient estimées – ont amené à un questionnement, tant à propos de la validité de la loi des extrêmes utilisée qu'à propos de la récurrence d'un même cours d'eau à plusieurs stations successives. Citons par exemple la récurrence du pic de crue à Verviers estimée à 200 ans, mais supérieure à 10.000 ans à Chaudfontaine, par la contribution de la Hoëgne ($T_a > 10.000$ ans à Theux) ; ou encore la forte variabilité de la récurrence estimée sur l'Ourthe d'amont en aval : Hotton ($T_a = 100$ ans), Durbuy ($T_a = 25$ ans), Tabreux ($T_a = 50$ ans), Sauheid ($T_a = 100$ ans), qui peut laisser supposer un stockage partiel de la crue en Famenne entre Hotton et Durbuy. Cependant entre Durbuy et Tabreux, l'apport de l'Aisne ne se marque pas au niveau de la récurrence estimée ($T_a = 50$ ans), tout comme l'apport de l'Amblève entre Tabreux et Sauheid ($T_a = 100$ ans).

À partir des séries de débits horaires des stations concernées et de la valeur actualisée par le SPW en 2024 pour le pic de crue de juillet 2021, plusieurs lois statistiques ont été testées grâce au logiciel HYFRAN 1.2, afin de vérifier les valeurs avancées par Stucky suivant la méthode GEV (avec maximum de vraisemblance), de tenter de trouver une loi statistique plus adaptée à la variable extrême observée en 2021 et d'obtenir un intervalle de confiance. Ce logiciel est fréquemment utilisé dans les analyses de fréquences de crue dans la littérature (Dautrebande *et al.*, 2006; El Adlouni *et al.*, 2010; Strupczewski *et al.*, 2011; Martel *et al.*, 2013).

Tab. 3-5. Estimation des périodes de retour T_a pour les débits de pointe aux stations situées dans les bassins de la Vesdre, de l'Ourthe et de la Meuse selon Stucky (2021). Les valeurs de débits actualisées par le SPW sont proposées en italique, leur période de retour actualisée est donnée au Tab. 3-7.

Rivière	Station	Code	Nombre d'années	Débit de pointe (m ³ .s ⁻¹)	T_a (années)
Amblève	Targnon	66711002	23	484	40
Amblève	Stavelot	67321002	23	261	50
Amblève	Lasnenville	67531002	23	70	22
Amblève	Martinrive	66211002	47	661	100
Basse Meuse	Lixhe aval	54361002	45	3078	40
Aisne	Bomal-sur-Ourthe	L5491	22	116,5	50
Aisne	Erezée	L6690	23	35,3 (34,1)	120
Marchette	Marche-en-Famenne	L7120	18	31,4 (31,7)	100
Martin-Moulin	Rensiwé	L7070	18	33,8	100
Néblon	Hamoir	L5630	45	21,8 (22,0)	25
Ourthe	Durbuy	59531002	27	379,6 (430,1)	25
Ourthe	Hotton	5962SCC2	42	374,2	100
Ourthe	Sauheid	58261002	43	1150,8 (1093,3)	100
Ourthe	Nisramont	59911002	43	226,6	25
Ourthe	Angleur (2bis)	580800C2	47	1430 (1451,4)	500
Ourthe	Tabreux	5921SVC2	52	476,5 (542,2)	50
Ourthe orientale	Houffalize	L5930	42	58,4 (63,7)	25
Ourthe orientale	Wyompont	L5950	42	60,7 (72,2)	40
R ^{au} de Rettigny	Bistain	L5960	27	13,3	50
R ^{au} du Laval	Sprimont	L6560	18	32,1	50
Hoëgne	Belleheid	65261002	28	106 (56,4)	> 10.000
Hoëgne	Theux	L5860	42	367	> 10.000
Vesdre	Verviers	L7150	17	^a 410 (507,5)	200
Vesdre	Chaufontaine Pisc.	6228SVC2	54	600 (676,5)	> 10.000
Wayai	Spixhe	L6790	19	^a 140 (150)	120

^a Valeurs issues d'Archambeau *et al.* (2021).

Différentes distributions statistiques implémentées dans le logiciel ont été testées (Bobée & El Adlouni, 2015) :

- la distribution Log Pearson type 3 (méthode SAM – *Sundry Averages Methods*, d'après Bobée & Ashkar (1988), Eq. 3-18) :

$$f(x) = \frac{\alpha^\lambda}{x\Gamma(\lambda)} (\ln x - m)^{\lambda-1} e^{-\alpha(\ln x - m)} \quad \text{Eq. 3-18}$$

- la distribution Inverse Gamma (Eq. 3-19) :

$$f(x) = \frac{\alpha^\lambda}{\Gamma(\lambda)} \left(\frac{1}{x}\right)^{\lambda+1} e^{-\frac{\alpha}{x}} \quad \text{Eq. 3-19}$$

- la distribution Halphen type A (Eq. 3-20) :

$$f(x) = \frac{1}{2m^\nu k_\nu(2\alpha)} x^{\nu-1} \exp\left[-\alpha\left(\frac{x}{m} + \frac{m}{x}\right)\right] \quad \text{Eq. 3-20}$$

- la distribution Halphen type B inverse (Eq. 3-21) :

$$f(x) = \frac{2m^{2\nu}}{e_{f,\nu}(\alpha)} x^{-2\nu-1} \exp\left[-\left(\frac{m}{x}\right)^2 + \alpha\left(\frac{m}{x}\right)\right] \quad \text{Eq. 3-21}$$

- la distribution de Gumbel (*WMM – Weighted Moment Method* ou Méthode des moments pondérés, Eq. 3-22) :

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left[-\frac{x-u}{\alpha} - \exp\left(-\frac{x-u}{\alpha}\right)\right] \quad \text{Eq. 3-22}$$

- la distribution *Generalized Extreme Value - Maximum Likelihood Estimation* (GEV -MLE, Eq. 3-23) :

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - u) \right]^{\frac{1}{k} - 1} \exp \left\{ - \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - u) \right]^{\frac{1}{k}} \right\} \quad \text{Eq. 3-23}$$

Les paramètres de l'ensemble de ces distributions ajustés aux débits annuels maximum sont présentés ci-dessous (Tab. 3-6).

Tab. 3-6. Paramètres des lois statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximum.

Rivière et station	Log-Pearson 3 (SAM)	Inverse Gamma (MLE)	Halphen (type A ou B inverse MLE)	Gumbel (WMM)	GEV (MLE)
Aisne à Erezée	α : 15,0348 λ : 5,98954 m : 0,68722	α : 91,4026 λ : 7,99961	α : 2,79826 m : 21,2607 v : 1,2401	u : 10,6376 α : 4,38956	α : 3,05125 k : -0,311305 u : 10,2256
Amblève à Martinrive	α : 16,197 λ : 10,3621 m : 1,56697	α : 787,565 λ : 5,38442	α : -1,81672 m : 139,095 v : 1,92464	u : 139,395 α : 71,608	α : 51,5006 k : -0,290434 u : 132,189
Hoëgne à Belleheid	α : 8,36703 λ : 2,68893 m : 0,771177	α : 67,6063 λ : 5,95553	α : 2,86009 m : 19,322 v : 0,868562	u : 10,7105 α : 5,7496	α : 3,46506 k : -0,368314 u : 10,0855
Hoëgne à Theux	α : 7,92468 λ : 3,13637 m : 1,33462	α : 223,795 λ : 4,65361	α : 0,301848 m : 54,1564 v : 1,33901	u : 46,5222 α : 29,2685	α : 17,5047 k : -0,384414 u : 42,8272
Ourthe à Angleur	α : 23,2082 λ : 17,9309 m : 1,844	α : 2360,57 λ : 6,19973	α : -7,00326 m : 244,353 v : 2,72378	u : 360,644 α : 162,862	α : 129,085 k : -0,199312 u : 349,291
Ourthe à Sauheid	α : 18,669 λ : 12,0108 m : 1,87326	α : 1836,15 λ : 6,08106	α : -1,28789 m : 326,463 v : 2,04408	u : 285,647 α : 133,982	α : 99,8793 k : -0,258606 u : 273,653
Vesdre à Chaudfontaine	α : 24,9066 λ : 30,4195 m : 0,859954	α : 452,535 λ : 4,24186	α : 1,03529 m : 387,477 v : -3,3901	u : 105,667 α : 56,9059	α : 46,9929 k : -0,153708 u : 102,027
Wayai à Spixhe	α : 4,98286 λ : 1,14868 m : 1,20229	α : 134,468 λ : 5,4554	α : 4,61941 m : 52,8726 v : 0,204484	u : 23,4568 α : 15,6334	α : 6,72942 k : -0,459515 u : 21,6938

La station de l'Aisne à Erezée montre un ajustement GEV (MLE) idéal par rapport aux autres distributions évaluées (Fig. 3-15). Le débit de pointe de juillet 2021, actualisé, (34,1 m³.s⁻¹) montre une récurrence de 55 ans (Tab. 3-7) suivant la distribution GEV, et des valeurs de récurrence allant jusqu'à 200 ans pour la distribution de Gumbel. L'intervalle de confiance à 95 % pour la distribution GEV reste toutefois indéterminé (Tab. 3-8).

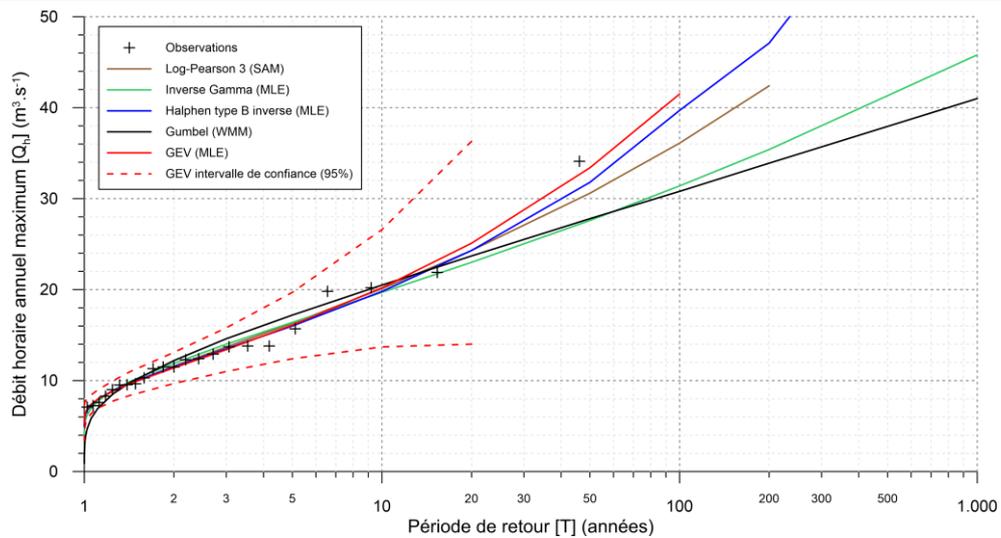


Fig. 3-15. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de l’Aisne à Erezée (L6690).

La station de l’Amblève à Martinrive montre également un ajustement assez probant avec la distribution GEV (Fig. 3-16). Le débit de pointe de juillet 2021 ($661 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) montre une récurrence de 115 ans (Tab. 3-7), avec également un intervalle de confiance à 95 % indéterminé (Tab. 3-8).

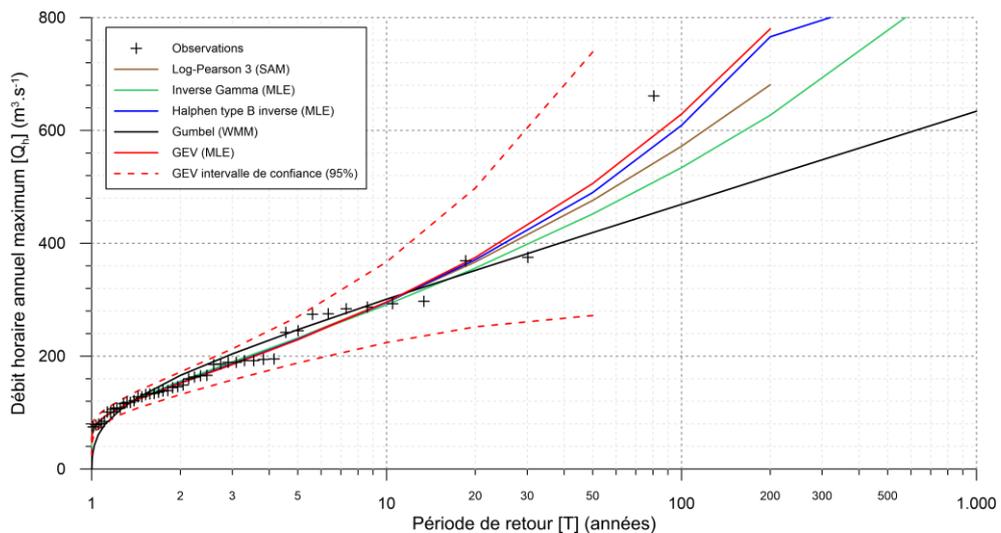


Fig. 3-16. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l’Amblève à Martinrive (S6621).

Le débit de pointe de juillet 2021 de la Hoëgne à Belleheid, actualisé par le SPW, est bien inférieur aux estimations initiales de Stucky ($56,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ au lieu de $106 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Cependant, cette valeur s’écarte de façon importante de la distribution GEV (Fig. 3-17). La distribution Halphen type B inverse se rapproche de l’observation extrême de juillet 2021 sans toutefois s’ajuster correctement. La période de retour correspondrait à 75 ans (Tab. 3-7), mais l’écart-type est très important (Tab. 3-8).

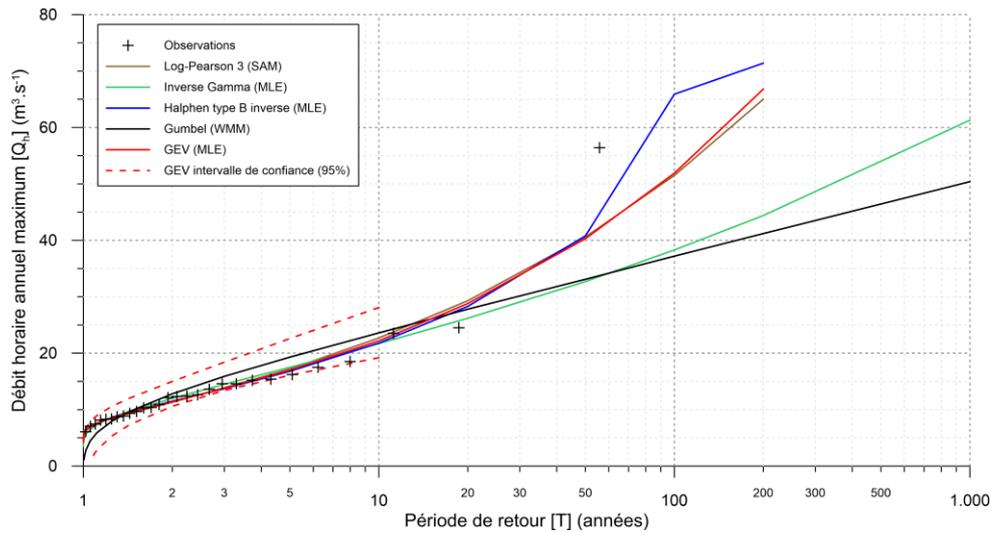


Fig. 3-17. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de la Hoëgne à Belleheid (S6526).

La station de la Hoëgne à Theux montre également un débit de pointe extrême ($361 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) qui s'écarte des distributions testées (Fig. 3-18). La distribution GEV présenterait une période de retour de 220 ans pour le débit de pointe de juillet 2021 (Tab. 3-7), sans intervalle de confiance à 95 % cohérent (Tab. 3-8).

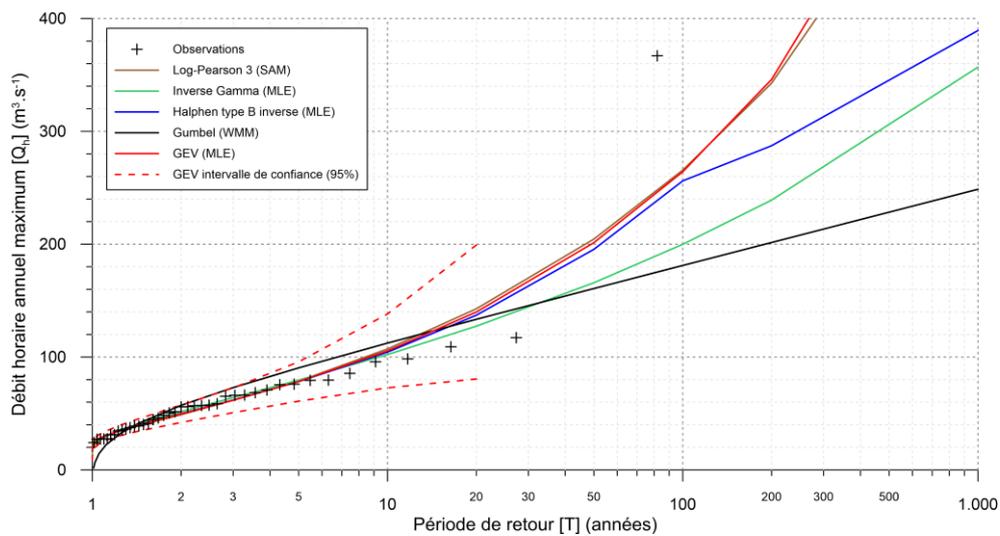


Fig. 3-18. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de la Hoëgne à Theux (L5860).

Les débits annuels maximums de la station de l'Ourthe à Angleur s'ajustent au mieux avec la distribution GEV même si les débits les plus élevés perturbent l'ajustement (Fig. 3-19). Le débit de pointe de juillet 2021, actualisé à $1451,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, montre une récurrence de 140 ans (Tab. 3-7). L'intervalle de confiance reste toutefois indéterminé étant donné l'incertitude majeure.

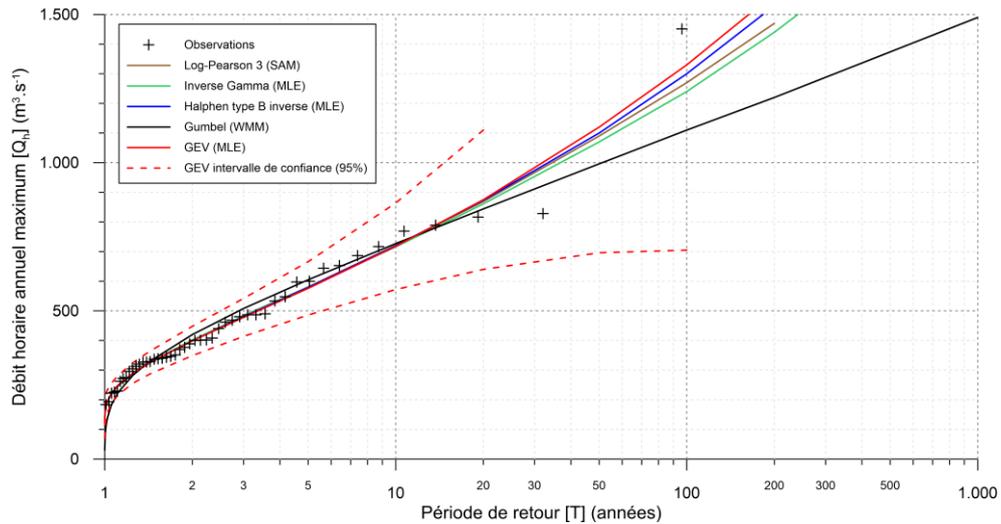


Fig. 3-19. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l'Ourthe à Angleur (S5808).

L'ajustement des débits maximums de l'Ourthe à Saueid montre que les distributions GEV et Halphen type B inverse sont les plus adaptées (Fig. 3-20). Le débit de pointe de juillet 2021 actualisé ($1093,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) montre une période de retour de 82 ans et 90 ans respectivement pour ces deux distributions (Tab. 3-7).

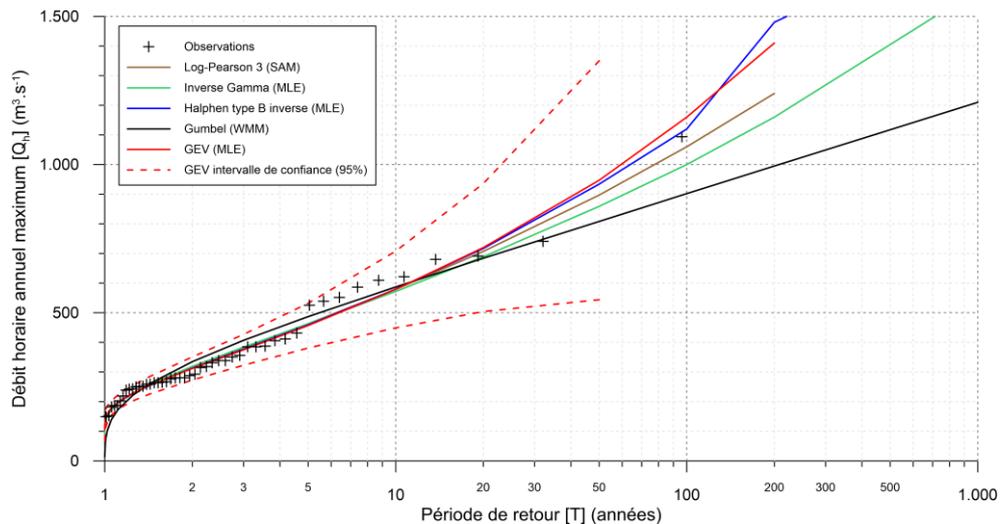


Fig. 3-20. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l'Ourthe à Saueid (S5826).

Les débits maximums de la Vesdre à Chaudfontaine s'ajustent mal aux distributions testées (Fig. 3-21). Le débit de pointe de juillet 2021 actualisé par le SPW est bien supérieur aux estimations initiales utilisées par Stucky ($676,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ au lieu de $600 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) ; il montre une récurrence de 330 ans pour la distribution Inverse Gamma et de 1000 ans pour la distribution GEV (Tab. 3-7).

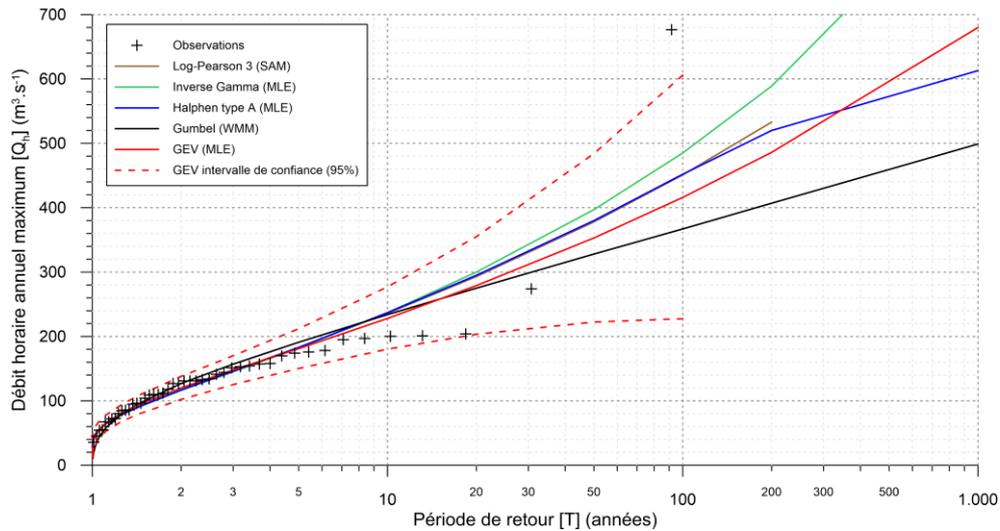


Fig. 3-21. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de la Vesdre à Chaudfontaine (S6228).

Les débits maximums du Wayai à Spixhe s’ajustent au mieux à la distribution Halphen type B inverse (Fig. 3-22). Le débit de pointe de juillet 2021, actualisé à $150 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ au lieu de $140 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, montre une récurrence de 75 ans avec cette distribution (Tab. 3-7).

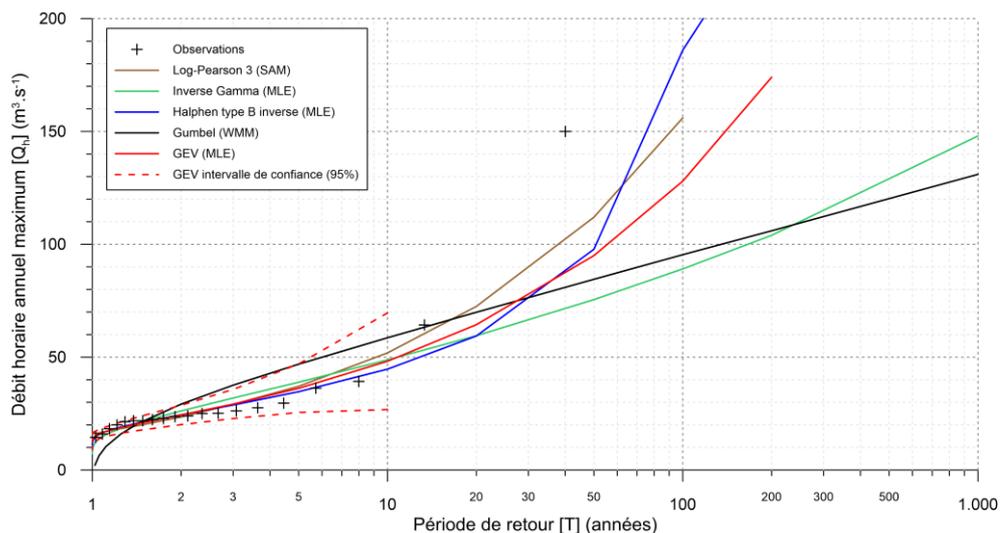


Fig. 3-22. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de la Wayai à Spixhe (L6790).

Les périodes de retour des débits de pointe de juillet 2021 associées aux différentes distributions statistiques analysées sont présentées dans le tableau suivant (Tab. 3-7). Elles s’écarternt parfois nettement des valeurs avancées par Stucky (2021), qui sont rappelées au Tab. 3-5.

Tab. 3-7. Période de retour (T) du débit de pointe de la crue de juillet 2021 estimée par différentes distributions statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximums.

Rivière et station	Débit de pointe actualisé (m ³ .s ⁻¹)	Période de retour (T) (années)				
		Log-Pearson 3 (SAM)	Inverse Gamma (MLE)	Halphen (type A ou B inverse MLE)	Gumbel (WMM)	GEV (MLE)
Aisne à Erezée	34,1	80	150	60	200	55
Amblève à Martinrive	661	180	255	125	1500	115
Hoëgne à Belleheid	56,4	130	650	75	3.000	125
Hoëgne à Theux	361	230	1050	700	> 10.000	220
Ourthe à Angleur	1451,4	185	200	155	750	140
Ourthe à Sauheid	1093,3	115	150	90	400	82
Vesdre à Chaudfontaine	676,5	575	330	2.600	> 10.000	1000
Wayai à Spixhe	150	90	1000	75	3000	140

Les intervalles de confiance à 95 % calculés par le logiciel sont rarement disponibles pour le débit extrême de juillet 2021 pour les stations étudiées (Tab. 3-8). L'écart-type des valeurs de débits est parfois du même ordre de grandeur que le débit estimé ou mesuré.

Tab. 3-8. Écart-type et intervalle de confiance à 95 % pour la période de retour du débit de pointe de la crue de juillet 2021 estimée par différentes lois statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximums.

Rivière et station	Débit de pointe (m ³ .s ⁻¹)	Écart-type et intervalle de confiance à 95 % pour la période de retour du débit de pointe (m ³ .s ⁻¹)				
		Log-Pearson 3 (SAM)	Inverse Gamma (MLE)	Halphen (type A ou B inverse MLE)	Gumbel (WMM)	GEV (MLE)
Aisne à Erezée	34,1	11,9 (ND)	9,8 (ND)	12,9 (ND)	4,32 (25,4-42,3)	11,7 (ND)
Amblève à Martinrive	661	215 (ND)	233 (ND)	232 (ND)	66,7 (532-794)	201 (ND)
Hoëgne à Belleheid	56,4	ND (ND)	29,2 (ND)	49,5 (ND)	7,74 (ND)	26,1 (ND)
Hoëgne à Theux	361	246 (ND)	252 (ND)	1.758 (ND)	> 37 (ND)	169 (ND)
Ourthe à Angleur	1451,4	381 (ND)	405 (ND)	357 (737-2.140)	137 (1170-1700)	379 (ND)
Ourthe à Sauheid	1093,3	282 (ND)	290 (ND)	272 (554-1.620)	102 (888-1290)	278 (ND)
Vesdre à Chaudfontaine	676,5	260 (ND)	350 (ND)	1.130 (ND)	> 68 (ND)	270 (ND)
Wayai à Spixhe	150	255 (ND)	114 (ND)	1.520 (ND)	25,1 (99,5-198)	96,6 (ND)

(ND) : non déterminé

Le rapport Stucky abordait déjà les incertitudes d'estimation des périodes de retour des débits extrêmes enregistrés sur les bassins affectés par les précipitations en juillet 2021. Sur la Vesdre, un temps de retour à Verviers était estimé à 200 ans tandis que sur la Hoëgne et la Vesdre aval, il devenait extrême et estimé supérieur à 10.000 ans (Stucky, 2021).

D'après nos analyses fréquentielles basées sur les débits de pointe actualisés, nous pouvons valider certaines périodes de retour établies par Stucky (2021) et en nuancer d'autres. La période de retour du débit de juillet 2021 de l'Ourthe à Sauheid proposée à 100 ans par Stucky semble cohérente avec nos analyses, malgré des intervalles de confiance très importants. La récurrence du débit de pointe de l'Aisne à Erezée selon la distribution GEV n'affiche que 55 ans contre 120 ans selon Stucky. La valeur de récurrence pour l'Amblève à Martinrive fournie pour Stucky (100 ans) est légèrement en deçà de nos estimations (115 ans).

Les valeurs de récurrence estimées comme étant supérieures à 10.000 ans pour la Hoëgne à Theux ainsi que pour la Vesdre à Chaudfontaine par Stucky sont également confirmées par nos analyses. Toutefois, l'ampleur de la crue observée en juillet 2021 et la longueur limitée des séries de débits ne permettent pas d'obtenir une récurrence plus précise. La stratégie de dupliquer les

séries de débits existantes pour simuler une durée artificiellement augmentée montre que plus les années vont passer, plus la récurrence de cet événement va augmenter¹⁶.

D'autres indices de crues majeures peuvent être utilisés pour estimer les paléodébits. Les *slack-water deposits* sont des dépôts de limon et sable fin, observées lors de crues majeures dans des zones d'eaux plus calmes (cavités rocheuses, embouchures d'affluents...) où les vitesses réduites permettent aux matières en suspension de décanter rapidement (Baker *et al.*, 1983). L'analyse de ces dépôts de crues offre la possibilité de prolonger de quelques milliers d'années le registre moderne des crues instrumentées (Graf, 1988).

À partir des recherches faites par Patton (1977) sur la rivière Pecos près de Comstock, au Texas, Graf (1988) résume les observations comme suit :

- L'historique instrumenté de 53 ans a fourni des informations fiables sur les crues dont les débits étaient inférieurs à environ $4200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 3-23A). Une inondation de près de $28.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a été causée par un ouragan en 1954, avec une récurrence estimée comme étant supérieure à 2000 ans, à partir de matériel archéologique enfoui sous les dépôts de crue. Cependant, l'extrapolation de la courbe de fréquence des inondations instrumentées selon la loi de Weibull aboutirait à un intervalle de récurrence prévu pour l'événement de 1954 de plusieurs millions d'années (Fig. 3-23C).
- L'analyse des *slack-water deposits* a permis d'étendre la courbe de récurrence des débits dérivée des enregistrements instrumentés à environ 1000 ans. L'extrapolation de la courbe qui tient compte de l'existence des *slack-water deposits* aboutit à une récurrence estimée pour l'événement de 1954 d'environ plusieurs milliers d'années (Fig. 3-23B).

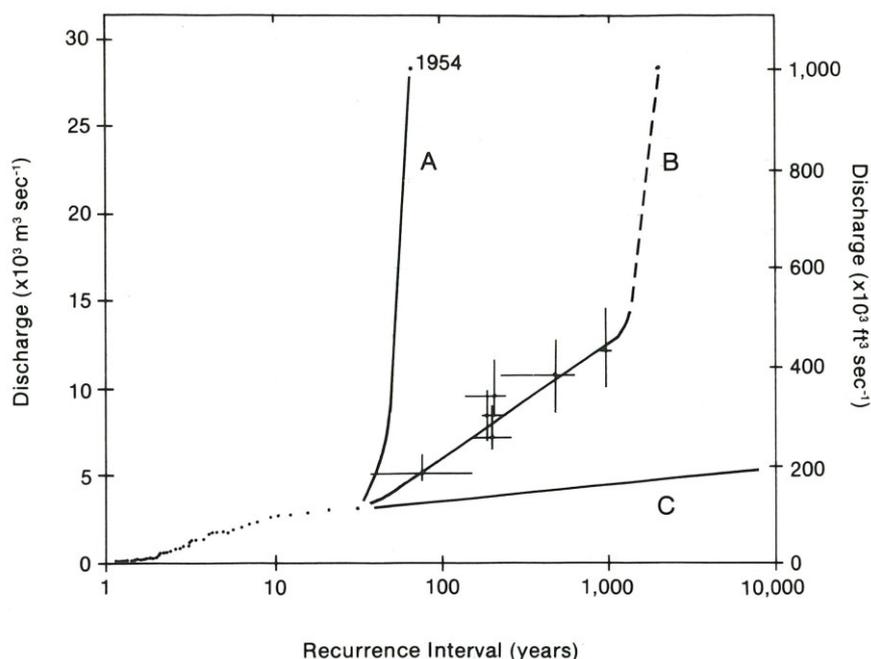


Fig. 3-23. Courbes de récurrence des crues de la rivière Pecos (Comstock, Texas), montrant les données issues de la station hydrométrique sous forme de points pleins et les données ajoutées par l'analyse des *slack-water deposits* sous forme de croix avec des lignes proportionnelles aux erreurs maximales (Graf, 1988).

Dans le cas des études réalisées sur la rivière Pecos, Graf (1988) estime les erreurs maximales à environ $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les erreurs temporelles à plusieurs centaines d'années. Idéalement

¹⁶ G. Houbrechts, communication personnelle, 17/12/2022

applicable à des rivières en climat aride à canyons étroits, l'allure de la courbe reconstituée via les *slack-water deposits* permet néanmoins de transposer l'analyse des crues exceptionnelles à d'autres rivières. Les inflexions observées vers 100 ans et 1000 ans sur la courbe de récurrence des débits, reconstituée grâce aux *slack-water deposits* ainsi que le débit extrême observé suite au passage de l'ouragan en 1954, laissent à penser que les différents phénomènes météorologiques à échelles temporelle et spatiale variables (Fig. 3-24), comme l'illustre Hirschboeck (1988), engendrent des événements hydrologiques non linéaires qui ne peuvent pas être modélisés grâce aux lois statistiques habituellement utilisées.

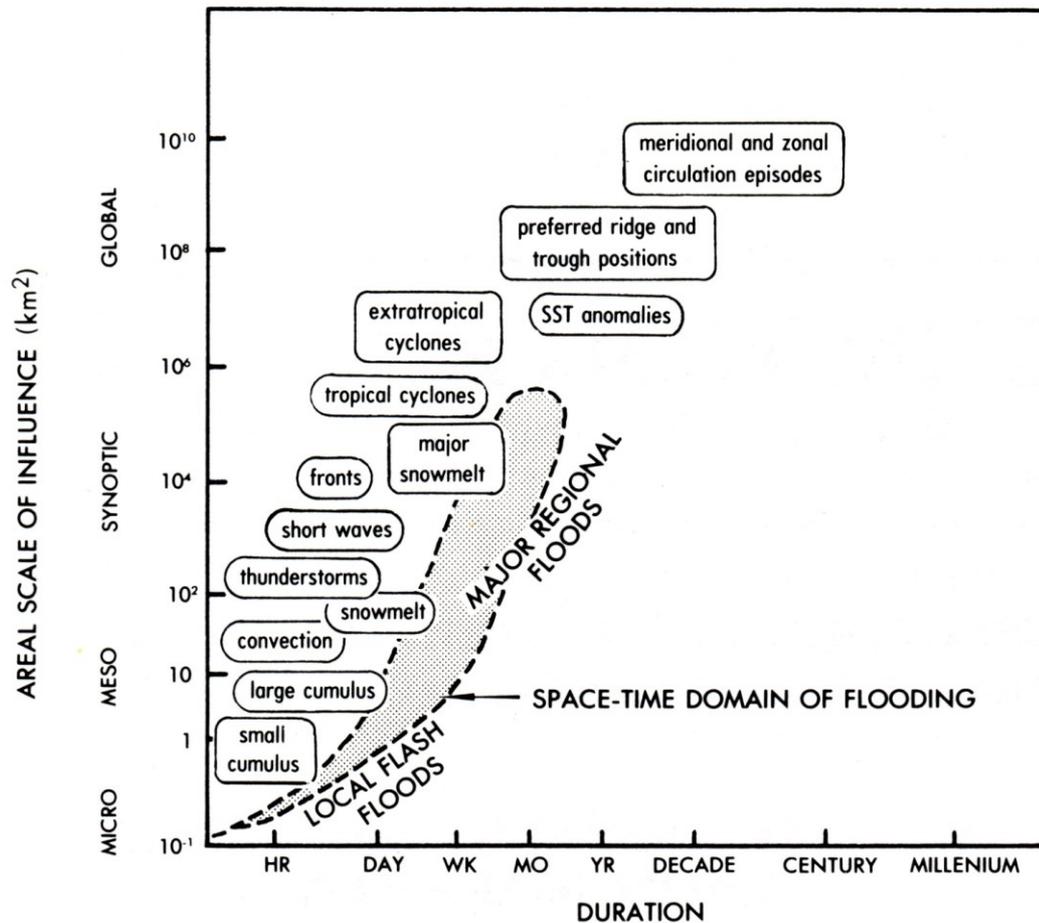


Fig. 3-24. Domaine spatio-temporel pour différents phénomènes climatologiques et hydrologiques (Hirschboeck, 1988).

Les recherches d'Ely & Baker (1985) sur les *slack-water deposits* de la Verde River dans le centre de l'Arizona (États-Unis) associés à l'analyse stratigraphique et à la datation ¹⁴C et archéologique, ont permis de recenser et de quantifier les débits de deux paléo-inondations antérieures aux 80 ans d'observation des débits de la Verde River (Fig. 3-25).

Une combinaison de la distribution log-Pearson de type III pour les intervalles de récurrence jusqu'à 100 ans, et une courbe d'enveloppe régionale pour les événements d'écoulement moins fréquents, a produit une courbe de fréquence qui coïncidait à la fois avec les débits des crues modernes et des paléocrues, dont les débits ont été estimés par les *slack-water deposits* (Ely & Baker, 1985). Ceux-ci sont dès lors d'une grande utilité pour mieux estimer la récurrence des crues extrêmes.

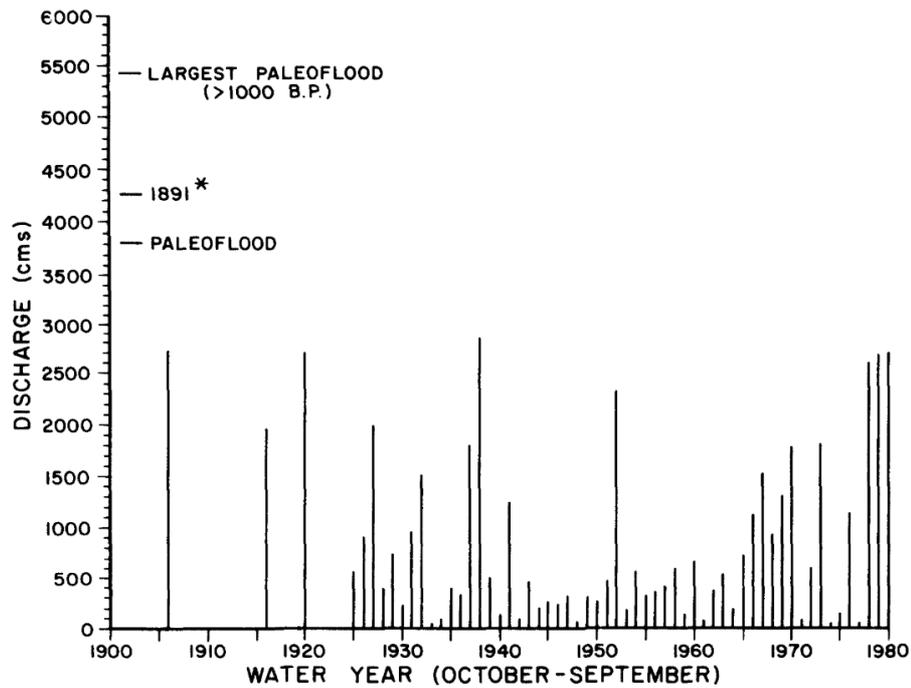


Fig. 3-25. Débits annuels maximums enregistrés à la station de Tangle Creek sur la Verde River (Arizona, États-Unis). Les deux débits de paléocrues déterminés à partir des *slack-water deposits* sont inclus à des fins de comparaison. *Estimation approximative du débit de 1891 sur la base d'informations provenant d'autres stations (Ely & Baker, 1985).

En conclusion, les précipitations extrêmes étant plus fréquentes dans un contexte de climat changeant à l'échelle temporelle humaine, les crues extrêmes qui en résultent localement demandent à être caractérisées, dans le futur, en tenant compte de la non-stationnarité des phénomènes, accentuée par la réponse des bassins versants perturbés par l'anthropisation et la densification de l'habitat en fond de vallée. Les pluies de projet et les crues de référence requerront à l'avenir davantage d'études de façon à limiter l'impact du changement climatique sur la population en caractérisant mieux les distributions de probabilité non stationnaire (Read & Vogel, 2015).

CHAPITRE 4 : Flash floods and muddy floods in Wallonia: recent temporal trends, spatial distribution and reconstruction of the hydrosedimentological fluxes using flood marks and sediment deposits

Ce chapitre est basé sur l'article de Van Campenhout *et al.* (2015) publié dans la revue *Belgeo* (1 | 2015) et accessible en ligne à l'adresse suivante : <http://belgeo.revues.org/16409>, mis en ligne le 30 mars 2015.

Résumé

Les crues éclair et les coulées boueuses, malgré leur extension spatiale réduite et leur occurrence peu fréquente, peuvent être à l'origine de dégâts importants tant sur le plan matériel que sur le plan humain. Fin mai 2008, un événement majeur a affecté la région liégeoise. Cet article décrit la méthodologie employée pour reconstituer, en milieu forestier, ses paramètres hydrosédimentologiques à partir des éléments géomorphologiques observés sur le terrain. Les taux de transport de la charge de fond et de la charge en suspension au cours de cet événement extrême sont comparés aux valeurs moyennes observées dans d'autres rivières wallonnes et plus spécifiquement dans le massif ardennais. La répartition spatiale et l'évolution temporelle des crues éclair sont ensuite analysées à l'échelle de la Wallonie sur base de plusieurs travaux académiques compilant l'ensemble des événements recensés dans la presse depuis le début du XX^e siècle. Les biais liés à ce type de sources historiques sont abordés ainsi que les conséquences des crues éclair sur la vulnérabilité et le risque d'inondation soudaine en Wallonie.

Mots-clés

crue éclair, coulée boueuse, laisses de crue, reconstitution de débit, gestion des risques d'inondation

Abstract

Flash floods and muddy floods may cause severe human and material damage despite their small spatial extent and low occurrence. In late May 2008, a major event has affected the area of Liège. This paper describes the methodology used to reconstitute the hydrosedimentological parameters of the flood from the geomorphological evidences observed in the field. Bed load and suspended load transport rates estimated during this extreme event were compared to the average values observed in other Walloon rivers and more specifically in the Ardennes Massif. The spatial distribution and the temporal evolution of the flash flood and muddy flood events are then analysed across Wallonia based on several works compiling press archives since the early twentieth century. The biases associated with this type of historical sources and the consequences of flash floods and muddy floods on the vulnerability and the risk of flooding in Wallonia are finally addressed.

Keywords

flash flood, muddy flood, flood marks, discharge reconstruction, flood risk management

4.1. Introduction

Among the variety of natural hazards, flash floods are one of the deadliest and most devastating in terms of economic losses (Johnson, 2000; Gaume *et al.*, 2009; Llasat *et al.*, 2014). The definition of a flash flood is quite ambiguous in the literature. However, it is always associated with high flow velocity, strong rainfall intensity and often steep slopes but also, more implicitly with

relatively small watersheds (Hirschboeck, 1988; Douvinet & Delahaye, 2010) ranging from a few square kilometres to a couple of hundreds square kilometres (Scarwell & Laganier, 2004). Muddy floods are caused by runoff carrying large quantities of soil from bare or relatively bare agricultural fields (Boardman & Vandaele, 2010) and generally occur in valleys without permanent watercourses (Evrard *et al.*, 2007). The disambiguation between these two phenomena in testimonies may be difficult due to the incompleteness of the data sources. This paper will address both flash floods and muddy floods as they are reported in the newspapers. In their European analysis of flash floods, Gaume *et al.* (2009) considered a maximum catchment area of 500 km² and a rainfall event inferior to 24 h. Most flash flood events are attributed to precipitation generated in stationary Mesoscale Convective Systems (Anquetin *et al.*, 2010). The risk to be affected by such a flood is a combination of property vulnerability and flash-flood hazard (Verstraeten & Poesen, 1999). The concepts of urbanization and population density therefore also come into play. Numerous papers including the synthetic analysis of Gaume *et al.* (2009) report case studies all over the world. In the European context, most studies were conducted in the Mediterranean mountainous region (Poesen & Hooke, 1997), due to the hydroclimatic particularities, urbanization and intense rainfall events (Vinet, 2008, 2010) and in the loess areas such as the Belgium loess belt, the South Downs in the UK, the Pays de Caux in northern France and the Limburg in the Netherlands (Biielders *et al.*, 2003). Despite strongly different contexts, most studies show that some human factors often make the situation worse, such as the urbanization of hazardous zones of concentrated runoff downstream large areas of monocultures, the undersized design of the drainage system as it was seen in Nîmes (France) (Fabre, 1989) or the location of campgrounds in areas with high risk and a lack of maintenance of dams, as in Biescas in the upper basin of Gállego river in Spanish Pyrenees (Benito *et al.*, 1998; Gutiérrez *et al.*, 1998). In the area of Nîmes, Davy (1990) used historical data and mentioned three comparable events of high intensity (in 1557, 1599 and 1868) and several others with a slightly less intensity. She concluded that these events occur with a return period of about 50 years. Others examples were studied in Mediterranean mountainous region (Cosandey, 1993; Ruin *et al.*, 2008) and showed radical geomorphological changes in rivers affected by flash floods as the Guil river (Tricart, 1961b; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005) and the Bez river (Lahousse & Salvador, 1998). Regarding the size of the catchment, we can note that the devastating flood event of Ouvèze on September 22, 1992 is still considered by Piegay and Bravard (1997) as a flash flood despite a peak flow reaching nearly 1,000 m³.s⁻¹ and a catchment area of about 600 km². In the United States, Davis (1998) used a cut-off threshold of 100 square miles (corresponding to about 260 km²). In humid temperate climate, many flash flood cases were also described in England (Harvey, 1986), in the Paris Basin (Dacharry, 1988; Douvinet & Delahaye, 2010; Douvinet *et al.*, 2013) and in the Ardennes (Pissart, 1961); some of these events were pluri-centennial floods (Petit, 1995). Several studies were conducted in Belgium, most of them refer to muddy flood events rather than flash flood events. Evrard *et al.* (2007) compiled a database of 367 locations affected by muddy floods in 204 municipalities in the loess belt, completing the surveys of farmers carried out earlier by Verstraeten and Poesen (1999) and Biielders *et al.* (2003). These compilation studies give precise information on recent muddy flood events. However, the limited historical memory of the survey respondents does not allow a clear analysis of long-term trends (Biielders *et al.*, 2003).

It is clear from the literature that the greatest part of flash floods with geomorphologic major impacts often occurs in small ungauged catchments (Collier, 2007; Anquetin *et al.*, 2010; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2010; Hapuarachchi *et al.*, 2011; Alfieri *et al.*, 2012). The watershed may be equipped with a gauging station. However, this equipment may be destroyed by the extreme water velocity or the estimated peak flow is very uncertain due to the extrapolation of the rating

curve. Obtaining flow rates estimate through indirect evidences is necessary in order to characterize these events in terms of bed load transport and soil erosion through suspended load.

This paper will show how these estimates were accomplished after a major flash flood event in the area of Liège (Belgium) on May 29, 2008 and the uncertainties that are associated with these indirect reconstructions. We had the opportunity to perform field surveys after this event that caused heavy damage and affected several streams with forested and partially urbanized watersheds. We have not focused our initial observations on urban areas because the experience gained during the flood mapping of the urban region of Liège (Van Campenhout *et al.*, 2007) and in Wallonia (Peeters *et al.*, 2006) ensured us that a wide variety of information would be available in urban area: pictures, movies, surveys of the residents and information from the municipal and intervention services (firemen, civil defence, ...). Our observations focused on the forested parts of the watershed where flood marks and ephemeral information about the flash flood was available. A particular methodology was used to reconstruct the flow rate, estimate the vertical and lateral erosion, attempt to quantify the bed load and suspended load transport in these ungauged catchments.

4.2. Hydrosedimentological characteristics of the May 29, 2008 major flash flood event in Liège

4.2.1. Location of the flash flood

On May 29, 2008 in the early morning, a storm cell oscillated along the Belgian-German border and generated intense rainfall on the southern part of the Liège urban area, corresponding to the interfluvium between the Ourthe valley and the Meuse valley (Fig. 4-1). The rain gauge located on the Sart Tilman plateau has recorded 92.5 mm between 6 am and 9:30 am (Deliège *et al.*, 2009), with a maximum hourly intensity reaching 76.7 mm.h⁻¹ which corresponds to a return period much greater than 200 years (Mohymont & Demarée, 2006). Considering the Ruthy's curve that envelopes the most extreme rainfall events recorded in Belgium between 1889 and 1960 (Ruthy, 1961), the rainstorm observed at Liège is even more extreme. Rivers of this region with high slopes suffered from flash floods devastating both forested and urban areas. Newspapers reported that the damage was estimated by insurance companies at € 33 million for 9,000 people affected by this event in the province of Liège. Unfortunately, we have not had access to the insurance databases to pinpoint the precise location and the characteristics of the damage. These costs are significantly high for a single flood event in Belgium. Evrard *et al.* (2007) showed that extreme events in the loess belt generate yearly a societal cost between 16 and € 172 million. Topographic surveys were performed quickly during the days following the event in order to reconstitute the hydrological conditions and to assess geomorphological and sedimentological impacts of this flash flood on peri-urban steep watersheds. Four creeks were affected by the May 29, 2008 flash flood in varying magnitude. Two of them are almost exclusively forested (Sordeye Creek and Blanc Gravier Creek), the other watersheds are partially urbanized (Renory Creek, urbanized in its lower part and the Fond du Moulin Creek where the lower two-thirds are highly urbanized). The area of these catchments ranges from 0.65 to 2.53 km² and the average slope of the thalweg from 6.6 to 13.2% (Tab. 4-1). The geological substrate consists in Devonian rocks: schists, quartzites and micaceous sandstone (Emsian and Praguian: 400 Ma) and sandy Carboniferous shales (299-325 Ma). On the plateau, these rocks are overlain by Cenozoic sands (Oligocene, 28-33.7 Ma), quaternary wind deposits, gravel terraces of the Meuse and the Ourthe and slope deposits. According to the flood areas mapped in 2004 on the basis of residents survey (Peeters *et al.*, 2006),

no significant overflow was identified in the urban areas of these watersheds in the last 20-25 years corresponding to the period of analysis.

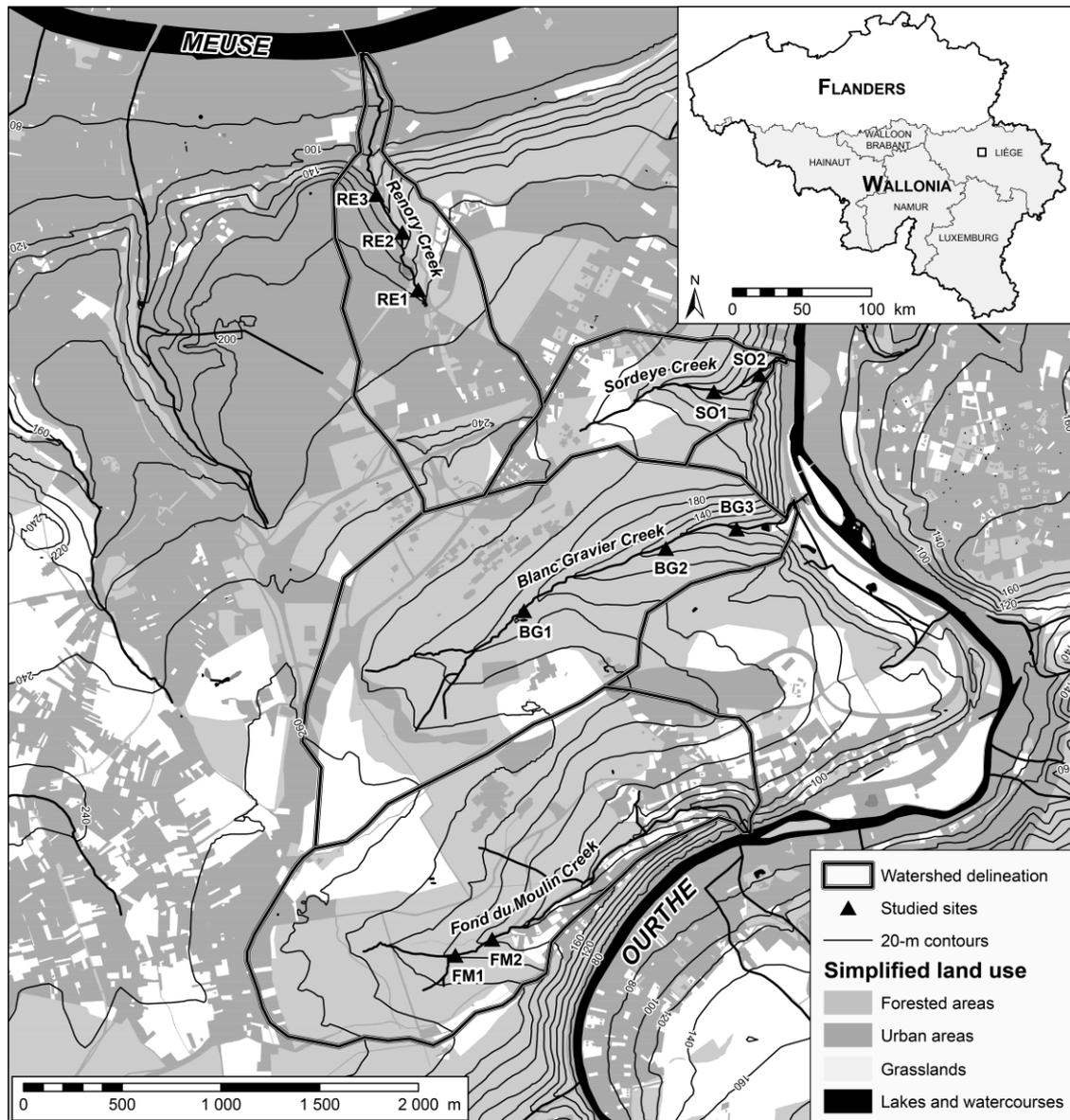


Fig. 4-1. Watersheds affected by the May 29, 2008 flash flood with the land use map as background (source: NGI topographic maps, 2003; Public Service of Wallonia, 2008).

Tab. 4-1. Watershed characteristics.

Catchment	Spring elevation (m)	Outlet elevation (m)	Mean slope (%)	Area (km ²)	Maximum length (m)
Fond du Moulin	238	75	11.9	2.53	1370
Blanc Gravier	240	78	6.6	2.51	2455
Renory	200	60	9.7	1.18	1437
Sordeye	225	75	13.2	0.65	1138

4.2.2. Methodology used for estimating peak flow rate, bed incision, suspended load and bed load transport

Three or four 50 to 100-m long sections in the forested part of each stream were accurately surveyed in the weeks following the event while the flood marks were visible. These sections are representative of the geomorphological variety of these watercourses.

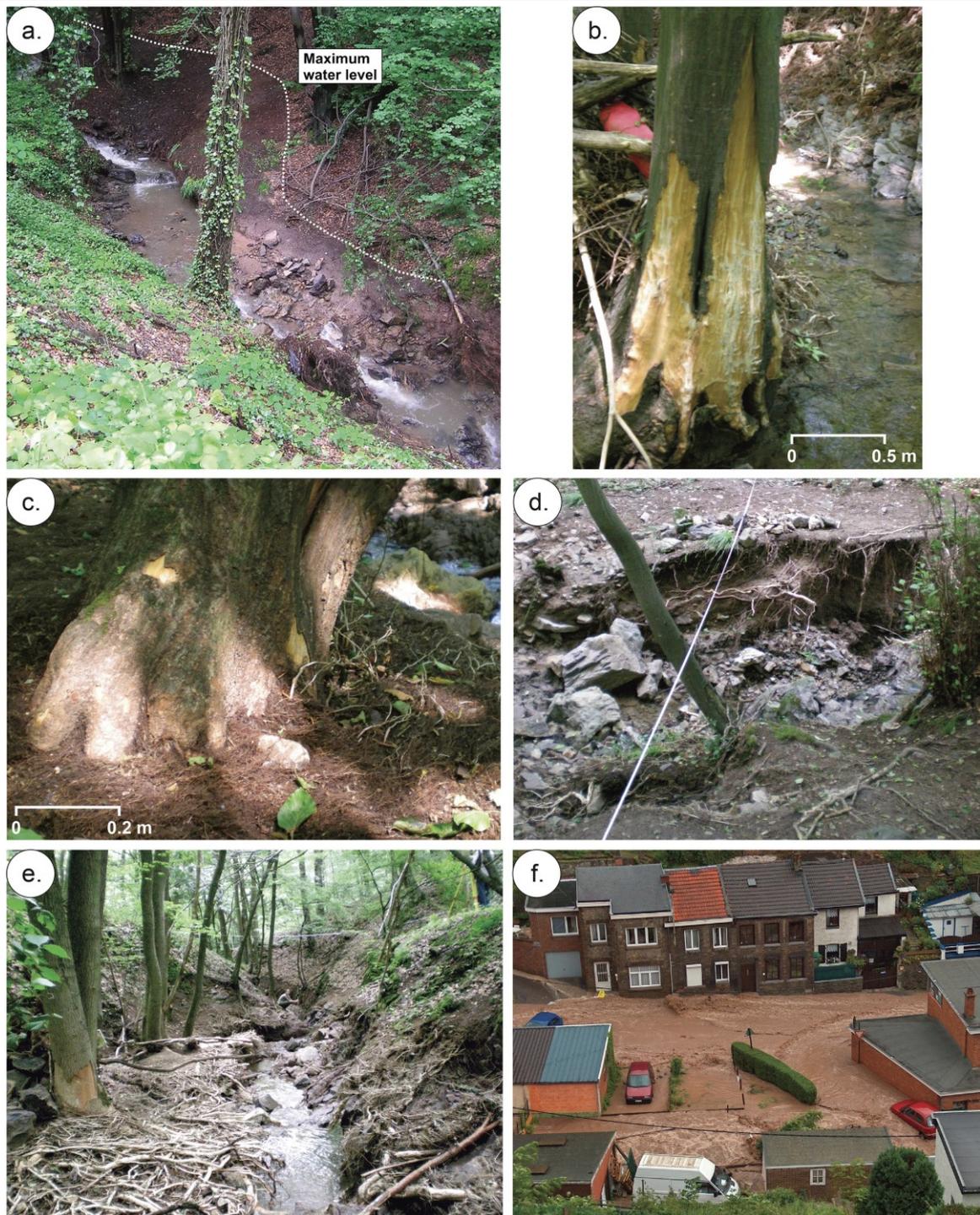


Fig. 4-2 a. Position of the maximum water level determined with flood marks; **b.** Bark and trunk abrasion caused by the bed load transport and floating logs (site RE2); **c.** Trunk injuries caused by shocks with floating logs, about 1 m above the thalweg (site RE2); **d.** 1-m deep incision in the colluviums (site RE2); **e.** Bare roots at site BG1; **f.** Flash flood in the urbanized part of the Fond du Moulin Creek (source: resident's photograph, May 29, 2008 10:11).

Fig. 4-2 shows the boundary corresponding to the maximum flood water level. The presence of dead leaves, swept away by the water flow, provided an excellent topographic indicator equivalent to high water marks, with an accuracy reaching a few centimetres. The following parameters were measured at ten locations: the water level on the right bank and the left bank (to identify asymmetry), the width of the channel at the peak flow and the slope of the water surface.

Fig. 4-3 shows a sample of topographic survey of each geomorphological element, the effect of the flash flood on the riparian vegetation and the location of transverse profiles. These ones were positioned to highlight areas with deep incision, asymmetries of the water surface between the left and the right banks in meandering reaches. The effects of such an intense flood on the riparian vegetation are important: some tree trunks were ripped off by the water flow then transported by flotation and finally impacted other trees on the banks (Fig. 4-4c). These trunk injuries are located high up on the trees and allow confirming the maximum water level measured with other flood marks. Scars represent the most commonly used dendrogeomorphic evidence of past flood activity (Ballesteros Cánovas *et al.*, 2011). However, an uncertainty has to be taken into account, depending on the diameter of the trunks and their position at the moment of impact.

The watersheds of these steep creeks have a significant amount of colluviums on their slopes. The bed load of these streams is composed of gravel and pluri-decimetric blocks. The flash flood transported the bed load and the colluvium load coming from the incision of the slopes and the alluvial plains. The particle size analysis will be detailed below. The mobilization and the mixing of blocks during the flood leave irreparable damages at the bottom of the trees (Fig. 4-2b). The bark has been abraded; the trunk shows many traces of impacts and allows quantifying the thickness of the mobilized pebbles layer.

The longitudinal slope of the water surface at the flood peak, the maximum depth and the asymmetry between the banks have been observed and measured from topographic survey of each reach. Unfortunately, we were not able to trace the chronology of the bed load incision. It is probable that the inception of the incision started with the sudden rise in the water level and reached the maximum at the flood peak, when the unit stream power reaches its peak. The estimated water depths are then probably slightly overestimated when they are measured in incised reaches.

Significant incision phenomena were observed on the four studied streams in their forested part. In absence of pre-flood topographic data, the incision depth was reconstructed by an estimation of the shape and the assumed elevation of the thalweg before the devastating flood. We observed locally incision deeper than 1 m in the Renory Creek with a width reaching about 3 m (Fig. 4-2d), corresponding to a local incision of 3 cubic metres per linear metre. We cannot, however, extrapolate these punctual observations to the entire length of the creek because this incision varies greatly from one reach to another, depending on the substratum. In areas where the major bed is covered with trees, the incision phenomenon has led to another result. The sediment around the tree roots has been removed by the water flow. Then, their bark was deeply abraded by the mobilization of bed load during the event (Fig. 4-2e).

The Fond du Moulin watercourse includes in its lower part a significant urbanization, essentially located along the river. Most houses are located on the lower part of the slopes and a few of them directly overlap the creek, leading to significant damages. At many places, the road has bypassed the usual course of the river. The photographs taken by the local residents near the flood peak have helped to identify the hydrological characteristics of the flash flood and estimate the flow rate (Fig. 4-2f).

The Blanc Gravier and Sordeye watersheds have their outlet in the Ourthe valley where a major road has been flooded. A fluvial fan was developed in the Ourthe river bed while a 10- to 15-cm thick sediment layer was observed in the downstream part of the Blanc Gravier Creek, due to the accumulation zone created by the flat surface of the road.

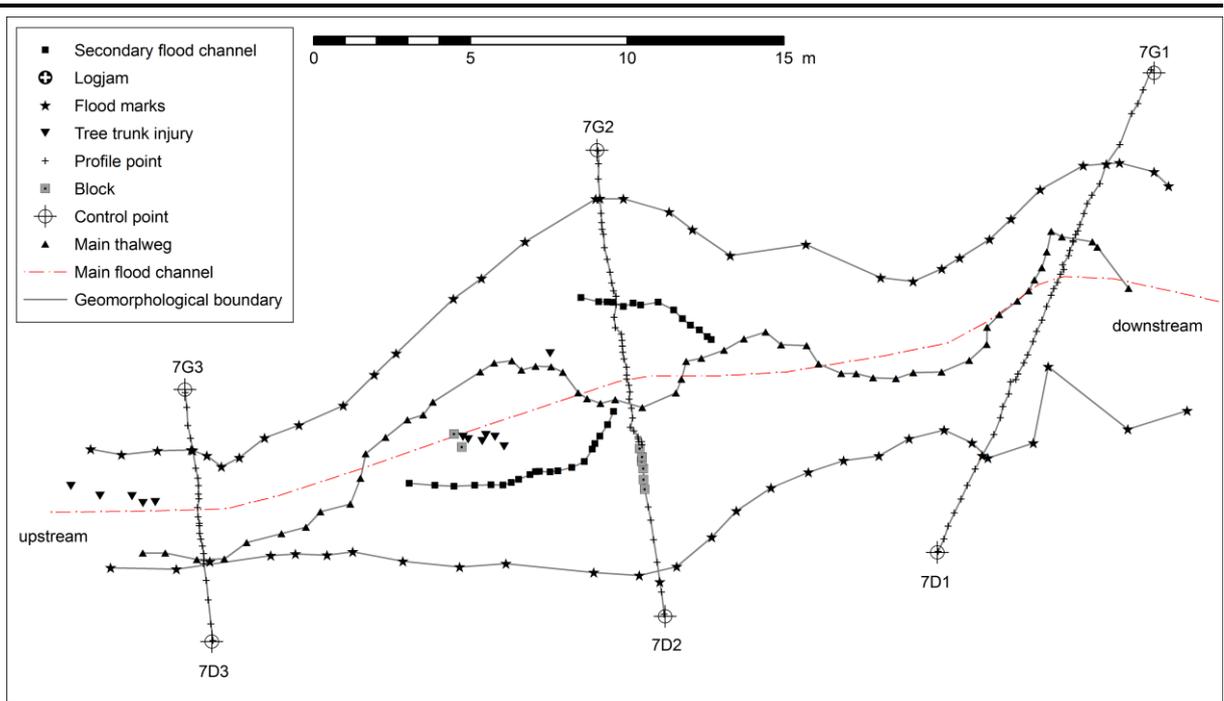


Fig. 4-3. Example of topographic survey on site RE2 (Renory Creek).

4.2.3. Topographic and hydrological data

The hydrological characteristics of the flood in each watershed were compiled in Tab. 4-2. For each cross section, the area, the perimeter, the width and the hydraulic radius were measured thanks to flood marks. It is necessary to note that these values correspond to the maximum level reached during the flood. In the absence of gauging station in these catchments with a surface area of less than 3 km², it was not possible to estimate the evolution of the flow rate during the event without the help of a hydraulic modelling using rainfall data. The Manning coefficient was estimated at 0.06 for all sectors, in accordance with the values proposed in the literature for forested substrates with obstructions (Bravard & Petit, 2000).

Using the values of hydraulic radius R , the local slope S (in m.m⁻¹) and the Manning's n value, the maximum flow velocity V_{max} was calculated (Eq. 4-1).

$$V_{max} = \frac{R^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}}}{n} \quad \text{Eq. 4-1}$$

Then the maximum flow rate Q_{max} (in m³.s⁻¹) and the maximum unit stream power ω_{max} (expressed in W.m⁻²) were estimated from the wet section A (Eq. 4-2) and the width w of the river during the flood (Eq. 4-3). These values are summarized in Tab. 4-2.

$$Q_{max} = V_{max} \cdot A \quad \text{Eq. 4-2}$$

$$\omega_{max} = \frac{\rho \cdot g \cdot Q_{max} \cdot S}{w} \quad \text{Eq. 4-3}$$

Tab. 4-2. Summary of the characteristics of transverse profiles, velocities, flow rates and unit stream powers observed during the flood (average and standard deviation values for each studied reach).

<i>Location, ID and number of cross-sections at each reach</i>		<i>w</i> <i>Width</i> <i>(m)</i>	<i>s</i> <i>Local slope</i> <i>(m.m⁻¹)</i>	<i>v_{max}</i> <i>Max. velocity</i> <i>(m.s⁻¹)</i>	<i>Q_{max}</i> <i>Max. flow rate</i> <i>(m³.s⁻¹)</i>	<i>ω_{max}</i> <i>Max. unit stream power</i> <i>(W.m⁻²)</i>	<i>Max. depth</i> <i>(m)</i>	<i>Area</i> <i>(km²)</i>
Blanc Gravier (BG1) (n=3)	Average	5.7	0.095	4.3	25.7	4,795	1.50	1.32
	Std. dev	1.5	0.040	0.7	4.9	668		
Blanc Gravier (BG2) (n=3)	Average	6.3	0.080	4.5	34.8	4,655	2.46	2.08
	Std. dev	0.8	0.008	0.1	7.6	631		
Blanc Gravier (BG3) (n=4)	Average	10.6	0.067	2.4	15.3	710	2.50	2.35
	Std. dev	4.0	0.023	1.1	20.0	704		
Sordeye (SO1) (n=2)	Average	3.8	0.123	3.7	9.8	2,650	1.38	0.61
	Std. dev	1.3	0.016	0.6	5.1	351		
Sordeye (SO2) (n=3)	Average	5.1	0.161	3.5	9.7	2,919	1.58	0.73
	Std. dev	1.6	0.056	0.2	6.8	1,761		
Renory (RE1) (n=3)	Average	5.5	0.144	3.5	8.3	2,642	2.15	0.37
	Std. dev	0.8	0.014	0.9	4.5	1,771		
Renory (RE2) (n=3)	Average	8.7	0.104	3.5	22.8	3,502	2.32	0.84
	Std. dev	4.6	0.061	1.5	22.2	1,698		
Renory (RE3) (n=3)	Average	5.2	0.100	3.3	12.6	2,838	1.59	0.95
	Std. dev	1.2	0.063	0.9	2.6	827		
Fond du Moulin (FM1) (n=3)	Average	6.5	0.060	1.7	3.3	315	1.64	0.57
	Std. dev	1.2	0.000	0.3	1.3	151		
Fond du Moulin (FM2) (n=5)	Average	4.3	0.073	2.7	6.4	987	2.07	1.00
	Std. dev	1.7	0.045	0.8	2.7	341		

The lack of gauging station in these watersheds makes the validation of the flow rate estimations difficult. However, extreme flow rate estimations in the Blanc Gravier Creek were computed when the university campus was built on the Sart Tilman Plateau. This peak value was calculated with the Soil Conservation Service Method at the outlet of the Blanc Gravier and reached 25 m³.s⁻¹ (Spronck *et al.*, 1965). This value is in accordance with the average value obtained with the flood marks in the three studied reaches (24.3 m³.s⁻¹). The flat topography observed at the outlet reach introduces a high variability of the estimates and forced us to take into account a mean value through the entire watershed. The Myer value corresponding to this estimation reaches 15.3. The largest values measured in Belgium reached 18 in streams located on the slopes of the High Fens, 40 km to the east-south-east of Liège (Collard *et al.*, 2012).

Many other methods exist in the literature to estimate the extreme peak flow in ungauged catchments. We mention in particular the method of envelope curves developed by Francou and Rodier (1967). From a dataset of extreme floods observed in the last two centuries in 1,400 watersheds in the entire world, with areas comprised between 10⁻² and 10⁶ km², these authors have established the following law (Eq. 4-4):

$$\frac{Q}{Q_0} = \left(\frac{A}{A_0}\right)^{1-\frac{k}{10}} \quad \text{Eq. 4-4}$$

where Q is the peak flow rate (in m³.s⁻¹), A the area of the watershed (in km²), $Q_0 = 10^6$ and $A_0 = 10^8$.

The k parameter is a regionalized parameter: it varies in France from 5.5 in Mediterranean area to 3.5 in the northern oceanic zone. As this law is linked with the maximum observed floods, these flow estimates are not associated with a return period. However, the authors indicate that the majority of the points used to calibrate the k parameter correspond to a return period of about 100 years (Lang & Lavabre, 2007).

The use of this equation, with the k parameter equals to 3.945, adjusted to the estimated average flow rate on the Blanc Gravier Creek ($24.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), gives the results presented in Tab. 4-3. The maximum flow rate estimated with flood marks, the unit discharge (discharge divided by the watershed area) and the maximum flow rate estimated by the WOLF model, developed by the HECE team (Hydraulics in environmental and civil engineering, University of Liège) are also presented in this table (Deliège *et al.*, 2009). The WOLF model uses explicit resolution of hydraulic differential equations at high spatial and temporal resolutions. This physically-based and spatially distributed model is able to represent the runoff in the whole drainage network and simulate the effect of different scenarios (land use modifications, impact of retention basins). It is useful to note that the modelling team took into account outlets located downstream relative to the studied sections in forested area. The modelled flow rates show high values as they correspond to larger watersheds. The adapted k parameter fits with the geographical situation of the studied watersheds, namely basins in an oceanic climate but including steep slopes, characteristic of Mediterranean watersheds. There is a good correlation between the flow rates calculated from the flood marks and the Francou & Rodier estimation for the Renory and Sordeye watercourses. We note a significant difference for the Fond du Moulin Creek which is probably due to the presence of a small diameter pipe in the central part of the watershed; it led to the creation of a temporary lake in the forested area and has limited the flow rate at the outlet.

Tab. 4-3. Flow rates comparison rates between observations, HECE modelling results and Francou & Rodier (1967) model.

Catchments	Watershed area (km ²)	Outlet flow rate from flood marks (m ³ ·s ⁻¹)	Outlet unit flow rate (m ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²)	Max. flow rate according to Francou & Rodier (1967) (m ³ ·s ⁻¹)	Modelled watershed area (km ²)	Modelled max. flow rate (HECE) (m ³ ·s ⁻¹)	Modelled max. unit flow rate (HECE) (m ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²)
Blanc Gravier Creek	2.40	24.3	10.1	-	2.80	28.0*	10.0
Renory Creek	1.06	14.6	13.8	14.8	1.32	14.2**	10.8
Sordeye Creek	0.64	9.8	15.3	10.9	-	-	-
Fond du Moulin Creek (at the forested outlet)	0.98	5.2	5.3	14.1	2.90	42.5***	14.7

* Flow rate calculated at the confluence of the Blanc Gravier Creek and the Ourthe River (2.80 km²) ** Flow rate modelled at the forested outlet of the Renory watershed (1.32 km²), taking into account the malfunction of one of the two storm basins upstream; *** Flow rate calculated at the confluence of the Fond du Moulin Creek and the Ourthe River (2.90 km²)

The unit flood discharge presented in Tab. 4-3 was compared to literature data using the flash flood compilation produced by Gaume *et al.* (2009). Values obtained in the area of Liège range from 5.3 to 15.3 m³·s⁻¹·km⁻². They are lower than the envelope line presented by Gaume *et al.* (2009). We also note that the publications addressing this range of small watersheds (lower than 2.5 km²) are relatively rare in the literature.

4.2.4. Block deposits size analysis and estimation of peak flow using unit stream power law

As it was highlighted above, the flash flood caused large incisions in the alluvial and slopes deposits. Blocks and gravels were mobilized over long distances. Even small tributaries of the main watercourses showed massive bed load mobilization. Fig. 4-4 shows an important block deposit on the road along the Fond du Moulin Creek, coming from a little tributary on the left bank of the creek. The enlargement of the flow on the road decreased the competence and induced the accumulation of blocks, despite the low roughness of the road surface.



Fig. 4-4. Pluri-decimetric block deposits from a small tributary of the Fond du Moulin watercourse (source: Bernard Chandelon, <http://blueperrot.blogspot.com/>, May 29, 2008 12:41).

Pluri-decimetric blocks were mobilized and created accumulation in low slope reaches (Fig. 4-5). Their mobilization is attested not only by the before and after photos but also by their imbrication, stacked together in the flow direction and covering roots and fresh vegetation. Size analysis surveys were carried out on several block deposits. The streams have mobilized a wide range of element sizes; granulometric indices show a bad classification of these deposits.



Fig. 4-5. Evolution of the alluvial plain of the Blanc Gravier Creek from two photos taken at the same location before and after the flood (source: L. Schmitz).

The biggest mobilized blocks were measured on each site. These measurements allow estimating the unit stream power and the maximum peak discharge through an indirect calculation method. Indeed, the size of the mobilized elements during a flood can be linked with the unit stream power

needed to move them. There are few relationships developed for rivers transporting elements with a b-axis greater than 500 mm. We can mention the one developed by Costa (1983) in Colorado rivers and the relationship of Williams (1983). More recently, the same type of law has been proposed in Mediterranean watersheds (Gob *et al.*, 2003, 2005b; Jacob, 2003; Gob, 2005; Jacob *et al.*, 2006). Riggs (1976) also proposed a simplified slope-area method to estimating flood discharge, without specifying the associated return period. All these relationships have the following form:

$$\omega_0 = a \cdot D_i^b \quad \text{Eq. 4-5}$$

where ω_0 is the critical unit stream power of the bed load mobilization ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), D_i the size of the element (mm) and a and b two parameters of the Eq. 4-5. The unit stream powers that are estimated here represent the minimum power that can mobilize the block taken into account in the equation.

These laws are developed on the basis of the mobilization of individual elements (D_i). It was arbitrarily chosen to use as D_i value the b-axis of the biggest block found on each site. Indeed, the coarse elements allow assessing the maximum competence of the mobilizing floods. Several tests were conducted with these data. The best fits were obtained with the equation proposed by Jacob (2003, see Eq. 4-6), who computed the parameters on a river located in the Cévennes region. The Chassezac River, studied by Jacob (2003) is a step-pool river. In this type of river bed, the roughness caused by the bed morphology is significant. In this case, the unit stream power needed to mobilize the bed load is higher than the power required in pool-riffle rivers.

$$\omega = 0.025 \cdot D_i^{1.647} \quad \text{Eq. 4-6}$$

Petit *et al.* (2005a) showed that the characteristics of the rivers had a great influence on the mobilization threshold. In medium-sized watercourses, the unit stream power required to mobilize bed load elements has to be higher due to the loss of energy caused by the resistance of the minor bed morphology. Results obtained with the Jacob (2003) equation are presented in Tab. 4-4. These values are high compared to those calculated in a series of Ardennian rivers for which the maximum unit stream power ranged from 100 and 200 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Petit *et al.*, 2005b, 2005a).

Tab. 4-4. Calculation of unit stream power and theoretical flow rate with the law identified by Jacob (2003).

Watercourse	Site	Mean slope ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$)	Mean width (m)	b-axis (mm)	Unit stream power ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	Flow rate ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)
Blanc-Gravier Creek	BG3	0.068	10.6	660	1,101	17.6
	BG1	0.095	5.7	670	1,128	6.9
Sordeye Creek	SO2	0.161	5.1	500	697	2.2
	SO1	0.123	3.7	460	607	1.9
Renory Creek	RE3	0.100	5.2	550	815	4.3
	RE2	0.104	8.7	590	915	7.8
	RE1	0.144	4.0	490	674	1.9
Fond du Moulin Creek	FM2	0.054	4.3	540	791	6.4
	FM1	0.060	6.5	410	503	5.5

Values obtained with Jacob's fit, between 550 and 1,100 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, are much higher than those obtained with the Costa's equation. Such values of unit stream powers are extremely rare in the Ardennian rivers, even for a 100-year flood. These values confirm the exceptional character of this flash flood.

Tests made with Riggs' equation show an underestimation of about 20-30%. From these calculations, we can highlight the lower estimated flow rate values using particle size method with respect to the analysis of the water level thanks to the flood marks. Two hypotheses may explain these differences: first, approximations resulting from the absence of direct observations of the phenomenon and the use of theoretical equations developed for streams of different contexts; second, the lack of mobilizable elements above a b-axis of about 700 mm in the slope deposits, leading to an underestimation of the competence of the flash flood.

As a comparison, the major flash flood that affected the Chefna River, a small tributary of the Amblève River, has transported quartzite blocks up to 950 mm on August 26, 1969. Some blocks over 1.25 m of b-axis were tilted during the flash flood which caused many geomorphologic changes (Tenret, 1969). The estimation of the peak flow discharge in this 7.84-km² watershed reaches about 40 m³.s⁻¹ and a unit stream power of around 2,000 W.m⁻².

4.2.5. Order of magnitude of the watershed erosion caused by the flash flood

The flash flood caused massive watershed erosion in terms of suspended load and fine sediment, coming essentially from bank erosion and bed incision. The forest cover has limited the runoff in the headwaters. In the downstream part of the Blanc Gravier Creek, a pond was cleaned of sediment in 2006. After the May 29, 2008 event, the almost complete filling of the lake by fine particles allowed us to estimate an accumulation of about 300 m³, i.e. about 480 tons considering a bulk density of 1.6. In addition, we estimated the thickness of sediment accumulated in the decantation zone on the road located downstream the pond. It reached 10 to 15 cm of thickness on an area of about 3,000 m², leading to a mass of fine sediment of about 600 tons. Considering these observations, the suspended load transport was estimated at a minimum value of 440 t.km⁻² for this unique event. In Ardennian rivers the mean watershed soil erosion ranges in average from 20 to 50 t.km⁻².year⁻¹ (Van Campenhout *et al.*, 2013).

Regarding the bed load transport, the volume of the main accumulation of blocks and pebbles located in the downstream part of the Blanc Gravier Creek has been measured with a total station. It reaches 74 m³, which corresponds to 122 tons considering the porosity of this angular assembly. Taking into account the area of the associated watershed, the unit solid discharge was estimated at 51 t.km⁻² for the bed load. Estimations of bed load discharge for Ardennian rivers give average values ranging from 0.36 t.km⁻².yr⁻¹ (Ourthe River in Famenne, 1,285 km²) to 2.21 t.km⁻².yr⁻¹ (Wamme River, 139 km²) for a complete year (Petit *et al.*, 1996), including all the hydrologic events. Single flood events may generate higher bed load transport rates; Houbrechts *et al.* (2012) observed a mobilization of 2.07 t.km⁻² for a 11.2-year recurrence flood in the Aisne basin and up to 4 t.km⁻² for a decennial flood on Eastern Ourthe River (Petit *et al.*, 1996; Houbrechts *et al.*, 2006). The value measured after the Sart Tilman flash flood, around 50 t.km⁻², for a single coarse elements accumulation (corresponding to the most important block deposit observed in the Blanc Gravier watershed) clearly shows the uniqueness of this torrential event and its implications on the bed load transport.

4.3. Spatial and temporal distribution of recorded events in Wallonia

4.3.1. Methodology of database compilation

The second topic of this paper addresses the spatial and temporal distribution of flash floods and muddy floods in Wallonia. It is mainly based on several works that used press information to create the most comprehensive database of extreme events. Compiling historical information about the location, the frequency and the characteristics of these events is not an easy task. On the

Wallonian territory, about one hundred of them have been recorded for the period 1906-2000 by Lejeune (2001). Gérard (2013) extended the flash flood and muddy flood analysis in Wallonia to the first decade of the 21st century, including a reanalysis of old newspaper archives¹⁷ and web archives¹⁸. A wide variety of keywords has been used to find information about flash floods in these databases. Indeed, the journalistic language is often approximate compared to the scientific definition of these natural events. The disambiguation between intense local runoff, muddy floods and flash floods cannot easily be done from press archives. In addition, the distinction between a flash flood and a typical river overflow can be complex, especially when exceptional rainfalls affect large areas, leading to flash floods in the small watersheds and flooding major beds of large rivers. Note that these newspaper archive researches were performed in French language only. Daily newspapers in the German-speaking part of the country (East Belgium) have not been analysed. This bias can be another cause of incompleteness of the database. It is quite difficult to estimate its effect because this part of the country corresponds to a low population density, which strengthens the possibility of not transcribing all the events in local or regional newspapers.

The completeness of the database is difficult to achieve due to several bias that can be observed in the information sources, especially when we try to get historical data. In the frame of this analysis, data were collected using newspaper and web-based sources, books and papers related with the territory of Wallonia, since the beginning of the 20th century. The use of newspaper data leads to an incompleteness of the database. The facts that are related in the newspapers usually do not take into account events that did not cause damage to urban areas. A major flash flood occurring in a forested area may not be reported. On the other hand, a minor event generating many damages in a city will be reported by the majority of the newspapers, including testimonies of the residents and numerous photographs of the affected area that enable defining with good accuracy the characteristics of the event (precise location, origin of the muddy water flow, delineation of the flooded area and estimation of the water level at the peak of the event). These characteristics are often unknown when flash floods occur in forested area or in the least densely populated rural areas. These biases lead to an incompleteness of the database; they have to be kept in mind when analysing the spatial distribution of the events that will be presented later.

Lejeune (2001) also studied the return period of extreme rainfall events and the spatial distribution of flash floods using newspaper articles for the period 1906-2001 and two other studies in link with floods in the lower Ourthe and Lesse watersheds. Several study cases were conducted to obtain more information regarding the characteristics of the most important events recorded in the press. Its database contains 70 flash floods that occurred between 1906 and 2001, affecting 253 communities.

4.4. Results

It is generally believed that flash floods and muddy floods only occur in loamy regions where thick erodible soils are available on moderate to steep slopes. The database describing the spatial

¹⁷ Archives and availability period of each source at the Royal Library of Brussels: *Le Soir* (1900-2013), *La Meuse* (1900-2013), *La Libre Belgique* (1918-2013), *La Dernière Heure* (1907-2013), *Vers l'Avenir* (1918-2013), *La Wallonie* (1921-1950), *Journal de Verviers* (1940-1943), *La Lanterne* (1944-1950), *La Légia* (1940-1942), *Mons-Tournai* (1941-1942), *Le Nouveau Journal* (1941-1942), *Province de Namur* (1942-1944), *Le Quotidien* (1914-1915), *La Région de Charleroi* (1915-1918), *L'Écho de Liège* (1915), *Journal du Borinage* (1943), *Journal de Namur* (1940)

¹⁸ Web-based archives: *La Libre Belgique* (2001-2013), *Le Soir* (1995-2013), *La Dernière Heure* (2001-2013), *7sur7* (2008-2013), *L'Avenir* (2007-2013), *RTL* (2008-2013), *RTBF* (2008-2013), *Le Vif* (2011-2013), *SudPress* (2006-2013)

repartition from 1906 to 2013 also shows events in areas where slopes are lower and soil is not constituted of loess. Fig. 4-6 presents the spatial distribution of the flash floods recorded from 1906 to 2013 through the press archives. At this scale, each point represents one or several flash flood events occurring at the same location. Press papers do not always allow a perfect location of the damages. The municipalities of Hesbaye and Brabant Plateau covered with loess show the highest density of flash floods in Wallonia, especially in the valleys of the Gette, the Geer, the Meuhaigne and the Senne. The Gette watershed shows a higher density of events than the Geer watershed, probably due to the larger agricultural plots in the Gette basin and the urbanization of several preferential runoff axes. Gérard (2013) studied the spatial extent and the density of flash flood at the scale of agro-geographic homogeneous areas (Génicot, 1987) and at the municipality scale. In addition to the well-known location of flash flood events in the northern part of Wallonia, he has highlighted a high density of events in the slopes of the tributaries of the Sambre and Meuse rivers in the Condroz region, where the population density exceeds 100 inhabitants.km⁻² (Fig. 4-7, showing the population density by municipality in 2012 with a classification highlighting the low-density areas that are subjected to the database incompleteness bias). The boundary between the Ardennes massif and the Fagne, linked to steeper slopes than observed in the loamy region, and the southern part of the Lorraine region also show many events, despite the absence of loess layer on the geological substratum and a lower population density (below 50 inhabitants.km⁻²). Any type of soil is susceptible to be affected by major flash flood and very steep slopes are not a necessary condition to generate extreme events. This spatial analysis suggests that the rainfall intensity and the total amount of precipitations are the main triggering factors, before the physical characteristics of the affected watersheds. A rainfall data analysis showed that there is a huge correlation between the flash flood occurrence and the threshold of 40 mm.day⁻¹ (Gérard, 2013). This value is consistent with the observations of Evrard *et al.* (2007), showing that muddy floods are generated in small and medium catchments with 99% probability after 43 mm rainfall, with a seasonal differentiation. The 40-mm threshold is relatively low and corresponds to a return period of about 9 months in the most southern part of Wallonia, a little less than one year in the High Fens (in the most eastern part of Wallonia), two years in Namur (at the confluence of the Sambre River and the Meuse River) and three years in the western part of the Scheldt basin (Mohymont & Demarée, 2006). The extreme spatial variability of rainstorms behind these flood events often requires the use of radar data to assess the intensity and the variability of the phenomenon at a local scale (Douvinet & Delahaye, 2010).

The high variability of the area of Walloon municipalities makes the use of a non-straightforward density unit mandatory to get comparable results. At the municipality scale, the mean areal density of flash floods in Wallonia between 1906 and 2013 reaches 0.07 event.km⁻² (standard deviation: 0.10 event.km⁻²). Eight municipalities present a flash flood density superior to 0.20 event.km⁻² on this period of 107 years. They are located on Fig. 4-7, showing the population density of each municipality of Wallonia. Hélécinne and Lincent are the most affected areas, with 0.83 and 0.68 event.km⁻² respectively, corresponding to 14 and 10 recorded events. Orp-Jauche and Jodoigne, with 24 and 28 recorded events respectively, also suffered many times of intense flash floods in this area focusing flow runoff from surrounding agricultural areas (see zoom on Fig. 4-6).

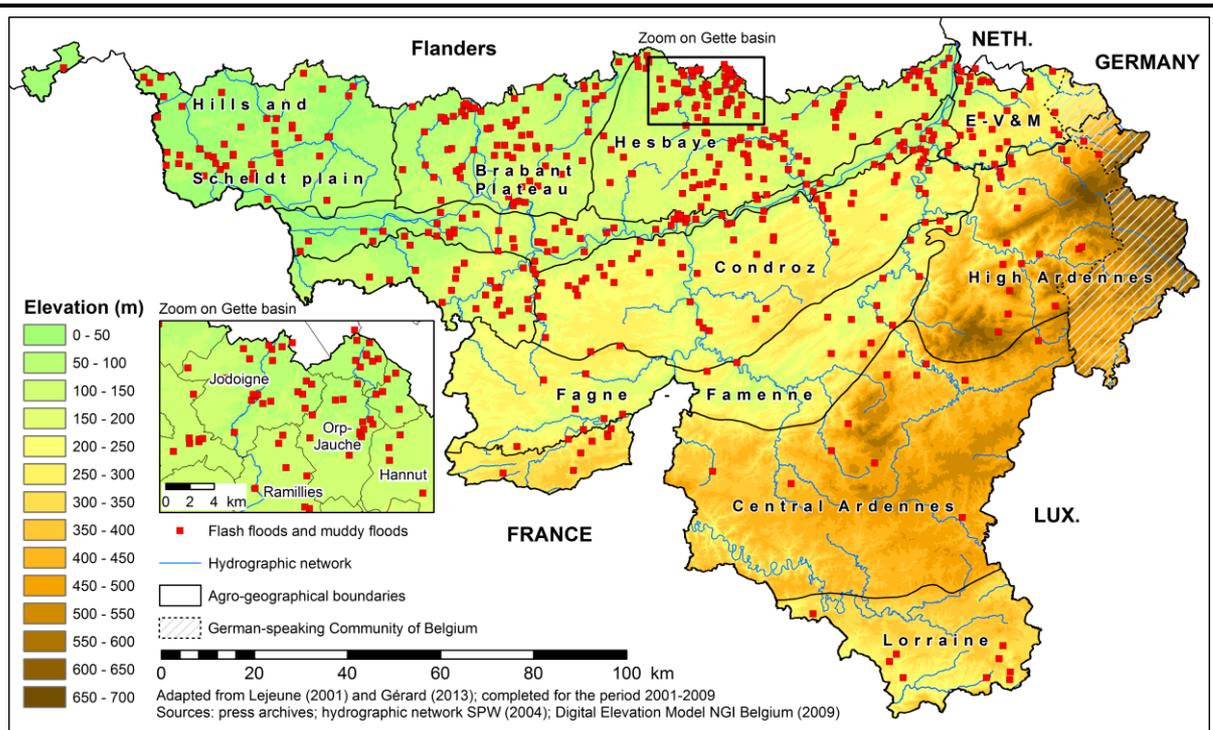


Fig. 4-6. Spatial distribution of flash floods and muddy floods in the Walloon Region for the period 1906-2013 from press archives.

The other municipalities with high density are Remicourt, Wasseiges, Tubize and Bassenge, corresponding to 7 to 9 events. All these municipalities belong to the Hesbaya region, constituted of arable lands, divided in large plots on a loamy substrate and the Brabant Plateau, where sandy soils are also covered by loess deposits (Christians & Daels, 1988).

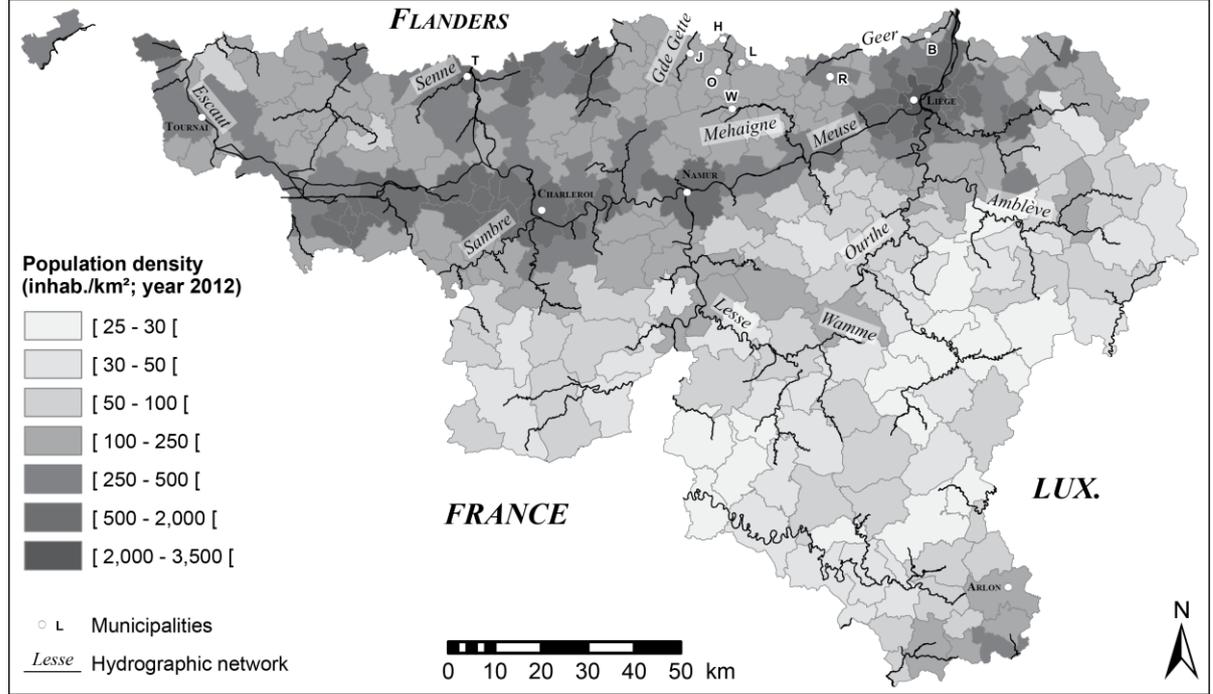


Fig. 4-7. Population density in each municipality of Wallonia (source: National Institute of Statistics) and location of the rivers and towns mentioned in the text (B: Bassenge, H: Hélécine, J: Jodoigne, L: Lincent, O: Orp-Jauche, R: Remicourt, T: Tubize, W: Wasseiges).

The least affected municipalities are located in Central Ardennes, East Belgium (essentially covered with forested areas and grassland) and western parts of the Fagne and Famenne subareas (mainly devoted to grassland).

Assessing the temporal evolution of the number of flash floods and muddy floods in a large area is a difficult task due to the possible incompleteness of the database in older times or in low population density zones (Fig. 4-7). The analysis of press records seems to indicate that the database only shows major events in urban areas before the year 1965; only a few events are documented each year (Fig. 4-8).

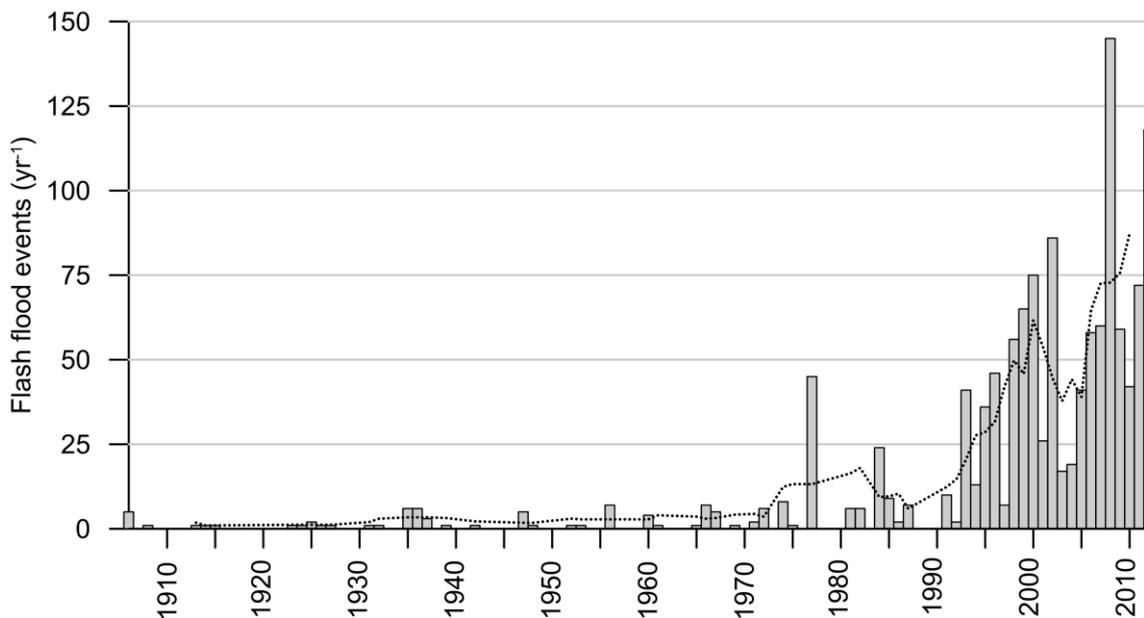


Fig. 4-8. Temporal evolution of flash floods and muddy floods documented in press archives (Wallonia, 1906-2013) and running average (5-year window).

Between 1965 and 1988, a low increase of the yearly occurrence is noticeable. From 1991, the number of recorded flash floods rises sharply to several dozen per year. The peak is reached in 2008 with almost 200 events recorded this year. The meteorological station of Uccle (near Brussels) recorded this year 861.0 mm of precipitations. Two other peaks of events occurred in 1977 (855.9 mm) and 2012 (976.5 mm). Normal value on the period 1981-2010 reaches 852.4 mm.

The running average shows the huge increase of the number of flash floods in the 1990s. This is concomitant with the emergence of digital archives on the Internet but this effect could not explain this massive increase, because paper archives were also analysed. After a small decrease, another rise is observed in the second part of the 2000s. Despite the impossibility to guaranty a completeness of the dataset, especially before the 1970s, a clear increase of the occurrence of events is noticeable in press records. Several hypotheses may underlie this increase: 1) a real increase of the flash flood events, due to an increased sealing of the urban and field soils and/or an increased rainfall intensity and amount; 2) a rise in the number of people affected by the flash floods, due to the urbanization of small valleys that concentrate runoff water downstream of monoculture crops. Larger field plots and the removal of hedgerows at parcel boundaries may have important effects on soil erosion and peak flow (Beuselinck *et al.*, 2000); 3) the awareness of the press to document any event, even minor which was not the case earlier in the century. Gérard (2013) tried to correlate the rainfall intensity with the occurrence of flash floods, but the spatial variability of the rainfall events that generate the floods is huge. Radar rainfall images are

needed to push forward this study, the density of the rain gauges network in Wallonia is not dense enough to characterise the causes of each flash flood event.

4.4.1. Flash flood vulnerability, hazard and risk mitigation in Wallonia

During the period 1969-2007, every municipality in Wallonia has been affected by at least one major damage caused by flooding (all caused combined) and included in a Royal Decree as a national disaster (SPW, 2008). According to the information available for this period, in a third of cases floods were caused by watercourses overflowing and in the remaining cases, by water runoff on agricultural land or blocked sewers. From 2003, the P.L.U.I.E.S. Plan ("*Prévention et Lutte contre les Inondations et leurs Effets sur les Sinistrés*") works as an integrated and multi-disciplinary strategy that contains 30 actions aiming to reduce the risk of flood damage (SPW, 2008). The actions include building restrictions in flood prone areas. In addition to overflowing areas, concentrated runoff axes were added to the flood vulnerability and risk maps in Wallonia, taking into account the small valleys susceptible to generate heavy damage in case of flash floods. Some specific watercourses affected in the past by intense flash floods causing fatalities were equipped with early alarm systems and real-time message to the surrounding population, such as the Biesme River which killed three people in Gerpennes during the flood of August 1987. A higher density of monitoring stations is required to reduce the risk. In Europe, 52 casualties per year due to flash floods are reported in average, representing 40% of the overall casualties due to all the types of floods (Borga *et al.*, 2011). Major events with documented characteristics such as the case study reported in the urban area of Liège in 2008 should allow the development of urban layout strategies to reduce the risk of submersion.

Uncertainties in long-term climate scenarios do not give a clear vision of the evolution of flash flood and muddy flood damage in the future. Many authors link the climate warming to the intensification of heavy precipitation events over roughly two-thirds of the continental Northern Hemisphere (Andersen & Marshall Shepherd, 2013). In Belgium, a statistical analysis of 44 regional and 69 global climate model runs, based on three different emission scenarios (A1, A1B, B1) showed that the 10-year design storm intensity can increase up to about 50% till 2100. Systems currently designed for a 20-year return period of flooding, might flood with a mean recurrence interval of about 5 years. It is found that increase in storage capacity of 11-51% is required to keep the overflow frequency to the current level (Willems, 2013). Design parameters for urban drainage systems and IDF curves need to be revised to account for this evolution (Andersen & Marshall Shepherd, 2013).

4.5. Conclusion

The major flash flood event that occurred in Liège on May 29, 2008 was analysed from geomorphologic evidences. Tree trunk injuries, flood marks, block deposits and fine sediment accumulations allowed the reconstruction of the hydrological characteristics of the flood in these ungauged watersheds. A multi-disciplinary approach allowed the comparison of several peak discharge estimations using flood marks, block size and hydraulic models. This flood has shown its exceptional intensity through the sediment transport rates that were estimated in the affected watersheds, reaching 440 t.km⁻² of suspended load transport and 51 t.km⁻² of bed load mobilization. Values with one order of magnitude greater than usual floods in Wallonia were measured. The analysis of the spatial repartition of flash floods in Wallonia has shown that the well-known mud flow prone areas, in the loamy region, are not the only territories where extreme events can occur. In addition to the main valleys of the Gette, Geer, Mehaigne and Senne rivers, the tributaries of the Sambre and the Meuse rivers have been affected by these phenomena. The

threshold of 40 mm.day^{-1} has been highlighted as the main triggering factor, in conjunction with a hazardous urbanization, especially downstream of large monoculture crops. Despite the incompleteness of the database acquired from press archives, the temporal evolution of the number of flash flood cases shows a significant increase from the 1990s. Finally, the vulnerability of the Walloon territory to flash flood hazard was highlighted and mitigation strategies have been developed in the frame of the recrudescence of extreme rainfall events.

Acknowledgments

This work results from a research project funded by the Scientific Research Ministry of the French Community, in a multi-disciplinary team directed by the Aquapôle (University of Liège). The authors thank the other participants who took part to this study and the residents who shared their testimony after the flood events. They also thank the two anonymous referees for their constructive comments and suggestions.

CHAPITRE 5 : Estimation of the area-specific suspended sediment yield from discrete samples in different regions of Belgium

Ce chapitre présente l'article qui a été publié le 07/02/2022 dans la revue *Journal of Soils and Sediments* (Van Campenhout *et al.*, 2022).

Résumé

Objectif

Le transport des sédiments en suspension, qui représente la majorité de la charge sédimentaire, a été étudié à des échelles spatiales très différentes et dans une grande variété de régions et de climats. Malgré de nombreuses études, les données disponibles pour les bassins versants européens sont généralement limitées et correspondent essentiellement à des bassins versants de grande taille. En Belgique, en particulier, peu de données sont disponibles en dehors de la ceinture limoneuse. De plus, la grande hétérogénéité de l'érosion des sols et du transport des sédiments rend complexe la mesure ou la modélisation à l'échelle du bassin versant. L'objectif de cette recherche est d'estimer les taux de production sédimentaires médians dans différentes régions géographiques, essentiellement en Wallonie, et de détecter les variables expliquant leur différenciation régionale.

Matériel et méthodes

Rassemblant des données depuis 1994 jusqu'à 2016, plus de 2000 mesures de la concentration en sédiments en suspension dans 72 stations principalement situées dans le sud de la Belgique ont été faites selon une méthodologie manuelle principalement basée sur les événements de crue. Cette méthode a permis une acquisition rapide de données dans des bassins versants allant de 7 à 3600 km² dans différentes régions géographiques. Les taux de production sédimentaires médians spécifiques ont été calculés à l'échelle des bassins versants.

Résultats et discussion

Les taux de production sédimentaires médians spécifiques calculés pour la période 1996-2018 montrent des différences régionales : 19,2 t.km⁻².an⁻¹ sur substrat sableux (Lorraine), 24,9 t.km⁻².an⁻¹ sur substrat schisto-gréseux (Ardenne) et jusqu'à 119 t.km⁻².an⁻¹ sur le plateau limoneux du Brabant, en lien avec la proportion des terres agricoles et, dans une moindre mesure, avec la pente du bassin versant. La variation considérable dans le temps et l'espace des précipitations, et par conséquent, des débits des cours d'eau, a un impact significatif sur le taux de production sédimentaire. Pour atténuer cette variabilité importante, il a été nécessaire d'analyser les données de débit sur une période de plus de 20 ans. Une corrélation multiple des variables de l'occupation du sol et de la pente moyenne du bassin versant avec le taux de production sédimentaire médian a permis d'expliquer 48 % de la variance des observations.

Conclusions

La proportion de terres agricoles a un effet important sur les valeurs médianes du taux de production sédimentaire. Alors que la régionalisation de la Belgique est largement basée sur la lithologie, la pédologie et l'altitude, l'occupation des sols résultant de ces caractéristiques physiques et climatiques explique en partie les différences observées. Les données de terrain concernant le colmatage des barrages et des cours d'eau confirment la validité du calcul du taux de production sédimentaire à partir d'échantillons discrets, malgré la grande variabilité temporelle du transport des sédiments.

Abstract

Purpose

Suspended sediment transport, which represents the majority of the sediment load, has been studied across very different scales and in a wide variety of regions and climates. Despite numerous studies, data for European watersheds are generally limited and correspond to large rivers systems. Especially, in Belgium, little data is available outside the Belgian loess belt. Moreover, the high heterogeneity of soil erosion and sediment transport makes it difficult to measure or model at watershed scale. The purpose of this research is to estimate the median sediment yields in different geographical regions and to detect their explanatory variables.

Materials and methods

Gathering data from 1994 to 2016, more than 2,000 measurements of suspended sediment concentration at 72 river stations mainly located in South-Belgium were sampled according to a flood-event-based manual methodology. This allowed fast acquisition of data in watersheds ranging from 7 to 3,600 km² in different geographical regions. Median area-specific sediment yields (SSY) were calculated at watershed scale while looking for regional differences.

Results and discussion

Median area-specific sediment yields computed for the period 1996-2018 show regional differences: 19.2 t.km⁻².yr⁻¹ on sandy substrate (Lorraine), 24.9 t.km⁻².yr⁻¹ on schisto-sandstone substratum (Ardenne) and up to 119 t.km⁻².yr⁻¹ in the loamy Brabant plateau, with a link to the agricultural land cover and, to a lesser extent, to the watershed slope. The high temporal and spatial variability of rainfall has great effects on the SSY, necessitating the gathering of more than 20 years of data to smooth the high variability of SSY. A multiple correlation of land cover variables and the average slope of the watershed with SSY managed to explain 48% of the variance within the SSY observations.

Conclusions

The agricultural land cover has an important effect on median SSY values. While the regionalization of Belgium is largely based on lithology, soils and altitude, the land use resulting from these physical and climatic characteristics explains the differences in SSY. Field values of clogged dams and waterways confirm the matching of the SSY computation from discrete samples, despite the high temporal variability of sediment transport.

Keywords

sediment yield; suspended sediment concentration; soil erosion rate; Meuse basin; Scheldt basin

5.1. Introduction

The area-specific sediment yield (SSY), expressed in t.km⁻².yr⁻¹, is the amount of sediment that is exported out of a given watershed. The SSY of a large diversity of watersheds has been studied worldwide since the XIXth century and measured with increasing accuracy due to recent technological improvements (Asselman, 2000; Verstraeten & Poesen, 2001a; Ward, 2008a; Métadier & Bertrand-Krajewski, 2012). These studies have been conducted in a wide range of watershed scales, with different lithologies and climates (Moatar *et al.*, 2006; Dumas, 2007; Lefrançois *et al.*, 2007; Picouet *et al.*, 2009; Furuichi *et al.*, 2009; Mano *et al.*, 2009; Marttila & Kløve, 2010; Oeurng *et al.*, 2010; Araujo *et al.*, 2012; Gao & Josefson, 2012; Fortesa *et al.*, 2021). They often showed a link between SSY and land cover, amount and intensity of rainfall as well as

the availability of fine sediment in the watersheds. For instance, the effects on SSY of heavy summer precipitation have been studied on the Mediterranean rim (Seeger *et al.*, 2004; Nadal-Romero *et al.*, 2008; Tena *et al.*, 2011), the temporal distribution of soil erosion examined in high relief energy areas (Jansson, 1996; Sadeghi *et al.*, 2008; Navratil *et al.*, 2011) and the variability of sediment transport analysed at spatial scale (Steegen *et al.*, 1998; Lenzi & Marchi, 2000; Meybeck *et al.*, 2003; Gericke & Venohr, 2012; Vanmaercke *et al.*, 2012b). Impacts of traditional soil conservation practices were observed (Estrany *et al.*, 2009), in terms of reducing soil erosion by an order of magnitude. Also widely analysed were the effect of wildfires on the increase of soil erosion (Lane *et al.*, 2006; Warrick *et al.*, 2015). Many sedimentary studies also showed the ecological impacts of sediment accumulation on stream habitats (Parkinson *et al.*, 1999; Trambly *et al.*, 2010; Collins *et al.*, 2011); some authors associated it to a decrease of biodiversity in silt-clogged river beds (Vaessen *et al.*, 2021) while others to human impacts on sediment yield resulting in the consolidation of riverbanks or an increase of flooding risks (Dumas, 2007; Vanmaercke *et al.*, 2015).

In Europe, the analysis performed by Vanmaercke *et al.* (2011, 2012a) combining data from 1,794 watersheds in Europe (area: 0.01-1,360,000 km²) showed that the average erosion rate observed in Europe was 341 t.km⁻².yr⁻¹, for a median rate of 92 t.km⁻².yr⁻¹, with six orders of magnitude separating the minimum values (0.3 t.km⁻².yr⁻¹) from the maximum values (30,000 t.km⁻².yr⁻¹). These differences were attributed to a combination of factors, such as differences in climate, topography, lithology and land use (Vanmaercke *et al.*, 2011).

This present study is intended to compensate for the lack of published quantified data on suspended sediment transport in rivers of the southern part of Belgium (Wallonia). Because of the influx of fine sediments into the waterways surrounding loamy soils, public river managers needed to know, for a large number of stations, the quantity of transported sediments and their geographical origin, identified using reference stations in other regions with different lithology, land cover and physical characteristics.

Indeed, suspended sediment concentrations (SSC) and SSY estimations have mainly been carried out, in Belgium, on watersheds of medium size, from agronomic researches at plot scale, up to watershed synthetic analyses (Steegen *et al.*, 1998; Verstraeten & Poesen, 2001a; Pineux, 2018). Vanmaercke *et al.* (2011) have highlighted the lack of sediment transport studies over long periods in large watersheds in Belgium (often < 100 km² and mainly located in the Scheldt basin in loamy environment). For instance, the Dyle watershed showed SSY of 30 t.km⁻².yr⁻¹ in 1959-60 at Leuven (742 km²), 70 t.km⁻².yr⁻¹ in 1985-86 at Bertem (730 km²) and 210 t.km⁻².yr⁻¹ in 1998-2000 downstream of Leuven (820 km²) (Boardman & Poesen, 2006). Other measurement campaigns were also carried out since the end of the XIXth century in the Meuse and Scheldt watersheds (Spring & Prost, 1884; Close-Lecocq *et al.*, 1982; Lemin, 1984; Lemin *et al.*, 1987; Ward, 2008a) or some of their tributaries (Sine & Agneessens, 1978; Petit, 1985; Lemin *et al.*, 1987; Lamalle *et al.*, 1989; Perpinien, 1998; Parkinson *et al.*, 1999; Hombrouckx, 2002; Monseur, 2005). However, changes in land cover and agricultural practices are known to have great effect upon soil erosion and therefore, updated SSY values encompassing rivers in different geographical regions were of interest for managers. A fairly rapid and inexpensive methodology was developed during two successive research projects (between 2006 and 2011) on watersheds ranging in size from 7 to 3,600 km² to estimate SSY in rivers located in the southern part of Belgium.

5.2. Materials and methods

5.2.1. Study location: geographical and geological features

The 72 study sites correspond to gauging stations which are located in Wallonia, the southern region of Belgium. 65 of them belong to the Meuse basin, 6 to the Scheldt basin and 1 to the Moselle basin (see Tab. 5-1 and Fig. 5-1). This area experiences a warm-temperate and oceanic climate without a dry season (*Cfb* code in the updated Köppen-Geiger classification) and encounters annual rainfall ranging from 725 mm in westernmost Wallonia to 1400 mm in the easternmost part of the region, mainly in relation to the elevation gradient (Erpicum *et al.*, 2018). The selection of sites where SSY have been quantified through SSC measurements has been guided by the presence of flow gauging stations. After preliminary results were acquired on major rivers, the sampling network has been extended to watersheds of lesser area and/or in other geographical regions while the set of installed gauging stations was growing in Wallonia under the aegis of the public service. The 72 stations are distributed as shown in Fig. 5-1 in the different geographical regions. The regional classification of stations depends on their location and on the sedimentary setting and the hydrological dynamics of the upstream area. The regional affiliation of each station (Van Campenhout *et al.*, 2020) is shown in Tab. 5-2 as well as their geological substratum and loess availability.

Tab. 5-1. Characteristics of the studied watersheds.

#	River	Location	Basin area [km ²]	Q _b (hourly data) [m ³ .s ⁻¹]	Source of Q _b (hourly data) values
ARDENNE					
1	Aisne	Erezée (L6690)	67.4	7.3	Houbrechts 2000
2	Aisne	Juzaine (L5491)	183	23.8	Houbrechts 2000
3	Amblève	Targnon (S6671)	802.9	87.3	New obs.
4	Amblève	Martinrive Nonceveux (S6621)	1,064.5 992.8	140	Houbrechts 2005
5	Chavanne	Vaux-Chavanne (ULiege data)	12	2.9	Houbrechts et al. 2015
6	Eau Noire	Couvin (L6350)	102	32.1	Computed Q _{0.625}
7	Hédérée	Hargimont (L6940)	45.1	13.8	Computed Q _{0.625}
8	Hoëgne	Belleheid (S6526)	20	10	New obs. (2019)
9	Hoëgne	Theux (L5860)	189	36.8	Deroanne 1995
10	Lembrée	Vieuxville (L6300)	51	7.9	Houbrechts 2005
11	Lesse	Lessive (L6360+L5080) Villers-sur-Lesse	897 1,090	64.3 99.5	Computed Q _{0.625} Peeters et al. 2018
12	Lesse	Hérock (L6610)	1,156	105	Bioengineering techniques report (2016)
13	Lhomme	Grupont (L6360)	179.9	20	Franchimont 1993
14	Lhomme	Rocheftort (L6650)	424.9	51.8	Computed Q _{0.625}
15	Lhomme	Eprave (L6360)	478	60	Petit et al. 2015
16	Liègne	Lorcé (L6240)	147	21.3	Houbrechts 2005 and new obs. (2008)
17	Mellier	Marbehan (L5500)	62	8.8	New obs. (2008)
18	Ourthe occidentale	Amberloup (L6290)	109	13	New obs. (2020)
19	Ourthe orientale	Houffalize (L5930)	179	21	Petit et al. 2015
20	Ourthe	Méry Sauheid (S5857)	2,691 2,910	295 300	Q _b = 0.1346 A ^{0.974} (Petit et al., 2007) Pauquet and Petit 1993
21	Ourthe	Liège (Angleur) Q _{Sauheid} +Q _{Chaufontaine}	3,624	394	Q _b = 0.1346 A ^{0.974} (Petit et al., 2007)
22	Rulles	Forêt d'Anlier	16	1.3	Petit 1987
23	Rulles	Habay-la-Vieille (L5970)	96	11	Petit and Pauquet 1997
24	Rulles	Tintigny (L5220)	219	24.3	New obs. (2008)
25	Salm	Trois-Ponts (L6070)	202	24	Louette 1995
26	Semois	Tintigny (S9561)	380.9	40	Auth. obs. (2008)
27	Sûre	Martelange (L5610)	209	32	Peeters et al. 2018
28	Vesdre	Chaufontaine (S6228)	683	120	Petit and Daxhelet 1989
29	Vierre	Suxy (L7140)	219.8	19	New obs. (2008)
30	Viroin	Olloy-sur-Viroin (L6380)	491	55	New obs. (2011)
31	Viroin	Treignes (L6760)	542.4	62	New obs. (2009)
32	Wamme	Hargimont (old station L6370)	80	12.1	New obs. (2008)
33	Wayai	Spixhe (L6790)	93.8	25	New estimate
HAINÉ BASIN					
34	Anneau	Marchipont (L6870)	78.2	7.3	Computed Q _{0.625}
35	Grande Honnelle	Baisieux (L5170)	121	12.4	Computed Q _{0.625}
36	R ^m des Estinnes	Estinnes-au-Val (L7080)	28.7	3.0	Computed Q _{0.625}
37	Trouille	Givry (L6710)	55.7	4.2	Computed Q _{0.625}
38	Trouille	Harmignies (L6430)	79.9	4.1	Computed Q _{0.625}
39	Trouille	Spiennes (L6600)	93	3.6	Computed Q _{0.625}
40	Trouille	Hyon (S3643)	224	8.9	Computed Q _{0.625}
CONDROZ					
41	Bocq	Spontin (L7320)	163.6	18.3	Petit et al. 2015

42	Bocq	Yvoir (L5800)	230	26.3	Peeters et al. 2020
43	Somme	Petite-Somme (ULiege data)	37.3	4	Houbrechts 2005 and new obs. (2007)
ENTRE-VESDRE-ET-MEUSE					
44	Berwinne	Dalhem (L6390)	118	17	Houbrechts et al. 2015
45	Bolland	Dalhem (L6770)	29.3	3.4	New obs.
46	Gueule	Sippenaeken (L6660)	121	16	Mols 2004
47	Magne	Prayon/Foret (L6780/L7600)	40.5	4.7	Computed $Q_{0.625}$
FAGNE-FAMENNE					
48	Biran	Wanlin (L7190)	51.9	6.3	New obs. (2008)
49	Brouffe	Mariembourg (S9111)	80	20	New obs. (2009)
50	Eau Blanche	Aublain (L6530)	106.2	17	Peeters et al. 2021
51	Hermeton	Romedenne (L5060)	115	17.3	New obs. (2008)
52	Marchette	Marche-en-Famenne (L7120)	48.9	7.2	Petit and Daxhelet 1989
53	R ^m d'Heure	Baillonville (L6050)	68	14	Louette 1995 and new obs. (2020)
54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne (L6270)	93	15	New obs. (2020)
HESBAYE					
55	Burdinale	Lamontzée	7.2	0.8	Lamalle et al. 1989
56	Burdinale	Marneffe (L6461)	26.8	2.2	Computed $Q_{0.625}$
57	Geer	Eben-Emael (L6340)	452.3	11.9	Mabille and Petit 1987
58	Mehaigne	Wanze (L5820) Moha	352.1 345	11.2 18.1	Computed $Q_{0.625}$ (Perpinien, 1998)
59	Petite Gette	Opheyllissem (L6280)	134	4.8	Computed $Q_{0.625}$
60	Petite Gette	Zoutleeuw (L09_154)	276	5.3 (6.3)	Computed $Q_{0.625}$ (Hombrouckx 2002)
61	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest (L5720)	135	8.7 (10)	Computed $Q_{0.625}$ (New est., 2011)
62	Gette	Halen (L09_152)	805	17.7 (21)	Computed $Q_{0.625}$ (Hombrouckx 2002)
LORRAINE					
63	Chavratte	Dampicourt (L7060)	55.9	2.4	Computed $Q_{0.625}$
64	Semois	Chantemelle (L5880)	89	11.1	New obs. (2001); Hallot 2010
65	Semois	Étalle (L6180)	123.9	15.2	New obs. (2008); Hallot 2010
66	Ton	Virton (L6440)	89	6.5	New obs. (2007)
67	Ton	Harnoncourt (L5520)	293	27.6	New obs. (2008)
68	Vire	Ruette (L5600)	104	21.3	DCENN/SPW and new estimate (2009)
69	Vire	Latour (L6030)	125	12	New obs. (2008)
BRABANT PLATEAU					
70	Senne	Quenast (~L5660)	169	19.5	New obs. (2011)
71	Dyle	Florival (L6160)	430	20.5	New obs. (2011)
72	Samme	Ronquières (S2371)	135	15	Denis et al. 2014

NB: Site locations with double values (#4, #11, #20 and #58) are those where suspended sediment samples were taken with no gauging station nearby. Discharge values of the closest station have been used instead.

Tab. 5-2. Regional affiliation of each station in terms of lithology and loess availability.

#	Region	Geological substratum and loess availability
#1 to #33	Ardenne	Impervious schisto-sandstone substratum of Cambrian-Ordovician and lower Devonian formations
#34 to #40	Haine Basin	Meso-Cenozoic sediments accumulated in an actively subsiding area, with Cretaceous chalk formations surmounted by Eocene sands, covered by a thick layer of loess
#41 to 43	Condroz	Appalachian structure with Carboniferous limestone formations in depressions and Upper Devonian sandstone formations on its ridges
#44 to #47	Entre-Vesdre-et-Meuse	Devonian rocks, Cretaceous deposits and Meuse terraces area, with gravel-bed rivers on moderately permeable substrates
#48 to #54	Fagne and Famenne	Lithological depression eroded into the lower Famennian and Frasnian soft shales
#55 to #62	Hesbaye	Cretaceous chalk covered by several metres of loess
#63 to #69	Lorraine	Sandy-loaded rivers developed on Triassic and Lower Jurassic deposits of various kinds: marl and sandstone, limestone, and sandy limestone
#70 to #72	Brabant Plateau	Cambrian-Ordovico-Silurian formations under sandy Eocene and loessic cover

The land cover proportion in each watershed is derived from Copernicus Land Service and the Corine Land Cover maps (Panagos *et al.*, 2015b; CORINE Land Cover - European Environment Agency, 2018). These 100-m resolution maps have been reclassified to give the spatial proportion of forest, grassland, cultivated area and impervious area at watershed scale with the raw data available for the years 2000, 2006, 2012 and 2018 (Tab. 5-9). The average percentage of cultivated area greatly varies with the region where the studied watersheds are located: 19% in Ardenne, 30% in Entre-Vesdre-et-Meuse, 37% in Fagne-Famenne, 28% in Lorraine, 54% in the Condroz, 50% in the Brabant Plateau, 49% in the Haine basin and 75% in Hesbaye, based on the Corine Land Cover map of 2006. Conversely, the average forested area ranges from 2% in Hesbaye to 55% in Ardenne.

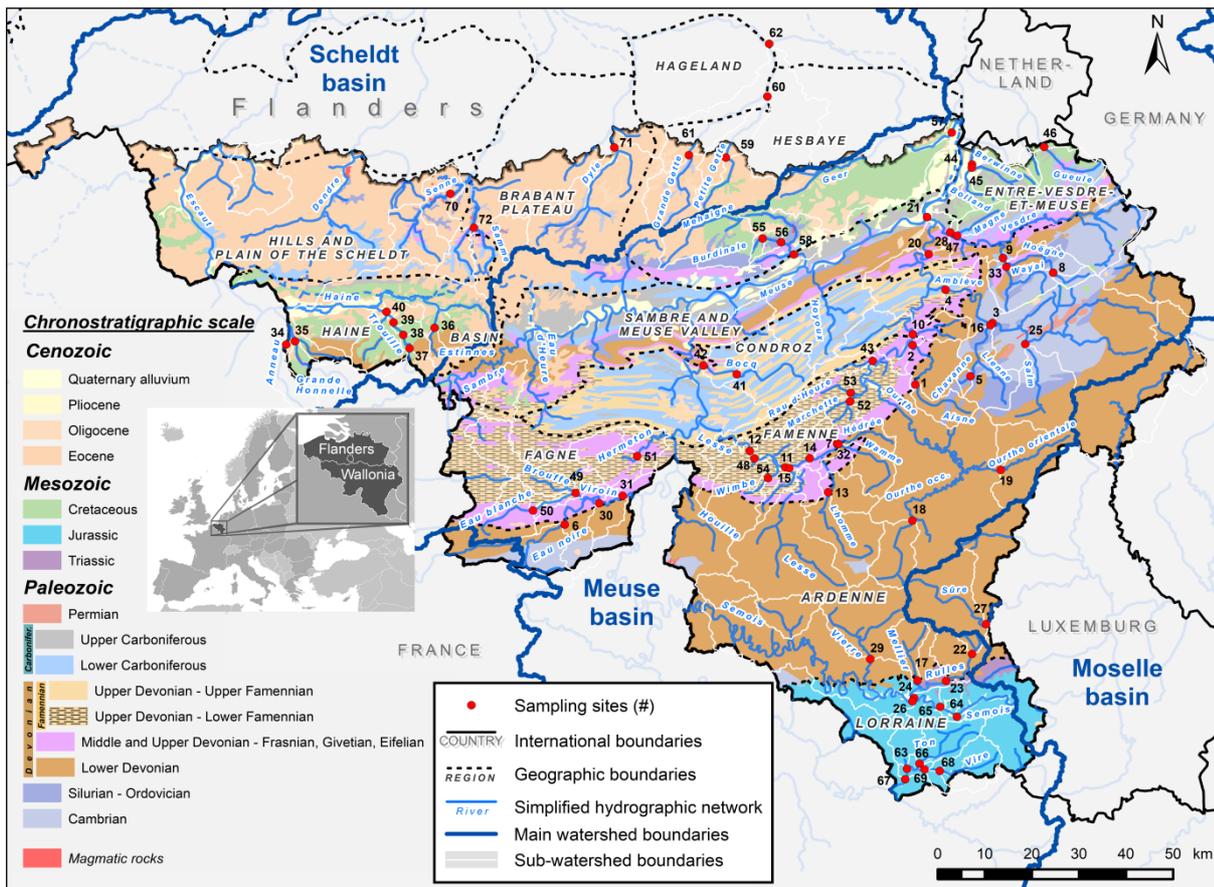


Fig. 5-1. Location of sampling sites and simplified geological map of Wallonia (according to de Bethune (1954) and Dejonghe (2007), modified). Station numbering refers to Table 1. The sub-watershed area of each river studied is shown with its appurtenance to the main basin (Scheldt, Meuse and Moselle).

5.2.2. Field sampling

A. Sampling methods

To estimate the concentration of wash load and suspended sediment, a manual sampling methodology was set up to allow a large number of sampling sites during flood periods, with the sampling of a bucket of 5 litres of river water from a bridge in the centre of the river. This method was chosen for its speed of implementation (Lemin *et al.*, 1987) and its efficiency in obtaining reproducible results with different operators. Between 1994 and 2002, 250 samples were taken during fieldwork for academic research master theses (Perpinien, 1998; Hombrouckx, 2002; Monseur, 2005). The representativeness of the results obtained with this sampling method has been validated across the cross section of several rivers in Wallonia (Pironet, 1995; Monseur, 2005). After this first phase of samplings, around 1,300 samples were taken between 2003 and 2010. Then 450 samples were collected in the 2010-2016 intervals. The average number of samples per study site was 40, with a coefficient of variation of 1.76. Over the whole dataset, 25% were taken in rising limbs, 24% in recession limbs, with different and independent events and the other 51% were sampled during almost constant flow rates between floods. Recent reproducibility tests (2011-2014) were performed in the watersheds of the Gette, Senne and Dyle rivers in order to validate the method of systematic subsurface sampling at the point where the flow is the fastest, according to the morphology of the stream bed (Van Campenhout *et al.*, 2013).

B. Hydrologic series availability

Computing median sediment yield over years needs discrete or continuous water concentration sampling and the recording of discharge data at the same gauging station. With the aim of comparing sediment transport from different geographical regions, and due to the variability of SSY, computations of median SSY at gauging stations have to be compared over the same period of time in order to have consistent results. Discharge data from the dataset do not cover the same period at each location because their installation date varies. Fig. 5-2 gives information about the mean number of days per year where discharge is above bankfull discharge (Q_b), which has been observed in the field or computed from partial series with the methodology of Van Campenhout *et al.* (2020). Fig. 5-2 also shows the number of stations with at least 90% of hourly discharge data available for a given year. Median SSY will be computed from annual SSY interpolated data in the 1996 to 2018 intervals. This time span maximizes the availability of discharge data over most of the monitored stations, and is consistent with the sampling period.

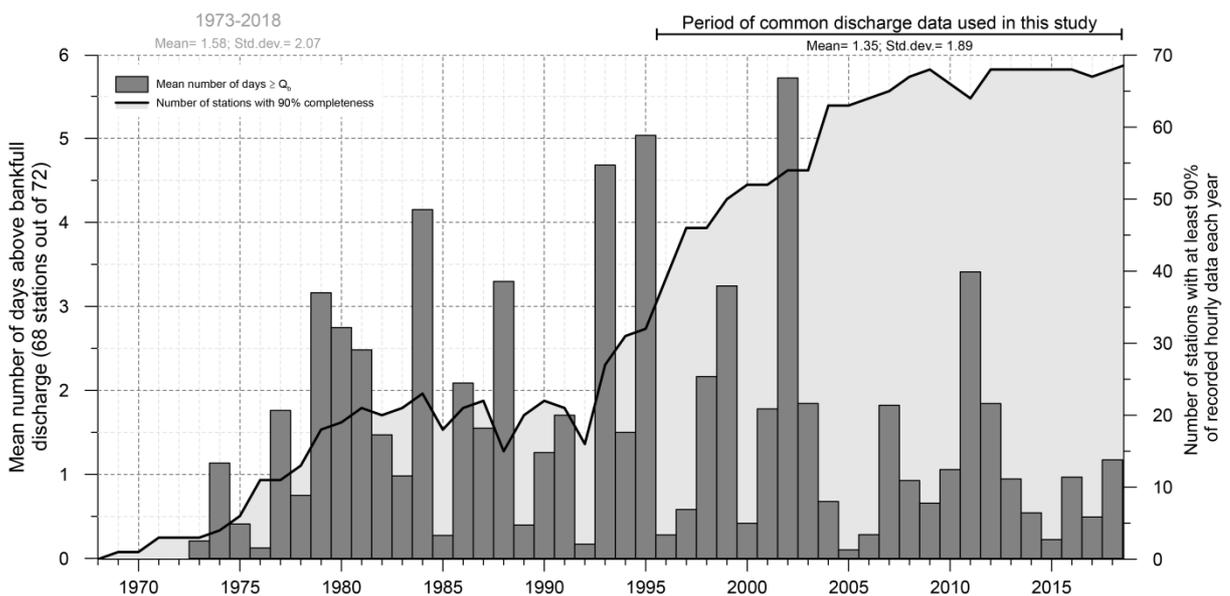


Fig. 5-2. Average number of days above bankfull discharge (Q_b) for studied gauging stations, availability and representativeness of hydrologic data.

5.2.3. Laboratory analysis of the suspended sediment particles

The concentration of suspended solids is measured by vacuum-filtering the samples with 110-mm diameter Whatman GF/C glass microfibers filters - mesh=1.2 μm (Smith, 2007) with 98% retention efficiency (Zimmermann *et al.*, 2012). These filters allow working with the huge concentrations that can be attained in loamy rivers (up to 20 g l^{-1}) and are compatible with Loss On Fire procedure. The methodology is based on the NF EN 872-2005 standard (Marttila & Kløve, 2010). The accuracy of the measurements depends on the mass of the sediment-filled filter. Tests performed on precisely known mass and volume samples indicate an error of the order of 10% for samples < 100 mg.l^{-1} , of the order of 5% for samples of 500 mg.l^{-1} , and the order of < 2% for samples of 2,000 mg.l^{-1} . Concentration values $\leq 10 \text{ mg.l}^{-1}$ were rejected due to the uncertainty, representing ~8% of samples.

5.2.4. Sediment yield computations

A. Rating curves and logarithmic corrections

Water sampling strategies and sediment load calculation are crucial to provide accuracy and reliability in results. Interannual variability of sediment load complicates the mid- and long-term

estimations of the sediment yield (Syvitski *et al.*, 2000). The sampling strategy used in our study was set up as a first-line approach to obtain sediment transport data for gauging stations that had never been the subject of suspended sediment studies in Wallonia. While many fluvial systems show a non-linearity behaviour in the relationship between discharge and sediment concentration and high uncertainty related with non-continuous monitoring (Webb *et al.*, 1997; Araujo *et al.*, 2012), sampling campaigns were first made to obtain flood water samples related to real-time water level alerts. These flood water samplings were augmented by other samples taken during recessions and low water periods. The sampling regimen was, at most, one sample per station per event in order to prevent intra-event correlation. The campaigns lasted for at least 5 years in order to cover as thoroughly as possible the observed discharges, from low water to above bankfull discharge.

The instantaneous concentration of suspended solids (C_s) in a river with well homogenised flow is commonly related to the instantaneous flow rate (Q) by a power function [Eq. 5-1], better known as the sediment rating curve (Campbell & Bauder, 1940), where a and b are two empirical constants (Phillips *et al.*, 1999; Meybeck *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2005; Rovira & Batalla, 2006; Doomen *et al.*, 2008; Delmas *et al.*, 2011).

$$C_s = a Q^b \quad \text{Eq. 5-1}$$

C_s is generally expressed in mg.l^{-1} and Q in $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Parameters a and b are computed by least squares regression in logarithmic space formed by $\log C_s / \log Q$ from measured concentration and discharge values.

A key factor of the sediment rating curve is its statistical significance. The coefficient of determination (R^2) of the curve, the standardized root-mean-squared error (RMSE), referred to as RSR (RMSE-observations standard deviation ratio, Eq. 5-2), the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE, Eq. 5-3) and the percent of bias (PBIAS, Eq. 5-4) have been computed following the equations presented by Jung *et al.* (2020) based on Moriasi *et al.* (2007) and shown in Tab. 5-3.

$$\text{RSR} = \frac{\text{RMSE}}{\sigma_{\text{obs}}} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}} - C_i^{\text{est}})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}} - C_i^{\text{mean}})^2}} \right] \quad \text{Eq. 5-2}$$

$$\text{NSE} = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}} - C_i^{\text{est}})^2}{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}} - C_i^{\text{mean}})^2} \right] \quad \text{Eq. 5-3}$$

$$\text{PBIAS} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}} - C_i^{\text{est}}) * 100}{\sum_{i=1}^n (C_i^{\text{obs}})} \right] \quad \text{Eq. 5-4}$$

Eq. 5-2, 5-3 and 5-4 give the RSR, NSE and PBIAS calculations, respectively, where RMSE is the root-mean-squared error, σ_{obs} is the standard deviation of the observed concentrations, C_i^{obs} is the observed concentration, C_i^{est} is the estimated concentration for the same index i and C_i^{mean} is the mean SSC observed concentration from n observations. The values of the NSE can range from $-\infty$ to 1 (optimal value), where value between 0 and 1 are acceptable, and those values smaller than 0 are not considered as usable. The PBIAS measures the tendency of the estimated concentrations to be higher or lower than the observed data (Jung *et al.*, 2020). The value of RSR varies from the optimal value of 0, which indicates zero RMSE or residual variation and therefore

perfect model simulation, to a large positive value. The lower the RSR, the lower the RMSE, the better the model simulation performance (Moriassi *et al.*, 2007). The validation criteria are shown in Tab. 5-3, with modifications compared to Jung *et al.* (2020) because they use an additional constant term p to the Eq. 5-1 in order to take into account the non-linearity of the suspended sediment rating-curve. This would have needed a greater number of samples to be computed.

Tab. 5-3. Validation criteria of the sediment rating curves, adapted from Jung *et al.* (2020).

	RSR (RMSE-observations standard deviation ratio)	NSE (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient)	PBIAS (percent of bias)
Excellent	[0.00 - 0.25[[0.75 - 1.00]	
Very good	[0.25 - 0.50[[0.50 - 0.75[< 10
Good	[0.50 - 0.75[[0.25 - 0.50[[10 - 30[
Satisfactory	[0.75 - 1.00[[0.00 - 0.25[[30 - 50[
Unsatisfactory	≥ 1.00	< 0.00	≥ 50

B. Spatial and temporal sediment yield calculation

At watershed scale, the specific annual sediment yield was computed as the sum, for each time interval, of the product of the instantaneous flow and the concentration of suspended solids estimated via the Eq. 5-1 and discrete samples (Syvitski *et al.*, 2000; Cerdan *et al.*, 2012). This method of estimation is based on the hypothesis of a unique relationship between Q and C_s and on the assumption that an instantaneous C_s depends only on Q at any given time without hysteresis phenomena (Ritchie, 2007; Cerdan *et al.*, 2012). Not enough samples were collected in this study to differentiate flow conditions and obtain flood- and recession-sediment curves at each gauging station. The method proposed by Ferguson (1986, 1987) has been used to correct the bias due to the logarithmic de-transformation on both axes, which is only effective when the residuals of C_s follow a log-normal distribution and C_s is a power function of Q (Asselman, 2000). A corrective factor, is applied to the total suspended and wash loads estimations (Phillips *et al.*, 1999), as shown by Eq. 5-5 to give the corrected daily mass of suspended and wash loads ($f_{daily\ corr.}$) from Q_h , the hourly discharge, C_h the estimate suspended sediment concentration and with s , the standard error of the estimation of the least squares regression in \log_{10} units.

$$f_{daily\ corr.} = \sum_h^{24} 3600 Q_h C_h \exp(2.651 s^2) \quad \text{Eq. 5-5}$$

5.2.5. Physical characteristics of the studied watersheds

The physical data of the watersheds have influence on soil erosion and sediment transport efficiency (Syvitski *et al.*, 2000). These parameters have been extracted from the global 1-arcsecond (30-m) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Digital Elevation Model (DEM) downloaded from the United States Geological Survey's EarthExplorer site (<http://earthexplorer.usgs.gov>). However, the mean slope of the watersheds may not be ideal to describe the runoff concentration time of the watershed. The Roche's slope index I_p , also called the index of runoff susceptibility and based on the compactness coefficient of Gravelius (1914), was computed for each watershed (Roche, 1963). Additionally, the hypsometric curve (Davis, 1899) and the hypsometric integral were computed for each (Tab. 5-6) watershed (Strahler, 1952; Demoulin, 2012).

5.2.6. Multi-criteria analysis on physical watershed variables

Correlation matrices will be used in the first approach in order to isolate the variables with the greater influence on the integrated value of sediment transport at the outlet. The physical

variables that will be used are the watershed area, the mean elevation and slope, the Roche's slope index and the hypsometric value whilst the variables related to the land use will be the relative proportion of forests, grassland and cultivated areas. The Corine Land Cover map that has been used is the reference year 2006 because a majority of samples were taken around 2006 (CORINE Land Cover - European Environment Agency, 2018). Land cover maps of 2000, 2012 and 2018 will also be taken into account in the correlation analysis. In the second approach, weighted coefficients of these variables will be computed as well as the coefficient of multiple determination.

5.3. Results

5.3.1. Sediment rating curves analysis

The results of this study are presented in Table 4, which gives all the parameters that were computed from the water samplings and the computed SSY. The parameters 'a' (Fig. 5-3) and 'b' (Fig. 5-4) of the sediment rating curves were plotted in relationship with the watershed area and the regional affiliation of the stations. Even if lower 'a' values are observed in the Ardenne rivers and higher 'a' values in the Hesbaye rivers, no other obvious regionalization effect appears. The parameter 'b' does not show any relationship with the watershed area among the studied sites. However, when dealing with several stations on the same river, the parameter 'b' tends to increase with the drained area while the parameter 'a' decreases with the watershed area.

Tab. 5-4. Sedimentary parameters of the stations.

#	River	Location	n	Equation $C_s = a Q^b$	R ²	Estimated SSC at Q _b [mg.l ⁻¹]	Corrected SSY (1996-2018) [t.km ⁻² .yr ⁻¹]				Years of Q _b data
							Mean	Median	Std. dev.	Min - max	
ARDENNE											
1	Aisne	Erezée (L6690)	28	5.9912 Q ^{0.9945}	0.58	43	14.0	12.2	5.0	6.5 - 24.6	20
2	Aisne	Juzaine (L5491)	19	15.123 Q ^{0.7631}	0.31	170	49.1	43.2	22.4	16.5 - 113	23
3	Ambève	Targnon (S6671)	15	0.4716 Q ^{1.2863}	0.54	148	37.4	29.5	21.8	19.3 - 103.3	20
4	Ambève	Martinrive/Nonceveux (S6621)	14	0.0649 Q ^{1.7623}	0.87	393	59.7	43.2	37.0	13.3 - 164.7	23
5	Chavanne	Vaux-Chavanne (Liège data)	17	95.095 Q ^{1.2522}	0.55	390	-	-	-	-	-
6	Eau Noire	Couvin (L6350)	11	1.702 Q ^{1.2714}	0.68	140	25.7	19.2	18.3	4.0 - 70.9	22
7	Hédreé	Hargimont (L6940)	17	57.273 Q ^{0.8987}	0.45	167	32.4	29.1	11.8	16 - 53.7	15
8	Hoëgne	Belleheid (S6526)	15	6.9513 Q ^{1.1015}	0.61	88	24.2	20.2	12.3	10.5 - 50.8	23
9	Hoëgne	Theux (L5860)	94	1.6243 Q ^{1.2454}	0.70	145	21.4	16.0	13.4	2.8 - 53.7	21
10	Lembrée	Vieuxville (L6300)	10	19.253 Q ^{1.4945}	0.75	185	21.2	19.4	14.0	4.1 - 62.7	23
11	Lesse	Lessive (L6360+L5080)	14	11.241 Q ^{0.8925}	0.34	87	31.7	28.1	9.8	17.8 - 52.7	20
12	Lesse	Hérocl (L6610)	18	1.0149 Q ^{1.4995}	0.73	162	36.9	30.7	20.2	14.9 - 86.7	22
13	Lhomme	Grupont (L6360)	15	5.8101 Q ^{1.4876}	0.64	151	25.3	23.7	10.7	8.7 - 45.4	22
14	Lhomme	Roche fort (L6650)	21	9.8831 Q ^{0.6121}	0.47	111	25.0	24.7	8.3	13.8 - 46.5	22
15	Lhomme	Eprave (L6360)	20	8.2648 Q ^{0.6460}	0.42	116	27.0	24.2	9.5	12.3 - 46.2	23
16	Liègne	Lorcé (L6240)	20	11.096 Q ^{0.7821}	0.31	121	47.0	40.8	39.6	13.9 - 199.1	23
17	Mellier	Marbehan (L5500)	19	2.7469 Q ^{1.4663}	0.48	28	14.4	12.1	7.6	2.7 - 28.8	23
18	Ourthe occidentale	Amberloup (L6290)	8	7.1261 Q ^{0.7544}	0.66	49	14.2	12.5	5.8	6.6 - 26.2	23
19	Ourthe orientale	Houffalize (L5930)	23	10.604 Q ^{0.8078}	0.50	124	28.3	24.1	13.4	10.2 - 60.9	23
20	Ourthe	Méry Sauheid (S5857)	96	3.8371 Q ^{0.6031}	0.22	118	35.3	30.3	12.8	12.7 - 67.8	23
21	Ourthe	² Liège (Angleur) Q _{Sauheid} +Q _{Chaudfontaine}	58	0.402 Q ^{0.9558} (Lemin, 1984)	0.39	122	17.1	14.7	8.0	4.7 - 40.3	23
22	Rulles	³ Forêt d'Anlier	21	76.225 Q ^{1.1999} (Petit, 1983)	0.48	104	-	-	-	-	-
23	Rulles	Habay-la-Vieille (L5970)	24	3.687 Q ^{0.6906}	0.30	19	7.9	7.3	3.0	2.4 - 12.9	23
24	Rulles	Tintigny (L5220)	23	5.0188 Q ^{0.5194}	0.34	26	14.6	12.9	5.2	5.7 - 23.3	23
25	Salm	Trois-Ponts (L6070)	9	8.6214 Q ^{0.7219}	0.49	85	28.0	22.9	14.1	7 - 66.4	23
26	Semois	Tintigny (S9561)	15	1.5613 Q ^{0.8486}	0.45	36	11.9	10.4	4.5	4.8 - 22.1	15
27	Sûre	Martelange (L5610)	24+88	7.4284 Q ^{0.4554}	0.34	36	13.4	11.9	5.2	4.9 - 26.9	23
28	Vesdre	Chaudfontaine (S6228)	32	3.0763 Q ^{0.8923}	0.35	220	43.0	33.7	19.2	12.7 - 96.5	23
29	Vierre	Suxy (L7140)	15	3.8491 Q ^{0.7929}	0.44	40	19.4	17.4	6.5	10.1 - 34.2	15
30	Viroin	Olloy-sur-Viroin (L6380)	14	3.157 Q ^{0.8300}	0.56	88	35.9	26.4	23.8	10.9 - 95.1	23
31	Viroin	Treignes (L6760)	13	0.4589 Q ^{1.2495}	0.69	80	20.6	17.9	11.9	9.4 - 52	11
32	Wamme	Hargimont (old station L6370)	20	4.797 Q ^{1.1123}	0.62	77	27.9	30.1	23.9	6.7 - 83.9	16
33	Wayai	Spixhe (L6790)	15	22.958 Q ^{0.8041}	0.73	306	42.5	38.8	12.3	28.2 - 71.1	17
HAINÉ BASIN											

34	Anneau	Marchipont (L6870)	11	80.762 Q ^{1.7207}	0.76	2,470	40.8	34.3	24.6	6.5 - 96.6	15
35	Grande Honnelle	Baisieux (L5170)	11	23.491 Q ^{1.4701}	0.90	951	40.9	26.2	40.0	4.3 - 180.1	23
36	Rau des Estinnes	Estinnes-au-Val (L7080)	11	243.21 Q ^{1.4784}	0.85	1,234	40.2	16.9	73.6	1.3 - 298.2	15
37	Trouille	Givry (L6710)	11	100.05 Q ^{1.8918}	0.75	1,511	63.3	16.4	113.6	2.1 - 460.6	18
38	Trouille	Harmignies (L6430)	14	26.746 Q ^{2.1796}	0.62	578	80.5	35.1	130.9	2.5 - 622.6	23
39	Trouille	Spiennes (L6600)	13	32.566 Q ^{2.3308}	0.85	645	53.2	20.2	96.0	0.7 - 453.1	23
40	Trouille	Hyon (S3643)	12	13.147 Q ^{1.8394}	0.84	733	51.2	28.4	50.5	5.7 - 186.8	23
CONDROZ											
41	Bocq	Spontin (L7320)	8	12.23 Q ^{1.624}	0.46	1,373	62.5	42.7	86.8	9.4 - 400.4	23
42	Bocq	Yvoir (L5800)	10	2.0462 Q ^{2.4981}	0.72	7,213	163.8	61.1	352.8	4.4 - 1643.3	23
43	Somme	Petite-Somme (ULiege data)	50	44.739 Q ^{1.0313}	0.77	187	-	-	-	-	-
ENTRE-VESDRE-ET-MEUSE											
44	Berwinne	Dalhem (L6390)	43	49.999 Q ^{0.8793}	0.46	604	68.1	58.7	35.0	24.1 - 133.7	23
45	Bolland	Dalhem (L6770)	36	258.35 Q ^{1.1923}	0.55	1,111	77.2	74.8	30.0	30.3 - 123.9	23
46	Gueule	Sippenaeken (L6660)	30	21.897 Q ^{1.137}	0.72	508	44.3	38.2	22.6	17.9 - 93.1	-
47	Magne	Prayon/Foret (L6780/L7600)	30	101.08 Q ^{0.6435}	0.31	282	40.6	36.0	24.0	8.2 - 94.3	23
FAGNE-FAMENNE											
48	Biran	Wanlin (L7190)	15	47.699 Q ^{0.4877}	0.61	117	16.6	13.6	8.1	4.4 - 31.1	14
49	Brouffe	Mariembourg (S9111)	11	12.91 Q ^{0.8615}	0.49	171	20.9	18.6	10.3	6.6 - 50.1	23
50	Eau Blanche	Aublain (L6530)	13	9.8644 Q ^{0.8787}	0.74	119	20.0	18.0	9.3	3 - 42.1	19
51	Hermeton	Romedenne (L5060)	8	21.392 Q ^{0.8263}	0.64	226	46.2	37.1	30.4	15.2 - 152.6	23
52	Marchette	Marche-en-Famenne (L7120)	13	54.538 Q ^{0.4406}	0.19	135	30.2	25.2	11.5	19.8 - 56.8	15
53	Rau d'Heure	Baillonville (L6050)	22	119.17 Q ^{0.5229}	0.60	474	74.2	64.1	31.4	40.3 - 165.3	23
54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne (L6270)	16	35.467 Q ^{0.4583}	0.45	123	22.1	21.7	8.4	9 - 35.8	23
HESBAYE											
55	Burdinale	⁴ Lamontzée	93	493.174 Q ^{0.918}	0.44	402	-	-	-	-	-
56	Burdinale	⁵ Marneffe (L6461)	93	574.116 Q ^{1.271}	0.67	1,564	32.9	19.1	27.8	4.9 - 80.7	10
57	Geer	Eben-Emael (L6340)	24	16.49 Q ^{0.2961}	0.66	2,618	33.7	33.9	18.1	11.6 - 80.4	23
58	Mehaigne	Wanze (L5820)	94	5.6674 Q ^{0.4292}	0.66	763	74.7	40.6	97.2	8.2 - 438.9	23
59	Petite Gette	Opheylissem (L6280)	76	455.44 Q ^{1.154}	0.54	2,783	90.9	73.8	59.9	30 - 294.7	23
60	Petite Gette	⁶ Zoutleeuw (L09_154)	113	25.704 Q ^{2.8982} (Hombrouckx, 2002)	0.22	3,123	81.9	80.3	40.8	20.6 - 168.6	23
61	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest (L5720)		166.3 Q ^{2.054}	0.81	14,150	257.8	95.0	503.5	22.1 - 2422.4	22
62	Gette	Halen (L09_152)	92	4.361 Q ^{1.6215} (Hombrouckx, 2002)	0.59	460	23.5	18.8	16.1	6.7 - 64.2	23
LORRAINE											
63	Chavratte	Dampicourt (L7060)	8	30.668 Q ^{1.0122}	0.73	74	10.9	11.5	3.1	5.8 - 15.4	14
64	Semois	Chantemelle (L5880)	20	9.7739 Q ^{0.6329}	0.62	45	10.1	9.7	3.4	4.8 - 16.2	23
65	Semois	Étalle (L6180)	21	9.6593 Q ^{0.5570}	0.50	44	13.7	13.8	4.5	7.7 - 20.8	23
66	Ton	Virton (L6440)	11	11.396 Q ^{1.4461}	0.81	171	14.6	13.3	6.6	8.5 - 34.3	23
67	Ton	Harnoncourt (L5520)	17	6.5632 Q ^{0.9897}	0.49	175	24.6	21.9	11.4	8 - 55.6	23
68	Vire	⁷ Ruette (L5600)	15	10.601 Q ^{1.2609}	0.69	502	33.4	31.1	18.0	5.3 - 65.2	23
69	Vire	Latour (L6030)	12 +15	10.966 Q ^{1.1516}	0.68	192	33.4	22.6	15.6	7.8 - 66.1	23
BRABANT PLATEAU											
70	Senne	Quenast (~L5660)	473	69.861 Q ^{1.3421}	0.75	3,763	268.8	203.4	269.3	20.9 - 1031.5	23
71	Dyle	Florival (L6160)	370	1.6353 Q ^{2.7905}	0.62	7,044	115.5	109.6	73.1	43.4 - 275.2	21
72	Samme	Ronquières (S2371)	133	42.38 Q ^{1.3}	0.71	1,432	49.8	43.0	39.2	14.6 - 196	23

¹n is the number of samples per station. ²The samples taken by Lemin *et al.* (1987) in Liege covered the period 1983-1984. ³The samples taken by Petit (1983, 1987) covered the period 1975-1977. ⁴The station of Lamontzée on the Burdinale River uses data collected by Lamalle (1987) with samples taken in 1986. The sediment yield was estimated at 48 t.km⁻².yr⁻¹ in 1986. ⁵The station located in Marneffe on the Burdinale River uses data collected by Lamalle (1987) with samples taken in 1986. The sediment yield was estimated at 89 t.km⁻².yr⁻¹ in 1986. ⁶The station of Zoutleeuw on the Petite Gette River is based on samples collected by Hombrouckx (2002) in 2001-2002. ⁷Station #69 (Vire at Latour) uses in addition sampling data from Ruette to optimize the rating curve because their watershed areas and their sediment transport behaviour are similar.

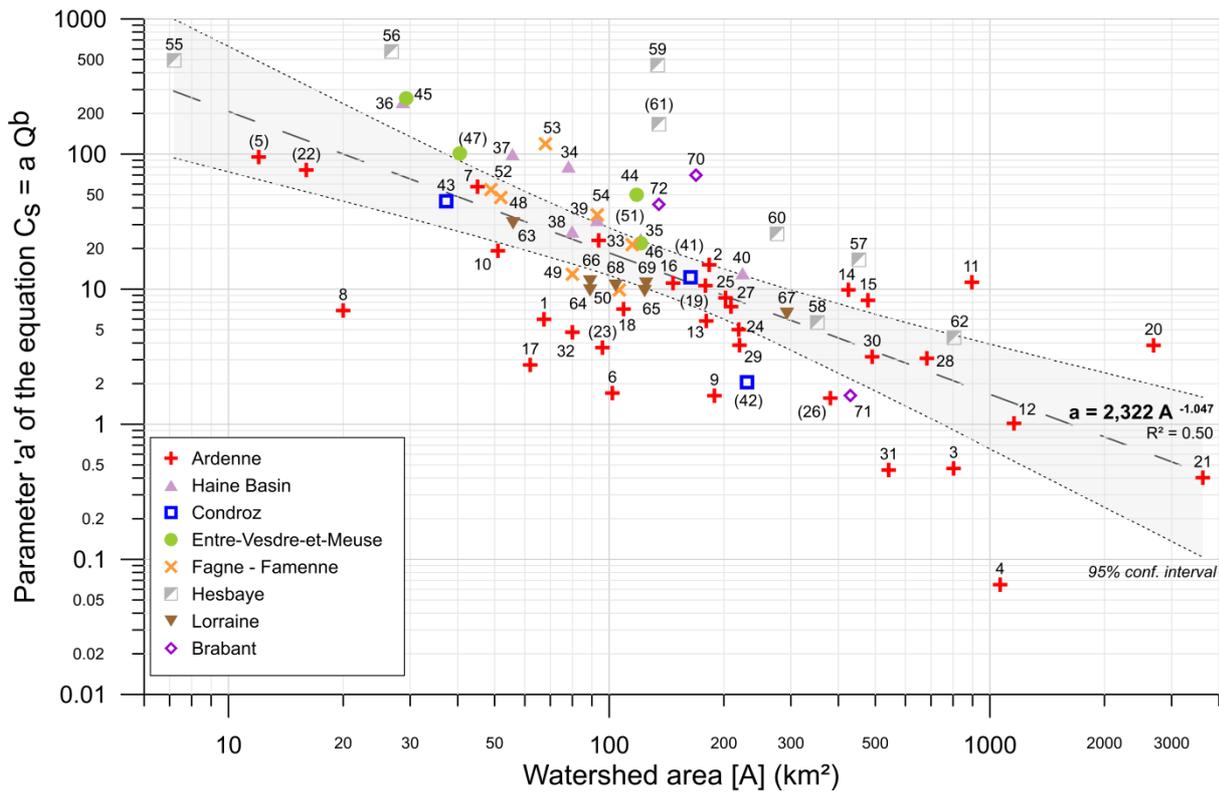


Fig. 5-3. Relationship between the parameter 'a' of the rating curve equation $C_s = a Q^b$ and the watershed area with a regionalized differentiation. The values between brackets stand for the sediment rating curves considered as unsatisfactory.

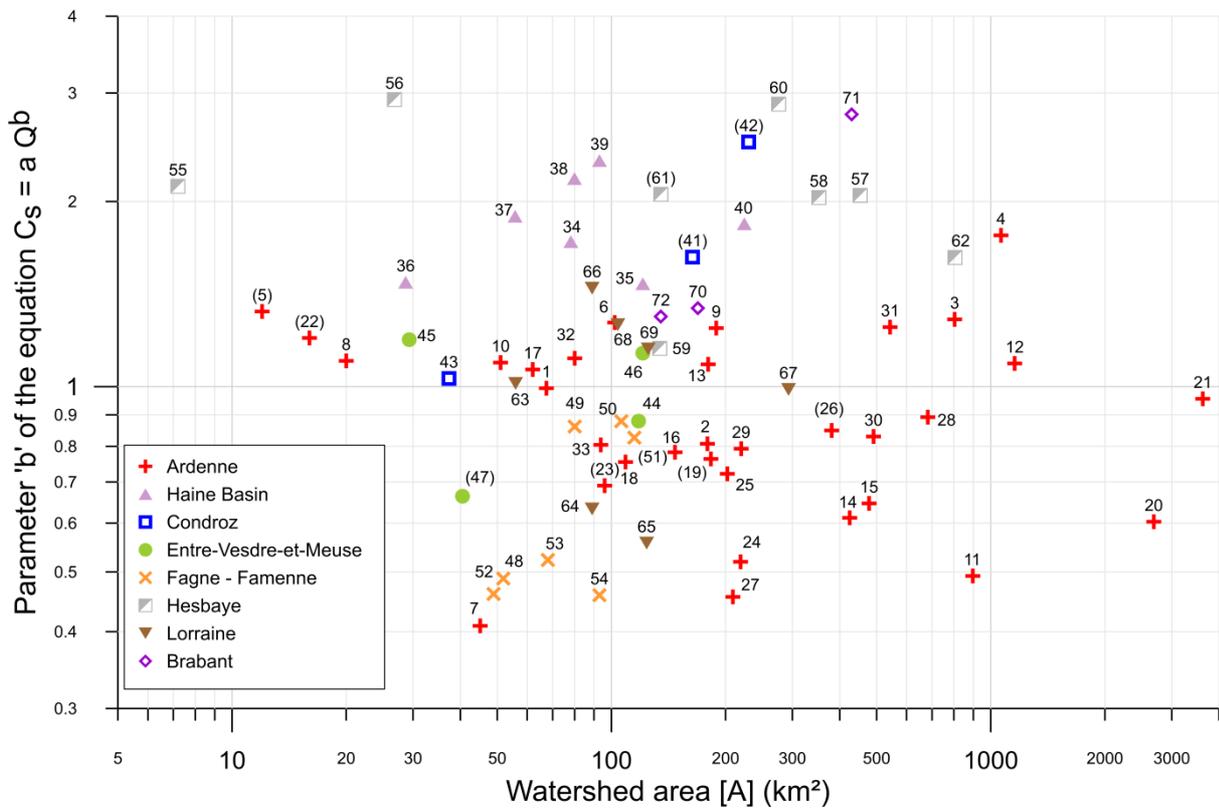


Fig. 5-4. Relationship between the parameter 'b' of the rating curve equation $C_s = a Q^b$ and the watershed area with a regionalized differentiation. The values between brackets stand for the sediment rating curves considered as unsatisfactory.

Based on the validity criterion (Tab. 5-3), the unsatisfactory sediment rating curves are presented in Tab. 5-5. In addition to the validity criterion, a small number of stations hugely overpredict suspended sediment concentration based on maximum recorded discharge: #61 Grande Gette River at Sainte-Marie-Geest (~ 59 g.l⁻¹) and #42 Bocq River at Yvoir (~ 35 g.l⁻¹). All the other stations show peak concentrations below 17 g.l⁻¹. For comparison, in a 134-km² watershed in the loess belt region (#59), automatic sampling far below the water surface during the rupture of a storm dam on June 29th, 2011 led to measured concentrations around 25 g.l⁻¹.

Tab. 5-5. Sampling representativeness.

#	River	Location	Max. observ. discharge 1996-2018 (m ³ .s ⁻¹)	Max. sampled discharge (m ³ .s ⁻¹)	Max. extrapolated concentration (1996-2018) (mg.l ⁻¹)	R ²	RSR (RMSE-observations standard deviation ratio)	NSE (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient)	PBIAS (percent of bias)	¹ Sediment rating curve validity
1	Aisne	Erezée (L6690)	21.85	9.90	129	0.58	0.87	0.24	48.0	Satisfactory
2	Aisne	Juzaine (L5491)	68.27	28.14	380	0.31	0.93	0.14	37.7	Satisfactory
3	Amblève	Targnon (S6671)	240.96	127.09	546	0.54	0.67	0.55	25.9	Good
4	Amblève	Martinrive/Nonceveux (S6621)	293.37	190.17	1447	0.87	0.84	0.29	12.8	Good
5	Chavanne	Vaux-Chavanne (ULiege data)	-	2.78	-	0.55	0.76	0.42	52.0	Unsatisfactory
6	Eau Noire	Couvin (L6350)	95.38	36.86	559	0.68	0.77	0.40	17.2	Good
7	Hédreé	Hargimont (L6940)	44.69	6.28	271	0.45	0.94	0.12	18.7	Satisfactory
8	Hoëgne	Belleheid (S6526)	24.50	10.48	236	0.61	0.77	0.41	33.7	Satisfactory
9	Hoëgne	Theux (L5860)	117.24	60.67	613	0.70	0.77	0.41	25.5	Good
10	Lembrée	Vieuxville (L6300)	24.33	19.74	633	0.75	0.70	0.51	20.2	Very good
11	Lesse	Lessive (L6360+L5080) Villers-sur-Lesse	202.89	119.93	154	0.34	0.96	0.07	15.5	Satisfactory
12	Lesse	Héroock (L6610)	291.60	116.20	495	0.73	0.83	0.31	17.2	Good
13	Lhomme	Grupont (L6360)	42.50	19.09	343	0.64	0.77	0.40	24.1	Good
14	Lhomme	Rochefort (L6650)	160.80	79.71	221	0.47	0.80	0.37	22.5	Good
15	Lhomme	Eprave (L6360)	126.06	108.68	188	0.42	0.92	0.15	17.2	Satisfactory
16	Lienne	Lorcé (L6240)	97.53	23.21	399	0.31	0.99	0.02	41.6	Satisfactory
17	Mellier	Marbehan (L5500)	43.08	23.68	152	0.48	0.95	0.09	17.6	Satisfactory
18	Ourthe occidentale	Amberloup (L6290)	20.05	14.89	68	0.66	0.99	0.02	8.3	Satisfactory
19	Ourthe orientale	Houffalize (L5930)	63.75	38.47	304	0.50	1.01	-0.03	30.0	Unsatisfactory
20	Ourthe	Méry Sauheid (S5857)	586.15	553.97	179	0.22	0.94	0.11	28.8	Satisfactory
21	Ourthe	Liège (Angleur) Q _{Sauheid} +Q _{Chaufontaine}	684.34	562.30	206	0.39	0.88	0.23	32.8	Satisfactory
22	Rulles	Forêt d'Anlier	-	2.49	-	0.48	1.13	-0.28	14.5	Unsatisfactory
23	Rulles	Habay-la-Vieille (L5970)	32.96	24.15	41	0.30	1.01	-0.02	19.8	Unsatisfactory
24	Rulles	Tintigny (L5220)	55.84	46.62	41	0.34	0.97	0.06	25.1	Satisfactory
25	Salm	Trois-Ponts (L6070)	53.44	38.74	152	0.49	0.76	0.43	29.8	Good
26	Semois	Tintigny (S9561)	113.63	101.95	87	0.45	1.07	-0.14	14.8	Unsatisfactory
27	Sûre	Martelange (L5610)	88.45	43.78	57	0.34	0.94	0.11	28.9	Satisfactory
28	Vesdre	Chaufontaine (S6228)	274.46	125.04	461	0.35	0.90	0.19	41.9	Satisfactory
29	Vierre	Suxy (L7140)	76.89	24.90	120	0.44	1.00	0.00	23.1	Satisfactory
30	Viroin	Olloy-sur-Viroin (L6380)	176.54	107.88	231	0.56	0.97	0.06	27.1	Satisfactory
31	Viroin	Treignes (L6760)	236.94	126.82	425	0.69	0.95	0.09	15.3	Satisfactory
32	Wamme	Hargimont (old station L6370)	34.01	23.45	242	0.62	0.72	0.48	25.7	Good
33	Wayai	Spixhe (L6790)	64.32	18.35	653	0.73	0.89	0.21	23.9	Satisfactory
34	Anneau	Marchipont (L6870)	12.75	6.71	6448	0.76	0.21	0.96	20.8	Very good
35	Grande Honnelle	Baisieux (L5170)	33.92	9.65	4177	0.90	0.24	0.94	10.4	Very good
36	R ^{su} des Estinnes	Estinnes-au-Val (L7080)	15.45	2.02	13922	0.85	0.60	0.64	28.9	Good
37	Trouille	Givry (L6710)	15.46	2.87	17781	0.75	0.76	0.42	37.0	Satisfactory
38	Trouille	Harmignies (L6430)	13.53	5.44	7797	0.62	0.88	0.23	48.9	Satisfactory
39	Trouille	Spiennes (L6600)	9.65	5.72	6419	0.85	0.66	0.56	6.8	Very good
40	Trouille	Hyon (S3643)	29.06	14.75	6463	0.84	0.53	0.71	25.8	Very good
41	Bocq	Spontin (L7320)	39.12	4.46	4715	0.46	0.82	0.32	62.7	Unsatisfactory
42	Bocq	Yvoir (L5800)	49.42	11.00	34873	0.72	1.21	-0.45	23.7	Unsatisfactory
43	Somme	Petite-Somme (ULiege data)	-	-	-	0.77	0.70	0.51	27.7	Good
44	Berwinne	Dalhem (L6390)	61.94	17.84	1882	0.46	0.86	0.26	27.5	Good
45	Bolland	Dalhem (L6770)	12.44	5.87	5219	0.55	0.64	0.59	24.5	Good
46	Gueule	Sippenaeken (L6660)	41.38	13.72	1491	0.72	0.66	0.56	19.9	Very good
47	Magne	Prayon/Foret (L6780/L7600)	30.94	2.88	985	0.31	1.01	-0.02	28.3	Unsatisfactory
48	Biran	Wanlin (L7190)	21.66	7.91	214	0.61	0.88	0.23	10.8	Satisfactory
49	Brouffe	Mariembourg (S9111)	48.60	27.62	366	0.49	1.00	0.00	15.8	Satisfactory
50	Eau Blanche	Aublain (L6530)	41.46	22.26	260	0.74	0.75	0.44	26.0	Good
51	Hermeton	Romedenne (L5060)	62.77	17.30	654	0.64	1.01	-0.02	39.2	Unsatisfactory
52	Marchette	Marche-en-Famenne (L7120)	23.12	8.73	232	0.19	1.00	0.00	26.0	Satisfactory
53	R ^{su} d'Heure	Baillonville (L6050)	26.37	10.95	660	0.60	0.88	0.23	16.5	Satisfactory

Chapitre 5 : Estimation of the area-specific suspended sediment yield from discrete samples in different regions of Belgium

54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne (L6270)	27.88	15.11	163	0.45	0.73	0.46	13.6	Good
55	Burdinale	Lamontzée	-	2.63	-	0.44	-	-	-	-
56	Burdinale	Marneffe (L6461)	6.12	2.60	5741	0.67	-	-	-	-
57	Geer	Eben-Emael (L6340)	18.81	7.67	6680	0.66	0.58	0.67	16.3	Very good
58	Mehaigne	Wanze (L5820) Moha	40.03	11.78	10115	0.66	0.75	0.44	40.5	Satisfactory
59	Petite Gette	Opheylissem (L6280)	22.55	1.54	16594	0.54	0.80	0.37	3.1	Good
60	Petite Gette	Zoutleeuw (L09_154)	7.73	6.31	9255	0.22	-	-	-	-
61	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest (L5720)	17.43	9.14	58971	0.81	0.83	0.31	15.2	Unsatisfactory (max. conc.)
62	Gette	Halen (L09_152)	28.30	23.15	986	0.59	0.52	0.73	9.7	Very good
63	Chavratte	Dampicourt (L7060)	4.01	3.30	125	0.73	0.68	0.54	3.2	Very good
64	Semois	Chantemelle (L5880)	22.84	15.24	71	0.62	0.90	0.19	14.0	Satisfactory
65	Semois	Étalle (L6180)	35.64	23.11	71	0.50	0.95	0.10	14.0	Satisfactory
66	Ton	Virton (L6440)	8.48	7.12	251	0.81	0.37	0.87	5.7	Very good
67	Ton	Harnoncourt (L5520)	48.29	31.96	305	0.49	0.99	0.01	22.1	Satisfactory
68	Vire	Ruette (L5600)	29.08	21.95	743	0.69	0.64	0.59	23.4	Good
69	Vire	Latour (L6030)	30.74	21.95	567	0.68	0.83	0.31	22.9	Good
70	Senne	Quenast (~L5660)	57.85	23.02	16197	0.75	0.71	0.49	10.1	Good
71	Dyle	Florival (L6160)	25.58	18.48	13007	0.62	0.86	0.25	19.2	Good
72	Samme	Ronquières (S2371)	-	-	-	0.71	-	-	-	-

¹The sediment rating curve validity is based on the criteria RSR, NSE and PBIAS shown in Tab. 5-3. If several criteria do not exhibit the same state of confidence, priority has been given to the NSE coefficient to define the validity state. The stations without values are those for which the pairs of points are not known (old academic works) or those without hydrological series.

5.3.2. Spatial and temporal specific sediment yield variability analysis

Through the computation of sediment rating curves and the hydrological series, the annual sediment transport at the stations was calculated. Due to the significant temporal variability of annual sediment yield, which is directly linked to the variability of rainfall and river flows, the average and the median annual sediment yields during the 1996-2018 period were computed (Tab. 5-4) and the median SSY values were mapped (Fig. 5-5). The overall weighted-area median SSY was 32.7 t.km⁻².yr⁻¹, taking into account the 58 valid stations. The median sediment yield for the period 1996-2018 reveals clear regional variability. Considering the computed data for valid sediment rating curves (therefore without the unsatisfactory stations), the median SSY reaches, on average, 19.2 t.km⁻².yr⁻¹ in Lorraine, 24.9 t.km⁻².yr⁻¹ in Ardenne, 26.9 t.km⁻².yr⁻¹ in the Haine basin, 28.4 t.km⁻².yr⁻¹ in Fagne-Famenne, 41.4 t.km⁻².yr⁻¹ in Hesbaye, 49.2 t.km⁻².yr⁻¹ in Entre-Vesdre-et-Meuse and 119.0 t.km⁻².yr⁻¹ in the Brabant Plateau. The annual sediment yield is very dependent upon the annual runoff and the intensity of the floods. Regional differences were observed in relationship to the proportion of agricultural areas, the availability of fine sediment and, to a less extent, the slope of the watershed in a runoff concentration time point of view.

The region with the most marked median SSY (Hesbaye and Brabant Plateau) also show the most marked annual variation. In Hesbaye, the studied watersheds belong to two large watersheds: the Meuse basin and the Scheldt basin. The median SSY of the rivers belonging to the Scheldt basin (Petite Gette and Grande Gette rivers) is much higher than the values observed in the Meuse basin (Geer and Mehaigne watersheds). In the Brabant Plateau region and in the Senne watershed, SSY values tend to be even more important than in the Hesbaye region. The Entre-Vesdre-et-Meuse rivers tend to present large annual variations. The other studied regions show less marked annual and spatial variations. Rivers from the Haine basin (16 to 35 t.km⁻².yr⁻¹) and the Fagne region (18 to 37 t.km⁻².yr⁻¹) show lower median SSY values. These values in Fagne are understandable given the grassland which is the predominant land cover and the low slope of the watersheds. However, in the case of the tributaries of the Haine River, it seems that the type of flow - a predominant base flow while Ardennian rivers often show a more flashy discharge regime - tends to explain the lower SSY value. In Famenne, the interannual variability is lower for the studied stations due to a smaller proportion of agricultural areas, preventing high sediment concentrations after summer storms, compared to the large plots in Hesbaye. The Lesse and the Lhomme rivers are subject to karstic losses at the interface of the Ardenne and the Famenne

regions. Hart and Schurger (2005) showed that karstic zones can also behave like sedimentary sources, when floods re-suspend old deposits trapped within these cavities.

The median SSY of the rivers of the Ardenne region show, at first sight, a certain variability. However, the order of magnitude of these values agrees with the measurements made by estimating the sedimentary volume trapped by the Bütgenbach dam on the Warche River ($A = 72 \text{ km}^2$), in a similar lithological and land use context than the upper Amblève River watershed where samples were taken (#3 Amblève River in Targnon, 803 km^2). Rivers from the southern part of the Ardenne region and the Lorraine region show lower SSY, due to the forestry and the grassland land cover respectively.

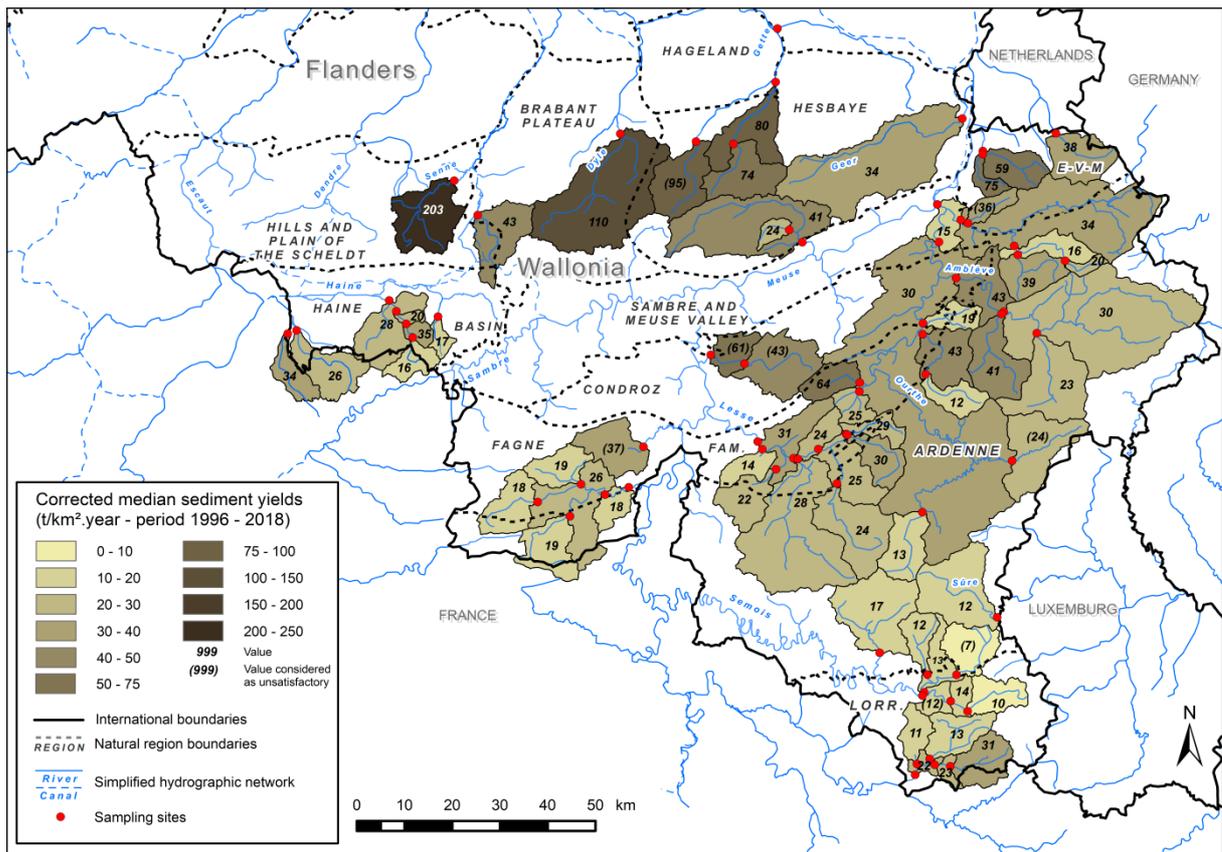


Fig. 5-5. Median sediment yield values within studied watersheds (period 1996-2018). Median SSY related to sediment rating curves that are considered as unsatisfactory are shown between brackets.

Tab. 5-6. Slope characteristics of watersheds.

#	River	Location	Basin area [km ²]	Mean watershed slope (%)	Roche's slope index	Hypsometric value with SRTM 30 m
1	Aisne	Erezée (L6690)	67.4	12.6	0.145	0.540
2	Aisne	Juzaine (L5491)	183	13.4	0.135	0.486
3	Amblève	Targnon (S6671)	802.9	11.2	0.079	0.585
4	Amblève	Martinrive / Nonceveux (S6621)	1064.5 / 992.8	11.9	0.077	0.581
5	Chavanne	Vaux-Chavanne (ULiège data)	12	9.8	0.197	0.404
6	Eau Noire	Couvin (L6350)	102	7.7	0.078	0.698
7	Hédérée	Hargimont (L6940)	45.1	10.6	0.115	0.481
8	Hoëgne	Belleheid (S6526)	20	8.2	0.167	0.639
9	Hoëgne	Theux (L5860)	189	10.8	0.134	0.451
10	Lembrée	Vieuxville (L6300)	51	11.4	0.148	0.509
11	Lesse	Lessive (L6360+L5080) / Villers-sur-Lesse	897 / 1090	10.7	0.080	0.503
12	Lesse	Hérock (L6610)	1156	10.3	0.080	0.462
13	Lhomme	Grupont (L6360)	179.9	10.8	0.102	0.572
14	Lhomme	Rochefort (L6650)	424.9	11.2	0.087	0.532
15	Lhomme	Eprave (L6360)	478	10.8	0.085	0.519
16	Liègne	Lorcé (L6240)	147	13.3	0.127	0.516
17	Mellier	Marbehan (L5500)	62	9.1	0.090	0.487

Chapitre 5 : Estimation of the area-specific suspended sediment yield from discrete samples in different regions of Belgium

18	Ourthe occidentale	Amberloup (L6290)	109	8.4	0.096	0.505
19	Ourthe orientale	Houffalize (L5930)	179	9.4	0.081	0.490
20	Ourthe	Méry Sauheid (S5857)	2691 2910	11.3	0.059	0.509
21	Ourthe	Liège (Angleur) Q _{Sauheid} +Q _{Chaufontaine}	3624	11.1	0.058	0.505
22	Rulles	Forêt d'Anlier	16	9.0	0.108	0.579
23	Rulles	Habay-la-Vieille (L5970)	96	9.7	0.087	0.554
24	Rulles	Tintigny (L5220)	219	9.0	0.075	0.537
25	Salm	Trois-Ponts (L6070)	202	10.8	0.101	0.588
26	Semois	Tintigny (S9561)	380.9	7.9	0.063	0.393
27	Sûre	Martelange (L5610)	209	10.5	0.075	0.503
28	Vesdre	Chaufontaine (S6228)	683	9.9	0.099	0.453
29	Vierre	Suxy (L7140)	219.8	9.7	0.078	0.421
30	Viroin	Olloy-sur-Viroin (L6380)	491	8.1	0.069	0.488
31	Viroin	Treignes (L6760)	542.4	8.5	0.069	0.517
32	Wamme	Hargimont (old station L6370)	80	10.7	0.129	0.561
33	Wayai	Spixhe (L6790)	93.8	10.9	0.155	0.516
34	Anneau	Marchipont (L6870)	78.2	4.3	0.080	0.503
35	Grande Honnelle	Baisieux (L5170)	121	4.5	0.071	0.727
36	R nd des Estinnes	Estinnes-au-Val (L7080)	28.7	4.4	0.107	0.541
37	Trouille	Givry (L6710)	55.7	3.9	0.067	0.596
38	Trouille	Harmignies (L6430)	79.9	3.9	0.070	0.544
39	Trouille	Spiennes (L6600)	93.0	4.0	0.068	0.507
40	Trouille	Hyon (S3643)	224.0	4.2	0.068	0.462
41	Bocq	Spontin (L7320)	163.6	7.6	0.070	0.535
42	Bocq	Yvoir (L5800)	230	8.4	0.071	0.644
43	Somme	Petite-Somme (ULiege data)	37.3	10.6	0.108	0.575
44	Berwinne	Dalhem (L6390)	118	8.2	0.118	0.493
45	Bolland	Dalhem (L6770)	29.3	7.6	0.130	0.517
46	Gueule	Sippenaeken (L6660)	121	7.2	0.102	0.478
47	Magne	Prayon/Foret (L6780/L7600)	40.5	8.9	0.121	0.608
48	Biran	Wanlin (L7190)	51.9	6.5	0.107	0.215
49	Brouffe	Mariembourg (S9111)	80	8.8	0.087	0.427
50	Eau Blanche	Aublain (L6530)	106.2	6.2	0.081	0.486
51	Hermeton	Romedenne (L5060)	115	6.8	0.084	0.407
52	Marchette	Marche-en-Famenne (L7120)	48.9	6.7	0.112	0.295
53	R nd d'Heure	Baillonville (L6050)	68	9.3	0.107	0.475
54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne (L6270)	93	9.4	0.112	0.506
55	Burdinale	Lamontzée	7.2	4.1	0.101	0.545
56	Burdinale	Marneffe (L6461)	26.8	5.4	0.093	0.591
57	Geer	Eben-Emael (L6340)	452.3	3.8	0.048	0.483
58	Mehaigne	Wanze (L5820) Moha	352.1 345	4.4	0.050	0.600
59	Petite Gette	Opheylissem (L6280)	134	3.9	0.061	0.593
60	Petite Gette	Zoutleeuw (L09_154)	276.0	3.8	0.061	0.512
61	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest (L5720)	135	4.3	0.066	0.532
62	Gette	Halen (L09_152)	805.0	3.8	0.045	0.379
63	Chavratte	Dampicourt (L7060)	55.9	11.4	0.108	0.534
64	Semois	Chantemelle (L5880)	89	7.1	0.077	0.299
65	Semois	Étalle (L6180)	123.9	6.8	0.070	0.260
66	Ton	Virton (L6440)	89	10.3	0.093	0.544
67	Ton	Harnoncourt (L5520)	293	10.7	0.078	0.485
68	Vire	Ruette (L5600)	104	11.1	0.107	0.429
69	Vire	Latour (L6030)	125.0	11.0	0.099	0.469
70	Senne	Quenast (~L5660)	169	5.0	0.058	0.551
71	Dyle	Florival (L6160)	430	6.2	0.053	0.594
72	Samme	Ronquières (S2371)	135	5.4	0.059	0.589

Tab. 5-7. Sedimentary parameters of the stations.

Region	SSY in 2002 [t.km ⁻² .yr ⁻¹]	SSY in 2018 [t.km ⁻² .yr ⁻¹]
Ardenne	64.9	19.3
Haine Basin	380.6	12.2
Entre-Vesdre-et-Meuse	82.0	90.4
Fagne-Famenne	120.0	18.9
Hesbaye	636.4	36.3
Lorraine	30.1	23.4
Brabant Plateau	487.2	42.5

Due to the very high interannual variability of SSY, we analysed two years, i.e. 2002, representing a humid year (Fig. 5-6), and 2018, representing a dry year (Fig. 5-7). Tab. 5-7 gives the average SSY by region for the humid and dry years in terms of days > Q_b, taking into account valid sediment

rating curves. In the case of the humid year and even if the number of flood events and their intensity play a role, the Lorraine and Ardenne regions present quite low sediment transportation in comparison to the other regions. Entre-Vesdre-et-Meuse and Fagne-Famenne regions present intermediate results ($\sim 100 \text{ t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$). The larger SSY are observed in the Haine Basin, and above all in the Brabant Plateau and Hesbaye regions. These watersheds from the loess belt have greater availability of fine sediment to transport. In the case of long period of intense floods, SSY can exceed 300 to 600 $\text{t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$. The Senne River showed a SSY value of $1,032 \text{ t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$ but is still considered as a valid value in terms of maximum extrapolated concentration (9.3 g.l^{-1}), contrary to the station #61, the Grande Gette River. Years with heavy runoff are those that contribute the most to sediment transport but uncertainties in SSY calculations are more important in the case of above-bankfull discharge and especially when extreme floods occur.

The lowest annual discharge of the studied time interval was reached in 2018 in a vast majority of watersheds, although some significant flooding occurred in January and June. Fig. 5-7 shows the average SSY values of 2018 taking into account only valid sediment rating curves and Tab. 5-7 presents the average values computed by region. In comparison to the year 2002, the year 2018 and its cumulative drought over a period of three years displays great differences in terms of regional SSY values. The Haine basin presents the lowest SSY values while this region was showing one of the highest SSY in a humid year. Ardenne and Lorraine regions present values pretty close to 2002 values. Fagne-Famenne region, for its part, has up to 5 times less SSY. Hesbaye and Brabant Plateau regions show around 10 to 20 times less SSY during a drought period. It should be noted that the Berwinne and Bolland watersheds, in Entre-Vesdre-et-Meuse, show very high SSY values, $131 \text{ t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$ and $116 \text{ t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$ respectively. This is due to an intense thunderstorm accompanied by rainfall of 89 mm per day on June 1st, 2018 in the town of Battice (headwaters of the Berwinne and the Bolland rivers). The Berwinne River experienced flood discharge of $62 \text{ m}^3\text{.s}^{-1}$ (recurrence $\sim 120 \text{ yr}$) while the Bolland River reached a flow rate of $12.4 \text{ m}^3\text{.s}^{-1}$ (recurrence $> 175 \text{ yr}$).

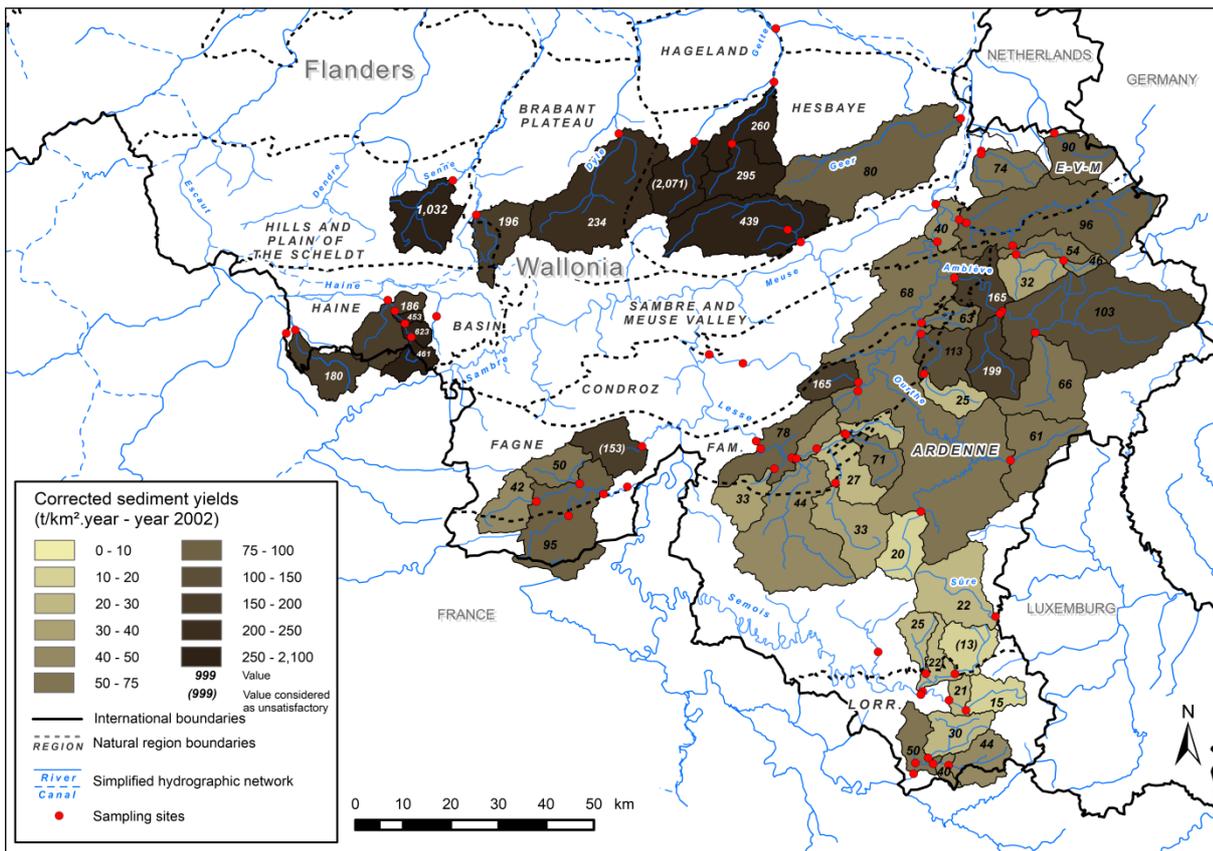


Fig. 5-6. Spatial variability of sediment yield within studied watersheds for a more humid year (year 2002).

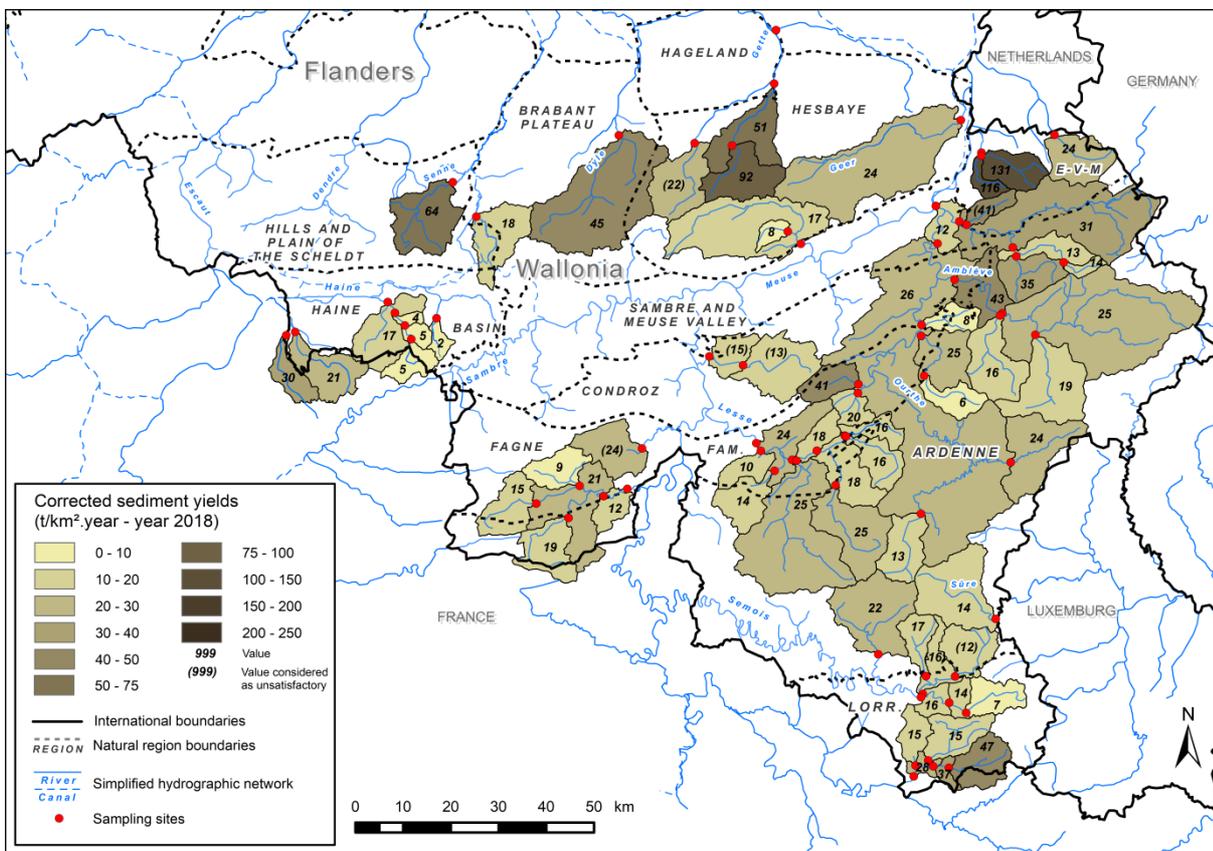


Fig. 5-7. Sediment yield within studied watersheds for a dry year (year 2018).

5.3.3. Effects of physical characteristics of the watersheds on sediment yield

Tab. 5-1 gives the proportion of each type of land cover in the watersheds. Moreover, the sediment concentration at bankfull discharge has been used in order to compare rivers. This reference discharge has been selected because it is the most suitable discharge value to compare stations with each other. The recurrence of the bankfull discharge ($Q_{0.625}$ in partial series according to Van Campenhout et al. (2020) in the same geographical area) is usually in the range of sampled discharges. Comparison with greater floods (Q_2 , Q_5 or Q_{10}) may lead to uncertainty due to the extrapolation of the sediment rating curve.

As a preamble to the analysis of regional differences in suspended sediment yield, some discrepancies in the relation between bankfull discharge and watershed area appears. The rivers located in the Haine Basin and those from the Hesbaye region clearly show Q_b values lower than the other rivers for a given value of watershed area (Petit & Pauquet, 1997; Petit *et al.*, 2007). In this case, it is more an influence of the hydrological regime, with a general weakness of the flows, rather than of the morphology of the bed and the size of the bed material (Petit *et al.*, 2007). In the opposite case, with their soft-shale substratum that tends to increase the depth of the bed incision, Fagne and Famenne rivers show a higher bankfull discharge compared to the other rivers.

Ardennian rivers show less possibility of the accumulation of large alluvial plains, regarding their less important SSC at Q_b , unlike Brabant Plateau and Hesbaye rivers, with a large availability of loess. However, the rarity of overflowing floods prevents having a precise estimate of the concentrations of suspended sediment above Q_b . Some rivers in the southern part of the Lorraine region show local particularities, such as natural levees on the Ton River or an artificial dam in the Vire River, can induce, in the case of the Vire River, a significantly greater bankfull discharge value and thus, a greater sediment concentration at Q_b .

Fig. 5-8 shows the estimated concentration at Q_b (see Tab. 5-4 for values). The variance of SSC is partially explained by the variance of Q_b ($R^2 = 0.60$), given by Eq. 5-6 (where SSC at Q_b is the suspended sediment concentration at bankfull discharge in mg l^{-1} , and $A_{a\%}$ is the proportion of agricultural area in the watershed expressed in percent).

$$SSC \text{ at } Q_b = 38.72 A_{a\%}^{5.29} \quad \text{Eq. 5-6}$$

Another important physical parameter is the mean slope of the watersheds: 4.2% in the Haine basin and in Hesbaye, 5.5% in the Brabant Plateau, 7.7% in Fagne-Famenne, 8.0% in Entre-Vesdre-et-Meuse, 8.9% in the Condroz, 9.8% in Lorraine and 10.3% in Ardenne. It can be observed that slopes in central and south-western Ardenne are less steep than in the north-eastern Ardenne. The watersheds with the greatest average slopes are more likely to be forested. Inversely, the cultivated watersheds are prone to present the least steep slopes. However, local lower slopes in agricultural areas may lead to mudflows and flash-floods that contribute to higher sediment yield at the watershed integration scale (Evrard *et al.*, 2007; Van Campenhout *et al.*, 2015).

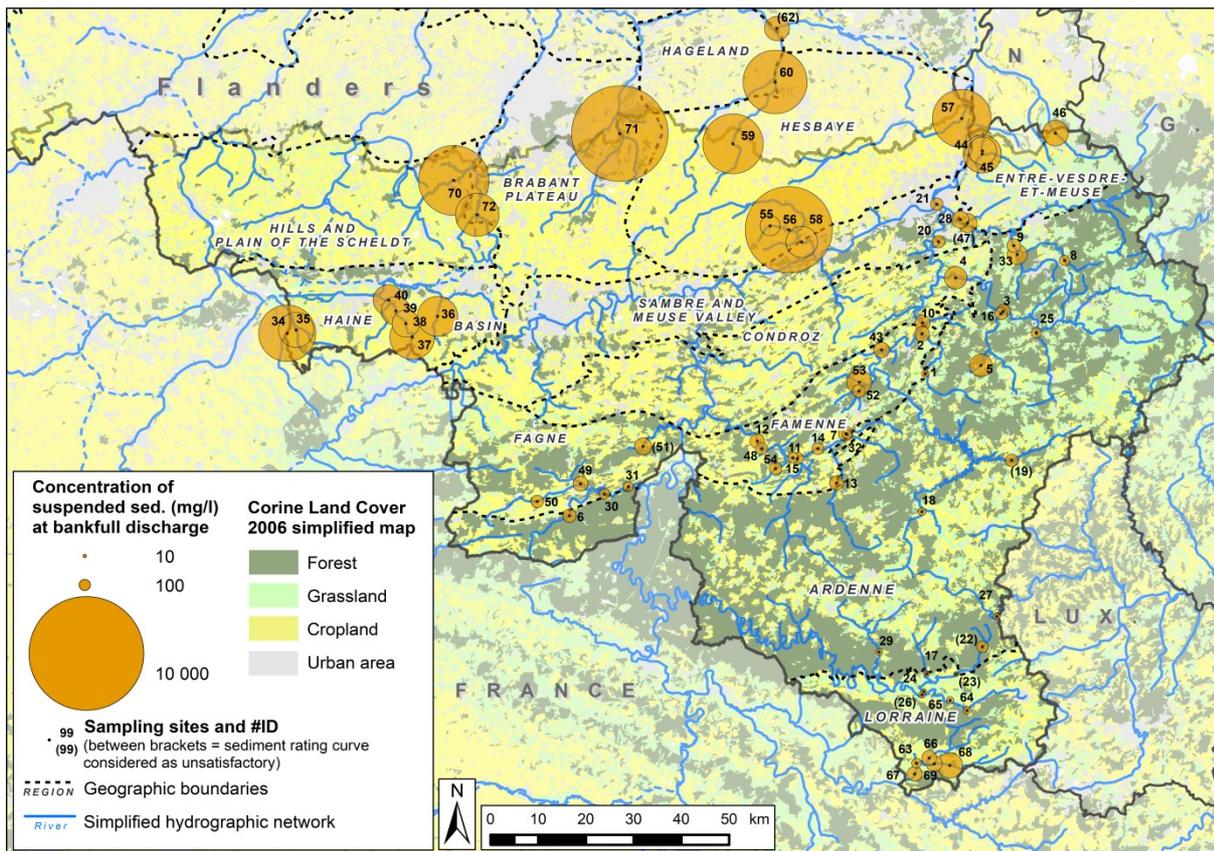


Fig. 5-8. Estimated suspended sediment concentrations at bankfull discharge and Corine Land Cover simplified map for 2006 (100-m resolution). Stations #41 and #42 were not shown because of their unrealistic SSC value at bankfull discharge.

The Roche’s slope index is given in Tab. 5-6 and ranges from 0.045 to 0.197. It is a better representation of the overall slope of the watershed. The higher values of Roche’s slope index (> 0.100) are observed in the watershed with an area that is lower than 200 km².

Tab. 5-8. Correlation between median SSY (1996-2018) and physical variables of the watersheds.

Physical variables of the watersheds	Correlation (R) with median 1996-2018 SSY [t.km ⁻² .yr ⁻¹]
Watershed area (A) [km ²]	-0.05
Mean elevation [m]	-0.43
Mean slope [%]	-0.28
Roche's slope index	-0.19
Hypsometric value	0.21
Forest relative land cover in 2006 [%]	-0.45
Grassland relative land cover in 2006 [%]	-0.21
Cultivated areas relative land cover in 2006 [%]	0.42

Correlation matrices have been used to detect the explanatory variables with respect to the median 1996-2018 specific sediment yields (Tab. 5-8). Despite our efforts to determine physical explanatory variables, only weak correlations between median SSY and land cover percentages are visible. The percentage of cultivated areas tends to be correlated with median SSY (R = 0.42) while the percentage of forested areas (R = -0.45) are inversely correlated with sediment yields. Physical variables that are linked to the relief energy show less meaningful correlations with median SSY. The mean slope of the watershed (R = -0.28) presents an inverse trend in comparison to the median SSY. The hypsometric value of the watershed showed a very weak correlation

(R = 0.21) with median SSY. The mean elevation of the watershed is inversely linked with the median SSY (R = -0.43). However, the mean elevation is also related to the location of the agricultural areas, and thus with the availability of suspended sediment runoff in the watershed. No correlation was found between the median SSY and the watershed area. For the duration of the water samplings, the land cover has not been drastically modified. However, some trends were detected in the studied watersheds (Tab. 5-9).

Tab. 5-9. Land cover of the studied watersheds from Corine Land Cover data (2000, 2006, 2012 and 2018).

#	River	Location	Forest (%) Grassland (%) Cultivated area (%) Urban and impervious area (%)															
			2000				2006				2012				2018			
1	Aisne	Erezée	61.9	22.7	10.9	4.4	62.1	22.6	10.9	4.4	61.5	23.2	10.9	4.4	58.4	26.5	10.8	4.4
2	Aisne	Juzaine	56.8	25.3	12.7	5.1	57.5	24.5	12.7	5.1	57.5	24.5	12.6	5.1	56.2	25.8	12.6	5.2
3	Amblève	Targnon	42.4	41.8	7.6	7.8	43.5	40.6	7.5	8	43.5	40.6	7.5	8	43.1	40.9	7.5	8.1
4	Amblève	Martinrive	44.9	37.5	9.6	7.7	46	36.3	9.5	7.8	46.1	36.2	9.5	7.8	45.6	36.6	9.5	7.9
5	Chavanne	Vaux-Chavanne	54.6	19.8	19.8	5.8	57.7	16.7	19.8	5.8	57.7	16.7	19.8	5.8	56.5	18.3	19.5	5.8
6	Eau Noire	Couvin	53.7	23.8	19.8	2.8	55.2	23.6	18.3	2.8	53.8	24.9	18.4	2.8	53.7	24.9	18.5	2.9
7	Hédrée	Hargimont	58	14.7	23.6	3.8	58.4	14.4	23.7	3.6	58.2	14.3	23.5	3.8	58.7	13.9	23.4	3.8
8	Hoëgne	Belleheid	65.1	34.9	0	0	62.6	37.4	0	0	79.6	20.4	0	0	76.3	23.7	0	0
9	Hoëgne	Theux	48.5	29.7	10.6	11.2	48.6	29.5	10.6	11.3	51.7	26.5	10.6	11.3	50.6	27.5	10.6	11.3
10	Lembrée	Vieuxville	48.3	19.1	26.4	6.2	48.4	19	26.4	6.2	47.2	20.2	26.4	6.2	47.1	20.3	26.4	6.2
11	Lesse	Lessive	56.9	10.7	26.6	5.6	57.2	10.6	26.3	5.7	56.9	10.8	26.2	5.7	57.2	10.6	26	6
12	Lesse	Héroock	55.3	11.5	27.9	5.1	55.6	11.5	27.5	5.2	55.5	11.6	27.4	5.3	55.7	11.4	27.2	5.5
13	Lhomme	Grupont	67.5	9	18.3	5.2	66.9	9.4	18.4	5.3	67.9	8.2	18.6	5.4	67.5	8.5	18.5	5.6
14	Lhomme	Rochefort	62.1	10.5	21.9	5.4	62	10.8	21.7	5.3	62.4	10.3	21.7	5.4	62.4	10.4	21.4	5.6
15	Lhomme	Erprave	59.1	11.4	23.6	5.7	58.9	11.5	23.5	5.8	59.3	11	23.4	5.9	59.3	11	23.2	6.1
16	Lienne	Lorcé	51.4	26	18.1	4.6	52.4	24.8	18.2	4.6	52.6	24.7	18.2	4.6	51.8	25.8	17.9	4.6
17	Mellier	Marbehan	37.8	27.3	30.4	4.5	37.8	27.2	30.6	4.5	39	26	30.1	4.9	39	26	30.1	4.9
18	Ourthe occidentale	Amberloup	37.6	30.7	28.4	3.3	37.9	29.2	29.6	3.3	37.6	29.5	29.6	3.3	37	30.1	29.5	3.4
19	Ourthe orientale	Houffalize	35.7	27.9	31.3	5.2	37	25.7	32.2	5.1	37	25.8	32.1	5.1	36.7	26	32.1	5.2
20	Ourthe	Méry/Sauheid	43.1	28.1	21.3	7.3	43.9	27.1	21.5	7.4	43.8	27.1	21.5	7.4	43.4	27.4	21.4	7.5
21	Ourthe	Liège (Angleur)	42.3	28	19.4	10.1	42.9	27.1	19.5	10.2	43	27	19.5	10.2	42.5	27.4	19.5	10.3
22	Rulles	Forêt d'Anlier	99.9	0.1	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0
23	Rulles	Habay-la-Vieille	78.1	7.5	11.5	2.9	78.8	6.7	11.5	2.9	78.4	7.2	11.3	3.1	77.9	8	10.9	3.1
24	Rulles	Tintigny	58.1	18.9	19.3	3.7	58.4	18.5	19.3	3.8	58.5	18.4	19.1	4	58.2	18.9	18.9	4
25	Salm	Trois-Ponts	48.4	33.1	13.6	5	48.5	33	13.3	5.3	48.8	32.6	13.3	5.3	47.8	33.4	13.3	5.5
26	Semois	Tintigny	47.5	24.3	22	6.1	47.8	23.6	22.1	6.4	48	23.4	22	6.6	47.7	23.6	21.9	6.7
27	Sûre	Martelange	36	26.4	33.3	4.3	36.7	24.2	34.9	4.2	35.8	25	34.9	4.2	34.4	25.6	35.7	4.3
28	Vesdre	Chaufontaine	40.6	28.9	11.5	18.4	40.3	29.1	11.5	18.6	41.2	28.2	11.4	18.6	40.3	28.9	11.4	18.8
29	Vierre	Suxy	40.4	26.9	26.4	6.3	41.2	25.9	26.6	6.4	40	26.8	26.4	6.8	39.3	27.4	26.3	7
30	Viroin	Olloy-sur-Viroin	49.3	15.4	28.7	6.1	50.2	14.8	28.6	6.1	50.1	14.7	28.7	6.2	50.1	14.7	28.7	6.2
31	Viroin	Treignes	52.7	14.3	26.8	5.9	53.5	13.6	26.7	5.8	53.5	13.5	26.7	5.9	53.4	13.5	26.7	6
32	Wamme	Hargimont	65.7	13	18.9	2.4	65.5	13.2	18.8	2.4	65.2	13.2	18.8	2.4	65.8	12.5	18.8	2.5
33	Wayai	Spixhe	49.5	25	10.9	14.7	50.5	24	10.9	14.6	51	23.5	10.9	14.6	50.3	24.2	10.9	14.6
34	Anneau	Marchipont	6.6	29.2	52.9	11.3	6.3	32.2	50.2	11.3	6.4	30.4	51.1	12.1	5.8	30.5	51.4	12.4
35	Grande Honnelle	Baisieux	10.7	35	46.7	7.3	10	32.9	49.5	7.3	10	31.1	50.8	7.7	10.6	30.6	49.3	9
36	R ^{me} des Estinnes	Estinnes-au-Val	17.7	12.3	60.3	9.7	18.9	10.8	60.6	9.7	18.9	10.8	60.6	9.7	18.9	10.8	60.6	9.7
37	Trouille	Givry	2.8	32	56	9.2	2.8	27.9	60	9.2	2.8	27.3	60.1	9.8	2.8	26.7	60.7	9.8
38	Trouille	Harmignies	2	26.9	61.9	9.2	2	24.1	64.7	9.2	2	23.6	64.8	9.6	2	23.2	65.2	9.6
39	Trouille	Spiennes	1.7	25.8	62.8	8.8	1.7	23.4	64.9	8.8	1.7	23	64.8	9.2	1.7	22.7	65.2	9.1
40	Trouille	Hyon	4.2	15.9	66.7	12.7	4.3	14.6	67.7	12.7	4.3	14.4	67.5	13	4.3	14.4	67.6	12.9
41	Bocq	Spontin	12.7	15.4	61.2	10.6	13	13.6	62.7	10.8	13	13.5	62.7	10.8	13	13.2	62.3	11.5
42	Bocq	Yvoir	15.9	15	58.5	10.4	16.1	13.7	59.5	10.7	16.3	13.6	59.5	10.6	16.3	13.4	59.1	11.2
43	Somme	Petite-Somme	24.5	15.4	51.7	8.4	24.3	15.3	51.6	8.8	24.6	14.7	51.9	8.8	24.6	14	51.9	9.5
44	Berwinne	Dalhem	1.1	21.1	49.3	28.6	1.1	21.6	49.5	27.9	1.1	21.6	49.2	28.1	1.1	21.6	49.1	28.2
45	Bolland	Dalhem	0	23.7	43.4	33	0	24.2	42.7	33	0	24.2	42.1	33.6	0	24.2	42.1	33.7
46	Gueule	Sippenaeken	17.1	37.8	18.5	26.7	17.1	38	18.5	26.4	16.7	38.5	18.3	26.6	16.8	38.2	18.3	26.5
47	Magne	Prayon/Foret	2.1	20.3	34	41.9	2.1	21	34.1	41.4	2.1	21	34.1	41.4	2.1	21	34.1	41.4
48	Biran	Wanlin	32.5	13.2	48.4	5.8	32.7	13.4	48.1	5.8	32.7	13.4	48.1	5.8	32.4	13.4	47.8	6.4
49	Brouffe	Mariembourg	67.4	8.8	18.6	4.9	67.6	8.2	19	4.9	67.6	8.2	18.7	5.1	67.6	8.2	18.6	5.2
50	Eau Blanche	Aublain	37.3	11.7	42.7	7.6	37.6	11.2	42.9	7.6	37.5	11.2	42.9	7.6	37.5	11.2	42.9	7.6
51	Hermeton	Romedenne	38.4	14.8	40	6.2	38.4	14.3	40.4	6.2	38.4	14.3	40.4	6.2	38.7	14.1	40.2	6.3
52	Marchette	Marche-en-Famenne	33	23.8	23.5	19.8	32	22.7	24.1	21.2	32.1	22.4	24	21.4	31.8	22.5	23.4	22.4
53	R ^{me} d'Heure	Baillonville	47.7	15.3	31.7	5.3	47.8	16.9	30.1	5.3	48.4	16.5	29.8	5.3	48.4	16.5	29.9	5.2
54	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	53.4	17.1	27.5	2	54.2	16.7	26.8	2.3	54.4	16.6	26.7	2.3	54.7	16.3	26.7	2.3
55	Burdinale	Lamontzée	5.5	1.8	77	15.7	5	1.8	77.7	15.4	5	1.8	77.7	15.4	5	0	76.5	18.5
56	Burdinale	Marnéffe	6.8	0.8	76.4	16	6.6	0.8	76.8	15.9	6.6	0.8	76.8	15.9	6.6	0	76	17.4
57	Geer	Eben-Emael	0.8	1.2	76.8	20.8	0.8	1	75	22.8	0.8	1	74.7	23.1	0.8	0.8	74.4	23.7
58	Mehaigne	Wanze	3.2	1.4	80.1	14.9	3.1	1.4	80	14.9	3.1	1.4	79.9	15	3	1.4	79.4	15.6
59	Petite Gette	Ophelissentem	1	0	84.8	14.3	1	0	84.3	14.7	1	0	84.3	14.7	1	0	83.8	15.3
60	Petite Gette	Zoutleeuw	0.5	0.5	84.1	14.9	0.5	0.5	83.4	15.6	0.5	0.5	83.4	15.6	0.5	0.5	83	15.9
61	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	1.7	0.6	82.8	14.8	1.7	0.7	83	14.6	1.7	0.7	82.9	14.7	1.7	0.7	82.7	14.9
62	Gette	Halen	1.3	2.8	78	17.7	1.3	2.8	77.5	18.3	1.3	2.9	77.4	18.4	1.3	2.9	77.2	18.6
63	Chavratte	Dampicourt	59.5	15	23.3	2.3	61.3	13	23.4	2.3	61.3	12.8	23.4	2.4	61.3	12.8	23.4	2.5
64	Semois	Chantemelle	34.3	22.1	28.4	14.9	34.2	22	28.2	15.2	33.9	22.1	28.2	15.4	33.6	21.9	28.5	15.4
65	Semois	Étalle	32.1	29.9	26.5	11.3	32.5	28.7	26.8	11.8	32.9	28.1	26.8	11.9	32.7	27.9	27	12
66	Ton	Virton	66.3	13.6	17.2	2.9	69.2	10.5	17.3	2.9	69.4	10.4	17.3	2.9	69	10.9	17	3.1
67	Ton	Harnoncourt	45	21.7	27.5	5.7	46.5	19.7	27.6	6.1	46.6	19.6	27.5	6.4	46.4	19.4	27.6	6.6
68	Vire	Ruette	26.8	27.5	38.6	7.1	27.1	26.6	38.2	8.1	27	26.5	37.8	8.8	26.9	25.7	38.3	9.1

69	Vire	Latour	27.8	28.4	36.9	6.9	28.1	26.9	37.2	7.8	28	26.8	36.8	8.4	28	26	37.3	8.7
70	Senne	Quenast	3.5	19.6	61.5	13.7	3.5	20	60.6	13.8	3.4	21	59.7	13.9	3.4	21	58.9	14.3
71	Dyle	Florival	9.2	1	65.6	23.6	9.3	1.2	64.9	24.2	9.3	0.9	65.2	24.2	9.4	0.9	64.5	24.7
72	Samme	Ronquières	2.5	11.7	64.1	21.7	2.5	11.8	62.9	22.7	2.5	11.8	62.9	22.7	2.5	12	62.5	23.1

From 2000 to 2018, the forest land cover has increased in all regions - and especially in Lorraine (+0.9%) and Ardenne (+0.4%) - except in Hesbaye and Entre-Vesdre-et-Meuse. Grassland tends to decrease in every region (up to -2.6% in the Haine Basin), except in Brabant Plateau and Entre-Vesdre-et-Meuse. Cultivated areas increase in the Haine Basin (+1.8%) and in the Condroz (+0.61%); they decrease especially in the Brabant Plateau region (-1.8%) and in Hesbaye (-0.9%). This decrease is related to the urbanization of the watershed (+1% in the loess belt). The Ardenne region is less marked by recent urbanization (+0.2%). Multi-criteria analyses have been undertaken to extract the coefficients of the most correlated or inversely correlated variables with SSY (Eq. 5-7).

$$\text{Median SSY [t.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}] = 3.10 \text{ Mean slope [\%]} - 0.527 \text{ Forest cover [\%]} + 0.396 \text{ Cultivated cover [\%]} + 11.2 \quad \text{Eq. 5-7}$$

The coefficient of multiple determination (R^2) reaches a value of 0.48, with a standard error of 26.1 t.km⁻².yr⁻¹. The multi-criteria analysis hardly explains the variance of median SSY with confidence, even if physical parameters of the watersheds play a role.

5.4. Discussion

The sediment rating-curve method tends to underpredict high, and overpredict low SSC value (Horowitz, 2003). Ideally, the calibration measurements should cover a full range of flow conditions from droughts to floods to ensure that extrapolation of the curve beyond the range of supporting measurements is minimized. However, achieving water sampling over a full range of flow rates is difficult where the sampling site is remote from the lab or where the watershed is small so that the river has a quick response to infrequent storms. For this reason some degree of extrapolation of the rating curve is often necessary (McKerchar, 2003). In this study, the extrapolation of SSC for major non-sampled floods led to the exclusion of two stations whose extrapolated results were unrealistic. In case of flash-floods or pluri-centennial floods, Keaton (2019) estimates the threshold between normal streamflow to hyperconcentrated sediment flow at a sediment concentration by volume of about 0.05 to 0.1 (50 to 100 g.l⁻¹), while mud flood and mud flow are classified above 0.2 and 0.45 respectively. These reference values were used to ban the over-extrapolated values of the stations #42 and #61 (with about 35 and 59 g.l⁻¹ respectively); they are considered as unrealistic for their stream environment. In the end, the #62 station could be considered as invalid due to a probable underestimation of the sediment concentration (max. 986 mg.l⁻¹) even if the NSE and PBIAS give a “very good” state of validity. There is a possibility that sediment accumulation occurred upstream of the sampling station according to Hombrouckx (2002). In any case, the manual sampling of over-bankfull discharges will remain hard due to the rarity of these events. Only automatic sampling stations would have achieved the gathering of data for very infrequent floods to study the within-event sediment variability and the hysteresis (Oeuring *et al.*, 2010; Rodríguez-Blanco *et al.*, 2010). In practice, this real-time monitoring and water sampling is rather difficult to set up in a large number of stations and requires high frequency field handlings and laboratory analyses.

Minimizing the sum of the squares of the logarithmic deviations results in the underestimation of the calculated concentrations (Wilson *et al.*, 1990; Grasso & Jakob, 2003; Hallot, 2010). The bias

increases with the degree of scatter about the regression (Ferguson, 1986), despite the common use of a correction factor (Phillips *et al.*, 1999; Ndomba *et al.*, 2008), and the sediment yield underestimation may exceed 50% in some cases (Jansson, 1985; Thomas, 1985; Ferguson, 1986, 1987; Koch & Smillie, 1986; Cohn *et al.*, 1989; Lamalle *et al.*, 1989; Grasso & Jakob, 2003). We have observed that the correction factor led to an increased value of around 30% when the R^2 of the sediment rating curve is around 0.5. In the case of a R^2 above 0.8, the increased value of the corrected SSY remains below 10%. The quality of the sediment rating curve has therefore a significant impact on the computed results, much higher than the exhaustiveness of the range of sampled discharges. However, the slope of the logarithmic rating curve could change significantly in case of new samples, because this type of mathematical relation is driven by extreme values. In addition, the values of the parameters 'a' and 'b' of the sediment rating curve may change with time: hydrologic changes may come from human-caused alterations of the global climate system or river restoration plans (Warrick, 2015). Authors showed that variation in flow discharge can lead to a general decrease in 'b' and an increase in 'a' during the period with more flood events (i.e., an increase in sediment transport) and an increase in 'b' and a decrease in 'a' during droughts (Higgins *et al.*, 2013).

The relationship between the SSY and the area of the watershed is rarely significant. In a large study of 60 watersheds in Spain, Verstraeten *et al.* (2003) could not explain more than 17% of the variability of the SSY with the watershed area. Multiple regression models, based on climatic, topographic and land use properties, often are insufficient to model the sedimentary behaviour of the watersheds (Verstraeten *et al.*, 2003). The same observations were made in Italy by de Vente *et al.* (2006). In the presence of clastic materials such as badlands, gullies or landslides, the prediction of SSY seems to be easier, based on the drainage density (de Vente *et al.*, 2006; Grauso *et al.*, 2008). In Wallonia, the prediction seems to be more difficult due to the large range in the pattern of types of lithologies and soils over a rather small area. The high variability of lithologies prevents drawing a clear link between drainage density and sediment yield. The land cover is more likely to be used to explain a part of the spatial variability of sediment yields as it can be presented in correlation and multicriteria analyses. For instance, predominant agricultural land cover conjugated to higher watershed slope in the vicinity of the watercourses in the loess belt (Senne, Dyle and Gette rivers) is likely to explain higher SSY values.

From the samplings of this study, it was shown that, as a general rule, the concentrations of suspended sediment observed in the summer period are higher than the concentrations observed for an identical discharge in the winter period, even when the sample is taken during the rising phase of the flood in the studied stations. In addition, it was observed that this difference between the concentration of samples in winter and in summer is maximum in the small watersheds located in silty areas. Large-area watersheds are less subject to this phenomenon of temporal differentiation because the impact of runoff due to summer storms is integrated over the entire surface.

Despite the high variability of factors controlling the sediment yields (Zabaleta *et al.*, 2016), the physical characteristics of the watersheds play a role in sediment yield. In addition to the scale effect of their area, it has been demonstrated that parameters such as slope, land cover, lithology and soil erosivity have an effect on sediment budget (Van Oost *et al.*, 2000; de Vente *et al.*, 2013; Yan *et al.*, 2013; Fang *et al.*, 2016; Messina & Biggs, 2016). Moreover, the link between higher drainage density and higher sediment yield is only present in homogeneous bedrock geology (Dragičević *et al.*, 2018). In addition, the connectivity of the river networks also plays a significant role. The presence of weirs and dams impacts the fine sediment transport (Lajczak, 1996). In urban area, the rectified reaches also effect its transport by the narrowing due to bridges and

hydraulic obstacles. Even if the land cover data are not sufficient to realistically represent all the sedimentary processes that take place from soil erosion to the outlet and the accumulation processes, the more complex models are generally very complex to calibrate for large watersheds. The use of Corine Land Cover maps with a resolution of 100 m was the only technique available to compare different years with thematic consistency over the last decades. Due to the international environment of the studied watersheds, pan-European data are needed to deal with the part of them that are in boundary countries and regions.

Compilation studies often highlight the influence of runoff in the variability of SSY. For instance, Perpinien (1998) observed very low denudation rates at the level of the Meuse, at its confluence with the Meuse (14 t.km⁻².yr⁻¹ at Wanze in 1997), while Sine and Agneessens (1978) observed a SSY of barely 10 t.km⁻².yr⁻¹ in the upper Meuse (20.4 km²). These differences highlight the great interannual variability of denudations which makes it difficult to compare the values based on different analysis periods, especially when they include particularly dry years, such as the 1973-1977 period studied by Sine and Agneessens (Lamalle *et al.*, 1989). The results of Vanmaercke *et al.* (2012b) with a worldwide dataset remain inconclusive about the potential impact of land use on the inter-annual variability of SSY, but indicate only a weak correlation. Costa *et al.* (2017) only managed to observe a link with land cover modifications over a 40-year period of observation with continuous monitoring in an Alpine environment.

This study has demonstrated that nowadays the rivers that were suspected of clogging the downstream waterways, such as the Trouille River and the Samme River, did not represent a massive input of sediment each year. However, taking into account the estimated value by the public managers of 1.3 million tons of accumulated sediment in the Condé-Pommeroeul canal since 1818 (connected to the Trouille River via the Haine River) and the data from the station #40 (Trouille River at Hyon, with a watershed area of 224 km² and a median SSY of 28.4 t.km⁻².yr⁻¹), the simple extrapolation by multiplication of our median SSY results over the period 1818-2010 reaches 1.22 million tons of potentially accumulated suspended sediment for this 192-year period. The computation by other means of the sediment yield was in accordance with the results found in our study. For instance, and despite the difference in watershed area, the SSY was estimated to be between 28 and 33 t.km⁻².yr⁻¹ with an accumulation in the Bütgenbach dam from 1932 to 2004 (Hallot *et al.*, 2012) compared to 30 t.km⁻².yr⁻¹ of median 1996-2018 SSY value with suspended sediment samplings.

Several types of potential uncertainty were addressed in the computation of the SSY from sediment rating curves. The first type is due to the sampling method and the representativeness of the sample across the water column and the water section. Perpinien (1998) observed, thanks to measurements conducted by Lamalle (1987) in the Burdinale River and Pironet (1995) in the Magne River, a low variability in suspended sediment concentration of samples taken at different depths on cross-sections. This variability is different with average concentrations. The coefficient of variation is 8 to 12% for average concentrations below 30 mg.l⁻¹, between 1.3 and 6% for average concentrations of 150 to 600 mg.l⁻¹ and 8.4% for a concentration of 1,800 mg.l⁻¹ on the Burdinale River. The second type of uncertainty relates to the quality of the sediment rating curve, linked to the trap efficiency of the filtration method and the ability for modelling suspended sediment concentration across a wide range of discharge. Jung *et al.* (2020) summarize a computing method of several validation criteria to describe the quality of the sediment rating curve. Another source of uncertainty in the SSY computation is the model of interpolation of annual or pluri-annual sediment yield. A great variety of types of calculations exist to interpolate from infrequent samples (Phillips *et al.*, 1999; Delmas *et al.*, 2011). The summation of modelled concentrations on an hourly discharge basis was used in this study. However, each type of

computation model may give very different SSY results, in relation to the number of samples, the coefficient of determination of the sediment rating curve and the distribution of the samples over the range of flow discharge values. Estimating sediment yield over large watersheds is a difficult task, taking into account the great spatial and temporal variability of physical parameters of the watersheds and the difficulty of sampling with representativeness the suspended sediment at a wide range of discharge values.

The frequency of suspended sediment sampling also has a non-negligible impact on the annual sediment yield calculated from the flow series (Horowitz, 2002, 2003; Skarbøvik *et al.*, 2012; Vanmaercke *et al.*, 2012b). Walling (1977) showed significant differences in the interpolation of SSY with different sampling timings such as daily, monthly or seasonal intervals. Underestimates of up to 70% are reported in the literature when the sampling frequency is weekly (Li *et al.*, 2006). A fairly small number of samples, for example 12 samples taken on a hydrological basis rather than a calendar basis, may allow a first estimate of the annual sediment transport to be obtained while minimizing the trips required to cover a large network of stations (Skarbøvik *et al.*, 2012). The representativeness of the sediment rating curves obtained is correct for the majority of the study sites. However, the number of samples or the range of sampled discharges was too small in 10 cases, leading to unsatisfactory results. This compromise between the precision of the estimate of the annual sediment yield and the ability of sampling a large number of measurement sites is dependent upon each watershed, because the bias due to a low sampling frequency can vary greatly with the area and physical characteristics of the studied watersheds (Moatar *et al.*, 2006).

In the end, the source data of land cover maps, their reference year and their resolution may be another issue affecting the multicriteria analyses. With a variable sampling period for the studied sites, the land cover map at different epochs has been used and integrated to the searching for correlations between land cover and the SSY at the outlet of the watershed. The Corine Land Cover map for the year 2006 has shown better correlation values compared to ProbaV 2015 maps (Buchhorn *et al.*, 2019), previously tested. The current trend of urbanizing the areas in the agricultural area such as the Hesbaye and the Brabant Plateau region could lead to an increase of the sediment transport by raising the connectivity of the sediment source and the rivers downstream through the impervious area.

5.5. Conclusion

Since the end of the 90's, campaigns of suspended sediment samplings have been carried out on 72 study sites in the Southern part of Belgium in order to acquire sediment yields at the outlet of watersheds located in different geographical regions. The statistical validity and representativeness of the sediment curves has been described using several descriptors. This type of study aiming at accumulating many suspended sediment samples from a great number of gauging stations confronted us with the difficulty of obtaining representative results at different time and space scales. The classical method of interpolation of the suspended sediment concentration with the Ferguson correction required by the bi-logarithmic space was the methodology used to compute the SSY over a representative period with the available series of hourly discharges. However, the high variability of SSY related to the seasonality of sediment transport in fluvial regimes would, due to logistics and costs, tend to result in only a small number of stations, representative of geographic regions or watersheds, being equipped with continuous measurement devices to acquire data during single events. The methodology described here made it possible to obtain an order of magnitude of the sediment transport in suspension for a large number of stations, which was the initial request of the river managers.

Belonging to seven very different geographical regions, with their specific geologic substratum, type of soils and land cover, differences in SSY have been observed. Considering the computed data for valid sediment rating curves, median SSY reaches, on average, 20.1 t.km⁻².yr⁻¹ in Lorraine, 28.7 t.km⁻².yr⁻¹ in Ardenne, 52.9 t.km⁻².yr⁻¹ in the Haine basin, 30.7 t.km⁻².yr⁻¹ in Fagne-Famenne, 96.1 t.km⁻².yr⁻¹ in Hesbaye, 63.2 t.km⁻².yr⁻¹ in Entre-Vesdre-et-Meuse and 192.2 t.km⁻².yr⁻¹ in the Brabant Plateau region. The estimated SSC value at bankfull discharge was related to the proportion of agricultural areas in the watershed ($R^2 = 0.60$). Indeed, rivers from Ardenne, Fagne and Famenne regions and the northern part of the Lorraine region, depict low SSC at Q_b . Conversely, Brabant Plateau and Hesbaye rivers (and to a lesser extent, those located in the southern part of Lorraine), show the larger sediment concentrations at bankfull discharge, correlated to a predominantly agricultural land cover. The percentage of cultivated areas (in 2006) is weakly correlated with median SSY of the 1996-2018 period ($R = 0.42$), while the percentage of forested areas ($R = -0.45$) is inversely correlated with sediment yields. The mean slope of the watershed ($R = -0.28$) and the average elevation ($R = -0.43$) present an inverse trend in comparison to the median SSY, but the mean elevation is linked to the proportion of agricultural areas in terms of climatic environment and the availability of arable lands in Wallonia.

Compared to other sediment transport analyses, the order of magnitude of median SSY (equal to 33 t.km⁻².yr⁻¹) was consistent with other studies in the same climatic context and for the same range of watershed areas. This study also confirms the great temporal and spatial variability of SSY. In terms of clogging of the waterways and dams, the computations made from sediment rating curves and hydrological data matched with the estimates of accumulated sediment over different time intervals.

The uncertainties that are linked to the sampling methods, the quality of the sediment rating curves in terms of representativeness, and the soundness of the choice of the available computation methods still makes complex today the study of sediment transport in rivers. Further analyses that are based upon high-frequency water samplings and long-term data gathering would be necessary to define more precisely the intrinsic and complex sedimentary processes that take place in watersheds.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Walloon Public Service (*Service public de Wallonie - SPW*) for making hydrological data available through two entities (*Direction Générale Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, Direction des Cours d'eau non navigables ; Direction générale opérationnelle Mobilité et Voies hydrauliques, Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Études Hydrologiques - SETHY*). The authors want to express their gratitude to Ms. Alison S. McCallum, BADipEd (Macq) of Australia for checking the English language.

5.6. Informations complémentaires relatives aux données de l'État de l'Environnement wallon

Le taux de production sédimentaire a également été estimé grâce au modèle hydrologique de bassin versant EPICgrid développé au sein du Laboratoire d'Hydrologie et d'Hydraulique agricole de Gembloux Agro-Bio Tech, à partir du modèle mathématique *Erosion Productivity Impact Calculator* (EPIC) mis en place par le Département de l'Agriculture américain. Il s'agit d'un modèle hydrologique parcellaire travaillant au pas de temps journalier (Sohier, 2011). Dans l'édition

2017 de l'État de l'Environnement wallon (Bellayachi *et al.*, 2017), et sur la page web¹⁹ concernant sa mise à jour en date de décembre 2022, le taux de production sédimentaire annuel moyen pour la période 1971-2021 a été estimé par le modèle EPICgrid à 29,9 t.km⁻².an⁻¹ à l'échelle de la Wallonie, avec un écart-type de 10,3 t.km⁻².an⁻¹ (Fig. 5-9). Les années correspondant aux taux les plus élevés sont en rapport avec les fortes précipitations, les événements de crue et/ou d'inondations qu'a connu la Wallonie : 1993, 1984, 2002 et 2021, dans l'ordre décroissant.

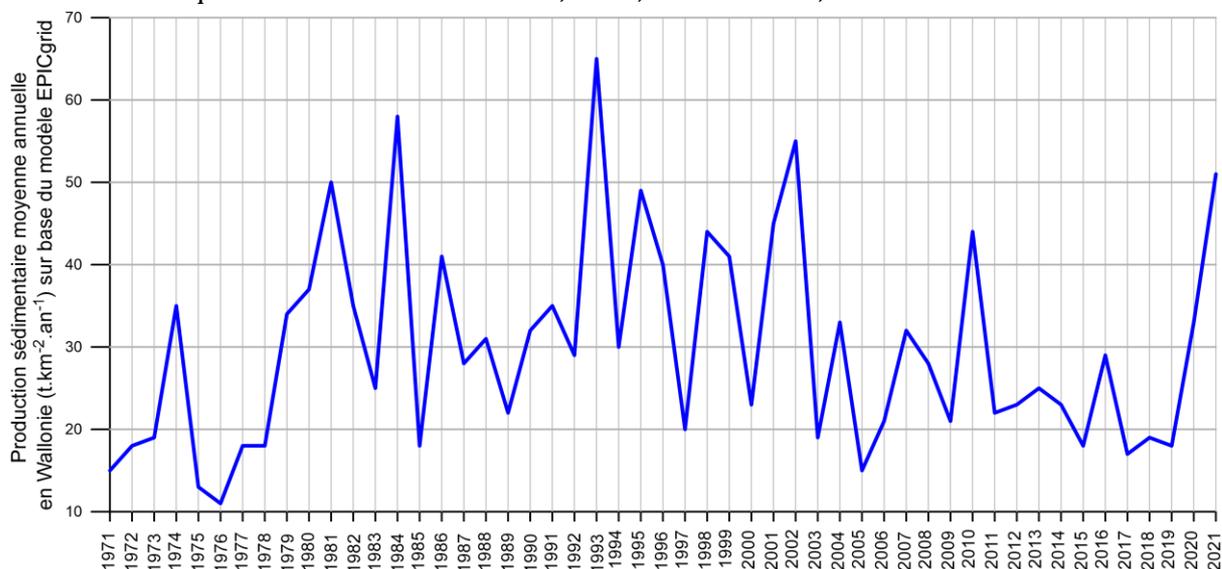
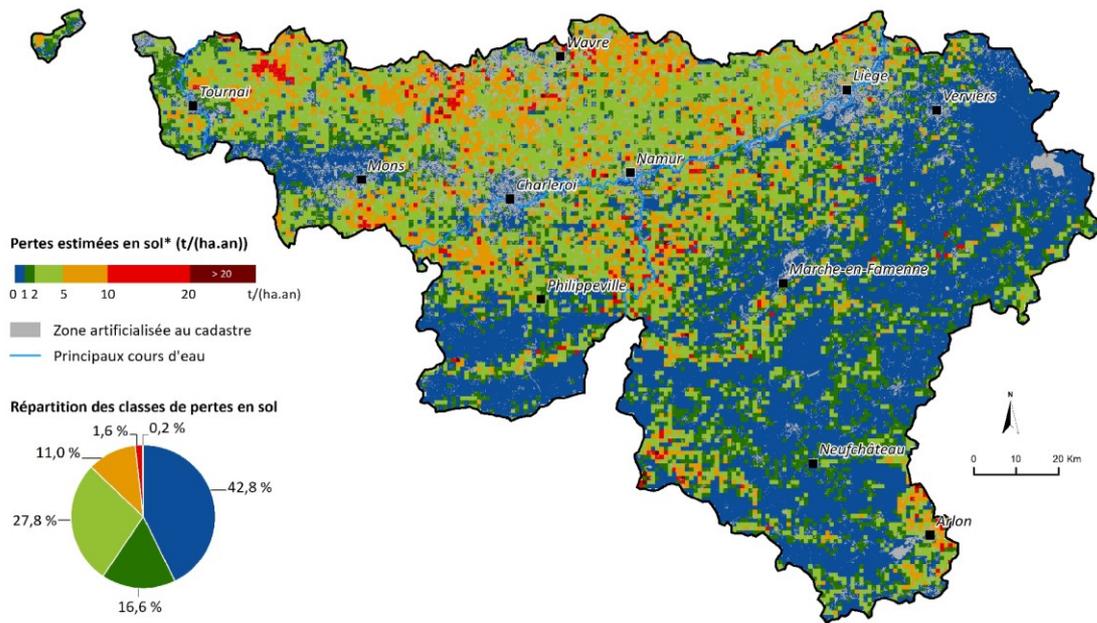


Fig. 5-9. Taux de production sédimentaire moyen annuel à l'échelle de la Wallonie de 1971 à 2021 sur base du modèle EPICgrid (État de l'Environnement wallon, 2022, modifié).

La version 2022 du rapport de l'Environnement wallon présente une autre variable issue du modèle EPICgrid : les pertes en sol par érosion hydrique diffuse, à l'échelle du pixel d'une taille de 10 m x 10 m. Cette valeur, qui représente l'érosion brute du sol au niveau du pixel, atteint 230 t.km⁻².an⁻¹ en moyenne sur 5 ans (période 2017 – 2021) à l'échelle du territoire wallon, tous types de surfaces confondus hors sols artificialisés. Les pertes diffuses sont plus élevées dans les régions de grande culture (région limoneuse, région sablo-limoneuse et Condroz) du fait de la présence de cultures sarclées (pomme de terre, betterave, maïs) peu couvrantes au printemps et d'une teneur en matière organique dans les sols agricoles généralement trop faible, ce qui les rend plus vulnérables à l'érosion (État de l'Environnement wallon, 2022).

En 2021, année exceptionnelle marquée par des pluies très érosives, les pertes en sol estimées à l'échelle du pixel de 10 m x 10 m ont atteint 400 t.km⁻². Outre la variabilité interannuelle liée aux aléas climatiques et aux changements d'occupation des sols, une augmentation des pertes en sol entre 1971 (160 t.km⁻².an⁻¹) et 2000 (280 t.km⁻².an⁻¹) est remarquée, suivie d'une baisse apparente qui reste à confirmer à l'avenir (État de l'Environnement wallon, 2022).

¹⁹ Source : <http://etat.environnement.wallonie.be/contents/indicatorsheets/SOLS%203.html>, consultée le 24/12/2022



* Application de l'équation universelle de perte en sol (USLE) via le modèle EPICgrid^(a) - Maille de 1 km²
REEW - Source : SPW ARNE - DEE (modèle EPICgrid)

© SPW - 2022

Fig. 5-10. Pertes estimées en sol par érosion hydrique diffuse, valeur moyenne sur la période 2017-2021 (État de l'Environnement wallon, 2022, modifié).

Cependant, ces valeurs ne tiennent pas compte des accumulations de sédiments qui se produisent au sein même des parcelles et dans le réseau hydrographique - contrairement aux estimations de taux de production sédimentaire agrégées à l'échelle des bassins versants - mais elles permettent de calculer la valeur du *Sediment Delivery Ratio*. Sur base des données du modèle EPICgrid, la valeur moyenne du SDR sur la période 1971-2021 équivaut à $0,12 \pm 0,02$. À l'échelle européenne, la valeur du SDR calculée par modélisation équivaut à 0,15 pour l'année de référence 2010 (Borrelli *et al.*, 2018).

5.7. Synthèse de l'évaluation du transport sédimentaire en suspension à moyen terme et à l'échelle des bassins versants

En conclusion de ce chapitre ayant trait à l'évaluation quantitative du transport sédimentaire en suspension à l'échelle des bassins versants et d'une période de 22 ans entre 1996 et 2018, une carte de synthèse a été réalisée à partir des valeurs de taux médians de production sédimentaire par bassins versants interpolées (selon la méthode IDW) à l'échelle du territoire wallon (Fig. 5-11). Il faut cependant noter que les données de base utilisées pour cette interpolation ne concernent que les bassins versants d'une superficie suffisante pour qu'ils aient été équipés d'une station de mesure de débits, et que la densité de stations de mesure varie spatialement. Une classification a été réalisée et affiche les valeurs selon les intervalles suivants : 8 à 20 t.km⁻².an⁻¹, 20 à 50 t.km⁻².an⁻¹, 50 à 100 t.km⁻².an⁻¹, 100 à 150 t.km⁻².an⁻¹ et enfin 150 à 230 t.km⁻².an⁻¹. Sur base de ces limites de classes, il se dessine une régionalisation du transport sédimentaire en suspension. Les plus faibles valeurs sont observées dans la partie sud de l'Ardenne ainsi que dans les trois-quarts nord de la Lorraine. L'autre partie de territoire de Lorraine, la partie nord de l'Ardenne, la Fagne, la Famenne et la partie sud de l'Entre-Vesdre-et-Meuse affichent des taux de production sédimentaire médians compris entre 20 et 50 t.km⁻².an⁻¹. La partie orientale de la Hesbaye présente également cette gamme de valeurs, à la suite de la faible valeur médiane de taux de production sédimentaire mesurée sur le Geer à Eben-Emael.

La région limoneuse hennuyère, le bassin de la Haine, une partie du Condroz, du sillon Sambre-et-Meuse et de l'Entre-Vesdre-et-Meuse montrent des taux de production sédimentaire médians compris entre 50 et 100 t.km⁻².an⁻¹. Pour rappel, le cours principal de la Meuse ne dispose pas de stations de mesures sédimentaires ; l'interpolation en amont de Namur est donc guidée par la station #57 du Bocq à Yvoir. Les valeurs les plus importantes sont repérées sur la partie nord du territoire wallon (partie orientale de la région limoneuse hennuyère, région limoneuse brabançonne, partie occidentale de la Hesbaye), avec des taux de production sédimentaire médians compris entre 100 et 230 t.km⁻².an⁻¹.

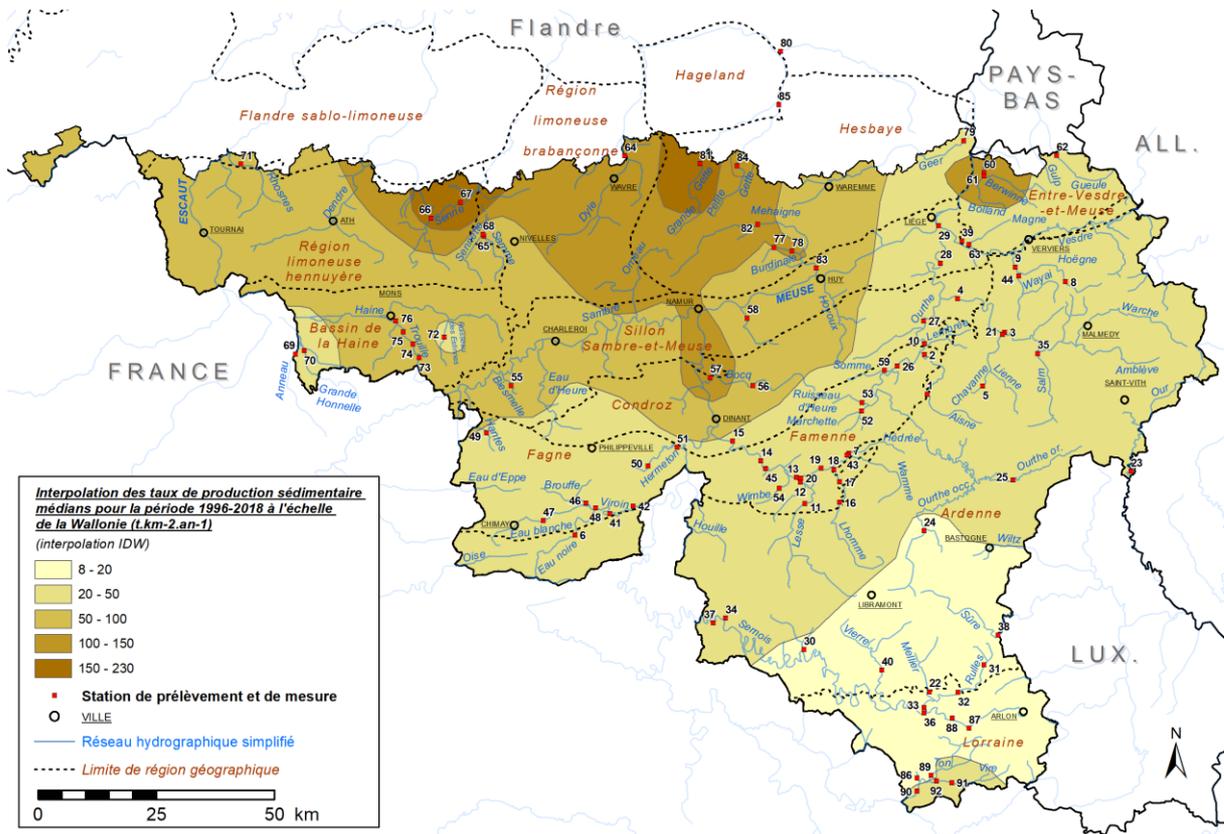


Fig. 5-11. Interpolation des taux de production sédimentaire médians pour la période 1996-2018 à l'échelle de la Wallonie.

La région avec le taux de production sédimentaire médian le plus marqué (Hesbaye et plateau du Brabant) présente également la variation annuelle la plus marquée. Dans la région de Hesbaye, les bassins versants étudiés appartiennent à deux grands bassins versants : le bassin de la Meuse et le bassin de l'Escaut. Le taux de production sédimentaire médian des rivières appartenant au bassin de l'Escaut (Petite Gette et Grande Gette) est beaucoup plus élevé que les valeurs observées dans le bassin de la Meuse (bassins versants du Geer et de la Meuhaigne). Dans la région du plateau brabançon et du bassin de la Senne, les valeurs de taux de production sédimentaire ont tendance à être encore plus importantes qu'en Hesbaye.

Ces valeurs relatives au transport de sédiment en suspension résultant des études diachroniques sur les cours d'eau wallons (Van Campenhout *et al.*, 2013, 2022), associées aux valeurs de transport de la charge de fond (Gob *et al.*, 2005a; Houbrechts *et al.*, 2006) ont récemment servi de données de calibration pour une modélisation sédimentaire du bassin de la Meuse sur base du modèle *wflow-sediment* (van Hofslot, 2022) qui combine un modèle hydrologique et un modèle sédimentaire. Une analyse de sensibilité globale sur cinq paramètres clés du modèle a été réalisée pour montrer l'impact sur la charge de fond et la charge en suspension.

Il ressort de l'étude réalisée par van Hofslot (2022) que le diamètre médian de la taille des particules explique une grande partie de la variance du modèle au niveau de la charge en suspension. Pour la charge de fond, ces résultats sont similaires, mais une grande partie de la variance du modèle était causée par l'effet d'interaction, ce qui signifie qu'une combinaison des paramètres ci-dessus explique la variance du modèle. La validation des résultats du modèle avec les valeurs moyennes annuelles de sédiments observées à 26 endroits du massif ardennais montre que le modèle génère des valeurs dans le bon ordre de grandeur lorsqu'il utilise des valeurs réalistes des paramètres du modèle. C'est le cas pour l'ensemble des dix-sept sites de charge en suspension et pour sept des neuf sites de charge de fond. Les résultats de van Hofslot (2022) montrent que le modèle *wflow-sediment* pour le bassin versant de la Meuse est capable de simuler la charge de sédiments dans le bon ordre de grandeur. L'auteure note cependant qu'une analyse plus approfondie devrait se concentrer sur la carte d'occupation des sols ainsi que sur l'équation de capacité de transport choisie. Les résultats de notre étude peuvent servir de point de départ pour la calibration de *wflow-sediment* sur le bassin versant de la Meuse à l'échelle des sous-bassins.

CHAPITRE 6 : Caractérisation des flux de sédiments en suspension par la mesure de la turbidité et l'échantillonnage automatisé

6.1. Cadre et objectifs du projet européen ScaldWIN

Le projet ScaldWIN est un projet Interreg IVB NWE visant à améliorer la qualité des eaux de surface et des eaux souterraines, requise par la Directive-Cadre sur l'eau 2000/60/CE, dans le district hydrographique international (DHI) de l'Escaut, d'une superficie de 36.416 km², contre 22.116 km² pour le bassin versant de l'Escaut proprement dit. Au fil des 350 km de son cours, le fleuve draine un territoire peuplé de 12.855.000 habitants. La densité moyenne du district hydrographique international dépasse les 350 hab.km⁻². Le projet ScaldWIN fait suite au projet Interreg IIIB NWE Scaldit, dont les objectifs étaient, entre autres : la caractérisation des masses d'eau, la gestion des bases de données, l'aménagement du territoire en lien avec l'hydrologie, la sensibilisation du public ainsi que la gestion à l'échelle internationale du bassin versant de l'Escaut (Dieltjens & Van Den Langenbergh, 2005).

L'amélioration de la qualité des masses d'eau passe par une meilleure connaissance du transport sédimentaire des rivières, des phénomènes d'érosion des sols au sein des bassins versants et de la géomorphologie des lits mineurs et des plaines alluviales. Le projet ScaldWIN visait donc cinq objectifs principaux :

- l'amélioration de l'état écologique des masses d'eau de surface basée sur le développement des écosystèmes aquatiques et de la biodiversité ;
- l'amélioration de l'état écologique des masses d'eau de surface basée sur la gestion des sédiments ;
- la gestion durable des ressources en eaux souterraines ;
- l'évaluation de la mise en œuvre des programmes de mesures de la Directive-Cadre sur l'Eau ;
- la sensibilisation du public.

Le *Work Package 2*, relatif au deuxième objectif présenté ci-dessus, concerne ainsi la mesure des flux sédimentaires à l'échelle régionale, transrégionale et internationale, la modélisation des échanges sédimentaires et la construction de pièges à sédiments. Les différents partenaires du projet participent à différents niveaux au sein du bassin versant de l'Escaut. Les principales actions qui ont été entreprises furent les suivantes :

- un monitoring transnational des flux de sédiments et de la qualité des sédiments dans les cours d'eau non navigables en Flandre et en Wallonie. En Flandre, des stations existantes ont fait l'objet d'un monitoring, certaines stations ont été déplacées et de nouvelles stations installées. En Wallonie, quatre stations ont été installées, dont les résultats sont présentés dans ce chapitre ;
- en Région flamande, la mise au point et la calibration d'un modèle de transport des sédiments, permettant d'obtenir une estimation détaillée des flux des sédiments qui puisse tenir compte des apports transnationaux de matière fine ;
- la construction de cinq pièges à sédiments, également dans le nord du pays, et l'évaluation de leur efficacité de piégeage sédimentaire selon différentes configurations testées sur le terrain ;
- la synthèse des différents résultats obtenus sous la forme d'un manuel reprenant les directives concernant l'installation d'un réseau de mesure sédimentaire, la gestion des données mesurées et l'estimation des bilans sédimentaires.

En Wallonie, le Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie fluviale de l'Université de Liège (LHGF-ULg), en tant que sous-traitant de la Direction Générale Opérationnelle Agriculture, Ressources naturelles et Environnement (SPW - DGO 3) – Direction des Cours d'eau non navigables, a conçu et mis en place un réseau de quatre stations de mesure du transport des sédiments en suspension. Ce point présente le choix des sites d'étude en rappelant leur contexte orohydrographique, géologique et pédologique. Le point suivant abordera les prérequis pour concevoir et installer des dispositifs de mesure du transport en suspension (point 6.2). La méthodologie de la mesure de la concentration par l'intermédiaire de la mesure de la turbidité et l'échantillonnage automatique ont été présentés au point 2.3 tandis que les difficultés techniques et pratiques rencontrées et les solutions élaborées seront abordées au point 6.3. Les stations où des dispositifs de mesure continue de la turbidité ont été installés sont localisées ci-dessous (Fig. 6-1). Leurs numéros d'identification se réfèrent au tableau général présenté au chapitre 2 (Tab. 2-1).

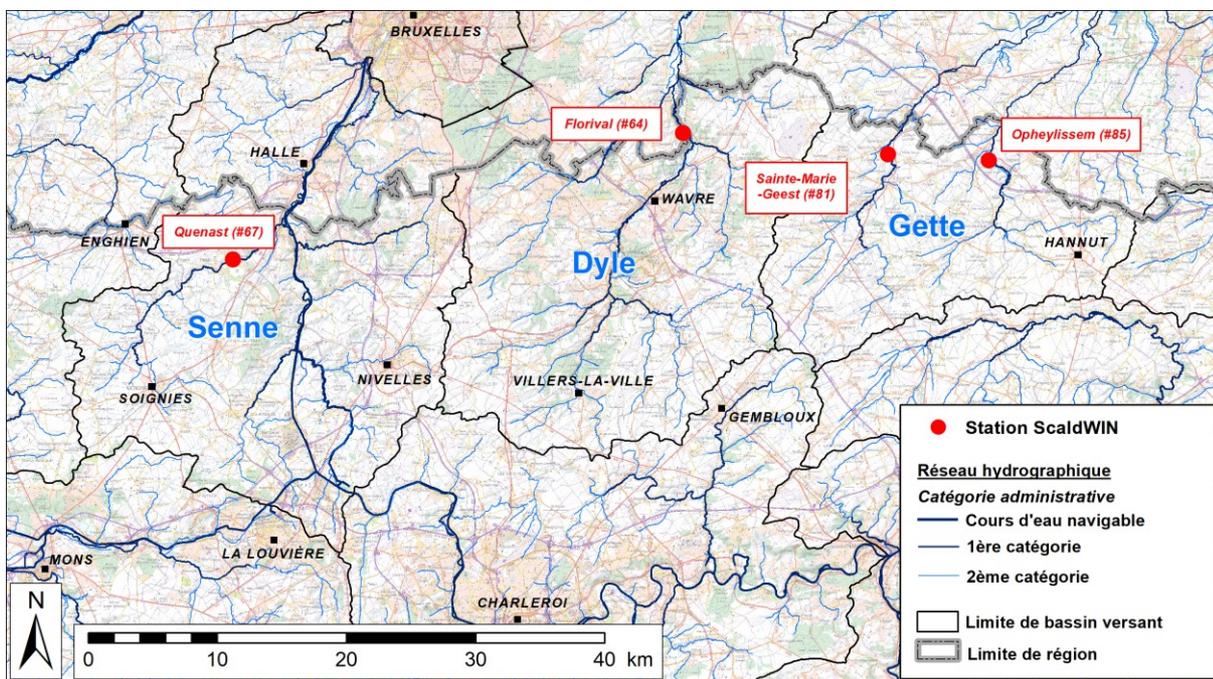


Fig. 6-1. Localisation des stations de mesure ScaldWIN.

6.1.1. La Senne à Quenast (#67)

Au début du projet, à l'automne 2010, le site de Tubize avait été présélectionné pour installer la station de mesure du bassin de la Senne. Localisée à proximité de la limite régionale et d'une station de mesure de débits du réseau SETHY, la parcelle choisie était cependant située en zone inondable. Peu après l'installation de la cabine, la crue extrême du 14/11/2010, d'une période de retour largement supérieure à 100 ans, inonda la zone (Fig. 6-2). Les dégâts sont restés limités à la cabine, les échantillonneurs et le matériel électronique n'avaient pas encore été installés sur ce site. Une autre crue, moins importante, en janvier 2011, a également affecté le site préalablement choisi. Une nouvelle localisation à l'abri des crues extrêmes a dès lors été recherchée dans le bassin de la Senne.



Fig. 6-2. Crue centennale de la Senne à Tubize (source : SPW, 14/11/2010).

Le pont de la route industrielle, à Quenast (commune de Rebecq), situé à 4 km en amont de Tubize a été sélectionné (Fig. 6-4). Il s'agit du seul pont instrumentable qui soit situé hors de la zone inondable exceptionnelle dans la partie aval du bassin de la Senne. L'accès au lit mineur est possible par la parcelle adjacente. La cabine est située à environ 4 m au-dessus du niveau de basses eaux de la Senne. La superficie du bassin versant de la Senne au niveau de cette station est de 169 km². L'exutoire est situé à côté de la carrière de porphyre de Quenast (Fig. 6-5). Ce site ne dispose pas de limnigraphe. Dès lors, le débit de la Senne à Quenast a été estimé par corrélation à partir des valeurs enregistrées à la station Aqualim L5660 de Steenkerque, environ 8 km en amont, et en tenant compte d'un décalage temporel d'onde de crue de deux heures selon l'équation suivante (Eq. 6-1), où $Q_{\text{Steenkerque } t+0 \text{ h}}$ et $Q_{\text{Quenast } t+2 \text{ h}}$ sont respectivement les débits à Steenkerque et à Quenast deux heures plus tard et exprimés en m³.s⁻¹. Cette valeur de décalage temporel a été déduite des enregistrements ponctuels de hauteur à une résolution de 5 minutes au niveau de la station de Quenast qui ont été comparés aux hauteurs enregistrées par le réseau Aqualim.

$$Q_{\text{Quenast } t+2 \text{ h}} = 1,1245 Q_{\text{Steenkerque } t+0 \text{ h}} \quad \text{Eq. 6-1}$$

L'hydrogramme de la Senne à Quenast montre les deux crues débordantes qui ont eu lieu en novembre 2010 et en janvier 2011 (Fig. 6-3). La période d'étude durant laquelle l'instrumentation était en place s'étend jusqu'à fin décembre 2013, avec seulement quelques crues dépassant le débit à plein bord.

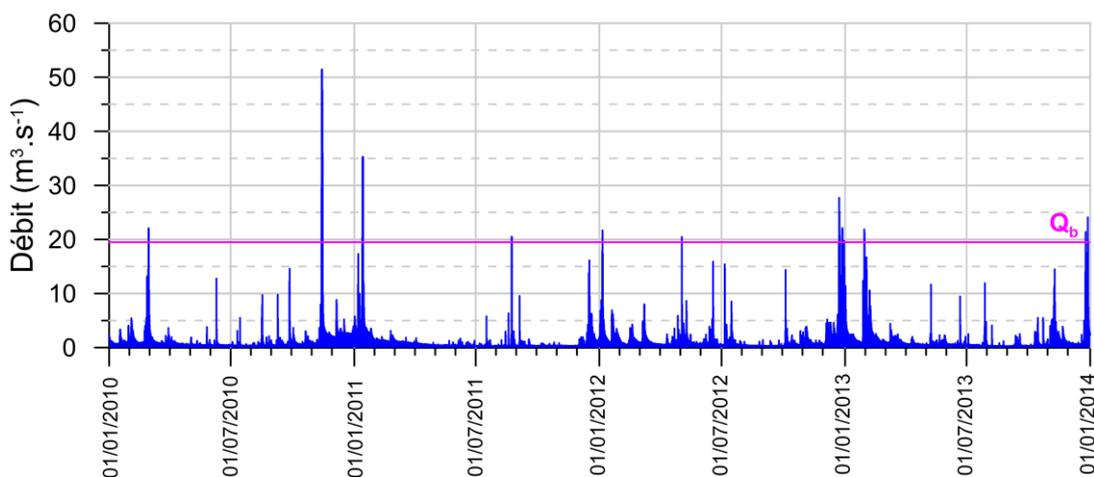


Fig. 6-3. Hydrogramme de la Senne à Quenast de 2010 à 2014.



Fig. 6-4. Pont de la Route industrielle à Quenast, hors zone inondable (photo prise en décrue lors de l'événement décennal du 13/01/2011 ; les laisses de crue attestent de la hauteur maximale atteinte).

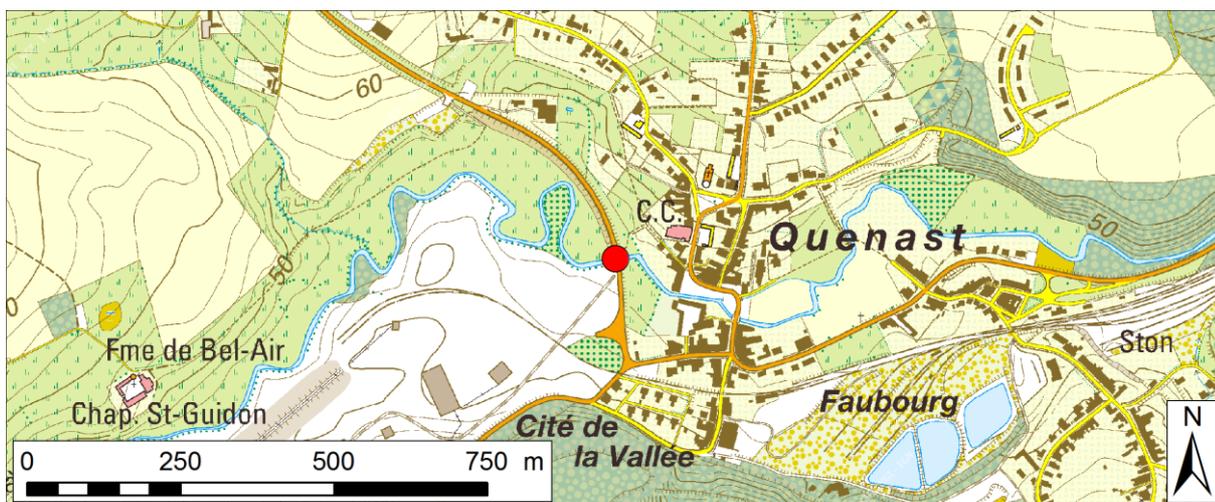


Fig. 6-5. Localisation du site de mesure de la Senne (source : carte IGN 1/10.000 39/1, 2001).

L'altitude maximale du bassin versant atteint 173 m, tandis que l'altitude minimale est de 45 m. Le bassin hydrographique de la Senne est essentiellement agricole (58,9 % en 2018, cf. Tab. 5-9, p.149). Cependant, les communes de Soignies, Braine-le-Comte et Rebecq (Fig. 6-6) montrent une urbanisation importante (14,3 % de superficie bâtie dans le bassin versant). Plusieurs sites d'extraction minière sont présents dans le bassin : les carrières du Hainaut et du Perlonjour à Soignies, la carrière de Restaumont à Écaussinnes ainsi que la carrière de Quenast. Le bassin hydrographique est bordé à l'est par le bois de la Houssière, où des gisements sabliers ont été exploités jusqu'à la fin des années 1970.

Le substratum géologique du bassin de la Senne à Quenast (Fig. 6-2) est constitué d'une séquence stratigraphique exposant, du nord au sud, les terrains du Paléozoïque inférieur (Cambrien, Ordovicien et Silurien) du bord méridional du Massif du Brabant ainsi que les terrains du Paléozoïque supérieur (Dévonien moyen et supérieur et Carbonifère inférieur). Ceux-ci sont constitués des calcaires givetiens et frasniens, des psammites famenniens et des calcaires tournaisiens et viséens) appartenant à la bordure septentrionale du Synclinorium de Namur (Doremus & Hennebert, 1995; Hennebert & Eggermont, 2002). En discordance, la couverture cénozoïque subhorizontale est constituée d'argiles et de sables landéniens et yprésiens, sous la couverture lœssique pléistocène (Hennebert & Eggermont, 2002). Ces limons (ou lœss), accumulations de particules siliceuses, argileuses et calcaires, de granulométrie très fine (90 % des grains ont moins de 50 μm) sont très homogènes. Leur épaisseur, variable et conditionnée par

le relief, peut dépasser localement 10 m (Hennebert & Eggermont, 2002). Des dépôts holocènes colluviaux et alluviaux sont présents dans les vallées.

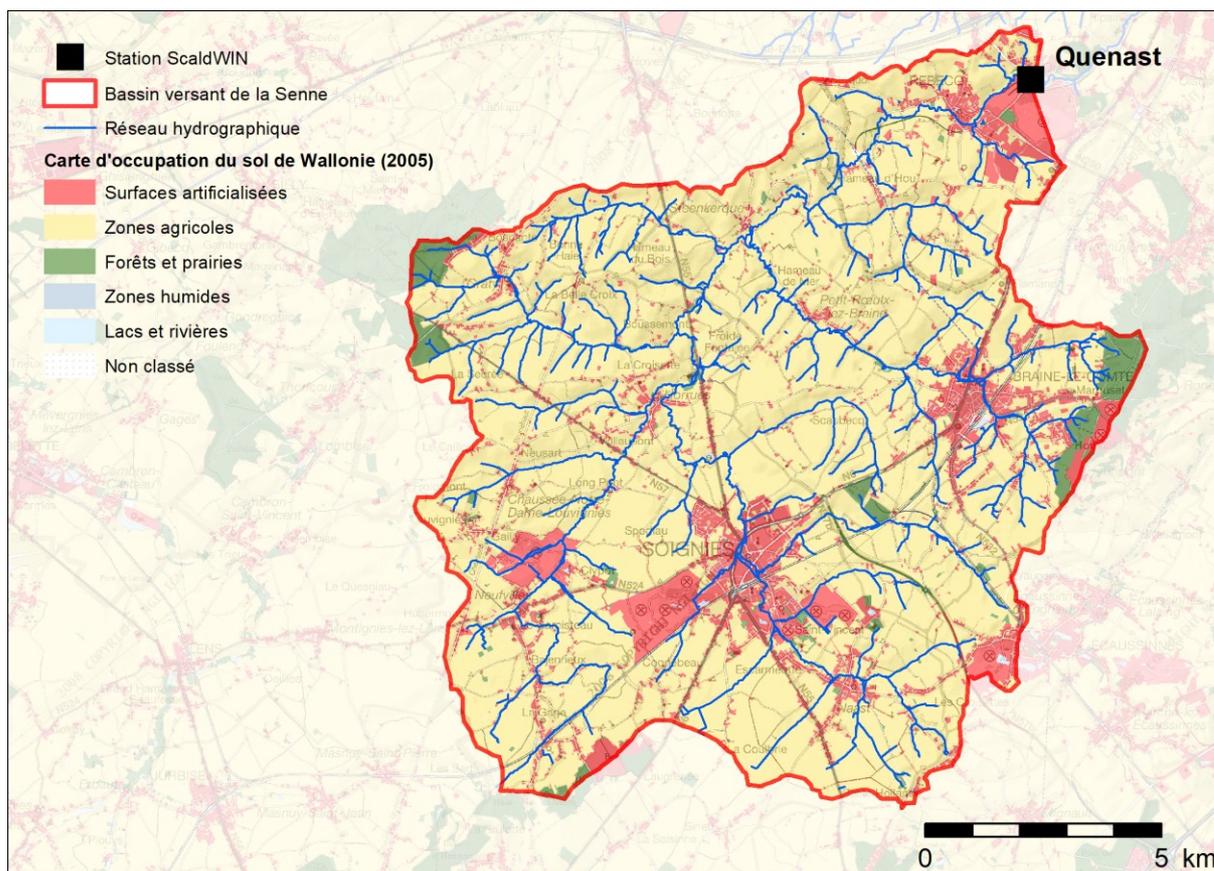


Fig. 6-6. Carte d'occupation du sol du bassin de la Senne en 2005.

Situé à l'ouest du bois de la Houssière, qui marque la limite des affleurements sableux recouverts de loess, le bassin de la Senne se rattache à la partie occidentale du plateau brabançon. En tête de bassin, des sols limoneux à drainage pauvre sont présents tandis que les fonds de vallée du cours de la Senne et de certains de ses affluents sont composés de sols limono-caillouteux à charge schisteuse.

6.1.2. La Dyle à Florival (#64)

La station est localisée au lieu-dit de Florival (commune de Grez-Doiceau), à proximité du pont qui sépare la Wallonie, à l'est, de la Flandre, à l'ouest (Fig. 6-7). La superficie du bassin versant de la Dyle au niveau de cette station est de 430 km². L'altitude maximale du bassin atteint 173 m, tandis que l'altitude minimale est de 33 m.

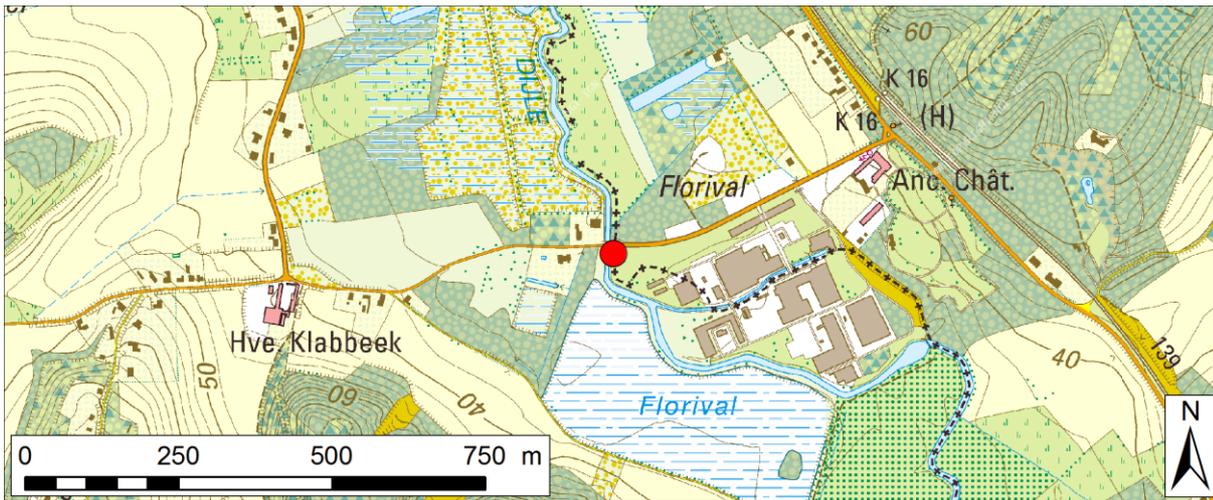


Fig. 6-7. Localisation du site de mesure de la Dyle (source : carte IGN 1/10.000 32/5, 2000).

Une dalle en béton a été installée sur une banquette de crue située sous le niveau du tablier du pont, à environ 2,5 m par rapport au zéro de l'échelle limnigraphique (station L6160 du réseau Aqualim, Fig. 6-9), soit à environ 3 m au-dessus des basses eaux de la Dyle. L'hydrogramme de la Dyle à Florival montre quatre crues débordantes entre 2010 et 2014 (Fig. 6-8), mais seule celle du 23/08/2011 a eu lieu lorsque l'instrumentation était en place.

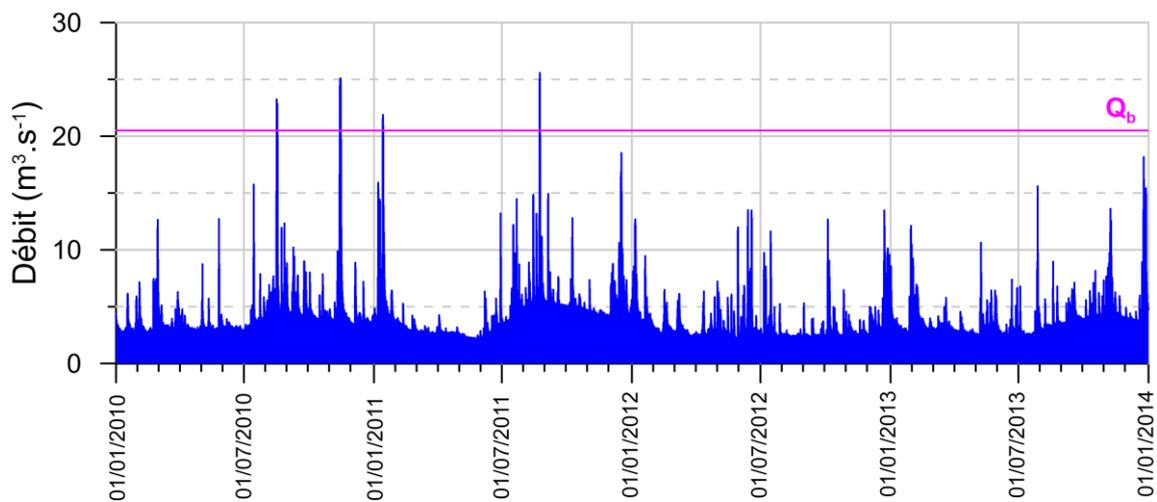


Fig. 6-8. Hydrogramme de la Dyle à Florival de 2010 à 2014.



Fig. 6-9. Installation de la dalle en béton sur le site choisi à Florival.

Le bassin versant de la Dyle à Florival, en majorité occupé par des terres agricoles (64,5 % en 2018, cf. Tab. 5-9, p.149), est également très urbanisé (24,7 %). L'habitat se localise essentiellement dans les plaines alluviales et en bordure de celles-ci (Fig. 6-10). Cependant, des parcelles boisées sont également présentes à proximité des thalwegs et sur les versants à plus forte pente ; elles occupent 9,4 % de la superficie du bassin versant.

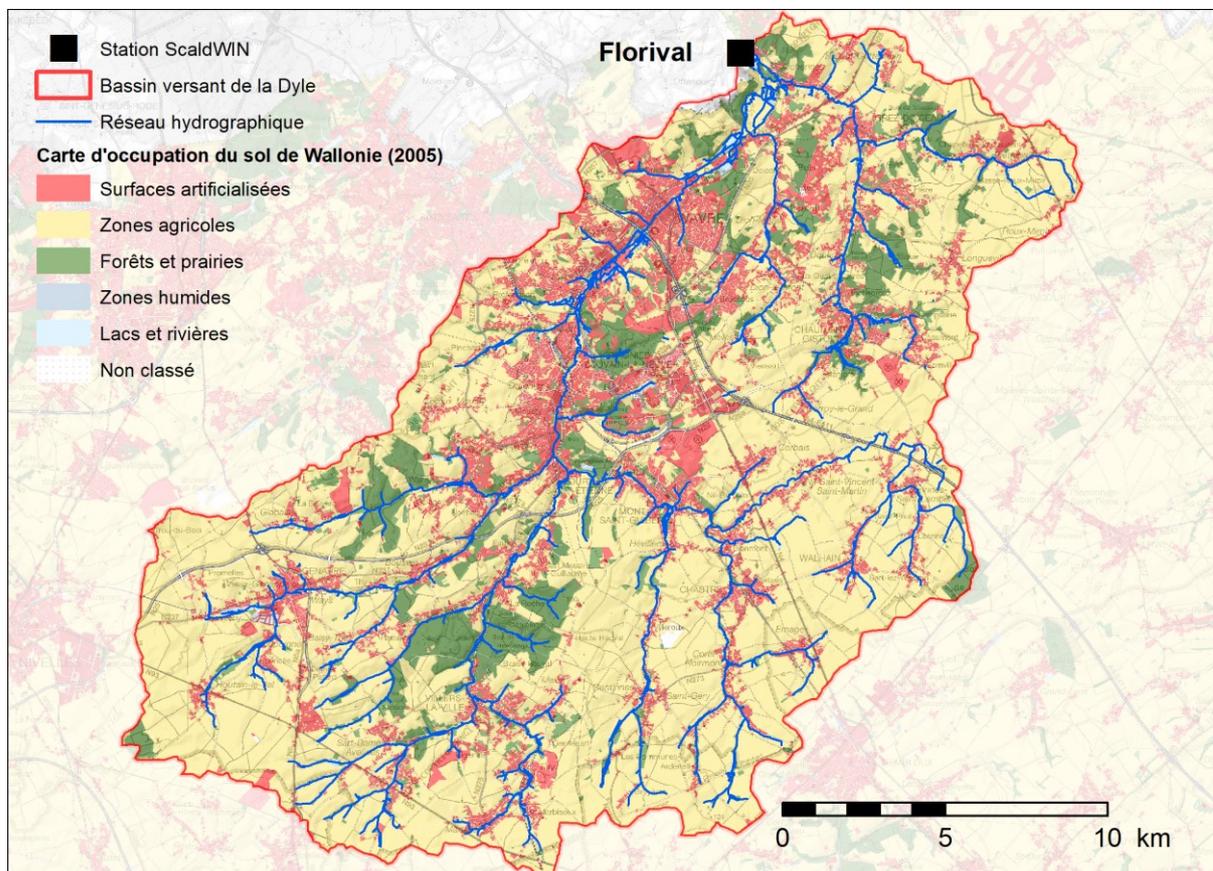


Fig. 6-10. Carte d'occupation du sol du bassin de la Dyle en 2005.

Dans le bassin de la Dyle, le socle paléozoïque affleure dans les vallées situées au sud de Wavre (Fig. 6-2 p.46). Cette bordure méridionale du massif du Brabant expose ici le socle cambrosilurien, fortement plissé, faillé et fracturé durant l'orogénèse calédonienne et affecté par une schistosité et un léger métamorphisme. Ce socle n'est visible que dans la vallée de la Dyle, entre Court-Saint-Étienne et Limelette (Herbosch & Blockmans, 2012). En discordance, les terrains éocènes (à faciès essentiellement sableux) landéniens, yprésiens, bruxelliens et les terrains oligocènes (sables argileux micacés tongriens) recouvrent le socle paléozoïque. Ces strates sont recouvertes d'une épaisse couche de loess du Pléistocène (pouvant dépasser 15 m près de Corbais et Nil-Saint-Martin) qui masquent très souvent la couverture méso-cénozoïque (Herbosch & Blockmans, 2012). Les dépôts holocènes colluviaux et alluviaux affleurent dans les vallées. Au niveau pédologique, le bassin versant de la Dyle présente essentiellement des profils pédologiques limoneux à drainage naturel favorable. Les versants de la plupart des vallées sont constitués de sols sableux à fort drainage, qui représentent une superficie non négligeable du bassin. Enfin, les sols limoneux à drainage pauvre et les sols argileux sont, quant à eux, limités à quelques parcelles en fond de vallée.

6.1.3. La Grande Gette à Sainte-Marie-Geest (#81)

La station est localisée dans le village de Saint-Marie-Geest (Fig. 6-11). La cabine est située environ 3 m au-dessus du niveau de basses eaux de la Grande Gette. Un ancien pilier de pont, dans un

jardin riverain de la Grande Gette, a servi de support à la cabine contenant les équipements techniques (Fig. 6-12). La superficie du bassin versant y atteint 135 km².

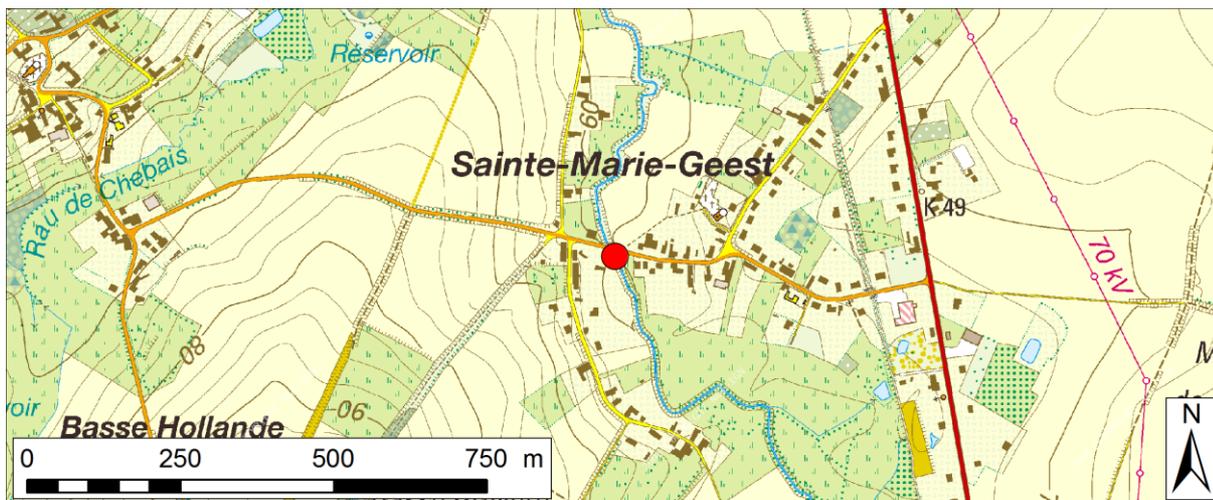


Fig. 6-11. Localisation du site de mesure de la Grande Gette (source : carte IGN 1/10.000 32/7, 2000).



Fig. 6-12. Site de Saint-Marie-Geest avant l'installation de la station de mesure.

Les sondes ont été fixées le long de ce même pilier. C'est également à cet endroit qu'est installée la station limnigraphique L5720 du réseau Aqualim. L'hydrogramme de la Grande Gette à Sainte-Marie-Geest montre trois crues débordantes concentrées entre novembre 2010 et septembre 2011 (Fig. 6-13).

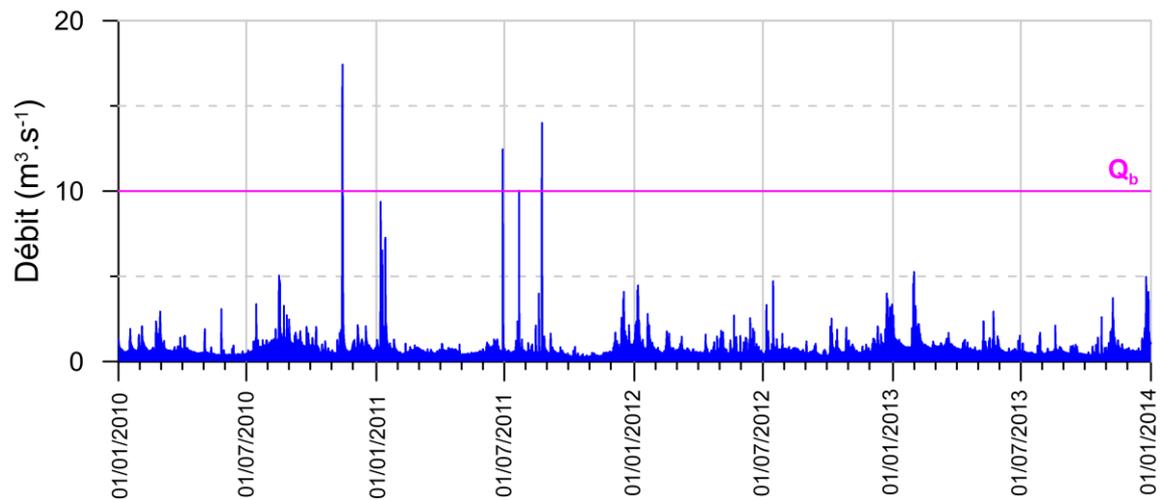


Fig. 6-13. Hydrogramme de la Grande Gette à Sainte-Marie-Geest de 2010 à 2014.

L'altitude maximale du bassin atteint 176 m, tandis que l'altitude minimale est de 60 m. L'occupation du sol est essentiellement constituée de terres agricoles (Fig. 6-14). Les surfaces bâties sont localisées en bordure des versants peu encaissés des plaines alluviales de la Grande Gette et de ses affluents. Quelques rares massifs boisés sont présents au sein du bassin hydrographique.

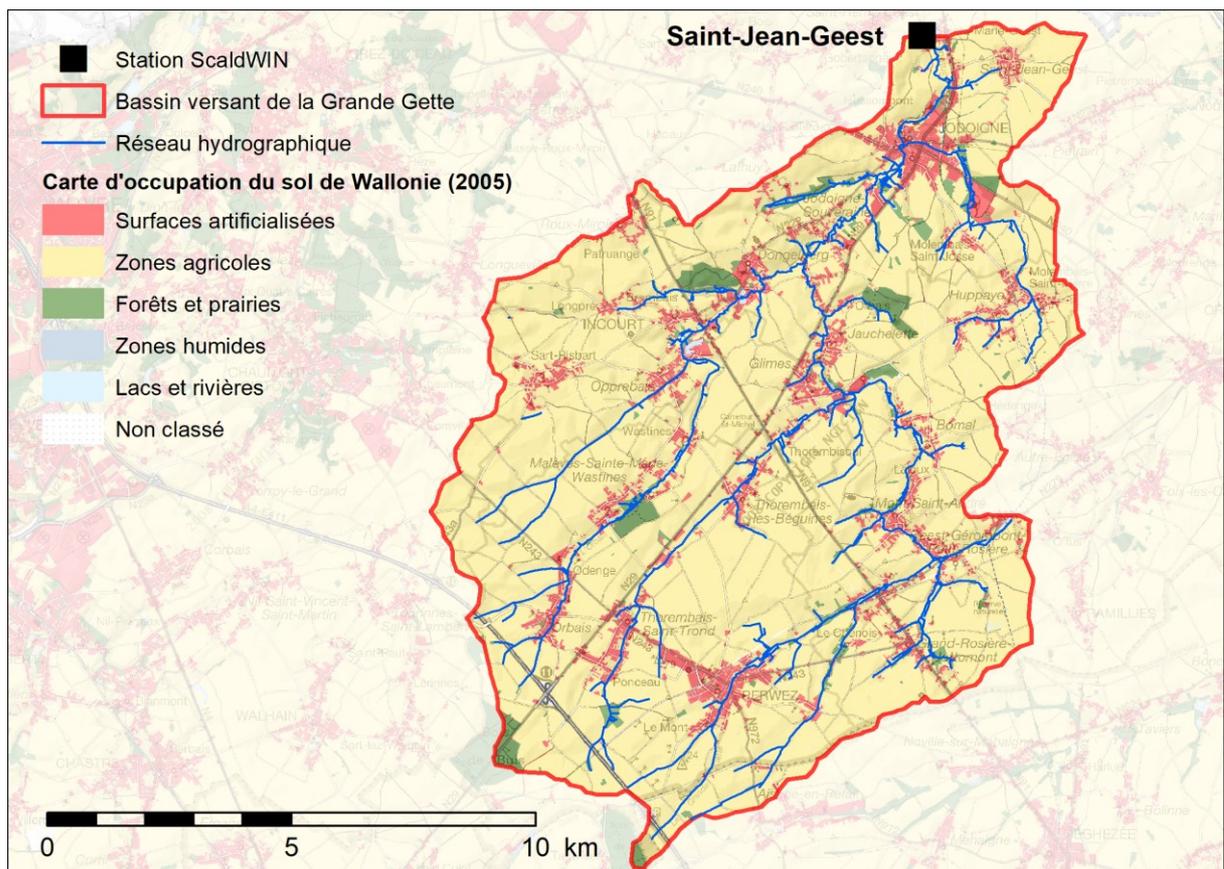


Fig. 6-14. Carte d'occupation du sol du bassin de la Grande Gette en 2005.

Les limons éoliens du Pléistocène recouvrent la quasi-totalité du bassin versant de la Grande Gette. L'épaisseur de la couche de loess dépasse le plus souvent 10 m (Blockmans *et al.*, 2019). Ces loess reposent sur une couche de sables oligocènes (sables argileux micacés du Tongrien) à

stratification subhorizontale surmontant elle-même des sables grossiers du Bruxellien et des sables argileux, des argiles et du tufeau du Landenien (Fig. 6-2).

Le socle discordant sous-jacent est composé de phyllades noirs et graphiteux du Cambrien moyen et supérieur dans la partie nord du bassin et de quartzites du Cambrien inférieur dans la partie sud du bassin. Ces terrains paléozoïques affleurent dans la plupart des vallées de la Grande Gette et de ses affluents et sont surmontés de dépôts holocènes colluviaux et alluviaux. En tête de bassin et dans les fonds de vallée, le drainage y est naturellement plus faible. Dans la partie nord et est du bassin, de nombreux affleurements sableux sont présents. Ils engendrent des sols sablo-limoneux à drainage favorable. Ponctuellement, des sols de type argileux sont localisés essentiellement dans la moitié nord du bassin.

6.1.4. La Petite Gette à Opheylissem (#85)

La station de la Petite Gette a été installée juste en amont du pont d'Opheylissem - Hampteau (rue Georges Dupont), où est placé le limnigraphe L6280 du réseau Aqualim (Fig. 6-15). La superficie du bassin versant au niveau de cette station est de 134 km².

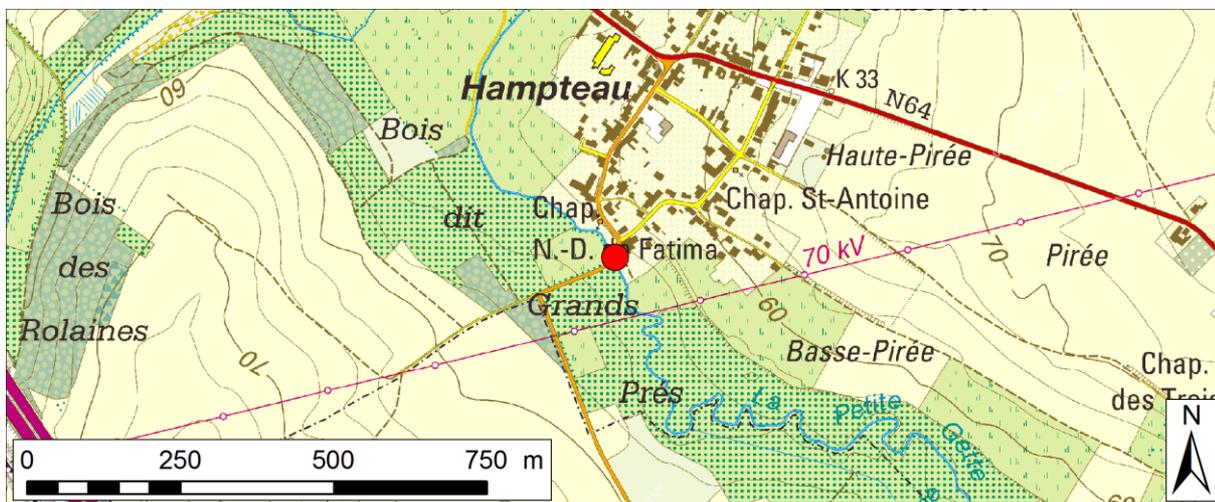


Fig. 6-15. Localisation du site de mesure de la Petite Gette (source : carte IGN 1/10.000 32/8, 2000).

La cabine est située environ 1,5 m au-dessus du niveau de basses eaux de la Petite Gette. La dalle qui supporte la cabine a été installée sur la banquette de crue, en amont du pont (Fig. 6-17). Le sommet de la dalle correspond approximativement au plafond du passage sous le pont, qui représente le niveau d'eau maximum atteint d'après les séries hydrologiques. On constatera par la suite que ce niveau s'est révélé insuffisant pour garder hors d'eau les équipements en cas de crue extrême.

L'hydrogramme de la Petite Gette à Opheylissem montre six crues débordantes, concentrées entre juillet 2010 et septembre 2011 (Fig. 6-16). La crue extrême du 29/06/2011 a endommagé les instrumentations qui avaient été mises en place auparavant.

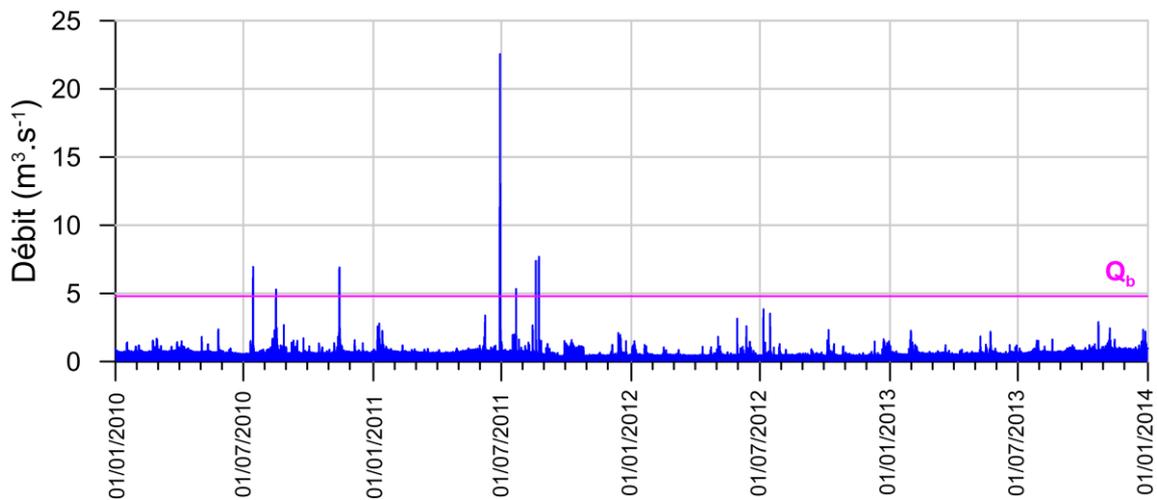


Fig. 6-16. Hydrogramme de la Petite Gette à Opheylissem de 2010 à 2014.



Fig. 6-17. Installation de la dalle en béton sur le site choisi à Opheylissem.

L'altitude maximale du bassin versant de la Petite Gette atteint 160 m, tandis que l'altitude minimale est de 54 m. Ce bassin est essentiellement occupé par des terrains agricoles et des terrains bâtis qui se concentrent préférentiellement dans la vallée principale de la Petite Gette et de ses affluents, à l'exception de la ville de Hannut et du village de Racour, situés en tête de bassin (Fig. 6-18). Quelques parcelles forestières sont présentes en tête de bassin et à proximité de l'exutoire étudié.

Sous une épaisse couche de loess, pouvant atteindre 20 m d'épaisseur au sud-sud-est de Hannut (Pingot, 2015), le substratum géologique du bassin de la Petite Gette est constitué de différentes strates subhorizontales oligocènes (sables argileux micacés du Tongrien), éocènes (sables grossiers à marnes blanches du Bruxellien ; argiles, sables argileux, tufeaux, psammites et grès mamelonnés du Landenien ; marnes blanches de l'Heersien), mais également crétacées (tufeaux du Maestrichtien et grès du Sénonien dans les secteurs encaissés de la vallée de la Petite Gette) en discordance sur les terrains du Cambrien inférieur de la bordure méridionale du massif de Brabant (Fig. 6-2). Ces terrains paléozoïques sous-jacents n'affleurent que très localement dans la vallée d'un affluent de la Petite Gette, le Ruisseau d'Offus. Ils sont surmontés par les dépôts holocènes constituant les plaines alluviales.

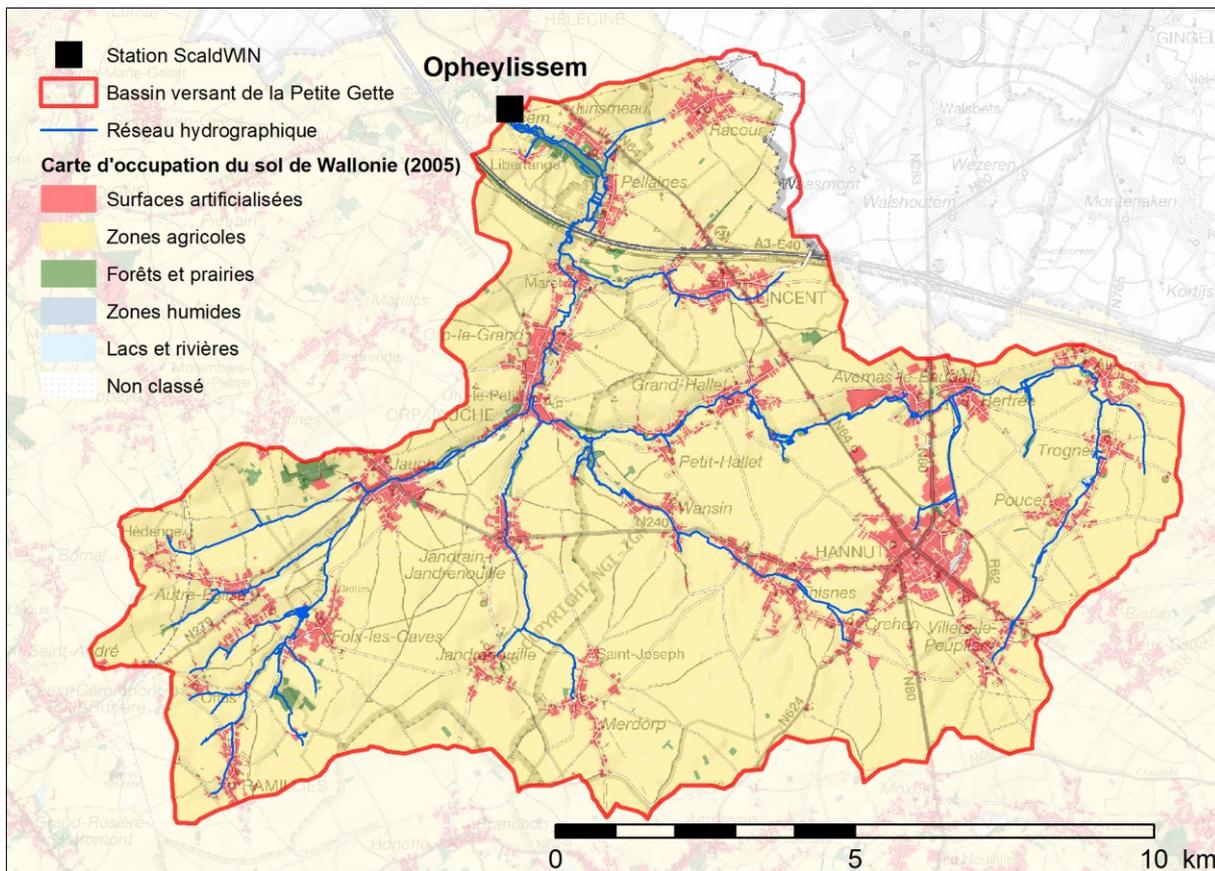


Fig. 6-18. Carte d'occupation du sol du bassin de la Petite Gette en 2005.

Le bassin de la Petite Gette est recouvert d'une couche de limons éoliens à drainage favorable, épaisse de plusieurs mètres et mise en place au Pléistocène. Les sols de fonds de vallées sont généralement moins bien drainés et contiennent parfois une faible charge caillouteuse. Ponctuellement, des substrats argileux sont présents au sein du bassin.

6.2. Conception des dispositifs de mesure spécifiques aux rivières étudiées

Les dispositifs de mesure de la turbidité et de l'échantillonnage ont dû être conçus pour s'adapter à la grande variabilité de l'environnement des rivières étudiées. La hauteur des berges, la différence entre le niveau d'eau à l'étiage et en crue, ainsi que la position de la dalle par rapport au fond du lit ont généré différentes contraintes techniques.

6.2.1. La Senne à Quenast (#67)

Le nouveau site choisi sur la Senne, après les crues extrêmes observées à Tubize en novembre 2010, est localisé à proximité de la carrière de Quenast. En dehors des périodes de crue (Fig. 6-19), la rive gauche de la rivière est accessible depuis la voirie. Le fond du lit au niveau du pont est constitué d'une dalle de béton. En rive gauche, ce substrat anthropique est recouvert d'environ 1 m de sédiments fins. La partie centrale et la rive droite de la rivière à ce niveau ne présentent pas de dépôts. Le niveau d'eau y dépasse 1,50 m en période de basses eaux. Dans ces conditions, le pilier gauche du pont a servi de support à l'équipement. La cabine a été placée, pour une durée de 4 ans, sur le pont suivant les recommandations techniques de l'administration communale de Rebecq liées à la visibilité de la cabine et à sa sécurisation.



Fig. 6-19. Crue débordante de la Seine le 13/01/2011 ($T_a > 100$ ans) au niveau du nouveau site choisi pour installer l'échantillonneur et le capteur multiparamètres.

La disposition des lieux ne permettait pas d'installer facilement une échelle le long du pilier du pont de Quenast. Nous avons donc envisagé de placer la sonde perpendiculairement au courant, le long d'un rail coulissant fixé à 45° contre la partie interne du pont. Ceci permet de nettoyer la sonde et de la maintenir à un niveau suffisamment bas qui lui permet d'être immergée fréquemment. Cet équipement a été installé sur le terrain début septembre 2011 (Fig. 6-20).



Fig. 6-20. Cabine, sonde turbidimétrique et crépine de prélèvement perpendiculaire au courant et vue d'ensemble (09/09/2011).

Un tube en inox de section carrée peut être placé dans le rail incliné et permet de régler la hauteur de la sonde et de la crépine. Cela a permis de trouver l'emplacement idéal qui est un compromis entre la durée de submersion de la sonde et la vitesse d'encrassement du capteur de turbidité. Le site de Quenast n'étant pas équipé d'une station limnigraphique, une échelle temporaire a été installée et sert de référence lors de la collecte manuelle d'échantillons de matières en suspension.

6.2.2. La Dyle à Florival (#64)

Le niveau de la dalle est d'environ 2,5 m par rapport à l'échelle limnimétrique de la station Aqualim installée au même endroit. La cabine à équipement, construite par la société Escolab S.A., a été mise en place en octobre 2010. Une crue majeure a également affecté la Dyle le 14/11/2010 (Fig. 6-21), les dispositifs de mesure étaient cependant encore en cours de construction. Le niveau d'eau a atteint la base de la cabine à équipements. L'importance des débris qui ont transité dans la rivière au cours de cet événement a mis en évidence la nécessité d'un support de sonde robuste qui puisse résister aux troncs flottants.



**Fig. 6-21. Crue importante (Ta = 16 ans) après l'installation de la cabine à équipements (14/11/2010).
Des débris végétaux sont coincés sous le pont durant le pic de crue.**

Une échelle en inox sur laquelle un chariot supportant la sonde et la crépine de prélèvement a été conçue et fabriquée (Fig. 6-22). Le chariot pourra coulisser afin de régler la hauteur de la sonde et de réaliser les opérations de nettoyage et de maintenance. Le bassin de la Dyle présente une occupation du sol forestière (9 % ; cf. Tab. 5-9) beaucoup plus importante que les autres bassins étudiés en Hesbaye ou sur le plateau brabançon (< 3 %). Étant donné la grande quantité de bois flottant transitant dans la rivière en période de crue, la sonde a été placée parallèlement au courant, le capteur faisant face à l'amont. Cette disposition évite d'exposer une trop grande surface aux débris flottants et améliore l'efficacité du nettoyage du capteur de turbidité par le courant d'eau.

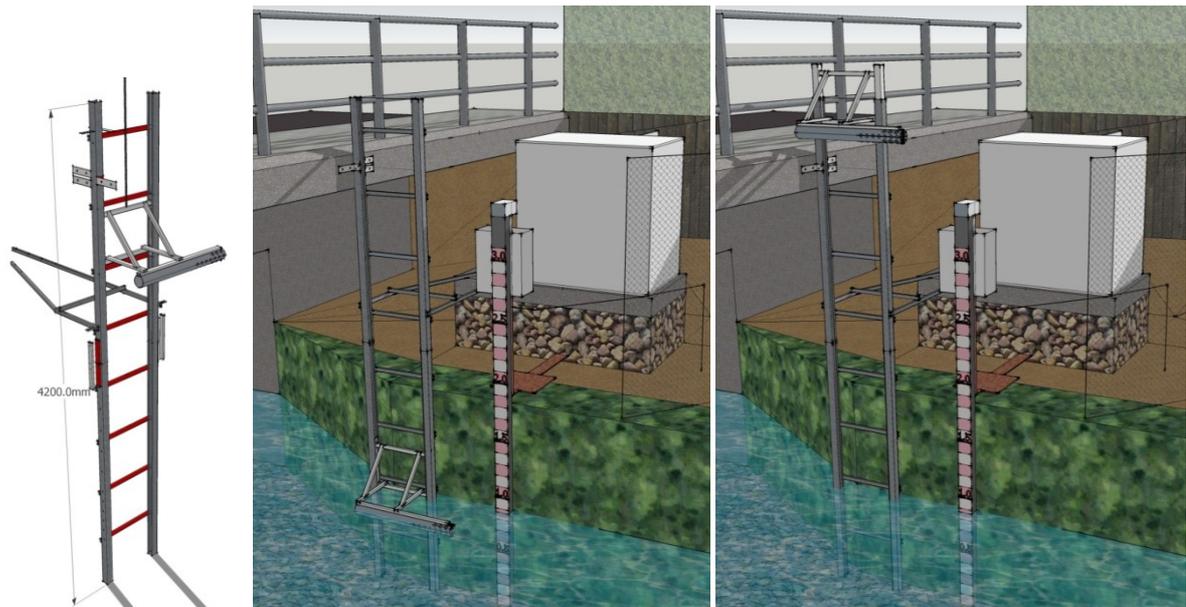


Fig. 6-22. Prévisualisation du chariot mobile le long de l'échelle fixée au pont.

L'ensemble du dispositif mécanique a été installé le 15/07/2011 sur la Dyle (Fig. 6-23). Comme sur les autres stations, il est nécessaire de veiller à ce que la pente du tuyau entre l'échantillonneur et la crépine soit régulière et sans contre-pente. Ceci permet d'éviter à l'eau pompée de stagner dans la colonne de prélèvement et de perturber les résultats.



Fig. 6-23. Installation du dispositif mécanique à Florival. Mise en place de la sonde et de la crépine de prélèvement sur le chariot (15/07/2011). Installation du système de nettoyage du capteur par air comprimé (alimentation par batterie, été 2012).

À l'été 2012, un système plus efficace de nettoyage par pompe à air a été installé sur le capteur de la Dyle (Fig. 6-23). Il se compose d'un interrupteur qui ferme le circuit électrique lorsque la hauteur d'eau dépasse le niveau choisi et d'une carte électronique qui commande un compresseur

envoyant une impulsion d'air à intervalle régulier (toutes les 5 à 10 minutes). Le dispositif est alimenté par une batterie indépendante ; le site ne permettait pas l'installation d'un panneau solaire à cause de la végétation présente sur le site.

6.2.3. La Grande Gette à Sainte-Marie-Geest (#81)

Le site d'implantation du site de mesure de la Grande Gette fait partie d'un terrain privé. Étant donné les délais nécessaires pour la livraison du matériel, une cabine conçue par le LHGF et des sondes et échantillonneurs mis à disposition par le Laboratoire de Recherches Hydrauliques (SPW) ont été installés dès mai 2010 sur ce site (Fig. 6-24). La sonde multiparamètres et la crépine de prélèvement ont été fixées contre le pilier de cet ancien pont.



Fig. 6-24. Installation de la cabine à équipement et du support de sonde (mai 2010).

Le support de sonde a été installé contre le pilier de l'ancien pont. Dans cette disposition, le capteur de turbidité est constamment immergé, mais subit un encrassement important. Afin de maintenir la sonde à un niveau constant, deux barres d'arrêt sont ajoutées à l'extrémité du tube en PVC ajouré (Fig. 6-24).

Quelques améliorations ont été ajoutées en fonction de l'expérience acquise sur le terrain : ajout d'un déflecteur protégeant la crépine des débris, optimisation du nettoyage du tube fixé au pilier (Fig. 6-25). En mai 2012, comme sur la station de la Petite Gette, une seconde sonde, associée à une crépine de prélèvement, située à une hauteur supérieure dans la section de la rivière a été installée à Saint-Marie-Geest afin de valider la bonne homogénéité de la concentration des matières en suspension dans la colonne d'eau en période de crue.

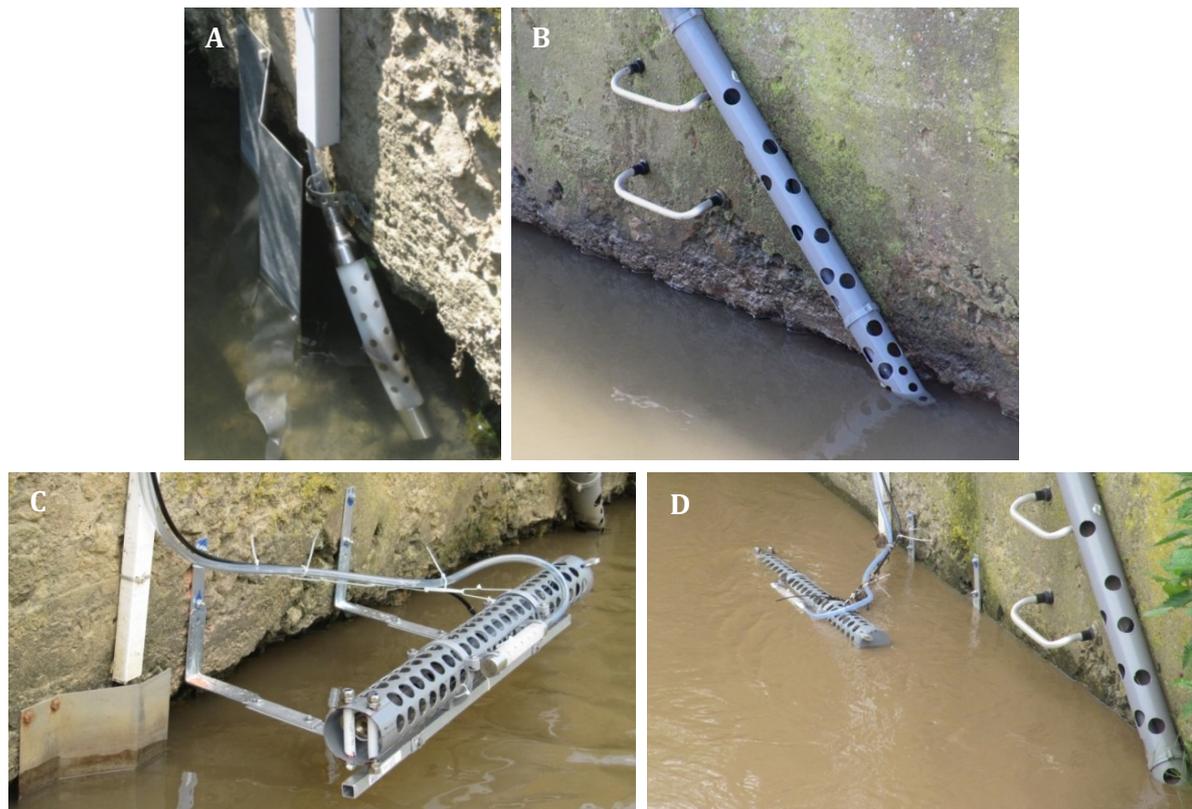


Fig. 6-25. A : déflecteur de débris en amont de la crépine de prélèvement ; B : optimisation du nettoyage ; C et D : nouveau support pour une seconde sonde parallèle au courant (mai 2012).

6.2.4. La Petite Gette à Opheylissem (#85)

La cabine, conçue et installée par l'entreprise Escolab S.A., a été mise en place le 8/10/2010 et ancrée solidement à la dalle pour empêcher toute flottaison en cas de submersion (Fig. 6-26).



Fig. 6-26. Installation de la cabine à équipement de la Petite Gette sur la dalle en béton.

La hauteur d'eau à la station a une valeur médiane, pour la période allant du 01/01/2011 au 31/12/2013, de seulement 0,17 m (min. = 0,06 m ; max = 2,96 m). Dès lors, pour éviter les lacunes de données, la sonde de mesure de la turbidité doit être placée très bas pour être immergée suffisamment souvent. Ceci a plusieurs inconvénients : la difficulté d'installation d'une sonde basse par rapport à la berge et donc la nécessité de créer un support spécifique d'une part, et un

encrassement fort important dû à la sédimentation des particules lors des phases de décrue d'autre part. Cet encrassement est d'autant plus important que la sonde est placée à proximité du fond du lit. Afin de supporter la sonde, en respectant les recommandations fournies dans la littérature, c'est-à-dire en plaçant le capteur de turbidité perpendiculaire au courant, un bras mécanique rotatif a été conçu après une phase de mesures précises réalisées sur le terrain (Fig. 6-27A). Le système qui a été conçu permet de régler la hauteur de la sonde par rapport au niveau d'eau suivant différents crans séparés de 2 cm. En outre, une possibilité de placer une seconde sonde (parallèlement ou perpendiculairement au courant) existe (Fig. 6-27B et C), afin de pouvoir comparer les données de prélèvements d'eau et de mesure de la turbidité. Ce dispositif expérimental a uniquement été installé à la station de la Petite Gette et de la Grande Gette suite à leur faible niveau d'eau médian et l'encrassement rapide de la sonde la plus basse. Dans tous les cas, la crépine de prélèvement est fixée à la même hauteur que le capteur de turbidité associé.



Fig. 6-27. A. Conception tridimensionnelle du bras mécanique qui supportera la sonde de turbidité. B et C : deux possibilités de fixation de la seconde sonde : parallèle ou perpendiculaire au courant (juin 2012).

6.3. Problèmes techniques liés à la mesure continue de la turbidité et à l'échantillonnage automatique

La mesure continue de la turbidité et le prélèvement à intervalle régulier ou asservi à des conditions hydrologiques particulières ne sont pas sans poser problème, surtout lorsque les rivières étudiées ont une forte charge limoneuse en suspension lors des crues, et des régimes hydrologiques ayant une forte différence de niveau d'eau entre l'étiage et la crue maximum historique.

Outre ces problèmes liés aux conditions sédimento-hydrologiques, d'autres problèmes techniques peuvent également entraver la mesure continue de la turbidité et l'échantillonnage automatique : problèmes électriques lorsque le dispositif est alimenté par batterie, lacunes de données lorsque le niveau d'eau est trop bas, niveaux de prélèvements et de la mesure de turbidité indépendants de la hauteur d'eau, étalonnage des capteurs et dérives de mesures dues à l'encrassement...

6.3.1. Étalonnage des capteurs

L'étalonnage des capteurs des sondes multiparamètres doit être réalisé en laboratoire avant leur installation sur le terrain. Plusieurs capteurs de la sonde YSI 600 OMS V2 utilisée, combinée au capteur de turbidité YSI 6026 ER nécessitent une calibration : le capteur de pression d'eau (compensé atmosphériquement), le capteur de conductivité et le capteur de turbidité.

Le capteur de pression d'eau doit être remis à 0 avant d'être immergé. L'étalonnage du capteur de conductivité est réalisé grâce à des étalons de conductivité, égaux à $1,0 \text{ mS.cm}^{-1}$ pour l'eau douce. Dans l'air, la conductivité doit être de $0,00 \pm 3 \mu\text{S.cm}^{-1}$ après que la cellule de conductivité a été nettoyée et séchée. La conception des électrodes, qui traversent la sonde de part en part, entraîne un colmatage rapide lors des phases d'inondation dans les rivières limoneuses, elle doit être nettoyée à intervalles réguliers. Le capteur de turbidité de la sonde *Extended Range* peut mesurer des valeurs allant de 0 à 4000 NTU. Les solutions d'étalonnage disponibles correspondent à des valeurs de 0 NTU et de 800 NTU. Lorsque l'opérateur effectue l'étalonnage réalisé sur deux points, une dérive sur les valeurs de turbidité les plus élevées a pu être observée, du fait de l'extrapolation. Compte tenu de la stabilité à long terme de la sonde (< 3 % d'après la documentation du constructeur), le choix a été fait de limiter les phases d'étalonnage afin de conserver des données comparables tout au long du projet.

6.3.2. Encrassement des capteurs et dérive des mesures de turbidité

Malgré le fait que la sonde utilisée soit censée être utilisable pour des rivières à forte turbidité (jusqu'à 4000 NTU), le mécanisme de nettoyage de la fenêtre optique par un balai rotatif ne s'est pas montré suffisamment robuste et efficace pour une utilisation intensive dans des rivières à forte charge limoneuse. En l'absence d'un système pouvant empêcher la surcharge du motoréducteur (essentiellement composé d'engrenages en plastique), la brosse de nettoyage est devenue inopérante après environ 12 à 16 mois de mesures sur l'ensemble des sondes multiparamètres utilisées. Les pièces de rechange n'étant pas disponibles, la tête de turbidité entière doit être remplacée en cas de panne. Un système de nettoyage de la fenêtre de mesure, basé sur un jet d'air pulsé à intervalle régulier, a dû être mis en place pour supplanter le mécanisme originel rapidement défectueux. Cependant, le système de remplacement ne permet pas de nettoyer le biofilm, rendant une partie des mesures aberrantes après la panne du balai rotatif.

En outre, et malgré un algorithme de filtrage interne intégré au logiciel de la sonde, les valeurs de turbidité peuvent présenter de nombreuses valeurs aberrantes dues à l'encrassement rapide du capteur, à la présence de bulles d'air ou de débris végétaux sur la fenêtre optique pendant la mesure. Des filtres automatiques peuvent supprimer des valeurs aberrantes isolées (Fig. 6-28) et les remplacer par une interpolation linéaire des valeurs adjacentes, mais bien souvent, lors d'une succession de petites crues, le capteur de turbidité s'encrasse lors des phases de décrue, dégradant la mesure et rendant les corrections impossibles (Fig. 6-29).

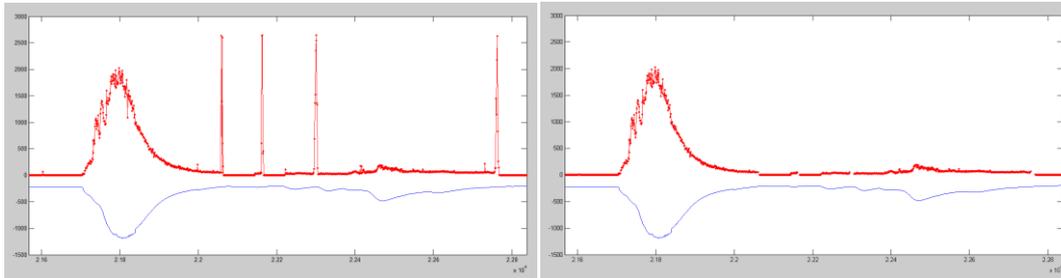


Fig. 6-28. Exemple de données brutes de turbidité sur la Seine (en rouge, unités NTU) et de niveau d'eau (en bleu, en mm, décalé de l'origine et affiché avec des valeurs négatives) pour faciliter la correction manuelle des données dans Matlab.

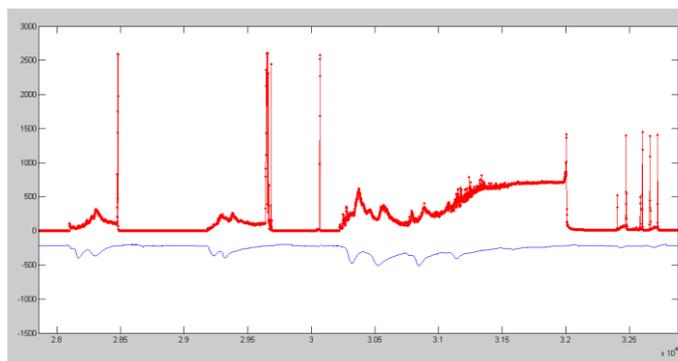


Fig. 6-29. Exemple d'encrassement du capteur de turbidité après une série de petites crues générant des données erronées impossibles à corriger.

La gamme de valeurs des concentrations mesurées en laboratoire à partir des échantillons est bien plus large que les valeurs de turbidité mesurées grâce aux sondes, pourtant calibrées de la même façon et théoriquement à même de mesurer de hautes concentrations en de matières en suspension. La différence de fréquence de mesure (intervalle de 5 min pour la turbidité, échantillons prélevés à l'échelle horaire ou plurihoraire) n'influence pas beaucoup la caractérisation des crues en termes d'hystérésis, sauf dans le cas d'hystérésis complexes se déroulant sur des crues temporellement courtes. Il semble également opportun de coupler systématiquement un échantillonneur automatique lorsque la concentration en MES peut dépasser 5 g.l^{-1} . Gentile *et al.* (2010) constatent également ce type de comportement des sondes turbidimétriques. La sonde Solitax qu'ils ont testée en laboratoire donne une valeur de turbidité qui plafonne vers 40 à 50 g.l^{-1} à environ 1500 NTU , valeur qui diminue ensuite alors que la concentration augmente (Fig. 6-30). Cette sonde est pourtant censée pouvoir mesurer des concentrations allant jusqu'à 150 g.l^{-1} , correspondant à une gamme de 0 à 4000 NTU . De nombreux auteurs témoignent de la difficulté à couvrir la gamme de haute concentration en MES ($> 20 \text{ g.l}^{-1}$), malgré les évolutions technologiques (Navratil *et al.*, 2011), alors que les faibles valeurs de turbidité sont mesurables avec des dispositifs plus abordables et fiables (Lawler & Brown, 1992; Gillett & Marchiori, 2019).

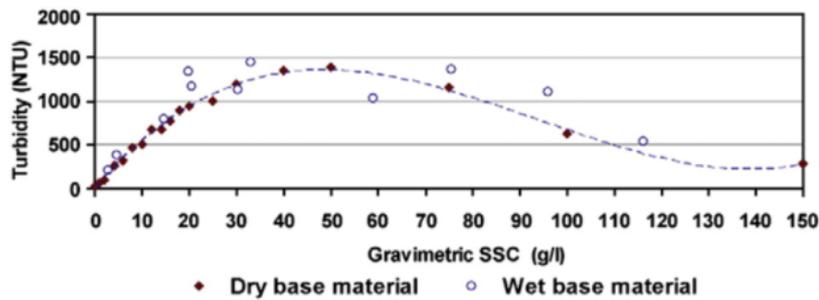


Fig. 6-30. Relation entre la turbidité mesurée par la sonde Solitax sc et la concentration gravimétrique en MES selon Gentile *et al.* (2010).

6.3.3. Gestion des crues extrêmes

La crue exceptionnelle observée le 29/06/2011 sur la Petite Gette a provoqué l’immersion de l’équipement mis en place à Opheylissem par plus d’un mètre d’eau durant environ 12 heures, dans la nuit du 28 au 29 juin. Plusieurs facteurs sont à l’origine de cette crue. D’une part, des précipitations de près de 60 mm durant la journée du 28/06/2011 (pluviomètre SPW de Hélécine) et d’autre part, la rupture d’une voie d’eau retenant la crue derrière un talus sur une surface d’environ 16 hectares environ 2 km en amont de la station Aqualim L6280 (Fig. 6-31).

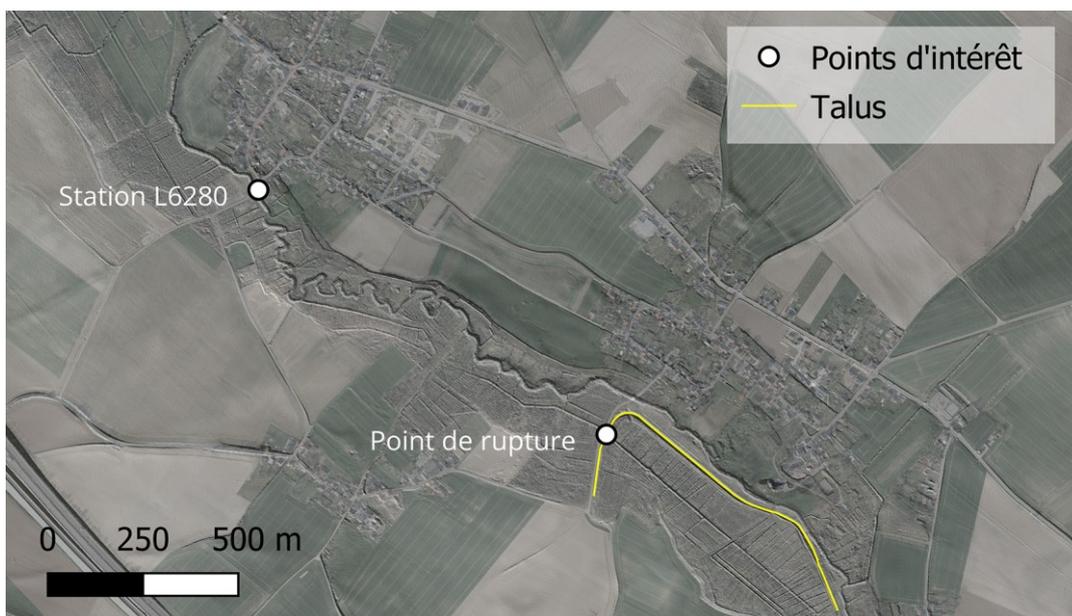


Fig. 6-31. Localisation du point de rupture d’une voie d’eau en amont de la station Aqualim (hillshade LiDAR 2013-14 et orthophotos 2021).

Enregistré à une résolution temporelle de 10 minutes, le niveau d’eau à la station L6280 a augmenté jusqu’à $1,24 \text{ m.h}^{-1}$ (Fig. 6-32) pour atteindre une hauteur maximale de 2,98 m le 29/06/2011 à 07h30 (UTC+1). Cette hauteur correspond à un débit de $22,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et une récurrence pluricentennale (Tab. 6-3).

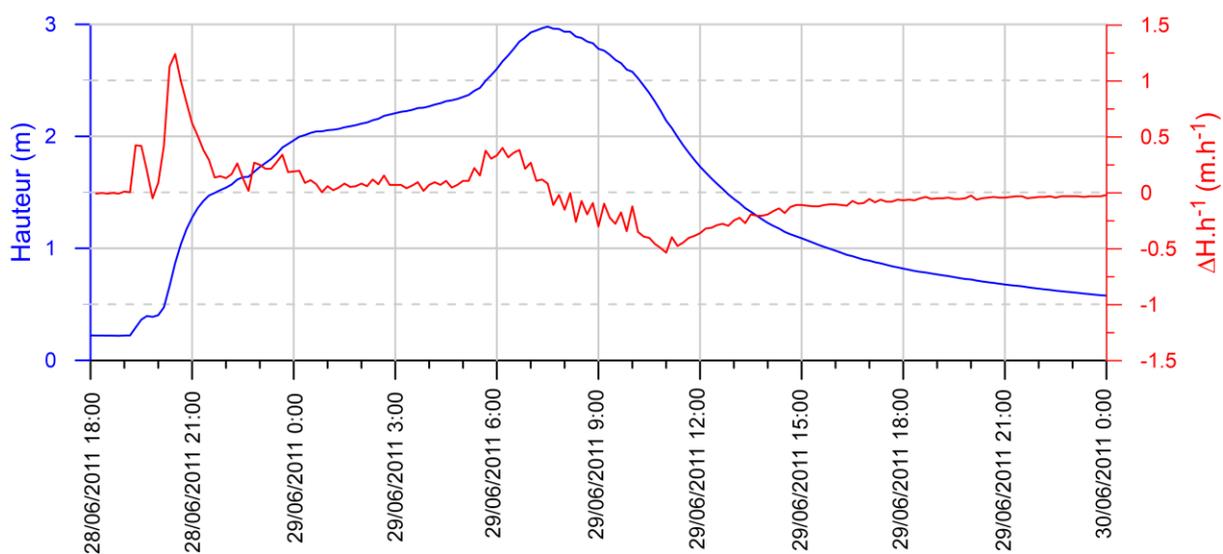


Fig. 6-32. Hauteur et variation de hauteur (convertie en m.h⁻¹) du niveau d'eau durant la crue du 28 au 29/06/2011 sur la Petite Gette à Opheylissem (résolution temporelle : 10 min).

La capacité hydraulique du pont a été largement dépassée et la récurrence de la crue en amont du pont a été estimée comme étant bien supérieure à 200 ans. Les débris flottants se sont accumulés en amont lors de la phase de crue (Fig. 6-33). Lors de la décrue, une grande quantité de sédiments se sont déposés dans la cabine à équipements, sur les banquettes de crue et dans le lit mineur du cours d'eau. Les dégâts sont restés limités au niveau de l'échantillonneur et du modem qui ont été submergés au cours de l'événement et de la perte des données et des échantillons collectés durant les jours ayant précédé l'événement extrême.



Fig. 6-33. Accumulation de corps flottants en amont du pont le 29/06/2011 au matin durant la décrue de l'événement extrême ($T_a \gg 200$ ans).

Cet événement et ses conséquences ont mis en évidence l'importance de la coordination des équipes chargées des travaux initiaux afin d'optimiser au mieux le placement des installations de terrain de façon à éviter que des crues peu fréquentes ne les détruisent.

6.4. Résultats d'échantillonnage automatique

Après filtration des échantillons d'eau collectés suivant la méthodologie présentée au chapitre 2, les relations concentration/débit ont été déterminées pour chacune des quatre stations. Les figures ci-dessous présentent les données brutes (Fig. 6-34 et Fig. 6-35). Les couples de valeurs C/Q considérées a posteriori comme aberrantes ont été éliminés selon la méthode graphique manuelle utilisée par Helsel *et al.* (2020) ; ces couples de valeurs correspondaient à des

échantillons qui avaient été perturbés lors de leur collecte et qui déviaient fortement de la relation globale. Les relations finales pour chaque station ont été présentées dans le chapitre 5 (Tab. 5-4).

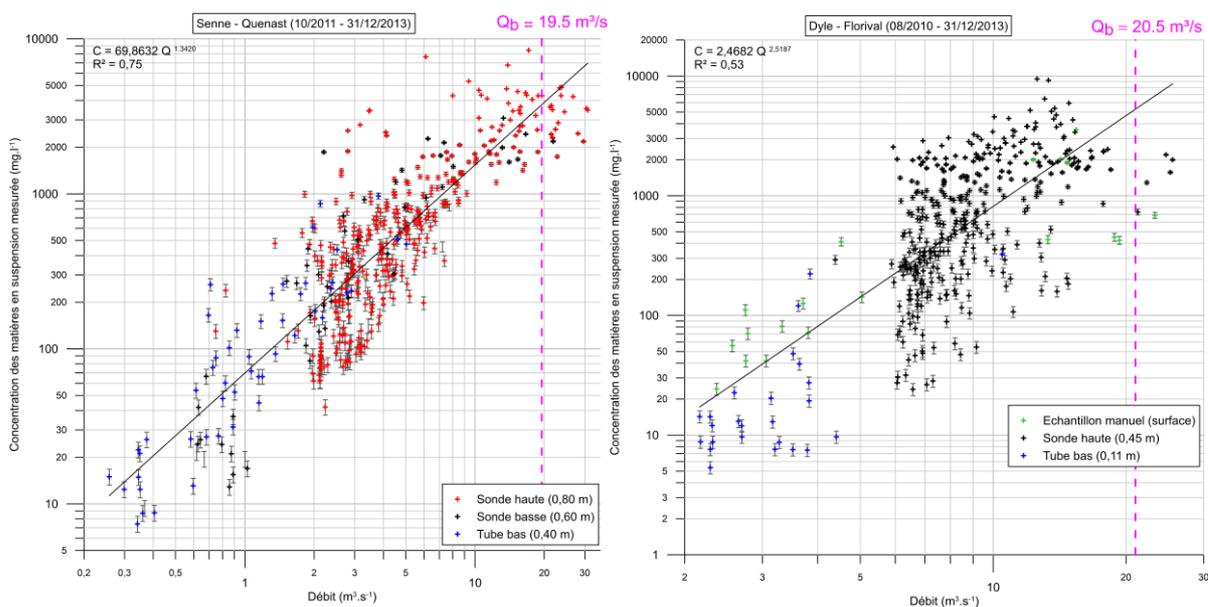


Fig. 6-34. Données brutes de la relation entre la concentration en MES mesurée et le débit instantané pour les stations de la Senne et de la Dyle.

Les données brutes montrent une grande variabilité de la concentration des MES en fonction du débit sur la période d'étude sur la Dyle (Fig. 6-34). La variabilité est moindre sur la Senne (mais la durée d'étude est également plus courte).

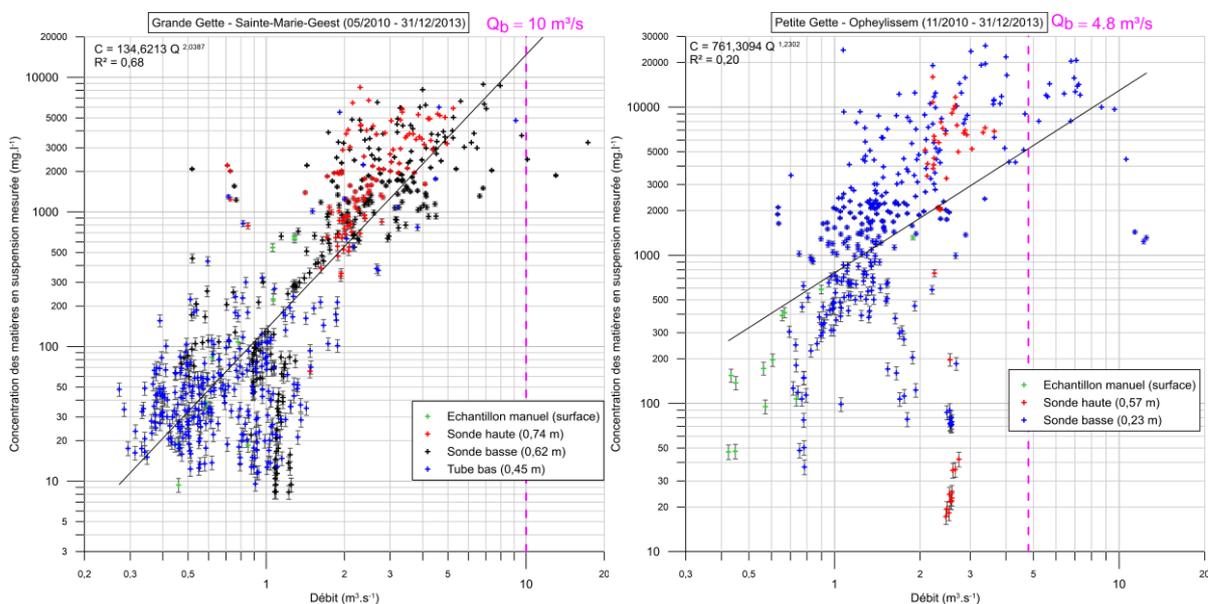


Fig. 6-35. Données brutes de la relation entre la concentration en MES mesurée et le débit instantané pour les stations de la Grande Gette et de la Petite Gette.

Les échantillons collectés pour des crues supérieures au débit à plein bord montrent des concentrations plus faibles qu'attendu selon la relation concentration/débit. Ceci est également observé sur les échantillons de la Grande Gette et de la Petite Gette (Fig. 6-35). Cela laisserait supposer qu'une sédimentation s'opère en plaine alluviale, menant à une diminution de la concentration des matières en suspension. Cependant, le nombre de crues débordantes (moins de 5) et le nombre d'échantillons prélevés lors de ces crues est trop restreint pour pouvoir étayer cette hypothèse (Tab. 6-3).

Les faibles débits sur la Grande Gette ont été intensément échantillonnés durant les premiers mois de la période d'étude parce que les échantillonneurs qui nous avaient été prêtés ne disposaient pas d'un asservissement en fonction du niveau d'eau ; ces échantillons montrent une grande variabilité de concentration des MES. Les échantillons de la Petite Gette montrent quant à eux un grand nombre de valeurs aberrantes, plutôt dans la gamme des débits moyens.

La relation entre la concentration et la mesure de la turbidité a également été déterminée (Fig. 6-36 et Fig. 6-37).

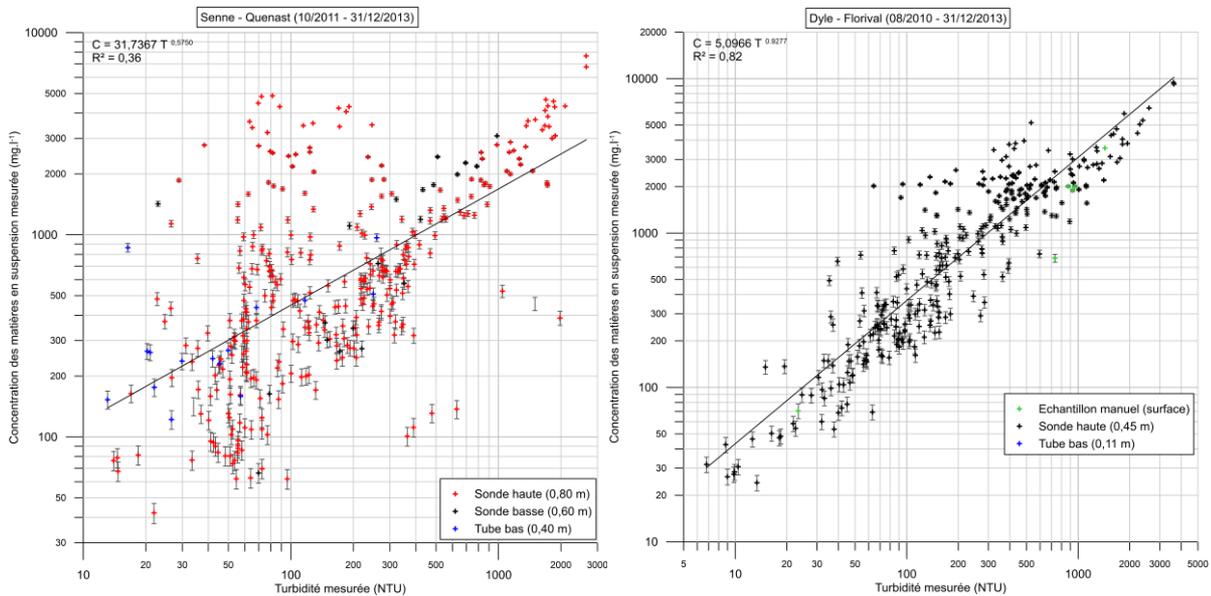


Fig. 6-36. Relation entre la concentration en MES mesurée et la turbidité mesurée pour les stations de la Senne et de la Dyle.

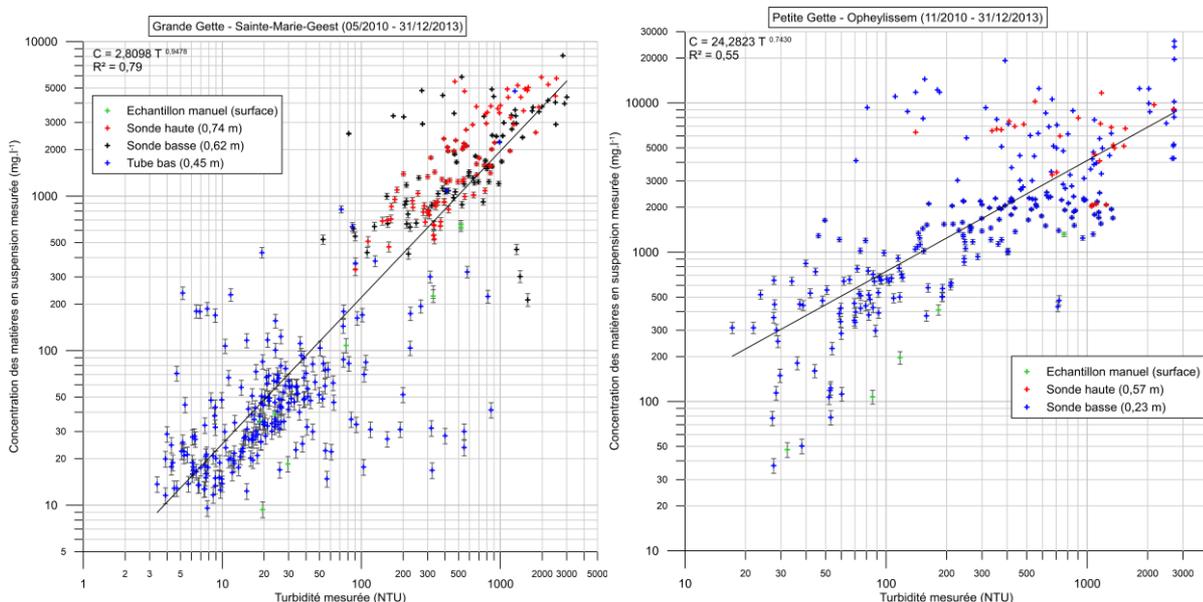


Fig. 6-37. Relation entre la concentration en MES mesurée et la turbidité mesurée pour les stations de la Grande Gette et de la Petite Gette.

Elle peut permettre d'estimer la concentration des MES en mesurant la turbidité sans la collecte d'échantillons à analyser a posteriori au laboratoire, ce qui est préférable lors de la mise en place d'un réseau de suivi sédimentaire sur plusieurs années. Bien que la relation entre la concentration

des MES et la turbidité montre un coefficient de détermination élevé sur la Dyle ($R^2 = 0,82$), le nuage de points est beaucoup plus disséminé sur la Senne ($R^2 = 0,36$). La Grande Gette et la Petite Gette montrent des relations concentration MES/turbidité à coefficients de détermination intermédiaires, avec respectivement $R^2 = 0,79$ et $R^2 = 0,55$ (Fig. 6-37). Des variations saisonnières liées à la proportion de matière organique et à la taille des sédiments en suspension rendent complexe dans certains cas cette interpolation de la valeur de la concentration sur base de la turbidité mesurée.

6.5. Dynamique intercrue et intracruée du transport sédimentaire

Le transport des sédiments en rivière peut être appréhendé à plusieurs échelles temporelles : à l'échelle de l'événement de crue, de la saison, de l'année hydrologique ou sur une période plus longue encore, prenant en compte les changements d'affectation du sol ou des pratiques agricoles dans le bassin versant (Vercruyse *et al.*, 2017). Chaque station de mesure a été équipée d'une ou deux sondes multiparamètres dans le cadre de ce projet. Le tableau ci-dessous montre les périodes d'enregistrement et le nombre d'intervalles de temps pendant lesquels les sondes ont été immergées dans l'eau et dans la capacité d'enregistrer des données (Tab. 6-1). Les données sont enregistrées par intervalle de 5 minutes, et utilisent la référence temporelle UTC+1 afin d'éviter les problèmes avec l'heure d'été et l'heure d'hiver. Les paramètres suivants ont été enregistrés : la conductivité spécifique (mS.cm^{-1}), la turbidité (NTU), la température ($^{\circ}\text{C}$), la profondeur de l'eau (m) et la tension de la batterie (V).

Tab. 6-1. Récapitulatif des mesures de turbidité enregistrées.

Station de mesure	Début et fin des enregistrements	Nombre de données de turbidité enregistrées
Senne	09/09/2011 - 31/12/2013	95.453
Dyle	15/07/2011 - 31/12/2013	39.924
Grande Gette – sonde basse	25/05/2010 - 31/12/2013	35.427
Grande Gette – sonde haute	08/06/2012 - 31/12/2013	12.996
Petite Gette – sonde basse	16/11/2010 - 31/12/2013	77.199
Petite Gette – sonde haute	08/06/2012 - 31/12/2013	3.400

Les effets d'hystérésis, qui provoquent une différence de concentration de la charge en suspension entre la phase de crue et la phase de décrue pour une valeur de débit donnée, doivent être identifiés pour chaque événement de crue. Lorsque plusieurs échantillons d'eau ont été prélevés durant la crue, il est possible de caractériser l'hystérésis sur base de la concentration. En l'absence d'échantillons collectés, la caractérisation de l'hystérésis peut se faire à partir de la mesure continue de la turbidité.

Dans le cas des mesures en continu de turbidité, il est nécessaire de diviser la série de débits en un ensemble d'événements de crue indépendants, au-dessus d'un seuil de débit donné. Vu le volume de données enregistrées, une automatisation a été effectuée afin d'extraire les crues de la base de données complète. Le seuil à partir duquel une crue peut être individualisée a été calculé par la méthode des percentiles, appuyée par une inspection visuelle des hydrogrammes. Pour chaque station, la valeur du percentile 85 a été retenue (Tab. 6-2).

Tab. 6-2. Détermination des seuils de crue de chaque station.

Centile	Débit (m ³ /s)			
	Senne	Dyle	Grande Gette	Petite Gette
1,0 %	0,253	2,255	0,280	0,406
50,0 %	0,754	3,573	0,631	0,600
75,0 %	1,542	4,555	0,864	0,742
85,0 %	2,500	5,203	1,045	0,847
90,0 %	3,115	5,794	1,194	0,903
95,0 %	4,608	7,152	1,591	1,096
99,0 %	13,387	13,071	3,106	2,366
99,5 %	19,183	15,683	4,095	2,759
99,9 %	39,916	24,369	9,043	5,760

Dans le cas des échantillons d'eau prélevés automatiquement, leur nombre plus restreint a permis une sélection manuelle des séquences pouvant afficher suffisamment de données de manière à caractériser l'hystérésis. En effet, il est nécessaire que l'ensemble de l'événement, crue et décrue, ait été complètement échantillonné. La limitation à 24 bouteilles prélevées par séquence et la réactivité différente des crues ont parfois empêché la couverture complète de l'événement.

Tab. 6-3. Crues débordantes observées durant la période d'étude (voir Tab. 6-1).

Cours d'eau	Date et heure du pic de crue	Débit horaire max. (m ³ .s ⁻¹)	Réurrence T_a ou T_p (ans) selon Gumbel
Senne à Quenast	05-01-2012 18:00	24,4	1,0
Senne à Quenast	02-05-2012 23:00	23,0	0,8
Senne à Quenast	23-12-2012 10:00	31,2	2,8
Senne à Quenast	29-01-2013 20:00	24,6	1,0
Senne à Quenast	28-12-2013 13:00	27,1	1,5
Dyle à Florival	23-08-2011 17:00	25,6	13,6
Grande Gette à Sainte-Marie-Geest	14-11-2010 01:00	17,4	4,5
Grande Gette à Sainte-Marie-Geest	28-06-2011 21:00	12,4	1,4
Grande Gette à Sainte-Marie-Geest	21-07-2011 23:00	10,0	0,8
Grande Gette à Sainte-Marie-Geest	23-08-2011 06:00	14,0	2,1
Petite Gette à Opheylissem	13-11-2010 23:00	6,9	1,9
Petite Gette à Opheylissem	29-06-2011 07:00	22,5	>> 200
Petite Gette à Opheylissem	21-07-2011 22:00	5,3	0,8
Petite Gette à Opheylissem	18-08-2011 20:00	7,4	2,6
Petite Gette à Opheylissem	23-08-2011 04:00	7,7	3,0

Les crues débordantes au cours de la période pendant laquelle les stations étaient instrumentées sont listées dans le tableau précédent (Tab. 6-3). Les hydrogrammes correspondants ont été présentés au point 6.1. Outre la crue centennale qui a eu lieu sur la Senne avant que le matériel ne soit prêt à l'emploi et la crue extrême de la Petite Gette le 29/06/2011, les autres crues observées durant la période d'étude sont des crues débordantes de modeste importance. Seules deux crues montrent une récurrence de 4,5 ans et 13,6 ans, respectivement sur la Grande Gette et la Dyle.

6.5.1. Calculs d'indice d'hystérésis

Les effets d'hystérésis dans le transport de sédiments et leurs différents types de boucles ont fait l'objet de très nombreuses publications, pour lesquelles Malutta *et al.* (2020) donnent une analyse comparative. Au-delà de l'analyse visuelle simple des boucles d'hystérésis, plusieurs auteurs ont développé des indices permettant de quantifier mathématiquement ces hystérésis. Les premiers à avoir construit un indice furent Langlois *et al.* (2005) à partir des données de transport de

sédiments en suspension recueillies durant une période de fonte des neiges sur un torrent de montagne dans le bassin du lac Tahoe (NV, USA). Leur indice H a été défini comme le rapport entre la surface sous la courbe concentration/débit pour les branches ascendante et descendante de l'hydrogramme (Eq. 6-2, où Q_{min} et Q_{max} sont respectivement le débit minimum et maximum de la phase ascendante et descendante de la concentration des matières en suspension). L'indice H est >1 lorsque l'hystérésis est horaire ; $H < 1$ dans le cas d'hystérésis anti-horaire, et $H = 1$ lorsque le comportement hystérétique est faible (Langlois *et al.*, 2005).

$$H = \frac{\int_{Q_{min}}^{Q_{max}} C_{MES\ ascendante}}{\int_{Q_{min}}^{Q_{max}} C_{MES\ descendante}} \quad \text{Eq. 6-2}$$

D'autres auteurs ont développé des indices permettant d'être appliqués à des cas plus complexes, comme l'indice HI_{mid} de Lawler *et al.* (2006). Cependant, ces indices ne sont pas prévus pour être comparés, car leurs données de base (concentration en MES ou turbidité et débit) ne sont pas normalisées. Lloyd *et al.* (2016) ont utilisé deux années de données multiparamétriques liées à la qualité de l'eau à haute résolution temporelle et ont développé l'indice HI qui normalise les surfaces sous les courbes concentration/débit. Enfin, Zuecco *et al.* (2016) ont développé un applet Java qui permet le calcul automatique des types d'hystérésis et de l'indice h sur base de données d'entrée de tout type (concentration de matières en suspension, turbidité...). Dans un premier temps, les variables de départ sont normalisées (Eq. 6-3, où $x(t)$ et $y(t)$ sont deux variables au temps t ; x_{min} , x_{max} , y_{min} et y_{max} sont les valeurs minimum et maximum des variables indépendante et dépendante, respectivement, et $u(t)$ et $v(t)$ les valeurs normalisées de $x(t)$ et $y(t)$).

$$u(t) = \frac{x(t) - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} \quad v(t) = \frac{y(t) - y_{min}}{y_{max} - y_{min}} \quad \text{Eq. 6-3}$$

Les intégrales définies par les fonctions $v_a(u)$ et $v_d(u)$ sur l'intervalle $[i,j]$ pour la courbe ascendante (a) et descendante (d) sont calculées (Eq. 6-4, où i et j correspondent aux limites inférieure et supérieure du domaine d'intégration). La résolution du calcul intégral dépend de la résolution des données d'entrée.

$$A_{a[i,j]} = \int_i^j v_a(u) du \quad A_{d[i,j]} = \int_i^j v_d(u) du \quad \text{Eq. 6-4}$$

La différence entre les intégrales définies sur les courbes ascendante et descendante est ensuite calculée sur le même intervalle $[i,j]$ (Eq. 6-5).

$$\Delta A_{[i,j]} = A_{a[i,j]} - A_{d[i,j]} \quad \text{Eq. 6-5}$$

Les hystérésis horlogiques sont caractérisées par $\Delta A_{[i,j]} > 0$; les hystérésis anti-horlogiques par $\Delta A_{[i,j]} < 0$. L'absence d'hystérésis correspond à $\Delta A_{[i,j]} = 0$. Zuecco *et al.* (2016) donnent une classification des types d'hystérésis (Fig. 6-38), sur base de l'indice h (Eq. 6-6) et des valeurs les valeurs minimum (ΔA_{min}) et maximum (ΔA_{max}) de la différence des intégrales $\Delta A_{[i,j]}$.

$$h = \sum_{k=1}^n \Delta A_{[i,j]} \quad \text{Eq. 6-6}$$

Classe d'hystérésis	Boucle	Variable dépendante	ΔA_{\min}	ΔA_{\max}	h
I		Augmente par rapport à l'état initial	> 0	> 0	> 0
II		Augmente par rapport à l'état initial	≤ 0	> 0	≥ 0
III		Augmente par rapport à l'état initial	< 0	≥ 0	< 0
IV		Augmente par rapport à l'état initial	< 0	< 0	< 0
V		Diminue par rapport à l'état initial	> 0	> 0	> 0
VI		Diminue par rapport à l'état initial	≤ 0	> 0	≥ 0
VII		Diminue par rapport à l'état initial	< 0	≥ 0	< 0
VIII		Diminue par rapport à l'état initial	< 0	< 0	< 0

Fig. 6-38. Classes d'hystérésis, selon Zuecco *et al.* (2016), pour des variables indépendantes qui augmentent ou diminuent par rapport à l'état initial, avec les valeurs minimum (ΔA_{\min}) et maximum (ΔA_{\max}) de la différence des intégrales $\Delta A_{[i, j]}$ (Eq. 6-5) et leur somme h (Eq. 6-6).

L'applet Java de Zuecco *et al.* (2016), nommée *Hysteresis Tool v.1.0*, a été utilisée pour toutes les crues enregistrées sur la Petite Gette et la Grande Gette, la Dyle et la Senne au cours de ce projet et pour lesquelles les données de turbidité (voir point 6.5.2) ou de concentration mesurée en laboratoire (voir point 6.5.3) ont été validées et étaient admissibles au calcul automatique par l'applet. Cette méthode permet une comparaison robuste des crues et des valeurs de concentration ou de turbidité entre elles, par l'effet de normalisation obtenu par l'indice h .

6.5.2. Effets d'hystérésis basés sur l'analyse de la turbidité

Grâce aux données de turbidité enregistrées par intervalle de 5 minutes, la résolution des graphiques d'hystérésis se retrouve grandement améliorée par rapport à celle qui résulte des échantillons prélevés à intervalle régulier ou irrégulier au cours d'une crue, mais dont le nombre est limité par la capacité technique de l'échantillonneur (24 bouteilles). Cependant, des variations granulométriques et colorimétriques des particules de sédiments en suspension peuvent engendrer une différence de concentration pour une même valeur de turbidité. Quelques exemples de boucles d'hystérésis sont montrés ci-dessous en utilisant les couples de données turbidité-débit. D'autres graphiques sont présentés en annexe (Fig. A-1 à Fig. A-21).

Les crues de la Senne dont la turbidité a été enregistrée montrent d'une part des valeurs de turbidité bien supérieures à la Dyle et d'autre part, des hystérésis anti-horlogiques complexes (Fig. 6-39) lors de la crue de décembre 2011 ou avec une très forte différence entre la turbidité en phase ascendante et descendante lors de la crue de mai 2012 (Fig. 6-40).

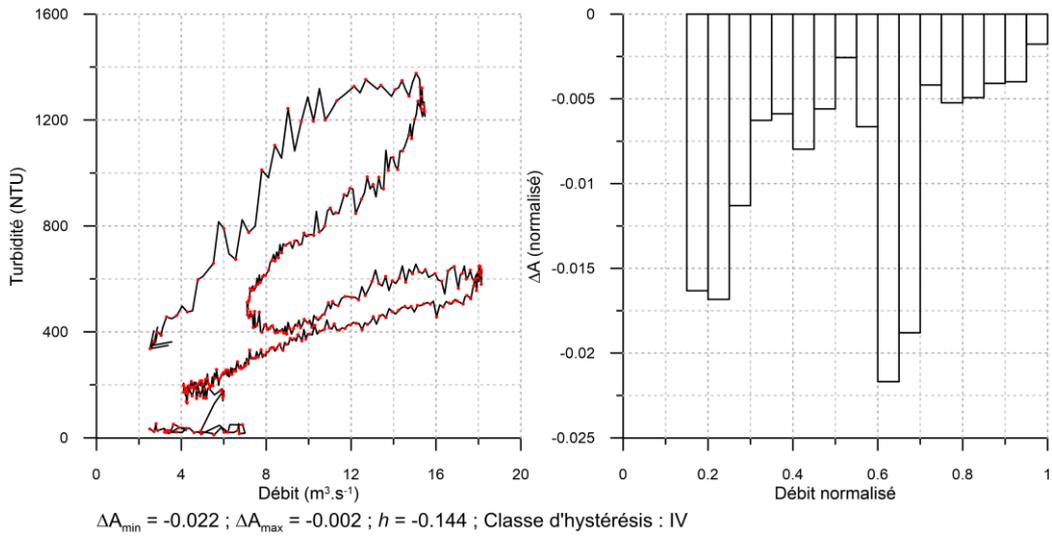


Fig. 6-39. Crue de la Seine du 16/12/2011 07h15 - 23/12/2011 01h40.

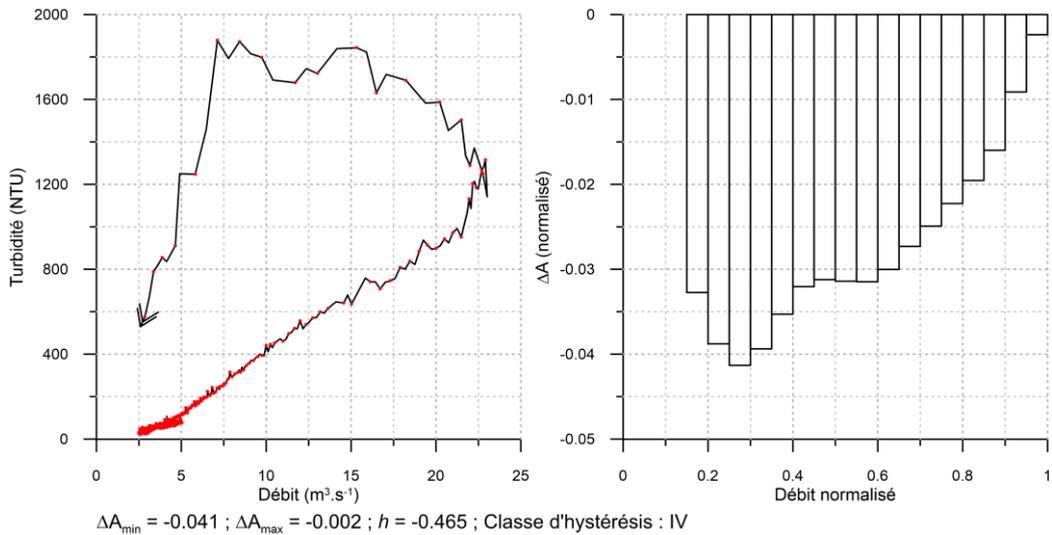


Fig. 6-40. Crue de la Seine du 02/05/2012 19h10 - 07/05/2012 03h30.

Un exemple de crue estivale de la Dyle (Fig. 6-41) présente le schéma traditionnel d'hystérésis horlogique, typique d'une mise en suspension de sédiments présents à proximité de la station.

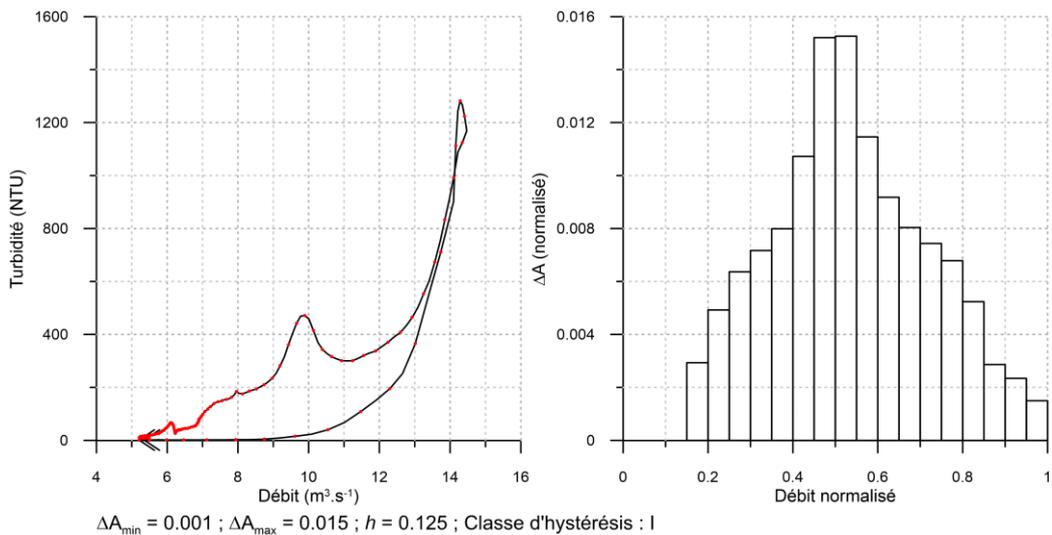


Fig. 6-41. Crue de la Dyle du 21/07/2011 19h50 - 23/07/2011 23h15.

À l'inverse, une crue de novembre (Fig. 6-42), d'un débit moitié moindre, montre une boucle d'hystérésis anti-horlogique, probablement liée à la mise en suspension de sédiments situés plus en amont dans le réseau hydrographique.

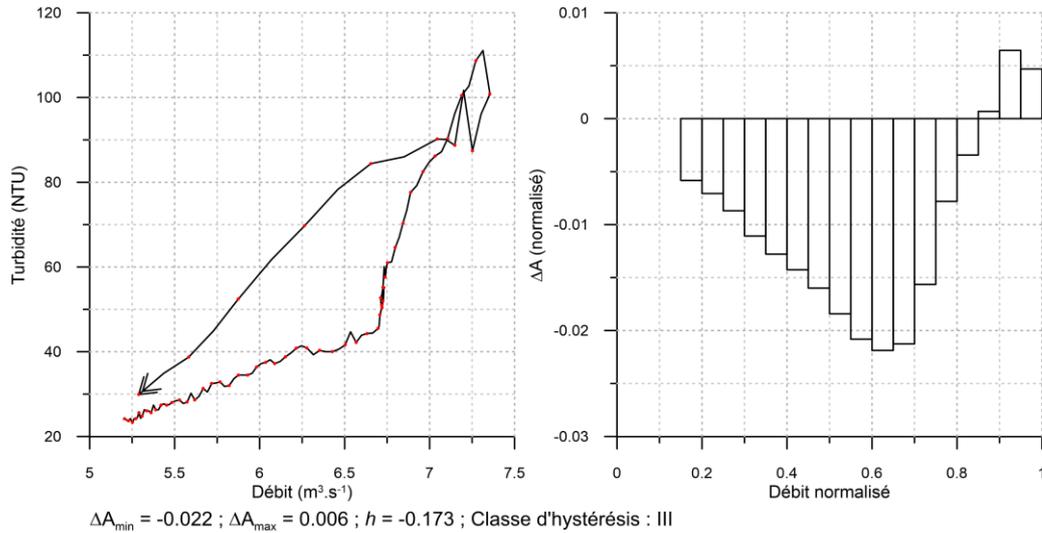


Fig. 6-42. Crue de la Dyle du 01/11/2011 21h15 - 02/11/2011 16h40.

Les cas de la Grande Gette et de la Petite Gette sont plus problématiques. Malgré une période de mesure plus longue et la mise en place de deux sondes de turbidité à différentes hauteurs pour chacune des stations, les données exploitables sont peu nombreuses suite à l'encrassement rapide des capteurs. Les figures suivantes montrent les rares cas où des hystérésis ont pu être observées, malheureusement pour des crues de faible débit et turbidité (Fig. 6-43 à Fig. 6-46).

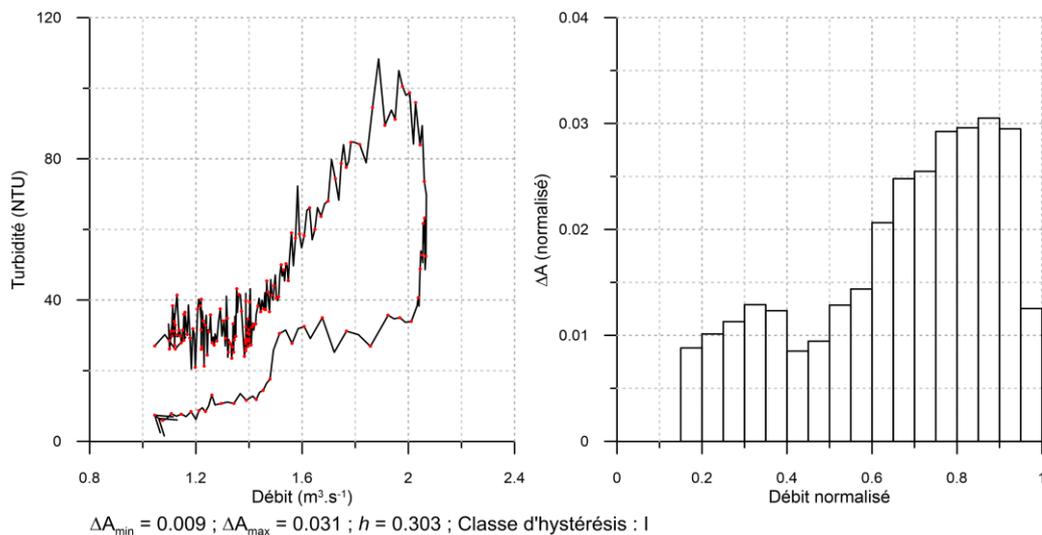


Fig. 6-43. Crue de la Grande Gette du 16/12/2010 16h30 - 18/12/2010 15h30.

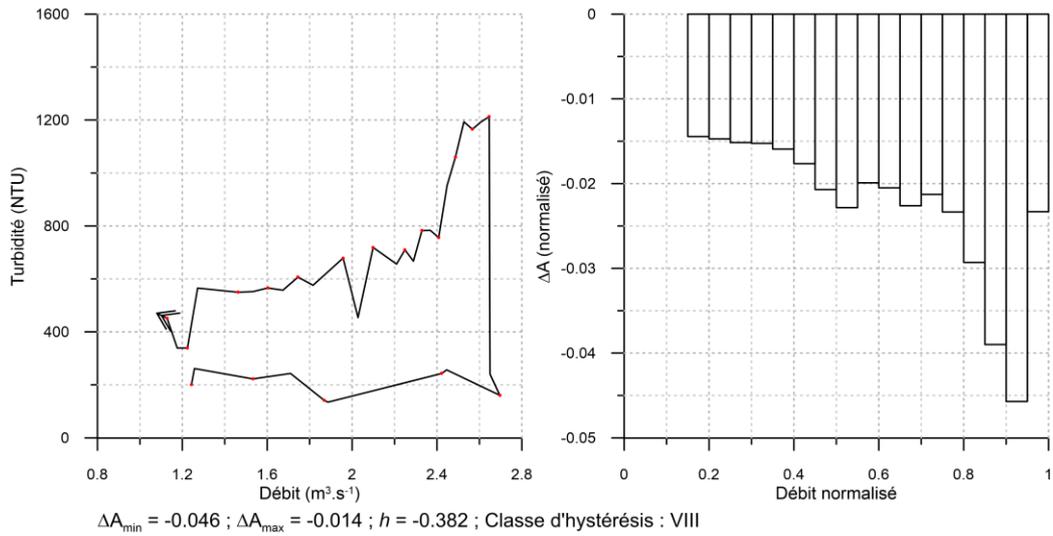


Fig. 6-44. Crue de la Grande Gette du 20/05/2012 22h35 - 21/05/2012 14h00.

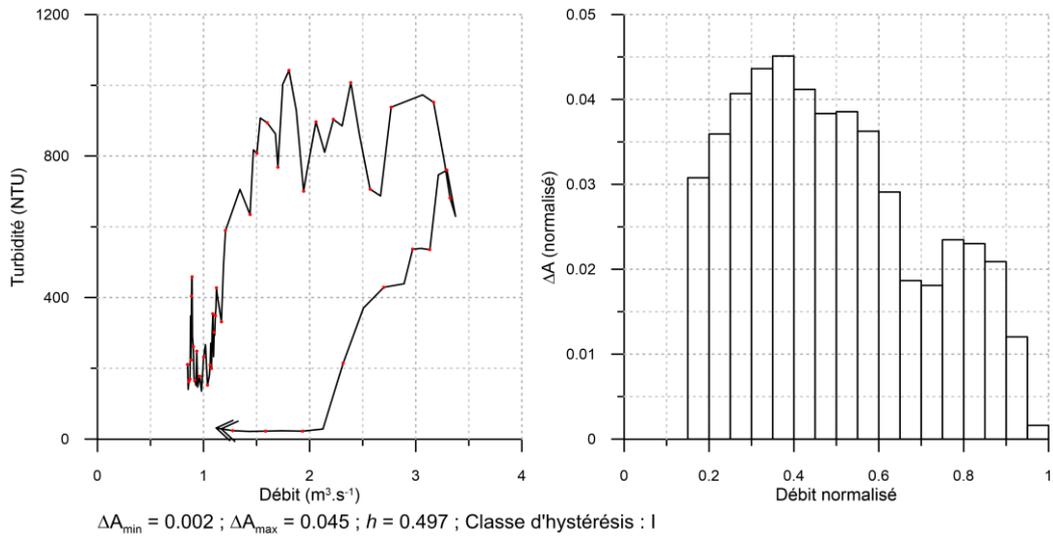


Fig. 6-45. Crue de la Petite Gette du 07/06/2011 22h05 - 08/06/2011 14h55.

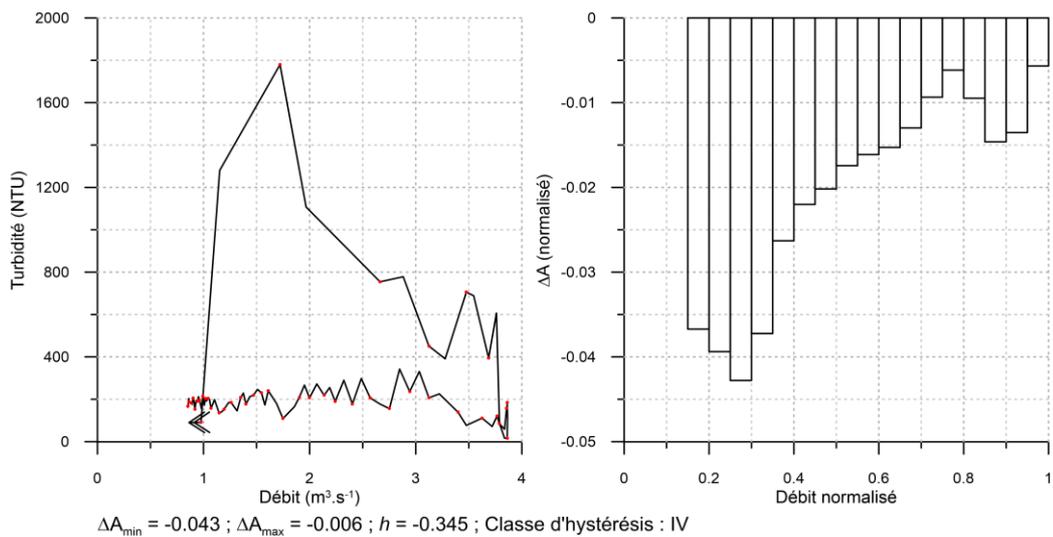


Fig. 6-46. Crue de la Petite Gette du 05/07/2012 20h05 - 06/07/2012 05h25.

6.5.3. Effets d'hystérésis basés sur l'analyse des mesures de concentration des MES

En complément des mesures en continu de turbidité, des hystérésis ont été repérées grâce à l'analyse des mesures de concentration de MES. Un tableau reprend l'ensemble des paramètres de chacun des cas d'hystérésis repérés (Tab. 6-4). Pour chaque événement affichant un phénomène d'hystérésis, la date de début et de fin d'échantillonnage est repérée, le type d'hystérésis ainsi que la valeur de l'indice h et la classe lorsque le calcul était possible par le biais de l'applet Java développé par Zuecco *et al.* (2016), la saison, le débit maximum échantillonné ainsi que le rapport entre ce débit maximum échantillonné et le débit à plein bord. En fonction des paramètres de programmation des échantillonneurs automatiques (variables en fonction de la taille de la rivière et de la saison), jusqu'à 24 échantillons ont pu être collectés. En pratique et dans la plupart des cas, ce nombre est limité à une dizaine d'échantillons. De nombreux autres exemples sont également exposés en annexe (Fig. A-22 à Fig. A-45).

Tab. 6-4. Résumé des types d'hystérésis observées par le biais des mesures de concentration des MES.

Date de début d'échantillonnage	Date de fin d'échantillonnage	h	Type d'hystérésis	Classe	Saison	Débit max. échantillonné (m ³ .s ⁻¹)	Q _{max} / Q _b
SENNE							
15-12-2011 14:59	17-12-2011 20:59	-	horlogique	-	automne	13.3	0.68
02-05-2012 16:30	04-05-2012 01:45	0.491	horlogique	I	printemps	23.0	1.18
17-06-2012 08:23	19-06-2012 06:23	0.321	horlogique	I	printemps	16.8	0.86
05-07-2012 19:35	06-07-2012 13:53	0.206	horlogique	I	été	17.1	0.88
08-07-2012 07:50	08-07-2012 21:53	-	anti-horlogique	-	été	4.5	0.23
15-07-2012 05:40	16-07-2012 07:53	-	horlogique	-	été	9.2	0.47
04-10-2012 02:50	04-10-2012 22:50	0.513	horlogique	I	automne	15.7	0.81
02-11-2012 22:30	03-11-2012 17:11	-	anti-horlogique	-	automne	4.1	0.21
03-12-2012 18:10	04-12-2012 18:19	-0.236	anti-horlogique	IV	automne	5.0	0.25
14-12-2012 16:56	15-12-2012 13:59	-	anti-horlogique	-	automne	5.1	0.26
20-12-2012 15:10	22-12-2012 11:59	0.028	horlogique	VI	hiver	6.9	0.35
22-12-2012 16:01	25-12-2012 08:01	0.179	horlogique	II	hiver	30.9	1.58
30-12-2012 08:45	31-12-2012 20:45	0.128	horlogique	I	hiver	21.7	1.11
01-01-2013 04:45	03-01-2013 12:45	-	anti-horlogique	-	hiver	12.7	0.65
28-01-2013 21:12	31-01-2013 15:41	0.094	horlogique	II	hiver	24.5	1.26
01-02-2013 09:25	03-02-2013 03:41	-0.04	anti-horlogique	III	hiver	18.7	0.96
06-02-2013 07:05	07-02-2013 15:41	-	anti-horlogique	-	hiver	11.9	0.61
08-05-2013 22:20	09-05-2013 10:30	-	anti-horlogique	-	printemps	6.1	0.31
27-07-2013 22:50	28-07-2013 12:36	-	anti-horlogique	-	été	12.8	0.66
14-10-2013 21:00	15-10-2013 12:37	-	horlogique	-	automne	5.9	0.30
04-11-2013 02:10	05-11-2013 14:07	0.03	horlogique	II	automne	5.6	0.29
07-11-2013 20:07	10-11-2013 11:28	-0.005	anti-horlogique	III	automne	14.2	0.73
22-12-2013 22:25	24-12-2013 03:25	-0.021	anti-horlogique	III	hiver	5.6	0.29
DYLE							
21-07-2011 01:15	22-07-2011 19:15	0.022	horlogique	I	été	14.3	0.70
19-08-2011 02:27	25-08-2011 17:38	-	anti-horlogique	-	été	25.5	1.24
26-08-2011 05:38	27-08-2011 17:38	-	anti-horlogique	-	été	10.9	0.53
04-09-2011 05:38	05-09-2011 11:38	-	anti-horlogique	-	été	14.8	0.72
06-10-2011 19:38	09-10-2011 19:38	-0.22	anti-horlogique	IV	automne	12.7	0.62
13-12-2011 12:20	15-12-2011 15:55	-0.003	anti-horlogique	III	automne	10.6	0.52
16-12-2011 04:50	18-12-2011 21:55	-	horlogique	-	automne	18.5	0.90
05-01-2012 01:51	07-01-2012 13:51	-0.198	anti-horlogique	IV	hiver	14.5	0.71
29-05-2012 19:51	30-05-2012 09:58	-	anti-horlogique	-	printemps	13.8	0.67
13-06-2012 00:46	13-06-2012 15:46	-	horlogique	-	printemps	14.9	0.72
17-06-2012 03:46	18-06-2012 20:36	-0.298	anti-horlogique	IV	printemps	15.3	0.75
05-07-2012 20:25	06-07-2012 05:25	-	anti-horlogique	-	été	11.1	0.54
08-07-2012 07:20	08-07-2012 16:20	-0.461	anti-horlogique	IV	été	9.4	0.46
15-07-2012 06:45	15-07-2012 23:25	-0.204	anti-horlogique	III	été	13.4	0.65
04-10-2012 02:40	04-10-2012 16:10	0.56	horlogique	I	automne	12.8	0.62
06-10-2012 02:35	06-10-2012 17:30	-	horlogique	-	automne	9.1	0.44
30-12-2012 10:05	01-01-2013 08:10	-	anti-horlogique	-	hiver	9.6	0.47
01-01-2013 09:40	01-01-2013 17:10	-0.42	anti-horlogique	IV	hiver	8.6	0.42
29-01-2013 14:25	01-02-2013 16:00	-	anti-horlogique	-	hiver	12.1	0.59
27-07-2013 11:00	28-07-2013 08:35	-	anti-horlogique	-	été	15.6	0.76
18-08-2013 19:45	19-08-2013 03:15	-	anti-horlogique	-	été	9.0	0.44
24-12-2013 15:20	25-12-2013 12:20	-	anti-horlogique	-	hiver	18.2	0.89

GRANDE GETTE							
14-07-2010 20:24	15-07-2010 04:24	-	horlogique	-	été	3.3	0.33
15-10-2010 13:25	18-10-2010 17:55	0.482	horlogique	V	automne	1.0	0.10
12-11-2010 07:05	15-11-2010 12:35	0.413	horlogique	I	automne	17.3	1.73
08-01-2011 15:52	10-01-2011 07:52	-0.411	anti-horlogique	IV	hiver	6.5	0.65
13-01-2011 01:32	14-01-2011 20:34	-0.105	anti-horlogique	III	hiver	7.0	0.70
12-06-2012 16:20	13-06-2012 06:35	-	anti-horlogique	-	printemps	2.5	0.25
05-07-2012 20:30	06-07-2012 04:58	-	anti-horlogique	-	été	4.0	0.40
15-07-2012 07:00	15-07-2012 15:23	0.215	horlogique	II	été	4.8	0.48
29-01-2013 14:10	01-02-2013 17:55	0.065	horlogique	V	hiver	5.2	0.52
30-01-2013 13:25	01-02-2013 16:17	-	horlogique	-	hiver	5.2	0.52
07-11-2013 18:55	08-11-2013 14:55	-0.24	anti-horlogique	IV	automne	3.7	0.37
24-12-2013 23:00	25-12-2013 19:00	-	anti-horlogique	-	hiver	5.0	0.50
28-12-2013 05:45	28-12-2013 23:54	-0.352	anti-horlogique	IV	hiver	4.1	0.41
PETITE GETTE							
06-01-2011 12:17	08-01-2011 16:17	-0.173	anti-horlogique	IV	hiver	2.4	0.50
09-01-2011 00:17	10-01-2011 08:17	-	anti-horlogique	-	hiver	2.5	0.53
06-06-2011 16:43	09-06-2011 16:00	-	anti-horlogique	-	printemps	3.4	0.70
19-07-2011 21:31	22-07-2011 01:01	-	horlogique	-	été	5.2	1.09
18-08-2011 17:45	18-08-2011 22:45	0.222	horlogique	II	été	7.1	1.49
29-05-2012 18:58	29-05-2012 22:43	-	anti-horlogique	-	printemps	3.4	0.71
05-07-2012 20:43	08-07-2012 05:18	-	anti-horlogique	-	été	3.9	0.80
15-07-2012 07:44	15-07-2012 13:59	-	anti-horlogique	-	été	3.6	0.76
05-10-2012 23:38	06-10-2012 15:53	-0.264	anti-horlogique	IV	automne	2.2	0.47
10-12-2012 05:16	10-12-2012 11:31	-0.161	anti-horlogique	III	automne	1.5	0.31
30-12-2012 10:07	30-12-2012 18:52	-0.187	anti-horlogique	IV	hiver	1.4	0.30
29-01-2013 17:24	30-01-2013 23:24	-0.353	anti-horlogique	IV	hiver	2.2	0.46
19-06-2013 07:52	19-06-2013 14:07	-0.37	anti-horlogique	VII	printemps	1.2	0.25
29-06-2013 02:52	29-06-2013 10:22	-0.092	anti-horlogique	III	été	1.2	0.25
27-07-2013 11:42	27-07-2013 20:27	-	anti-horlogique	-	été	1.5	0.32
22-10-2013 22:08	23-10-2013 01:08	-0.374	anti-horlogique	IV	automne	2.9	0.61
07-11-2013 16:51	08-11-2013 06:36	-	anti-horlogique	-	automne	2.5	0.51
24-12-2013 21:08	25-12-2013 12:08	-0.018	anti-horlogique	III	hiver	2.4	0.49
28-12-2013 05:08	28-12-2013 12:38	-	anti-horlogique	-	hiver	2.3	0.47

Les concentrations de MES mesurées sur la Dyle sont nettement moins importantes que sur la Senne pour des événements de récurrence similaire. Le pic de concentration de la crue de début mai 2012 est trois fois plus important en crue qu'en décrue (Fig. 6-47). En février 2013, l'hystérésis est faiblement marquée, et légèrement anti-horlogique, pour une crue dépassant $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 6-48).

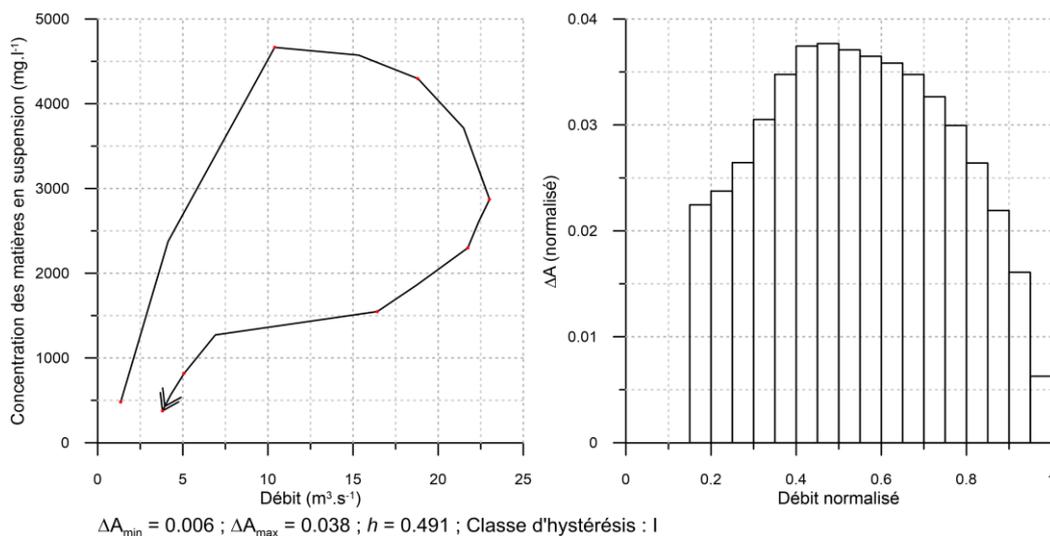


Fig. 6-47. Crue de la Senne du 02/05/2012 16h30 - 04/05/2012 01h45.

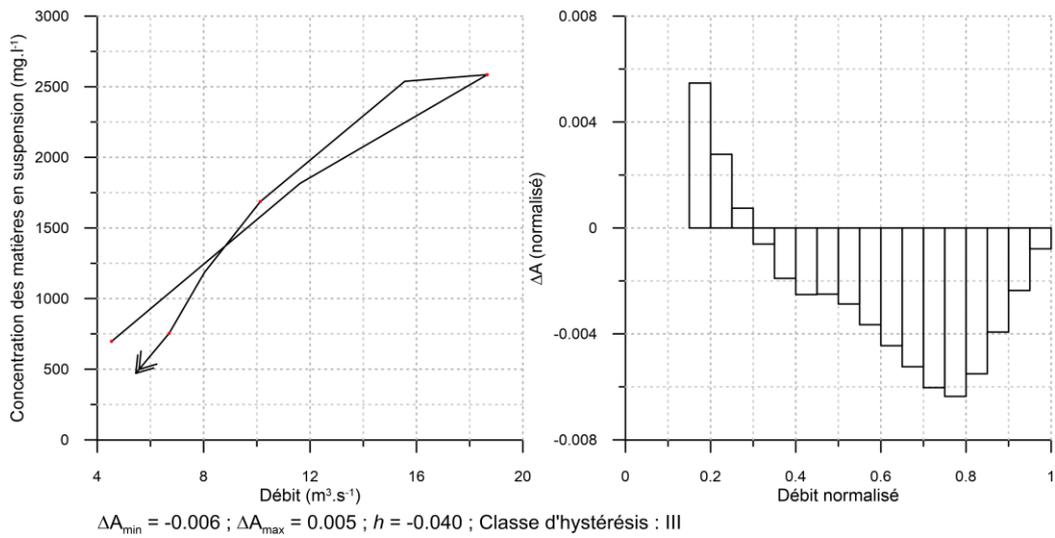


Fig. 6-48. Crue de la Senne du 01/02/2013 09h25 - 03/02/2013 03h41.

Les crues enregistrées sur la Dyle en juillet 2011 (Fig. 6-49) et en octobre 2012 (Fig. 6-50), présentent respectivement une absence d'hystérésis (crue univoque), un cas relativement rare parmi les données recueillies durant ce projet, et un cas d'hystérésis horlogique où la concentration des MES en décrue est 4 fois inférieure à la concentration en crue pour un même débit.

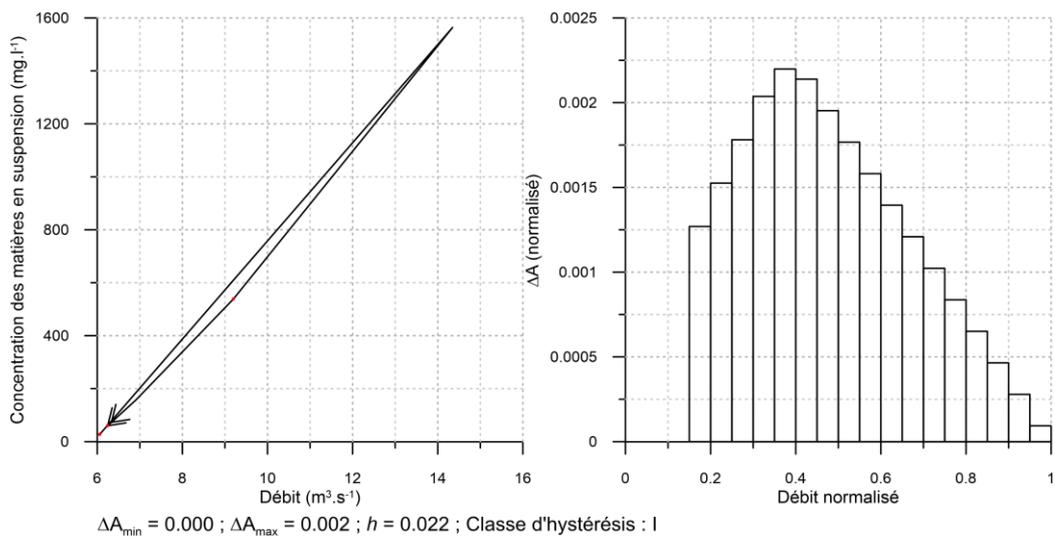


Fig. 6-49. Crue de la Dyle du 21/07/2011 01h15 - 22/07/2011 19h15.

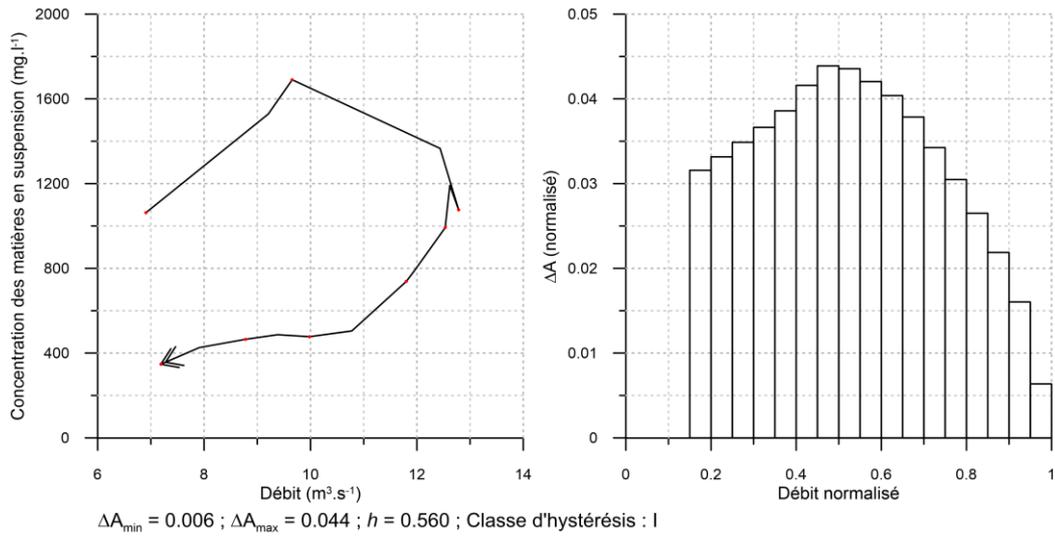


Fig. 6-50. Crue de la Dyle du 04/10/2012 02h40 - 04/10/2012 16h10.

Les concentrations en MES atteintes sur la Grande Gette sont du même ordre que sur la Senne. Les exemples suivants montrent une crue de novembre 2011 avec une hystérésis horlogique marquée (Fig. 6-51) ainsi qu'une crue de fin décembre 2013 (Fig. 6-52), dépassant légèrement $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais avec plus de $6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, marquée par une hystérésis anti-horlogique.

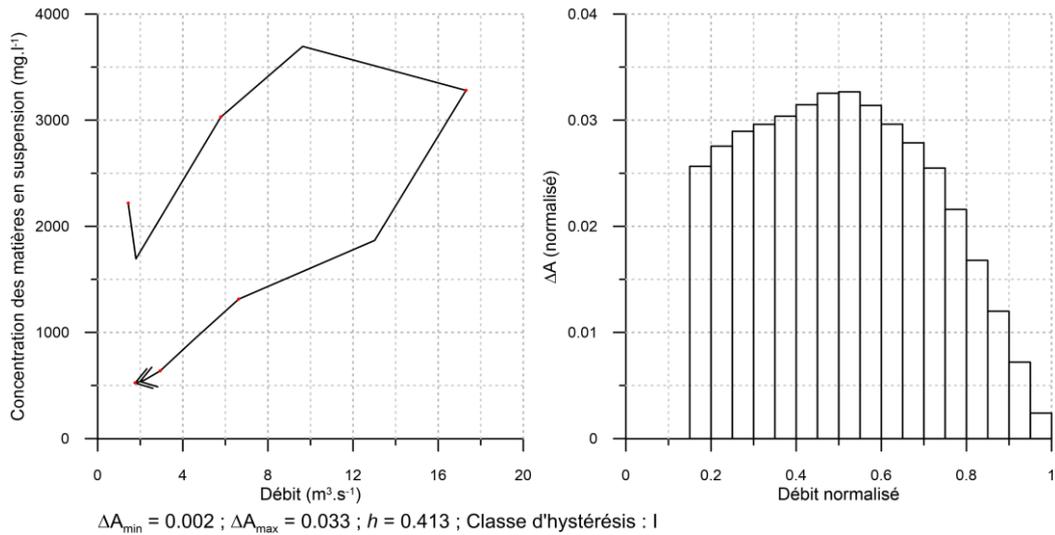


Fig. 6-51. Crue de la Grande Gette du 12/11/2010 07h05 - 15/11/2010 12h35 (H = 0,62 m).

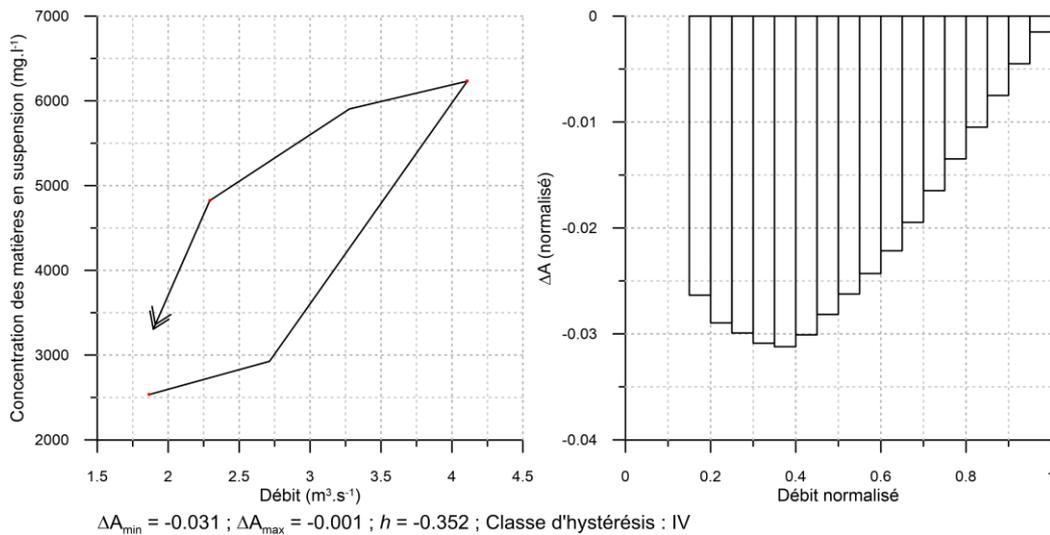


Fig. 6-52. Crue de la Grande Gette du 28/12/2013 05h45 - 28/12/2013 23h54 (H = 0,62 m).

La Petite Gette présente, en août 2011, une crue (majoritairement avec hystérésis horlogique) atteignant $7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et des concentrations de MES légèrement supérieures à $20 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ pour deux des échantillons collectés (Fig. 6-53). La haute teneur en sédiments est également remarquée fin janvier 2013 lors d'une crue à hystérésis anti-horlogique de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ présentant une concentration dépassant légèrement $12 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (Fig. 6-54).

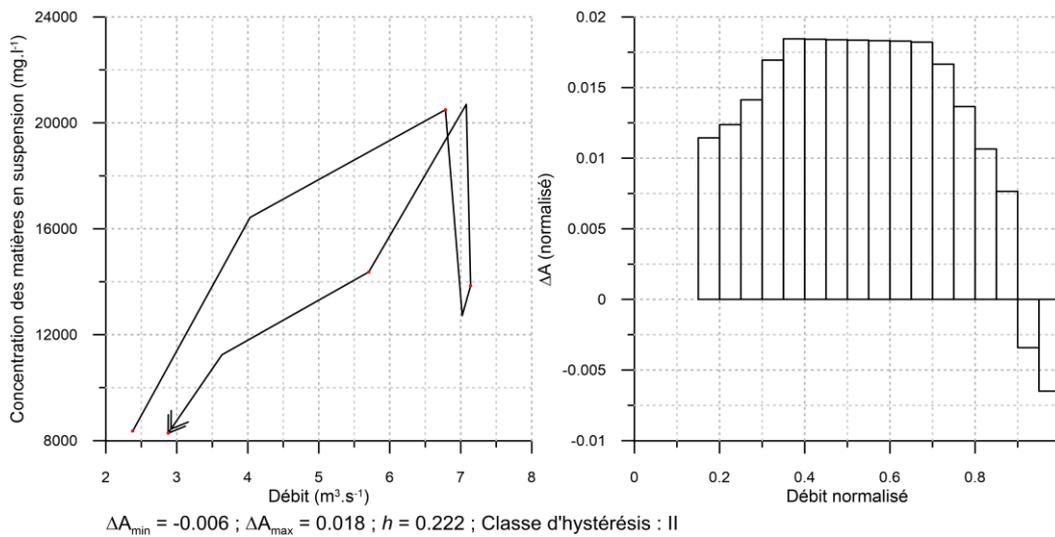


Fig. 6-53. Crue de la Petite Gette du 18/08/2011 17h45 - 18/08/2011 22h45 (H = 0,23 m).

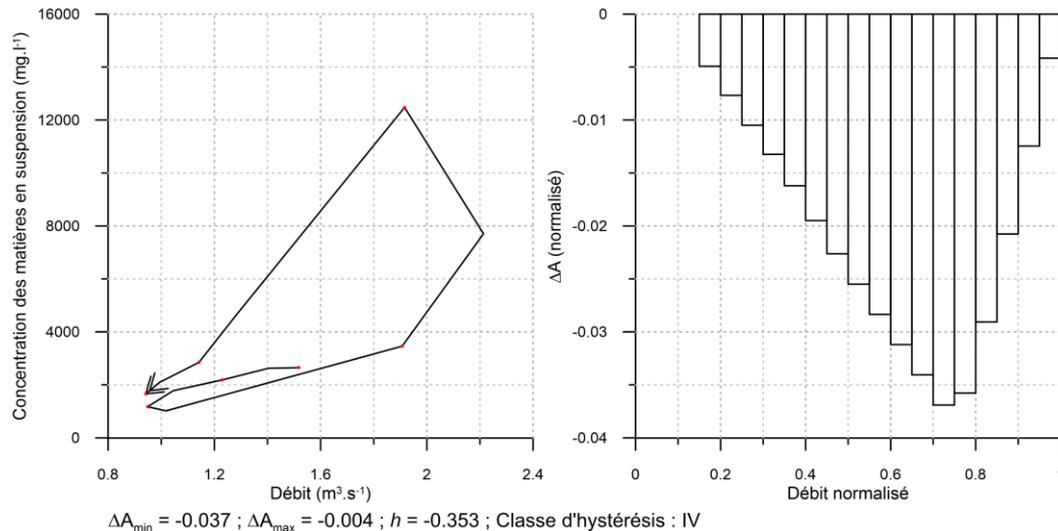


Fig. 6-54. Crue de la Petite Gette du 29/01/2013 17h24 - 30/01/2013 23h24 (H = 0,23 m).

6.5.4. Saisonnalité des transports sédimentaires

Dans le cadre de cette étude, et parmi l'ensemble des données de turbidité et de concentration en MES enregistrées, certaines séquences de crues successives ont pu être analysées lorsque le capteur de turbidité était fonctionnel et non encrassé et que les échantillons prélevés étaient disponibles. Elles serviront à l'analyse de la différenciation saisonnière.

Deux épisodes de crues successives ont pu être analysés en ce qui concerne le bassin de la **Senne** ; d'une part une succession de crues du 12/12/2011 au 18/12/2011 (Fig. 6-55), et d'autre part une succession de crues printanières entre le 26/04/2012 et le 13/05/2012 (Fig. 6-56). Après trois crues de faible importance, présentant des hystérésis de turbidité systématiquement anti-horlogiques, la crue bimodale du 16 au 18/12/2011 montre une hystérésis de turbidité complexe. Bien que le second pic de crue dépasse légèrement le premier, tant les valeurs de turbidité que les mesures de concentration des MES sont moins importantes lors du second pic (600 NTU contre 1300 NTU ; 2,5 g.l⁻¹ contre 3 g.l⁻¹). La période de fin avril à début mai 2012 (Fig. 6-56) présente trois événements de crue, dont la plus importante (22 m³.s⁻¹) a eu lieu le 03/05/2012. Les deux autres restent sous la valeur de débit de 7,5 m³.s⁻¹. Ces deux crues moins importantes montrent respectivement des hystérésis de turbidité complexes et anti-horlogiques. La crue principale, quant à elle, présente une hystérésis de turbidité horlogique. La turbidité enregistrée atteint près de 2.000 NTU tandis que la concentration des MES dépasse 4,5 g.l⁻¹.

La figure suivante correspond à la succession de crues hivernales sur la **Dyle** (entre le 13/12/2011 et le 10/01/2012). Les données de précipitations horaires sur le bassin versant, le débit horaire, la turbidité à intervalle de 5 min et la concentration des MES à intervalle irrégulier sont affichés, ainsi que les hystérésis concernant les événements correspondants (Fig. 6-57). Les différents pics de crue de décembre 2011 à janvier 2012 sur la Dyle ont montré des comportements de transport sédimentaire variables au fil du temps. Le premier pic de crue significatif du 16 au 17/12/2011, après un double pic antérieur vers 10 m³.s⁻¹, a montré une hystérésis de turbidité complexe en 8, avec une turbidité dépassant 600 NTU corrélée à une concentration des MES d'environ 2 g.l⁻¹. Les 02/01/2013 et 04/01/2012, deux crues similaires (10 m³.s⁻¹) ont montré pour la première une turbidité dépassant à peine 200 NTU contre plus de 600 NTU pour la seconde. Il est d'ailleurs peu fréquent que la concentration des MES soit plus importante lors de la deuxième crue d'un même événement. L'afflux de sédiments fins venant d'une partie très en amont du bassin versant peut expliquer ce phénomène, même s'il est plus

habituel de constater cela lors de crues liées à des orages estivaux, et non début janvier. La concentration des MES observée suit le même schéma (1 g.l^{-1} et $1,4 \text{ g.l}^{-1}$ respectivement pour ces deux crues d'importance similaire). La dernière crue de la période analysée sur la Fig. 6-57 dépasse légèrement $14 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, avec un pic de turbidité à près de 600 NTU, mais un pic de concentration concomitant de 4 g.l^{-1} . Cette dernière crue ne présente pas d'hystérésis de turbidité. Cette analyse met bien en évidence les différents comportements sédimentaires lors d'une succession de crues de moyenne importance.

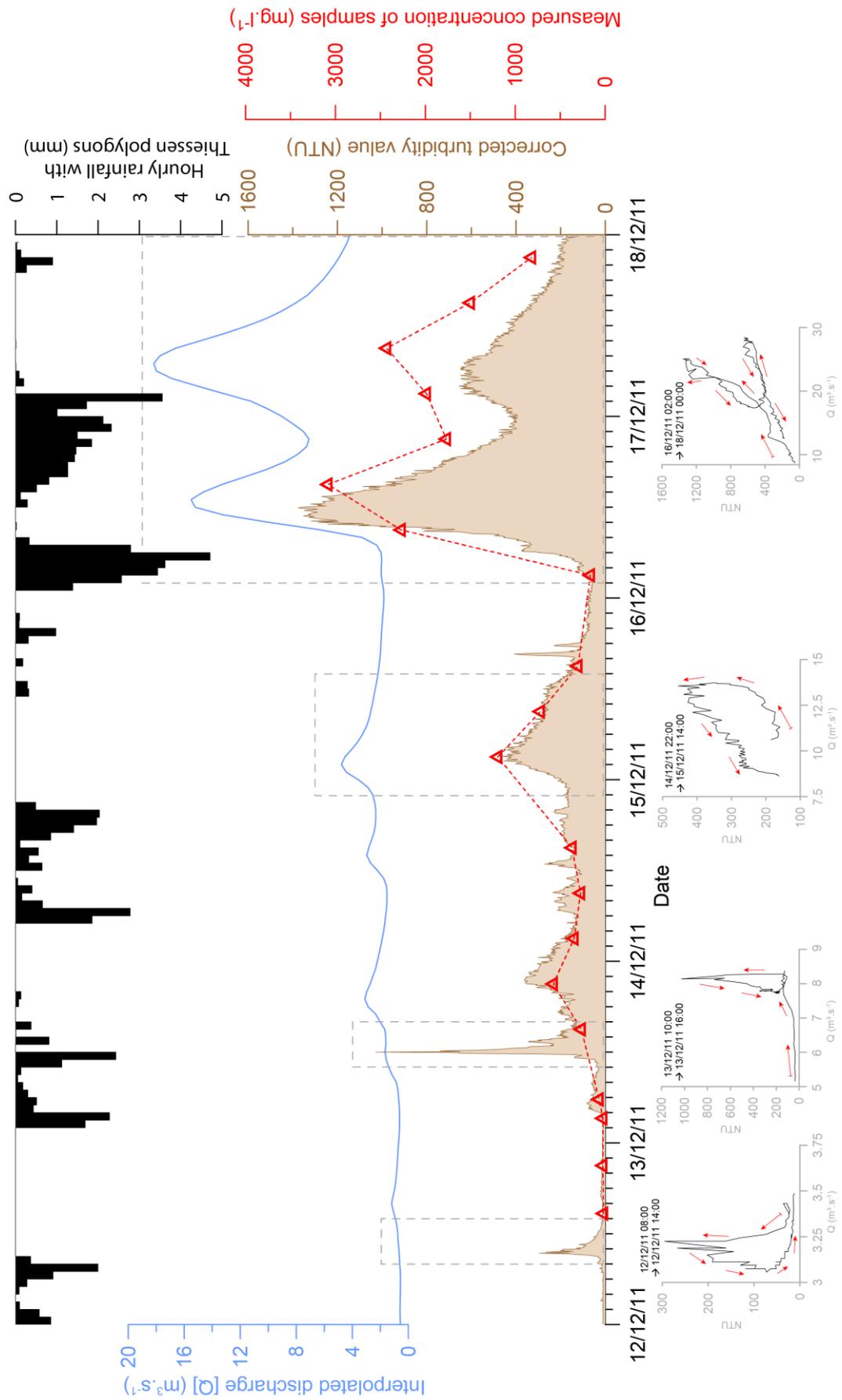


Fig. 6-55. Succession d'hystérésis lors des crues hivernales de la Seine (pic maximum : $T_p = 0,4$ an).

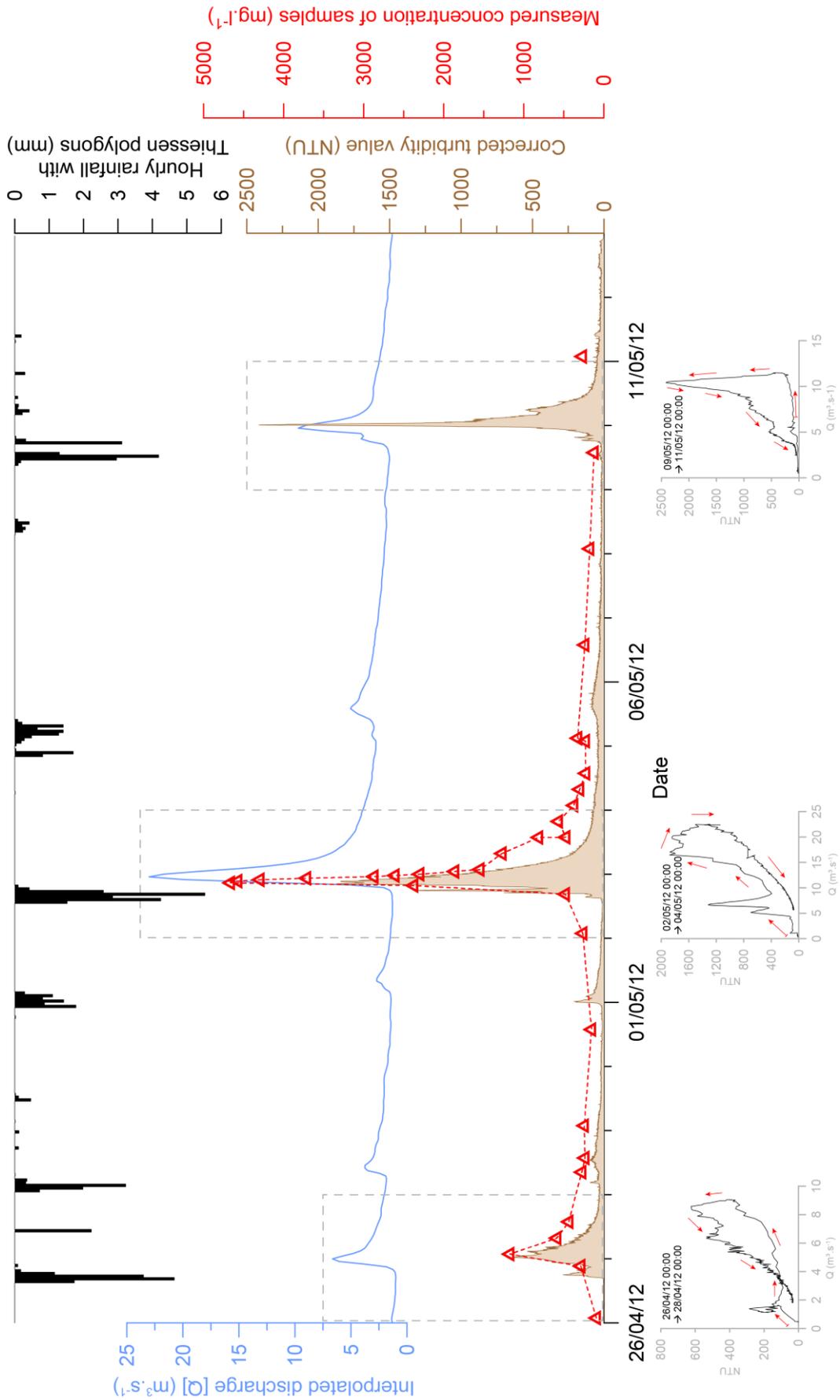


Fig. 6-56. Succession d'hystérésis lors des crues printanières de la Seine (pic maximum : $T_p = 0,8$ an).

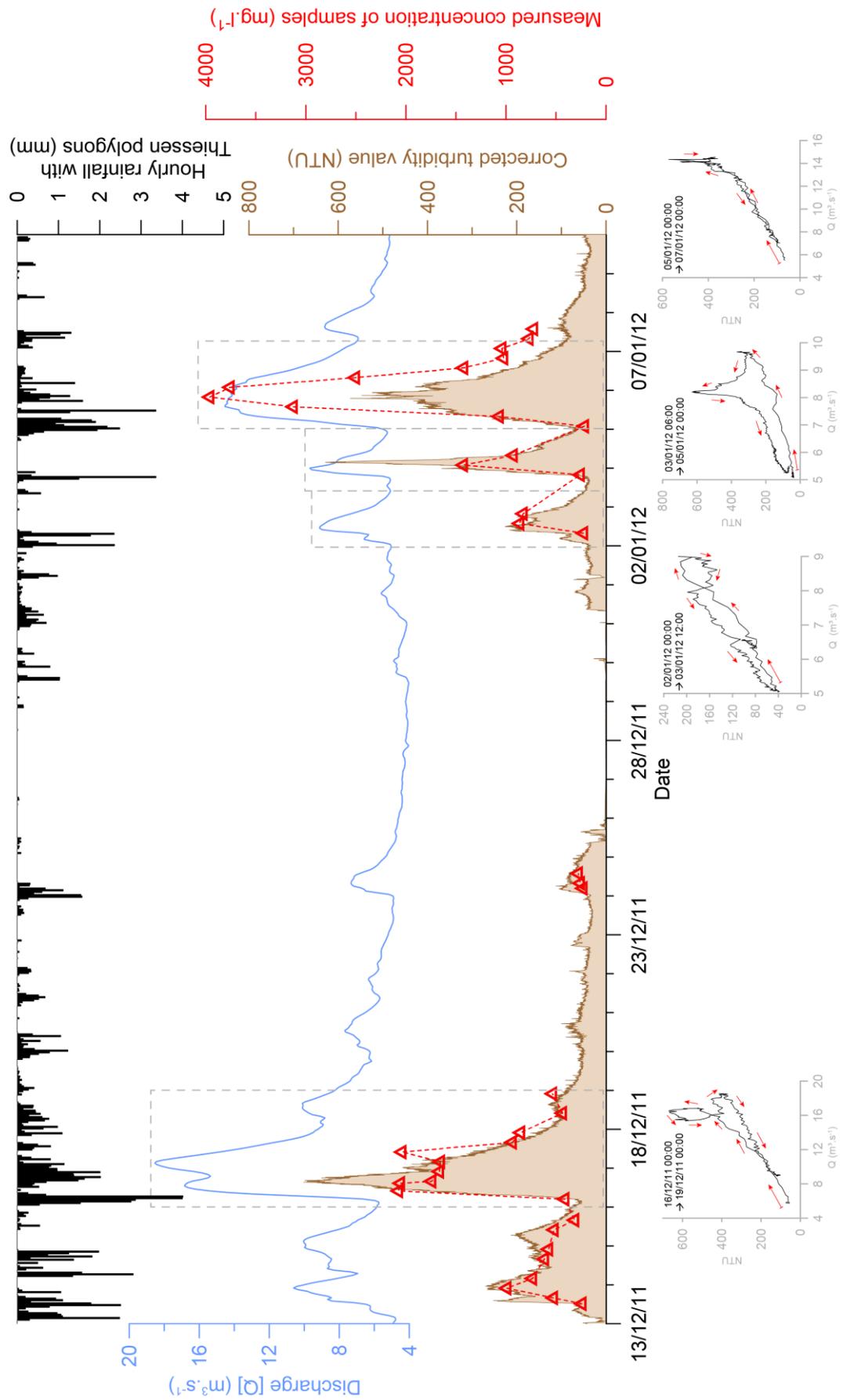


Fig. 6-57. Succession d'hystérésis lors des crues hivernales de la Dyle (pic maximum : $T_p = 0,9$ an).

Concernant la **Grande Gette**, une succession d'épisodes a pu être analysée entre le 01/12/2011 et le 10/01/2012 (Fig. 6-58). Durant cette période, plusieurs crues d'importance limitée ont été observées. La mesure de la turbidité a montré une forte variabilité avec des pics indésirables, mais il est possible de déterminer une crue à hystérésis complexe le 18/12/2011 et une absence d'hystérésis durant la crue du 06/01/2012. Les crues bimodales, dont les pics successifs sont de même importance ($\sim 4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), montrent des pics de turbidité initiaux d'environ 800 NTU et 600 NTU respectivement, et 500 NTU et 600 NTU pour le pic secondaire. En ce qui concerne la concentration des MES, les pics initiaux atteignent respectivement $1,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ et $1,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, tandis que les pics secondaires présentent des concentrations d'environ $1,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Suite aux difficultés d'obtention de données de turbidité non bruitées sur cette station, il n'a pas été possible d'analyser d'autres périodes de crues successives. Par comparaison, pour des crues hivernales assez fréquentes ($T_p = 0,9$ an pour la Dyle et $T_p = 0,4$ an et $0,8$ an pour la Senne), les concentrations en MES dépassent $2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

Trois crues estivales successives sur la **Petite Gette** (du 15/07/2011 au 01/09/2011) - postérieures à la crue extrême du 29/06/2011 - ont pu faire l'objet d'une analyse d'hystérésis (Fig. 6-59). Les sédiments fins relâchés lors de cet événement ont pu s'accumuler dans le lit mineur puis être remobilisés lors des crues postérieures. Sur cette station également, la proximité du fond du lit par rapport au capteur de turbidité et la grande quantité de sédiments en suspension ont tendance à brouter les mesures de turbidité.

La crue du 22/07/2011 ($5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) montre une hystérésis complexe en 8 avec des valeurs de turbidité dépassant 2.500 NTU et des concentrations de MES mesurées à environ $10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Deux autres crues significatives en août 2011 ($7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), présentent également des hystérésis de turbidité assez complexes et la concentration des MES mesurée dépasse à chaque pic les $20 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Les précipitations horaires intenses ($11 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$), pourtant assez fréquentes ($T < 1$ an), qui ont généré ces crues ont provoqué un transport sédimentaire en suspension très important, signe que la crue extrême précédente, fin juin 2011, a bien déposé une grande quantité des sédiments fins sur le lit mineur, qui ont été remobilisés facilement par des crues de modeste importance.

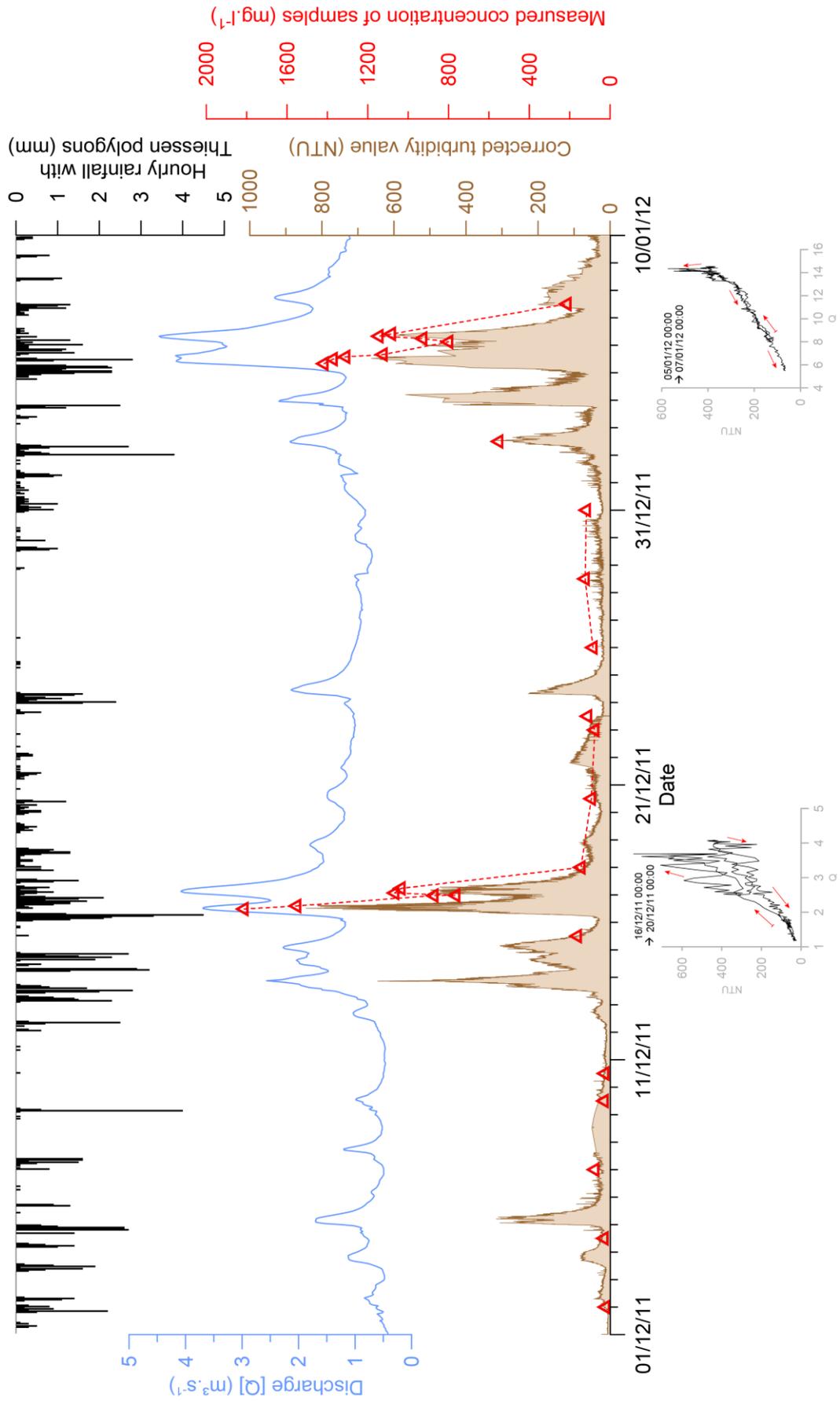


Fig. 6-58. Succession d’hystérésis lors des crues hivernales de la Grande Gette (pic maximum : $T_p = 0,28$ an).

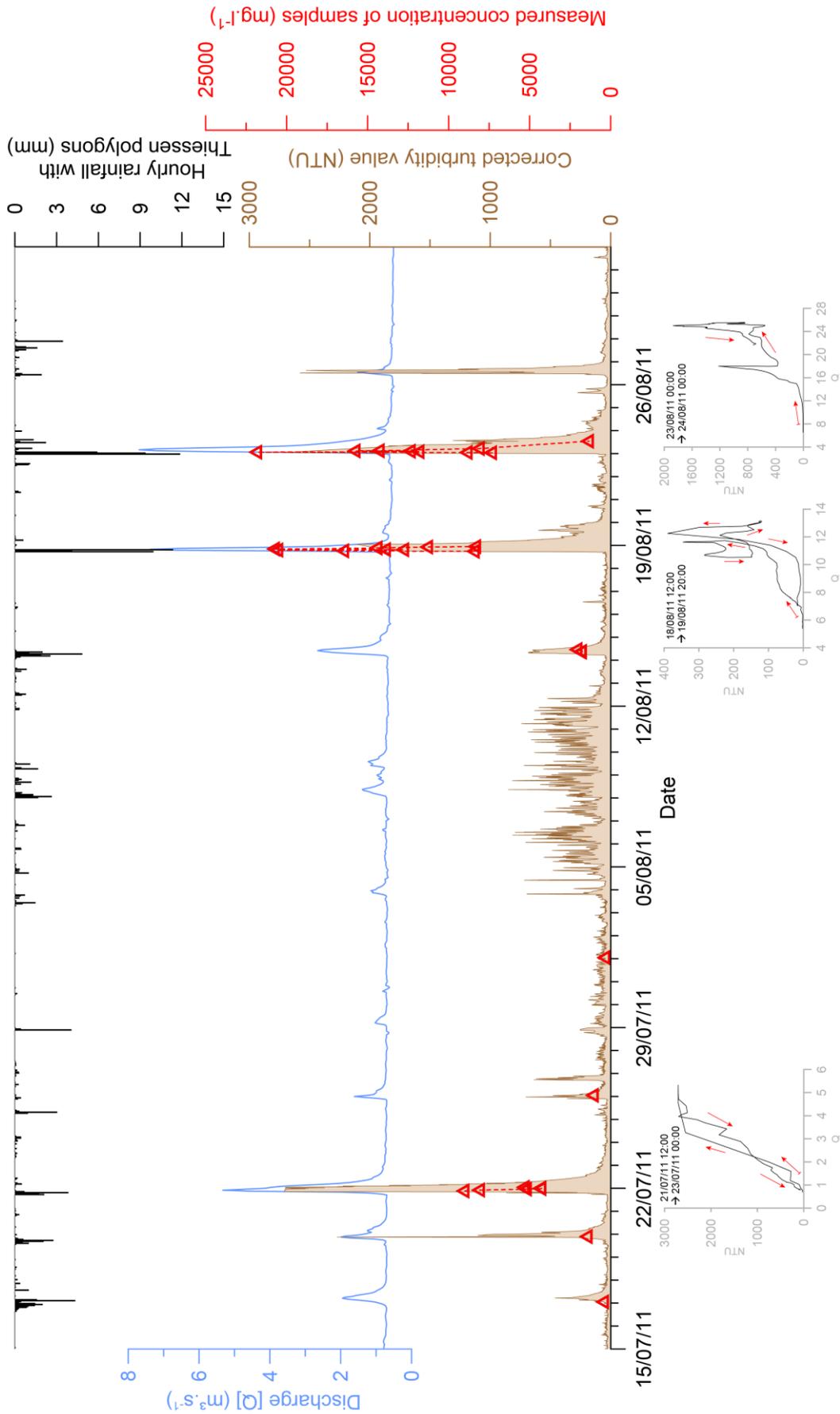


Fig. 6-59. Succession d'hystérésis lors des crues estivales de la Petite Gette (pic maximum : $T_p = 3$ ans).

Par comparaison, sur la Grande Gette, les concentrations restent inférieures à 2 g.l^{-1} , mais pour des crues analysées relativement faibles ($T_p = 0,28 \text{ an}$). En revanche, sur la Petite Gette, des valeurs énormes sont atteintes (20 g.l^{-1}). Le nombre d'échantillons prélevés montre qu'il ne s'agit pas d'un artéfact, mais que ces valeurs importantes sont liées à des crues significatives ($T_p = 3 \text{ ans}$) après la crue extrême du 29/06/2011.

Les analyses de succession de crue pour les événements ayant pu être échantillonnés et de leurs motifs d'hystérésis montrent une grande variabilité de concentration en sédiments fins, car les bassins versants, de taille modeste, réagissent assez vite aux précipitations. Dans le cas de crue plurimodale, les hystérésis peuvent devenir complexes. Aich *et al.* (2014), dans leur étude de la dynamique des sédiments en suspension dans un bassin versant de $0,33 \text{ km}^2$ sur Barro Colorado Island au Panama ont également constaté des problèmes d'interprétation des motifs d'hystérésis où, malgré la petite superficie du bassin versant étudié, des événements hydrologiques à pics multiples leur ont permis d'identifier les effets d'épuisement intraévénement et des limitations dans l'approvisionnement en sédiments.

En complément des analyses séquentielles événementielles, une analyse des indices h a été réalisée à l'échelle annuelle pour déterminer si la saison a un effet sur les motifs d'hystérésis observés. Les graphiques suivants (Fig. 6-60 à Fig. 6-63) reprennent d'une part le débit journalier de chacune des quatre stations étudiées et d'autre part, l'indice h calculé selon la méthode de Zuecco *et al.* (2016). Ils synthétisent toutes les informations d'hystérésis, qu'elles aient été calculées sur la concentration des MES ($h_{\text{concentration}}$) ou sur la turbidité ($h_{\text{turbidity}}$). La classe d'hystérésis (Fig. 6-38) est également affichée.

Concernant la Senne (Fig. 6-60), une saisonnalité tend à se marquer, avec des crues à hystérésis horlogique au printemps et en été ainsi que quelques événements à hystérésis anti-horlogique peu marquées pour la majorité d'entre eux durant l'automne et l'hiver. Les valeurs de l'indice h sont importantes lors des crues printanières et estivales. Ces valeurs sont plus faibles lors des crues automnales et hivernales, avec des hystérésis moins marquées.

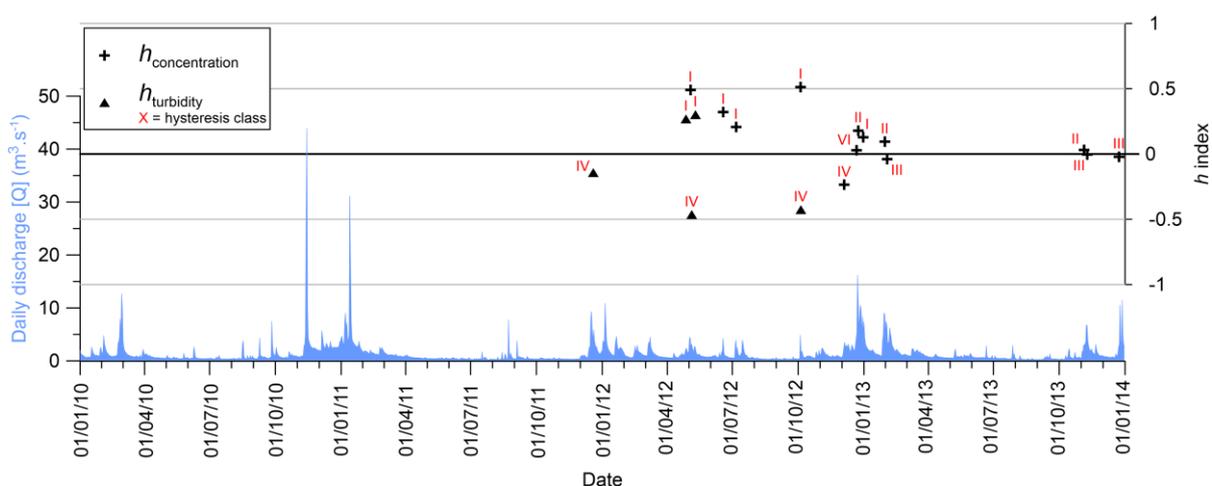


Fig. 6-60. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Senne (01/01/2010-31/12/2013).

Les hystérésis enregistrées sur la Dyle (Fig. 6-61) montrent une tendance liée à l'antécédence des étiages. Des hystérésis horlogiques marquées apparaissent après quelques mois de basses eaux. Des hystérésis anti-horlogiques sont régulièrement remarquées après l'observation d'un certain lessivage des sédiments présents localement dans le lit de la rivière à proximité des stations de mesure. Les valeurs de l'indice h sont du même ordre que celles observées sur la Senne, mais elles

sont en moyenne négatives pour les crues estivales, hivernales et printanières, et positives lors des crues automnales.

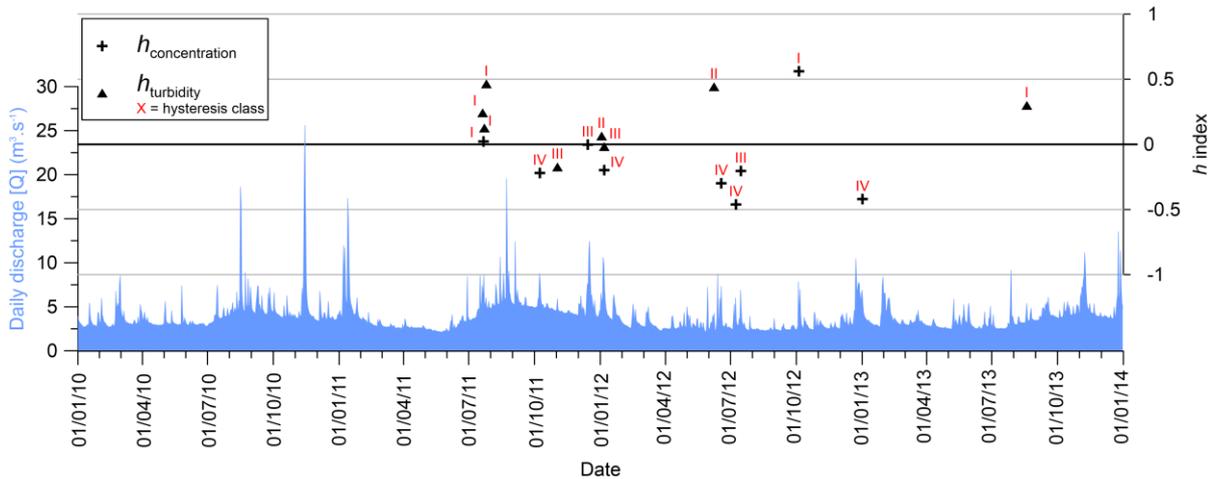


Fig. 6-61. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Dyle (01/01/2010-31/12/2013).

Les successions d'événements hydrologiques sur la Grande Gette (Fig. 6-62) ne montrent pas de différences significatives au niveau de la saisonnalité. Cependant, on constate qu'après une crue au plein bord en novembre 2010 montrant une hystérésis horlogique, les crues suivantes ont affiché des crues anti-horlogiques. Le cas est rencontré également sur la Petite Gette (Fig. 6-63). Après la crue extrême liée à la rupture de la voie d'eau le 29/06/2011, la grande majorité des crues observées, qui affichent de faibles débits, montraient des hystérésis anti-horlogiques. Par rapport à la Senne et à la Dyle, les valeurs de l'indice h sont moins importantes sur la Grande Gette et surtout sur la Petite Gette, montrant des hystérésis moins marquées, excepté lors des crues de l'automne 2010 sur la Grande Gette et de l'été 2011 sur la Petite Gette.

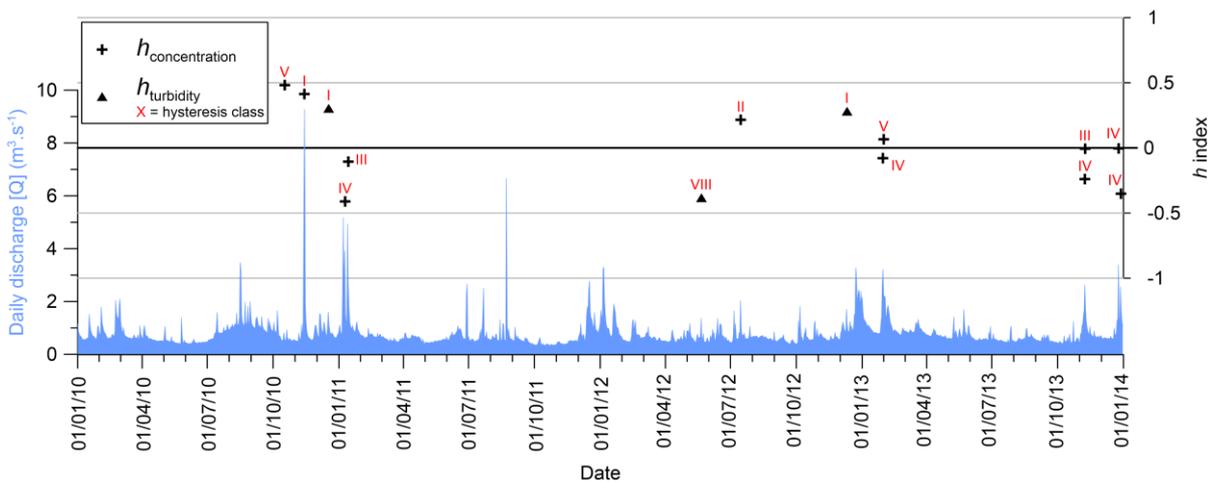


Fig. 6-62. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Grande Gette (01/01/2010-31/12/2013).

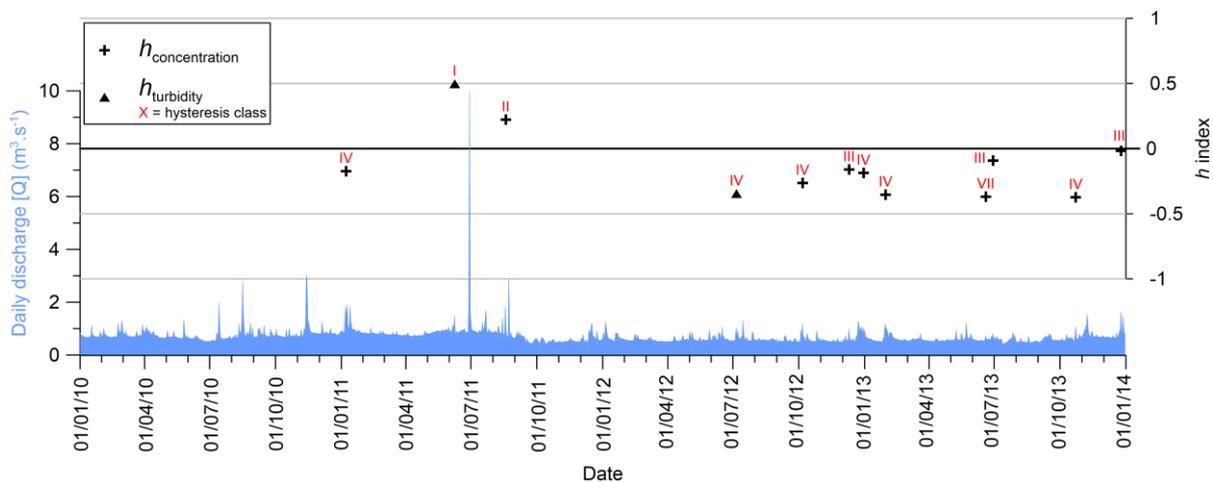


Fig. 6-63. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Petite Gette (01/01/2010-31/12/2013).

Sur base du tableau reprenant les différentes crues avec phénomènes d'hystérésis (Tab. 6-4, p.190), un récapitulatif mentionne les statistiques saisonnières selon le type d'hystérésis et les cours d'eau analysés (Tab. 6-5). La Dyle et la Petite Gette ont montré une grande majorité de crues à hystérésis anti-horlogique (77 % et 90 %, respectivement). La Senne et la Grande Gette montrent globalement un équilibre entre le nombre de crues à hystérésis horlogique et anti-horlogique. Au niveau de la saisonnalité, la Petite Gette n'a montré des crues à hystérésis horlogique qu'en été. La Grande Gette présente le même nombre de crues à hystérésis horlogique en été, automne et hiver. La Dyle affiche un plus grand nombre de crues de ce type en automne (60 %), alors que la Senne a présenté 66 % de crues à hystérésis horlogique durant l'automne et l'hiver. En ce qui concerne les crues à hystérésis anti-horlogique, la Dyle en a présenté préférentiellement en été (47 %) et en hiver (29 %) ; la Senne, en automne (36 %) et hiver (36 %) ; la Grande Gette en affiche 57 % en hiver tandis que la Petite Gette montre une légère prévalence supplémentaire pour ces crues à hystérésis anti-horlogique en hiver, avec une répartition relativement homogène durant les autres saisons. Les crues sans hystérésis vraiment marquée sont très peu nombreuses parmi l'échantillon analysé ; la crue de la Senne du 02/02/2013 (Fig. 6-48) et du 23/12/2013 (Fig. A-11), la crue de la Dyle du 21/07/2011 (Fig. 6-49) et la crue de la Grande Gette du 29/01/2013 (Fig. A-33), avec une prévalence marquée durant la période hivernale.

Tab. 6-5. Statistiques saisonnières sur les types d'hystérésis liées aux mesures de concentration des MES.

COURS D'EAU	HYSTÉRÉSIS HORLOGIQUES			
	PRINTEMPS	ÉTÉ	AUTOMNE	HIVER
Senne	2	2	4	4
Dyle	1	1	3	0
Grande Gette	0	2	2	2
Petite Gette	0	2	0	0

COURS D'EAU	HYSTÉRÉSIS ANTI-HORLOGIQUES			
	PRINTEMPS	ÉTÉ	AUTOMNE	HIVER
Senne	1	2	4	4
Dyle	2	8	2	5
Grande Gette	1	1	1	4
Petite Gette	3	4	4	6

COURS D'EAU	HORLOGIQUE	ANTI-HORLOGIQUE
Senne	12	11
Dyle	5	17
Grande Gette	6	7
Petite Gette	2	17
<i>TOTAL</i>	<i>25</i>	<i>52</i>

6.5.5. Granulométrie des sédiments en suspension

Les particules transportées par les cours d'eau ont une granulométrie qui dépend essentiellement de ce que les bassins versants peuvent proposer comme matériaux, ensuite érodés par les précipitations et le ruissellement. Les limons éoliens de couverture présentent une composition granulométrique très uniforme : 15 % d'argile, 80 % de limon et 5 % de sable (Blockmans *et al.*, 2019), mais leur épaisseur varie beaucoup.

L'analyse granulométrique par tamisage et par sédimentométrie des dépôts lœssiques du site de Romont (Eben-Emael, vallée du Geer) réalisée par Delvoie (2017) sur un total de 17 échantillons donne une valeur de D_{50} qui se situe entre 20 et 30 μm . Le D_{99} de ces lœss datant essentiellement du Weichselien supérieur et localement du Weichselien moyen (Juvigné *et al.*, 2008) est d'environ 200 μm (Antoine, 2002).

Sous les lœss, la Formation de Bruxelles consiste en des sables plus ou moins glauconifères, à concrétions gréseuses (début du Lutétien, Éocène moyen). Compte tenu de l'épaisseur plurimétrique des limons éoliens les recouvrant, les sables bruxelliens affleurent très rarement dans les bassins versants. Pomerol (1961) propose une valeur de D_{50} de 190 μm pour les sables bruxelliens des sablières de Forest, mais les variations granulométriques sont notables, en fonction du contexte paléogéographique des dépôts. La progradation latérale des dépôts, avec l'apport de sédiments d'ouest en est, sous des niveaux marins constants et relativement élevés, explique ces différences stratigraphiques (Houthuys, 2011).

Afin de caractériser les types de transport des particules sédimentaires, les échantillons collectés ont fait l'objet d'une étude granulométrique, grâce au granulomètre par diffraction laser Mastersizer 2000. Les indices granulométriques D_{50} et D_{99} , qui sont caractéristiques des conditions de transport selon Passega (1964), ont été retenus pour l'analyse et sont présentés ci-dessous. Pour chaque rivière, les différents échantillons ont été prélevés à différents niveaux dans la colonne d'eau.

Les sédiments en suspension échantillonnés sur la Senne montrent des D_{50} qui oscillent entre 8 et 39 μm et des D_{99} compris entre 41 et 380 μm (Fig. 6-64). Un échantillon atteint même un D_{99} de 794 μm lors de la crue débordante du 23/12/2012, pour un débit instantané de 30,2 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'effet de la hauteur de prélèvement dans la colonne d'eau semble, dans le cas de la Senne, moins marqué que pour la Dyle.

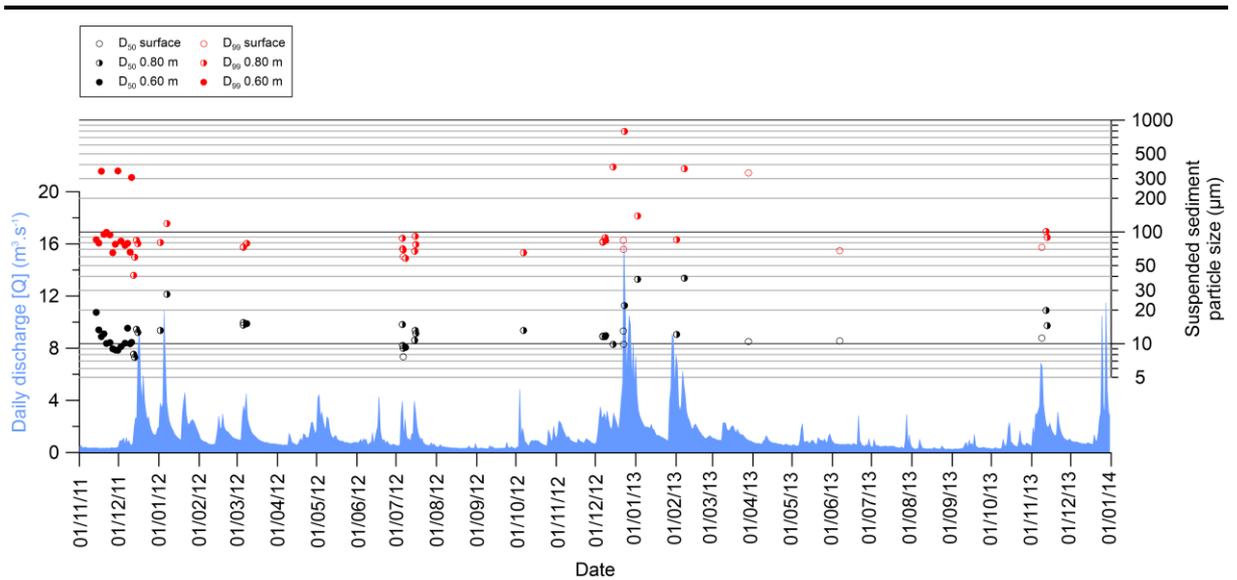


Fig. 6-64. Indices granulométriques (D_{50} et D_{99}) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Seine.

Concernant la Dyle (Fig. 6-65), le D_{50} des MES oscille entre 8 et 53 μm , tandis que le D_{99} est compris entre 61 et 434 μm . Les échantillons prélevés manuellement en surface montrent, dans la plupart des cas, une granulométrie plus fine.

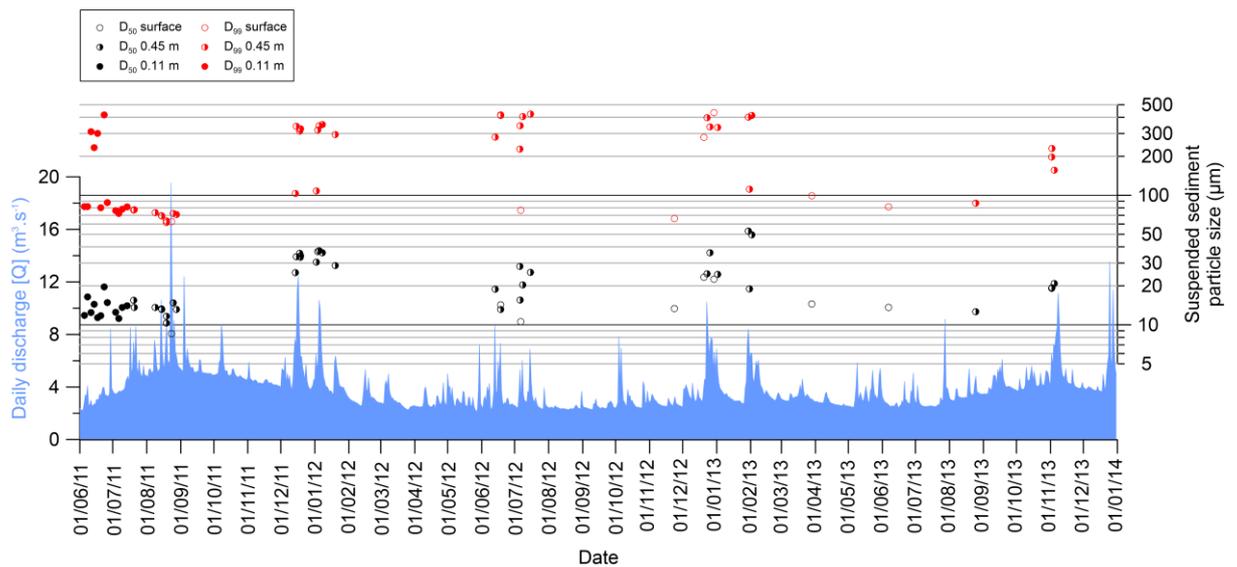


Fig. 6-65. Indices granulométriques (D_{50} et D_{99}) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Dyle.

Les D_{50} et D_{99} des sédiments en suspension prélevés sur la Grande Gette sont compris respectivement entre 8 et 48 μm et entre 49 et 538 μm (Fig. 6-66). L'effet de la hauteur du prélèvement ne semble pas affecter la mesure.

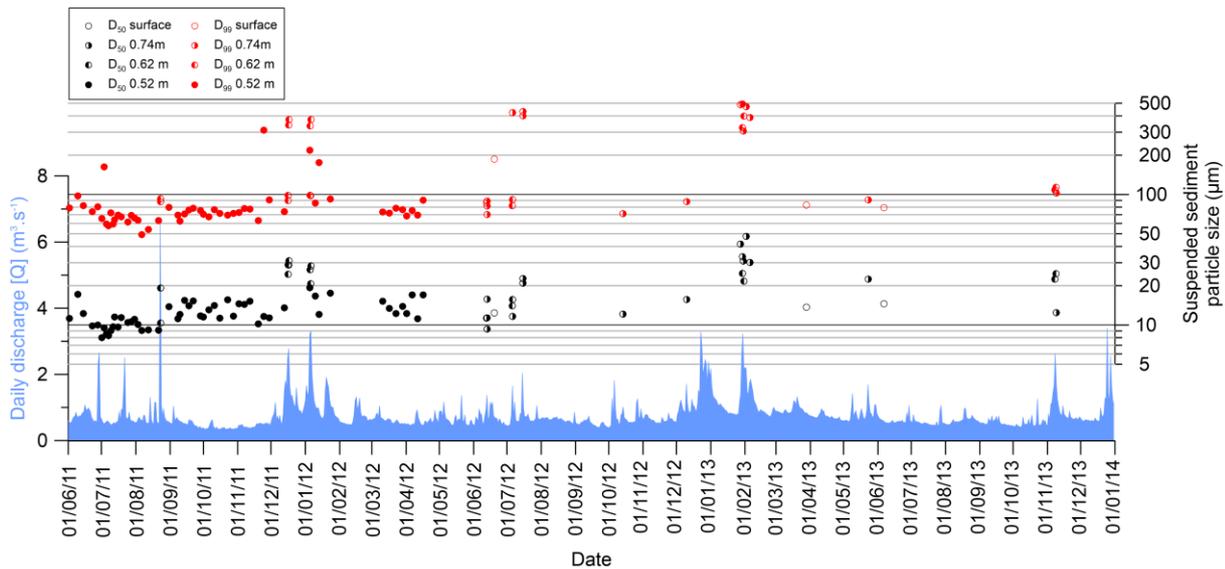


Fig. 6-66. Indices granulométriques (D_{50} et D_{99}) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Grande Gette.

Les échantillons prélevés sur la Petite Gette au cours de l'étude montrent un D_{50} compris entre 9 et 42 μm et un D_{99} compris entre 65 et 511 μm (Fig. 6-67). Les échantillons prélevés en surface montrent une granulométrie plus fine que ceux prélevés plus en profondeur. Malheureusement, les échantillons collectés durant la crue extrême du 29/06/2011 ont été renversés et contaminés par l'inondation de la cabine à instruments, empêchant d'avoir des données sur cet événement particulier. Les faibles crues qui ont suivi cette crue extrême ne montrent qu'une légère augmentation du D_{50} et du D_{99} pour les échantillons prélevés en profondeur.

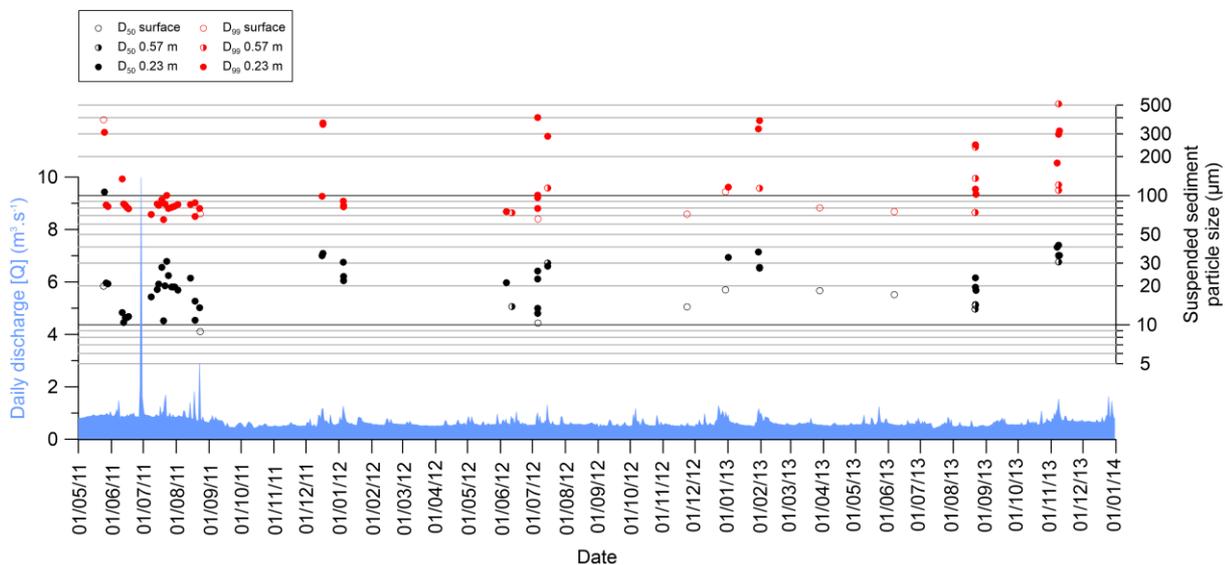


Fig. 6-67. Indices granulométriques (D_{50} et D_{99}) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Petite Gette.

En conclusion de l'analyse des quatre dernières figures, le D_{50} des échantillons prélevés ne présente pas de différences sensibles entre les quatre bassins versants étudiés ($D_{50} = 10\text{-}20 \mu\text{m}$). Le D_{50} est relativement homogène dans la colonne d'eau, mais les échantillons prélevés sur la Petite Gette montrent une plus grande variabilité. Le D_{99} des échantillons se situe aux environs de 100 μm . Quelques pics sont identifiables, mais ils ne sont pas nécessairement corrélés avec les crues.

Lors de la crue de la Dyle du 21/05/2014 qui a atteint $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 6-68) soit environ $0,6 Q_b$, le D_{50} montre une réduction de sa valeur (de 24 à $11 \mu\text{m}$) avec l'augmentation du débit, mais un seul échantillon montre cette valeur de $24 \mu\text{m}$. Les 7 autres échantillons sont compris entre 10 et $14 \mu\text{m}$. Dans le même temps, le D_{99} présente une augmentation de valeur sur les 4 premiers échantillons, culminant à plus de $350 \mu\text{m}$ pour atteindre $70 \mu\text{m}$ pour le dernier échantillon collecté durant cette fin de crue.

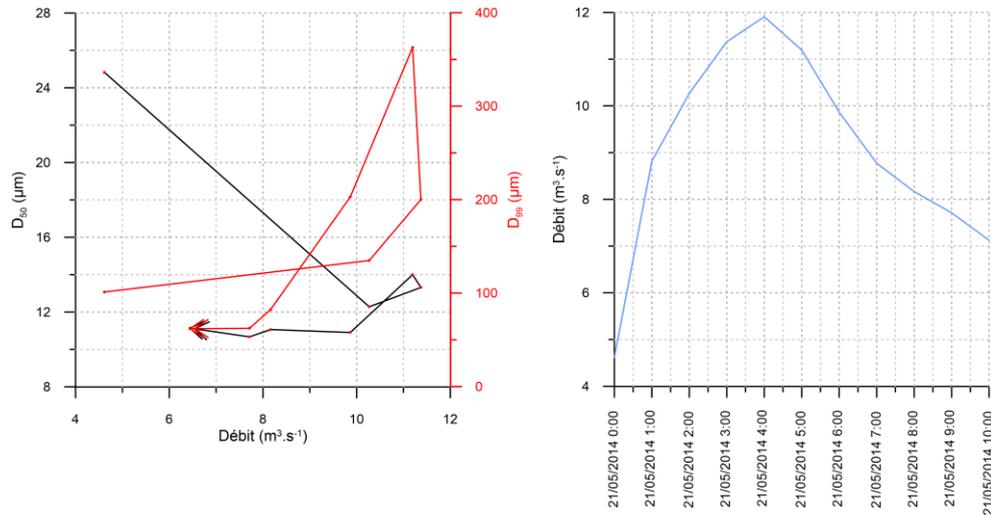


Fig. 6-68. Évolution des indices granulométriques D_{50} et D_{99} pour la crue de la Dyle du 21/05/2014.

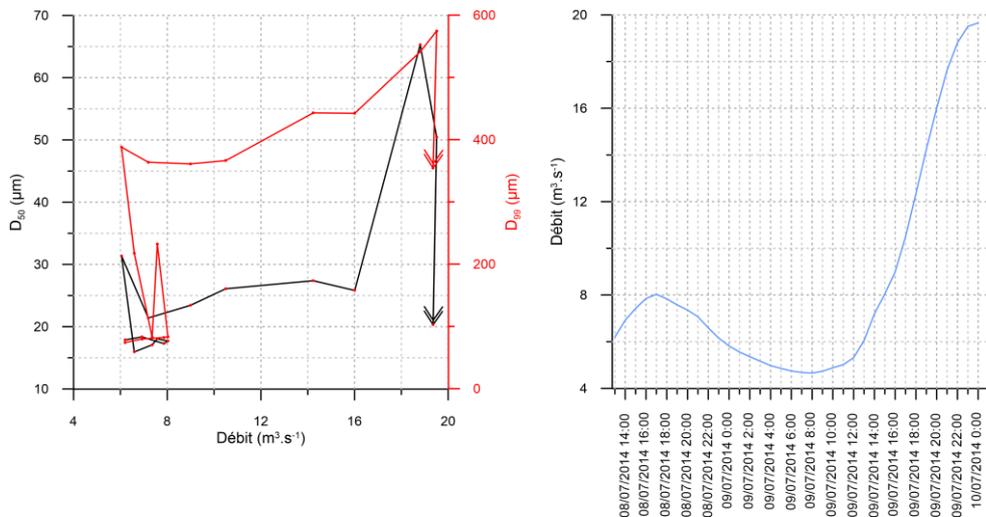


Fig. 6-69. Évolution des indices granulométriques D_{50} et D_{99} pour la crue de la Dyle des 08 et 09/07/2014.

La crue des 08 et 09/07/2014 (Fig. 6-69) présente deux pics successifs, dont le second a quasiment atteint le débit à plein bord. Après une phase initiale complexe, les indices D_{50} et D_{99} montrent une augmentation lente et régulière (D_{50} : 20 à $26 \mu\text{m}$; D_{99} : 46 à $55 \mu\text{m}$), pour atteindre un pic à $65 \mu\text{m}$ et $560 \mu\text{m}$ respectivement, avant une décroissance brutale des deux valeurs sur le dernier échantillon disponible, collecté à l'amorce de la décrue.

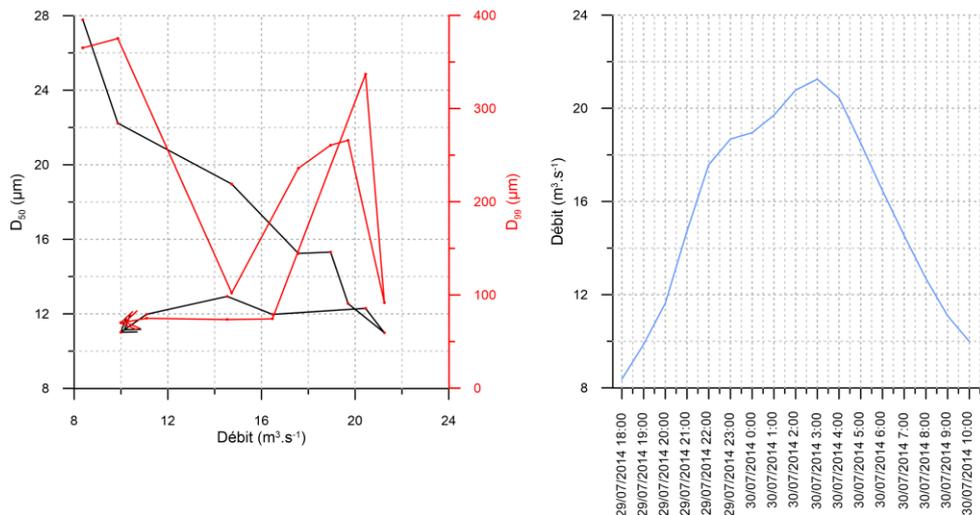


Fig. 6-70. Évolution des indices granulométriques D_{50} et D_{99} pour la crue de la Dyle du 29/07/2014.

Les échantillons prélevés lors de la crue du 29/07/2014 sur la Dyle montrent globalement une hystérésis anti-horlogère entre la taille des particules en suspension et le débit (Fig. 6-70). Il s'agit ici d'une crue légèrement supérieure au débit à plein bord. Le D_{50} diminue de 27 à 11 μm alors que le débit passe de 8 à 21 $m^3.s^{-1}$. Cette diminution est ici incontestable, car elle est basée sur une dizaine d'échantillons. L'hypothèse d'un lessivage préalable des sédiments les plus grossiers du lit suivi par des apports de sédiments plus fins par ruissellement est avancée. Dans le même temps, le D_{99} décroît de 350 μm à 100 μm au cours de la phase de montée de crue, puis réaugmente pour dépasser 300 μm au pic de crue et décroît à nouveau sous les 100 μm en fin de décrue.

La granulométrie des sédiments en suspension montre, tout comme pour la concentration ou la turbidité, des disparités intracruée et intercruée importantes. L'absence ou la rareté relative de matériaux plus grossiers dans le bassin peut expliquer l'absence de suspension gradée alors que les différences granulométriques entre sous-bassins pourraient être liées aux différents substrats (argiles yprésiennes sous les limons de couverture sur le bassin de Senne et sables éocènes sous le loess dans les trois autres bassins versants étudiés).

Image CM de Passega

Les conditions de transport et de dépôt des sédiments fins ont été caractérisées par Passega (1957, 1964) sur base de deux centiles caractéristiques (D_{50} et D_{99}) de la courbe granulométrique d'un sédiment. Lorsqu'ils sont représentés sur un graphique à double échelle logarithmique, l'image CM de Passega permet, par comparaison avec un modèle empirique constitué d'échantillons (dans des environnements hydrologiquement similaires) dont les conditions de transport et de dépôt sont connues, de déduire les caractéristiques sédimentaires d'échantillons inconnus (Houbrechts *et al.*, 2013).

L'objectif de l'analyse de l'image de Passega est ici de vérifier que les sédiments prélevés par les échantillonneurs automatiques sont des sédiments faisant partie de la *wash load* caractéristique des transports en suspension homogène, et non pas en suspension gradée.

L'image CM n'étant pas universelle, les échantillons collectés dans les cours d'eau étudiés dans le cadre du projet ScaldWIN ont été comparés à l'image CM des rivières ardennaises à lit caillouteux (Fig. 6-71) telle qu'elle a été définie par Houbrechts *et al.* (2013). La diagonale correspond à la droite d'égalité $C = M$ entre la médiane (D_{50}) et le percentile le plus grossier (D_{99}), correspondant à un tri parfait. Le segment RS représente les dépôts issus de la suspension uniforme. Le segment

QR rassemble des dépôts mis en place suite au ralentissement de courants turbulents capables de transporter les sédiments par suspension gradée. Ce segment se présente parallèlement à la droite $C = M$, ce qui signifie que le D_{99} varie proportionnellement à la médiane (Houbrechts *et al.*, 2013). Le segment PQ caractérise les dépôts de suspension gradée avec début de roulage (lorsque la compétence est encore trop faible). Les segments OP et NO correspondent respectivement aux dépôts mis en place par roulage avec une faible proportion d'éléments issus de la suspension d'une part et un dépôt formé par roulage où la compétence est trop importante pour permettre le dépôt d'éléments fins (Houbrechts *et al.*, 2013; Vaessen *et al.*, 2021). Même si quelques points se retrouvent au niveau du segment RS dans le cas des prélèvements d'eau effectués sur la Dyle, la Senne, la Grande Gette et la Petite Gette, une grande majorité d'entre eux constitue un ensemble, nommé T par Houbrechts *et al.* (2013). Dans leur étude, cet ensemble représentait des sédiments déposés dans un chenal de convexité de la Lesse (secteur du moulin de Lessive) et dans le bras mort du Hemlot, un méandre recoupé de la Meuse en amont d'Hermalle-sous-Argenteau, correspondant à des conditions de dépôts très calmes (Houbrechts *et al.*, 2013). Cet ensemble T sous le segment RS de suspension uniforme est également observé à partir des échantillons de la crue de janvier 2004 dans la Chavanne sur des sites d'abri où les sédiments ont pu s'accumuler par décantation.

Étant donné que tous les couples de centiles (D_{50} , D_{99}) des échantillons de sédiments prélevés se concentrent sur la partie inférieure gauche de l'Image CM, une visualisation centrée sur cette partie a été réalisée (Fig. 6-72). La position du prélèvement dans la colonne d'eau est représentée via la couleur du symbole (échantillon manuel prélevé en surface ou via les crépines de prélèvement à différents niveaux de profondeur par rapport au niveau 0 de l'échelle limnimétrique). En outre, le diamètre des symboles est proportionnel au débit instantané de la rivière au moment du prélèvement. Pour rappel, les débits à plein bord des quatre rivières étudiées sont les suivants : Senne ($Q_b \approx 19,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; Dyle ($Q_b = 20,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; Grande Gette ($Q_b = 10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; Petite Gette ($Q_b \approx 4,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La valeur du débit à plein bord sur la Petite Gette à Opheylissem peut sembler faible, mais le tronçon où la station de mesure est située dispose de banquette de crue et les secteurs naturels proches de ce site sont difficilement accessibles, étant situés au sein d'une forêt privée. Le débit à plein bord de la Senne a été estimé à partir des observations de terrain et interpolé à partir de la station de Steenkerque comme cela a été précisé au point 6.1.1.

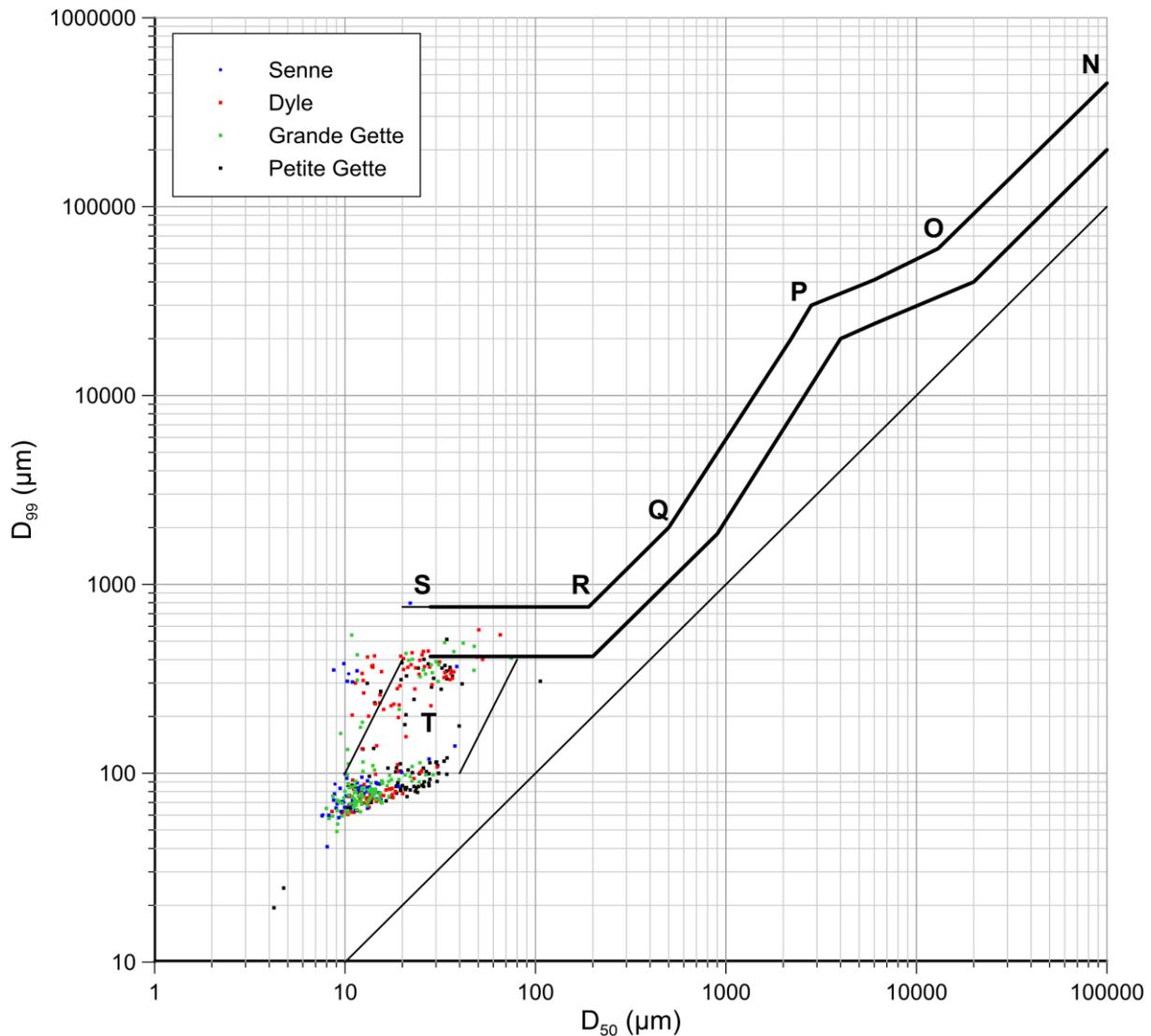


Fig. 6-71. Image théorique de Passega pour les rivières ardennaises à lit caillouteux, selon Houbrechts *et al.* (2013), sur laquelle sont représentés les échantillons de sédiments prélevés dans la colonne d'eau sur la Senne, la Dyle, la Grande Gette et la Petite Gette.

La grande majorité des échantillons prélevés sur la Senne se localisent sur l'image CM au niveau du barycentre (12 µm, 70 µm) sans différence marquée par rapport à la hauteur de prélèvement ou au débit. Un sous-groupe de barycentre (10 µm, 350 µm) est visualisé pour des débits de l'ordre de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dont 3 des 6 échantillons formant ce groupe avaient été collectés en profondeur. Un échantillon prélevé en crue débordante ($30,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) est visualisé au-dessus de la limite supérieure du segment RS (22 µm, 794 µm). Étant donné que ce point est isolé par rapport aux autres résultats, il est possible qu'il s'agisse d'une valeur aberrante liée à une contamination lors du prélèvement. En effet, en cas de fortes vitesses de courant, il est possible que la purge qui a lieu avant le prélèvement n'ait pas la force suffisante pour éliminer d'éventuels dépôts plus grossiers. Nous garderons la valeur maximale de D_{99} de 381 µm lors de l'analyse réalisée ci-dessous.

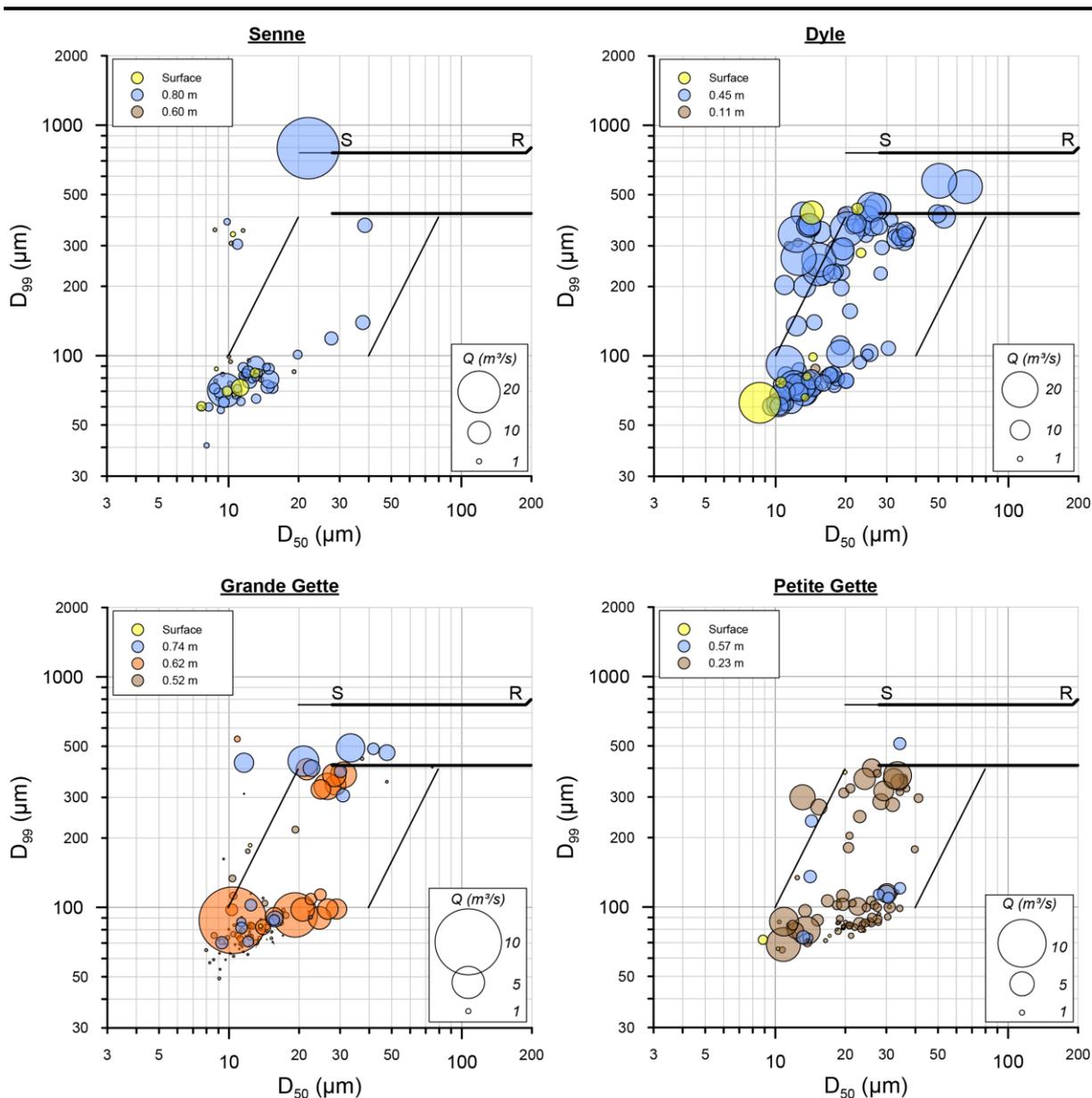


Fig. 6-72. Visualisation tronquée de l'image CM de Passega au niveau du segment RS et de l'ensemble T selon Houbrechts *et al.* (2013), sur laquelle sont représentés les échantillons de sédiments prélevés dans la colonne d'eau sur la Senne, la Dyle, la Grande Gette et la Petite Gette, avec l'indication de la hauteur de prélèvement et du débit instantané de la rivière correspondant.

Le cas de la Dyle est bien différent de celui de la Senne. Deux sous-ensembles s'individualisent, avec des barycentres de points (D_{50}, D_{99}) respectivement de $(15 \mu\text{m}, 70 \mu\text{m})$ pour le premier groupe et de $(20 \mu\text{m}, 300 \mu\text{m})$ pour le deuxième groupe. Le débit de prélèvement du deuxième groupe est légèrement supérieur en moyenne au premier groupe. Les échantillons prélevés manuellement en surface ne diffèrent pas, dans l'image CM, de ceux prélevés au niveau 0,45 m par rapport à l'échelle limnimétrique.

Deux sous-ensembles apparaissent également dans l'image CM de la Grande Gette. Les différentes hauteurs de prélèvement correspondent, pour 0,52 m et 0,62 m, aux prélèvements réalisés contre la pile de l'ancien pont (Fig. 6-25A) et pour 0,74 m, aux prélèvements réalisés au niveau de la crépine positionnée sur le nouveau support adapté à la sonde parallèle au courant (Fig. 6-25D). La majorité des prélèvements à 0,62 m montrent un nuage de points localisés entre 10 et 30 μm au niveau du D_{50} et entre 50 et 125 μm au niveau du D_{99} . Quelques échantillons sont localisés

autour d'un barycentre (28 μm , 350 μm). Le débit instantané ne semble pas influencer les valeurs de D_{50} et de D_{99} des échantillons.

Les deux sous-ensembles sont également observés sur la Petite Gette. Un premier ensemble s'étend avec des valeurs de D_{50} comprises entre 10 et 35 μm et des valeurs de D_{99} comprises entre 40 et 130 μm . La majorité des échantillons ont été prélevés au niveau 0,23 m par rapport au 0 de l'échelle limnimétrique.

En conclusion, l'ensemble des échantillons prélevés correspondent bien à des sédiments transportés en suspension uniforme. Passega (1964) définit la valeur C_u comme étant la taille maximale des grains transportés par suspension uniforme, équivalent à la valeur du D_{99} des points constituant le segment RS. Cette valeur C_u est légèrement moins importante pour la Dyle et la Senne, que pour la Grande Gette et la Petite Gette. Selon Bravard & Peiry (1999), qui ont travaillé sur le Rhône, la puissance spécifique des cours d'eau pourrait expliquer les différences de valeurs de C_u , fluctuant entre 100 μm pour les rivières à basse énergie ($< 10 \text{ W.m}^{-2}$) à 400 μm pour les cours d'eau à haute énergie ($> 300 \text{ W.m}^{-2}$), d'après la classification de Nanson & Croke (Nanson & Croke, 1992). Les puissances spécifiques développées dans les quatre rivières étudiées dans la ceinture limoneuse sont inférieures à 20 W.m^{-2} en ce qui concerne la Dyle, Petite Gette et la Grande Gette, et inférieure à 40 W.m^{-2} pour la Senne (Tab. 6-6). Ces valeurs sont cohérentes avec la typologie proposée par Hallot (2010) pour les cours d'eau des vallées brabançonnaises et hesbignonnaises.

Tab. 6-6. Caractéristiques liées à la puissance spécifique des quatre cours d'eau étudiés dans le projet ScaldWIN (débit à plein bord et sa récurrence en séries partielles, pente locale, largeur et profondeur au plein bord, rapport largeur/profondeur, puissance) et valeur C_u .

Cours d'eau	Q_b ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Récurrence (T_p) du Q_b (années)	s locale (m.m^{-1})	w_b (m)	d_b (m)	Rapport w/d	ω_b (W.m^{-2})	C_u (μm)
Senne	19,5	0,49	0,0030	15,0	4,0	3,7	38,8	381
Dyle	20,5	1,77	0,0014	15,6	3,1	5,0	18,0	434
Grande Gette	10	0,81	0,0020	10,2	3,6	2,8	19,2	538
Petite Gette	4,8	2,64	0,0021	8,3	2,2	3,8	11,9	511

Les valeurs C_u observées ici (Tab. 6-6), comme mentionné également par Houbrechts *et al.* (2013) dans les rivières étudiées en Wallonie, sont plus importantes que ce qui a été observé par Bravard & Peiry (1999). Selon les critères mis en évidence par ces derniers, les valeurs de C_u observées en Hesbaye devraient correspondre à des rivières à haute énergie, ce qui n'est pas le cas ici. Les sédiments en suspension prélevés sur la Dyle montrent des valeurs C_u légèrement différentes des recherches menées par Notebaert & Houbrechts (2011a), avec environ 350 μm à Sint-Joris-Weert, à proximité de Florival et environ 450 μm à Korbeek plus en aval.

L'analyse de l'image de Passega sur les échantillons prélevés aux quatre stations ScaldWIN a confirmé que les sédiments prélevés dans la colonne d'eau, même lors des crues importantes, sont bien des sédiments faisant partie de la *wash load*. Il n'y a pas de possibilité d'export des grains de sable vers la plaine alluviale en cas de débordement hors du lit mineur, ce qui limite la possibilité d'y édifier des levées naturelles, comme cela est observé. Cependant, des particules plus grossières ont été observées lors de certains prélèvements. Afin de déterminer leur provenance, une analyse de l'effet du gel sur les berges a été entreprise à la suite de la vague de froid qui a eu lieu lors de notre campagne de mesures. En effet, il a été démontré qu'un gel intense pouvait affecter les matériaux constitutifs des berges (Wallemacq *et al.*, 2011). Le point 6.5.6 développe les observations qui ont pu être réalisées à ce sujet.

6.5.6. Effets du gel intense des berges sur la disponibilité en sédiments

Une vague de froid a eu lieu en Belgique début février 2012 (Fig. 6-73). « À Uccle, la température est descendue à $-13,0^{\circ}\text{C}$ le 04/02/2012. Des températures minimales proches de -17°C ont été observées en de nombreux endroits... La station MétéoBelgique de Melin (près de Jodoigne) est même descendue jusqu'à $-19,1^{\circ}\text{C}$! La nuit du 6 au 7 février a été à nouveau extrêmement froide en de nombreux endroits... ($-20,8^{\circ}\text{C}$ à Elsenborn, $-21,1^{\circ}\text{C}$ à Bovigny)... »²⁰ Durant 16 jours consécutifs, la température minimale journalière est restée sous 0°C dans la zone d'étude, dont 5 jours non consécutifs sous -10°C .



Fig. 6-73. Température minimale journalière mesurée à Steenokkerzeel (50,91°N ; 4,51°E) en 2011 et 2012 (source : www.wunderground.com).

Pour évaluer l'effet sur la disponibilité en sédiments avant et après cette vague, les relations liant la concentration en matières en suspension au débit ont été analysées sur les quatre stations. Les relations tiennent compte des échantillons prélevés entre avril et décembre 2011 et avril et décembre 2012 sur la Dyle (Fig. 6-74), la Petite Gette (Fig. 6-74) et la Grande Gette (Fig. 6-76) ; et d'une part entre octobre et décembre 2011 et d'autre part entre octobre et décembre 2012 sur la Senne (Fig. 6-76), à cause du contretemps d'installation de cette station en 2011. Bien que l'effet du gel ne se marquera pas sur une période aussi longue, il est nécessaire d'avoir une période d'analyse relativement conséquente pour tracer les relations concentration en MES/débit avec suffisamment de points. La différence de production sédimentaire est la plus significative pour la station de la Dyle. Pour un débit de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, la concentration estimée avant la période de gel intense était d'environ $300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, elle approche $2.000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ dans les échantillons prélevés après la vague de froid. Notons que les relations, dans l'espace bi-logarithmique, sont parallèles entre elles. En ce qui concerne la Petite Gette, la pente des relations diffère fortement. Les échantillons prélevés après la vague de froid sont significativement plus concentrés en MES pour des débits supérieurs à $1,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

La Dyle, au niveau de Florival, présente le rapport largeur/profondeur au plein bord ($w/d = 5$) le plus élevé des quatre rivières étudiées (Tab. 6-6). Indicateur de l'activité géodynamique d'un cours d'eau, un rapport w/d élevé signifie que les processus érosifs latéraux sont importants et que les apports solides sont élevés (Malavoi & Bravard, 2010). Toutefois, cette valeur de 5 est bien inférieure aux valeurs seuils (20 ou plus) considérées dans la littérature comme représentatives des cours d'eau à dynamique active. De faibles rapports w/d renseignent également sur la cohésion des berges. Les cours d'eau étroits et profonds présentent des berges avec un fort pourcentage d'argiles et de limons (Malavoi & Bravard, 2010), et correspondent à la composition texturale optimale pour le développement de la glace de ségrégation (Wallemacq *et al.*, 2011).

²⁰ Source : <https://www.meteobelgique.be/article/84-annee-2012/1752-resume-fevrier-2012>, consultée le 28/01/2022

C'est effectivement le cas pour chacune des quatre rivières étudiées, au sein de la ceinture limoneuse.

Les berges de la Dyle (Fig. 6-75 en amont de la station de prélèvement semblent avoir provoqué un enrichissement en sédiments fins dans le lit mineur de la rivière. Ce phénomène peut être lié à la formation de glace de ségrégation et de pipkrakes, comme ce qu'ont décrit Wallemacq *et al.* (2011) dans la Chavanne (BV = 21 km²) au moyen de tiges d'érosion, mettant en évidence des érosions brutales des berges après une période de gel intense. Cependant, le phénomène aurait dû être encore plus marqué sur les trois autres rivières, qui présentent des rapports w/d encore plus faibles (Tab. 6-6), avec des pieds de berge plus exposés lorsque les niveaux d'eau sont bas, comme c'est généralement le cas lors des périodes anticycloniques durables propices aux vagues de froid et de gel, et où l'absence de végétation peut favoriser le développement de la glace de ségrégation.

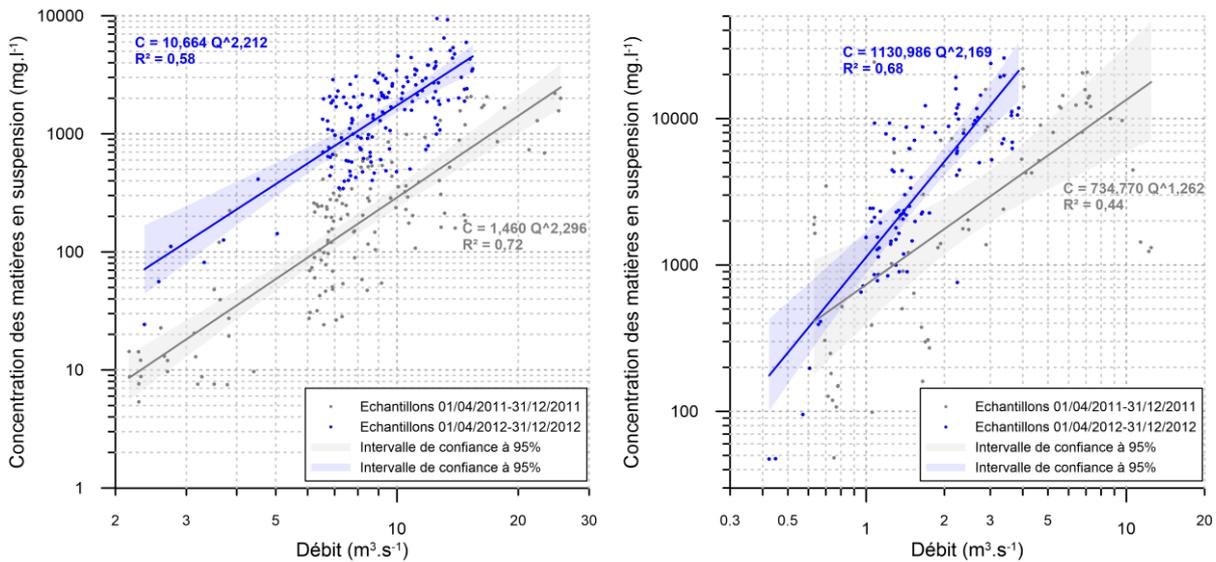


Fig. 6-74. Relations liant la concentration des MES au débit d'après les échantillons prélevés avant et après la vague de froid de début février 2012 (Dyle à gauche ; Petite Gette à droite).



Fig. 6-75. Lit mineur à berges subverticales de la Dyle (en haut à droite), de la Petite Gette (en haut à gauche) et de la Senne (en bas), prises le 07/02/2012.

L'effet du gel est moins marqué sur la Grande Gette, même si on peut observer des concentrations significativement différentes pour des débits supérieurs à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 6-76). Cet effet est absent sur la Senne, où les échantillons sont légèrement moins concentrés en sédiments après la vague de froid.

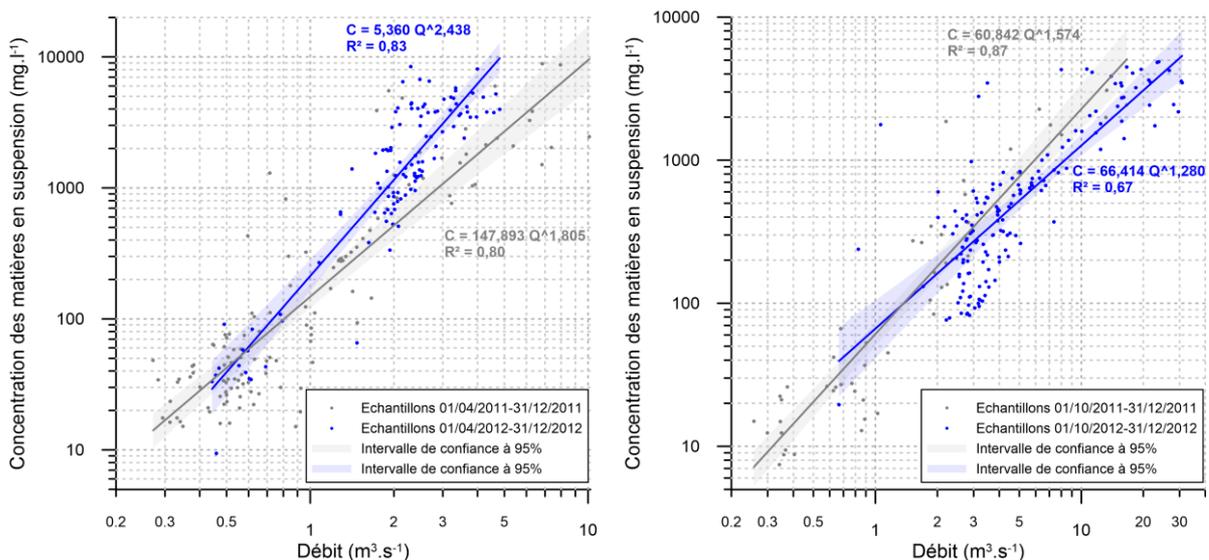


Fig. 6-76. Relations liant la concentration des MES au débit d'après les échantillons prélevés avant et après la vague de froid de début février 2012 (Grande Gette à gauche ; Senne à droite).

La période de gel a pu favoriser par endroits l'érosion des berges et l'apport en sédiments, mais il ne doit s'agir que d'un phénomène marginal par rapport aux autres sources sédimentaires dans le bassin versant. D'une récurrence d'environ 15 ans, l'occurrence d'une telle période de gel

intense peut toujours se rencontrer dans un contexte de réchauffement climatique, avec les perturbations de la circulation globale des courants océaniques et des masses d'air. En combinant des données de réanalyse et des modèles climatiques, Huang *et al.* (2021) ont d'ailleurs déterminé que les conditions de faible vortex polaire dans la basse stratosphère augmentaient considérablement le risque d'épisodes de froid extrême dans la plupart des régions continentales extratropicales nord. L'augmentation du risque persiste généralement pendant plus de trois semaines après les anomalies de vortex polaire en Europe et en Asie de l'Est, mais ne dure pas plus de cinq jours en Amérique du Nord.

6.5.7. Perturbations anthropiques

Il est important de noter que des travaux d'égouttage ont eu lieu entre septembre 2011 et avril 2012 dans la plaine alluviale de la Petite Gette, ce qui a perturbé les flux sédimentaires et leur mesure (Fig. 6-77). Le lit mineur de la Petite Gette a été dévié en amont direct de la station, les excavations ont relargué de grandes quantités de sédiments fins (argile et limon) qui ont colmaté le fond du lit et provoqué des atterrissements en aval de la sonde de turbidité (Fig. 6-78).



Fig. 6-77. Travaux d'égouttage réalisés dans la plaine alluviale de la Petite Gette et dans le lit mineur, dévié durant les travaux, en amont direct de la station de prélèvement et de mesure d'Opheylissem (18/11/2011).



Fig. 6-78. Colmatage du fond du lit de la Petite Gette lors des travaux d'égouttage et constitution d'un atterrissement en aval de la sonde de turbidité (23/12/2011).

Cette abondance de sédiments fins a empêché la mesure des flux sédimentaires naturels pendant toute la durée des travaux en augmentant la concentration des matières en suspension durant de nombreux mois, ainsi que la hauteur d'eau par des barrages anthropiques.

6.5.8. Recommandations concernant la mise en place d'un réseau de mesure du transport sédimentaire en suspension en Wallonie

Dans le cadre du projet pilote ScaldWIN, plusieurs problèmes techniques ont été constatés lors de la mesure en continu de la turbidité et l'échantillonnage automatique. Des recommandations ont été édictées en mai 2015 dans le cadre d'un marché de services pour le Service public de Wallonie et intitulé : « Valorisation de l'expérience acquise au cours du projet Interreg IVB ScaldWIN en vue d'établir les lignes directrices d'un réseau pérenne de mesure sédimentaire en Wallonie et suivi des stations existantes », après quatre années de collecte de données et de maintenance des instruments de mesure et des différentes pièces mécaniques et électroniques faisant partie du système de mesure. Les stations de mesure des matières en suspension installées à partir de 2010 au niveau de Saint-Jean-Geest et de Hélécinne et à partir de 2011 sur les sites de Florival et Quenast ont montré que l'obtention de mesures fiables de la turbidité à partir des sondes YSI 600 OMS V2 était complexe. La cause principale de ces difficultés est l'encrassement rapide de la fenêtre optique qui permet de transmettre le faisceau infrarouge réalisant la mesure de la turbidité par réflexion sur les particules en suspension dans l'eau. Uniquement alimentées par batteries 12V, éventuellement rechargées par des panneaux solaires, il n'a pas été possible d'installer un dispositif de nettoyage puissant. Les données enregistrées contiennent ainsi des artefacts qu'il est nécessaire d'éliminer manuellement lors du traitement. Les batteries au plomb 12 V utilisées pour alimenter à la fois les échantillonneurs automatiques et les sondes multiparamètres peuvent se dégrader rapidement lorsqu'elles se déchargent de façon trop importante. Les échantillonneurs ISCO 6712 ne sont pas équipés d'un système qui puisse couper l'alimentation externe lorsque la batterie franchit un seuil déterminé. Si la batterie n'est pas récupérée à temps (conditions climatiques, planning de la maintenance, décharge plus rapide que prévu en hiver, consommation supérieure en cas de crue, ...), l'échantillonneur continue de décharger la batterie, bien au-delà des limites inférieures que le constructeur conseille de ne pas dépasser pour éviter de l'endommager (de l'ordre de 10 V). Le système de nettoyage basé sur l'air comprimé utilise de petites pompes à air de type gonfleur de pneus et alimentées par un circuit indépendant sur batterie 12V, rechargé par panneau solaire sur la station de la Senne et de la Petite Gette, remplacée en cas de besoin sur la Dyle. L'absence d'une connexion au réseau électrique ne permet pas d'utiliser une pompe à air à forte puissance, ce qui limite l'efficacité du nettoyage.

Différents systèmes de mesure de la turbidité existent sur le marché, chacun présente des avantages et des inconvénients spécifiques liés aux choix techniques qui ont été faits au niveau du principe de mesure, de la gamme de mesure possible, du système de contact de la cellule de mesure avec l'eau de la rivière et surtout, du système de nettoyage de la fenêtre optique. Le point le plus critique à solutionner lorsqu'on souhaite mettre en place un réseau de mesure pérenne des flux sédimentaires est le mécanisme de nettoyage de la sonde, qui s'encrasse rapidement lorsque la sonde est immergée en permanence dans une rivière à forte charge limoneuse et où la végétation peut se développer facilement en période estivale.

Les sondes YSI 600 OMS V2 avec tête de turbidité 6026 Extended Range, utilisées dans ce projet étaient équipées d'un balai rotatif mécanique équipé d'un racloir en mousse, qui passait à intervalle régulier sur la fenêtre optique afin de la nettoyer des sédiments ou débris végétaux qui pouvaient s'y loger. Ce système a montré des défaillances lors de l'utilisation intensive dans les rivières du bassin de l'Escaut. Après 12 à 18 mois d'utilisation, le moto-réducteur responsable de la rotation du balai et intégré au corps de la sonde de turbidité est devenu défectueux sur l'ensemble du parc de sondes utilisées (6 au total). En Flandre, malgré des charges en suspension importantes, les partenaires du projet ScaldWIN utilisent des sondes YSI de conception plus

récente, de type 6136, qui semblent présenter moins de problèmes techniques au point de vue du balai rotatif.

Une revue technique des sondes disponibles sur le marché pour permettre la mesure de la turbidité dans des gammes d'au moins 4000 NTU comme on peut les rencontrer durant les crues les plus importantes des rivières à charge limoneuse a été réalisée. La sonde la plus adaptée aux conditions rudes observées en région limoneuse est la sonde WTW VisoTurb 700 IQ à nettoyage par ultrasons, la sonde s::can soli::lyser ou la sonde EXO 2 à balai central résistant aux contraintes mécaniques. Idéalement, toutes ces sondes doivent préférentiellement être associées à un système de compresseur délivrant une impulsion d'air sous pression à intervalle régulier afin de permettre un nettoyage efficace de la fenêtre de mesure optique.

La sonde de turbidité s::can soli::lyser (Fig. 6-79) est également une sonde de turbidité par mesure optique de l'absorption d'un faisceau infrarouge (longueur d'onde : 880 nm). Elle est conseillée dans le cadre d'eaux usées ou très fortement chargées. Bien qu'elle ne possède pas de système de nettoyage intrinsèque, un nettoyage automatique par air comprimé est adaptable et permet de mesurer de façon fiable et à long terme des concentrations comprises entre 0,25 et 30 g.l⁻¹ pour le modèle E-505-1-075 ou entre 0 et 1,5 g.l⁻¹ pour le modèle E-505-2-075. Aucune pièce mécanique mobile n'est présente, ce qui n'induit qu'une maintenance minimale. La résolution est égale à 1 mg.l⁻¹ en dessous de 1000 mg.l⁻¹ ; d'environ 10 mg.l⁻¹ entre 1000 et 9999 mg.l⁻¹ et 100 mg.l⁻¹ au-delà de 10 g.l⁻¹. La précision atteint ± 100 mg.l⁻¹ ou ± 5 % dans le cas du modèle E-505-1-075 et ± 2 mg.l⁻¹ ou ± 5 % dans le cas du modèle E-505-2-075. La répétabilité des mesures est de 1 %. Une sonde de température compense automatiquement les mesures. L'alimentation de la sonde doit être comprise entre 6 et 16 VDC, la consommation maximale est de 0,32 W.



Fig. 6-79. Sonde de turbidité s::can soli::lyser.

Cette sonde a l'avantage de ne pas présenter de pièces mécaniques mobiles et d'être adaptée aux environnements à forte charge en suspension. Sa gamme de mesure est adaptée aux rivières limoneuses.



Fig. 6-80. Sonde YSI EXO 2 équipée de 6 capteurs et d'un balai rotatif central (à gauche) ; vue détaillée du balai mécanique (à droite).

La sonde YSI EXO 2 à six emplacements peut, contrairement à la version EXO basique à 4 emplacements, être équipée d'un balai central permettant de nettoyer mécaniquement les capteurs (Fig. 6-80). Par opposition aux anciennes sondes YSI qui ont été utilisées dans le cadre du projet ScaldWIN, le balai mécanique est équipé d'un système qui empêche de casser le mécanisme en cas de blocage dû à la présence de débris végétaux ou d'autres obstacles. Elle présente l'avantage d'être compatible avec les échantillonneurs ISCO et la chaîne de transmission des données via le protocole SDI-12. Le capteur de turbidité réalise des mesures entre 0 et 4000 FNU. La précision est de 0,3 FNU ou $\pm 2\%$ de la valeur entre 0 et 999 FNU et $\pm 5\%$ entre 1000 et 4000 FNU. Le temps de réponse de la sonde est inférieur à 2 secondes. La résolution des mesures est de 0,01 FNU entre 0 et 999 FNU tandis qu'elle atteint 0,1 FNU entre 1000 et 4000 FNU.

Des plans de référence pour une station de mesure sédimentaire à échantillonneur automatique ont été élaborés, associés aux points clés à respecter. Ils ont été utilisés par l'ISSEP dans le cadre du projet GISSSED en mettant en service une station de mesure opérationnelle installée en mai 2014 à l'exutoire du bassin de la Samme à Ronquières. L'ISSEP met en œuvre différents projets de recherche abordant différentes spécificités de la problématique de la gestion des sédiments : le traitement minéralurgique (c'est-à-dire l'ensemble des opérations permettant de passer du minerai brut au produit marchand) et la valorisation en cimenterie de sédiments (projet SOLINDUS), l'évaluation des risques liés à une valorisation par retour au sol des sédiments (projet VALSOLINDUS), le développement d'un outil méthodologique d'aide à la décision pour la gestion des sédiments de canaux (projet GeDSeT), ou encore l'évaluation quantitative et qualitative des gisements de sédiments dans des voies d'eau navigables et des cours d'eau non navigables (GISSeD)²¹.

L'implantation d'une station doit répondre à différents critères permettant d'optimiser la mesure de la turbidité. Les points clés à respecter sont les suivants :

- Le raccord de la station au secteur 230 V, via une ligne protégée contre les surtensions et la foudre et un différentiel 30 mA, doit être établi afin de ne pas être dépendant d'une alimentation sur batterie, insuffisante pour permettre un nettoyage optimal du capteur.
- La dalle sur laquelle repose la cabine doit être située au moins 1,00 m au-dessus des plus hautes eaux connues, pour autant que la série de données hydrologiques soit suffisamment longue pour englober une crue centennale.

²¹ Source : <https://www.issep.be/gissed/>, consultée le 29/12/2022

- Le site choisi doit être exempt de tout rejet anthropique ou naturel (égout, rejet d'eau pluviale concentrée en sédiments, écoulement de drain en provenance d'une voirie, exutoire d'un ruissellement agricole proche...). Idéalement, la pente du fond du lit doit être localement supérieure à 2 m.km^{-1} pour éviter la stagnation d'eau en période de basses eaux. Il est souhaitable d'éviter les zones où la végétation rivulaire est dense afin de limiter la fourniture de matière organique pouvant se décomposer dans la rivière et gêner les mesures de turbidité et leur représentativité.

- Une sonde de turbidité monoparamètre doit être fixée sur un portique mobile permettant d'effectuer facilement la maintenance, même en cas de crue. Les sondes multiparamètres sont à éviter, surtout lorsque certains capteurs sont placés à des endroits où les sédiments peuvent s'accumuler facilement (par exemple, un capteur de conductivité intégré à un conduit traversant de part en part le corps de la sonde). Le nombre de tuyaux et de pièces immergées doit être réduit au minimum pour éviter de collecter de façon indésirable les débris flottants. La sonde de turbidité idéale est composée d'un système de nettoyage à ultrasons sans pièce mécanique susceptible d'être endommagée rapidement lorsque la charge en suspension est importante. À cette sonde doit être ajouté préférentiellement un système d'adjonction d'air comprimé (2 à 10 bars), délivré pendant 1 à 2 secondes toutes les 5 à 10 minutes. Le compresseur doit être équipé d'une réserve d'air de quelques dizaines de litres, d'une électrovanne et d'un minuteur programmable permettant de délivrer cette impulsion d'air comprimé. Idéalement, une buse fabriquée sur mesure doit être conçue afin d'orienter adéquatement le flux d'air sur la fenêtre optique. Il est essentiel de ne pas empiéter sur le cône de mesure de la sonde, en fonction des informations délivrées par le fabricant sur l'orientation des faisceaux infrarouges et de la zone de mesure de la turbidité.

- Le placement de la sonde dépend fortement du site naturel ou semi-artificiel (pile de pont, berge bétonnée...) qui a été sélectionné ou qui est disponible. Idéalement, une station de mesure du débit doit être disponible à proximité afin de relier les mesures de turbidité à celle du débit. Dans des rivières à faible profondeur en période de basses eaux (moins de 30 cm), un encrassement plus rapide est attendu. Si on souhaite obtenir des données sédimentaires tout au long de l'année, le système de nettoyage doit être renforcé. Dans les rivières plus profondes, l'encrassement du capteur est plus limité, le système de nettoyage peut être allégé (pression d'air réduite, plus grand espacement des pulsations d'air comprimé). Le placement de la sonde dans la colonne d'eau doit correspondre à un emplacement représentatif de la concentration en crue. La bonne homogénéisation des sédiments dans la section transversale doit être vérifiée avec des échantillonneurs de type water-trap (permettant d'estimer la concentration en un point précis de la section) ou grâce à un échantillonneur isocinétique (qui intègre un prélèvement sur toute la colonne d'eau afin d'obtenir une moyenne globale pondérée).

- La cabine doit préférentiellement permettre de se tenir debout à l'intérieur afin de faciliter les opérations de maintenance (récupération des échantillons, remplacement des pièges anti-humidité...). Deux échantillonneurs doivent pouvoir y prendre place, ainsi qu'un compresseur à cuve et les boîtiers électriques nécessaires. Seul un panneau de coffrage d'excellente qualité peut résister de nombreuses années aux conditions climatiques, pour autant que son épaisseur soit au moins égale à 18 mm et que les tranches soient protégées par une résine (sous-couche époxy recouverte de polyuréthane résistant aux UV). Le triplex marin vendu en grande surface de bricolage ne résiste qu'environ 5 ans aux intempéries. Une cabine métallique peut également être utilisée, moyennant les protections nécessaires contre la corrosion. Au cours des opérations de maintenance, de l'eau chargée de sédiments peut ruisseler dans la cabine, une évacuation doit être prévue à cet effet.

- Des systèmes anti-vandalisme doivent être prévus au niveau de la sonde et de la cabine. Il est nécessaire de veiller à ce que la sonde soit extractible facilement de son logement pour effectuer le nettoyage. Un mécanisme adapté doit être prévu pour conserver l'orientation relative de la buse d'injection d'air comprimé sur la fenêtre optique après l'opération de maintenance.

- Un système de commande à distance est souhaitable pour permettre de télécharger les données de turbidité, de télécommander la collecte d'échantillons et de consulter le statut de l'échantillonneur. L'utilisation d'un modem 4G est préférable. Idéalement, le logiciel d'exploitation et de téléchargement doit permettre une récupération automatique des données à intervalle régulier ainsi qu'un envoi direct sur la base de données Oracle qu'exploite le réseau Aqualim pour la conservation et la mise à disposition des données limnimétriques.

Nous présentons ici les plans de référence d'une station de mesure sédimentaire en suspension. Le dispositif permanent est composé d'une cabine de chantier métallique (Fig. 6-81). Elle est raccordée au secteur afin d'alimenter de façon permanente l'échantillonneur (qui fournit lui-même l'énergie à la sonde de turbidité), la sonde de pression permettant d'obtenir en temps réel la hauteur d'eau (et le débit via l'utilisation d'une équation de tarage mémorisée) et le compresseur d'air.



Fig. 6-81. Cabine de chantier métallique alimentée électriquement et disposant d'un échantillonneur ISCO et d'un compresseur à réservoir.

Les figures suivantes présentent les plans relatifs à la fabrication d'un support métallique fixé à la berge dans lequel peut coulisser un chariot monté sur roulements à billes. La sonde est elle-même fixée sur un bras déporté qui l'éloigne de la berge (Fig. 6-82). Idéalement, la sonde doit être placée en faisant face à l'amont pour optimiser le nettoyage du capteur et distante d'environ 0,50 m de la berge s'il s'agit d'une berge bétonnée, ou de 1 m lorsque de la végétation est présente.



Fig. 6-82. Plan conceptuel de l'échelle et du chariot mobile (avec un tube pour la sonde et un second tube pour un éventuel échantillonneur TIS - Time Integrated Sampler).

Le résultat concret obtenu sur le terrain est présenté ci-dessous (Fig. 6-83). L'ensemble est réalisé en inox AISI 316L résistant à la corrosion. Le dispositif de nettoyage par air comprimé est visualisé ci-dessous (Fig. 6-84).



Fig. 6-83. Échelle supportant la sonde et équipée d'un treuil manuel permettant de remonter la sonde au niveau de la berge pour en faciliter la maintenance.



Fig. 6-84. Gros plan sur le chariot mobile contenant la sonde, pointée vers l'amont, et la buse injectant l'air comprimé en direction de la fenêtre optique du capteur de turbidité.

Les illustrations suivantes fournissent les plans conceptuels de l'échelle et du chariot mobile tels qu'ils ont été installés sur les stations de la Samme à Ronquières et de la Dyle à Florival (Fig. 6-85).



Fig. 6-85. Plan conceptuel et vue réelle sur les roulements à billes facilitant le glissement et limitant l'encrassement.

Ce type d'infrastructure, en fonction depuis presque 10 ans sur la Samme, permet de mesurer le transport des matières en suspension en associant la mesure continue de la turbidité aux échantillonnages automatiques.

Après la fin du mois de décembre 2013 correspondant à la phase principale du projet ScaldWIN - qui se concentrait davantage sur la teneur en MES que sur leur granulométrie - l'échantillonneur de la Dyle a été reprogrammé et tous les échantillons collectés (entre mai et juillet 2014) ont fait l'objet d'une analyse granulométrique.

6.5.9. Résultats comparatifs des mesures de sédiments en suspension en Flandre dans le bassin de l'Escaut

Des études sédimentaires ont également été réalisées en Flandre, essentiellement sur de petites parcelles agricoles au sein de la ceinture limoneuse, mais aussi sur les affluents de l'Escaut, sur son cours principal et dans son estuaire, essentiellement par des moyens de télédétection dans cette zone côtière (Wartel, 1973). Le contact entre l'eau douce en amont et l'eau salée en aval provoque une floculation des sédiments en suspension, suivie d'une sédimentation active et d'une formation de dépôts de boue, remobilisés au gré des marées, mais dont la majorité d'entre eux se trouve en aval d'Anvers.

Plus en amont dans le bassin de l'Escaut, les taux de production sédimentaires ont été estimés sur la Dyle à Louvain ($A = 742 \text{ km}^2$) en 1956-60 ($30 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), $70 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en 1985-86 à Bertem ($A = 730 \text{ km}^2$) et $210 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en 1998-2000 en aval de Louvain ($A = 820 \text{ km}^2$) selon Boardman & Poesen (2006).

Par la suite, la *Vlaamse Milieumaatschappij* (VMM) a mis en place des stations d'analyse de la dynamique des sédiments en suspension dans certains cours d'eau non navigables en Flandre. Ils ont fait l'objet de plusieurs rapports de synthèse, basés sur des observations réalisées entre 2000 et 2020 (Vlaamse Milieumaatschappij, 2008, 2021). La politique relative aux sédiments dans les cours d'eau s'est focalisée, en Flandre, sur les petits bassins versants, pour mettre en évidence l'érosion des parcelles agricoles et mettre en place et évaluer des pratiques visant à lutter contre l'érosion. Les stations de mesure ont été placées dans de petits bassins versants en pente et sensibles à l'érosion dans les bassins du Haut-Escaut et du Demer. Les cours d'eau étudiés ont une superficie relativement limitée par rapport aux bassins versants analysés sur le territoire wallon.

Pour la période 2003-2007, le taux de production sédimentaire avait été estimé entre 150 et $250 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ sur les stations du cours principal du Haut-Escaut (Vlaamse Milieumaatschappij, 2008), avec des différences marquées entre les bassins versants, essentiellement expliquées par la densité de drainage. Le ruissellement semble être le paramètre le plus approprié pour expliquer la variation de l'exportation de sédiments. La corrélation de l'exportation de sédiments avec les caractéristiques classiques des bassins versants n'a pas donné le résultat espéré. Des paramètres plus détaillés au niveau des zones agricoles, tels que les rotations des cultures, la couverture du sol pendant les périodes de crue et la teneur en humus de la couche de culture, ont pu améliorer la corrélation (Vlaamse Milieumaatschappij, 2008). Pour 2006 et 2007, les taux de production sédimentaire du bassin du Demer, compris entre 20 et $40 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, ne représentent qu'une fraction des valeurs observées dans les bassins du Haut-Escaut, expliqués principalement par les variations spatiales des précipitations et par les mesures de lutte contre l'érosion. Dans le bassin du Haut-Escaut, les grandes différences annuelles avec le bassin du Demer ont été expliquées par la variabilité spatiale des orages estivaux (Vlaamse Milieumaatschappij, 2008). Il est donc important de disposer de séries chronologiques plus longues, afin de ne pas mesurer uniquement les années avec ou sans orages extrêmes. (Van Hoestenberghé *et al.*, 2007)

Les difficultés de mesure de la turbidité ont conduit la VMM à développer également une version simplifiée de station de mesure sédimentaire sans capteur de turbidité, mais qui nécessite une fréquence d'échantillonnage plus élevée pour obtenir des taux de transport sédimentaire fiables.

Le dernier rapport publié (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021) s'intéresse à des bassins versants d'une superficie de 2,18 à $107,17 \text{ km}^2$ (Tab. 6-7), et prend en compte le bassin de la Dyle à Rotselaar ($A = 900 \text{ km}^2$) ; il fait également état de la grande variabilité des concentrations de

matières en suspension dans les cours d'eau étudiés. Dans ce rapport, l'accent est mis sur l'analyse des concentrations de sédiments en suspension et des charges mesurées à l'échelle temporelle des événements de précipitations, ainsi que sur la recherche de tendances et de facteurs explicatifs. Les résultats de la VMM ont mis en évidence que plus de 90 % de la charge sédimentaire annuelle était exportée par les cours d'eau étudiés en moins de 5 % du temps, en période de crue. Dans les bassins versants monitorés, la concentration maximale moyenne lors des événements de précipitations varie entre 0,7 g.l⁻¹ et 7 g.l⁻¹. Les concentrations les plus élevées atteignent jusqu'à 40 g.l⁻¹ dans le bassin du Haut-Escaut (commune de Nukerke, Flandre orientale) lors d'un événement extrême. Ces pics exceptionnels ont été mesurés en période estivale dans les bassins versants les plus pentus, avec la plus forte densité de drainage (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021). Ces pics sont nettement plus élevés que les pics mesurés dans les bassins versants monitorés côté wallon à cause de la superficie des bassins versants étudiés.

Tab. 6-7. Caractéristiques des bassins versants étudiés par la VMM et taux de production sédimentaire mesurés (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021).

Localité	Cours d'eau	Superficie du bassin versant (km ²)	Proportion de surface agricole (%)	Période de mesure	Taux de production sédimentaire moyen (t.km ⁻² .an ⁻¹)	
					Moyenne sur l'ensemble de la période de mesure	2016-2019
HAUT-ESCAUT						
Leupegem	Maarkebeek	50,09	76	2002-en cours	120	66
Etikhove	Marie-Borrebeek	2,79	72	2002-en cours	161	122
Nukerke	Molenbeek	8,75	77	2002-en cours	87	56
Maarke-Kerkem	Broekbeek	2,18	68	2002-en cours	106	57
DEMER						
Piringen	Fonteinbeek	7,16	58	2006-2017	51	-
Velm	Molenbeek	30,35	79	2006-en cours	18	19
Muizen	Cicindria	16,09	70	2006-en cours	35	-
Miele-Boven-Aalst	Melsterbeek	9,51	79	2006-2017	38	80
Wellen	Herk	107,17	68	2007-en cours	20	27
DYLE						
Rotselaar	Dijle	899,90	32	2016-en cours	39	24
Huldenberg	Langegracht	8,43	76	2017-en cours	76	49

Le taux de production sédimentaire moyen de la Dyle à Rotselaar (900 km²) est estimé à seulement 24 t.km⁻².an⁻¹ pour la période 2016-2019, période marquée par l'absence de crues importantes (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021). Cette valeur est largement inférieure aux valeurs estimées pour la période 1996-2018 à Florival (109,6 t.km⁻².an⁻¹, Tab. 5-4). Les taux de production sédimentaire des bassins versants de plus petite superficie sont plus importants, mais restent inférieurs aux valeurs observées du côté wallon sur les bassins versants situés dans les mêmes régions géographiques et avec une proportion de zones agricoles similaire. L'impact des mesures de contrôle de l'érosion était évident dans les bassins versants où les mesures ont été intensivement mises en œuvre. Cependant, l'effet de l'intensification, à partir de 2016, de ces mesures anti-érosives n'a pas été clairement identifié dans les échantillonnages sédimentaires ultérieurs (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021).

Les concentrations de sédiments les plus élevées ont été mesurées après des événements de précipitations en période estivale. La concentration maximale moyenne par événement était la plus faible dans le Herk en novembre (0,5 g.l⁻¹) et la plus élevée en juin pour le bassin versant de Molenbeek à Nukerke (13 g.l⁻¹). Pour les stations de surveillance dans la région de l'Escaut supérieur (Broekbeek, Marie-Borrebeek, Molenbeek à Nukerke, Maarkebeek), la concentration

maximale pendant la période estivale (juin, juillet, août) était significativement plus élevée que pendant les autres mois mesurés. L'écart peut s'expliquer par les événements pluviométriques majeurs de la période estivale combinés à un débit important (combinaison de la densité et de la pente du système de cours d'eau) des précipitations dans le bassin supérieur de l'Escaut. La VMM (2021) n'a trouvé aucune différence significative dans le bassin du Demer (Molenbeek Velm, Cicindria et Herk).

Les tendances temporelles ont permis de constater une diminution significative pour deux stations : le Molenbeek à Velm et le Broekbeek. La concentration maximale moyenne du Molenbeek à Velm est passée de 7 g.l⁻¹ pour toute la période de mesure 2006-2019 à 4,3 g.l⁻¹ pour la période 2016-2019. Bien qu'une tendance à la baisse ait été observée pour le Broekbeek, il n'y avait pas de différence significative dans les concentrations maximales mesurées entre les premières années de mesure 2002-2005 et les dernières années de mesure (2014-2019). La tendance à la baisse est causée par les événements majeurs de la période 2008-2010 (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021). Le facteur le plus fortement corrélé à la concentration des sédiments mesurée par la VMM est l'érosivité des précipitations. Une comparaison de l'érosivité annuelle des précipitations calculée sur la base de 49 pluviographes en Belgique (Gobeyn *et al.*, 2021) a montré qu'il existe une grande variabilité spatiale de l'érosivité annuelle des précipitations (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021). Certains événements météorologiques montrent une forte érosivité des précipitations, bien que la concentration maximale des sédiments dans le cours d'eau reste relativement faible. Les précipitations antérieures et la couverture végétale jouent également un rôle important à cet égard.

La VMM s'est également concentrée sur l'élaboration d'un plan de pièges à sédiments sur base des mesures sédimentaires, de la modélisation hydrosédimentaire grâce au modèle WaTEM/SEDEM et de l'inventaire des goulots d'étranglement du réseau hydrographique. La VMM dispose désormais d'un total de 50 pièges à sédiments (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021).

Enfin, le cours principal de l'Escaut fait l'objet de mesures spécifiques. Le site Internet Scheldemonitor²² est un portail en ligne qui fournit des informations sur la qualité de l'eau de l'estuaire de l'Escaut, situé en Belgique. Des données de turbidité sont disponibles et couvrent une période allant de 2011 à aujourd'hui. Les données montrent une variation saisonnière de la turbidité, avec des niveaux plus élevés observés pendant les mois d'hiver. La turbidité est également plus élevée en aval de l'estuaire qu'en amont.

6.6. Conclusion

Malgré les nombreux problèmes liés à la mesure de la turbidité dans des cours d'eau à forte charge limoneuse, les campagnes de mesure qui ont eu lieu sur quatre rivières du bassin de l'Escaut durant trois ans ont permis de mettre en évidence des processus liés au comportement sédimentaire de ces rivières vis-à-vis des précipitations observées dans leurs bassins versants respectifs et du régime hydrologique qui en découle.

Par analogie avec d'autres études réalisées dans des cours d'eau de même importance, les deux méthodes de mesure de la concentration des matières en suspension d'une part via l'analyse d'échantillons en laboratoire, et d'autre part via la mesure de la turbidité, ont été utilisées pour pouvoir mesurer le transport sédimentaire au sein de la rivière.

²² Source : <https://www.scheldemonitor.be/>, consultée le 07/04/2023

Les points clés sur lesquels l'attention s'est portée sont les suivants :

- 1) tenter d'identifier les sources des sédiments en suspension durant les différentes phases de crue ;
- 2) comprendre les processus de transport en déduisant les mécanismes de transport à partir des graphiques d'hystérésis ;
- 3) observer l'influence des conditions météorologiques ;
- 4) observer l'évolution de l'état de la rivière et du colmatage du fond du lit en fonction de la succession des différentes crues.

Certains points ont pu être estimés grâce aux mesures de terrain et sont rappelés ci-dessous. D'autres auraient nécessité davantage de stations au sein d'un même bassin pour être évalués, comme l'identification des sources sédimentaires, et dans une moindre mesure, la compréhension des processus de transport intrabassin.

Conclusions de l'analyse des concentrations des matières en suspension :

La Petite Gette est la rivière qui présente les concentrations les plus importantes : elles dépassent 20 g.l⁻¹ à deux reprises, lors des crues des 19 et 23 août 2011, alors que la récurrence de ces crues était de l'ordre de 3 ans. Cela a été expliqué par la rupture de la voie d'eau entraînant la crue extrême du 29/06/2011, qui a déposé une grande quantité de sédiments fins dans le lit mineur, remis en suspension lors des crues suivantes en août 2011. La Senne et la Dyle présentent des concentrations qui dépassent 4 g.l⁻¹ pour des crues hivernales relativement fréquentes (T = 0,4 an et T = 0,9 an, respectivement pour ces deux rivières). Les concentrations les plus faibles sont rencontrées sur la Grande Gette avec 2 g.l⁻¹ au maximum, mais les crues analysées ont été de moindre importance également. La largeur de la plaine alluviale de la Grande Gette, à proximité de la limite régionale, permettrait une sédimentation (Hombrouckx, 2002) ; cependant, le cours d'eau n'a pas eu de crues débordantes durant la durée du projet. L'installation récente des zones d'extension temporaire de crue en amont de Jodoigne aura une influence sur l'occurrence du débit à plein bord ainsi que sur le transport sédimentaire en suspension.

Conclusions de l'analyse des phénomènes d'hystérésis :

Au total, 77 crues avec hystérésis ont été analysées sur les quatre cours d'eau. On peut remarquer un très faible nombre de crues sans hystérésis (trois sur la Dyle et une sur la Grande Gette) et une majorité de crues à hystérésis anti-horlogique, alors qu'il est généralement observé que les crues à hystérésis horlogiques prédominent. La Dyle et la Petite Gette montrent une large majorité de systèmes anti-horlogiques, alors que pour la Senne et la Grande Gette, on observe une quasi-égalité des systèmes horlogiques et anti-horlogiques.

Les caractéristiques orographiques et d'occupation du sol des bassins versants pourraient expliquer certaines différences au niveau des matières en suspension et des hystérésis. La Dyle présente une superficie trois fois plus élevée que les trois autres bassins versants étudiés, qui ont, pour leur part, une taille relativement similaire (entre 135 et 169 km²). En outre, la Dyle a un taux d'imperméabilisation plus élevé que les autres bassins versants, soit 24 % contre environ 15 % pour les trois autres bassins (Tab. 5-9). La pente moyenne du bassin versant de la Dyle est de 6,2 %, alors que celle de la Senne est de 5 % et celle de la Grande Gette et de la Petite Gette est de l'ordre de 4 % (Tab. 5-6). Les bassins de la Petite Gette et de la Grande Gette présentent un pourcentage de cultures nettement plus élevé que la Dyle (plus de 80 % contre 65 %) et surtout que la Senne (62 %).

Concernant les hystérésis anti-horlogiques de la Dyle qui sont majoritaires (17 anti-horlogiques contre 5 horlogiques), l'hypothèse suivante peut être avancée. Lorsque l'on examine le bassin hydrographique de la Dyle, on constate que la majorité des zones imperméables se situent dans la partie aval du bassin versant. Il s'agit de la ville de Wavre et de Louvain-la-Neuve. De plus, le substratum imperméable se situe également dans cette partie aval, sur des pentes plus marquées, majoritairement boisées et donc susceptibles de fournir moins de sédiments. Lors de précipitations, les eaux pluviales peu chargées en sédiments en provenance de ces zones imperméables arriveraient en premier à la station, créant ainsi un pic de débit. Le pic de sédiments, quant à lui, arriverait plus tardivement en raison de l'érosion qui se produit dans les zones cultivées situées en tête de bassin. Cette situation entraînerait une hystérésis anti-horlogique. Une densification du réseau de mesure de la turbidité en différents points du bassin versant permettrait de vérifier cette hypothèse.

Conclusions de l'analyse des taux de production sédimentaire :

Les taux de production sédimentaire ont été calculés à partir des relations C/Q et ont été présentés dans les résultats du chapitre 5, en prenant en compte la période 1996-2018. Compte tenu des lacunes d'enregistrement de la turbidité (niveau d'eau trop bas, sonde encrassée...) et du faible coefficient de détermination de la relation concentration/turbidité, réaliser cet exercice avec les données de turbidité serait une tâche nettement plus complexe qui ne pourrait que sous-estimer le transport sédimentaire en suspension.

CHAPITRE 7 : Discussion

Les événements hydrologiques, leur récurrence et le transport sédimentaire en suspension qu'ils occasionnent ont été étudiés à différentes échelles spatiales et temporelles. La récurrence des crues fréquentes et extrêmes a été analysée pour 76 stations limnigraphiques réparties essentiellement sur l'ensemble du territoire wallon, depuis la mise à disposition de données hydrologiques au pas de temps horaire jusqu'à la fin de l'année 2018. L'analyse des récurrences montre que le débit à plein bord correspond à une valeur estimée de la crue $Q_{0,625}$, estimée à partir des séries partielles. Cette estimation a été utilisée lorsque les observations de terrain ne permettaient pas d'obtenir une valeur du débit à plein bord, nécessaire pour comparer les cours d'eau, notamment dans le cadre des transports sédimentaires en suspension.

De tout temps, les bassins versants, essentiellement ceux situés en zone agricole et montrant une pente relativement marquée, ont été affectés par des crues de type crue éclair, ruissellement de surface ou coulée boueuse. Cependant, l'inventaire de ces événements reste complexe étant donné que les données, même concernant les événements récents sont pour la plupart non exhaustives, et la typologie des phénomènes toujours sujette à interprétation des témoins (riverains, journalistes...). L'abondance actuelle de documents photographiques et vidéographiques relatant ces phénomènes ne permet pas de conclure à une augmentation significative des *flash-floods*, comme l'a présenté le chapitre 4. L'urbanisation des thalwegs à l'aval de zones agricoles, qui ne sont elles-mêmes plus séparées par des haies limitant le transfert des sédiments fins vers l'aval, augmente artificiellement la visibilité des phénomènes de ruissellements boueux. L'événement du 29/05/2008 en région liégeoise qui a affecté des bassins versants de superficie inférieure à 3 km² et provoqué une crue éclair a produit de nombreux impacts géomorphologiques (incisions de lits mineurs en zone boisée, pertes en sol sur les versants déstabilisés...) ainsi que des dommages matériels dans les zones urbanisées à l'aval des têtes de bassins versants boisés. Cet événement de mai 2008 était extrême tant au niveau des débits atteints que de la superficie du territoire qui avait été affectée. Cependant, la récurrence pluricentenaire de cet événement avait déjà été mise en évidence lors de cet orage supercellulaire et stationnaire.

7.1. Le transport sédimentaire à différentes échelles temporelles et spatiales, dans les bassins de la Meuse et de l'Escaut

La quantification du transport de sédiments en suspension et de sa dynamique au cours d'une période donnée a été réalisée selon différentes méthodes habituellement décrites dans la littérature. L'échelle spatiale d'analyse a été celle des bassins de superficie moyenne, équipés de stations hydrométriques. La principale difficulté à surmonter lorsqu'on souhaite établir des bilans sédimentaires sur plusieurs années est la variabilité temporelle de la concentration des sédiments en suspension. Les effets de saisonnalité, les phénomènes d'hystérésis intracruée et intercruée, les variations de l'occupation du sol impactent à différentes échelles temporelles la dynamique des sédiments fins dans les cours d'eau.

La méthode la plus simple est celle qui a été utilisée au chapitre 5, en employant une unique équation reliant la concentration des matières en suspension au débit instantané afin de calculer le transport sédimentaire à partir des séries de débits (Van Campenhout *et al.*, 2022). Lorsque des échantillonnages automatiques et/ou des enregistrements continus de la turbidité sont disponibles, ces données peuvent être utilisées pour calculer le transport sédimentaire. Cependant, divers problèmes apparaissent du fait de l'interpolation des données en cas de lacunes de mesures ou des effets d'hystérésis.

Des publications récentes permettent d'estimer automatiquement les bilans sédimentaires annuels ou saisonniers ; elles se basent sur l'application de la méthode de pondération des débits pour prédire les charges sédimentaires quotidiennes continues et sur l'hypothèse selon laquelle une bonne corrélation linéaire existe entre les débits saisonniers et les charges sédimentaires saisonnières (Ouyang, 2022). Cependant, l'existence des phénomènes d'hystérésis et des phénomènes extrêmes comme les crues éclair met à mal cette hypothèse et nécessite des mesures continues pour évaluer précisément le transport sédimentaire en suspension.

Les échantillonnages discrets, qui sont décrits au chapitre 5, ont permis d'estimer la variabilité temporelle des concentrations en sédiments en suspension à chacune des stations pour lesquelles le nombre d'échantillons était suffisant pour regrouper les valeurs par période de deux mois (janvier-février, mars-avril, etc.). Il a ainsi été démontré qu'en règle générale, les concentrations de sédiments en suspension observées en période estivale sont supérieures aux concentrations observées pour un débit identique en période hivernale, même lorsque le prélèvement est effectué en phase de montée de la crue. De plus, on observe que cette différence entre la concentration des échantillons en hiver et en été est maximale dans les petits bassins versants situés dans les zones limoneuses. Les grands bassins versants sont moins sujets à ce phénomène de différenciation temporelle, car l'impact du ruissellement dû aux orages estivaux est intégré sur toute la surface.

Les mesures en continu de la concentration en matières en suspension par le biais de la turbidité, associées aux échantillonnages automatisés ont permis d'observer une forte variabilité temporelle des deux variables étudiées. En effet, les quatre stations équipées dans la zone limoneuse ont toutes montré des variations importantes de turbidité et donc de concentration des matières en suspension non seulement lors des crues successives, mais également en fonction de la saison. L'antécédence des précipitations sur les flux sédimentaires a été observée sans qu'une prévision fiable des flux de matières en suspension puisse être faite. Les effets d'hystérésis qui ont été analysés mettent bien en évidence la complexité du comportement des bassins versants étudiés dont la superficie s'étend entre 134 et 430 km². Globalement, il a été observé que le pic de concentration des MES était généralement plus important lors du premier pic de crue que lors du second. Cependant, dans certains cas liés à la répartition des précipitations sur le bassin versant, l'inverse a pu être observé quand l'afflux de sédiments venait d'une partie très en amont du bassin versant.

L'énergie du relief du bassin versant interagit avec la variabilité temporelle et la quantité de sédiments en suspension transportés par les rivières. Indépendamment des phénomènes d'hystérésis et de la variabilité temporelle, c'est également l'importance des concentrations en sédiments qui est généralement caractéristique des milieux étudiés. En région montagneuse, les caractéristiques géomorphologiques des bassins versants expliquent une grande partie de la variabilité temporelle de la concentration des sédiments en suspension et des effets d'hystérésis (Misset *et al.*, 2019), car l'érosion des sols au sein du bassin versant consiste en de grandes quantités de sédiments. Lorsque l'énergie du relief est moindre, tout comme l'apport en sédiment, il est souvent fait état de l'imprédictibilité de la concentration des MES au cours d'un événement de crue précis, car elle dépend du ruissellement et de la dilution liée aux fronts de précipitation sur le bassin versant (Alexandrov *et al.*, 2003). Des modèles récents ont été développés pour étudier la dynamique unidimensionnelle du transport des sédiments - par exemple sur la rivière Tuul (nord de la Mongolie) - pour étudier les conditions pertinentes à l'échelle du terrain (Pietroń *et al.*, 2015). Ces auteurs ont montré que les processus prenant place dans le lit mineur (érosion de berges, remise en suspension des sédiments fins du lit) peuvent à eux seuls provoquer des effets d'hystérésis anti-horlogiques considérables sans qu'ils soient renforcés par des processus

œuvrant au niveau du bassin hydrographique tels que l'érosion des versants (Pietroń *et al.*, 2015). Certaines études focalisées sur l'origine des sédiments, même à l'échelle d'un événement particulier, peinent à obtenir un modèle valable expliquant l'ensemble de la variabilité des paramètres sédimentaires (Vale *et al.*, 2020).

De nombreux auteurs ont mis en évidence des différences saisonnières dans la dynamique sédimentaire des bassins versants (Lefrançois *et al.*, 2007). Quelques exemples sont présentés ci-dessous. Dans son étude du bassin de la Seulles en Basse-Normandie (BV = 430 km²), Viel (2012) a mis en évidence des transferts sédimentaires se concentrant majoritairement en automne et en hiver, en lien direct avec la quantité de précipitations d'intensité faible à modérée. Les périodes printanières et estivales ne montrent que maximum 10 % des transferts sédimentaires annuels, malgré une intensité plus importante des précipitations. Il avance l'hypothèse suivante : même si des processus de ruissellement peuvent avoir lieu dans les parties amont des bassins (d'ordre 1), les sédiments mobilisés ne sont pas - ou rarement - connectés au thalweg principal (Viel, 2012). Dans une sélection représentative de 111 bassins versants appartenant à celui de la Loire, Gay *et al.* (2014) ont observé des différences saisonnières dans la disponibilité des sédiments liée aux concentrations de sédiments en suspension plus élevées pendant la saison hivernale ($C_{\text{médian}} = 21,5 \text{ mg.l}^{-1}$) et des concentrations moindres en été ($C_{\text{médian}} = 14,7 \text{ mg.l}^{-1}$) et en automne ($C_{\text{médian}} = 13,3 \text{ mg.l}^{-1}$). Ces contrastes ont été expliqués par Gay *et al.* (2014) par une diminution progressive des stocks de sédiments jusqu'à la saison d'automne, suivie d'un renouvellement et d'une remobilisation des stocks de sédiments lors des précipitations plus importantes en hiver. Parallèlement aux événements pluvieux, les variations d'occupation des sols au cours de l'année peuvent également participer comme facteur de contrôle des exportations annuelles de sédiments et expliquer les écarts de variabilité interannuelle du transport sédimentaire (Gay *et al.*, 2014).

La granulométrie des sédiments en suspension peut également varier au cours d'un épisode de crue. Une étude réalisée au Mali sur un substrat argileux a montré que les matières en suspension des premières crues de la saison des pluies sont plus grossières que lors des crues postérieures d'une part, que les MES prélevées en crue sont plus grossières que celles prélevées en décrue d'autre part (Droux *et al.*, 2003). Par ailleurs, lors des débits importants, les particules transportées sont plus nombreuses à provenir des berges (Lefrançois *et al.*, 2007). Le pourcentage de particules sablo-limoneuses est souvent plus important dans la berge ce qui implique une diminution de sa cohésion et engendre un risque d'érosion plus marqué (Tufekcioglu *et al.*, 2020). C'est également le cas des crues qui surviennent après des périodes de grand froid (Wallemacq *et al.*, 2011). Sur substrat limoneux ou sableux, le schéma général est l'accroissement de la taille des particules avec l'augmentation du débit, associée à l'augmentation de l'érosion par ruissellement (Lenzi & Marchi, 2000). Cependant, il arrive également que les sédiments en suspension montrent une diminution de la taille des particules en mouvement avec l'augmentation des débits. Landers & Sturm (2013) ont observé ce phénomène dans leur étude de la Yellow River (A = 673 km²) dans l'agglomération d'Atlanta (Géorgie, USA), basée sur la mesure en continu de la turbidité et de la concentration des matières en suspension. Ils ont émis l'hypothèse selon laquelle la source des sédiments en suspension change au cours des crues postérieures à des orages sur le bassin versant. Selon eux, l'augmentation de la concentration relative des particules fines de limon et d'argile durant ces crues est probablement due à une source limitée de sédiments de cette taille dans le lit et les berges du cours d'eau, et dans une moindre mesure, à cause de leur disponibilité limitée dans les versants affectés par l'impact des précipitations.

Le bilan sédimentaire annuel a été estimé par interpolation (ou extrapolation) des concentrations des matières en suspension en fonction de la relation concentration/débit, en utilisant la méthode

de correction logarithmique de Ferguson. De nombreuses autres méthodes de correction, d'interpolation et d'extrapolation ont été proposées dans la littérature pour calculer le transport sédimentaire en tenant compte de la fréquence d'échantillonnage, des classes de débit ou d'autres méthodes de pondération plus ou moins complexes. Cependant, le coefficient de correction proposé par Ferguson reste la méthode de correction la plus fréquemment utilisée dans la littérature pour les régressions logarithmiques.

La variabilité spatiale et temporelle de l'apport spécifique en sédiments a été observée dans les bassins versants étudiés. Les différentes stations ont été regroupées en fonction de leur situation géographique et du patrimoine géomorphologique auquel appartient la rivière au site de mesure. Le taux de production sédimentaire médian global s'élève à 32,7 t.km⁻².an⁻¹. Le taux de production sédimentaire médian moyen sur la période d'analyse (1996-2018) montre de grandes différences temporelles et spatiales. L'apport sédimentaire annuel dépend fortement du ruissellement annuel et de l'intensité des crues. Des différences régionales ont été observées en relation avec la proportion de surfaces agricoles, avec la disponibilité de sédiments fins et, dans une moindre mesure, de la pente du bassin versant.

La région où le taux de production sédimentaire médian est le plus important (Hesbaye et Plateau du Brabant) présente également la variation annuelle la plus marquée. Les rivières de l'Entre-Vesdre-et-Meuse présentent de fortes variations annuelles, liées à la variabilité plus importante des précipitations et à la plus petite superficie des bassins versants. Les autres régions étudiées (Ardenne, Condroz, Lorraine, bassin de la Haine et Fagne-Famenne) présentent des variations annuelles et spatiales moins marquées.

La relation entre le taux de production sédimentaire et la superficie du bassin versant est rarement significative. Dans une vaste étude de 60 bassins versants situés en Espagne, Verstraeten *et al.* (2003) n'avaient pu expliquer que 17 % de la variabilité du taux de production sédimentaire grâce à la variable de la surface du bassin versant. Les modèles de régression multiple, basés sur les propriétés climatiques, topographiques et d'utilisation des terres, sont souvent insuffisants pour modéliser le comportement sédimentaire des bassins versants (Verstraeten *et al.*, 2003). Les mêmes observations ont été faites en Italie par de Vente *et al.* (2006). En présence de matériaux clastiques tels que des *badlands*, des ravins ou des glissements de terrain, la prédiction de SSY semble plus facile, basée sur la densité de drainage (Verstraeten *et al.*, 2006a; Grauso *et al.*, 2008). En Wallonie, la prédiction semble plus difficile en raison de la grande diversité des types de lithologies et de sols sur un territoire assez restreint. La grande variabilité des lithologies empêche d'établir un lien clair entre la densité de drainage et le rendement sédimentaire. L'occupation du sol est davantage susceptible d'expliquer une partie de la variabilité spatiale des apports en sédiments comme l'analyse de corrélation multiple l'a montré.

En 2022, des données qualitatives de sensibilité des sols à l'érosion hydrique ont été publiées sur le Géoportail wallon²³. Cette couche de données permet de visualiser l'érosion potentielle des sols sur l'ensemble du territoire wallon à une résolution de 10 m. Elle consiste en une mise à jour des cartes des zones à risque d'érosion hydrique diffuse issues du projet ERRUISSOL (ERosion – RUISSellement – SOL) soutenu par la Direction de l'Espace Rural et réalisé par l'Unité d'Hydrologie et Hydraulique agricole de Gembloux Agro-Bio Tech – ULiège (GxABT).

²³ Source : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/c4d60ce7-b412-497b-86ff-bfa21283dc80.html>, consultée le 22/12/2022

Une version antérieure datant de 2005 représente la longueur de pente critique pour deux seuils de perte en sol fixés (5 et 10 t.ha⁻¹.an⁻¹) et selon trois occupations du sol (cultures de type sarclé, cultures de type non sarclé et prairies et/ou forêts).

Une nouvelle version de cette cartographie fournit une classification qualitative de la sensibilité des sols à l'érosion, calculée selon l'équation révisée de perte de sol universelle. Seuls les facteurs K (érodibilité), LS (longueur de pente et inclinaison) et R (érosivité de la pluie) ont été pris en compte, et plus important encore, le modèle considère un sol nu, et ce, peu importe l'occupation réelle. Ce choix d'occupation a été opéré par le producteur de la donnée (bureau SHER Ingénieurs-Conseils S.A. avec l'appui de l'UCL et de GxABT) afin de faire apparaître la situation la moins favorable en chaque endroit du territoire wallon²⁴. L'absence de prise en compte de l'occupation réelle du sol pose cependant un problème lorsqu'il s'agit de comparer ces données théoriques aux observations, comme le recensement des flash-floods présenté au chapitre 4 (Fig. 7-1).

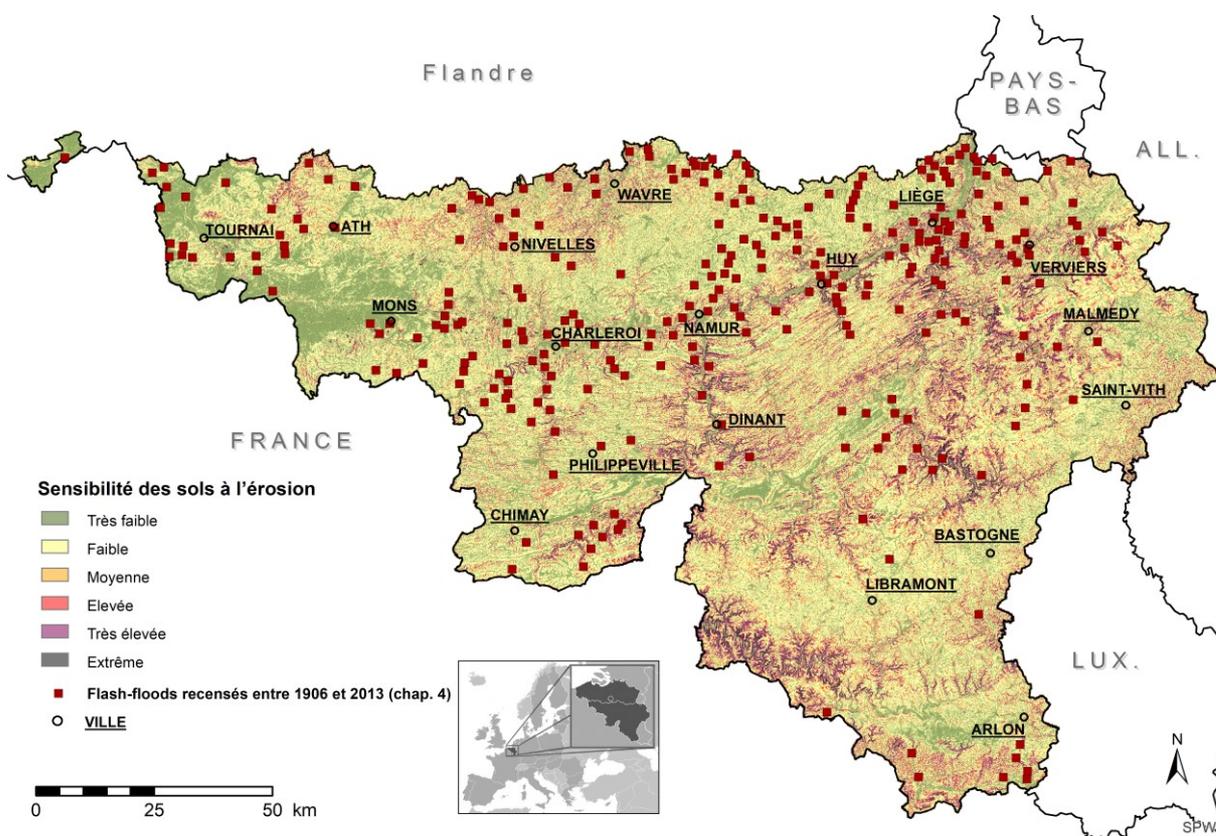


Fig. 7-1. Sensibilité des sols à l'érosion et localisation des *flash-floods* recensés entre 1906 et 2013 (chap. 4).

Les sols développés sur les fortes pentes (vallées de l'Ourthe, de l'Amblève, de la Semois, etc.) sont en effet classés avec une sensibilité très élevée voire extrême à l'érosion alors que la couverture forestière y réduit fortement les risques érosifs, suite à l'accumulation d'humus absorbant l'énergie cinétique de l'impact des gouttes d'eau qui n'ont pas été arrêtées par la canopée (Basher, 2013; Holz *et al.*, 2015). Toutefois, cette superposition cartographique permet d'expliquer la faible densité voire l'absence de *flash-floods* recensée dans certaines régions comme la région de Gembloux (entre Namur et Wavre), par manque de pentes suffisantes pour en déclencher. La vallée de l'Orneau, légèrement encaissée au sud de Gembloux, montre des versants boisés qui ne semblent pas être sujets au développement de *flash-floods*.

²⁴ Source : <https://metawal.wallonie.be/geonetwork/srv/api/records/c4d60ce7-b412-497b-86ff-bfa21283dc80/attachments/EP.pdf>, métadonnées de la couche raster de sensibilité à l'érosion, consultées le 23/12/2022

La répartition des crues éclair et des inondations boueuses a été analysée à partir d'une base de données recensant les événements décrits dans la presse entre 1906 à 2013. Les régions avec un substrat limoneux où les pentes sont pourtant plus modérées ont montré une plus forte densité de crues éclair. Il faut toutefois noter une lacune de recensement, car les coulées boueuses qui surviennent dans des zones à faible densité de population sont moins propices à être recensées. Tout type de sol est susceptible d'être affecté par une crue éclair majeure et des pentes très fortes ne sont pas une condition nécessaire pour générer des événements extrêmes. Une analyse des données pluviométriques a montré qu'il existe une forte corrélation entre l'occurrence d'une crue éclair et le seuil de 40 mm.j^{-1} (Gérard, 2013). Cette valeur est cohérente avec les observations d'Evrard *et al.* (2007), montrant que les coulées boueuses sont générées dans les petits et moyens bassins versants avec une probabilité de 99 % après 43 mm de pluie en 24 h, avec une différenciation saisonnière. Le seuil de 40 mm.j^{-1} d'intensité de précipitations est relativement bas. Il correspond à une période de retour d'un peu moins d'un an dans les Hautes-Fagnes (à l'extrême est de la Wallonie), de 18 mois à l'extrême sud de la Wallonie, de deux ans à Namur (au confluent de la Sambre et de la Meuse) et trois ans dans la partie occidentale du bassin de l'Escaut (Mohymont & Demarée, 2006).

L'Institut Royal Météorologique a publié différentes tendances temporelles basées sur le relevé pluviométrique mesuré à Uccle. Alors que la quantité annuelle de précipitations ainsi que le cumul maximum annuel des quantités de précipitations en 24 h ne montre pas de tendance significative depuis 1981 (Fig. 7-2), celui agrégé sur une période de 1 heure montre une tendance positive de 2,57 mm par décennie (Fig. 7-3).

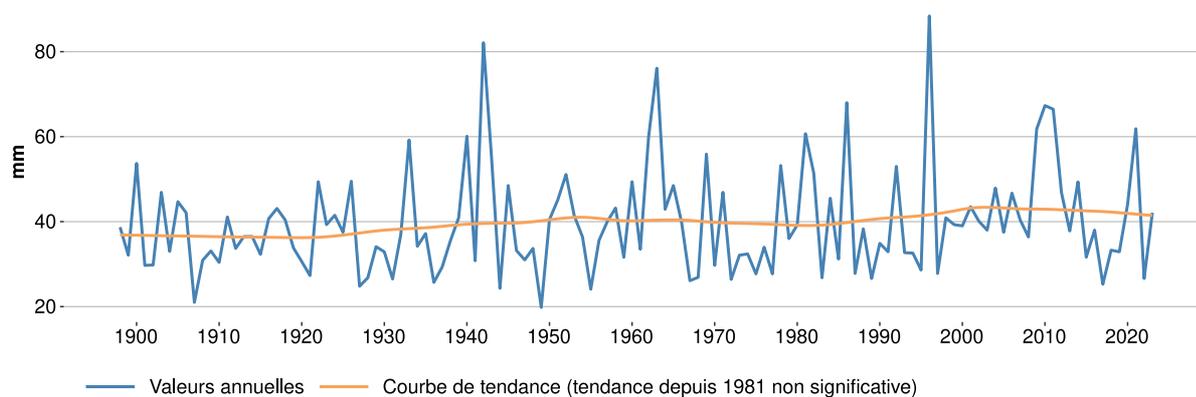


Fig. 7-2. Maximum annuel des quantités de précipitations en 24 heures à Uccle de 1898 à 2023
(<https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/>).

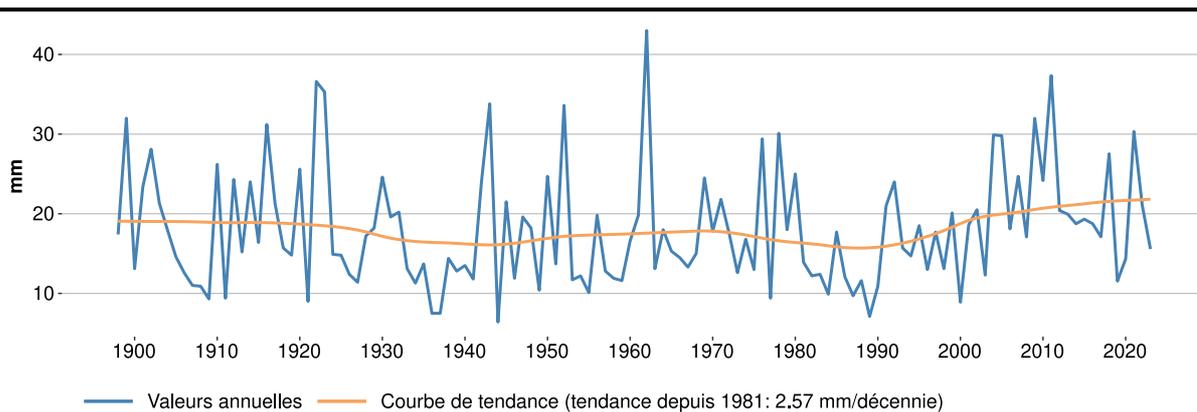


Fig. 7-3. Maximum annuel des quantités de précipitations en 1 heure à Uccle de 1898 à 2023
 (<https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/>).

La contribution des précipitations journalières supérieures à 20 mm au total annuel à Uccle montre également une tendance positive depuis 1981 qui équivaut à 2,1 % par décennie (Fig. 7-4).

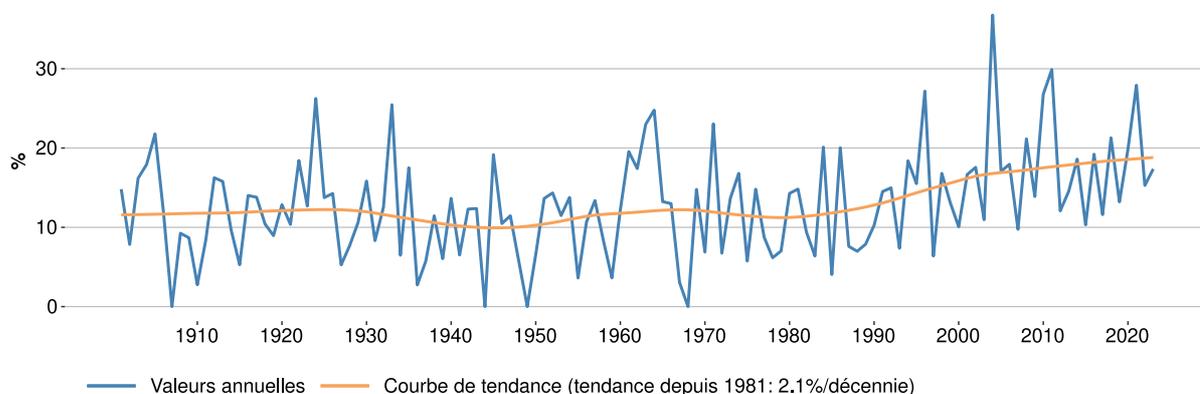


Fig. 7-4. Contribution des précipitations journalières supérieures à 20 mm au total annuel à Uccle de 1901 à 2023
 (<https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/>).

L'extrême variabilité spatiale des orages à l'origine de ces crues nécessite souvent l'utilisation de données radar pour évaluer l'intensité et la variabilité du phénomène à l'échelle locale (Douvinet & Delahaye, 2010). Des recherches récentes sur le territoire frontalier entre la Belgique, le Luxembourg, le nord-est de la France et le Massif schisteux rhénan (Europe du Centre-Ouest) ont caractérisé les conditions météorologiques qui favorisent les crues éclair, à partir d'une analyse de données radar de précipitations (intensité $\geq 40 \text{ mm.h}^{-1}$) et d'une réanalyse du modèle ERA5, entre 1981 et 2020 (Meyer *et al.*, 2022). On peut toutefois s'étonner du seuil d'intensité pris en compte dans cette étude européenne, alors que les recherches faites en Wallonie avaient conclu, pour rappel, que le seuil de 40 mm.j^{-1} était la valeur minimale de précipitation susceptible de déclencher des crues éclair (Gérard, 2013). Meyer *et al.* (2022) ont identifié des paramètres atmosphériques qui contribuent aux précipitations extrêmes pouvant potentiellement déclencher des crues éclair : une humidité spécifique (q) élevée dans la basse troposphère ($q \geq 0,004 \text{ kg.kg}^{-1}$), une instabilité latente suffisante (énergie potentielle convective disponible (CAPE) $\geq 327 \text{ J.kg}^{-1}$) et de faibles vitesses de vent entre 10 m d'altitude et 500 hPa ($WS_{10m-500 \text{ hPa}} \leq 6 \text{ m.s}^{-1}$).

Évaluer l'évolution temporelle du nombre de crues éclair et de coulées boueuses sur un vaste territoire est une tâche difficile en raison du caractère incomplet de la base de données dans les périodes plus anciennes ou dans les zones à faible densité de population.

L'analyse des dossiers de presse semble indiquer que la base de données ne montre que les événements majeurs dans les zones urbaines avant l'année 1965 ; seuls quelques événements sont documentés chaque année. Entre 1965 et 1988, une faible augmentation de l'occurrence annuelle est perceptible. La moyenne mobile montre l'augmentation substantielle du nombre de crues soudaines dans les années 1990. Ceci est concomitant avec l'émergence des archives numériques sur Internet, mais cet effet seul ne saurait expliquer cette augmentation massive, car les archives papier ont également été analysées. Après une légère baisse, une nouvelle hausse est observée dans la deuxième partie des années 2000. Malgré l'impossibilité de garantir une exhaustivité du jeu de données, surtout avant les années 1970, une nette augmentation de l'occurrence des événements est perceptible dans les dossiers de presse. Plusieurs hypothèses peuvent sous-tendre cette augmentation : 1) une augmentation réelle des crues éclair, due à une imperméabilisation accrue des sols urbains et ruraux et/ou à une augmentation de l'intensité et de la quantité des précipitations ; 2) une augmentation du nombre de personnes touchées par les crues éclair, due à l'urbanisation des vallons qui concentrent les eaux de ruissellement en aval des monocultures. Les parcelles plus grandes et la suppression des haies aux limites des parcelles peuvent avoir des effets importants sur l'érosion du sol et le débit de pointe (Beuselinck *et al.*, 2000) ; 3) la prise de conscience de la presse pour documenter tout événement, même mineur ce qui n'était pas le cas au début du siècle.

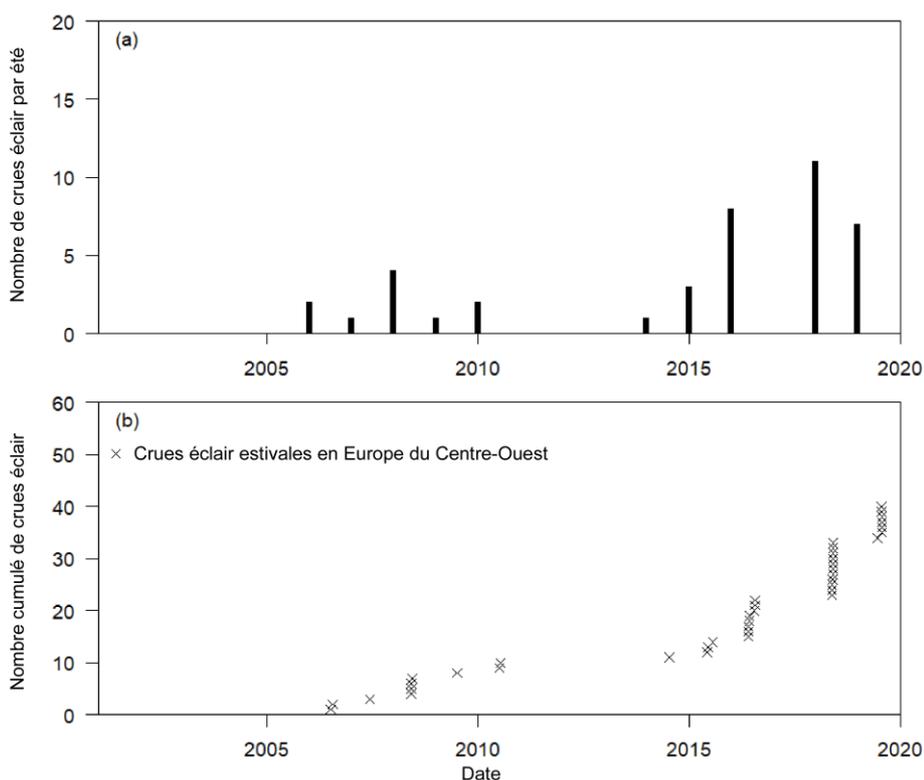


Fig. 7-5. Occurrence des crues éclair sur le territoire frontalier entre la Belgique, le Luxembourg, le nord-est de la France et le Massif schisteux rhénan (Europe du Centre-Ouest) entre 2001 et 2020. (a) : nombre d'occurrences de crues éclair par été ; (b) date exacte d'occurrence de l'événement de crue éclair (adapté de Meyer *et al.*, 2022).

Les études les plus récentes à propos de la quantification des crues éclair en Europe du Centre-Ouest (Meyer *et al.*, 2022) semblent mettre en évidence une augmentation de leur fréquence malgré une forte variabilité temporelle (Fig. 7-5). Alors que presque aucun événement n'a été signalé entre 2001 et 2006, deux étés remarquables ont été ceux de 2016 et 2018, où des crues soudaines se sont produites particulièrement souvent dans la zone d'étude (respectivement 8 et

11 occurrences). Toutefois, comme lors de notre étude en Wallonie, les auteurs de cette recherche signalent également que les incohérences temporelles dans la base de données utilisée ne permettent pas de tirer des conclusions sur des tendances robustes, à propos de l'augmentation conjecturée de la fréquence des crues éclair (Meyer *et al.*, 2022).

7.2. L'effet de l'urbanisation et des changements d'occupation du sol sur la disponibilité en sédiments fins

7.2.1. Les conséquences hydrologiques et sédimentaires de l'urbanisation et de la modification de l'occupation du sol

La Belgique est un des pays les plus urbanisés d'Europe. Au 1er janvier 2021, la densité de population en Belgique²⁵ atteignait 375 hab.km⁻². La Région flamande affiche une densité de population de 488 hab.km⁻², la Région wallonne de 216 hab.km⁻² et la Région de Bruxelles-Capitale de 7.511 hab.km⁻². La pression anthropique sur l'occupation du sol s'est déroulée en plusieurs phases consécutives. Avec un taux d'accroissement annuel des centres urbains dépassant régulièrement l'accroissement annuel de la population au cours du XIX^e siècle, ce sont les migrations qui ont été le principal moteur de l'urbanisation durant cette période, d'une part entre 1846 et 1856, et d'autre part entre 1866 et 1890, en lien direct avec l'industrialisation (Eggerickx & Poulain, 1993). Dès la fin du XIX^e siècle, l'attractivité des centres urbains régresse, et la population se déplace vers les faubourgs aboutissant à une suburbanisation favorisée par le développement des voies de communication et des moyens de déplacement. L'exode rural est davantage amplifié après les périodes de guerre où une périurbanisation s'opère à l'échelle nationale, bien que cet exode rural n'ait pas affecté l'ensemble des communes rurales (Thomsin, 2000).

Cette pression immobilière sur les terrains constructibles affectés au plan de secteur (adoptés entre 1977 et 1987) à l'habitat résidentiel a entraîné diverses conséquences au niveau hydrologique et sédimentaire. Les villages et les zones périurbaines de la ceinture limoneuse ont été affectés par des *flash-floods* et des coulées boueuses, comme dans le village d'Orp-Jauche où de nombreuses habitations ont été construites en aval des axes de ruissellement concentrés ou dans la vallée du Geer, à l'exutoire de nombreux vallons secs. En effet, depuis le début des années 1980, la tendance a été à une certaine rurbanisation, où les communes situées à la limite des zones urbaines ont connu un rythme de croissance de population élevé (Eggerickx & Poulain, 1993). Les prévisions démographiques pour le XXI^e siècle font craindre une amplification de la pression immobilière sur les territoires ruraux, bien qu'une meilleure connaissance des zones d'aléa d'inondation et de ruissellement puisse limiter les risques pour la population.

L'étude de Beckers *et al.* (2013) et celle de Dewals *et al.* (2015) mettaient déjà en évidence que l'évolution de l'occupation des sols est également un facteur clé qui influence les risques d'inondation futurs, surtout dans les vallées fortement urbanisées du bassin de la Meuse. Neuf scénarios d'urbanisation avaient été développés : trois d'entre eux supposent une évolution de l'utilisation des sols suivant la tendance actuelle, conduisant à un étalement urbain important, tandis que six autres supposent un développement urbain dense, caractérisé par une plus grande densité et une plus grande diversité des fonctions urbaines dans les zones urbanisées.

L'estimation des dommages a été réalisée en combinant les cartes d'inondation pour la crue centennale actuelle et future avec les cartes d'occupation des sols actuelles et futures et les prix

²⁵ Source : <https://statbel.fgov.be/fr/themes/population/structure-de-la-population>, consultée le 09/11/2022

spécifiques. Deux scénarios avaient été investigués dans le cadre du projet Interreg IV-b AMICE, sur base de modèles hydrologiques régionaux et des projections des précipitations et des changements de température (Drogue *et al.*, 2010). Les estimations futures de la crue centennale ont été dérivées pour les horizons temporels 2021-2050 et 2071-2100. En considérant un scénario « climat humide », les résultats montrent une augmentation moyenne des débits de pointe de 15 % pour l'horizon temporel 2021-2050 et de 30 % pour l'horizon temporel 2071-2100. Un scénario « climat sec » a également été considéré dans la modélisation hydrologique, et il conduit à une légère diminution des débits de pointe (Beckers *et al.*, 2013).

Selon le scénario « climat sec », les modifications de l'utilisation des sols augmenteraient les dommages causés par les inondations pour atteindre 334 à 462 millions d'euros en 2100. Dans le scénario « climat humide », l'augmentation relative des dommages causés par les inondations serait 2,1 à 2,4 milliards d'euros. Dans ce scénario extrême, l'influence du climat sur les dommages globaux est 3 à 8 fois plus élevée que l'effet du changement d'utilisation des terres (Beckers *et al.*, 2013). Par la suite, des crues extrêmes de la Meuse ont été simulées au moyen d'un modèle hydraulique 2D détaillé et instationnaire (onde dynamique complète). Lors de l'exécution des simulations présentées ici pour la partie belge de la Meuse, des données à haute résolution et haute précision ont été utilisées pour représenter le lit mineur et les lits majeurs fortement urbanisés du fleuve. Les scénarios de crue considérés comprennent la crue centennale actuelle (Q_{100}), ainsi que deux inondations plus extrêmes: $Q_{100} + 15\%$ et $Q_{100} + 30\%$. Ces valeurs correspondent à des périodes de retour de l'ordre de 300 et 1000 ans dans le climat actuel, mais, selon un scénario de changement climatique transnational pour le bassin de la Meuse, ils correspondent également à des estimations de la crue centennale en 2050 et 2100 (Dewals *et al.*, 2015).

L'augmentation de la proportion des zones imperméables due à l'urbanisation a le plus souvent un effet beaucoup plus important sur le risque d'inondation par le biais d'une augmentation à court terme des débits de pointe. Pour le ruissellement direct à partir de zones imperméables, il a été calculé qu'une augmentation de 10 % de l'apport en eau (augmentation de la surface imperméabilisée et/ou de l'intensité des précipitations), entraînera une diminution de la période de retour d'un débit donné de 5 à 3,5 ans et de 2 à 1,5 an (Vaes *et al.*, 2002).

L'urbanisation du territoire a également tendance à augmenter le rendement sédimentaire. Les sédiments érodés dans les parcelles agricoles qui subsistent en tête de bassin vont être transportés plus vite et plus loin, car de plus en plus de zones des bassins versants sont rendues imperméables. C'est le cas des communes de la Hesbaye et du Plateau de Brabant, dont le substrat est recouvert de loess. Elles présentent la plus forte densité de crues soudaines en Wallonie (voir chapitre 4), notamment dans les vallées de la Gette, du Geer, de la Mehaigne et de la Senne, probablement en raison des parcelles agricoles plus grandes, de l'absence relative de haies et de l'urbanisation de plusieurs axes de ruissellement préférentiels (Van Campenhout *et al.*, 2015).

La Commission européenne, dans sa feuille de route pour une Europe efficace dans l'utilisation des ressources, prône l'objectif, d'ici 2050, d'atteindre le *no net land take*, c'est-à-dire l'arrêt de l'artificialisation du territoire. Cependant, les besoins immobiliers et les prescriptions légales actuelles des plans de secteur tendent à montrer que cet objectif ne sera pas atteint (Bellayachi *et al.*, 2017; Jacquemin, 2022).

7.2.2. L'effet de la Politique Agricole Commune sur le transport sédimentaire et les mesures visant à réduire l'érosion des terres agricoles

Depuis son lancement en 1975, la politique agricole commune (PAC) a redessiné les paysages ruraux en Europe. Les modifications des pratiques agricoles apportées par la promotion du progrès technique ont conduit à l'augmentation de la production agricole dans un monde plus interconnecté et compétitif, tout en essayant d'assurer un niveau de vie équitable à la communauté agricole et de garantir la disponibilité des approvisionnements à des prix raisonnables sur des marchés stabilisés (Ackrill *et al.*, 2008). Depuis sa réforme en 1992, les agriculteurs sont tenus de retirer de la production un pourcentage déterminé de leurs champs. Les agriculteurs peuvent décider des parcelles à mettre en jachère, mais ils sont toujours contraints de semer des cultures résistantes à l'hiver. De cette manière, il n'y a pas d'érosion du sol sur les parcelles en jachère. Cependant, l'analyse statistique de Van Rompaey *et al.* (2001a), sur 10 communes situées dans la partie sud de la province du Brabant flamand au sein de la ceinture de lœss belge, a montré que les champs mis préférentiellement en jachère par les agriculteurs sont des champs en pente avec une texture sableuse ou argileuse ou présentant un mauvais drainage. Étant donné que les parcelles les plus pentues, et donc les plus sensibles à l'érosion, sont les premières à être retirées de la production, le pourcentage de réduction de l'érosion est presque deux fois plus important que le pourcentage de champs mis en jachère. Dans la zone sélectionnée pour l'étude, une mise en jachère obligatoire de 10 % entraîne une réduction du risque d'érosion du sol de 18 % (Gillijns *et al.*, 2005).

En revanche, la superficie des cultures très sensibles à l'érosion (maïs et cultures maraîchères) a augmenté en Flandre avec les cultures d'hiver. En Wallonie, l'augmentation ou la réduction de la superficie des principales cultures est moins marquée et la superficie consacrée au maïs a légèrement augmenté (Gillijns *et al.*, 2005). En 2006, la Commission européenne a adopté une stratégie thématique de protection renforcée des sols visant la préservation de leurs fonctions, la prévention de leur dégradation et leur restauration lorsqu'ils sont dégradés (Louwagie *et al.*, 2009). Parmi les stratégies de prévention des processus de dégradation des sols, la réduction de l'érosion des sols est une grande préoccupation. Pour atténuer les impacts de l'érosion des sols, la politique agricole commune de l'Union européenne a mis en place des mesures de conservation qui réduisent de 20 % la perte de sol par érosion hydrique dans les terres arables (Panagos *et al.*, 2016).

Les changements récents d'affectation du sol en Ardenne ont tendance à privilégier les variétés de maïs plus précoces, ce qui n'était pas envisageable durant les dernières années.

Dans le cadre de la PAC 2023-2027, l'Union européenne a fixé une nouvelle obligation concernant la réduction de l'érosion des sols agricoles : « BCAE 5 - Gestion du travail du sol en vue de réduire le risque de dégradation et d'érosion des sols, en tenant compte de la déclivité ». Au-delà du cadre européen de cette obligation, la pression liée aux changements climatiques renforce le phénomène d'érosion sur les terres agricoles et les conséquences qui en découlent : des coulées boueuses sont dorénavant observées chaque année en Wallonie, dans l'ensemble des régions agricoles. Cette nouvelle obligation a pour principales mesures : la diminution de la longueur de pente en divisant les parcelles, l'implantation des cultures sous couvert, le recours à des techniques innovantes de maîtrise de l'érosion, la ceinture de la parcelle d'une bande anti-érosive ainsi que la réalisation d'interbuttes pour les cultures sur buttes²⁶. Les agriculteurs dont les parcelles classées à risque d'érosion élevé, très élevé ou extrême sont tenus de mettre en place

²⁶ Source : <https://agriculture.wallonie.be/pac-erosion>, consultée le 26/12/2022

différentes mesures visant à limiter l'érosion. Cependant, une méta-analyse récente à propos de l'effet des mesures agricoles sur la capacité à réduire le ruissellement et les pertes en sols a montré la très grande variabilité des résultats obtenus selon le contexte local (Clement *et al.*, 2024).

De nouvelles études sur la fourniture de sédiments fins en suspension dans les cours d'eau devraient être initiées dans le futur pour analyser l'effet des mesures prescrites par l'Union européenne qui seront prises à l'échelle de la Wallonie.

7.2.3. Les effets du changement climatique sur les précipitations extrêmes et leur impact sur le transport sédimentaire

Les changements climatiques et météorologiques globaux affectent les précipitations et, en conséquence, les débits des cours d'eau. Ils modifient la période de retour des événements extrêmes ainsi que leur intensité. Tout comme la quantification des sédiments transportés en suspension dans les cours d'eau d'une région donnée lors d'une période donnée est une image de la dynamique sédimentaire temporellement et spatialement dépendante, la récurrence des crues suit le même principe. En effet, de nombreuses études récentes, comme celles de Bertola *et al.* (2021) évoquent des modifications des régimes de crue en fonction de leur période de retour. En émettant l'hypothèse selon laquelle les pics de crue suivent une distribution de Gumbel non stationnaire, ils ont analysé les données de débits de 2.370 stations hydrométriques en Europe sur la période 1960-2010 en vue d'attribuer aux crues médianes (Q_2) et aux crues centennales (Q_{100}) les tendances observées par rapport à des facteurs spécifiques (les précipitations extrêmes, l'humidité antécédente du sol et la fonte des neiges), pour différentes périodes de retour à l'échelle régionale. Leurs résultats ont montré que, dans le nord-ouest de l'Europe, les précipitations extrêmes contribuent principalement aux modifications de la crue médiane et de la crue centennale, tandis que les contributions de l'humidité du sol antécédente sont d'une importance secondaire. Dans le sud de l'Europe, l'humidité du sol antécédente et les précipitations extrêmes contribuent toutes deux aux changements des crues, et leur importance relative dépend de la période de retour. L'humidité du sol antécédente est le principal contributeur aux changements de la crue médiane, tandis que les contributions des deux facteurs aux changements des inondations plus importantes ($T > 10$ ans) sont comparables. En Europe de l'Est, la fonte des neiges entraîne des changements à la fois pour les crues Q_2 et Q_{100} (Bertola *et al.*, 2021). Slater *et al.* (2021) confirment d'ailleurs que les concepts hydrologiques comme celui de la crue centennale peuvent être trompeurs s'ils ne sont pas mis à jour pour refléter des changements significatifs dans le temps. À partir de plus de 10.000 stations hydrométriques réparties dans le monde entier, ils ont estimé les changements affectant les périodes de retour des crues de 20, 50 et 100 ans telles qu'elles avaient été évaluées en 1970 et la mise à jour de ces mêmes récurrences en 2019. Ils ont constaté que les crues Q_{20} et Q_{50} ont vu leur débit augmenter essentiellement dans les zones à climat tempéré, mais ont diminué dans les zones arides, tropicales, polaires et froides. En revanche, les crues centennales ont principalement diminué dans les zones arides/tempérées et présentent des tendances mitigées dans les zones froides. Toutefois les résultats sont influencés par le petit nombre de stations avec de longs enregistrements, et mettent en évidence la nécessité d'une mise à jour continue de l'évaluation des risques dans un contexte de non-stationnarité (Slater *et al.*, 2021).

Au Royaume-Uni, une série d'inondations récentes a posé la question de savoir si les inondations devenaient plus fréquentes ou plus graves au fil du temps. Hannaford *et al.* (2021) ont évalué les tendances de l'ampleur des inondations en utilisant l'ensemble des données nationales sur les inondations au Royaume-Uni (NRFA Peak Flows). Ils en ont conclu que l'allégation principale d'une augmentation des inondations se vérifie généralement au niveau régional et national, bien

qu'ils montrent une image beaucoup plus complexe de la variabilité spatio-temporelle. La tendance à l'augmentation des inondations dans le nord et l'ouest de la Grande-Bretagne est considérée comme robuste par les auteurs, mais les tendances dans d'autres régions sont plus mitigées spatialement et temporellement. En outre, ils insistent sur le fait que les tendances des dernières décennies ne sont pas nécessairement représentatives des changements à plus long terme (Hannaford *et al.*, 2021).

En ce qui concerne le transport des sédiments en suspension, les études récentes réalisées en Allemagne par Hoffmann *et al.* (2022) font état d'une diminution significative de la concentration des matières en suspension sur le Rhin entre 1990 et 2010. Ces travaux mentionnent que les concentrations sédimentaires en suspension contemporaines du Rhin à la frontière germano-néerlandaise se rapprochent du niveau naturel d'environ 1 Mt.an⁻¹, correspondant à ce qui avait été atteint par le Rhin au milieu de l'Holocène lorsque la charge sédimentaire en suspension a été ajustée aux conditions climatiques de l'Holocène et avant l'apparition de charges accrues dues aux changements d'affectation des sols induits par l'homme dans le bassin (Hoffmann *et al.*, 2022). Ils émettent l'hypothèse que des changements dans l'érosion des sols et/ou dans la connectivité des sédiments dans les cours supérieurs du réseau hydrographique sont la principale raison expliquant le déclin du transport sédimentaire en suspension en aval.

Muelchi *et al.* (2021) ont simulé, à partir de modèles climatiques régionaux, le ruissellement quotidien sur 93 bassins versants suisses (de 14 à 1700 km²) pour la période 1981-2099 dans le cadre du scénario RCP8.5 du cinquième rapport du GIEC, le scénario le plus pessimiste en matière de lutte contre le réchauffement climatique global, à savoir le scénario qui se produirait si aucune mesure contraignante n'était prise pour réduire les émissions de CO₂ dans l'atmosphère. À la fin du XXI^e siècle, les faibles débits devraient se produire à la fin de l'été et au début de l'automne dans la plupart des bassins versants, ce qui indique que le manque de précipitations en été et en automne dépasse les contributions d'autres processus tels que la fonte des neiges et des glaciers. Pour les hauts débits modérés, des changements dans la saisonnalité sont observés dans les bassins versants alpins, avec un déplacement vers une occurrence plus précoce en été en raison d'une contribution réduite de la fonte des neiges et des glaciers en été. Dans les projections, les faibles débits sont plus fréquents dans les bassins versants de basse altitude et moins fréquents dans les bassins versants alpins. Pour les hauts débits, la fréquence augmente légèrement dans la plupart des bassins versants, mais les modèles ne sont pas toujours d'accord sur le signe du changement. Les changements dans la cooccurrence annuelle des débits modérés faibles et élevés sont principalement dus aux changements dans la fréquence des débits faibles qui augmentent dans les bassins versants de basse altitude et diminuent dans les bassins versants alpins (Muelchi *et al.*, 2021).

En Belgique, les recherches les plus récentes à propos des schémas convectifs et leurs changements simulés pour l'intensité et la fréquence des précipitations futures ne sont pas significatifs étant donné qu'ils sont inférieurs aux biais, ainsi qu'à la variabilité interannuelle (Doutreloup, 2019; Doutreloup *et al.*, 2022). La crue exceptionnelle qui a affecté les bassins versants de la Vesdre et, dans une moindre mesure, de l'Ourthe, dans la nuit du 14 au 15 juillet 2021 en Wallonie a mis en évidence la modification synoptique des phénomènes à l'origine des précipitations sur cette région. Les débits extrêmes mesurés ou estimés par des méthodes indirectes témoignent de l'attention à apporter aux règlements urbanistiques dans les zones qui ont déjà été soumises à des inondations par le passé, en tenant compte de la non-stationnarité des mesures. Les incertitudes des scénarios climatiques à long terme ne donnent pas une vision claire de l'évolution future des crues soudaines et des inondations boueuses. En Belgique, une analyse statistique de 44 exécutions de modèles climatiques régionaux et de 69 modèles climatiques mondiaux, basée sur trois scénarios d'émissions de gaz à effet de serre différents (A1, A1B, B1) a

montré en 2013 que l'intensité des précipitations d'une période de retour égale à 10 ans pouvait augmenter jusqu'à environ 50 % jusqu'en 2100 (Willems, 2013). L'analyse des tendances pluviométriques réalisée par Vaes *et al.* (2002) sur les 100 ans de données pluviométriques à Uccle (Belgique) a confirmé la nature hautement variable des précipitations et que les tendances observées en termes de fréquence n'étaient pas significativement différentes de la variabilité qui peut se produire dans une variation aléatoire.

7.3. La difficulté technique de réaliser des études sédimentaires en rivières : synthèse des contraintes rencontrées, sources d'erreurs, recommandations et perspectives techniques

Les différentes méthodes utilisées dans le cadre de ce projet de recherche ont montré la difficulté liée à la mesure des sédiments en suspension. Qu'elle soit réalisée par campagne de terrain lors des crues ou à partir d'un réseau de monitoring de la turbidité, cette mesure est complexe lorsque la concentration des sédiments en suspension est importante, surtout dans les régions à substrat limoneux. Plusieurs types d'erreurs potentielles ont été abordés dans le calcul du taux de production sédimentaire à partir des courbes d'évaluation des sédiments. Le premier type d'incertitude est la méthode d'échantillonnage et la représentativité de l'échantillon au sein de la colonne d'eau. Perpinien (1998) a observé, grâce aux mesures réalisées par Lamalle (1987) dans la Burdinale et Pironet (1995) dans la Magne, une faible variabilité de la concentration en sédiments en suspension d'échantillons prélevés à différentes profondeurs sur des coupes transversales.

La méthode d'échantillonnage peut également avoir un effet sur la concentration de l'échantillon. Dans son étude, Carling (1984) a comparé la méthode de prélèvement d'eau avec un seau en surface et la méthode de pompage d'eau à l'aide d'une pompe à vide. Il a observé que les charges de sédiments en suspension mesurées avec ces deux méthodes n'étaient pas différentes dans des rivières larges et peu profondes, mais statistiquement différentes dans des cours d'eau étroits et profonds. Notre méthodologie utilisant un seau de prélèvement d'eau en surface a tendance à présenter un résultat plus cohérent dans les rivières avec un grand rapport largeur/profondeur.

Le deuxième type d'incertitude porte sur la qualité de l'ajustement de la relation concentration/débit, et sur la possibilité de mesurer la concentration des matières en suspension pour une large gamme de débits, de manière à obtenir une interpolation cohérente pour les crues les plus importantes. Jung *et al.* (2020) résument dans leur étude des méthodes de calcul de plusieurs critères de validation pour décrire la qualité des relations C/Q.

Une autre source de biais dans le calcul du taux de production sédimentaire est le modèle d'interpolation des apports sédimentaires annuels ou pluriannuels. Il existe une grande variété de types de calculs pour interpoler à partir d'échantillons peu fréquents (Phillips *et al.*, 1999; Delmas *et al.*, 2011). La somme des concentrations modélisées sur une base de débit horaire a été utilisée dans cette étude. Malheureusement, il n'y a pas une seule bonne méthode. Chaque type de calcul peut donner des taux de production sédimentaire très différents, en fonction du nombre d'échantillons, du coefficient de détermination de la relation concentration/débit et de la répartition des échantillons sur la plage des débits observés. L'estimation des apports sédimentaires sur de grands bassins versants est une tâche difficile, compte tenu de la grande variabilité spatiale et temporelle des paramètres physiques des bassins versants, de la difficulté d'échantillonner avec représentativité les sédiments en suspension à une large gamme de valeurs de débit. Comme indiqué précédemment, les stations d'échantillonnage automatiques avec mesures de turbidité peuvent être un moyen de traiter les problèmes d'accès au terrain, mais cette

technique nécessite de lourds investissements pour couvrir un ensemble important de stations et de travaux de maintenance sur le terrain.

La fréquence d'échantillonnage des sédiments en suspension a un impact non négligeable sur l'apport annuel en sédiments calculé à partir de la série de débits (Horowitz, 2002, 2003; Skarbøvik *et al.*, 2012; Vanmaercke *et al.*, 2012b). Walling (1977b) a montré des différences significatives dans l'interpolation de SSY avec différentes méthodes d'échantillonnage telles que des intervalles quotidiens, mensuels ou saisonniers. En effet, un échantillonnage aléatoire étalé sur toute l'année hydrologique aura tendance à sous-estimer l'apport sédimentaire annuel, car les crues, qui génèrent l'essentiel du transport en suspension, ne seront pas correctement échantillonnées. Des sous-estimations allant jusqu'à 70 % sont rapportées dans la littérature lorsque la fréquence d'échantillonnage est hebdomadaire (Li *et al.*, 2006). Un nombre assez faible d'échantillons, par exemple 12 échantillons prélevés sur une base hydrologique plutôt que calendaire, peut permettre d'obtenir une première estimation du transport sédimentaire annuel tout en minimisant les déplacements nécessaires pour couvrir un large réseau de stations (Skarbøvik *et al.*, 2012). Ce compromis entre la précision de l'estimation de l'apport sédimentaire annuel et la possibilité d'échantillonner un grand nombre de sites de mesure dépend de chaque bassin versant, car le biais dû à une faible fréquence d'échantillonnage peut varier fortement selon la superficie des bassins versants et leurs caractéristiques physiques (Moatar *et al.*, 2006).

Les moyens d'observation de la Terre par télédétection deviennent une source de données concernant la turbidité des rivières et des fleuves et l'estimation de la concentration apparente en matières en suspension (Onderka & Rodný, 2010; Bouroubi *et al.*, 2018). Ils pourraient être utiles pour quantifier l'effet des mesures visant à limiter de l'érosion des sols. Les satellites Sentinel, du programme Copernicus de l'Union européenne par le biais de l'ESA, permettent d'acquérir des données concernant la teneur en sédiments dans les étendues d'eau à partir des bandes B04 (rouge, résolution : 10 m) and B08 (proche infrarouge, résolution : 10 m) des satellites Sentinel-2A (B04 : 664,6 nm ; B08 : 832,8 nm) et Sentinel-2B (B04 : 664,9 nm ; B08 : 832,9 nm), en calculant la réflectance apparente de l'eau (*Water Leaving Reflectance*). Le site Terrascope²⁷ fournit directement les valeurs de turbidité (TUR, exprimée en FNU, entre 0 et 5000 NFU) et de concentration en matières en suspension (SPM, exprimée en mg.l⁻¹, entre 0 et 5000 mg.l⁻¹) sur base des images acquises depuis juillet 2015. En l'absence de couverture nuageuse, la fréquence des images exploitables pour l'estimation de la turbidité des eaux de surface et de la concentration des MES peut aller jusqu'à 4 images par période de 10 jours sur un territoire donné.

De Keukelaere & Knaeps (2021) précisent la méthodologie de calcul utilisée pour générer ces données de turbidité et de concentration des matières en suspension à partir des algorithmes déjà publiés (Nechad *et al.*, 2010; Dogliotti *et al.*, 2015). La résolution spatiale des images et les lacunes de données en cas de couverture nuageuse limitent encore quelque peu l'utilisation de ces données, mais elles permettent d'avoir une vue globale de la turbidité des grands cours d'eau, des canaux, des fleuves ainsi que des lacs et estuaires à une résolution temporelle pouvant aller jusqu'à un jour lorsque la couverture nuageuse est nulle.

La visualisation des observations trois jours après la crue de juillet 2021 est présentée ci-dessous (Fig. 7-6). Dans la zone couverte par l'image Sentinel-2 post-traitée, les valeurs les plus importantes de réflectance apparente sont observées sur la partie aval de la Meuse (concentration > 300 mg.l⁻¹), sur la partie aval de la Vesdre (concentration > 1000 mg.l⁻¹ localement), et dans une moindre mesure sur l'Ourthe (concentration \approx 200 mg.l⁻¹) ainsi que sur

²⁷ Source : <https://viewer.terrascope.be/>, consultée le 27/12/2022

la Semois (concentration $\approx 100 \text{ mg.l}^{-1}$). Les cours d'eau de la partie ouest de la Wallonie, moins affectée par les précipitations intenses du 13 au 15 juillet 2021, montrent des valeurs de turbidité moins élevées.

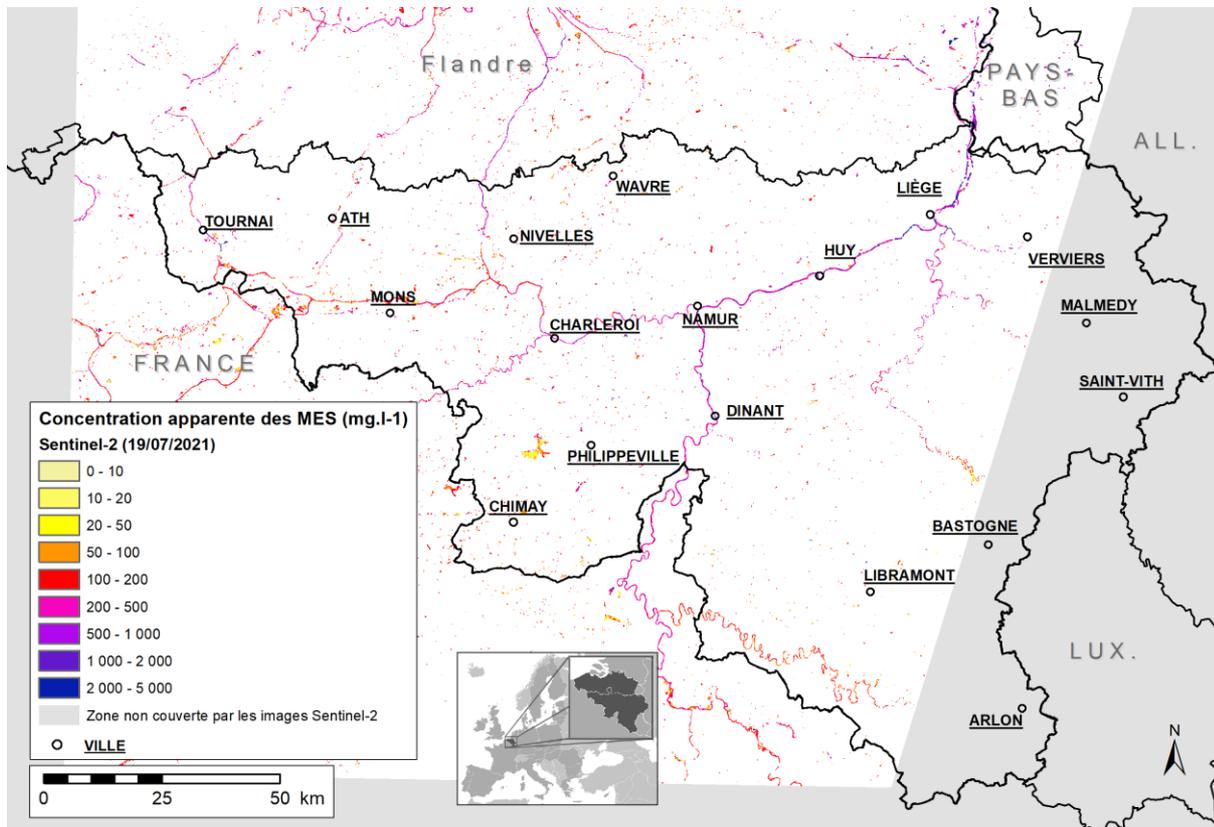


Fig. 7-6. Estimation de la concentration des matières en suspension par le biais de la réflectance apparente de l'eau captée par les satellites Sentinel-2 le 19/07/2021.

Cet outil de télédétection pourrait être corrélé à des échantillonnages réalisés sur le terrain afin de quantifier la concentration des matières en suspension et d'établir un lien avec la valeur de turbidité apparente mesurée par télédétection. Les moyens d'observation de la Terre sont de plus en plus utilisés à des fins hydrologiques. D'autres projets, tels FluViSat, sont une analyse de faisabilité tirant parti des avancées scientifiques récentes en hydrologie pour explorer l'utilisation potentielle de l'imagerie vidéo collectée par satellite pour fournir une quantification des mouvements de l'eau et des débits des rivières au profit de la gestion de l'eau²⁸ (*UK Centre for Ecology & Hydrology*). Bien que ces méthodes ne soient pour l'instant applicables qu'à des cours d'eau de moyenne et grande importance, ces nouveaux outils seront utiles aux études hydrologiques et sédimentologiques à l'échelle globale. En outre, des capteurs hyperspectraux montés sur drone (Prior *et al.*, 2020; Cui *et al.*, 2022; Kwon *et al.*, 2022; De Keukelaere *et al.*, 2023; Lee *et al.*, 2023) ou équipant des stations de manière fixe pourraient également permettre l'analyse de la turbidité et de la concentration des matières en suspension en rivières.

En complément des données d'observation de la Terre, les données issues des radars météorologiques pourraient également être utilisées afin de mieux comprendre les phénomènes d'hystérésis en fonction de la localisation, de la quantité et de la temporalité des précipitations qui affectent un bassin versant donné.

²⁸ Source : <https://www.ceh.ac.uk/our-science/projects/Fluvisat>, consultée le 14/03/2023

CHAPITRE 8 : Conclusions et perspectives

8.1. Rappel des objectifs de la thèse

La quantification du transport des sédiments en suspension revêt une importance particulière en termes de qualité de l'eau et de préservation de l'écosystème aquatique. L'opacification de l'eau par les matières en suspension peut réduire la productivité en oxygène dissous, ce qui affecte directement l'activité photosynthétique et la vie aquatique. Les directives européennes, telles que la Directive Cadre Eau 2000/60, fixent des objectifs de « bon état » des masses d'eau, ce qui nécessite la prise en compte des concentrations de matières en suspension.

Ce travail avait pour objectif de réaliser une recherche approfondie sur les matières en suspension et plus spécifiquement l'étude de leur dynamique à l'échelle des bassins versants équipés de stations limnigraphiques. Parmi les trois modes de transport en rivières : le transport en solution, le transport en suspension et le transport de la charge de fond, le transport des matières en suspension, qui représentent la majeure partie des sédiments transportés, a été étudié dans les affluents de la Meuse et de l'Escaut, essentiellement en Wallonie (Belgique).

Les principaux objectifs de cette étude étaient les suivants :

- Rappeler brièvement les aspects théoriques des matières en suspension et de leur dynamique dans les bassins versants, en synthétisant l'état de l'art des sédiments fins à différentes échelles spatiales et temporelles.
- Examiner les aspects méthodologiques de la quantification des sédiments fins, en présentant la zone d'étude, les bassins versants, les stations hydrologiques et leurs caractéristiques et définir les méthodes de mesure de la concentration des matières en suspension, notamment l'échantillonnage discret et l'échantillonnage pseudo-continu par turbidité.
- Caractériser la fréquence des crues des cours d'eau étudiés en utilisant une méthode novatrice de calcul des récurrences hydrologiques pour évaluer les crues fréquentes et les crues extrêmes.
- Étudier les crues éclair en Wallonie en réalisant une étude régionale sur le siècle passé et en se concentrant sur l'aléa et le risque d'inondations et d'érosion des sols. Présenter une étude de cas détaillée de l'événement extrême qui s'est produit à Liège en 2008.
- Estimer les taux de production sédimentaire dans les bassins versants en utilisant des mesures discrètes de la concentration des matières en suspension par échantillonnage manuel. Analyser la variabilité spatio-temporelle du transport sédimentaire et étudier l'influence des facteurs physiques sur l'érosion des sols et le transport des matières en suspension dans les cours d'eau non navigables.
- Présenter les résultats obtenus en utilisant l'approche continue de la mesure des sédiments en suspension par la turbidité. Exposer les méthodes de correction, de complétion et d'interprétation des données des sondes de mesure de la turbidité, ainsi que les limites méthodologiques associées à l'utilisation de ces équipements dans les rivières à forte charge limoneuse.
- Fournir une discussion générale, une conclusion et des perspectives de recherche basées sur les résultats obtenus.

L'ensemble de cette recherche contribue à améliorer notre compréhension des matières en suspension dans les bassins versants, de leur dynamique et de leur influence sur les cours d'eau.

8.2. Synthèse des résultats

Afin de caractériser les régimes hydrologiques des cours d'eau étudiés, un des objectifs de cette étude était le développement d'un algorithme pour estimer, sur base des séries annuelles et des séries partielles, les périodes de retour des débits à partir de données horaires, en extrayant automatiquement les caractéristiques des crues. Cette méthode a également permis d'estimer la valeur du débit à plein bord en l'absence d'observations de terrain sur certaines stations limnigraphiques. Il a été estimé sur base de la crue $Q_{0,625}$ en séries partielles à partir des séries de débits horaires enregistrés jusqu'à fin décembre 2018. De plus, les tests effectués sur une sélection de rivières de Wallonie ont montré une convergence entre les séries annuelles et partielles pour une récurrence d'environ 5 ans pour les cours d'eau à lit caillouteux et d'environ 11 ans pour les cours d'eau à substrat sableux ou limoneux.

Le débit à plein bord spécifique a montré une différenciation régionale. Les cours d'eau des régions limoneuses présentent les valeurs les plus faibles de débit à plein bord spécifique. Les cours d'eau à lit caillouteux ou limono-caillouteux du Brabant, du Hainaut et du Condroz présentent un débit à plein bord spécifique moyen de l'ordre de $0,100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Les cours d'eau à lit sableux de la région de Lorraine et les rivières à lit caillouteux des régions d'Entre-Vesdre-et-Meuse et d'Ardenne présentent des valeurs d'environ $0,125 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Les rivières sur substrat schisteux imperméable des régions de Fagne et Famenne présentent les valeurs les plus élevées (débit à plein bord spécifique d'environ $0,156 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

Les séries horaires de 1968 à 2018 ont été utilisées pour estimer le débit de la crue centennale et le comparer à la superficie du bassin. Des informations sur les crues extrêmes ont été recueillies en Wallonie (dans des bassins versants jaugés et non jaugés) et ont été utilisées pour calculer la valeur de la cote Myer. Avant les crues extrêmes de juillet 2021 dans la région liégeoise, cette cote était établie à la valeur de 18. Suite à cet événement extrême associé à une goutte froide provoquant des cumuls de précipitations exceptionnels dus à une occlusion entourant un centre dépressionnaire, la cote Myer dépasse 27 sur la Hoëgne et atteint presque 29 sur la Vesdre. Le changement climatique global a un impact sur la réponse des bassins versants aux conditions météorologiques. Les rivières atmosphériques, qui transportent de grandes quantités de vapeur d'eau le long des frontières entre les zones de circulation d'air, sont soupçonnées de contribuer à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations, notamment en Europe de l'Ouest. L'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique due au réchauffement climatique est un facteur clé dans l'augmentation des précipitations extrêmes. Des études réalisées avant les inondations de juillet 2021 ont examiné l'évolution de la réponse des bassins versants aux variables climatiques en Wallonie. Les précipitations et les débits de crue ont tendance à diminuer dans la partie orientale de la région, tandis qu'une augmentation est observée dans la partie occidentale. Les changements d'utilisation des terres jouent également un rôle, mais le changement climatique seul ne suffit pas à expliquer tous les changements observés dans les débits de crue.

Un événement antérieur qui a affecté la région liégeoise a été analysé en détail et a fait l'objet d'une publication, il s'agit de la crue éclair du 29 mai 2008. À partir d'éléments géomorphologiques repérés dans les cours d'eau qui ont subi des crues éclair (laises de crue, dépôts de blocs, incision du lit mineur...), les caractéristiques hydrologiques de l'inondation dans ces bassins versants non jaugés ont pu être reconstituées grâce à une approche multidisciplinaire. Cette crue extrême a montré son intensité exceptionnelle à travers les taux de transport de sédiments estimés dans les bassins versants affectés, atteignant $440 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}$ de transport de charge en suspension et $51 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}$ de mobilisation de charge de fond. Des valeurs avec un ordre de

grandeur supérieure aux inondations habituelles en Wallonie ont été mesurées. L'analyse de la répartition spatiale des crues éclair en Wallonie a montré que les zones à risque bien connues de coulées de boue, dans la région limoneuse, ne sont pas les seules régions où des événements de ce type peuvent se produire. En plus des vallées principales des bassins versants de la Gette, du Geer, de la Mehaigne et de la Senne, les affluents de la Sambre et de la Meuse ont été touchés par ces phénomènes. Le seuil de précipitations de 40 mm.j^{-1} a été identifié comme le principal facteur déclencheur, en conjonction avec une urbanisation située en aval de vastes monocultures. Malgré le caractère incomplet de la base de données acquise à partir des archives de presse, l'évolution temporelle du nombre de cas de crues éclair montre une augmentation significative depuis les années 1990. La vulnérabilité du territoire wallon face au risque de crues éclair a été soulignée et des stratégies d'atténuation ont été développées dans le cadre de la recrudescence des événements pluvieux extrêmes.

Depuis la fin des années 1990, des campagnes d'échantillonnage de sédiments en suspension ont été réalisées sur 72 sites d'étude dans la partie sud de la Belgique afin d'estimer les taux de production sédimentaire à l'exutoire de bassins versants situés dans différentes régions géographiques. La validité statistique et la représentativité des relations entre la concentration des matières en suspension et le débit ont été décrites à l'aide de plusieurs méthodes. Cette étude, visant à accumuler de nombreux échantillons de sédiments en suspension à partir d'un grand nombre de stations limnigraphiques, nous a confrontés à la difficulté d'obtenir des résultats représentatifs à différentes échelles temporelles et spatiales. La méthode classique d'interpolation de la concentration de sédiments en suspension avec la correction de Ferguson requise par l'espace bi-logarithmique a été utilisée pour calculer le taux de production sédimentaire sur une période représentative (1996-2018) avec les séries disponibles de débits horaires. La méthodologie décrite ici a permis d'obtenir un ordre de grandeur du transport de sédiments en suspension pour un grand nombre de stations, ce qui était la demande initiale des gestionnaires de rivières.

Appartenant à sept régions géographiques différentes, avec leur substratum géologique spécifique, leur type de sols et leur occupation du sol, la variabilité du taux de production sédimentaire entre les différents bassins versants a été analysée. Le taux de production sédimentaire médian, calculé pour la période 1996-2018, atteint en moyenne $20 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en Lorraine, $29 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en Ardenne, $53 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ dans le bassin de la Haine, $31 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en Fagne-Famenne, $96 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ en Hesbaye, $63 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse et $192 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ sur le Plateau brabançon.

La valeur estimée de la concentration des matières en suspension au débit à plein bord est liée à la proportion de zones agricoles dans le bassin versant ($R^2 = 0,60$). Cette proportion est faiblement corrélée avec le taux de production sédimentaire médian de la période 1996-2018 ($R = 0,42$), tandis que le pourcentage de zones forestières ($R = -0,45$) est inversement corrélé aux rendements sédimentaires, tout comme la pente moyenne du bassin versant ($R = -0,28$) et l'altitude moyenne ($R = -0,43$).

Une carte synthétique est réalisée sur base des valeurs de taux médians de production sédimentaire interpolées selon la méthode IDW à l'échelle du territoire wallon. La classification des valeurs montre une régionalisation du transport sédimentaire, avec des taux plus faibles dans le sud de l'Ardenne et le nord de la Lorraine, et des taux plus élevés dans la Hesbaye, le plateau du Brabant et certaines parties de la Fagne et de la Famenne. Les valeurs les plus élevées sont observées dans la partie nord de la Wallonie. Cette région présente également une variation annuelle marquée du transport sédimentaire. Les résultats de cette étude ont été utilisés pour

calibrer un modèle sédimentaire du bassin de la Meuse, montrant que le modèle est capable de simuler le transport sédimentaire.

En complément de la quantification du transport des sédiments en suspension dans les cours d'eau de Wallonie à partir d'échantillons ponctuels, un réseau de mesure sédimentaire en continu par le biais de la mesure de la turbidité a été installé temporairement sur quatre rivières situées en région limoneuse. Malgré les difficultés liées à la mesure de la turbidité dans des cours d'eau à forte charge limoneuse, les campagnes de mesure effectuées durant trois ans sur quatre rivières du bassin de l'Escaut ont permis de mettre en évidence la grande variabilité spatiale et temporelle du transport de sédiments en suspension dans les cours d'eau étudiés. Cette variabilité est due à de nombreux facteurs, tels que les caractéristiques des bassins versants et l'occupation du sol ou les variations saisonnières des précipitations, tant au niveau de leur intensité que de leur volume.

En ce qui concerne les concentrations de matières en suspension, la Petite Gette présente les plus élevées mesurées sur le terrain, elles dépassent 20 g.l^{-1} lors de deux crues en août 2011, dont la récurrence était d'environ 3 ans, après une crue extrême en juin 2011, qui a déposé une grande quantité de sédiments fins dans le lit mineur, lesquels ont été remis en suspension lors des crues suivantes. La Senne et la Dyle présentent des concentrations dépassant 4 g.l^{-1} lors de crues hivernales relativement fréquentes. La Grande Gette présente les concentrations les plus faibles, ne dépassant pas 2 g.l^{-1} , mais les crues analysées étaient également moins importantes.

En ce qui concerne les phénomènes d'hystérésis, la majorité des crues analysées présentaient une hystérésis anti-horlogique, contrairement à ce qui est généralement observé. La Dyle et la Petite Gette présentaient principalement des systèmes anti-horlogiques, tandis que la Senne et la Grande Gette montraient une quasi-égalité entre systèmes horlogiques et anti-horlogiques. Les caractéristiques topographiques et d'occupation du sol des bassins versants pourraient expliquer certaines de ces différences. Par exemple, la Dyle a une superficie plus grande et un taux d'imperméabilisation plus élevé, tandis que les deux Gette ont un pourcentage de cultures plus élevé.

Dans le cas des hystérésis anti-horlogiques de la Dyle, qui sont majoritaires, une hypothèse est avancée. Les zones imperméables situées en aval du bassin versant, comme les villes de Wavre et Louvain-la-Neuve, génèrent des eaux pluviales peu chargées en sédiments qui atteignent d'abord la station de mesure, provoquant ainsi un pic de débit. En revanche, le pic de sédiments provenant des zones cultivées en amont arrive plus tard en raison de l'érosion qui se produit dans ces zones. Cette situation crée une hystérésis anti-horlogique. Une densification du réseau de mesure de la turbidité à différents points du bassin versant permettrait de vérifier cette hypothèse.

La mesure de la turbidité s'est avérée être une méthode relativement fiable pour évaluer le transport de sédiments en suspension dans les cours d'eau. Cependant, elle s'est avérée difficile à mettre en œuvre dans les rivières à forte charge limoneuse en suspension. Cette méthode pourrait permettre d'établir un réseau de mesure sédimentaire à grande échelle pour suivre les tendances à long terme du transport de sédiments en suspension, ainsi que pour évaluer l'impact des changements de l'utilisation des terres et du climat sur les flux de sédiments dans les cours d'eau, même si la mesure de la turbidité nécessite une main-d'œuvre non négligeable sur le terrain. En effet, la mise en place d'un réseau de mesure de la turbidité nécessite une maintenance régulière des instruments de mesure et une calibration fréquente. Les résultats des mesures de turbidité doivent également être validés par des échantillonnages de sédiments pour s'assurer de leur précision et de leur exactitude.

De plus, la modélisation sédimentaire a également montré des résultats prometteurs pour simuler le transport des sédiments en suspension dans les cours d'eau de Wallonie. En combinant un modèle hydrologique et un modèle sédimentaire basé sur les résultats de cette recherche, le modèle *wflow-sediment* a permis de reproduire les flux de sédiments observés à plusieurs endroits du massif ardennais. Cependant, il est important de souligner que la modélisation sédimentaire est un outil complexe qui nécessite une calibration approfondie, ainsi qu'une connaissance précise des caractéristiques des bassins versants et de l'occupation des sols pour produire des résultats fiables.

Enfin, l'établissement d'un réseau de mesure sédimentaire par le biais de la mesure de la turbidité ouvre de nouvelles perspectives pour la gestion des cours d'eau de Wallonie. En effet, les données sédimentaires fournies par ce réseau peuvent être utilisées pour améliorer la gestion des sédiments dans les cours d'eau, en évaluant l'efficacité des mesures de contrôle de l'érosion et de la sédimentation, en identifiant les zones critiques pour le transport des sédiments et en mettant en place des stratégies de gestion adaptées pour minimiser l'impact de la sédimentation sur les écosystèmes aquatiques.

En conclusion, l'analyse des sédiments en suspension dans les cours d'eau de Wallonie et l'établissement d'un réseau de mesure sédimentaire par le biais de la mesure de la turbidité ont permis de mieux comprendre les processus impliqués dans le transport des sédiments en suspension, ainsi que d'ouvrir de nouvelles perspectives pour la gestion des cours d'eau.

8.3. Perspectives

Au terme de ce travail, quelques pistes de recherches peuvent être développées ici. Nous pouvons répertorier en trois catégories les perspectives :

- L'amélioration des mesures de terrain : de nouvelles techniques de mesure des sédiments en suspension ont émergé, offrant des possibilités intéressantes pour compléter les données existantes et améliorer la précision des mesures. Parmi ces techniques, citons les nouveaux capteurs optiques hyperspectraux et les capteurs acoustiques (type ADCP) permettant des mesures directes et en temps réel de la concentration en sédiments en suspension.
- La contribution de l'imagerie satellitaire en complément des mesures de terrain : cette méthode offre une perspective globale et continue sur les processus de transport des sédiments à grande échelle. Les avancées récentes dans la résolution spatiale et temporelle des images satellitaires permettent une meilleure identification et quantification des sédiments en suspension. En exploitant les propriétés optiques et radiométriques des cours d'eau, il est possible de déduire des informations sur la concentration et la distribution spatiale des sédiments en suspension. Cependant, des défis subsistent, notamment en termes de correction atmosphérique, de détection et d'estimation précise des sédiments en suspension à partir des images satellitaires. Les futures recherches devraient se concentrer sur l'amélioration de ces techniques afin de rendre l'imagerie satellitaire encore plus fiable et précise. Des techniques de télédétection hyperspectrale peuvent améliorer la caractérisation plus détaillée des sédiments en suspension, y compris leur composition minéralogique et leur granulométrie.
- L'utilisation de modèles sédimentaires calibrés grâce aux mesures : les données acquises par les précédentes méthodes présentées peuvent enfin être utilisées pour calibrer des modèles sédimentaires et aider les gestionnaires dans la gestion des sédiments dans les cours d'eau navigables et non navigables.

Références

- Ackrill, R., Kay, A., & Morgan, W., 2008. The common agricultural policy and its reform: The problem of reconciling budget and trade concerns. *Canadian Journal of Agricultural Economics* 56, 393–411. doi:10.1111/j.1744-7976.2008.00137.x
- Adamowski, K., 2000. Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L-moment methods. *Journal of Hydrology* 229, 219–231. doi:10.1016/S0022-1694(00)00156-6
- Agouridis, C., 2014. Bankfull Frequency in Rivers, in: *Handbook of Engineering Hydrology*. CRC Press, pp. 35–51. doi:10.1201/b16683-4
- Aguilera, R., & Melack, J.M., 2018. Concentration-Discharge Responses to Storm Events in Coastal California Watersheds. *Water Resources Research* 54, 407–424. doi:10.1002/2017WR021578
- Ahilan, S., O'Sullivan, J.J., Bruen, M., Brauders, N., & Healy, D., 2013. Bankfull discharge and recurrence intervals in Irish rivers. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Water Management* 166, 381–393. doi:10.1680/wama.11.00078
- Aich, V., Zimmermann, A., & Elsenbeer, H., 2014. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns: How much data do we need? *Catena* 122, 120–129. doi:10.1016/j.catena.2014.06.020
- Aleixo, R., Guerrero, M., Nones, M., & Ruther, N., 2020. Applying ADCPs for Long-Term Monitoring of SSC in Rivers. *Water Resources Research* 56. doi:10.1029/2019WR026087
- Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K., & Panagos, P., 2019. Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 203–225. doi:10.1016/j.iswcr.2019.05.004
- Alexandrov, Y., Laronne, J.B., & Reid, I., 2003. Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. *IAHS-AISH Publication* 346–352.
- Alfieri, L., Thielen, J., & Pappenberger, F., 2012. Ensemble hydro-meteorological simulation for flash flood early detection in southern Switzerland. *Journal of Hydrology* 424–425, 143–153. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.038
- Amoros, C., & Petts, G.E., 1993. *Hydrosystèmes fluviaux, Géographie physique et Quaternaire*. Masson, coll. Écologie, Paris, 300 p.
- 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
- Andersen, T.K., & Marshall Shepherd, J., 2013. Floods in a Changing Climate. *Geography Compass* 7, 95–115. doi:10.1111/gec3.12025
- Andrews, E.D., 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology* 46, 311–330. doi:10.1016/0022-1694(80)90084-0
- Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., & Manus, C., 2010. Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. *Journal of Hydrology* 394, 134–147. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.002
- Antoine, G., 2013. *Dynamique des matériaux en suspension (MES) le long de rivières aménagées de montagne : exemple de l'Arc en Maurienne de l'Isère*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, 288 p.
- Antoine, P., 2002. Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue Française de Géotechnique* 99, 3–21. doi:10.1051/geotech/2002099003
- 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, 3678–3688. doi:10.1002/hyp.8462
- Archambeau, P., Erpicum, S., Dewals, B., & Piroton, M., 2021. Première reconstruction des valeurs hydrologiques associées aux événements de juillet 2021 dans la vallée de la Vesdre. Liège, Belgique.
- Archambeau, P., Erpicum, S., Dewals, B., & Piroton, M., 2022. Reconstruction des valeurs hydrologiques associées aux événements de juillet 2021 dans la vallée de la Vesdre.

- Arnaud-Fassetta, G., Cossart, E., & Fort, M., 2005. Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps). *Geomorphology* 66, 41–67.
- Ashkar, F., & Rousselle, J., 1983. Some remarks on the truncation used in partial flood series models. *Water Resources Research* 19, 477–480. doi:10.1029/WR019i002p00477
- Assani, A.A., Petit, F., & Mabille, G., 1999. Analyse des débits de la Warche aux barrages de Bütgenbach et de Robertville (Ardenne belge). *Bulletin de la Société géographique de Liège* 36, 17–30.
- Asselman, N.E.M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* 234, 228–248. doi:10.1016/S0022-1694(00)00253-5
- Avnimelech, Y., Ritvo, G., Meijer, L.E., & Kochba, M., 2001. Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural Engineering* 25, 25–33. doi:10.1016/S0144-8609(01)00068-1
- Baartman, J.E.M., Keesstra, S.D., & Temme, A.J.A.M., 2013. Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 1457–1471. doi:10.1002/esp.3434
- Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., & Pickup, G., 1983. Palaeohydrological analysis of Holocene flood slack-water sediments. *Special Publications of the Association of Sedimentologists* 6, 229–39.
- Ballesteros Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., & Gutiérrez-Pérez, I., 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrological Processes* 25, 970–979. doi:10.1002/hyp.7888
- Baronas, J.J., Stevenson, E.I., Hackney, C.R., Darby, S.E., Bickle, M.J., Hilton, R.G., Larkin, C.S., Parsons, D.R., Myo Khaing, A., & Tipper, E.T., 2020. Integrating Suspended Sediment Flux in Large Alluvial River Channels: Application of a Synoptic Rouse-Based Model to the Irrawaddy and Salween Rivers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 125, 1–21. doi:10.1029/2020JF005554
- Basher, L.R., 2013. Erosion Processes and Their Control in New Zealand, in: *Ecosystem Services in New Zealand: Conditions and Trends*. Manaaki Whenua Press, Lincoln, New Zealand, pp. 363–374.
- Beckers, A., 2010. Facteurs de propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique - Modélisation dans le bassin de l'Ourthe. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 170 p.
- Beckers, A., Dewals, B., Erpicum, S., Dujardin, S., Detrembleur, S., Teller, J., Piroton, M., & Archambeau, P., 2013. Contribution of land use changes to future flood damage along the river Meuse in the Walloon region. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 2301–2318. doi:10.5194/nhess-13-2301-2013
- Bellayachi, A., Cuvelier, C., Dejemepe, J., Généreux, C., Maes, E., Marzo, G., Renard, V., & Thiry, V., 2017. Rapport sur l'état de l'environnement wallon en 2017, SPW. ed. Département de l'étude du milieu naturel et agricole. DGO3 - Direction générale des ressources naturelles, de l'agriculture et de l'environnement. Service public de Wallonie, 368 p., Namur, Belgique.
- Benito, G., Grodek, T., & Enzel, Y., 1998. The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996-Biescas flood (central Pyrenees, Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie* 42, 417–437.
- Bernier, J., 1957. Sur l'application des diverses lois limites des valeurs extrêmes au problème des débits de crues. *Revue de statistique appliquée* 5, 91–101.
- Bernier, J., & Veron, R., 1964. Sur quelques difficultés rencontrées dans l'estimation d'un débit de crue de probabilité donnée. *Revue de statistique appliquée* 12, 25–48.
- Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., & Blöschl, G., 2021. Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 25, 1347–1364. doi:10.5194/hess-25-1347-2021
- Beuselinck, L., Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I., & Poesen, J., 2000. Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt. *Geomorphology* 32, 69–82. doi:10.1016/S0169-555X(99)00068-9
- Bielders, C.L., Ramelot, C., & Persoons, E., 2003. Farmer perception of runoff and erosion and extent of flooding in the silt-loam belt of the Belgian Walloon Region. *Environmental Science and Policy* 6, 85–93. doi:10.1016/S1462-9011(02)00117-X

- Blockmans, S., Dumoulin, V., Herbosch, A., & Debacker, T., 2019. Notice explicative de la carte géologique de Wallonie - Jodoigne - Jauche - 40/3-4. Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, Belgique, 88 p.
- Boardman, J., & Poesen, J., 2006. Soil erosion in Europe. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, 878 p.
- Boardman, J., & Vandaele, K., 2010. Soil erosion, muddy floods and the need for institutional memory. *Area* 42, 502–513. doi:10.1111/j.1475-4762.2010.00948.x
- Bobée, B., & Ashkar, F., 1988. Sundry averages method (SAM) for estimating parameters of the Log-Pearson Type 3 distribution, INRS-Eau. Québec, Canada.
- Bobée, B., & El Adlouni, S., 2015. Éléments théoriques d'analyse fréquentielle - Utilisation du logiciel HYFRAN-PLUS. Québec, Canada.
- Bollinne, A., & Laurant, A., 1978. Caractérisation des pluies de Belgique du point de vue de leur intensité et de leur érosivité. *Pédologie* 28, 214–232.
- Borga, M., Anagnostou, E.N., Blöschl, G., & Creutin, J.-D., 2011. Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. *Environmental Science & Policy* 14, 834–844. doi:10.1016/j.envsci.2011.05.017
- Borrelli, P., Van Oost, K., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., & Panagos, P., 2018. A step towards a holistic assessment of soil degradation in Europe: Coupling on-site erosion with sediment transfer and carbon fluxes. *Environmental Research* 161, 291–298. doi:10.1016/j.envres.2017.11.009
- Borselli, L., Cassi, P., & Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268–277. doi:10.1016/j.catena.2008.07.006
- Bouroubi, Y., Desrosiers, M., & Nguyen-Xuan, T., 2018. Estimation des concentrations de sédiments en suspension dans les eaux côtières à partir d'images Pléiades. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* 2018-Febru, 39–47. doi:10.52638/rfpt.2018.393
- Bovy, B., Braun, J., & Demoulin, A., 2016. Soil production and hillslope transport in mid-latitudes during the last glacial–interglacial cycle: a combined data and modelling approach in northern Ardennes. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 1758–1775. doi:10.1002/esp.3993
- Bracken, L.J., 2009. Overland Flow and Soil Erosion, in: *Sediment Cascades*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 181–216. doi:10.1002/9780470682876.ch7
- Bracken, L.J., & Croke, J., 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes* 21, 1749–1763. doi:10.1002/hyp.6313
- Bravard, J.-P., & Peiry, J.-L., 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. *Geological Society, London, Special Publications* 163, 259–268. doi:10.1144/GSL.SP.1999.163.01.20
- Bravard, J.-P., & Petit, F., 2000. *Les cours d'eau - Dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Collection U, Paris, France, 222 p.
- Brodie, I.M., & Khan, S., 2016. A direct analysis of flood interval probability using approximately 100-year streamflow datasets. *Hydrological Sciences Journal* 61, 2213–2225. doi:10.1080/02626667.2015.1099790
- Brunet-Moret, Y., 1973. Statistiques de rangs. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie* 10, 133–151.
- Buchhorn, M., Smets, B., Bertels, L., Lesiv, M., Tsendbazar, N.-E., Herold, M., & Fritz, S., 2019. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: epoch 2015: Globe. Dataset of the global component of the Copernicus Land Monitoring Service. doi:10.5281/zenodo.3243509
- Campbell, F.B., & Bauder, H.A., 1940. A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. Am. Geophys. Union* 21, 603–607.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., & Puigdefábregas, J., 2001. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252, 65–84. doi:10.1016/S0022-1694(01)00450-4
- Cantreul, V., Pineux, N., Swerts, G., Biielders, C.L., & Degré, A., 2020. Performance of the LandSoil expert-based model to map erosion and sedimentation: application to a cultivated catchment in central Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms* 45, 1376–1391. doi:10.1002/esp.4808

- Carling, P.A., 1984. Comparison of suspended sediment rating curves obtained using two sampling methods. *Catena Supplement* 5, 43–49.
- Castro, J.M., & Jackson, P.L., 2001. Bankfull discharge recurrence intervals and regional hydraulic geometry relationships: patterns in the Pacific Northwest, USA. *Journal of the American Water Resources Association* 37, 1249–1262.
- Cerdan, O., Delmas, M., Négrel, P., Mouchel, J.-M., Petelet-Giraud, E., Salvador-Blanes, S., & Degan, F., 2012. Contribution of diffuse hillslope erosion to the sediment export of French rivers. *Comptes Rendus - Geoscience* 344, 636–645. doi:10.1016/j.crte.2012.10.011
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., & Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: a study based on erosion plot data. *Geomorphology* 122, 167–177. doi:10.1016/j.geomorph.2010.06.011
- Christians, C., & Daels, L., 1988. Belgium: A geographical introduction to its regional diversity and its human richness. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 24, 180 p.
- Claps, P., & Laio, F., 2003. Can continuous streamflow data support flood frequency analysis? An alternative to the partial duration series approach. *Water Resources Research* 39, 1–11. doi:10.1029/2002WR001868
- Clement, T., Bielders, C.L., & Degré, A., 2024. How much do conservation cropping practices mitigate runoff and soil erosion under Western European conditions: A focus on conservation tillage, tied ridging and winter cover crops. *Soil Use and Management* 40, 1–18. doi:10.1111/sum.13047
- Close-Lecocq, J.-F., 1981. Les transports en suspension de la Meuse à Liège et à Tailfer. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 180 p.
- 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.
- Cohen, S., Syvitski, J., Ashely, T., Lammers, R., Fekete, B., & Li, H.Y., 2022. Spatial Trends and Drivers of Bedload and Suspended Sediment Fluxes in Global Rivers. *Water Resources Research* 58, 1–21. doi:10.1029/2021WR031583
- 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, 937–942. doi:10.1029/WR025i005p00937
- Collard, S., Juvigné, E., Marion, J.-M., Mottequin, B., & Petit, F., 2012. L'origine des mégalithes du Fond de Quarreux. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 58, 33–51.
- Collier, C.G., 2007. Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133, 3–23. doi:10.1002/qj.29
- 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, 2112–2129. doi:10.1002/hyp.7965
- Corbonnois, J., & Zumstein, J.F., 1994. Proposition de typologie des cours d'eau. Application au réseau hydrographique du Nord-Est de la France (bassin de la Moselle). *Revue de géographie alpine* 82, 15–24. doi:10.3406/rga.1994.3746
- CORINE Land Cover - European Environment Agency, 2018. CORINE Land Cover.
- Cosandey, C., 1993. La crue du 22 septembre 1992 sur le Mont Lozère. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 42, 49–56.
- Cosandey, C., 2003. *Les eaux courantes*. Editions Belin, Collection Géographie, Paris, France, 240 p.
- Cossart, E., 2016. L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau. *Cybergeo* 1–15. doi:10.4000/cybergeo.27625
- Costa, A., Anghileri, D., & Molnar, P., 2017. A Process-Based Rating Curve to model suspended sediment concentration in Alpine environments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 1–23. doi:10.5194/hess-2017-419
- Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado

- Front Range. Geological Society of America Bulletin 94, 986–1004.
- Costa, J.E., 1987. A comparison of the largest rainfall-runoff floods in the United States with those of the People's Republic of China and the world. *Journal of Hydrology* 96, 101–115. doi:10.1016/0022-1694(87)90146-6
- Cui, M., Sun, Y., Huang, C., & Li, M., 2022. Water Turbidity Retrieval Based on UAV Hyperspectral Remote Sensing. *Water (Switzerland)* 14. doi:10.3390/w14010128
- Cunnane, C., 1973. A particular comparison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction. *Journal of Hydrology* 18, 257–271. doi:10.1016/0022-1694(73)90051-6
- Dacharry, M., 1988. Averse et crue du 1er septembre 1987 en Brie (bassin du Petit-Morin). *Hydrologie continentale* 3, 3–17.
- Dalrymple, T., 1960. Flood-frequency analysis, US Geological Survey water supply paper No 1534A. US Geological Survey, Water Supply Paper, 1543 A.
- Dautrebande, S., Pontégnie, D., Gailliez, S., Bazier, G., & Dewil, P., 2006. Estimation des débits rares de crue pour les cours d'eau de la Région wallonne (Belgique). *La Houille Blanche* 92, 87–92. doi:10.1051/lhb:2006106
- Davis, R.S., 1998. Detecting time duration of rainfall: A controlling factor of flash flood intensity. Preprints, in: Special Symp. on Hydrology. American Meteorological Society, Phoenix, AZ, pp. 258–263.
- Davis, W.M., 1899. The Geographical Cycle. *The Geographical Journal* 14, 481. doi:10.2307/1774538
- Davy, L., 1990. La catastrophe de Nîmes (3 octobre 1988) était-elle prévisible ? *Bulletin de Société Languedocienne de Géographie* 24, 133–162.
- de Béthune, P., 1954. Géologie de la Belgique, carte à l'échelle 1/500.000. Atlas de Belgique, planche 8.
- De Keukelaere, L., & Knaeps, E., 2021. Terrascope Sentinel-2 Algorithm Theoretical Base Document S2 – Water quality – V100.
- De Keukelaere, L., Moelans, R., Knaeps, E., Sterckx, S., Reusen, I., De Munck, D., Simis, S.G.H., Constantinescu, A.M., Scricciu, A., Katsouras, G., Mertens, W., Hunter, P.D., Spyarakos, E., & Tyler, A., 2023. Airborne Drones for Water Quality Mapping in Inland, Transitional and Coastal Waters—MapEO Water Data Processing and Validation. *Remote Sensing* 15. doi:10.3390/rs15051345
- de Moor, J.J.W., & Verstraeten, G., 2008. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) - Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. *Geomorphology* 95, 487–503. doi:10.1016/j.geomorph.2007.07.012
- De Schryver, R., Lignon, Y., & Brixko, J., 2003. Le démergement de la région liégeoise, in: *Après-Mines 2003*, 5-7 February, Nancy. p. 11.
- de Vente, J., Poesen, J., Bazzoffi, P., Van Rompaey, A.J.J., & Verstraeten, G., 2006. Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: The importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1017–1034. doi:10.1002/esp.1305
- de Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., Van Rompaey, A.J.J., Arabkhedri, M., & Boix-Fayos, C., 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? *Earth-Science Reviews* 127, 16–29. doi:10.1016/j.earscirev.2013.08.014
- de Visscher, M., Nyssen, J., Pontzele, J., Billi, P., & Frankl, A., 2014. Spatio-temporal sedimentation patterns in beaver ponds along the Chevral river, Ardennes, Belgium. *Hydrological Processes* 28, 1602–1615. doi:10.1002/hyp.9702
- Degré, A., 2020. HydroTrend 2 - Analyse des tendances observées dans l'amplitude et la fréquence des pics de crue en Wallonie. *Marché public de services, Université de Liège - Gembloux Agro-Bio Tech*, 126 p.
- Degré, A., & Grandry, M., 2021. Pluies, crues, sécheresses : les extrêmes deviennent-ils la norme ? *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* 90, 1–10.
- Dejonghe, L., 2007. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie, 3e édition. Ministère de la Région wallonne, Direction des Ressources naturelles et de l'Environnement, 52 p.
- Deliège, J.F., Erpicum, M., Dassargues, A., Orban, P., Billen, R., Hallot, P., Petit, F., Van Campenhout, J., Levecq, Y., Piroton, M., Archambeau, P., Everbecq, E., & Magermans, P., 2009. Recherche scientifique fondamentale collective d'initiative ministérielle (FRSFC-IM) intitulée : "Etude et modélisation des

impacts hydrologiques de pluies exceptionnelles dans un environnement vallonné et boisé” D.O.45 - P.A.20 - A.B.31.01. Aquapôle, Université de Liège, 153 p.

- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., & Mouchel, J.-M., 2011. River basin sediment flux assessments. *Hydrological Processes* 25, 1587–1596. doi:10.1002/hyp.7920
- Delvoie, S., 2017. Caractérisation multiéchelle du loess de Hesbaye (Belgique) par une approche couplée géologique et géotechnique. Thèse de doctorat en Sciences de l'Ingénieur - Université de Liège, 287 p.
- Demoulin, A., 2012. Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geophysical Research Letters* 39, 1–5. doi:10.1029/2012GL052201
- Demoulin, A., 2018. *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. World Geomorphological Landscapes, Springer International Publishing, 424 p. doi:10.1007/978-3-319-58239-9
- Denis, A.-C., Van Campenhout, J., Bouffieux, A., Houbrechts, G., Hallot, E., Bousmar, D., Veschkens, M., & Petit, F., 2014a. Quantitative and qualitative evaluation of sediment and contaminant transport in the Samme river catchment (Brabant region - Belgium), in: Maggioli Editore (Ed.), *Proceedings of 4th International Symposium on Sediment Management*. Ferrara, Italy, pp. 475–482.
- Denis, A.-C., Van Campenhout, J., Hallot, E., & Houbrechts, G., 2014b. Développement d'outils d'évaluation des variations qualitatives et quantitatives des gisements de sédiments dans les cours d'eau navigables et non navigables. Identification des interactions entre les deux gisements via les phénomènes de transport.
- Denis, T., 2023. Juillet 2021 vu par le modèle MAR. Mémoire de Master en sciences géographiques, orientation global change, à finalité approfondie climatologie, Département de Géographie, Université de Liège, 73 p.
- Deroanne, C., 1995. Dynamique fluviale de la Hoëgne. Évaluation longitudinale des caractéristiques sédimentologiques du lit et des paramètres de mobilisation de la charge de fond. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 155 p.
- Desmet, P.J.J., & Govers, G., 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation* 51, 427–433.
- Dethier, E.N., Renshaw, C.E., & Magilligan, F.J., 2022. Rapid changes to global river suspended sediment flux by humans. *Science* 376, 1447–1452. doi:10.1126/science.abn7980
- Dewals, B., Archambeau, P., Ercicum, S., & Piroton, M., 2015. Detailed hydraulic modeling of extreme floods along a transnational section of the river Meuse. *Houille Blanche* 75–81. doi:10.1051/lhb/20150022
- Dieltjens, I., & Van Den Langenbergh, V., 2005. The SCALDIT project: An Interreg IIIB NWE project aiming at the transnational characterisation of the Scheldt International River Basin District. *Environmental Science & Policy* 8, 239–243. doi:10.1016/j.envsci.2005.02.004
- Dogliotti, A.I., Ruddick, K.G., Nechad, B., Doxaran, D., & Knaeps, E., 2015. A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. *Remote Sensing of Environment* 156, 157–168. doi:10.1016/j.rse.2014.09.020
- Doomen, A.M.C., Wijma, E., Zwolsman, J.J.G., & Middelkoop, H., 2008. Predicting suspended sediment concentrations in the Meuse river using a supply-based rating curve. *Hydrological Processes* 22, 1846–1856. doi:10.1002/hyp.6767
- Doremus, P., & Hennebert, M., 1995. Notice explicative de la carte géologique de Wallonie - Lens - Soignies - 38/7-8. Ministère de la Région Wallonne - Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, Belgique, 54 p.
- Doutreloup, S., 2019. Évolution actuelle et future des précipitations convectives sur la Belgique et la région du Lac Victoria (Afrique équatoriale de l'Est) à l'aide du modèle climatique régional MAR. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 192 p.
- Doutreloup, S., Fettweis, X., Rahif, R., Elnagar, E., Pourkiaei, M.S., Amaripadath, D., & Attia, S., 2022. Historical and future weather data for dynamic building simulations in Belgium using the regional climate model MAR: typical and extreme meteorological year and heatwaves. *Earth System Science Data* 14, 3039–3051. doi:10.5194/essd-14-3039-2022
- Douvinet, J., 2008. Les bassins versants sensibles aux "crues rapides" dans le Bassin Parisien - Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes. Thèse de doctorat en Géographie physique, humaine, économique et régionale, Université de Caen Basse-Normandie, France, 381 p.

- Douvinet, J., & Delahaye, D., 2010. Caractéristiques des « crues rapides » du nord de la France (Bassin parisien) et risques associés. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 16, 73–90. doi:10.4000/geomorphologie.7829
- Douvinet, J., Delahaye, D., & Langlois, P., 2013. Measuring surface flow concentrations using a cellular automaton metric: a new way of detecting potential impacts of flash floods in sedimentary context. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 19, 27–46. doi:10.4000/geomorphologie.10112
- Dragičević, N., Karleuša, B., & Ožanić, N., 2018. Improvement of Drainage Density Parameter Estimation within Erosion Potential Method. *Proceedings* 2, 620. doi:10.3390/proceedings2110620
- Drogue, G., Fournier, M., Bauwens, A., Commeaux, F., De Keizer, O., François, D., Guilmin, E., Degré, A., Detrembleur, S., Dewals, B., Pirotton, M., Pontegnie, D., Sohier, C., & Vaneuville, W., 2010. Analysis of climate change, high-flows and low-flows scenarios on the Meuse basin, AMICE: Adaptation of the Meuse to the Impacts of Climate Evolutions : WP1-3. INTERREG IVB North West Europe Project, 69 p.
- Droux, J.-P., Mietton, M., & Olivry, J.-C., 2003. Flux de matières particulaires en suspension en zone de savane soudanienne : l'exemple de trois bassins versants maliens représentatifs / Suspended sediment yields in the Sudanian savanna zone: Examples from three representative catchments in Mali. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 9, 99–110. doi:10.3406/morfo.2003.1172
- Dubreuil, P., 1974. *Initiation à l'analyse hydrologique*. Masson & Cie., ORSTOM, Paris, France, 216 p.
- 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, 810–819. doi:10.1016/j.crte.2007.09.003
- Dunne, T., & Leopold, L.B., 1978. *Water in Environmental Planning*. San Francisco, USA, 818 p.
- Dupont, J.-P., Guézennec, L., Lafite, R., Le Hir, P., Lesueur, P., Brenon, I., Jacinto, R.S., Ficht, A., Lesourd, S., Mouchel, J.-M., Petit, F., & Zimmerlin, I., 2001. *Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension*, Quae. ed. Programme scientifique Seine-Aval, France, 40 p.
- Dury, G.H., 1973. Magnitude–frequency analysis and channel morphology, in: Morisawa, M. (Ed.), *Fluvial Geomorphology*. State University of N.Y. at Binghamton, Binghamton, pp. 91–121.
- 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, 168–176. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.043
- Edwards, P.J., Watson, E.A., & Wood, F., 2019. Toward a Better Understanding of Recurrence Intervals, Bankfull, and Their Importance. *Journal of Contemporary Water Research & Education* 166, 35–45. doi:10.1111/j.1936-704X.2019.03300.x
- EEA, 2016. *Corine Land Cover 2012 raster data*. European Environment Agency.
- Eggerickx, T., & Poulain, M., 1993. Les phases du processus d'urbanisation en Belgique de 1831 à 1990, in: AIDELF (Ed.), *Croissance Démographique et Urbanisation - Actes Du Colloque de Rabat, Mai 1990*, Association Internationale Des Démographes de Langue Française. p. 435.
- El Adlouni, S., Bobée, B., & Ouarda, T.B.M.J., 2008. On the tails of extreme event distributions in hydrology. *Journal of Hydrology* 355, 16–33. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.02.011
- El Adlouni, S., Chebana, F., & Bobée, B., 2010. Generalized Extreme Value versus Halphen System: Exploratory Study. *Journal of Hydrologic Engineering* 15, 79–89. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000152
- Elabdellaoui, J.E., 1993. *Fréquence et prédétermination des crues (essai d'une typologie régionale appliquée à la Moyenne et à la Haute Belgique)*. Mémoire de Maîtrise en Géologie des terrains superficiels, Département de Géologie, Université de Liège, 154 p.
- Ely, L.L., & Baker, V.R., 1985. Reconstructing paleoflood hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. *Physical Geography* 6, 103–126. doi:10.1080/02723646.1985.10642266
- Engeland, K., Wilson, D., Borsányi, P., Roald, L., & Holmqvist, E., 2018. Use of historical data in flood frequency analysis: A case study for four catchments in Norway. *Hydrology Research* 49, 466–486. doi:10.2166/nh.2017.069
- Erpicum, M., Nouri, M., & Demoulin, A., 2018. The Climate of Belgium and Luxembourg, in: Demoulin, Alain (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 35–41. doi:10.1007/978-3-319-58239-9

- Erskine, W.D., & Keshavarzy, A., 1996. Frequency of Bankfull Discharge on South and Eastern Creeks, NSW, Australia. 23rd Hydrology and Water Resources Symposium 381–387.
- Estrany, J., Garcia, C., & Batalla, R.J., 2009. Suspended sediment transport in a small Mediterranean agricultural catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 929–940. doi:10.1002/esp.1777
- Evrard, O., Bielders, C.L., Vandaele, K., & van Wesemael, B., 2007. Spatial and temporal variation of muddy floods in central Belgium, off-site impacts and potential control measures. *Catena* 70, 443–454. doi:10.1016/j.catena.2006.11.011
- Fabre, G., 1989. Les inondations catastrophiques de Nîmes et de sa région du lundi 3 octobre 1988 / The catastrophic floods of Nîmes and its area on 3rd October 1988. *Revue de géographie de Lyon* 64, 224–230. doi:10.3406/geoca.1989.5696
- Fang, N.F., Chen, F.X., Zhang, H.Y., Wang, Y.X., & Shi, Z.H., 2016. Effects of cultivation and reforestation on suspended sediment concentrations: A case study in a mountainous catchment in China. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 13–25. doi:10.5194/hess-20-13-2016
- Felix, D., Albayrak, I., & Boes, R.M., 2016. Continuous measurement of suspended sediment concentration: Discussion of four techniques. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation* 89, 44–47. doi:10.1016/j.measurement.2016.03.066
- Ferguson, R.I., 1986. River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research* 22, 74–76.
- Ferguson, R.I., 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 95–104. doi:10.1002/esp.3290120111
- Ferro, V., & Porto, P., 2012. Identifying a dominant discharge for natural rivers in southern Italy. *Geomorphology* 139–140, 313–321. doi:10.1016/j.geomorph.2011.10.035
- Fettweis, X., Ambroise, B., David, P.-M., Ghilain, N., Paul, P., & Wuest, C., 2023. Evolution actuelle (1960-2021) de l'enneigement dans les Vosges à l'aide du modèle régional du climat MAR. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 80, 19–41.
- Fisher, R.A., & Tippett, L.H.C., 1928. Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Proc. Cambridge Philos. Soc.* 24, 180–190. doi:10.1017/S0305004100015681
- Fortesa, J., Ricci, G.F., García-Comendador, J., Gentile, F., Estrany, J., Sauquet, E., Datry, T., & De Girolamo, A.M., 2021. Analysing hydrological and sediment transport regime in two Mediterranean intermittent rivers. *CATENA* 196, 104865. doi:10.1016/j.catena.2020.104865
- Franchimont, C., 1993. Dynamique fluviale de la Lesse: fréquence des inondations, morphométrie des méandres et sédimentologie du lit. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 121 p.
- Francou, J., & Rodier, J.A., 1967. Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. *Cahiers ORSTOM série Hydrologie IV*, 19–46.
- Frécaut, R., 1965. Une synthèse remarquable sur la puissance des crues de Maurice Pardé. *Annales de Géographie* 74, 61–64. doi:10.3406/geo.1965.16780
- Fryirs, K.A., & Brierley, G.J., 2012. *Sediment Flux at the Catchment Scale: Source-To-Sink Relationships, in: Geomorphic Analysis of River Systems.* John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 297–319. doi:10.1002/9781118305454.ch14
- 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, 1631–1641. doi:10.1002/hyp.7295
- 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, 482–494. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.059
- Gailliez, S., 2013. Estimation des débits d'étiage pour des sites non jaugés. Application en Région wallonne. Thèse de doctorat, Université de Liège - Gembloux Agro-Bio Tech, 190 p.
- Gailliez, S., Dautrebande, S., & Degré, A., 2007. Régionalisation des débits en Région wallonne, in: *La Gestion Physique Des Cours d'eau : Bilan d'une Décennie d'ingénierie Écologique.* Direction des Cours d'Eau Non Navigables, Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement - Ministère de la Région wallonne, Namur, Belgique, pp. 81–90.
- Ganti, V., Hagke, C. Von, Scherler, D., Lamb, M.P., Fischer, W.W., & Avouac, J., 2016. Time scale bias in erosion

rates of glaciated landscapes. *Science Advances* 2. doi:10.1126/sciadv.1600204

- 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
- García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Nadal-Romero, E., González-Hidalgo, J.C., Lana-Renault, N., & Sanjuán, Y., 2015. A meta-analysis of soil erosion rates across the world. *Geomorphology* 239, 160–173. doi:10.1016/j.geomorph.2015.03.008
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., & Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028
- Gay, A., Cerdan, O., Delmas, M., & Desmet, M., 2014. Variability of suspended sediment yields within the Loire river basin (France). *Journal of Hydrology* 519, 1225–1237. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.08.045
- Génicot, L.-F., 1987. Ardenne centrale. Architecture rurale de Wallonie. P. Mardaga Ed., Liège, 247 p.
- Gentile, F., Bisantino, T., Corbino, R., Milillo, F., Romano, G., & Liuzzi, G.T., 2010. Monitoring and analysis of suspended sediment transport dynamics in the Carapelle torrent (Southern Italy). *Catena* 80, 1–8. doi:10.1016/j.catena.2009.08.004
- Gérard, P., 2013. Analyse temporelle et spatiale des flash floods en région wallonne (Belgique). Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 98 p.
- 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
- Gillett, D., & Marchiori, A., 2019. A low-cost continuous turbidity monitor. *Sensors (Switzerland)* 19, 1–18. doi:10.3390/s19143039
- Gillijns, K., Govers, G., Poesen, J., Mathijs, E., & Biielders, C.L., 2005. Erosion des sols en Belgique - Etat de la question (Cahier n°10). Institut Royal pour la Gestion durable des Ressources naturelles et la Promotion des Technologies propres, ASBL, Belgique, 73 p.
- Gob, F., 2005. La lichénométrie appliquée à l'étude de rivières en gorge en milieu méditerranéen: caractérisation de leurs paramètres dynamiques et de leur évolution géomorphologique durant le Petit Age Glaciaire. Thèse de Doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, Belgique, 307 p.
- Gob, F., Bilodeau, C., Thommeret, N., Belliard, J., Albert, M.-B., Tamisier, V., Baudoin, J.-M., & Kreutzenberger, K., 2014. Un outil de caractérisation hydromorphologique des cours d'eau pour l'application de la DCE en France (CARHYCE). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 20, 57–72. doi:10.4000/geomorphologie.10497
- Gob, F., Houbrechts, G., Hiver, J.M., & Petit, F., 2005a. River dredging, channel dynamics and bedload transport in an incised meandering river (the River Semois, Belgium). *River Research and Applications* 21, 791–804. doi:10.1002/rra.883
- Gob, F., Jacob, N., Bravard, J.-P., & Petit, F., 2005b. Determining the competence of mountainous Mediterranean streams using lichenometric techniques. *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins* 299, 161–170.
- Gob, F., Petit, F., Bravard, J.-P., Ozer, A., & Gob, A., 2003. Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River - France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2111–2124. doi:10.1016/S0277-3791(03)00142-2
- Gobeyn, S., Van de Wauw, J., De Vleeschouwer, N., Renders, D., Van Ransbeeck, N., Verstraeten, G., & Deproost, P., 2021. Herziening van de neerslagerosiviteitsfactor R voor de Vlaamse erosiemodellering. Departement Omgeving, Brussel, 44 p.
- Gomez, B., Coleman, S.E., Sy, V.W.K., Peacock, D.H., & Kent, M., 2007. Channel change, bankfull and effective discharges on a vertically accreting, meandering, gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 770–785. doi:10.1002/esp.1424
- Gordon, N.D., McMahon, T.A., Finlayson, B.L., Gippel, C.J., & Nathan, R.J., 2004. *Stream Hydrology - An Introduction for Ecologists* (2nd ed.). John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, 429 p.

- Graf, W.L., 1988. *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Springer-Verlag, Berlin, Allemagne.
- Grangeon, T., Legout, C., Esteves, M., Gratiot, N., & Navratil, O., 2012. Variability of the particle size of suspended sediment during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *Journal of Soils and Sediments* 12, 1549–1558. doi:10.1007/s11368-012-0562-5
- Grasso, D.A., & Jakob, A., 2003. Charge de sédiments en suspension : Comparaison entre deux méthodes de calcul. *GWA* 83, 898–905.
- Grauso, S., Fattoruso, G., Crocetti, C., & Montanari, A., 2008. Estimating the suspended sediment yield in a river network by means of geomorphic parameters and regression relationships. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 177–191. doi:10.5194/hess-12-177-2008
- Gravelius, H., 1914. *Grundrifi der gesamten Gewässerkunde*. Band I: Flufkunde (Compendium of Hydrology, Vol. I. Rivers, in German). Goschen, Berlin.
- Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C., & Wallis, J.R., 1979. Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resources Research* 15, 1049–1054. doi:10.1029/WR015i005p01049
- Gröger, M., Dieterich, C., Dutheil, C., Meier, H.E.M., & Sein, D. V., 2022. Atmospheric rivers in CMIP5 climate ensembles downscaled with a high-resolution regional climate model. *Earth System Dynamics* 13, 613–631. doi:10.5194/esd-13-613-2022
- Grove, M.K., & Bilotta, G.S., 2014. On the use of loss-on-ignition techniques to quantify fluvial particulate organic carbon. *Earth Surface Processes and Landforms* 39. doi:10.1002/esp.3509
- Gruber, P., Felix, D., Storti, G., Lattuada, M., Fleckenstein, P., & Deschwenden, F., 2016. Acoustic measuring techniques for suspended sediment. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 49. doi:10.1088/1755-1315/49/12/122003
- Guilcher, A., 1965. *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Masson, Paris, 389 p.
- Gumbel, E.J., 1945. Floods estimated by probability method. *Eng. News-Rec.* 134, 833–837.
- Gumbel, E.J., 1960. *Statistics of Extremes* (2nd ed.). Columbia University Press, New York, USA, 375 p.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., & Sancho, C., 1998. Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arfis drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* 22, 265–283.
- Haddadchi, A., Olley, J., & Pietsch, T., 2015. Quantifying sources of suspended sediment in three size fractions. *Journal of Soils and Sediments* 15, 2086–2100. doi:10.1007/s11368-015-1196-1
- Haimann, M., Liedermann, M., Lalk, P., & Habersack, H., 2014. An integrated suspended sediment transport monitoring and analysis concept. *International Journal of Sediment Research* 29, 135–148. doi:10.1016/S1001-6279(14)60030-5
- Hallot, E., 2010. *Typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau dans l'Euregio Meuse-Rhin*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Département de Géographie, 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.
- Hannaford, J., Mastrantonas, N., Vesuviano, G., & Turner, S., 2021. An updated national-scale assessment of trends in UK peak river flow data: How robust are observed increases in flooding? *Hydrology Research* 52, 699–718. doi:10.2166/nh.2021.156
- Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q.J., & Pagano, T.C., 2011. A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological Processes* 25, 2771–2784. doi:10.1002/hyp.8040
- Hart, E.A., & Schuriger, S.G., 2005. Sediment storage and yield in an urbanized karst watershed. *Geomorphology* 70, 85–96. doi:10.1016/j.geomorph.2005.04.002
- Harvey, A.M., 1986. Geomorphic effects of a 100-year storm in the Howgill Fells, northwest England. *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, 71–91.
- Hatono, M., & Yoshimura, K., 2020. Development of a global sediment dynamics model. *Progress in Earth and Planetary Science* 7, 59. doi:10.1186/s40645-020-00368-6
- Haygarth, P., Turner, B.L., Fraser, A., Jarvis, S., Harrod, T., Nash, D., Halliwell, D., Page, T., & Beven, K., 2004. Temporal variability in phosphorus transfers: Classifying concentration-discharge event dynamics. *Hydrology and Earth System Sciences* 8, 88–97. doi:10.5194/hess-8-88-2004

- Hazen, A., 1930. Flood flows. John Wiley & Sons, New York, USA, 199 p., New York.
- Helsel, D.R., Hirsch, R.M., Ryberg, K.R., Archfield, S.A., & Gilroy, E.J., 2020. Statistical Methods in Water Resources Techniques and Methods 4 – A3. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations. doi:10.3133/tm4A3
- Hennebert, M., & Eggermont, B., 2002. Notice explicative de la carte géologique de Wallonie - Braine-le-Comte - Feluy - 39/5-6. Ministère de la Région Wallonne - Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, Belgique, 63 p.
- Herbosch, A., & Blockmans, S., 2012. Notice explicative de la carte géologique de Wallonie - Wavre - Chaumont-Gistoux - 40/1-2. Ministère de la Région Wallonne - Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, Belgique, 66 p.
- Herbosch, A., & Debacker, T.N., 2018. A new geological map of the outcrop areas of the Brabant Massif (Belgium). *Geologica Belgica* 21, 41–58. doi:10.20341/gb.2018.003
- Hersch, R.W., 2002. The world's maximum observed floods. *Flow Measurement and Instrumentation* 13, 231–235. doi:10.1016/S0955-5986(02)00054-7
- Hessel, R., 2006. Consequences of hyperconcentrated flow for process-based soil erosion modelling on the Chinese Loess Plateau. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1100–1114. doi:10.1002/esp.1307
- Higgins, A., Restrepo, J.C., Ortiz, J.C., Pierini, J., & Otero, L., 2013. Suspended sediment transport in the Magdalena River (Colombia, South America): Hydrologic regime, rating parameters and effective discharge variability. *International Journal of Sediment Research* 31, 25–35. doi:10.1016/j.ijsrc.2015.04.003
- Hirschboeck, K.K., 1988. Flood hydroclimatology, in: Baker, V.R., Kochel, R.C., & Patton, P.C. (Eds.), *Flood Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 27–49.
- Hoffmann, T.O., Baulig, Y., Vollmer, S., Blöthe, J., & Fiener, P., 2022. Back to pristine levels: a meta-analysis of suspended sediment transport in large German river channels. *Earth Surface Dynamics* [preprint], in review. doi:https://doi.org/10.5194/esurf-2022-45
- Holeman, J.N., 1968. The Sediment Yield of Major Rivers of the World. *Water Resources Research* 4, 737–747. doi:10.1029/WR004i004p00737
- Holz, D.J., Williard, K.W.J., Edwards, P.J., & Schoonover, J.E., 2015. Soil Erosion in Humid Regions: A Review. *Journal of Contemporary Water Research & Education* 154, 48–59. doi:10.1111/j.1936-704X.2015.03187.x
- Houbrechts, 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, Département de Géographie, 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. Reno, Nevada, p. 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., 2000. Utilisation des macroscories comme indicateur du transport de la charge de fond des rivières de la «Terre de Durbuy». Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 137 p.
- Houbrechts, G., 2005. Utilisation des macroscories et des microscories en dynamique fluviale : application aux rivières du massif ardennais (Belgique). Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 328 p.
- 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, 241–251. doi:10.7202/017998ar
- Houbrechts, G., Hallot, E., Levecq, Y., Denis, A.-C., Van Campenhout, J., Peeters, A., & Petit, F., 2013. Images CM de Passegga des rivières ardennaises. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 61, 37–68.
- Houbrechts, G., Levecq, Y., Peeters, A., Hallot, E., Van Campenhout, J., Denis, A.-C., & Petit, F., 2015. Evaluation of long-term bedload virtual velocity in gravel-bed rivers (Ardenne, Belgium). *Geomorphology* 251,

6–19. doi:10.1016/j.geomorph.2015.05.012

- Houbrechts, G., Petit, F., Notebaert, B., Kalicki, T., & Denis, A.-C., 2020. Microslag as a stratigraphic tracer to quantify floodplain processes (Lienne catchment, Belgium). *Geomorphology* 360, 107166. doi:10.1016/j.geomorph.2020.107166
- Houbrechts, G., Vaessen, Q., & Peeters, A., 2022. Suivi hydro-sédimentaire d'un démantèlement de barrages de castors et impacts sur les habitats des moules d'eau douce. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 78, 67–85.
- 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, 1501–1517. doi:10.1002/esp.3258
- Houthuys, R., 2011. A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica* 14, 55–74.
- Huang, J., Hitchcock, P., Maycock, A.C., McKenna, C.M., & Tian, W., 2021. Northern hemisphere cold air outbreaks are more likely to be severe during weak polar vortex conditions. *Communications Earth and Environment* 2, 1–11. doi:10.1038/s43247-021-00215-6
- Huylenbroeck, L., Michez, A., Claessens, H., & Desteucq, O., 2020. Le « Guide de gestion des ripisylves » mis à jour. *Forêt.Nature* 155, 61–69.
- Irvine, K.N., & Waylen, P.R., 1986. Partial Series Analysis of High Flows in Canadian Rivers. *Canadian Water Resources Journal* 11, 83–91. doi:10.4296/cwrj1102083
- Jacob, N., 2003. Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise : montagne de sable et château d'eau. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université de Paris IV, 459 p.
- Jacob, N., Gob, F., Bravard, J.-P., & Petit, F., 2006. Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3–22. doi:10.4000/geomorphologie.419
- Jacquemin, I., 2008. Dynamique fluviale d'une rivière à blocs : le ruisseau de Ruaumoulin (affluent de la Semois ardennaise). Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 120 p.
- Jacquemin, J., 2022. Comparaison multi-échelle de l'effet de la réduction de la disponibilité foncière au plan de secteur sur les pratiques de recyclage urbain et de densification en Wallonie. Mémoire de Master en sciences géographiques, orientation générale, à finalité spécialisée en urbanisme et développement territorial, Département de Géographie, Université de Liège, 132 p.
- Jansson, M., 1985. A Comparison of Detransformed Logarithmic Regressions and Power Function Regressions. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 67, 61. 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.
- Jastram, J.D., Zipper, C.E., Zelazny, L.W., & Hyer, K.E., 2010. Increasing Precision of Turbidity-Based Suspended Sediment Concentration and Load Estimates. *Journal of Environmental Quality* 39, 1306–1316. doi:10.2134/jeq2009.0280
- Jetten, V., & Favis-Mortlock, D., 2006. Modelling Soil Erosion in Europe, in: *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 695–716. doi:10.1002/0470859202.ch50
- Johnson, L.E., 2000. Assessment of flash flood warning procedures. *Journal of Geophysical Research* 105, 2299–2313. doi:10.1029/1999JD900125
- Jung, B.M., Fernandes, E.H., Möller, O.O.M., & García-Rodríguez, F., 2020. Estimating Suspended Sediment Concentrations from River Discharge Data for Reconstructing Gaps of Information of Long-Term Variability Studies. *Water* 12, 2382. doi:10.3390/w12092382
- Juvigné, E., Tallier, E., Haesaerts, P., & Pirson, S., 2008. Un nouveau stratotype du téphra de Rocourt dans la carrière de Romont (Eben/ Bassenge, Belgique). *Quaternaire* 19, 133–139. doi:10.4000/quaternaire.2742
- Karim, F., Hasan, M., & Marvanek, S., 2017. Evaluating Annual Maximum and Partial Duration Series for Estimating Frequency of Small Magnitude Floods. *Water* 9, 481. doi:10.3390/w9070481
- Ke, Q., & Zhang, K., 2024. Scale issues in runoff and sediment delivery (SIRSD): A systematic review and bibliometric analysis. *Earth-Science Reviews* 104729. doi:10.1016/j.earscirev.2024.104729

- Keast, D., & Ellison, J., 2013. Magnitude frequency analysis of small floods using the annual and partial series. *Water (Switzerland)* 5, 1816–1829. doi:10.3390/w5041816
- Keaton, J.R., 2019. Review of contemporary terminology for damaging surficial processes – Stream flow, hyperconcentrated sediment flow, debris flow, mud flow, mud flood, mudslide. *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Monitoring, Modeling, and Assessment - Proceedings of the 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation* 748–757.
- Kidson, R., & Richards, K.S., 2005. Flood frequency analysis: assumptions and alternatives. *Progress in Physical Geography* 29, 392–410. doi:10.1191/0309133305pp454ra
- Kinnell, P.I.A., 2010. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology* 385, 384–397. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.024
- Klein, T., 2009. Comparaison des sécheresses estivales de 1976 et 2003 en Europe occidentale à l'aide d'indices climatiques. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 53, 75–86.
- Koch, R.W., & Smillie, G.M., 1986. Bias in hydrologic prediction using log-transformed regression models. *Journal of the American Water Resources Association* 22, 717–723.
- Komura, S., 1963. Discussion of "Sediment transportation mechanics: introduction and properties of sediment." *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* 89(HY1): Proceedings Paper 3405, 263–266.
- Konecny, F., & Nachtnebel, H.P., 1985. Extreme value processes and the evaluation of risk in flood analysis. *Applied Mathematical Modelling* 9, 11–15. doi:10.1016/0307-904X(85)90135-0
- Kwon, S., Seo, I.W., Noh, H., & Kim, B., 2022. Hyperspectral retrievals of suspended sediment using cluster-based machine learning regression in shallow waters. *Science of the Total Environment* 833, 155168. doi:10.1016/j.scitotenv.2022.155168
- Lahousse, P., & Salvador, P.-G., 1998. La crue torrentielle du Bez (Hautes-Alpes, Briançonnais). *Geodinamica Acta* 11, 163–170.
- Lajczak, A., 1996. Modelling the long-term course of non-flushed reservoir sedimentation and estimating the life of dams. *Earth surface processes and landforms* 21, 1091–1107. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199612)21:12<1091::AID-ESP653>3.0.CO;2-2
- Lamalle, C., 1987. Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, 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 Mehaigne. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 25, 39–51.
- Landers, M.N., & Sturm, T.W., 2013. Hysteresis in suspended sediment to turbidity relations due to changing particle size distributions. *Water Resources Research* 49, 5487–5500. doi:10.1002/wrcr.20394
- Lane, E.W., & Koelzer, V.A., 1943. Density of sediments deposited in reservoirs. Report No. 9. US Interdepartmental Committee.
- Lane, P.N.J., Sheridan, G.J., & Noske, P.J., 2006. Changes in sediment loads and discharge from small mountain catchments following wildfire in south eastern Australia. *Journal of Hydrology* 331, 495–510. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.05.035
- Lang, M., & Lavabre, J., 2007. Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations, Collection Update sciences & technologies. Éditions Quæ, 231 p.
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., & Bobée, B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225, 103–117. doi:10.1016/S0022-1694(99)00167-5
- Langbein, W.B., 1949. Annual floods and the partial-duration flood series. *Trans. Am. Geophys. Union* 30, 120–130. doi:10.1029/TR030i006p00879
- Langlois, J.L., Johnson, D.W., & Mehuys, G.R., 2005. Suspended sediment dynamics associated with snowmelt runoff in a small mountain stream of Lake Tahoe (Nevada). *Hydrological Processes* 19, 3569–3580. doi:10.1002/hyp.5844
- Lawler, D.M., & Brown, R.M., 1992. A simple and inexpensive turbidity meter for the estimation of suspended sediment concentrations. *Hydrological Processes* 6, 159–168. doi:10.1002/hyp.3360060204
- Lawler, D.M., Foster, I.D.L., Petts, G.E., Harper, S., & Morrissey, I.P., 2006. Suspended sediment dynamics for

June storm events in the urbanized River Tame, UK. IAHS-AISH Publication 96–103.

- Lawlor, S.M., 2004. Determination of channel-morphology characteristics, bankfull discharge, and various design-peak discharges in western Montana, Scientific Investigations Report. doi:10.3133/sir20045263
- Le, M.H., 2012. Modélisation multi-échelle et simulation numérique de l'érosion des sols de la parcelle au bassin versant. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Département de Mathématiques, Informatique, Physique Théorique et Ingénierie des Systèmes, Université d'Orléans, France, 143 p.
- Le Meur, M., 2016. Matières en suspension de la Moselle (Lorraine, France) : caractérisation minérale et organique et réactivité vis-à-vis des contaminants métalliques. Thèse de doctorat, Laboratoire Interdisciplinaire des Environnements Continentaux, Université de Lorraine, France, 280 p.
- Lee, J.S., Baek, J.Y., Shin, J., Kim, J.S., & Jo, Y.H., 2023. Suspended Sediment Concentration Estimation along Turbid Water Outflow Using a Multispectral Camera on an Unmanned Aerial Vehicle. *Remote Sensing* 15. doi:10.3390/rs15235540
- Lefrançois, J., 2007. Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de doctorat, Département d'Hydrologie, Université de Rennes, France, 261 p.
- Lefrançois, J., Grimaldi, C., Gascuel-Oudou, C., & Gilliet, N., 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.6509
- Lejeune, E., 2001. Analyse des flash floods et des précipitations de forte intensité en région wallonne. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 142 p.
- 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, Département de Géographie, 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, 267–282. doi:10.1016/S0341-8162(00)00079-5
- Lewis, J., 1996. Turbidity-controlled suspended sediment sampling and load estimation. *Water Resources Research* 32, 2299–2310.
- 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, 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, 389–398. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.028
- Lim, K.J., Sagong, M., Engel, B.A., Tang, Z., Choi, J., & Kim, K.S., 2005. GIS-based sediment assessment tool. *Catena* 64, 61–80. doi:10.1016/j.catena.2005.06.013
- Llasat, M.C., Marcos, R., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Turco, M., & Quintana-Seguí, P., 2014. Flash flood evolution in North-Western Mediterranean. *Atmospheric Research* 149, 230–243. doi:10.1016/j.atmosres.2014.05.024
- Lloyd, C.E.M., Freer, J.E., Johnes, P.J., & Collins, A.L., 2016. Using hysteresis analysis of high-resolution water quality monitoring data, including uncertainty, to infer controls on nutrient and sediment transfer in catchments. *Science of the Total Environment* 543, 388–404. doi:10.1016/j.scitotenv.2015.11.028
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., & Francke, T., 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109, 210–221. doi:10.1016/j.geomorph.2009.03.003
- Louette, F., 1995. Évaluation du débit à pleins bords et de sa récurrence dans plusieurs rivières de Moyenne et Haute Belgique. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 102 p.
- Louwagie, G., Gay, S.H., & Burrell, A., 2009. Addressing soil degradation in EU agriculture: relevant processes, practices and policies.

- Lu, H., Moran, C.J., & Sivapalan, M., 2005. A theoretical exploration of catchment-scale sediment delivery. *Water Resources Research* 41, 1–15. doi:10.1029/2005WR004018
- Ludwig, P., Ehmele, F., Franca, M.J., Mohr, S., Caldas-Alvarez, A., Daniell, J.E., Ehret, U., Feldmann, H., Hundhausen, M., Knippertz, P., K pfer, K., Kunz, M., M hr, B., Pinto, J.G., Quinting, J., Schäfer, A.M., Seidel, F., & Wisotzky, C., 2022. A multi-disciplinary analysis of the exceptional flood event of July 2021 in central Europe. Part 2: Historical context and relation to climate change 1–42.
- Lumbroso, D., & Gaume, E., 2012. Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. *Journal of Hydrology* 414–415, 16–30. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.048
- Mabille, G., & Petit, F., 1987. Influence des aménagements du cours d'une rivière de Moyenne Belgique et de son bassin hydrographique, sur le comportement hydrologique de la rivière, in: *Crues et Inondations*. Humbert J. et al., Strasbourg, pp. 279–293.
- Malavoi, J.-R., & Bravard, J.-P., 2010. *Eléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA, Université Lyon 2, France, 224 p.
- Malutta, S., Kobiyama, M., Chaffe, P.L.B., & Bonum , N.B., 2020. Hysteresis analysis to quantify and qualify the sediment dynamics: state of the art. *Water Science and Technology* 81, 2471–2487. doi:10.2166/wst.2020.279
- Mangini, W., Viglione, A., Hall, J., Hundecha, Y., Ceola, S., Montanari, A., Rogger, M., Salinas, J.L., Borz , I., & Parajka, J., 2018. Detection of trends in magnitude and frequency of flood peaks across Europe. *Hydrological Sciences Journal* 63, 493–512. doi:10.1080/02626667.2018.1444766
- Mano, V., Nemery, J., Belleudy, P., & Poirel, A., 2009. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. *Hydrological Processes* 23, 777–792. doi:10.1002/hyp.7178
- Markus, M., Cai, X., & Sriver, R., 2019. Extreme floods and droughts under future climate scenarios. *Water (Switzerland)* 11, 1–5. doi:10.3390/w11081720
- Martel, B., El Adlouni, S., & Bob e, B., 2013. Comparison of the Power of Lognormality Tests with Different Right-Tail Alternative Distributions. *Journal of Hydrologic Engineering* 18, 1–9. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000595
- Marttila, H., & Kløve, B., 2010. Dynamics of erosion and suspended sediment transport from drained peatland forestry. *Journal of Hydrology* 388, 414–425. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.026
- Mateos, L., & Gir ldez, J. V., 2005. Suspended load and bed load in irrigation furrows. *Catena* 64, 232–246. doi:10.1016/j.catena.2005.08.007
- Matthews, F., Verstraeten, G., Borrelli, P., Vanmaercke, M., Poesen, J., Steegen, A., Degré, A., Rodríguez, B.C., Bielders, C., Franke, C., Alary, C., Zumd, D., Patault, E., Nadal-Romero, E., Smolska, E., Licciardello, F., Swerts, G., Thodsen, H., Casal , J., Eslava, J., Richet, J.-B., Ouvry, J.-F., Farguella, J., Świ chowicz, J., Nunes, J.P., Pak, L.T., Liakos, L., Campo-Besc s, M.A., Źelazny, M., Delaporte, M., Pineux, N., Henin, N., Bezak, N., Lana-Renault, N., Tzoraki, O., Gim nez, R., Li, T., Zuazo, V.H.D., Bagarello, V., Pampalone, V., Ferro, V.,  beda, X., & Panagos, P., 2023. EUSEDcollab: a network of data from European catchments to monitor net soil erosion by water. *Scientific Data* 10, 515. doi:10.1038/s41597-023-02393-8
- McKerchar, A.I., 2003. Streamflow, in: Meyers, R. (Ed.), *Encyclopedia of Physical Science and Technology* (Third Edition). Elsevier, New York, pp. 129–142. doi:10.1016/B0-12-227410-5/00741-9
- Messina, A.M., & Biggs, T.W., 2016. Contributions of human activities to suspended sediment yield during storm events from a small, steep, tropical watershed. *Journal of Hydrology* 538, 726–742. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.053
- M tadier, 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, 6836–6856.
- Meybeck, M., Laroche, L., D rr, H.H., & Syvitski, J.P.M., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* 39, 65–93. doi:10.1016/S0921-8181(03)00018-3
- Meyer, J., Neuper, M., Mathias, L., Zehe, E., & Pfister, L., 2022. Atmospheric conditions favouring extreme precipitation and flash floods in temperate regions of Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 6163–6183. doi:10.5194/hess-26-6163-2022
- Meylan, P., Favre, A.-C., & Musy, A., 2011. *Predictive Hydrology - A Frequency Analysis Approach*. Enfield,

New Hampshire : Science Publishers, Boca Raton, FL : CRC Press, 212 p.

- Meylan, P., Favre, A.C., & Musy, A., 2008. Hydrologie fréquentielle : une science prédictive. Presses polytechniques et universitaires romandes, Science & ingénierie de l'environnement.
- Milliman, J.D., Lee, T.Y., Huang, J.C., & Kao, S.J., 2014. Temporal and spatial responses of river discharge to tectonic and climatic perturbations: Choshui River, Taiwan, and Typhoon Mindulle (2004). IAHS-AISH Proceedings and Reports 367, 29–40. doi:10.5194/piahs-367-29-2015
- Milliman, J.D., & Meade, R.H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology* 91, 1–21.
- Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R.M., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., & Stouffer, R.J., 2008. Climate change: Stationarity is dead: Whither water management? *Science* 319, 573–574. doi:10.1126/science.1151915
- Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R.M., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., Stouffer, R.J., Dettinger, M.D., & Krysanova, V., 2015. On Critiques of “Stationarity is Dead: Whither Water Management?” *Water Resources Research* 51, 7785–7789. doi:10.1002/2015WR017408
- Miquel, J., 1984. Guide pratique d'estimation des probabilités de crue. Eyrolles, Paris, France, 160 p.
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Esteves, M., & Bertrand, M., 2019. An attempt to link suspended load hysteresis patterns and sediment sources configuration in alpine catchments. *Journal of Hydrology* 576, 72–84. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.06.039
- 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, 515–531. doi:10.1016/j.scitotenv.2006.07.029
- Mohr, S., Ehret, U., Kunz, M., Ludwig, P., Caldas-Alvarez, A., Daniell, J.E., Ehmele, F., Feldmann, H., Franca, M.J., Gattke, C., Hundhausen, M., Knippertz, P., Küpfer, K., Mühr, B., Pinto, J.G., Quinting, J., Schäfer, A.M., Scheibel, M., Seidel, F., & Wisotzky, C., 2022. A multi-disciplinary analysis of the exceptional flood event of July 2021 in central Europe. Part 1: Event description and analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences* under review. doi:doi.org/10.5194/nhess-2022-137
- Mohymont, B., & Demarée, G.R., 2006. Établissement des courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) des précipitations basées sur les séries temporelles de longue durée des stations hydrométéorologiques situées en Région wallonne pour des durées de 10 minutes (1 heure) jusqu'à 1 mois.
- Mols, J., 2004. Dynamique fluviale en réponse aux changements d'affectation du sol des bassins versants de l'Euregio Meuse-Rhin. Mémoire de DEA en Sciences, Département de Géographie, Université de Liège, 55 p.
- 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, Département de Géographie, 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, 95–110. doi:10.1016/S0921-8181(03)00019-5
- Morel, M., Tamisier, V., Pella, H., Booker, D.J., Navratil, O., Piégay, H., Gob, F., & Lamouroux, N., 2019. Revisiting the drivers of at-a-station hydraulic geometry in stream reaches. *Geomorphology* 328, 44–56. doi:10.1016/j.geomorph.2018.12.007
- Morgan, C., 1983. The non-independence of rainfall erosivity and soil erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 323–338. doi:10.1002/esp.3290080405
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., & Veith, T.L., 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE* 50, 885–900. doi:10.13031/2013.23153
- MRW, 2007. Rapport analytique sur l'état de l'environnement wallon 2006-2007. Cellule Etat de l'Environnement. Département de l'étude du milieu naturel et agricole. DG03 - Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement. Ministère de la Région Wallonne, 368 p., Namur, Belgique.
- Muelchi, R., Rössler, O., Schwanbeck, J., Weingartner, R., & Martius, O., 2021. Moderate runoff extremes in Swiss rivers and their seasonal occurrence in a changing climate. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 1–28.

- Nadal-Romero, E., Regüés, D., & Latron, J., 2008. Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena* 74, 127–136. doi:10.1016/j.catena.2008.03.014
- Naden, P.S., 2009. The Fine-Sediment Cascade, in: *Sediment Cascades*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 271–305. doi:10.1002/9780470682876.ch10
- Nangia, V., Wymar, P., & Klang, J., 2010. Evaluation of a GIS-based watershed modeling approach for sediment transport. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering* 3, 43–53. doi:10.3965/j.issn.1934-6344.2010.03.043-053
- Nanson, G.C., & Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486. doi:10.1016/0169-555X(92)90039-Q
- Navratil, O., Albert, M.-B., & Breil, P., 2010. Test of three methods to detect the overbank flow from water level time-series analysis. *Hydrological Processes* 24, 2452–2464. doi:10.1002/hyp.7664
- Navratil, O., Albert, M.-B., Hérouin, E., & Gresillon, J.-M., 2006. Determination of bankfull discharge magnitude and frequency: comparison of methods on 16 gravel-bed river reaches. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1345–1363. doi:10.1002/esp.1337
- 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, 246–259. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.12.025
- Ndomba, P., Mtalo, F., & Killingtveit, Å., 2008. Developing an excellent sediment rating curve from one hydrological year sampling programme data: approach. *Journal of Urban and Environmental Engineering* 2, 21–27. doi:10.4090/juee.2008.v2n1.021027
- Nechad, B., Ruddick, K.G., & Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment* 114, 854–866. doi:10.1016/j.rse.2009.11.022
- Newell, R.E., Newell, N.E., Zhu, Y., & Scott, C., 1992. Tropospheric rivers? - A pilot study. *Geophysical Research Letters* 19, 2401–2404. doi:10.1029/92GL02916
- Notebaert, B., Houbrechts, G., Verstraeten, G., Broothaerts, N., Haeckx, J., Reynders, M., Govers, G., Petit, F., & Poesen, J., 2011a. Fluvial architecture of Belgian river systems in contrasting environments: implications for reconstructing the sedimentation history. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw* 90, 31–50.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Houbrechts, G., & Petit, F., 2013. Holocene floodplain deposition and scale effects in a typical European upland catchment: A case study from the Amblève catchment, Ardennes (Belgium). *Holocene* 23, 1184–1197. doi:10.1177/0959683613483626
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., & Poesen, J., 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena* 77, 150–163. doi:10.1016/j.catena.2008.02.001
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Ward, P., Renssen, H., & Van Rompaey, A.J.J., 2011b. Modeling the sensitivity of sediment and water runoff dynamics to Holocene climate and land use changes at the catchment scale. *Geomorphology* 126, 18–31. doi:10.1016/j.geomorph.2010.08.016
- O'Connor, J.E., & Costa, J.E., 2004. The world's largest floods, past and present - Their causes and magnitudes. U.S. Geological Survey Circular 1254, 13 p.
- 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, 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, 1441–1460. doi:10.1002/esp.1216
- Omar, A.F. Bin, & MatJafri, M.Z. Bin, 2009. Turbidimeter design and analysis: A review on optical fiber sensors for the measurement of water turbidity. *Sensors* 9, 8311–8335. doi:10.3390/s91008311
- Onderka, M., & Rodný, M., 2010. Can suspended sediment concentrations be estimated from multispectral imagery using only image-derived information? *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* 38, 85–97. doi:10.1007/s12524-010-0014-x
- Ouyang, Y., 2022. A Gap-Filling Tool: Predicting Daily Sediment Loads Based on Sparse Measurements. *Hydrology* 9. doi:10.3390/hydrology9100181

- Pall, P., Allen, M.R., & Stone, D.A., 2007. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Climate Dynamics* 28, 351–363. doi:10.1007/s00382-006-0180-2
- Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., Tadić, P.T., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M., Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Beguería, S., & Alewell, C., 2015a. Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment* 511, 801–814. doi:10.1016/j.scitotenv.2015.01.008
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., & Montanarella, L., 2015b. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land Use Policy* 48, 38–50. doi:10.1016/j.landusepol.2015.05.021
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., van der Zanden, E.H., Poesen, J., & Alewell, C., 2015c. Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Environmental Science and Policy* 51, 23–34. doi:10.1016/j.envsci.2015.03.012
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Yu, B., Klik, A., Lim, K.J., Yang, J.E., Ni, J., Miao, C., Chattopadhyay, N., Sadeghi, S.H., Hazbavi, Z., Zabihi, M., Larionov, G.A., Krasnov, S.F., Gorobets, A. V., Levi, Y., Erpul, G., Birkel, C., Hoyos, N., Naipal, V., Oliveira, P.T.S., Bonilla, C.A., Meddi, M., Nel, W., Al Dashti, H., Boni, M., Diodato, N., Van Oost, K., Nearing, M., & Ballabio, C., 2017. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific Reports* 7, 1–12. doi:10.1038/s41598-017-04282-8
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C., 2015d. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy* 54, 438–447. doi:10.1016/j.envsci.2015.08.012
- Panagos, P., Imeson, A., Meusburger, K., Borrelli, P., Poesen, J., & Alewell, C., 2016. Soil Conservation in Europe: Wish or Reality? *Land Degradation and Development* 27, 1547–1551. doi:10.1002/ldr.2538
- Panagos, P., Meusburger, K., Ballabio, C., Borrelli, P., & Alewell, C., 2014. Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. *Science of the Total Environment* 479–480, 189–200. doi:10.1016/j.scitotenv.2014.02.010
- Pandey, S., Kumar, P., Zlatic, M., Nautiyal, R., & Panwar, V.P., 2021. Recent advances in assessment of soil erosion vulnerability in a watershed. *International Soil and Water Conservation Research* 9, 305–318. doi:10.1016/j.iswcr.2021.03.001
- Panin, A., 2004. Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. *IAHS-AISH Publication* 7, 115–124.
- Pardé, M., 1962. Sur les crues exorbitantes qu'éprouvent certaines rivières des États-Unis, notamment au Texas. *Hydrological Sciences Journal* 7, 17–33. doi:10.1080/02626666209493252
- Pardé, M., 1963. *Fleuves et rivières*. A. Colin, Paris, 224 p.
- 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. Textures as characteristic of clastic deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 9, 1952–1984.
- Passega, R., 1964. Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34, 830–847.
- Patton, P.C., 1977. Geomorphic criteria for estimating the magnitude and frequency of flooding in Central Texas. PhD Dissertation, University of Texas, Austin.
- Pauquet, A., & Petit, F., 1993. Evolution de la fréquence des inondations de l'Ourthe inférieure. *Bulletin de la Société Belge d'Etudes Géographiques* 2, 361–375.
- Pavanelli, D., & Bigi, A., 2005. Indirect Methods to Estimate Suspended Sediment Concentration: Reliability and Relationship of Turbidity and Settleable Solids. *Biosystems Engineering* 90, 75–83. doi:10.1016/j.biosystemseng.2004.09.001
- Pavanelli, D., & Pagliarani, A., 2002. Monitoring water flow, turbidity and suspended sediment load, from an Apennine catchment basin, Italy. *Biosystems Engineering* 83, 463–468. doi:10.1006/bioe.2002.0126
- Peeters, A., 2020. Apports de la géomorphologie dans les processus de conception, de suivi et d'évaluation de projets de restauration de cours d'eau à différentes échelles spatiales et temporelles. Thèse de

- doctorat en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 240 p.
- Peeters, A., Hallot, E., Houbrechts, G., Verniers, G., de le Court, B., & Petit, F., 2013. Suivi géomorphologique de la restauration de la continuité longitudinale du Bocq, in: *La Restauration Hydromorphologique Des Cours d'eau : Premiers Enseignements Du Projet LIFE WALPHY*. Namur.
- Peeters, A., Houbrechts, G., de le Court, B., Hallot, E., Van Campenhout, J., & Petit, F., 2021. Suitability and sustainability of spawning gravel placement in degraded river reaches, Belgium. *Catena* 201, 105217. doi:10.1016/j.catena.2021.105217
- Peeters, A., Houbrechts, G., Hallot, E., Van Campenhout, J., Gob, F., & Petit, F., 2020. Can coarse bedload pass through weirs? *Geomorphology* 359, 107131. doi:10.1016/j.geomorph.2020.107131
- Peeters, A., Houbrechts, G., Hallot, E., Van Campenhout, J., Verniers, G., & Petit, F., 2018. Efficacité et résistance de techniques de protection de berges en génie végétal. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 24. doi:10.4000/geomorphologie.11927
- Peeters, A., Van Campenhout, J., Donnay, F., Mols, J., Sniijders, J.-P., & Petit, F., 2006. La cartographie des zones inondées : approche géomorphologique et enquêtes de terrain, in: *Les Risques Majeurs En Région Wallonne : Prévenir En Aménageant*. Direction Générale de l'Aménagement du territoire, du Logement et du Patrimoine, Namur, pp. 42–59.
- Peeters, A., Van Campenhout, J., Petit, F., & Houbrechts, G., 2016. Evaluation de l'efficacité d'aménagements de protection de berges en technique végétale en lien avec la puissance spécifique des cours d'eau et recommandations de gestion. *Convention SPW-DCENN, rapport final*, 83 p.
- Perpinien, G., 1998. Dynamique fluviale de la Meuse. Morphométrie, transports en solution et en suspension, mobilisation de la charge de fond. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 128 p.
- Petit, F., 1983. Les processus de façonnement en milieu naturel du lit d'une rivière à sédiment limono-caillouteux. *La Rulles en forêt d'Anlier*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 648 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., 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river, *La Rulles - Ardenne*. *CATENA* 14, 453–468. doi:10.1016/0341-8162(87)90015-4
- Petit, F., 1995. Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises, in: Demoulin, A. (Ed.), *L'Ardenne : Essai de Géographie Physique*. Université de Liège, Liège, Belgique, pp. 194–223.
- Petit, F., & Daxhelet, C., 1989. Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de moyenne et haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 25, 69–84.
- Petit, F., Gob, F., Houbrechts, G., & Assani, A.A., 2005a. Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology* 69, 92–101. doi:10.1016/j.geomorph.2004.12.004
- Petit, F., Hallot, E., Houbrechts, G., Levecq, Y., Mols, J., Peeters, A., & Van Campenhout, J., 2007. La typologie et les caractéristiques hydromorphologiques des cours d'eau wallons, in: *La Gestion Physique Des Cours d'eau : Bilan d'une Décennie d'ingénierie Écologique*. Direction des Cours d'Eau Non Navigables, Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement - Ministère de la Région wallonne, Namur, Belgique, pp. 7–16.
- Petit, F., Hallot, E., Houbrechts, G., & Mols, J., 2005b. Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 46, 37–50.
- Petit, F., Houbrechts, G., Peeters, A., Hallot, E., Van Campenhout, J., & Denis, A.-C., 2015. Dimensionless critical shear stress in gravel-bed rivers. *Geomorphology* 250, 308–320. doi:10.1016/j.geomorph.2015.09.008
- Petit, F., & Pauquet, A., 1997. Bankfull discharge recurrence interval in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 685–693. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199707)22:7<685::AID-ESP744>3.0.CO;2-J
- 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.
- Philippart, J.-C., Lambert, J.-M., & Baras, E., 1989. *Convention d'études en vue de la conservation, de l'amélioration et de la reconstruction des habitats utilisables par les poissons en rivière - rapport final*

- 3 volumes.

- Phillips, J.M., Webb, B.W., Walling, D.E., & Leeks, G.J.L., 1999. Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes* 13, 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, 3193–3200. doi:10.1002/hyp.7398
- Piegay, H., & Bravard, J.-P., 1997. Response of a Mediterranean Riparian Forest to a 1 in 400 Year Flood, Ouveze River, Drome, Vaucluse, France. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 31–43.
- Pietroń, J., Jarsjö, J., Romanchenko, A.O., & Chalov, S.R., 2015. Model analyses of the contribution of in-channel processes to sediment concentration hysteresis loops. *Journal of Hydrology* 527, 576–589. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.009
- Pineux, N., 2018. Redistribution du sol au sein d'un bassin versant agricole : méthodes de mesure novatrices et essai de modélisation. Thèse de doctorat en Sciences agronomiques et ingénierie biologique, Gembloux Agro-Bio Tech - Université de Liège, 203 p.
- Pingot, J.L., 2015. Notice explicative de la carte géologique de Wallonie - Landen - Hannut - Montenaken - 33/5 - 41/1-2. Service Public de Wallonie - Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, Belgique, 80 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, Département de Géographie, Université de Liège, 147 p.
- Pissart, A., 1961. Les inondations dans la région de Verviers-Eupen. Etude préalable à un aménagement du territoire. *Bulletin du CEBEDEAU* 123, 62–75.
- Pissart, A., 2008. River Meuse suspended sediment yield: a new estimate and past estimates revisited by P.J. Ward. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw* 87, 363–364. doi:10.1017/S0016774600023428
- Poesen, J., & Hooke, J.M., 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography* 21, 157–199.
- Pomázi, F., & Baranya, S., 2020. Comparative Assessment of Fluvial Suspended Sediment Concentration Analysis Methods. *Water* 12, 873. doi:10.3390/w12030873
- Pomerol, C., 1961. Etude sédimentologique et micropaléontologique des Sables bruxelliens et lédiens à Forest. *Bulletin de la Société belge de géologie* 70, 151–165.
- 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, 111–120. doi:10.1016/j.yqres.2007.03.005
- Prior, E.M., O'donnell, F.C., Brodbeck, C., Donald, W.N., Runion, G.B., & Shepherd, S.L., 2020. Measuring high levels of total suspended solids and turbidity using small unoccupied aerial systems (Suas) multispectral imagery. *Drones* 4, 1–15. doi:10.3390/drones4030054
- Rai, A.K., & Kumar, A., 2015. Continuous measurement of suspended sediment concentration: technological advancement and future outlook. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation* 76, 209–227. doi:10.1016/j.measurement.2015.08.013
- Raymond, S., 2011. Incertitudes des flux transportés par les rivières (matière en suspension, nutriments, sels dissous) : vers un système expert d'optimisation des méthodes de calcul. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université François - Rabelais de Tours, France, 291 p.
- Read, L.K., & Vogel, R.M., 2015. Reliability, return periods, and risk under nonstationarity. *Water Resources Research* 51, 6381–6398. doi:10.1002/2015WR017089
- Réménieras, G., 1972. *L'Hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles, France, 456 p.
- Renard, K.G., & Freimund, J.R., 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journal of Hydrology* 157, 287–306. doi:10.1016/0022-1694(94)90110-4
- Reulier, R., Delahaye, D., & Viel, V., 2019. Agricultural landscape evolution and structural connectivity to the river for matter flux, a multi-agents simulation approach. *CATENA* 174, 524–535. doi:10.1016/j.catena.2018.11.036

- Rhoads, B.L., 2020. Sediment Transport Dynamics in Rivers, in: *River Dynamics*. Cambridge University Press, pp. 97–133. doi:10.1017/9781108164108.005
- Rice, S.P., Rhoads, B.L., & Roy, A.G., 2008. *River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi:10.1002/9780470760383
- Richards, K., 1982. *Rivers, form and process in alluvial channels*. Methuen & Co., Londres, 358 p., London.
- Rigal, A., Azaïs, J.M., & Ribes, A., 2019. Estimating daily climatological normals in a changing climate. *Climate Dynamics* 53, 275–286. doi:10.1007/s00382-018-4584-6
- Riggs, H.C., 1976. A simplified slope-area method to estimating flood discharges in channel. *J. Res. U.S. Geol. Survey* 4, 285–291.
- Ritchie, J.C., 2007. Soil Erosion and Sediment Redistribution in River Catchments. *Soil Science* 172, 941. doi:10.1097/ss.0b013e318158a028
- Roche, M., 1963. *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars ORSTOM, Paris, France, 430 p.
- Rodríguez-Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Palleiro, L., & Taboada-Castro, M.T., 2010. Temporal changes in suspended sediment transport in an Atlantic catchment, NW Spain. *Geomorphology* 123, 181–188. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.015
- Rommens, T., Verstraeten, G., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A.J.J., Peeters, I., & Lang, A., 2005. Soil erosion and sediment deposition in the Belgian loess belt during the Holocene: Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment. *Holocene* 15, 1032–1043. doi:10.1191/0959683605hl876ra
- Rosbjerg, D., & Madsen, H., 1992. On the choice of threshold level in partial durations series, in: Østrem, G. (Ed.), *Proc. Nordic Hydrological Conference, Alta*. NHP Rep., Alta, pp. 604–615.
- Rosbjerg, D., Madsen, H., & Rasmussen, P.F., 1992. Prediction in partial duration series with generalized pareto-distributed exceedances. *Water Resources Research* 28, 3001–3010. doi:10.1029/92WR01750
- Rovira, A., & Batalla, R.J., 2006. Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: The Lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology* 79, 58–71. doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.016
- Ruin, I., Creutin, J.-D., Anquetin, S., & Lutoff, C., 2008. Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology* 361, 199–213. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.044
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., & Ballesteros, J.A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). *Geomorphology* 118, 383–392. doi:10.1016/j.geomorph.2010.02.006
- Ruthy, A., 1961. *Prédétermination des débits de crue - Application au Ruisseau de Dison, Rapport interne*. Service Technique Provincial, 26 p.
- 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, 198–211. doi:10.1016/j.geoderma.2007.11.008
- Sadeghi, S.H.R., Seghaleh, M.B., & Rangavar, A.S., 2013. Plot sizes dependency of runoff and sediment yield estimates from a small watershed. *Catena* 102, 55–61. doi:10.1016/j.catena.2011.01.003
- Scarwell, H.-J., & Laganier, R., 2004. *Risque d'inondation et aménagement durable des territoires*. Presses universitaires du Septentrion, Environnement et société, Villeneuve-d'Ascq, France, 239 p.
- Schlögel, R., Kofler, C., Gariano, S.L., Van Campenhout, J., & Plummer, S., 2020. Changes in climate patterns and their association to natural hazard distribution in South Tyrol (Eastern Italian Alps). *Scientific Reports* 10, 5022. doi:10.1038/s41598-020-61615-w
- 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, 299–311. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.10.012
- Sergent, E., 2022. *Impacts hydro-géomorphologiques d'un barrage de castors sur l'habitat de la moule d'eau douce dans la Sûre*. Mémoire de Master en biologie des organismes et écologie, à finalité spécialisée en biologie de la conservation : biodiversité et gestion, Université de Liège, 64 p.

- Shan, X., Shi, X., Qiao, S., Jin, L., Otharan, G.A., Zavala, C., Liu, J., Zhang, Y., Zhang, D., Xu, T., & Fu, C., 2019. The fluid mud flow deposits represent mud caps of Holocene hybrid event beds from the widest and gentlest shelf. *Marine Geology* 415, 105959. doi:10.1016/j.margeo.2019.06.004
- Shen, H.W., & Julien, P.Y., 1992. Erosion and sediment transport, in: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill Professional, New York, USA, p. 1424.
- Shimizu, K., Yamada, T., & Yamada, T.J., 2020. Introduction of Confidence Interval Based on Probability Limit Method Test into Non-Stationary Hydrological Frequency Analysis. *Water* 12, 2727. doi:10.3390/w12102727
- Shuster, W.D., Bonta, J., Thurston, H., Warnemuende, E., & Smith, D.R., 2005. Impacts of impervious surface on watershed hydrology: A review. *Urban Water Journal* 2, 263–275. doi:10.1080/15730620500386529
- 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, 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. *Pedologie* XXVIII, 183–191.
- Sinzot, A., Bollinne, A., Laurant, A., Erpicum, M., & Pissart, A., 1989. A contribution to the development of an erosivity index adapted to the prediction of erosion in Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 509–515. doi:10.1002/esp.3290140607
- Skarbovik, E., Stalnacke, P., Bogen, J., & Bonsnes, 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
- Slaets, J.I.F., Schmitter, P., Hilger, T., Lamers, M., Piepho, H.-P., Vien, T.D., & Cadisch, G., 2014. A turbidity-based method to continuously monitor sediment, carbon and nitrogen flows in mountainous watersheds. *Journal of Hydrology* 513, 45–57. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.03.034
- Slater, L., Villarini, G., Archfield, S., Faulkner, D., Lamb, R., Khouakhi, A., & Yin, J., 2021. Global Changes in 20-Year, 50-Year, and 100-Year River Floods. *Geophysical Research Letters* 48, 1–10. doi:10.1029/2020GL091824
- 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, 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, 3135–3148. doi:10.1002/hyp.6898
- Sohier, C., 2011. Développement d’un modèle hydrologique sol et zone vadose afin d’évaluer l’impact des pollutions diffuses et des mesures d’atténuation sur la qualité des eaux en Région wallonne. Thèse de doctorat en Sciences agronomiques et ingénierie biologique, Gembloux Agro-Bio Tech - Université de Liège, 334+75 p.
- 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, 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* XI, 1651–1693.
- Spronck, R., Sine, L., & Dehousse, N.N., 1965. Cahiers du Sart Tilman, partim Hydrologie. Desoer Ed., 64-69.
- SPW, 2008. État de l’environnement wallon : tableau de bord. Direction Generale de l’Agriculture, des Ressources Naturelles et de l’Environnement, Namur, Belgique.
- Steege, A., Govers, G., Beuselink, L., Nachtergaele, J., Takken, I., & Poesen, J., 1998. Variations in sediment yield from an agricultural drainage basin in central Belgium. *IAHS Publ.* 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, 25–36. doi:10.1016/S0169-555X(99)00108-7

- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117–1142. doi:10.1130/0016-7606(1952)63
- Strupczewski, W.G., Kochanek, K., Markiewicz, I., Bogdanowicz, E., Weglarczyk, S., & Singh, V.P., 2011. On the tails of distributions of annual peak flow. *Hydrology Research* 42, 171–192. doi:10.2166/nh.2011.062
- Stucky, 2021. Analyse indépendante sur la gestion des voies hydrauliques lors des intempéries de la semaine du 12 juillet 2021 - Lot 1 - factualisation - Rapport de synthèse. Stucky SA, Renens, Suisse, 123 p.
- Sun, H., Cornish, P.S., & Daniell, T.M., 2001. Turbidity-based erosion estimation in a catchment in South Australia. *Journal of Hydrology* 253, 227–238.
- Syvitski, J.P., Morehead, M.D., Bahr, D.B., & Mulder, T., 2000. Estimating fluvial sediment transport : The rating parameters parameters (a and b) are defined by a power law relating discharge values of a river mathematical concentration is inversely proportional to the long-term. *Water Resources Research* 36, 2747–2760. doi:10.1029/2000WR900133
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R., & Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: A planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162, 5–24. doi:10.1016/S0037-0738(03)00232-X
- 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, 73–84. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.029
- Tenret, J.-M., 1969. Contribution à l'étude phytogéographique de la vallée de la Chêfna. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 182 p.
- Thiry, A., & Fallon, C., 2021. La planification d'urgence sous tension. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* 90, 22–42.
- Thodsen, H., 2008. The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. *Hydrological Processes* 22, 764–774. doi:10.1002/hyp
- Thodsen, H., Rasmussen, J.J., Kronvang, B., Andersen, H.E., Nielsen, A., & Larsen, S.E., 2019. Suspended matter and associated contaminants in Danish streams: a national analysis. *Journal of Soils and Sediments* 19, 3068–3082. doi:10.1007/s11368-019-02320-8
- Thomas, D.S.G., & Goudie, A., 2000. *The Dictionary of Physical Geography*. Blackwell Publishing Ltd, 624 p.
- Thomas, R.B., 1985. Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. *Water Resources Research* 21, 1381–1388. doi:10.1029/WR021i009p01381
- Thomsin, L., 2000. Le point sur l'exode rural en Wallonie de 1947 à 1997. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 2, 53–64.
- Toonen, W.H.J., 2015. Flood frequency analysis and discussion of non-stationarity of the Lower Rhine flooding regime (AD 1350–2011): Using discharge data, water level measurements, and historical records. *Journal of Hydrology* 528, 490–502. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.06.014
- Toonen, W.H.J., Middelkoop, H., Konijnendijk, T.Y.M., Macklin, M.G., & Cohen, K.M., 2016. The influence of hydroclimatic variability on flood frequency in the Lower Rhine. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 1266–1275. doi:10.1002/esp.3953
- Tradowsky, J.S., Philip, S.Y., Kreienkamp, F., Kew, S.F., Lorenz, P., Arrighi, J., Bettmann, T., Caluwaerts, S., Chan, S.C., De Cruz, L., de Vries, H., Demuth, N., Ferrone, A., Fischer, E.M., Fowler, H.J., Goergen, K., Heinrich, D., Henrichs, Y., Kaspar, F., Lenderink, G., Nilson, E., Otto, F.E.L., Ragone, F., Seneviratne, S.I., Singh, R.K., Skålevåg, A., Termonia, P., Thalheimer, L., van Aalst, M., Van den Bergh, J., Van de Vyver, H., Vannitsem, S., van Oldenborgh, G.J., Van Schaeybroeck, B., Vautard, R., Vonk, D., & Wanders, N., 2023. Attribution of the heavy rainfall events leading to severe flooding in Western Europe during July 2021. *Climatic Change* 176, 90. doi:10.1007/s10584-023-03502-7
- 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, 4221–4229. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.05.001
- Tricart, J., 1961a. Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 12, 3–15.
- Tricart, J., 1961b. Les modalités de la morphogénèse dans le lit du Guil au cours de la crue de la mi-juin 1957.

- Tricart, J., 1977. Précis de géomorphologie. 2. Géomorphologie, Dynamique générale. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, France, 345 p.
- Tufekcioglu, M., Schultz, R.C., Isenhardt, T.M., Kovar, J.L., & Russell, J.R., 2020. Riparian land-use, stream morphology and streambank erosion within grazed pastures in Southern Iowa, USA: A catchment-wide perspective. *Sustainability (Switzerland)* 12. doi:10.3390/su12166461
- Turowski, J.M., & Cook, K.L., 2017. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms* 127, 109–127. doi:10.1002/esp.4007
- USWRC, 1976. Guidelines for determining flood flow frequency. Bulletin #17B of the Hydrology Subcommittee. U.S. Department of the Interior. Geological Survey. Office of Water Data Coordination, Washington D.C.
- Vaes, G., Willems, P., & Berlamont, J., 2002. 100 years of Belgian rainfall: Are there trends? *Water Science and Technology* 45, 55–61.
- Vaessen, Q., Houbrechts, G., Peeters, A., & Van Campenhout, J., 2021. Caractéristiques hydro-géomorphologiques des microhabitats d'Unio crassus (Ardenne, Belgique). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 27, 3–18. doi:10.4000/geomorphologie.15113
- Vale, S.S., Fuller, I.C., Procter, J.N., Basher, L.R., & Dymond, J.R., 2020. Storm event sediment fingerprinting for temporal and spatial sediment source tracing. *Hydrological Processes* 34, 3370–3386. doi:10.1002/hyp.13801
- Van Campenhout, J., Denis, A.-C., Hallot, E., Houbrechts, G., Levecq, Y., Peeters, A., & Petit, F., 2013. 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. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 61, 15–36.
- Van Campenhout, J., Hallot, E., Houbrechts, G., Peeters, A., Levecq, Y., Gérard, P., & Petit, F., 2015. Flash floods and muddy floods in Wallonia: recent temporal trends, spatial distribution and reconstruction of the hydrosedimentological fluxes using flood marks and sediment deposits. *Belgeo* 1, 1–22.
- Van Campenhout, J., Hallot, E., & Petit, F., 2007. Les inondations en région liégeoise : étude basée sur les interventions des services d'incendie et les archives du démergement. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 49, 41–51.
- Van Campenhout, J., Houbrechts, G., Peeters, A., & Petit, F., 2020. Return Period of Characteristic Discharges From the Comparison Between Partial Duration and Annual Series, Application to the Walloon Rivers (Belgium). *Water (Switzerland)* 12, 792. doi:10.3390/w12030792
- Van Campenhout, J., Petit, F., Peeters, A., & Houbrechts, G., 2022. Estimation of the area-specific suspended sediment yield from discrete samples in different regions of Belgium. *Journal of Soils and Sediments* 22, 704–729. doi:10.1007/s11368-021-03076-w
- Van Hoestenbergh, T., Eylenbosch, J., & Voet, M., 2007. Sedimenttransport meten in onbevaarbare waterlopen in Vlaanderen, in: *Congres Watersysteemkennis 2006-2007*. Antwerp University, Belgium, pp. 1–9.
- van Hofslot, E., 2022. Assessing the potential application of wflow-sediment to the Meuse catchment. MSc thesis, Hydrology and Quantitative Water Management Group Wageningen University, 29 p.
- Van Oost, K., Govers, G., & Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15, 577–589. doi:10.1023/A:1008198215674
- Van Rompaey, A.J.J., Govers, G., Van Hecke, E., & Jacobs, K., 2001a. The impacts of land use policy on the soil erosion risk: a case study in central Belgium. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 83, 83–94. doi:10.1016/S0167-8809(00)00173-0
- Van Rompaey, A.J.J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., & Poesen, J., 2001b. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1221–1236. doi:10.1002/esp.275
- Vanacker, V., von Blanckenburg, F., Hewawasam, T., & Kubik, P.W., 2007. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 402–414. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.003
- Vanderheyden, V., 2003. Dynamique fluviale du Viroin. Contribution à la détermination des zones

- inondables du bassin, évolution des inondations, morphométrie et transport de la charge de fond. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 114 p.
- Vandiepenbeeck, M., 2008. Aperçu des caractéristiques climatiques constatées à Bruxelles-Uccle durant la période trentenaire 1988-2007. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 51, 151–162.
- Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Verstraeten, G., & de Vente, J., 2012a. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. *Journal of Soils and Sediments* 12, 586–602. doi:10.1007/s11368-012-0479-z
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Govers, G., & Verstraeten, G., 2015. Quantifying human impacts on catchment sediment yield: A continental approach. *Global and Planetary Change* 130, 22–36. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.04.001
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Radoane, M., Govers, G., Ocakoglu, F., & Arabkhedri, M., 2012b. How long should we measure? An exploration of factors controlling the inter-annual variation of catchment sediment yield. *Journal of Soils and Sediments* 12, 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, 142–161. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- Vercruyssen, K., Grabowski, R.C., & Rickson, R.J.J., 2017. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. *Earth-Science Reviews* 166, 38–52. doi:10.1016/j.earscirev.2016.12.016
- Vergne, A., 2018. Mesure acoustique des sédiments en suspension dans les rivières. Thèse de doctorat, Océan, Atmosphère, Hydrologie (CEOAH), Université Grenoble Alpes, 266 p.
- Vergne, A., Le Coz, J., Berni, C., & Pierrefeu, G., 2020. Using a Down-Looking Multifrequency ABS for Measuring Suspended Sediments in Rivers. *Water Resources Research* 56, 1–39. doi:10.1029/2019WR024877
- 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, 385–402. doi:10.1002/esp.1145
- Verstraeten, G., Bazzoffi, P., Lajczak, A., Radoane, M., Rey, F., Poesen, J., & de Vente, J., 2006a. Reservoir and Pond Sedimentation in Europe, in: *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 757–774. doi:10.1002/0470859202.ch54
- Verstraeten, G., & Poesen, J., 1999. The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium. *Geomorphology* 29, 275–292. doi:10.1016/S0169-555X(99)00020-3
- Verstraeten, G., & Poesen, J., 2001a. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* 40, 123–144. doi:10.1016/S0169-555X(01)00040-X
- Verstraeten, G., & Poesen, J., 2001b. The importance of sediment characteristics and trap efficiency in assessing sediment yield using retention ponds. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26, 83–87. doi:10.1016/S1464-1909(01)85019-X
- Verstraeten, G., Poesen, J., de Vente, J., & Koninckx, X., 2003. Sediment yield variability in Spain: A quantitative and semiquantitative analysis using reservoir sedimentation rates. *Geomorphology* 50, 327–348. doi:10.1016/S0169-555X(02)00220-9
- Verstraeten, G., Poesen, J., Demarée, G., & Salles, C., 2006b. Long-term (105 years) variability in rain erosivity as derived from 10-min rainfall depth data for Ukkel (Brussels, Belgium): Implications for assessing soil erosion rates. *Journal of Geophysical Research* 111, D22109. doi:10.1029/2006JD007169
- Viel, V., 2012. Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands. Thèse de doctorat en Géographie physique, humaine, économique et régionale, Université de Caen Basse-Normandie, France, 368 p.
- Vinet, F., 2008. Geographical analysis of damage due to flash floods in southern France: The cases of 12–13 November 1999 and 8–9 September 2002. *Applied Geography* 28, 323–336. doi:10.1016/j.apgeog.2008.02.007

- Vinet, F., 2010. Le risque inondation - Diagnostic et gestion. Éditions Tec & Doc Lavoisier, coll. Science du Risque et du Danger (SRD), 318 p.
- Visser, J.B., Wasko, C., Sharma, A., & Nathan, R., 2020. Resolving Inconsistencies in Extreme Precipitation-Temperature Sensitivities. *Geophysical Research Letters* 47. doi:10.1029/2020GL089723
- Vlaamse Milieumaatschappij, 2008. Sedimentexport door onbevaarbare waterlopen in Vlaanderen. Metingen 2003-2007. VMM, 126 p., Erembodegem, Belgique.
- Vlaamse Milieumaatschappij, 2021. Sedimentmeetnet onbevaarbare waterlopen 2020. Rapport - versie 2021. VMM, 46 p., Aalst, Belgique.
- Vongvixay, A., 2012. Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Thèse de doctorat, Ecole doctorale Science de la Matière, INSA de Rennes, 185 p.
- Vrolix, M., 1988. Etude de la charge en suspension de la Meuse entre Hastière et Eysden (NL). Mémoire de licence en Sciences géographiques, Département de Géographie, Université de Liège, 184 p.
- Vrolix, M., & Pissart, A., 1989. Etude des variations de la charge en suspension de la Meuse entre Hastière et Lixhe. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 25, 27–38.
- Wallemacq, V., Petit, F., Van Campenhout, J., & Houbrechts, G., 2011. Impact de la glace de ségrégation sur l'érosion des berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne, Belgique). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 65–82. doi:10.4000/geomorphologie.9226
- Walling, D.E., 1977a. Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers, in: *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters (Proc. Paris Symp., July 1977)*. pp. 34–48.
- Walling, D.E., 1977b. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research* 13, 531–538. doi:10.1029/WR013i003p00531
- Walling, D.E., & Moorehead, P.W., 1989. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. *Hydrobiologia* 176–177, 125–149. doi:10.1007/BF00026549
- 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.
- Wang, L.K., & Yang, C.T., 2014. Modern water resources engineering, *Modern Water Resources Engineering*. doi:10.1007/978-1-62703-595-8
- Ward, A., & Moran, M., 2016. A novel approach for estimating the recurrence intervals of channel-forming discharges. *Water (Switzerland)* 8. doi:10.3390/w8070269
- Ward, P.J., 2008a. River Meuse suspended sediment yield: a new estimate and past estimates revisited by P.J. Ward. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw* 87, 365–366. doi:10.1017/S001677460002343X
- Ward, P.J., 2008b. River Meuse suspended sediment yield: a new estimate and past estimates revisited. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw* 87, 189–193. doi:10.1017/S0016774600023222
- Warrick, J.A., 2015. Trend analyses with river sediment rating curves. *Hydrological Processes* 29, 936–949. doi:10.1002/hyp.10198
- Warrick, J.A., Melack, J.M., & Goodridge, B.M., 2015. Sediment yields from small, steep coastal watersheds of California. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 4, 516–534. doi:10.1016/j.ejrh.2015.08.004
- Wartel, S., 1973. Variations in concentration of suspended matter in the Scheldt estuary. *Sciences de la Terre - Aardwetenschappen* 31, 12.
- Webb, B.W., Phillips, J.M., Walling, D.E., Littlewood, I.G., Watts, C.D., & Leeks, G.J.L., 1997. Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS(R) programme. *Science of the Total Environment* 194–195, 379–389. doi:10.1016/S0048-9697(96)05377-6
- Wilkerson, G. V., 2008. Improved bankfull discharge prediction using 2-year recurrence-period discharge. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 44, 243–257. doi:10.1111/j.1752-1688.2007.00151.x
- Willems, P., 2013. Multidecadal oscillatory behaviour of rainfall extremes in Europe. *Climatic Change* 120, 931–944. doi:10.1007/s10584-013-0837-x
- Williams, G.P., 1978. Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research* 14, 1141–1154.

doi:10.1029/WR014i006p01141

- Williams, G.P., 1983. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 65, 227–243.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* 111, 89–106. doi:10.1016/0022-1694(89)90254-0
- Williams, J.R., 1975. Predicting sediment yield frequency for rural basins to determine man's effect on long-term sedimentation, in: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*. US Department of Agriculture, Agriculture Research Service, Washington DC, pp. 244–252.
- Williams, N.D., Walling, D.E., & Leeks, G.J.L., 2007. High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research* 41, 1081–1093. doi:10.1016/j.watres.2006.11.010
- Wilson, B.G., Adams, B.J., & Karney, B.W., 1990. Bias in log-transformed frequency distributions. *Journal of Hydrology* 118, 19–37.
- Wischmeier, W.H., & Smith, D.D., 1965. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *Agricultural Handbook* 282. Agricultural Research Service, US Dept of Agriculture, 47 p.
- Wischmeier, W.H., & Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses: a conservation planning. *Agriculture Handbook* 537. Agricultural Research Service, US Dept of Agriculture, 58 p.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Dannhaus, N., Bouchez, J., Gaillardet, J., Guyot, J.-L., Maurice, L., Roig, H., Filizola, N., & Christl, M., 2015. A test of the cosmogenic ^{10}Be (meteoric)/ ^9Be proxy for simultaneously determining basin-wide erosion rates, denudation rates, and the degree of weathering in the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, 2498–2528. doi:10.1002/2015JF003581
- WMO, 1994. *Guide to Hydrological Practices, Data Acquisition and Processing, Analysis, Forecasting and other applications*, 5th edition, No. 168. Geneva, Switzerland.
- WMO, 2008. *Guide to Hydrological Practices. Volume I: From Measurement to Hydrological Information*, Sixth edit. ed. Chairperson, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Woo, H.S., Julien, P.Y., & Richardson, E. V., 1986. Washload and fine sediment load. *Journal of Hydraulic Engineering* 112, 541–545. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1986)112:6(541)
- Woodyer, K.D., 1968. Bankfull frequency in rivers. *Journal of Hydrology* 6, 114–142. doi:10.1016/0022-1694(68)90155-8
- Wyard, C., Scholzen, C., Fettweis, X., Van Campenhout, J., & François, L., 2017. Decrease in climatic conditions favouring floods in the south-east of Belgium over 1959–2010 using the regional climate model MAR. *International Journal of Climatology* 37, 2782–2796. doi:10.1002/joc.4879
- Xu, J., 2002. Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration: the Yellow River basin, China. *Catena* 49, 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, 1666–1673. doi:10.1002/esp.2006
- Yan, B., Fang, N.F., Zhang, P.C., & Shi, Z.H., 2013. Impacts of land use change on watershed streamflow and sediment yield: an assessment using hydrologic modelling and partial least squares regression. *Journal of Hydrology* 484, 26–37. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.01.008
- Zabaleta, A., Antiguada, I., Barrio, I., & Probst, J.L., 2016. Suspended sediment delivery from small catchments to the Bay of Biscay. What are the controlling factors? *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 1894–1910. doi:10.1002/esp.3957
- Zhang, X., Wu, S., Cao, W., Guan, J., & Wang, Z., 2015. Dependence of the sediment delivery ratio on scale and its fractal characteristics. *International Journal of Sediment Research* 30, 338–343. doi:10.1016/j.ijsrc.2015.03.011
- 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, 111–125. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.010
- Ziegler, A.D., Benner, S.G., Tantasirin, C., Wood, S.H., Sutherland, R.A., Sidle, R.C., Jachowski, N., Nullet, M.A., Xi, L.X., Snidvongs, A., Giambelluca, T.W., & Fox, J.M., 2014. Turbidity-based sediment monitoring in

northern Thailand: Hysteresis, variability, and uncertainty. *Journal of Hydrology* 519, 2020–2039. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.010

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

Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., & van Meerveld, H.J., 2016. A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. *Hydrological Processes* 30, 1449–1466. doi:10.1002/hyp.10681

Liste des figures

Fig. 1-1. Taille granulométrique des particules en rivières (d'après Naden (2009), modifié).....	18
Fig. 1-2. Diagramme schématique de la distribution verticale des sédiments (d'après Gordon <i>et al.</i> (2004), modifié)..	19
Fig. 1-3. Synthèse des termes anglophones utilisés dans la littérature et liés au transport de sédiments, en fonction de leur concentration et des processus de transport (Keaton, 2019).....	20
Fig. 1-4. Échelle temporelle des différents processus de transport et d'accumulation sédimentaire au sein d'un bassin versant, adaptée de Fryirs & Brierley (2012).....	21
Fig. 1-5. Échelle spatio-temporelle des recherches en matière d'érosion du sol (adapté de Verstraeten & Poesen, 2001a). Nous y avons également positionné les travaux de recherche de cette thèse.....	22
Fig. 1-6. Évolution du taux de restitution de sédiments (<i>Sediment Delivery Ratio</i>) en fonction de la taille du bassin versant (Hessel, 2006).....	24
Fig. 1-7. Modèles d'effets de l'échelle spatiale sur le ruissellement et l'apport de sédiments associés aux mécanismes ou facteurs potentiels sous-jacents, selon Ke & Zhang (2024). <i>r</i> : profondeur du ruissellement (mm) ou coefficient de ruissellement (%); <i>SE</i> : érosion du sol; <i>SSY</i> : taux de production sédimentaire spécifique; <i>SDR</i> : ratio d'apport de sédiments; <i>A</i> : aire de drainage (km ²); <i>L</i> : longueur de la pente (m).....	25
Fig. 1-8. Différents types d'hystérésis observés dans la relation entre la concentration de sédiments en suspension et le débit pendant un événement de crue : a) Hystérésis horlogique ou orthograde; b) Absence d'hystérésis; c) Hystérésis anti-horlogique ou rétrograde, selon Dupont <i>et al.</i> (2001) d'après l'étude de la partie aval de la Seine (France).....	26
Fig. 1-9. Valeurs moyennes prédites de sédiments en suspension à l'échelle mondiale, exprimées en Mt.an ⁻¹ . Figure adaptée de Cohen <i>et al.</i> (2022). La largeur des lignes est proportionnelle au débit moyen des cours d'eau.....	28
Fig. 1-10. Boxplots de la proportion du transport de la charge de fond au niveau des embouchures des fleuves en fonction du débit moyen observé. La ligne noire dans chaque boîte indique la médiane, x indique la moyenne et les cercles correspondent aux valeurs aberrantes (adapté de Cohen <i>et al.</i> , 2022).....	29
Fig. 1-11. Estimation des flux de sédiments globaux vers les océans d'après les recherches de la seconde moitié du XX ^e siècle (Panin, 2004).....	29
Fig. 1-12. Changements dans le flux de sédiments en suspension pour 414 grands fleuves sur les six principales masses continentales mondiales (Dethier <i>et al.</i> , 2022). Triangles pointant vers le haut : fleuves avec un flux de sédiments en suspension croissant; triangles pointant vers le bas : fleuves avec un flux de sédiments en suspension en baisse; cercles : fleuves sans changement statistiquement significatif.....	30
Fig. 1-13. Érosion hydrique diffuse du sol (exprimée en t.ha ⁻¹ .an ⁻¹) modélisée à partir des données CORINE Land Cover (Cerdan <i>et al.</i> , 2010) à l'échelle du pixel (résolution : 100 m).....	31
Fig. 1-14. Bilan sédimentaire (en tonnes par millier d'années) de l'Holocène tardif pour la vallée de Gueule (de Moor & Verstraeten, 2008).....	33
Fig. 1-15. Exemple de clôture non entretenue favorisant le piétinement des berges par le bétail et la recharge sédimentaire du cours d'eau par leur érosion (vallée du Geer, 25/11/2022).....	35
Fig. 1-16. Stations d'analyse des sédiments faisant partie du réseau Sédiments de l'ISSEP (https://www.issep.be/qualite-des-sediments/).....	37
Fig. 2-1. Localisation des stations de prélèvement et de mesure.....	43
Fig. 2-2. Localisation des stations étudiées et carte géologique simplifiée de la Wallonie (d'après de Béthune (1954) et Dejonghe (2007), modifiée). La numérotation des stations se réfère au Tab. 2-1.....	46
Fig. 2-3. Principales utilisations du territoire en Wallonie (Bellayachi <i>et al.</i> , 2017). L'indice d'évolution doit être confronté à la superficie de chacune des utilisations.....	47
Fig. 2-4. Carte d'occupation du sol des bassins versants étudiés basée sur la couche Corine Land Cover pour l'année de référence 2006 (EEA, 2016).....	48
Fig. 2-5 : Répartition des responsabilités pour la gestion des cours d'eau en Wallonie (Huylenbroeck <i>et al.</i> , 2020).....	49
Fig. 2-6. Débit à plein bord spécifique à partir des données du Tab. 2-1.....	52
Fig. 2-7. Échantillonneur isocinétique manuel (selon Gordon <i>et al.</i> (2004), modifié).....	54
Fig. 2-8. Watertrap Eijkelpamp 12.02.....	54
Fig. 2-9. Protocole de filtration des échantillons.....	56
Fig. 2-10. Profil transversal de la concentration des matières en suspension en surface sur l'Ourthe au pont de Méry (Q = 238 m ³ /s à Sauheid).....	59
Fig. 2-11. A : Capteur de turbidité YSI 6026 ER (source : www.ysi.com) ; B : capteurs multiparamètres de la sonde YSI 600 OMS V2 (turbidité, conductivité, température et profondeur de l'eau).....	61
Fig. 2-12. Échantillonneur automatique ISCO 6712 portable (http://www.isco.com).....	62
Fig. 3-1. Location of the studied hydrological stations and simplified geological map of Wallonia (according to de Béthune (1954) and Dejonghe (2007), modified).....	68

Fig. 3-2. Convergence of annual and partial series - comparison of the method of ordinary moments and the graphical method (example on the Aisne River at Juzaine - station no. 2).	72
Fig. 3-3. Principle of selection of peaks over threshold (POT) in partial series.	75
Fig. 3-4. Fit between the discharge value of $Q_{0.625}$ in partial series and the field-observed Q_b .	78
Fig. 3-5. Return period of the observed bankfull discharge (expressed in partial series for values below 5 years and in annual series beyond).	81
Fig. 3-6. Extreme recorded discharge between 1968 and 2018 in gauged Walloon rivers and the comparison between Myer's formula (with $C = 18$) and different flash flood in ungauged watershed (Sart-Tilman flash flood, Chefna watercourse and High Fens watercourses) as well as Meuse 1925-26 large inundation; envelope curve of Q_{100} values computed for the 76 studied stations. Francou & Rodier's formula for northern oceanic zone maximum discharge is also shown as well as the optimized k parameter fitting with extreme floods of Walloon rivers.	83
Fig. 3-7. Hauteur du géopotentiel 500 hPa et anomalie (dm) le 15/07/2021 00h00 UTC (source : www.wxcharts.com).	87
Fig. 3-8. A. Prévisions de précipitations cumulées sur 66h (12/07/2021 12:00 - 15/07/2021 06:00). B. Prévisions de précipitations cumulées sur 24h (13/07/2021 06:00 - 14/07/2021 06:00). (https://www.keraunos.org/actualites/breves/2021/juillet).	88
Fig. 3-9. Distribution des quantités de précipitations sur 3 jours pour la période du 13/07/2021 8:00 au 16/07/2021 8:00 (à gauche) et période de retour des quantités de précipitations pour la même période (à droite) selon l'IRM.	88
Fig. 3-10. Actualisation des débits de crue extrêmes enregistrés par le réseau de mesure SPW (mise à jour : 09/01/2024) ou estimés par le rapport Stucky (2021) lors des événements de crue des 14 et 15/07/2021. Les barres d'erreur tiennent compte des incertitudes mentionnées dans le rapport Stucky.	90
Fig. 3-11. Évolution de la courbe-enveloppe des crues extrêmes enregistrées aux États-Unis en fonction du temps et de fait, de la durée des mesures (Costa, 1987).	91
Fig. 3-12. Synthèse des courbes-enveloppe des débits extrêmes en Wallonie et dans le monde.	91
Fig. 3-13. Précipitations annuelles moyennes pour la période 1967-2022 (IRM : maillage 5 km).	92
Fig. 3-14. Cote Myer des stations limnigraphiques calculé sur l'entièreté de la période de disponibilité de débits horaires. Les valeurs sont données au Tab. 3-4.	93
Fig. 3-15. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de l'Aisne à Erezée (L6690).	103
Fig. 3-16. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l'Amblève à Martinrive (S6621).	103
Fig. 3-17. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de la Hoëgne à Belleheid (S6526).	104
Fig. 3-18. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de la Hoëgne à Theux (L5860).	104
Fig. 3-19. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l'Ourthe à Angleur (S5808).	105
Fig. 3-20. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de l'Ourthe à Sauheid (S5826).	105
Fig. 3-21. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximums sur la station de la Vesdre à Chaudfontaine (S6228).	106
Fig. 3-22. Ajustement de différentes lois statistiques aux débits horaires annuels maximum sur la station de la Wayai à Spixhe (L6790).	106
Fig. 3-23. Courbes de récurrence des crues de la rivière Pecos (Comstock, Texas), montrant les données issues de la station hydrométrique sous forme de points pleins et les données ajoutées par l'analyse des <i>slack-water deposits</i> sous forme de croix avec des lignes proportionnelles aux erreurs maximales (Graf, 1988).	108
Fig. 3-24. Domaine spatio-temporel pour différents phénomènes climatologiques et hydrologiques (Hirschboeck, 1988).	109
Fig. 3-25. Débits annuels maximums enregistrés à la station de Tangle Creek sur la Verde River (Arizona, États-Unis). Les deux débits de paléocrues déterminés à partir des <i>slack-water deposits</i> sont inclus à des fins de comparaison. *Estimation approximative du débit de 1891 sur la base d'informations provenant d'autres stations (Ely & Baker, 1985).	110
Fig. 4-1. Watersheds affected by the May 29, 2008 flash flood with the land use map as background (source: NGI topographic maps, 2003; Public Service of Wallonia, 2008).	114
Fig. 4-2 a. Position of the maximum water level determined with flood marks; b. Bark and trunk abrasion caused by the bed load transport and floating logs (site RE2); c. Trunk injuries caused by shocks with floating logs, about 1 m above the thalweg (site RE2); d. 1-m deep incision in the colluviums (site RE2); e. Bare roots at site BG1; f. Flash flood in the urbanized part of the Fond du Moulin Creek (source: resident's photograph, May 29, 2008 10:11).	115
Fig. 4-3. Example of topographic survey on site RE2 (Renory Creek).	117

Fig. 4-4. Pluri-decimetric block deposits from a small tributary of the Fond du Moulin watercourse (source: Bernard Chandelon, http://blueperrot.blogspot.com/ , May 29, 2008 12:41).....	120
Fig. 4-5. Evolution of the alluvial plain of the Blanc Gravier Creek from two photos taken at the same location before and after the flood (source: L. Schmitz).....	120
Fig. 4-6. Spatial distribution of flash floods and muddy floods in the Walloon Region for the period 1906-2013 from press archives.....	125
Fig. 4-7. Population density in each municipality of Wallonia (source: National Institute of Statistics) and location of the rivers and towns mentioned in the text (B: Bassenge, H: Hélécine, J: Jodoigne, L: Lincinet, O: Orp-jauche, R: Remicourt, T: Tubize, W: Wasseiges).....	125
Fig. 4-8. Temporal evolution of flash floods and muddy floods documented in press archives (Wallonia, 1906-2013) and running average (5-year window).....	126
Fig. 5-1. Location of sampling sites and simplified geological map of Wallonia (according to de Bethune (1954) and Dejonghe (2007), modified). Station numbering refers to Table 1. The sub-watershed area of each river studied is shown with its appurtenance to the main basin (Scheldt, Meuse and Moselle).....	134
Fig. 5-2. Average number of days above bankfull discharge (Q_b) for studied gauging stations, availability and representativeness of hydrologic data.....	135
Fig. 5-3. Relationship between the parameter 'a' of the rating curve equation $C_s = a Q^b$ and the watershed area with a regionalized differentiation. The values between brackets stand for the sediment rating curves considered as unsatisfactory.....	140
Fig. 5-4. Relationship between the parameter 'b' of the rating curve equation $C_s = a Q^b$ and the watershed area with a regionalized differentiation. The values between brackets stand for the sediment rating curves considered as unsatisfactory.....	140
Fig. 5-5. Median sediment yield values within studied watersheds (period 1996-2018). Median SSY related to sediment rating curves that are considered as unsatisfactory are shown between brackets.....	143
Fig. 5-6. Spatial variability of sediment yield within studied watersheds for a more humid year (year 2002).....	146
Fig. 5-7. Sediment yield within studied watersheds for a dry year (year 2018).....	146
Fig. 5-8. Estimated suspended sediment concentrations at bankfull discharge and Corine Land Cover simplified map for 2006 (100-m resolution). Stations #41 and #42 were not shown because of their unrealistic SSC value at bankfull discharge.....	148
Fig. 5-9. Taux de production sédimentaire moyen annuel à l'échelle de la Wallonie de 1971 à 2021 sur base du modèle EPICgrid (État de l'Environnement wallon, 2022, modifié).....	155
Fig. 5-10. Pertes estimées en sol par érosion hydrique diffuse, valeur moyenne sur la période 2017-2021 (État de l'Environnement wallon, 2022, modifié).....	156
Fig. 5-11. Interpolation des taux de production sédimentaire médians pour la période 1996-2018 à l'échelle de la Wallonie.....	157
Fig. 6-1. Localisation des stations de mesure ScaldWIN.....	160
Fig. 6-2. Crue centennale de la Senne à Tubize (source : SPW, 14/11/2010).....	161
Fig. 6-3. Hydrogramme de la Senne à Quenast de 2010 à 2014.....	161
Fig. 6-4. Pont de la Route industrielle à Quenast, hors zone inondable (photo prise en décrue lors de l'événement décennal du 13/01/2011 ; les laisses de crue attestent de la hauteur maximale atteinte).....	162
Fig. 6-5. Localisation du site de mesure de la Senne (source : carte IGN 1/10.000 39/1, 2001).....	162
Fig. 6-6. Carte d'occupation du sol du bassin de la Senne en 2005.....	163
Fig. 6-7. Localisation du site de mesure de la Dyle (source : carte IGN 1/10.000 32/5, 2000).....	164
Fig. 6-8. Hydrogramme de la Dyle à Florival de 2010 à 2014.....	164
Fig. 6-9. Installation de la dalle en béton sur le site choisi à Florival.....	164
Fig. 6-10. Carte d'occupation du sol du bassin de la Dyle en 2005.....	165
Fig. 6-11. Localisation du site de mesure de la Grande Gette (source : carte IGN 1/10.000 32/7, 2000).....	166
Fig. 6-12. Site de Saint-Marie-Geest avant l'installation de la station de mesure.....	166
Fig. 6-13. Hydrogramme de la Grande Gette à Sainte-Marie-Geest de 2010 à 2014.....	167
Fig. 6-14. Carte d'occupation du sol du bassin de la Grande Gette en 2005.....	167
Fig. 6-15. Localisation du site de mesure de la Petite Gette (source : carte IGN 1/10.000 32/8, 2000).....	168
Fig. 6-16. Hydrogramme de la Petite Gette à Opheyllissem de 2010 à 2014.....	169
Fig. 6-17. Installation de la dalle en béton sur le site choisi à Opheyllissem.....	169
Fig. 6-18. Carte d'occupation du sol du bassin de la Petite Gette en 2005.....	170
Fig. 6-19. Crue débordante de la Senne le 13/01/2011 ($T_a > 100$ ans) au niveau du nouveau site choisi pour installer l'échantillonneur et le capteur multiparamètres.....	171
Fig. 6-20. Cabine, sonde turbidimétrique et crépine de prélèvement perpendiculaire au courant et vue d'ensemble (09/09/2011).....	171

Fig. 6-21. Crue importante ($T_a = 16$ ans) après l'installation de la cabine à équipements (14/11/2010). Des débris végétaux sont coincés sous le pont durant le pic de crue.....	172
Fig. 6-22. Prévisualisation du chariot mobile le long de l'échelle fixée au pont.....	173
Fig. 6-23. Installation du dispositif mécanique à Florival. Mise en place de la sonde et de la crépine de prélèvement sur le chariot (15/07/2011). Installation du système de nettoyage du capteur par air comprimé (alimentation par batterie, été 2012).....	173
Fig. 6-24. Installation de la cabine à équipement et du support de sonde (mai 2010).....	174
Fig. 6-25. A : déflecteur de débris en amont de la crépine de prélèvement ; B : optimisation du nettoyage ; C et D : nouveau support pour une seconde sonde parallèle au courant (mai 2012).....	175
Fig. 6-26. Installation de la cabine à équipement de la Petite Gette sur la dalle en béton.....	175
Fig. 6-27. A. Conception tridimensionnelle du bras mécanique qui supportera la sonde de turbidité. B et C : deux possibilités de fixation de la seconde sonde : parallèle ou perpendiculaire au courant (juin 2012).....	176
Fig. 6-28. Exemple de données brutes de turbidité sur la Senne (en rouge, unités NTU) et de niveau d'eau (en bleu, en mm, décalé de l'origine et affiché avec des valeurs négatives) pour faciliter la correction manuelle des données dans Matlab.....	178
Fig. 6-29. Exemple d'encrassement du capteur de turbidité après une série de petites crues générant des données erronées impossibles à corriger.....	178
Fig. 6-30. Relation entre la turbidité mesurée par la sonde Solitax sc et la concentration gravimétrique en MES selon Gentile <i>et al.</i> (2010).....	179
Fig. 6-31. Localisation du point de rupture d'une voie d'eau en amont de la station Aqualim (hillshade LiDAR 2013-14 et orthophotos 2021).....	179
Fig. 6-32. Hauteur et variation de hauteur (convertie en $m.h^{-1}$) du niveau d'eau durant la crue du 28 au 29/06/2011 sur la Petite Gette à Opheylissem (résolution temporelle : 10 min).....	180
Fig. 6-33. Accumulation de corps flottants en amont du pont le 29/06/2011 au matin durant la décrue de l'événement extrême ($T_a \gg 200$ ans).....	180
Fig. 6-34. Données brutes de la relation entre la concentration en MES mesurée et le débit instantané pour les stations de la Senne et de la Dyle.....	181
Fig. 6-35. Données brutes de la relation entre la concentration en MES mesurée et le débit instantané pour les stations de la Grande Gette et de la Petite Gette.....	181
Fig. 6-36. Relation entre la concentration en MES mesurée et la turbidité mesurée pour les stations de la Senne et de la Dyle.....	182
Fig. 6-37. Relation entre la concentration en MES mesurée et la turbidité mesurée pour les stations de la Grande Gette et de la Petite Gette.....	182
Fig. 6-38. Classes d'hystérésis, selon Zuecco <i>et al.</i> (2016), pour des variables indépendantes qui augmentent ou diminuent par rapport à l'état initial, avec les valeurs minimum (ΔA_{min}) et maximum (ΔA_{max}) de la différence des intégrales $\Delta A_{[i,j]}$ (Eq. 6-5) et leur somme h (Eq. 6-6).....	186
Fig. 6-39. Crue de la Senne du 16/12/2011 07h15 - 23/12/2011 01h40.....	187
Fig. 6-40. Crue de la Senne du 02/05/2012 19h10 - 07/05/2012 03h30.....	187
Fig. 6-41. Crue de la Dyle du 21/07/2011 19h50 - 23/07/2011 23h15.....	187
Fig. 6-42. Crue de la Dyle du 01/11/2011 21h15 - 02/11/2011 16h40.....	188
Fig. 6-43. Crue de la Grande Gette du 16/12/2010 16h30 - 18/12/2010 15h30.....	188
Fig. 6-44. Crue de la Grande Gette du 20/05/2012 22h35 - 21/05/2012 14h00.....	189
Fig. 6-45. Crue de la Petite Gette du 07/06/2011 22h05 - 08/06/2011 14h55.....	189
Fig. 6-46. Crue de la Petite Gette du 05/07/2012 20h05 - 06/07/2012 05h25.....	189
Fig. 6-47. Crue de la Senne du 02/05/2012 16h30 - 04/05/2012 01h45.....	191
Fig. 6-48. Crue de la Senne du 01/02/2013 09h25 - 03/02/2013 03h41.....	192
Fig. 6-49. Crue de la Dyle du 21/07/2011 01h15 - 22/07/2011 19h15.....	192
Fig. 6-50. Crue de la Dyle du 04/10/2012 02h40 - 04/10/2012 16h10.....	193
Fig. 6-51. Crue de la Grande Gette du 12/11/2010 07h05 - 15/11/2010 12h35 ($H = 0,62$ m).....	193
Fig. 6-52. Crue de la Grande Gette du 28/12/2013 05h45 - 28/12/2013 23h54 ($H = 0,62$ m).....	194
Fig. 6-53. Crue de la Petite Gette du 18/08/2011 17h45 - 18/08/2011 22h45 ($H = 0,23$ m).....	194
Fig. 6-54. Crue de la Petite Gette du 29/01/2013 17h24 - 30/01/2013 23h24 ($H = 0,23$ m).....	195
Fig. 6-55. Succession d'hystérésis lors des crues hivernales de la Senne (pic maximum : $T_p = 0,4$ an).....	197
Fig. 6-56. Succession d'hystérésis lors des crues printanières de la Senne (pic maximum : $T_p = 0,8$ an).....	198
Fig. 6-57. Succession d'hystérésis lors des crues hivernales de la Dyle (pic maximum : $T_p = 0,9$ an).....	199
Fig. 6-58. Succession d'hystérésis lors des crues hivernales de la Grande Gette (pic maximum : $T_p = 0,28$ an).....	201
Fig. 6-59. Succession d'hystérésis lors des crues estivales de la Petite Gette (pic maximum : $T_p = 3$ ans).....	202
Fig. 6-60. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Senne (01/01/2010-31/12/2013).....	203

Fig. 6-61. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Dyle (01/01/2010-31/12/2013).....	204
Fig. 6-62. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Grande Gette (01/01/2010-31/12/2013).	204
Fig. 6-63. Synthèse des types d'hystérésis enregistrés sur la Petite Gette (01/01/2010-31/12/2013).	205
Fig. 6-64. Indices granulométriques (D ₅₀ et D ₉₉) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Senne.....	207
Fig. 6-65. Indices granulométriques (D ₅₀ et D ₉₉) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Dyle.....	207
Fig. 6-66. Indices granulométriques (D ₅₀ et D ₉₉) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Grande Gette.....	208
Fig. 6-67. Indices granulométriques (D ₅₀ et D ₉₉) des sédiments en suspension prélevés à différentes hauteurs dans la colonne d'eau sur la Petite Gette.....	208
Fig. 6-68. Évolution des indices granulométriques D ₅₀ et D ₉₉ pour la crue de la Dyle du 21/05/2014.....	209
Fig. 6-69. Évolution des indices granulométriques D ₅₀ et D ₉₉ pour la crue de la Dyle des 08 et 09/07/2014.....	209
Fig. 6-70. Évolution des indices granulométriques D ₅₀ et D ₉₉ pour la crue de la Dyle du 29/07/2014.....	210
Fig. 6-71. Image théorique de Passega pour les rivières ardennaises à lit caillouteux, selon Houbrechts <i>et al.</i> (2013), sur laquelle sont représentés les échantillons de sédiments prélevés dans la colonne d'eau sur la Senne, la Dyle, la Grande Gette et la Petite Gette.....	212
Fig. 6-72. Visualisation tronquée de l'image CM de Passega au niveau du segment RS et de l'ensemble T selon Houbrechts <i>et al.</i> (2013), sur laquelle sont représentés les échantillons de sédiments prélevés dans la colonne d'eau sur la Senne, la Dyle, la Grande Gette et la Petite Gette, avec l'indication de la hauteur de prélèvement et du débit instantané de la rivière correspondant.....	213
Fig. 6-73. Température minimale journalière mesurée à Steenokkerzeel (50,91°N ; 4,51°E) en 2011 et 2012 (source : www.wunderground.com).	215
Fig. 6-74. Relations liant la concentration des MES au débit d'après les échantillons prélevés avant et après la vague de froid de début février 2012 (Dyle à gauche ; Petite Gette à droite).....	216
Fig. 6-75. Lit mineur à berges subverticales de la Dyle (en haut à droite), de la Petite Gette (en haut à gauche) et de la Senne (en bas), prises le 07/02/2012.....	217
Fig. 6-76. Relations liant la concentration des MES au débit d'après les échantillons prélevés avant et après la vague de froid de début février 2012 (Grande Gette à gauche ; Senne à droite).....	217
Fig. 6-77. Travaux d'égouttage réalisés dans la plaine alluviale de la Petite Gette et dans le lit mineur, dévié durant les travaux, en amont direct de la station de prélèvement et de mesure d'Opheylissem (18/11/2011).	218
Fig. 6-78. Colmatage du fond du lit de la Petite Gette lors des travaux d'égouttage et constitution d'un atterrissement en aval de la sonde de turbidité (23/12/2011).	218
Fig. 6-79. Sonde de turbidité s::can soli::lyser.....	220
Fig. 6-80. Sonde YSI EXO 2 équipée de 6 capteurs et d'un balai rotatif central (à gauche) ; vue détaillée du balai mécanique (à droite).	221
Fig. 6-81. Cabine de chantier métallique alimentée électriquement et disposant d'un échantillonneur ISCO et d'un compresseur à réservoir.....	223
Fig. 6-82. Plan conceptuel de l'échelle et du chariot mobile (avec un tube pour la sonde et un second tube pour un éventuel échantillonneur TIS - Time Integrated Sampler).....	224
Fig. 6-83. Échelle supportant la sonde et équipée d'un treuil manuel permettant de remonter la sonde au niveau de la berge pour en faciliter la maintenance.	224
Fig. 6-84. Gros plan sur le chariot mobile contenant la sonde, pointée vers l'amont, et la buse injectant l'air comprimé en direction de la fenêtre optique du capteur de turbidité.....	225
Fig. 6-85. Plan conceptuel et vue réelle sur les roulements à billes facilitant le glissement et limitant l'encrassement.	226
Fig. 7-1. Sensibilité des sols à l'érosion et localisation des <i>flash-floods</i> recensés entre 1906 et 2013 (chap. 4).....	237
Fig. 7-2. Maximum annuel des quantités de précipitations en 24 heures à Uccle de 1898 à 2023 (https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/).....	238
Fig. 7-3. Maximum annuel des quantités de précipitations en 1 heure à Uccle de 1898 à 2023 (https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/).....	239
Fig. 7-4. Contribution des précipitations journalières supérieures à 20 mm au total annuel à Uccle de 1901 à 2023 (https://www.meteo.be/fr/climat/changement-climatique-en-belgique/).....	239
Fig. 7-5. Occurrence des crues éclair sur le territoire frontalier entre la Belgique, le Luxembourg, le nord-est de la France et le Massif schisteux rhénan (Europe du Centre-Ouest) entre 2001 et 2020. (a) : nombre d'occurrences de crues éclair par été ; (b) date exacte d'occurrence de l'événement de crue éclair (adapté de Meyer <i>et al.</i> , 2022).	240
Fig. 7-6. Estimation de la concentration des matières en suspension par le biais de la réflectance apparente de l'eau captée par les satellites Sentinel-2 le 19/07/2021.....	248
Fig. A-1. Crue de la Senne du 17/06/2012 08h23 - 19/06/2012 06h23.....	303

Fig. A-2. Crue de la Senne du 05/07/2012 19h35 - 06/07/2012 13h53.....	303
Fig. A-3. Crue de la Senne du 04/10/2012 02h50 - 04/10/2012 22h50.....	304
Fig. A-4. Crue de la Senne du 03/12/2012 18h10 - 04/12/2012 18h19.....	304
Fig. A-5. Crue de la Senne du 20/12/2012 15h10 - 22/12/2012 11h59.....	304
Fig. A-6. Crue de la Senne du 22/12/2012 16h01 - 25/12/2012 08h01.....	305
Fig. A-7. Crue de la Senne du 30/12/2012 08h45 - 31/12/2012 20h45.....	305
Fig. A-8. Crue de la Senne du 28/01/2013 21h12 - 31/01/2013 15h41.....	305
Fig. A-9. Crue de la Senne du 04/11/2013 02h10 - 05/11/2013 14h07.....	306
Fig. A-10. Crue de la Senne du 07/11/2013 20h07 - 10/11/2013 11h28.....	306
Fig. A-11. Crue de la Senne du 22/12/2013 22h25 - 24/12/2013 03h25.....	306
Fig. A-12. Crue de la Senne du 26/04/2012 21h25 - 27/04/2012 14h00.....	307
Fig. A-13. Crue de la Senne du 09/05/2012 17h20 - 10/05/2012 23h40.....	307
Fig. A-14. Crue de la Senne du 04/10/2012 06h30 - 04/10/2012 22h30.....	307
Fig. A-15. Crue de la Dyle du 19/07/2011 18h00 - 21/07/2011 07h40.....	308
Fig. A-16. Crue de la Dyle du 25/07/2011 09h10 - 26/07/2011 05h00.....	308
Fig. A-17. Crue de la Dyle du 02/01/2012 01h20 - 03/01/2012 07h30.....	308
Fig. A-18. Crue de la Dyle du 03/01/2012 18h15 - 09/01/2012 15h00.....	309
Fig. A-19. Crue de la Dyle du 07/06/2012 19h10 - 08/06/2012 06h35.....	309
Fig. A-20. Crue de la Dyle du 18/08/2013 19h15 - 19/08/2013 07h15.....	309
Fig. A-21. Crue de la Grande Gette du 09/12/2012 21h05 - 11/12/2012 15h30.....	310
Fig. A-22. Crue de la Dyle du 06/10/2011 19h38 - 09/10/2011 19h38.....	310
Fig. A-23. Crue de la Dyle du 13/12/2011 12h20 - 15/12/2011 15h55.....	310
Fig. A-24. Crue de la Dyle du 05/01/2012 01h51 - 07/01/2012 13h51.....	311
Fig. A-25. Crue de la Dyle du 17/06/2012 03h46 - 18/06/2012 20h36.....	311
Fig. A-26. Crue de la Dyle du 08/07/2012 07h20 - 08/07/2012 16h20.....	311
Fig. A-27. Crue de la Dyle du 15/07/2012 06h45 - 15/07/2012 23h25.....	312
Fig. A-28. Crue de la Dyle du 01/01/2013 09h40 - 01/01/2013 17h10.....	312
Fig. A-29. Crue de la Grande Gette du 15/10/2010 13h25 - 18/10/2010 17h55 (H = 0,62 m).....	312
Fig. A-30. Crue de la Grande Gette du 08/01/2011 15h52 - 10/01/2011 07h52 (H = 0,62 m).....	313
Fig. A-31. Crue de la Grande Gette du 13/01/2011 01h32 - 14/01/2011 20h34 (H = 0,62 m).....	313
Fig. A-32. Crue de la Grande Gette du 15/07/2012 07h00 - 15/07/2012 15h23 (H = 0,62 m).....	313
Fig. A-33. Crue de la Grande Gette du 29/01/2013 11h25 - 30/01/2013 11h25 (H = 0,74 m).....	314
Fig. A-34. Crue de la Grande Gette du 29/01/2013 14h10 - 01/02/2013 17h55 (H = 0,74 m).....	314
Fig. A-35. Crue de la Grande Gette du 07/11/2013 18h40 - 08/11/2013 23h28 (H = 0,62 m).....	314
Fig. A-36. Crue de la Grande Gette du 07/11/2013 18h55 - 08/11/2013 14h55 (H = 0,74 m).....	315
Fig. A-37. Crue de la Grande Gette du 24/12/2013 19h40 - 25/12/2013 19h54 (H = 0,62 m).....	315
Fig. A-38. Crue de la Petite Gette du 06/01/2011 12h17 - 08/01/2011 16h17 (H = 0,23 m).....	315
Fig. A-39. Crue de la Petite Gette du 05/10/2012 23h38 - 06/10/2012 15h53 (H = 0,23 m).....	316
Fig. A-40. Crue de la Petite Gette du 10/12/2012 05h16 - 10/12/2012 11h31 (H = 0,23 m).....	316
Fig. A-41. Crue de la Petite Gette du 30/12/2012 10h07 - 30/12/2012 18h52 (H = 0,23 m).....	316
Fig. A-42. Crue de la Petite Gette du 19/06/2013 07h52 - 19/06/2013 14h07 (H = 0,23 m).....	317
Fig. A-43. Crue de la Petite Gette du 29/06/2013 02h52 - 29/06/2013 10h22 (H = 0,23 m).....	317
Fig. A-44. Crue de la Petite Gette du 22/10/2013 22h08 - 23/10/2013 01h08 (H = 0,57 m).....	317
Fig. A-45. Crue de la Petite Gette du 24/12/2013 21h08 - 25/12/2013 12h08 (H = 0,23 m).....	318

Liste des tableaux

Tab. 2-1. Caractéristiques hydrologiques de l'ensemble des stations étudiées.....	40
Tab. 2-2. Pourcentage d'occupation du sol des régions naturelles au sein du territoire wallon selon les données Corine Land Cover pour l'année 2006 (EEA, 2016).....	49
Tab. 2-3. Débit à plein bord spécifique moyen et médian par région naturelle (données du Tab. 2-1).....	50
Tab. 2-4. Volume des échantillons requis en fonction de la concentration des sédiments en suspension (d'après WMO, 1994).....	53
Tab. 3-1. Hydrological parameters of the studied stations.	69
Tab. 3-2. Flow thresholds and time intervals between floods considered as independent in partial series.....	74
Tab. 3-3. Return period of characteristic discharges computed for the selection of hydrologic stations.....	79
Tab. 3-4. Débits horaires maximum observés (ou estimés par Stucky (2021) par la formule de Manning-Strickler) pour l'ensemble des stations limnigraphiques en Wallonie (mise à jour : 09/01/2024) et valeur de la cote Myer associée..	94
Tab. 3-5. Estimation des périodes de retour T_a pour les débits de pointe aux stations situées dans les bassins de la Vesdre, de l'Ourthe et de la Meuse selon Stucky (2021). Les valeurs de débits actualisées par le SPW sont proposées en italique, leur période de retour actualisée est donnée au Tab. 3-7.....	101
Tab. 3-6. Paramètres des lois statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximum.....	102
Tab. 3-7. Période de retour (T) du débit de pointe de la crue de juillet 2021 estimée par différentes distributions statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximums.	107
Tab. 3-8. Écart-type et intervalle de confiance à 95 % pour la période de retour du débit de pointe de la crue de juillet 2021 estimée par différentes lois statistiques ajustées aux débits horaires annuels maximums.....	107
Tab. 4-1. Watershed characteristics.....	114
Tab. 4-2. Summary of the characteristics of transverse profiles, velocities, flow rates and unit stream powers observed during the flood (average and standard deviation values for each studied reach).	118
Tab. 4-3. Flow rates comparison rates between observations, HECE modelling results and Francou & Rodier (1967) model.....	119
Tab. 4-4. Calculation of unit stream power and theoretical flow rate with the law identified by Jacob (2003).	121
Tab. 5-1. Characteristics of the studied watersheds.....	132
Tab. 5-2. Regional affiliation of each station in terms of lithology and loess availability.	133
Tab. 5-3. Validation criteria of the sediment rating curves, adapted from Jung et al. (2020).....	137
Tab. 5-4. Sedimentary parameters of the stations.	138
Tab. 5-5. Sampling representativeness.....	141
Tab. 5-6. Slope characteristics of watersheds.	143
Tab. 5-7. Sedimentary parameters of the stations.	144
Tab. 5-8. Correlation between median SSY (1996-2018) and physical variables of the watersheds.	148
Tab. 5-9. Land cover of the studied watersheds from Corine Land Cover data (2000, 2006, 2012 and 2018).	149
Tab. 6-1. Récapitulatif des mesures de turbidité enregistrées.....	183
Tab. 6-2. Détermination des seuils de crue de chaque station.	184
Tab. 6-3. Crues débordantes observées durant la période d'étude (voir Tab. 6-1).	184
Tab. 6-4. Résumé des types d'hystérésis observées par le biais des mesures de concentration des MES.....	190
Tab. 6-5. Statistiques saisonnières sur les types d'hystérésis liées aux mesures de concentration des MES.....	205
Tab. 6-6. Caractéristiques liées à la puissance spécifique des quatre cours d'eau étudiés dans le projet ScaldWIN (débit à plein bord et sa récurrence en séries partielles, pente locale, largeur et profondeur au plein bord, rapport largeur/profondeur, puissance) et valeur C_u	214
Tab. 6-7. Caractéristiques des bassins versants étudiés par la VMM et taux de production sédimentaire mesurés (Vlaamse Milieumaatschappij, 2021).	228

Annexes

Annexe du CHAPITRE 3

Ces annexes sont associées à l'article présenté au chapitre 3 et intitulé "Return Period of Characteristic Discharges from the Comparison between Partial Duration and Annual Series, Application to the Walloon Rivers (Belgium)" (Appendices A, B, C) ainsi qu'à son actualisation relative aux inondations de juillet 2021 (Annexe D). Elles reprennent d'une part, les tableaux incluant les débits caractéristiques calculés pour les différentes stations, ainsi que le code source des scripts Visual Basic, utilisables dans Microsoft Excel et créés pour le calcul automatisé des récurrences en séries partielles et d'autre part les données de précipitations moyennes et maximales pour la période 1967-2022 issues des données d'entrée (agrégées par l'IRM) du modèle MAR et les valeurs d'intégrale hypsométrique pour l'ensemble des bassins étudiés, calculées sur base du MNT IGN DTM20.

Appendix A

Table A-1 contains the computed values of characteristic discharges ($Q_{1.5}$, $Q_{2.33}$, Q_5 , Q_{10} , Q_{20} , and Q_{50}) calculated with the Gumbel's ordinary moments method for all the studied stations and the $Q_{10/365}$, i.e., the flood discharge that is reached 10 days a year. Table A-2 presents the equations of annual and partial recurrence interval calculated with the same method.

Table A-1. Characteristic discharges computed for the selection of hydrologic stations

ID	River	Location	Partial series				Annual series			
			$Q_{1.5}$ ($m^3.s^{-1}$)	Q_2 ($m^3.s^{-1}$)	$Q_{2.33}$ ($m^3.s^{-1}$)	Q_5 ($m^3.s^{-1}$)	Q_{10} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{20} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{50} ($m^3.s^{-1}$)	$Q_{10/365}$ ($m^3.s^{-1}$)
1	Aisne	Erezée	12.0	12.7	13.1	15.3	17.8	20.3	23.4	4.9
2	Aisne	Juzaine	30.2	32.4	33.6	40.0	48.4	56.4	66.8	11.0
3	Amblève	Targnon	117.4	124.7	128.6	146.8	171.9	196.1	227.3	54.0
4	Amblève	Martinrive	172.7	184.3	190.4	226.1	271.1	314.2	370.1	72.8
5	Eau Noire	Couvin	53.4	57.5	59.7	70.0	84.3	98.0	115.8	15.4
6	Hoëgne	Belleheid	12.3	13.0	13.4	16.1	18.8	21.5	25.0	2.7
7	Hoëgne	Theux	60.2	64.1	66.2	73.9	88.0	101.5	119.0	14.6
8	Lembrée	Vieuxville	10.1	10.9	11.3	13.8	16.7	19.4	23.0	2.6
9	Lesse	Resteigne	51.9	56.2	58.4	73.0	88.1	102.5	121.2	24.7
10	Lesse	Héroock	154.0	164.9	170.7	212.6	257.3	300.1	355.6	66.5
11	Lesse	Gendron	167.3	179.7	186.3	224.9	271.7	316.5	374.6	71.7
12	Lesse	Eprave	49.6	53.0	54.8	65.6	78.8	91.5	107.9	26.0
13	Lhomme	Grupont	21.5	22.8	23.6	28.7	34.3	39.6	46.6	9.1
14	Lhomme	Forrières	31.5	33.6	34.8	43.9	53.0	61.8	73.1	14.2
15	Lhomme	Jemelle	37.6	40.1	41.4	49.5	58.8	67.7	79.3	16.4
16	Lhomme	Rochefort	69.1	74.4	77.3	98.7	120.2	140.8	167.5	22.8
17	Lhomme	Eprave	72.2	76.3	78.5	92.0	106.2	119.8	137.4	29.1
18	Lienne	Lorcé	22.2	23.8	24.7	28.2	34.0	39.5	46.7	9.8
19	Mellier	Marbehan	18.0	19.5	20.3	25.1	30.6	35.9	42.7	6.9
20	Our	Ouren	61.3	65.8	68.2	79.3	93.6	107.3	125.1	29.7
21	Ourthe	Durbuy	138.8	148.0	152.9	182.9	218.5	252.6	296.8	72.4
22	Ourthe	Tabreux	177.9	191.3	198.3	242.2	292.5	340.9	403.4	91.1
23	Ourthe	Sauheid	341.7	365.5	378.1	456.6	546.3	632.4	743.8	175.6
24	Ourthe orientale	Houffalize	23.8	25.7	26.7	33.0	40.4	47.4	56.5	10.9
25	Ruisseau des Aleines	Auby-sur-Semois	13.7	14.4	14.7	16.7	19.1	21.4	24.3	8.1
26	Rulles	Habay-la-Vieille	18.7	20.1	20.8	25.0	29.5	33.8	39.4	8.5

27	Rulles	Tintigny	39.3	41.7	43.0	48.1	54.5	60.6	68.6	19.9
28	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	12.6	13.6	14.1	17.8	21.1	24.2	28.3	5.6
29	Semois	Tintigny	81.7	87.8	91.0	109.7	132.3	154.0	182.1	35.5
30	Semois	Membre Pont	219.6	237.2	246.6	304.3	365.0	423.3	498.8	113.9
31	Sûre	Martelange	40.4	44.2	46.1	57.9	70.0	81.5	96.4	16.9
32	Vesdre	Chaufontaine	127.0	135.9	140.6	164.1	194.1	222.9	260.2	40.7
33	Vierre	Suxy	34.7	37.7	39.3	49.7	60.0	69.9	82.7	17.9
34	Viroin	Olloy-sur-Viroin	114.4	123.3	128.0	149.0	181.1	211.8	251.7	35.9
35	Viroin	Treignes	102.0	109.4	113.4	138.7	168.0	196.1	232.5	36.5
36	Wamme	Hargimont	24.9	26.6	27.5	31.0	38.8	46.3	56.0	7.5
37	Wayai	Spixhe	25.4	27.2	28.1	35.0	41.8	48.4	56.8	6.3
38	Biran	Wanlin	11.7	12.7	13.2	16.7	20.1	23.3	27.5	2.2
39	Brouffe	Mariembourg	20.8	22.4	23.2	28.5	33.9	39.0	45.7	5.5
40	Eau Blanche	Aublain	19.1	20.5	21.2	26.7	32.0	37.0	43.5	7.4
41	Eau Blanche	Nismes	41.4	44.0	45.4	52.9	63.5	73.7	86.8	16.0
42	Hantes	Beaumont	20.6	22.4	23.3	30.4	37.6	44.6	53.5	4.8
43	Hermeton	Romedenne	22.2	23.8	24.7	27.7	33.2	38.5	45.4	6.0
44	Hermeton	Hastière	26.4	28.5	29.5	35.9	43.0	49.8	58.6	7.9
45	Marchette	Marche-en-Famenne	13.0	13.9	14.3	16.3	18.8	21.3	24.4	2.8
46	Ruisseau d'Heure	Baillonville	14.7	15.9	16.5	19.3	22.6	25.7	29.7	3.5
47	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	14.7	15.7	16.2	19.0	22.1	25.0	28.8	5.3
48	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	13.8	15.0	15.7	19.6	24.4	29.0	35.0	2.6
49	Bocq	Spontin	14.9	16.4	17.1	22.1	28.2	34.1	41.6	3.8
50	Bocq	Yvoir	19.3	21.2	22.2	28.2	36.2	43.9	53.9	6.5
51	Samson	Mozet	13.6	14.6	15.1	17.0	20.2	23.3	27.3	3.7
52	Berwinne	Dalhem	24.4	26.3	27.4	31.9	38.7	45.3	53.7	4.7
53	Bolland	Dalhem	4.4	4.6	4.8	5.9	7.2	8.5	10.2	1.0
54	Gueule	Sippenaken	23.0	24.5	25.3	29.1	33.4	37.5	42.8	5.1
55	Dyle	Florival	20.1	20.8	21.2	22.6	24.7	26.7	29.3	8.3
56	Samme	Ronquières	18.9	20.2	20.9	25.3	30.3	35.1	41.3	4.1
57	Senne	Steenkerque	24.2	25.9	26.8	29.9	35.0	39.9	46.3	5.1
58	Senne	Quenast	27.2	29.1	30.1	33.7	39.4	44.9	52.0	5.8
59	Sennette	Ronquières	10.3	11.0	11.4	11.2	13.2	15.1	17.6	1.9
60	Anneau	Marchipont	11.1	12.3	12.9	15.9	20.2	24.4	29.8	1.5
61	Grande Honnelle	Baisieux	17.2	18.7	19.4	23.2	28.7	34.0	40.9	3.7
62	Rhosnes	Amougies	17.0	17.6	17.9	18.7	21.0	23.2	26.0	6.7
63	Ruisseau des Estinnes	Estinnes-au-Val	4.4	4.9	5.1	6.8	8.8	10.7	13.3	0.6
64	Trouille	Givry	6.0	6.6	6.9	8.0	10.3	12.5	15.4	1.1
65	Burdinale	Marneffe	3.0	3.2	3.3	3.9	4.8	5.6	6.7	0.5
66	Geer	Eben-Emael	11.5	12.0	12.2	13.5	15.0	16.4	18.2	4.9
67	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	12.6	13.7	14.3	18.1	22.5	26.7	32.2	2.4
68	Mehaigne	Ambresin	15.5	16.3	16.7	17.9	20.7	23.3	26.8	5.7
69	Mehaigne	Wanze	17.8	18.9	19.5	22.5	26.6	30.6	35.6	9.0
70	Petite Gette	Opheylissem	6.5	7.0	7.2	8.9	11.2	13.4	16.3	1.6
71	Semois	Chantemelle	16.2	17.1	17.6	19.6	22.8	25.9	29.9	6.4
72	Semois	Étalle	21.8	22.8	23.3	25.5	29.1	32.5	36.9	9.9
73	Ton	Virton	7.6	8.0	8.1	8.4	9.4	10.4	11.6	3.1
74	Ton	Harnoncourt	34.0	36.6	37.9	42.6	52.7	62.4	75.0	13.3
75	Vire	Ruette	19.6	20.9	21.6	24.0	28.0	31.8	36.7	5.4
76	Vire	Latour	19.7	20.8	21.5	24.3	28.2	32.0	36.8	6.9

Table A-2. Annual series and partial series equations (ordinary moments method of Gumbel).

ID	River	Location	Annual series equation	Partial series equation
				$u = a(Q - Q_0)$
1	Aisne	Erezée	$u = 0.30(Q - 10.23)$	$u = 0.44(Q - 7.55)$
2	Aisne	Juzaine	$u = 0.09(Q - 23.25)$	$u = 0.14(Q - 16.31)$
3	Amblève	Targnon	$u = 0.03(Q - 96.49)$	$u = 0.04(Q - 70.50)$
4	Amblève	Martinrive	$u = 0.02(Q - 136.17)$	$u = 0.03(Q - 100.69)$
5	Eau Noire	Couvin	$u = 0.05(Q - 41.47)$	$u = 0.07(Q - 26.01)$
6	Hoëgne	Belleheid	$u = 0.27(Q - 10.47)$	$u = 0.41(Q - 7.41)$
7	Hoëgne	Theux	$u = 0.05(Q - 45.66)$	$u = 0.08(Q - 33.75)$
8	Lembrée	Vieuxville	$u = 0.26(Q - 7.95)$	$u = 0.38(Q - 4.84)$
9	Lesse	Resteigne	$u = 0.05(Q - 42.96)$	$u = 0.07(Q - 26.32)$
10	Lesse	Héroock	$u = 0.02(Q - 123.25)$	$u = 0.03(Q - 83.01)$
11	Lesse	Gendron	$u = 0.02(Q - 131.40)$	$u = 0.02(Q - 86.35)$
12	Lesse	Eprave	$u = 0.06(Q - 39.21)$	$u = 0.09(Q - 28.02)$
13	Lhomme	Grupont	$u = 0.13(Q - 17.44)$	$u = 0.22(Q - 12.44)$
14	Lhomme	Forrières	$u = 0.08(Q - 25.65)$	$u = 0.14(Q - 18.43)$
15	Lhomme	Jemelle	$u = 0.08(Q - 30.84)$	$u = 0.12(Q - 21.56)$
16	Lhomme	Rochefort	$u = 0.04(Q - 55.80)$	$u = 0.06(Q - 33.60)$
17	Lhomme	Eprave	$u = 0.05(Q - 63.60)$	$u = 0.07(Q - 45.50)$
18	Lienne	Lorcé	$u = 0.13(Q - 16.67)$	$u = 0.19(Q - 12.39)$
19	Mellier	Marbehan	$u = 0.14(Q - 14.12)$	$u = 0.21(Q - 8.80)$
20	Our	Ouren	$u = 0.05(Q - 50.72)$	$u = 0.07(Q - 32.51)$
21	Ourthe	Durbuy	$u = 0.02(Q - 111.73)$	$u = 0.03(Q - 79.98)$
22	Ourthe	Tabreux	$u = 0.01(Q - 141.54)$	$u = 0.02(Q - 95.65)$
23	Ourthe	Sauheid	$u = 0.01(Q - 277.26)$	$u = 0.01(Q - 198.68)$
24	Ourthe orientale	Houffalize	$u = 0.10(Q - 18.36)$	$u = 0.16(Q - 12.09)$
25	Ruisseau des Aleines	Auby-sur-Semois	$u = 0.32(Q - 12.01)$	$u = 0.43(Q - 9.28)$
26	Rulles	Habay-la-Vieille	$u = 0.17(Q - 16.07)$	$u = 0.22(Q - 10.38)$
27	Rulles	Tintigny	$u = 0.12(Q - 35.35)$	$u = 0.12(Q - 23.11)$
28	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	$u = 0.23(Q - 11.20)$	$u = 0.33(Q - 7.50)$
29	Semois	Tintigny	$u = 0.03(Q - 64.46)$	$u = 0.05(Q - 41.32)$
30	Semois	Membre Pont	$u = 0.01(Q - 182.82)$	$u = 0.02(Q - 107.00)$
31	Sûre	Martelange	$u = 0.06(Q - 33.89)$	$u = 0.08(Q - 16.74)$
32	Vesdre	Chaufontaine	$u = 0.02(Q - 104.10)$	$u = 0.03(Q - 68.43)$
33	Vierre	Suxy	$u = 0.07(Q - 29.03)$	$u = 0.10(Q - 15.97)$
34	Viroin	Olloy-sur-Viroin	$u = 0.02(Q - 84.88)$	$u = 0.03(Q - 55.41)$
35	Viroin	Treignes	$u = 0.03(Q - 80.07)$	$u = 0.04(Q - 52.40)$
36	Wamme	Hargimont	$u = 0.10(Q - 15.30)$	$u = 0.18(Q - 13.71)$
37	Wayai	Spixhe	$u = 0.11(Q - 21.47)$	$u = 0.17(Q - 13.74)$
38	Biran	Wanlin	$u = 0.22(Q - 9.98)$	$u = 0.32(Q - 5.40)$
39	Brouffe	Mariembourg	$u = 0.14(Q - 17.83)$	$u = 0.19(Q - 10.30)$
40	Eau Blanche	Aublain	$u = 0.14(Q - 16.27)$	$u = 0.22(Q - 10.00)$
41	Eau Blanche	Nismes	$u = 0.07(Q - 31.83)$	$u = 0.12(Q - 24.15)$
42	Hantes	Beaumont	$u = 0.10(Q - 15.99)$	$u = 0.17(Q - 8.84)$
43	Hermeton	Romedenne	$u = 0.14(Q - 16.63)$	$u = 0.19(Q - 11.35)$
44	Hermeton	Hastière	$u = 0.11(Q - 21.77)$	$u = 0.15(Q - 12.75)$
45	Marchette	Marche-en-Famenne	$u = 0.29(Q - 11.17)$	$u = 0.37(Q - 7.45)$
46	Ruisseau d'Heure	Baillonville	$u = 0.23(Q - 12.80)$	$u = 0.25(Q - 6.93)$
47	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	$u = 0.25(Q - 12.86)$	$u = 0.32(Q - 8.61)$
48	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	$u = 0.16(Q - 9.94)$	$u = 0.25(Q - 5.60)$
49	Bocq	Spontin	$u = 0.12(Q - 9.86)$	$u = 0.22(Q - 6.20)$
50	Bocq	Yvoir	$u = 0.09(Q - 12.22)$	$u = 0.17(Q - 7.66)$
51	Samson	Mozet	$u = 0.23(Q - 10.58)$	$u = 0.33(Q - 7.45)$

52	Berwinne	Dalhem	$u = 0.11 (Q - 18.28)$	$u = 0.16 (Q - 11.60)$
53	Bolland	Dalhem	$u = 0.56 (Q - 3.24)$	$u = 1.04 (Q - 2.40)$
54	Gueule	Sippenaken	$u = 0.18 (Q - 20.49)$	$u = 0.20 (Q - 12.92)$
55	Dyle	Florival	$u = 0.36 (Q - 18.50)$	$u = 0.39 (Q - 14.84)$
56	Samme	Ronquières	$u = 0.15 (Q - 15.28)$	$u = 0.23 (Q - 10.23)$
57	Senne	Steenkerque	$u = 0.15 (Q - 19.74)$	$u = 0.18 (Q - 13.14)$
58	Senne	Quenast	$u = 0.13 (Q - 22.20)$	$u = 0.16 (Q - 14.80)$
59	Sennette	Ronquières	$u = 0.38 (Q - 7.29)$	$u = 0.42 (Q - 5.47)$
60	Anneau	Marchipont	$u = 0.17 (Q - 7.21)$	$u = 0.26 (Q - 3.39)$
61	Grande Honnelle	Baisieux	$u = 0.14 (Q - 12.07)$	$u = 0.21 (Q - 7.32)$
62	Rhosnes	Amougies	$u = 0.33 (Q - 14.16)$	$u = 0.50 (Q - 12.89)$
63	Ruisseau des Estinnes	Estinnes-au-Val	$u = 0.37 (Q - 2.70)$	$u = 0.70 (Q - 1.59)$
64	Trouille	Givry	$u = 0.32 (Q - 3.37)$	$u = 0.54 (Q - 2.27)$
65	Burdinale	Marneffe	$u = 0.84 (Q - 2.10)$	$u = 1.29 (Q - 1.39)$
66	Geer	Eben-Emael	$u = 0.51 (Q - 10.62)$	$u = 0.70 (Q - 8.61)$
67	Grande Gette	Sainte-Marie-Geest	$u = 0.17 (Q - 9.31)$	$u = 0.27 (Q - 5.77)$
68	Mehaigne	Ambresin	$u = 0.27 (Q - 12.34)$	$u = 0.37 (Q - 9.92)$
69	Mehaigne	Wanze	$u = 0.18 (Q - 14.37)$	$u = 0.28 (Q - 10.93)$
70	Petite Gette	Opheylissem	$u = 0.32 (Q - 4.20)$	$u = 0.59 (Q - 3.04)$
71	Semois	Chantemelle	$u = 0.23 (Q - 13.09)$	$u = 0.34 (Q - 10.16)$
72	Semois	Étalle	$u = 0.21 (Q - 18.42)$	$u = 0.30 (Q - 14.90)$
73	Ton	Virton	$u = 0.77 (Q - 6.49)$	$u = 0.93 (Q - 5.48)$
74	Ton	Harnoncourt	$u = 0.07 (Q - 22.32)$	$u = 0.12 (Q - 17.48)$
75	Vire	Ruette	$u = 0.19 (Q - 16.10)$	$u = 0.23 (Q - 10.82)$
76	Vire	Latour	$u = 0.19 (Q - 16.56)$	$u = 0.26 (Q - 11.74)$

The equations correspond to the Gumbel adjustment in the form of $u = a(Q - Q_0)$ where u is a double transformation of the cumulated frequency $F(Q)$, and expressed as $u = -\ln(-\ln F(Q))$. The variable a is the scale parameter estimated through the system of Eq. 3-5 and Eq. 3-6. Q_0 is the form parameter. Available hourly data have been used, from station installation date to Dec 31, 2018.

Appendix B: Visual Basic code for the estimation of the number of dependent and independent peaks over threshold

The supplement file named “Macro_Number_of_events_estimation.xlsm” contains the VB script allowing the counting of the number of (dependent and independent) events over a variable threshold. It can be open with Microsoft Excel version 2007 at least. Test data are provided as hourly discharge series. The user can adjust the threshold and thus find the number of events per year. In this paper, the threshold has been adjusted to obtain around 5.5 events per year.

```

Sub NbEvents ()
' NbEvents Macro
Range("A1").Select
Selection.End(xlUp).Select
Range("C2").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "=IF(RC[-1]>=R1C[4],1,0)"
Range("C2").Select
Nblines = Application.CountA(Range("A:A"))
ZoneFillColumnC = "C2:C" & Nblines
ZoneFillColumnD = "D3:D" & Nblines
Selection.AutoFill Destination:=Range(ZoneFillColumnC)
Range("C2:C14").Select
Range("D3").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "=ABS(RC[-1]-R[-1]C[-1])"
Range("D3").Select
Selection.AutoFill Destination:=Range(ZoneFillColumnD)
Range("D3:D14").Select
Range("F1").Select
Columns("F:F").ColumnWidth = 27
ActiveCell.FormulaR1C1 = "Threshold (m³/s)"
Range("F2").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "Number of Events"
Range("F3").Select

```

```

ActiveCell.FormulaR1C1 = "Number of years"
Range("F4").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "Number of Events/year"
Range("F5").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "(dependent and independent peaks)"
Range("G1").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "9.999"
Range("G2").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "=SUM(C[-3])/2"
Selection.NumberFormat = "0"
Range("G3").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "=(COUNT(C[-5])-1)/(24*365.25)"
Selection.NumberFormat = "0.00"
Range("G4").Select
ActiveCell.FormulaR1C1 = "=R[-2]C/R[-1]C"
Selection.NumberFormat = "0.00"
Range("G1").Select
End Sub

```

Appendix C: Visual Basic code for the calculation of the partial series return periods

The supplement file named “Macro_Partial_series_calculation.xlsm” contains the VB script allowing the calculation of the return period of given discharge based on the partial series. It can be open with Microsoft Excel version 2007 at least. Test data are provided as hourly discharge series. The user is asked to give the flood threshold and the discharge value of which he wants to know the return period.

```

Sub Hydrogramsep_Macro()

Dim i As Long, ID As Long, j As Long, Nom As String
Dim Threshold As Double
    ID = -1
    j = 2
    Nom = ActiveSheet. Name
    With Sheets(Nom)

'Ask for threshold value
Threshold = InputBox("Flood threshold (m³/s)")

'Ask for the given flow rate that will be used for the computation of the partial
duration series
Q = InputBox("Flow rate for return period computation (Tp - m³/s)")

'Compute min & max date then count number of lines in column A (date)
Dim MinDate As Double, MaxDate As Double

    MinDate = WorksheetFunction.Min(Range("A:A"))
    MaxDate = WorksheetFunction.Max(Range("A:A"))

    Nblines = Application.CountA(Range("A:A"))
    Zone = "C2:C" & Nblines

'Add column Thresholding
    .Cells(1, 3).FormulaR1C1 = "Thresholding"
    Range("C2").Select
    ActiveCell.FormulaR1C1 = "=IF(RC[-1]>=" & Threshold & ",1,0)"
    Range("C2").Select
    Selection.AutoFill Destination:=Range(Zone), Type:=xlFillDefault
    Range(Zone).Select

'Split the main table in different pages using the ID field (column C)
For i = 2 To .Range("A1048576").End(xlUp).Row + 1

    If .Cells(i, 3).Value <> ID Then 'Value 3 refers to the column C
        ID = .Cells(i, 3).Value
        If i > 2 Then
            Sheets.Add
            ActiveSheet.Name = ID + ID2 'Creation of a unique sheet name

            .Range("A" & j & ":C" & i - 1).Copy ActiveSheet.Range("A1")
            j = i
            ID2 = ID + i
        End If
    End If

```

```

        End If
    Next i
End With

'Allow delete with alert
Application.DisplayAlerts = False

'Copy the first row of the main sheet to the splitted sheets
For i = 1 To Worksheets.Count - 2

    k = Worksheets.Count

    If i <= k Then GoTo 4 Else GoTo 10
4     Sheets(i).Select

    'Cells.Select
    Cells.EntireColumn.AutoFit

    'Unselect all

    If Application.WorksheetFunction.Max(Range("C:C")) = 0 Then Worksheets(i).Delete Else
GoTo 8

        'Sort discharge from max to min

8     Columns("A:C").Select
        Sheets(i).Sort.SortFields.Clear
        Sheets(i).Sort.SortFields.Add Key:=Range( _
            "B:B"), SortOn:=xlSortOnValues, Order:=xlDescending, DataOption:= _
            xlSortNormal
        With Sheets(i).Sort
            .SetRange Range("A:C")
            .Header = xlNo
            .MatchCase = False
            .Orientation = xlTopToBottom
            .SortMethod = xlPinYin
            .Apply
        End With

        Next i

        'Unselect all
10    Application.CutCopyMode = False

'Compute the number of sheets in the workbook
Nbofsheets = Worksheets.Count

'Allow the overwriting of existing files
Application.DisplayAlerts = False

99    Sheets.Add(After:=Sheets(Sheets.Count)).Name = "Floods"

Sheets("Floods").Cells(1, 1).FormulaR1C1 = "Start date"
Sheets("Floods").Cells(1, 2).FormulaR1C1 = "End date"
Sheets("Floods").Cells(1, 3).FormulaR1C1 = "Flood duration (days)"
Sheets("Floods").Cells(1, 4).FormulaR1C1 = "Maximum flow rate (m³/s)"
Sheets("Floods").Cells(1, 5).FormulaR1C1 = "Peak date"
Sheets("Floods").Cells(1, 6).FormulaR1C1 = "Time since previous peak (days)"
Sheets("Floods").Cells(1, 7).FormulaR1C1 = "Duration below threshold (days)"
Sheets("Floods").Cells(1, 8).FormulaR1C1 = "Duration of floods >1h"
Sheets("Floods").Cells(1, 9).FormulaR1C1 = "Max. discharge of floods with duration below
threshold >= average dur. (m³/s)"
Sheets("Floods").Cells(2, 11).FormulaR1C1 = "Average duration of floods >1h (days)"
Sheets("Floods").Cells(9, 11).FormulaR1C1 = "Standard dev. of flood discharges (m³/s)"
Sheets("Floods").Cells(11, 11).FormulaR1C1 = "Average value of flood discharges (m³/s)"

    'Copy the first row of the main sheet to the splitted sheets
    For i = 1 To Worksheets.Count - 2

        k = Worksheets.Count

        If i <= k Then GoTo 15 Else GoTo 20
15         Sheets(i).Select

20        Sheets("Floods").Cells(i + 1, 1).FormulaR1C1 =
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Min(Range("A:A"))
        Sheets("Floods").Columns("A:A").NumberFormat = "dd/mm/yyyy hh:mm"

```

```

    Sheets("Floods").Cells(i + 1, 2).FormulaR1C1 =
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Max(Range("A:A"))
    Sheets("Floods").Columns("B:B").NumberFormat = "dd/mm/yyyy hh:mm"

    Sheets("Floods").Cells(i + 1, 3).FormulaR1C1 =
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Max(Range("A:A")) -
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Min(Range("A:A"))
    Sheets("Floods").Columns("C:C").NumberFormat = "0.000"

    Sheets("Floods").Cells(i + 1, 4).FormulaR1C1 =
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Max(Range("B:B"))
    Sheets("Floods").Columns("D:D").NumberFormat = "0.000"

    Sheets("Floods").Cells(i + 1, 5).FormulaR1C1 = Sheets(i).Cells(1, 1)
    Sheets("Floods").Columns("E:E").NumberFormat = "dd/mm/yyyy hh:mm"

Next i

Sheets("Floods").Select
    Cells.Select
    Cells.EntireColumn.AutoFit

'Count the number of lines in sheet "Floods"
    Sheets("Floods").Select
    NblinesFloods = Application.CountA(Range("A:A"))

    For j = 2 To NblinesFloods

        If j = NblinesFloods Then GoTo 999 Else GoTo 666
        666    Sheets("Floods").Cells(j, 6).FormulaR1C1 = Sheets("Floods").Cells(j, 5) -
Sheets("Floods").Cells(j + 1, 5)
            Sheets("Floods").Columns("F:F").NumberFormat = "0.000"

            Sheets("Floods").Cells(j, 7).FormulaR1C1 = Sheets("Floods").Cells(j, 1) -
Sheets("Floods").Cells(j + 1, 2)
            Sheets("Floods").Columns("G:G").NumberFormat = "0.000"

        Next j

'Computation of the duration of flood >1h and the max. discharge of floods

999 Sheets("Floods").Select

    Sheets("Floods").Select
    NblinesFloods2 = Application.CountA(Range("A:A"))

    Sheets("Floods").Cells(NblinesFloods2, 9).FormulaR1C1 =
Sheets("Floods").Cells(NblinesFloods2, 4)

    For m = 2 To NblinesFloods2

        Cells(m, 8).Select
        ActiveCell.FormulaR1C1 = "=IF(RC[-5]=0,""",RC[-5])"

    Next m

    For n = 2 To NblinesFloods2 - 1

        Cells(n, 9).Select
        ActiveCell.FormulaR1C1 = "=IF(OR(IF(ABS(RC[-3])>=R2C12,1,0),IF(MAX(R[-1]C[-5]:R[1]C[-5])-
MIN(R[-1]C[-5]:R[1]C[-5])>=R9C12,1,0)),RC[-5],"")"

    Next n

    Sheets("Floods").Cells(2, 12).FormulaR1C1 =
Sheets(i).Application.WorksheetFunction.Average(Range("H:H"))
    Sheets("Floods").Columns("L:L").NumberFormat = "0.000"

    Sheets("Floods").Cells(9, 12).FormulaR1C1 =
Application.WorksheetFunction.StDev(Range("I:I"))
    Sheets("Floods").Cells(10, 12).FormulaR1C1 =
Application.WorksheetFunction.Count(Range("I:I"))
    Sheets("Floods").Cells(11, 12).FormulaR1C1 =
Application.WorksheetFunction.Average(Range("I:I"))
    Sheets("Floods").Columns("H:H").NumberFormat = "0.00"

Cells.Select

```

```

Cells.EntireColumn.AutoFit

Sheets.Add(After:=Sheets(Sheets.Count)).Name = "Gumbel_Tp"

Sheets("Gumbel_Tp").Cells(1, 1).FormulaR1C1 = "N ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(2, 1).FormulaR1C1 = "s ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(3, 1).FormulaR1C1 = "Qm ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(4, 1).FormulaR1C1 = "1/a ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(5, 1).FormulaR1C1 = "a ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(6, 1).FormulaR1C1 = "Q0 ="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(7, 1).FormulaR1C1 = "Number of hourly data="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(8, 1).FormulaR1C1 = "Number of available years="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(9, 1).FormulaR1C1 = "Number of events per year="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(11, 1).FormulaR1C1 = "Threshold(m³/s)="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(12, 1).FormulaR1C1 = "Given discharge (m³/s)="
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(13, 1).FormulaR1C1 = "Return period Tp of the given disch.
(yr)="

Sheets("Gumbel_Tp").Cells(1, 2).FormulaR1C1 = Sheets("Floods").Cells(10, 12)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(2, 2).FormulaR1C1 = Sheets("Floods").Cells(9, 12)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(3, 2).FormulaR1C1 = Sheets("Floods").Cells(11, 12)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(4, 2).FormulaR1C1 = 0.78 * Sheets("Gumbel_Tp").Cells(2, 2)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(5, 2).FormulaR1C1 = 1 / (Sheets("Gumbel_Tp").Cells(4, 2))
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(6, 2).FormulaR1C1 = (Sheets("Gumbel_Tp").Cells(3, 2)) - (0.577
* Sheets("Gumbel_Tp").Cells(4, 2))
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(7, 2).FormulaR1C1 =
Worksheets("Discharges").Range("B:B").Cells.SpecialCells(xlCellTypeConstants).Count - 1
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(8, 2).FormulaR1C1 = Sheets("Gumbel_Tp").Cells(7, 2) / (365.25 *
24)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(9, 2).FormulaR1C1 = Sheets("Gumbel_Tp").Cells(1, 2) /
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(8, 2)
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(11, 2).FormulaR1C1 = Threshold
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(12, 2).FormulaR1C1 = Q
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(13, 2).Formula = "=1/((1-Exp(-Exp(-Gumbel_Tp!B5*(Gumbel_Tp!B12-
Gumbel_Tp!B6)))) * Gumbel_Tp!B9)"

Sheets("Gumbel_Tp").Cells(2, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(3, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(4, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(5, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(6, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(8, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(9, 2).NumberFormat = "0.000"
Sheets("Gumbel_Tp").Cells(13, 2).NumberFormat = "0.00"

Cells.Select
Cells.EntireColumn.AutoFit

Sheets("Gumbel_Tp").Cells(12, 2).Select

End Sub

```

Annexe D :

Le tableau suivant reprend les différentes variables orohydrographiques des bassins versants étudiés au chapitre 3 (aire, altitude moyenne et intégrale hypsométrique) calculées sur base du modèle numérique de terrain IGN DTM20²⁹ à une résolution de 20 m (Tab. A-3). Les données de précipitation annuelles moyennes et maximales sont calculées à partir des données d'entrée du modèle MAR (Fettweis *et al.*, 2023), à une résolution de 5 km (données IRM agrégées).

Tab. A-3. Variables orohydrographiques (région géographique, aire, altitude moyenne et intégrale hypsométrique), débit maximum enregistré et données de précipitations moyennes et maximales sur la période 1967-2022 issues des données d'entrée du modèle MAR (Fettweis *et al.*, 2023) pour les bassins versants de Wallonie.

Num.	Code	Région	Cours d'eau	Localisation	Aire (km ²)	Q _h max. (m ³ /s)	P ann. moy. (1967-2022, mm)	P ann. max. (1967-2022, mm)	Altitude moy. (m)	Intégrale hypso-métrique
1	L5491	Ardenne	Aisne	Erezée	67.4	34.140	1155.3	1432.6	469	0.539
2	L6690	Ardenne	Aisne	Juzaine	183	115.120	1092.9	1358.4	389	0.487
3	6753	Ardenne	Ambève	Lasneville	196	70.000	1014.0	1228.4	501	0.588
4	6621	Ardenne	Ambève	Martinrive	1062	661.070	1070.6	1314.4	460	0.592
5	L7280	Ardenne	Ambève	Monteneau	109.14	24.036	1009.1	1219.8	518	0.469
6	L7670	Ardenne	Ambève	Roannay (La Gleize)	776.12	270.850	1064.7	1304.3	494	0.580
7	6732	Ardenne	Ambève	Stavelot	472	260.710	1080.6	1315.4	512	0.583
8	L6510	Ardenne	Ambève	Stavelot	492	235.980	1080.6	1315.4	512	0.583
9	6671	Ardenne	Ambève	Targnon	802.9	484.470	1063.8	1303.1	489	0.589
10	L6870	Haine	Anneau	Marchipont	78.19	14.932	760.0	988.0	107	0.596
11	L6390	Entre-Vesdre-et-Meuse	Berwinne	Dalhem	118	69.550	909.5	1130.8	218	0.488
12	L7511	Entre-Vesdre-et-Meuse	Berwinne	Val-dieu	48.36	21.230	935.0	1157.4	234	0.479
13	L5442	Sillon Sambre-et-Meuse	Biesme	Aiseau	77.5	27.953	914.9	1121.5	225	0.677
14	L7180	Sillon Sambre-et-Meuse	Biesme l'Eau	Biesme-sous-Thuin	85.89	30.700	845.9	1046.6	187	0.511
15	L6630	Sillon Sambre-et-Meuse	Biesme l'Eau	Thuin	79.81	37.780	846.6	1047.4	188	0.444
16	L7190	Fagne-Famenne	Biran	Wanlin	51.94	31.683	855.6	1056.8	181	0.227
17	-	Ardenne	Blanc Gravier (R ^{au} du)	Sart-Tilman	2.4	-	857.1	1064.3	214	0.716
18	L8220	Condroz	Bocq	Natoye	17.41	2.120	882.3	1079.9	278	0.611
19	L7470	Condroz	Bocq	Spontin	164.35	22.370	883.1	1077.3	281	0.596
20	8134	Condroz	Bocq	Yvoir	230	80.780	871.3	1065.5	269	0.684
21	L5800	Condroz	Bocq	Yvoir	230	68.000	870.7	1064.7	268	0.693
22	L6770	Entre-Vesdre-et-Meuse	Bolland	Dalhem	29.26	17.020	875.6	1095.3	217	0.536
23	L6090	Ardenne	Braunlauf	Lommersweiler	64	32.330	903.1	1088.5	478	0.629
24	9111	Fagne-Famenne	Brouffe	Mariembourg	80	48.600	885.2	1065.5	219	0.434
25	L6461	Hesbaye	Burdinale	Marneffe	26.78	12.626	789.3	976.1	171	0.632
26	L6001	Condroz	Burnot	Profondeville	66.97	15.469	873.1	1074.6	232	0.733
27	L6721	Haine	By	Bognies	27.22	10.320	802.0	1027.1	131	0.683
28	L5703	Haine	By	Mesvin	53.77	16.310	787.4	1006.5	109	0.583
29	L7660	Lorraine	Chavratte	Dampicourt	54.42	4.010	915.8	1113.5	304	0.526
30	-	Ardenne	Chefna	Quarreux	7.84	-	1077.0	1322.6	477	0.584
31	9741	Lorraine	Chiers	Torgny	643	85.611	843.5	1013.5	265	0.507
32	L7580	Hainaut	Dendre occidentale	Chapelle-à-Wattines	63.4	10.210	730.0	980.5	61	0.232
33	2952	Hainaut	Dendre occidentale	Irchonwelz	126	25.510	734.9	984.0	59	0.289
34	2971	Hainaut	Dendre orientale	Ath	229	33.180	735.1	982.8	58	0.282
35	L5690	Hainaut	Dendre orientale	Brugelette	110	26.974	757.1	986.5	76	0.378
36	L6590	Hainaut	Dendre orientale	Lens	43.95	9.777	763.7	992.2	78	0.274
37	1046	Brabant	Dyle	Bierges	310	47.960	814.8	999.0	131	0.659
38	L6140	Brabant	Dyle	Limelette	286	48.160	812.9	995.4	135	0.676
39	L6640	Hainaut	Dyle	Noirhat	24.9	13.784	740.5	1000.6	47	0.365
40	L6530	Fagne-Famenne	Eau Blanche	Aublain	106.22	45.940	993.3	1237.4	255	0.509
41	7891	Fagne-Famenne	Eau d'Heure	Cerfontaine	20	15.140	910.9	1111.0	255	0.516
42	7831	Fagne-Famenne	Eau d'Heure	Silenrieux (barrage)	78	7.580	907.6	1111.2	249	0.573
43	7781	Condroz	Eau d'Heure	Walcourt (Gare)	192	57.600	901.3	1101.4	252	0.586
44	7784	Fagne-Famenne	Eau d'Heure	Walcourt (Seuil)	100	26.520	905.6	1109.5	246	0.606
45	L5550	Ardenne	Eau d'Our	Our/Opont	70	21.640	1177.0	1444.1	402	0.567
46	L6350	Ardenne	Eau Noire	Couvin	102	97.511	1099.0	1360.5	330	0.690
47	9071	Ardenne	Eau Noire	Couvin	176	110.160	1096.1	1356.3	329	0.691
48	L7160	Ardenne	Eau Rouge	Stavelot	45.7	53.050	1149.7	1411.5	485	0.579
49	L6450	Hainaut	Espierres	Estaimpuis	72	26.760	716.5	954.1	31	0.266
50	8181	Condroz	Flavion	Foy	62	13.570	850.7	1033.7	251	0.666
51	-	Ardenne	Fond du Moulin (R ^{au})	Sart-Tilman	2.53	-	1012.5	1239.1	396	0.514

²⁹ Source : https://ac.ngi.be/catalogue/getopenaccess/ngi-standard-open/Vectordata/DTM/DTM20/DTM20_WA_ascii_L08.txt, consulté le 15/01/2024

52	5572	Hesbaye	Geer	Bergilers Amont	123	18.690	765.2	964.6	137	0.383
53	L6340	Hesbaye	Geer	Eben-Emael	452.26	18.428	767.8	957.3	137	0.396
54	L7650	Hainaut	Grande Espierres	Dottignies	35.61	16.010	697.2	937.5	37	0.348
55	L7850	Hesbaye	Grande Gette	Jodoigne-Souveraine	111.25	33.827	790.0	978.3	139	0.660
56	L5720	Hesbaye	Grande Gette	Saint-Rémy-Geest	135	43.810	785.7	974.2	131	0.602
57	L5170	Haine	Grande Honnelle	Baisieux	121	21.583	796.8	1025.0	125	0.703
58	L7260	Haine	Grande Honnelle	Gussignies	91.2	22.450	811.0	1040.2	137	0.745
59	L6660	Entre-Vesdre-et-Meuse	Gueule	Sippenaeken	121	52.990	987.4	1227.2	247	0.518
60	L7840	Brabant	Hain	Braine l'Alleud	49.34	15.927	837.1	1043.8	125	0.509
61	L7020	Brabant	Hain	Braine-le-Château	80.98	21.364	840.8	1051.7	114	0.530
62	3561	Haine	Haine	Boussoit	163	29.410	816.6	1005.5	122	0.437
63	L7570	Haine	Haine	Obourg	236.1	22.190	810.7	999.8	115	0.412
64	L6880	Fagne-Famenne	Hantes	Beaumont	92.39	24.777	905.1	1122.5	234	0.545
65	7944	Fagne-Famenne	Hantes	Wiheries	142	75.770	890.0	1103.4	218	0.541
66	L6940	Ardenne	Hédrée	Hargimont	45.1	56.540	1094.9	1339.6	417	0.584
67	8622	Fagne-Famenne	Hermeton	Hastière	166	63.890	831.6	997.8	220	0.553
68	L5060	Fagne-Famenne	Hermeton	Romedenne	115	44.350	838.0	1004.1	220	0.399
69	6526	Ardenne	Hoëgne	Belleheid	20	56.410	1346.6	1677.5	577	0.649
70	6517	Ardenne	Hoëgne	Polleur	73.5	144.120	1300.3	1617.5	455	0.495
71	-	Ardenne	Hoëgne	Theux	189	*367	1172.1	1451.9	399	0.444
72	6971	Ardenne	Holzwarche	Wirtzfeld	32	13.920	1139.4	1392.4	631	0.520
73	8661	Ardenne	Houille	Felenne	113	42.387	1176.2	1495.1	362	0.553
74	L6400	Ardenne	Houille	Gedinne	52	20.243	1200.6	1513.3	378	0.568
75	L5201	Hesbaye	Houyoux	Rhines	46	19.000	794.9	969.1	172	0.642
76	L5990	Condroz	Hoyoux	Marchin	239	131.570	899.2	1089.9	259	0.630
77	L7870	Condroz	Hoyoux	Marchin (bis)	248.83	123.700	898.8	1089.7	258	0.676
78	L7370	Ardenne	Hulle	Willerzie	38	20.060	1243.6	1571.6	401	0.683
79	L6950	Hainaut	Hunelle	Maffle	80.87	13.185	752.1	995.9	64	0.462
80	L7530	Brabant	Lasne	Rosières	106.14	7.753	847.2	1052.5	103	0.454
81	L6300	Ardenne	Lembrée	Vieuxville/Palogne	51	24.332	1016.5	1245.5	316	0.529
82	8221	Ardenne	Lesse	Gendron	1286	627.120	1023.9	1264.5	329	0.464
83	L6610	Ardenne	Lesse	Hérock	1156	483.020	1053.0	1300.6	341	0.461
84	L7680	Ardenne	Lesse	Maissin	88.94	30.170	1178.5	1448.6	422	0.531
85	L5530	Ardenne	Lesse	Ochamps	9.6	3.667	1197.4	1477.2	459	0.507
86	L5021	Ardenne	Lesse	Resteigne	345	141.075	1133.6	1407.1	381	0.596
87	8341	Ardenne	Lesse	Daverdisse	302	135.170	1156.8	1434.3	393	0.592
88	-	Ardenne	Lesse	Eprave	419	236.987	1104.8	1370.2	361	0.575
89	L6360	Ardenne	Lhomme	Eprave	478	211.820	1091.1	1342.1	378	0.522
90	L6310	Ardenne	Lhomme	Forrières	247	129.709	1177.5	1459.9	425	0.577
91	L6320	Ardenne	Lhomme	Grupont	179.9	75.390	1022.7	1261.6	278	0.387
92	8527	Ardenne	Lhomme	Jemelle	276	170.950	1158.1	1434.2	410	0.555
93	L6650	Ardenne	Lhomme	Rochefort	424.9	156.690	1122.0	1383.7	397	0.540
94	L6240	Ardenne	Lienne	Lorcé	147	60.790	1146.9	1425.2	432	0.524
95	L7290	Ardenne	Lienne	Trou de Bra	104.38	42.470	1165.7	1452.4	455	0.470
96	L5570	Brabant	Ligne	Saint-Martin	91.2	33.010	787.9	949.4	155	0.494
97	L7600	Entre-Vesdre-et-Meuse	Magne/R ^{su} des Fonds	Forêt	39.79	51.410	907.7	1130.3	240	0.605
98	L7120	Fagne-Famenne	Marchette	Marche-en-Famenne	48.88	31.740	894.0	1072.6	238	0.312
99	L6220	Lorraine	Marge	Villers-devant-Orval	82	7.040	942.2	1147.8	295	0.555
100	L6470	Hesbaye	Mehaigne	Ambresin	194.73	29.550	790.3	968.2	164	0.400
101	7244	Hesbaye	Mehaigne	Huccorgne	305	45.210	787.9	970.0	161	0.539
102	L6260	Hesbaye	Mehaigne	Upigny	17	6.390	794.6	968.3	166	0.424
103	L5820	Hesbaye	Mehaigne	Wanze	352.05	40.025	791.3	974.5	162	0.650
104	L5500	Ardenne	Mellier	Marbehan	62	44.569	1154.1	1423.4	435	0.510
105	L6023	Lorraine	Messancy	Athus	62	30.720	902.4	1117.5	332	0.325
106	8702	Sillon Sambre-et-Meuse	Meuse	Chooz	10120	1559.540	-	-	-	-
107	-	Sillon Sambre-et-Meuse	Meuse	Visé	21000	3077.870	-	-	-	-
108	7132	Sillon Sambre-et-Meuse	Meuse (moyenne)	Amay	16416	2147.110	-	-	-	-
109	8166	Condroz	Molignée	Sosoye	51	12.650	904.1	1102.5	252	0.683
110	8163	Condroz	Molignée	Warnant	125	30.500	872.5	1061.6	247	0.671
111	L5630	Condroz	Néblon	Hamoir	76	21.980	853.4	1030.7	270	0.650
112	L7220	Brabant	Nethen	Nethen	56.43	5.901	789.9	985.7	85	0.524
113	L7750	Hesbaye	Nil	Nil Saint-Vincent	31.31	6.437	804.3	990.9	153	0.539
114	3778	Haine	Obrecheuil	Saint-Denis	29	11.675	783.3	992.0	102	0.491
115	L7200	Ardenne	Oise	Macquenoise	32.21	18.118	1054.4	1341.0	290	0.599
116	L7520	Brabant	Orne	Blanmont	30.15	7.110	798.7	967.7	153	0.571
117	L7241	Brabant	Orneau	Jemeppe-sur-Sambre	210.75	56.680	790.0	953.5	158	0.631
118	L5183	Brabant	Orneau	Onoz	202.91	48.530	790.0	953.5	158	0.607
119	L6330	Ardenne	Our	Ouren	386	170.060	940.7	1126.9	496	0.460
120	9914	Ardenne	Our	Reuland	357	154.611	945.9	1135.9	501	0.450
121	9926	Ardenne	Our	Schoenberg	103	77.779	999.1	1196.4	552	0.485
122	L7410	Ardenne	Our	Weweler	276.74	146.760	951.0	1143.2	507	0.458
123	-	Ardenne	Ourthe	Angleur (2 Bis) / Liège	3615.5	1451.420	1035.1	1270.6	387	0.510
124	5904	Ardenne	Ourthe	Comblain-au-Pont	2746	1078.480	1020.3	1248.4	406	0.511
125	5953	Ardenne	Ourthe	Durbuy	1285	430.110	994.2	1211.1	395	0.493
126	5962	Ardenne	Ourthe	Hotton	940	374.210	941.2	1160.7	296	0.530
127	5991	Ardenne	Ourthe	Nisramont	740	226.600	1040.4	1265.5	463	0.520
128	5826	Ardenne	Ourthe	Sauheid	2910	1093.270	1011.9	1238.4	395	0.517
129	5921	Ardenne	Ourthe	Tabreux	1597	542.170	993.7	1213.4	377	0.492

130	L6290	Ardenne	Ourthe occ.	Amberloup	109	20.212	1199.4	1480.1	480	0.508
131	L8500	Ardenne	Ourthe occ.	Moiry	22.88	12.900	1219.0	1507.4	488	0.465
132	6122	Ardenne	Ourthe occ.	Ortho	379	116.090	1094.9	1342.5	464	0.583
133	L5950	Ardenne	Ourthe occ.	Wyompont	270.1	72.169	998.1	1217.6	398	0.564
134	L6550	Ardenne	Ourthe orientale	Brizy	96.214	31.030	963.5	1155.4	476	0.499
135	L5930	Ardenne	Ourthe orientale	Houffalize	179	63.746	959.7	1149.7	467	0.519
136	6021	Ardenne	Ourthe orientale	Mabompré	315	114.450	987.4	1189.0	469	0.486
137	L6910	Hainaut	Pas à Wasmes	Pecq	40.59	3.365	695.9	918.8	24	0.257
138	L6280	Hesbaye	Petite Gette	Ophelisse	134	22.596	755.5	940.0	120	0.614
139	L6861	Haine	Petite Honnelle	Baisieux	28.79	7.790	773.6	1001.8	112	0.665
140	L7590	Hainaut	R ^{su} d'Ancre	Flobecq	14.48	3.480	750.1	966.9	79	0.383
141	L6570	Hainaut	R ^{su} d'Ancre	Ghoy	77	24.662	745.0	964.8	61	0.279
142	L6560	Ardenne	R ^{su} de Cherin	Bistain	43.035	13.350	989.8	1196.2	480	0.493
143	L6930	Sillon Sambre-et-Meuse	R ^{su} de Fosses	Falisolle	57.37	30.200	878.7	1077.1	209	0.596
144	L6840	Ardenne	R ^{su} de Gembes	Daverdisse	87.23	27.057	1146.6	1441.3	377	0.703
145	L5540	Ardenne	R ^{su} de Graide	Graide	10.6	4.635	1177.4	1461.2	399	0.501
146	L6850	Ardenne	R ^{su} de Laval	Sprimont (Saint-Ode)	73.1	32.110	1093.5	1337.0	484	0.608
147	L7630	Condroz	R ^{su} de Leignon	Ciney	29.64	6.890	862.1	1054.8	297	0.562
148	L6980	Ardenne	R ^{su} de Neufchâteau	Martilly	65.94	19.285	1184.5	1469.9	436	0.425
149	L7231	Hesbaye	R ^{su} de Petit Hallet	Orp-le-Grand	73.13	15.598	758.5	945.5	131	0.656
150	L6990	Ardenne	R ^{su} des Aleines	Auby-sur-Semois	87.65	21.806	1161.5	1420.0	398	0.667
151	L6900	Hesbaye	R ^{su} des Awirs	Awirs	33.87	9.489	809.3	1004.8	168	0.675
152	L7080	Haine	R ^{su} des Estinnes	Estinnes-au-Val	28.65	15.478	798.6	995.8	132	0.558
153	L8470	Condroz	R ^{su} des Fonds de Leffe	Dinant	30.8	10.440	821.0	1020.9	247	0.680
154	L7910	Condroz	R ^{su} d'Hanzinne	Gerpennes (Hanzinne amont)	12.29	28.900	920.5	1133.0	238	0.578
155	L7920	Sillon Sambre-et-Meuse	R ^{su} d'Hanzinne	Gerpennes (Hanzinne aval)	28.87	35.360	902.9	1111.2	228	0.535
156	L6050	Fagne-Famenne	R ^{su} d'Heure	Baillonville	68	26.370	874.2	1048.9	256	0.488
157	L7070	Ardenne	R ^{su} du Martin Moulin	Rensiwé	76.64	33.780	1078.3	1312.4	494	0.557
158	L7930	Sillon Sambre-et-Meuse	R ^{su} Saint-Pierre	Gerpennes (St-Pierre)	6.69	16.520	878.4	1085.7	225	0.605
159	-	Ardenne	Renory (R ^{su} de)	Sart-Tilman	1.06	-	842.9	1050.1	176	0.618
160	L8100	Hesbaye	Rhée	Meeffe	16.97	5.920	788.5	970.6	177	0.510
161	L5412	Hainaut	Rhosnes	Amougies	164	26.061	729.9	964.4	53	0.283
162	L6920	Hainaut	Rieu de l'Haye	Escanaffles	55.85	8.879	702.4	930.8	37	0.168
163	L7880	Hainaut	Rieu des Barges	Ere	130.55	10.060	690.5	915.8	55	0.459
164	L7890	Hainaut	Rieu des Barges	Froidmont	19.12	8.361	687.6	913.2	55	0.367
165	L5970	Ardenne	Rulles	Habay-la-Vieille	96	36.654	1093.4	1333.5	447	0.556
166	L5220	Ardenne	Rulles	Tintigny	219	64.049	1108.9	1355.9	433	0.549
167	L7690	Ardenne	Ry d'Ave	Han-sur-Lesse	26.57	6.462	947.4	1180.1	266	0.416
168	9201	Ardenne	Ry de Rome	Couvin	16	9.060	1058.3	1302.5	323	0.666
169	9221	Ardenne	Ry de Rome	Petigny	6	3.590	1073.1	1320.9	349	0.635
170	7883	Fagne-Famenne	Ry de Soumoy	Soumoy	15	12.880	890.8	1079.9	257	0.558
171	7843	Fagne-Famenne	Ry d'Erpion	Boussu-lez-Walcourt	6	2.830	904.5	1119.7	246	0.588
172	L7000	Ardenne	Ry du Moulin	Vresse-sur-Semois	61.8	28.759	1154.9	1422.6	370	0.742
173	L5640	Fagne-Famenne	Ry d'Yves	Walcourt	87	52.070	905.6	1109.5	246	0.610
174	7812	Condroz	Ry d'Yves	Walcourt - Vogenée	87	45.000	896.4	1091.7	262	0.628
175	L7990	Condroz	Ry d'Yves	Yves-Gomzée	41.4	41.270	898.5	1092.3	272	0.552
176	9223	Ardenne	Ry Ermitage	Petigny	1	0.560	1065.3	1313.6	336	0.559
177	9224	Ardenne	Ry Font. aux Serpents	Petigny	2	1.270	1028.8	1265.5	333	0.762
178	7863	Fagne-Famenne	Ry Jaune	Silenrieux	7	5.630	915.3	1126.1	262	0.643
179	9232	Ardenne	Ry Pernelle	Brûly	39	25.458	1095.0	1346.1	340	0.587
180	6832	Ardenne	Salm	Trois-Ponts	199	94.780	1030.4	1280.0	481	0.588
181	L6070	Ardenne	Salm	Trois-Ponts	202	110.000	1030.1	1279.5	480	0.596
182	7319	Sillon Sambre-et-Meuse	Sambre (basse)	Salzannes Ronet	2842	334.220	-	-	-	-
183	7487	Sillon Sambre-et-Meuse	Sambre (haute)	Solre	1188	135.450	-	-	-	-
184	2371	Brabant	Samme	Ronquières	135	46.850	830.5	1026.3	129	0.605
185	9461	Ardenne	Semois	Bouillon	1044	312.160	1108.4	1357.8	393	0.539
186	L5880	Lorraine	Semois	Chantemelle	89	32.320	974.9	1189.7	371	0.252
187	9541	Ardenne	Semois	Chiny	738	392.270	1099.6	1348.4	404	0.411
188	L6180	Lorraine	Semois	Etalle	123.86	35.637	981.4	1193.9	367	0.243
189	L7300	Ardenne	Semois	Herbeumont	833.6	227.650	1099.4	1347.5	399	0.485
190	9434	Ardenne	Semois	Membre Pont	1235	554.160	1076.5	1305.1	343	0.680
191	9571	Lorraine	Semois	Sainte-Marie	143	57.180	982.5	1194.4	365	0.228
192	9561	Ardenne	Semois	Tintigny	380.9	208.740	1108.9	1355.9	432	0.549
193	L7970	Hainaut	Senne	Rebecq	164.84	38.320	781.8	996.6	92	0.507
194	L8080	Hainaut	Senne	Soignies	40.46	14.350	789.0	999.2	102	0.666
195	L5661	Hainaut	Senne	Steenkerque	115.22	50.254	780.3	996.3	93	0.590
196	L5660	Hainaut	Senne	Steenkerque	145.3	51.443	782.7	997.2	94	0.522
197	1951	Hainaut	Senne	Tubize	215	98.730	778.7	994.6	86	0.650
198	L7550	Hainaut	Sennette	Ecaussinnes	43.22	6.610	825.1	1021.1	120	0.657
199	L5670	Brabant	Sennette	Ronquières	61.14	21.180	830.5	1026.3	129	0.605
200	L7610	Brabant	Sennette	Tubize	98.58	16.700	829.7	1032.3	119	0.584
201	L5420	Hainaut	Sille	Isières	58	15.600	745.4	974.6	58	0.307
202	L6671	Hesbaye	Soile	Hemptinne	61.41	26.790	795.9	974.3	176	0.510
203	-	Ardenne	Sordeye R ^{su} de)	Sart-Tilman	0.64	-	845.4	1052.9	209	0.770
204	L8010	Hainaut	Stincup-Laubeq	Tubize Stincup	29.59	5.620	763.6	982.8	66	0.624
205	L5610	Ardenne	Sûre	Martelange	209	102.601	1107.3	1365.8	465	0.552
206	L7760	Brabant	Thines	Nivelles	34.09	12.114	834.0	1030.7	138	0.638

207	L7560	Sillon Sambre-et-Meuse	Thon	Samson	111.71	24.360	888.6	1075.5	223	0.686
208	7978	Fagne-Famenne	Thure	Bersillies-l'Abbaye	57	23.630	897.9	1112.5	215	0.539
209	L7210	Fagne-Famenne	Thure	Grandrieu	19.3	10.606	922.1	1142.4	236	0.559
210	L5460	Brabant	Thyle	Suzeryl	68	14.160	809.1	985.3	137	0.657
211	L6060	Condroz	Thyria	Thy-le-Château	50	16.840	907.8	1118.0	239	0.594
212	L5520	Lorraine	Ton	Harnoncourt	293	47.430	904.8	1107.2	296	0.481
213	L6440	Lorraine	Ton	Virton	89	10.714	915.5	1117.8	301	0.492
214	L7860	Condroz	Triffoys	Modave	30.36	20.860	914.9	1112.0	247	0.680
215	L6710	Haine	Trouille	Givry	55.72	18.750	803.2	1010.1	135	0.627
216	L6430	Haine	Trouille	Harmignies	79.89	13.520	791.9	996.3	123	0.585
217	3643	Haine	Trouille	Hyon	224	28.770	783.1	991.6	106	0.502
218	L6600	Haine	Trouille	Spiennes	93.03	9.650	787.0	993.8	112	0.537
219	L6080	Ardenne	Uif	Reuland	57	17.600	916.4	1092.9	475	0.597
220	L5961	Hainaut	Verne de Bury	Wiers	24.9	5.125	740.5	1000.6	47	0.365
221	L7700	Ardenne	Vesdre	Bellevaux	269.72	*475	1269.9	1581.4	431	0.478
222	6228	Ardenne	Vesdre	Chaufontaine	683	676.500	1140.4	1415.0	361	0.459
223	-	Ardenne	Vesdre	Trooz	625	*535	1161.5	1441.0	373	0.465
224	L7150	Ardenne	Vesdre	Verviers	338.15	*507.5	1211.2	1505.8	397	0.457
225	L7130	Ardenne	Vierre	Martilly	173.98	55.475	1187.5	1473.5	440	0.445
226	9651	Ardenne	Vierre	Straimont	182	122.220	1165.5	1444.9	408	0.543
227	L7140	Ardenne	Vierre	Suxy	219.8	76.892	1182.1	1466.2	433	0.447
228	L6030	Lorraine	Vire	Latour	125	37.379	901.3	1109.8	297	0.449
229	L5600	Lorraine	Vire	Ruette	104	33.894	904.1	1114.9	300	0.440
230	L6380	Ardenne	Viroin	Olloy-sur-Viroin	491	156.041	997.7	1226.0	265	0.498
231	9021	Ardenne	Viroin	Treignes	548	273.200	994.2	1220.4	265	0.524
232	L7640	Ardenne	Wamme	Hargimont	80	116.650	1055.4	1289.3	389	0.509
233	6946	Ardenne	Warche	Bévercé	149	42.020	1168.9	1426.7	585	0.665
234	6981	Ardenne	Warche	Bullingen	23	14.700	1078.1	1309.6	613	0.444
235	6933	Ardenne	Warche	Malmedy	183	65.660	1156.7	1409.5	567	0.641
236	L6520	Ardenne	Warche	Malmedy	183.42	71.816	1156.7	1409.5	567	0.641
237	L5580	Ardenne	Warche	Thieux	192	72.320	1152.5	1404.3	559	0.643
238	L6790	Ardenne	Wayai	Spixhe	93.8	*150	1121.6	1385.5	387	0.526
239	L6270	Fagne-Famenne	Wimbe	Lavaux-Sainte-Anne	93	30.460	994.3	1252.3	301	0.501
240	L6040	Hesbaye	Yerne	Grandville	62.3	10.339	777.1	967.4	156	0.514
241	L7500	Hesbaye	Yerne	Limont	28.14	5.480	782.6	971.4	172	0.496

Annexe du CHAPITRE 6

Cette annexe reprend les différents graphiques complémentaires qui ont été conçus pour la détermination des hystérésis du chapitre 6.

Les graphiques ci-dessous (Fig. A-1 à Fig. A-11) sont relatifs aux hystérésis calculées à partir de la mesure de la turbidité grâce au capteur de terrain, en complément des exemples présentés précédemment (Fig. 6-39 à Fig. 6-46).

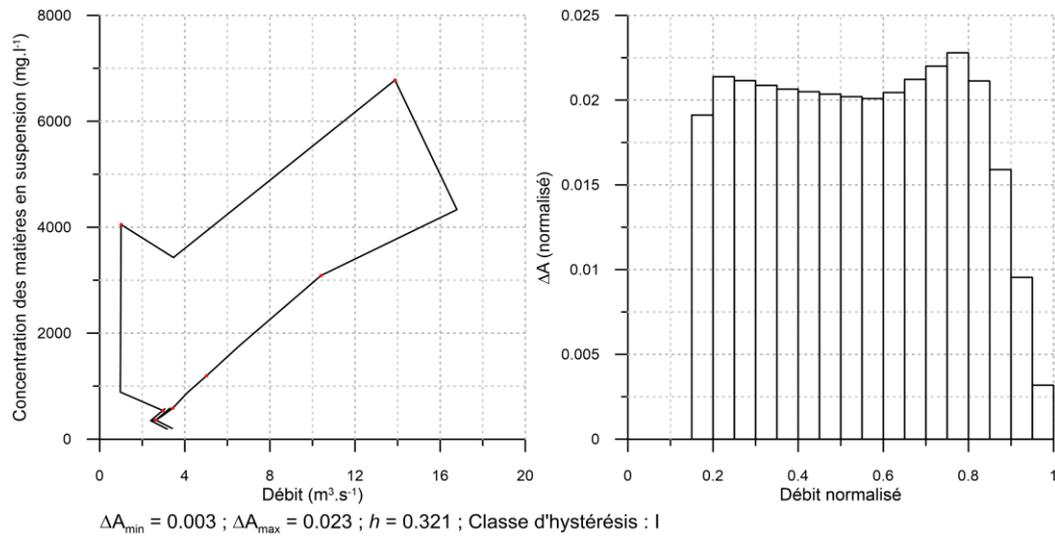


Fig. A-1. Crue de la Senne du 17/06/2012 08h23 - 19/06/2012 06h23.

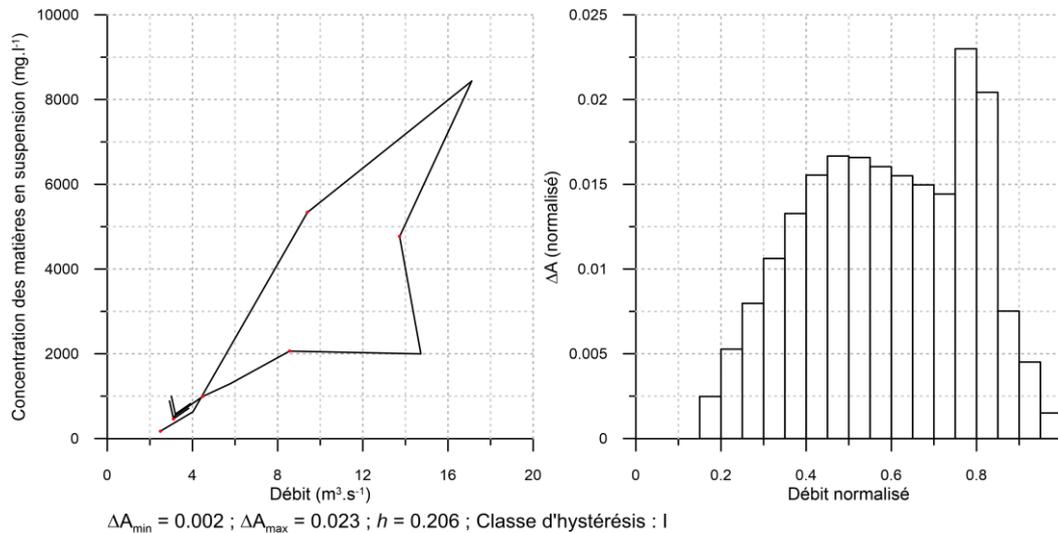


Fig. A-2. Crue de la Senne du 05/07/2012 19h35 - 06/07/2012 13h53.

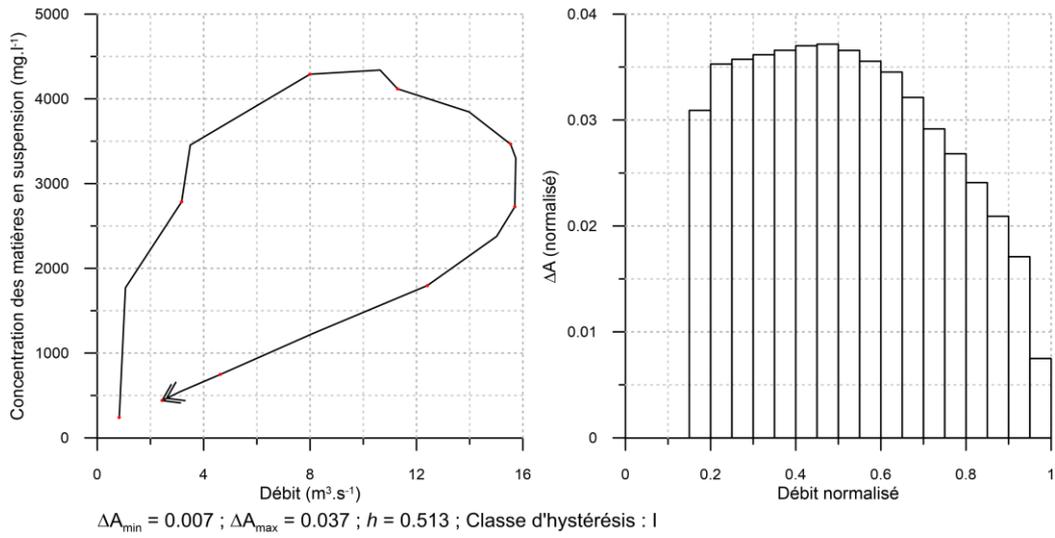


Fig. A-3. Crue de la Senne du 04/10/2012 02h50 - 04/10/2012 22h50.

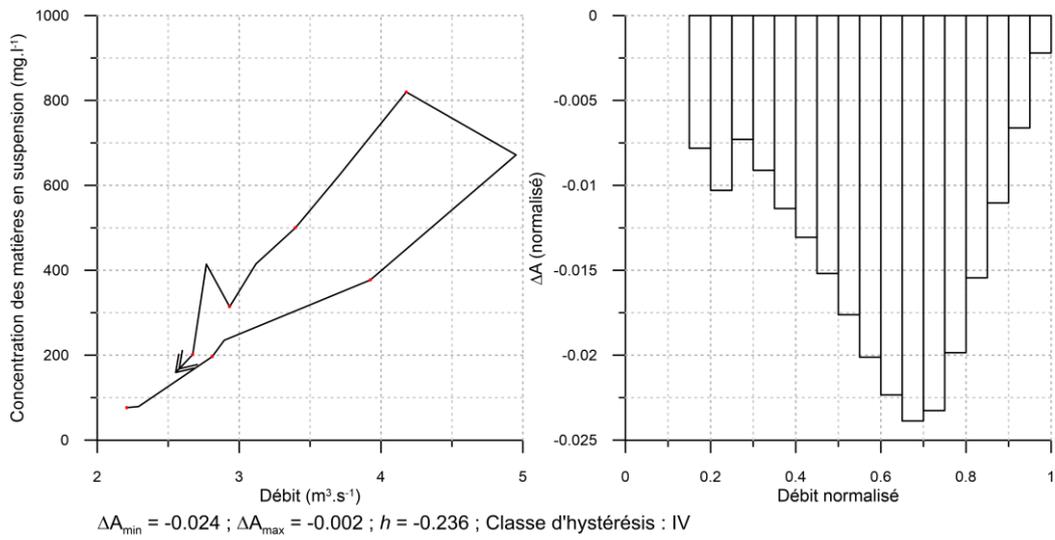


Fig. A-4. Crue de la Senne du 03/12/2012 18h10 - 04/12/2012 18h19.

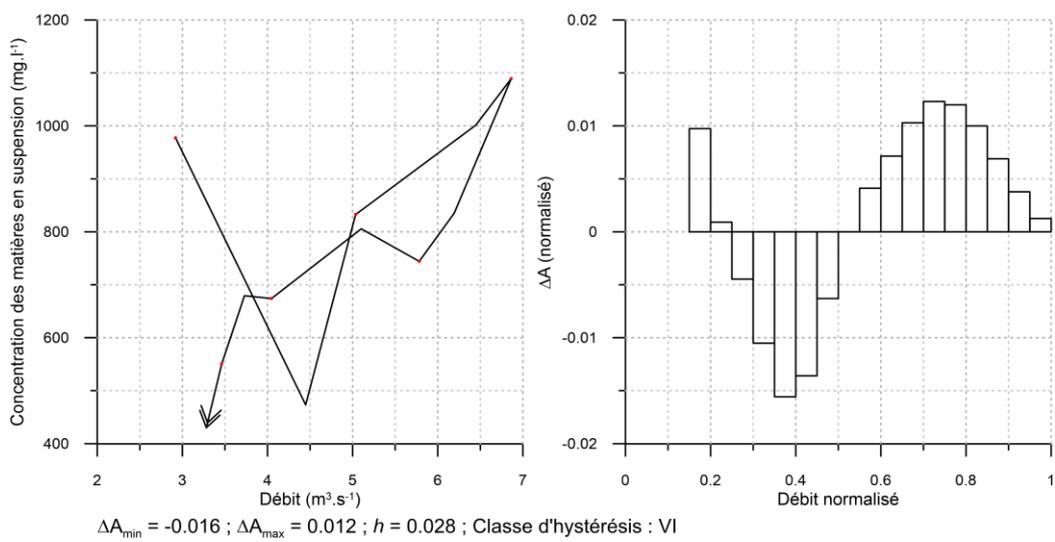


Fig. A-5. Crue de la Senne du 20/12/2012 15h10 - 22/12/2012 11h59.

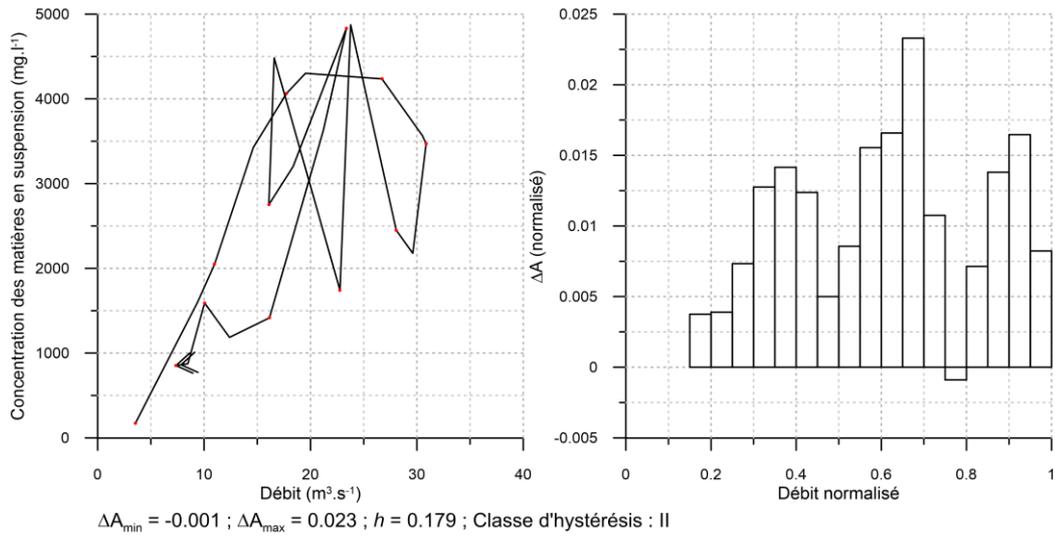


Fig. A-6. Crue de la Seine du 22/12/2012 16h01 - 25/12/2012 08h01.

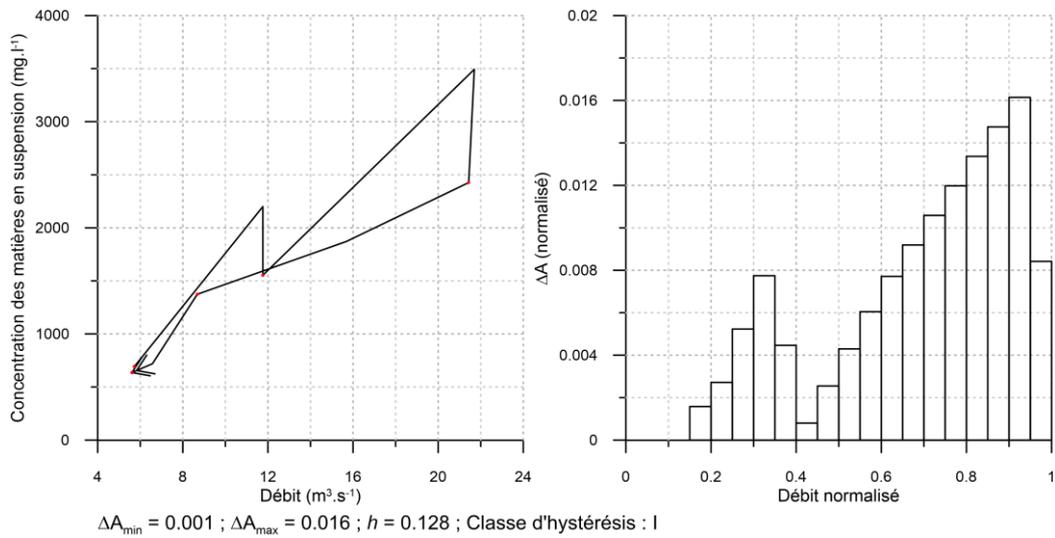


Fig. A-7. Crue de la Seine du 30/12/2012 08h45 - 31/12/2012 20h45.

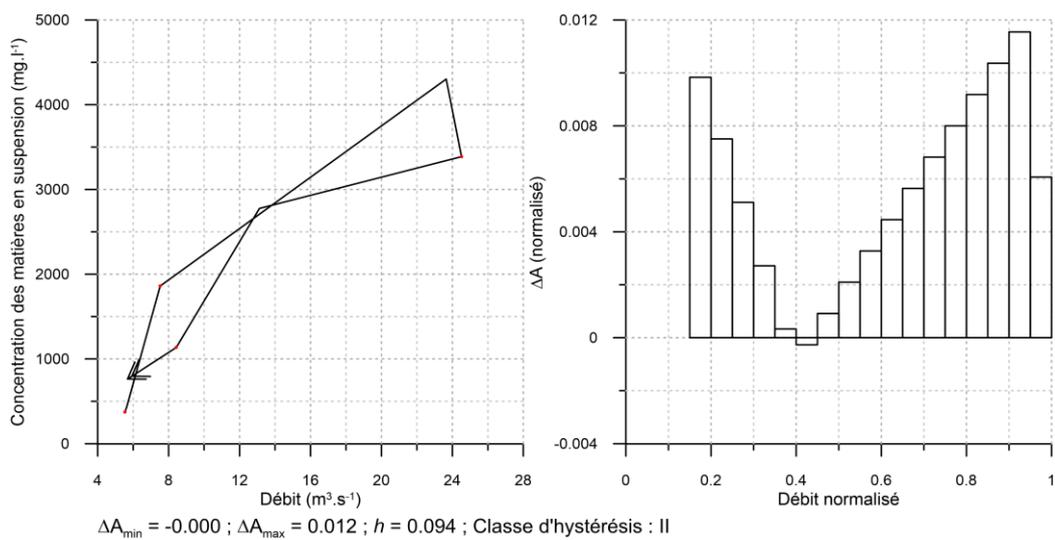


Fig. A-8. Crue de la Seine du 28/01/2013 21h12 - 31/01/2013 15h41.

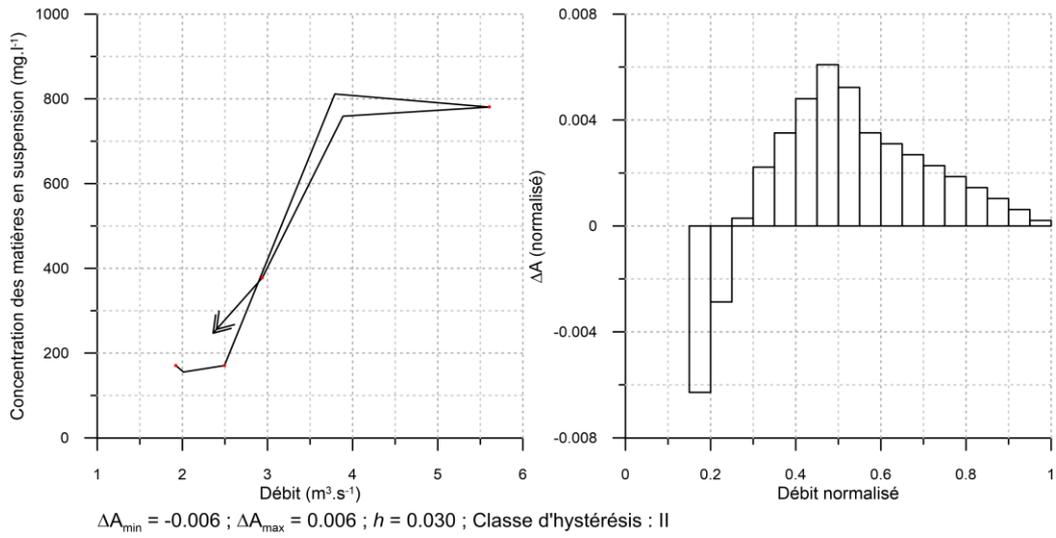


Fig. A-9. Crue de la Senne du 04/11/2013 02h10 - 05/11/2013 14h07.

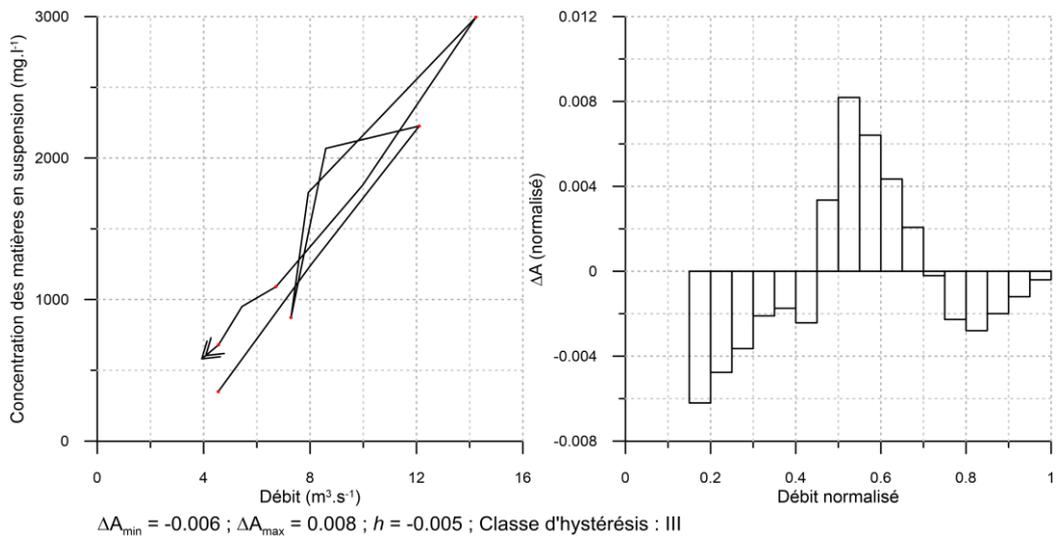


Fig. A-10. Crue de la Senne du 07/11/2013 20h07 - 10/11/2013 11h28.

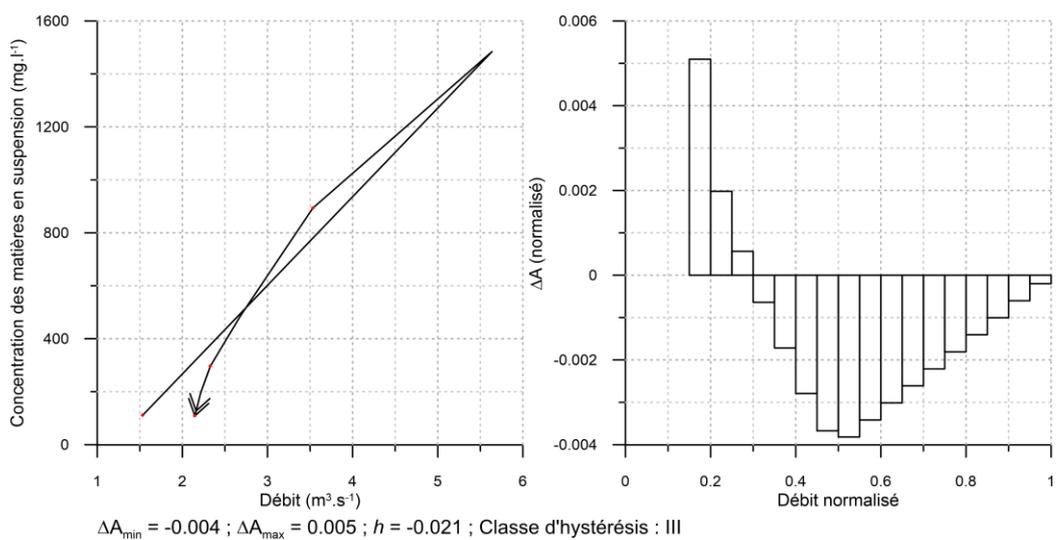


Fig. A-11. Crue de la Senne du 22/12/2013 22h25 - 24/12/2013 03h25.

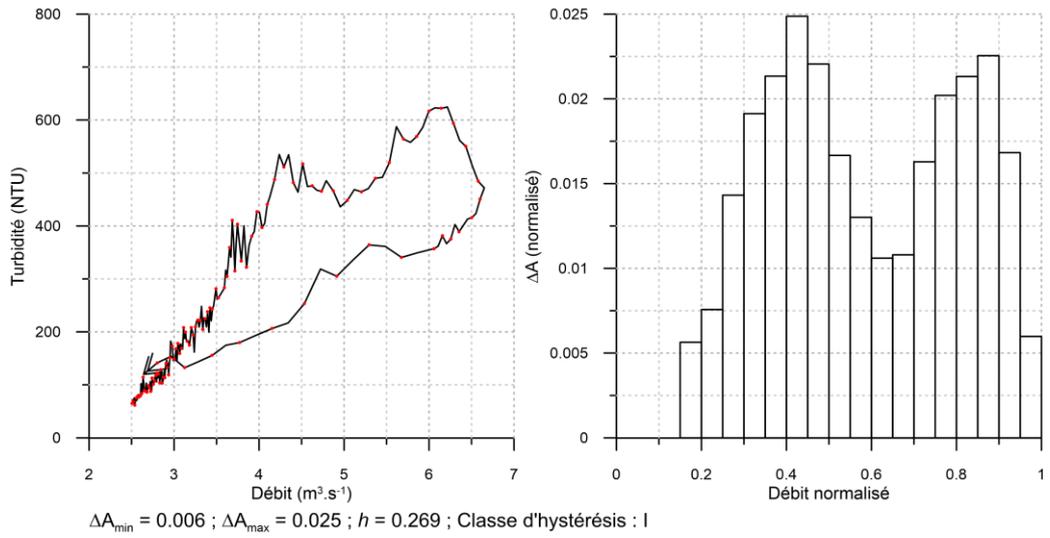


Fig. A-12. Crue de la Senne du 26/04/2012 21h25 - 27/04/2012 14h00.

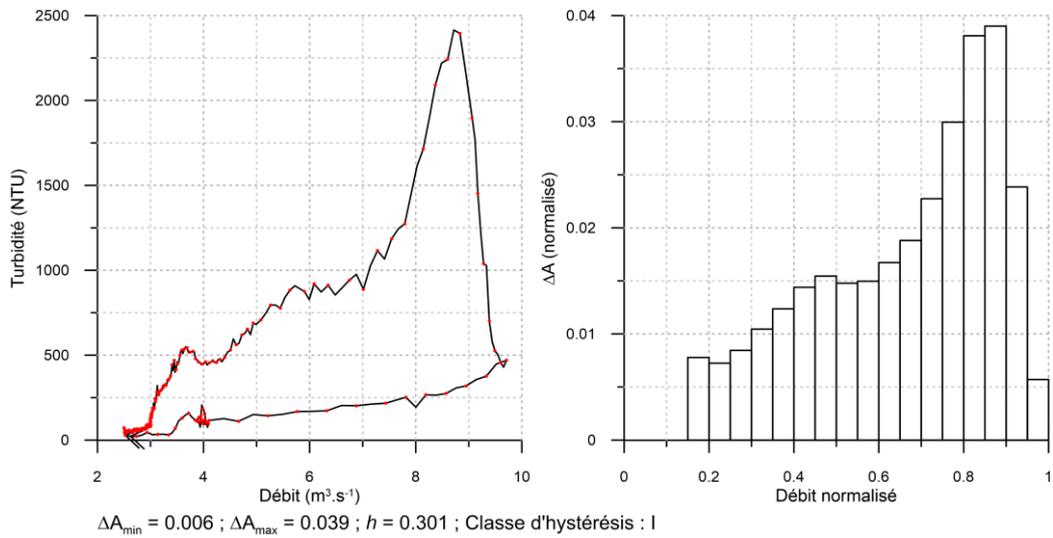


Fig. A-13. Crue de la Senne du 09/05/2012 17h20 - 10/05/2012 23h40.

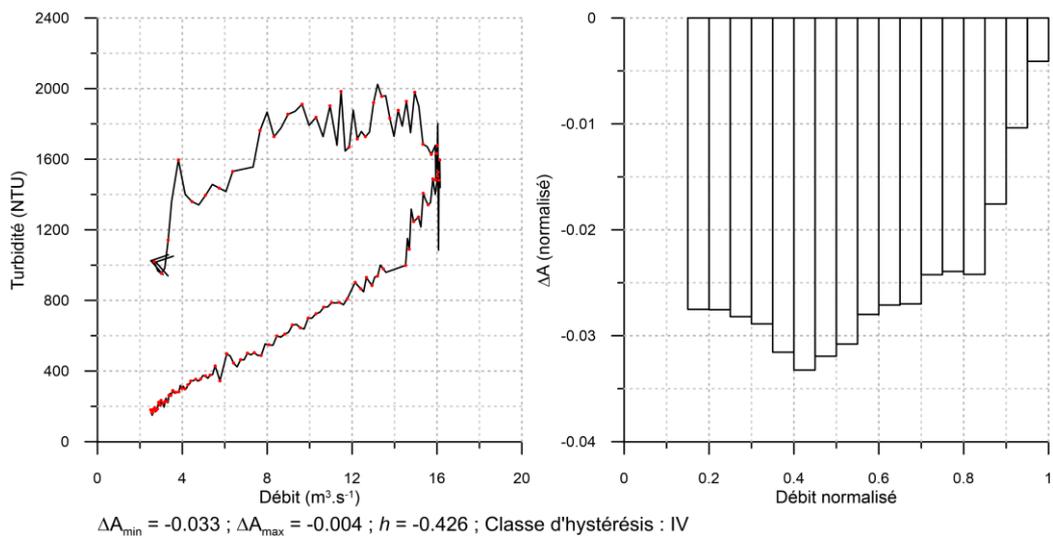


Fig. A-14. Crue de la Senne du 04/10/2012 06h30 - 04/10/2012 22h30.

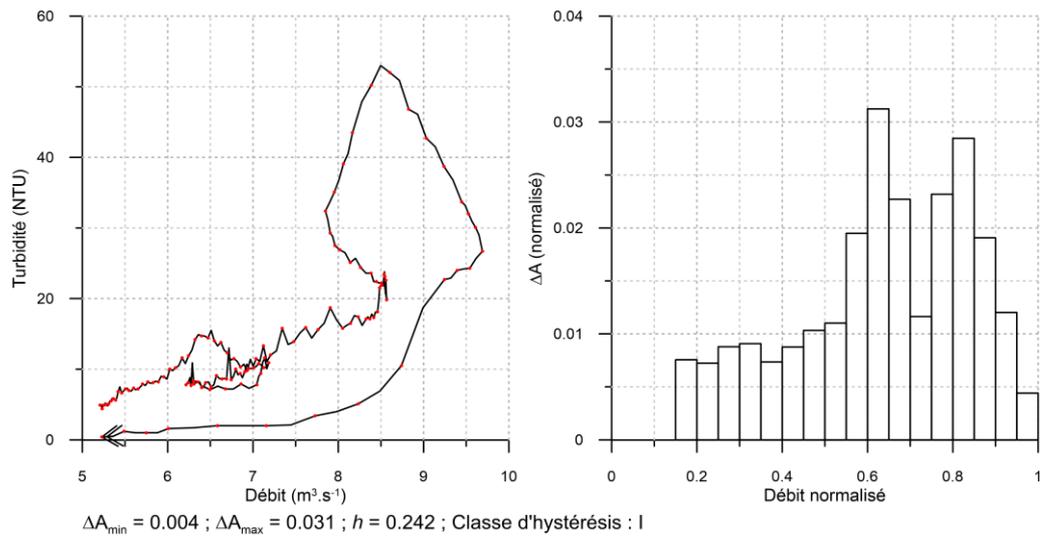


Fig. A-15. Crue de la Dyle du 19/07/2011 18h00 - 21/07/2011 07h40.

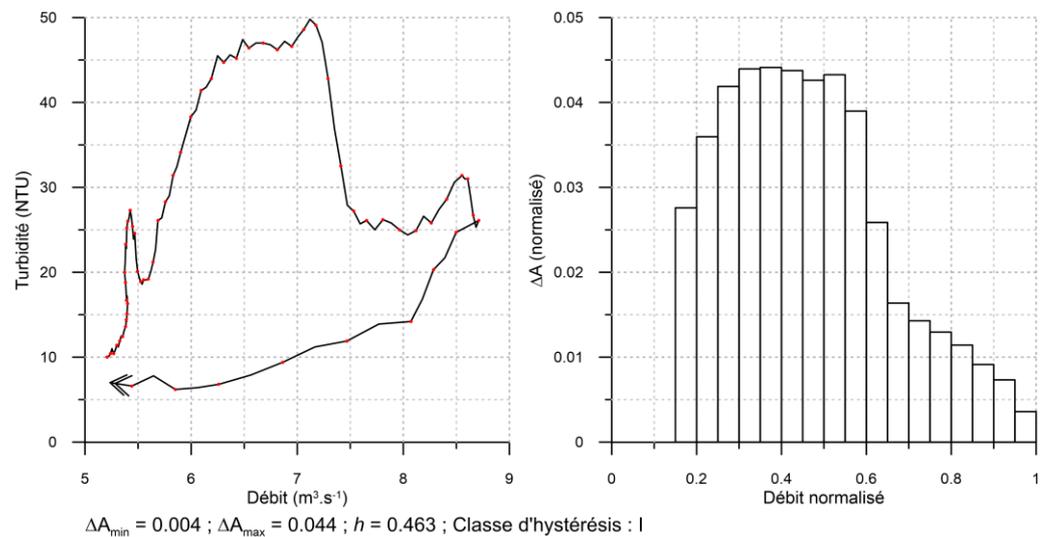


Fig. A-16. Crue de la Dyle du 25/07/2011 09h10 - 26/07/2011 05h00.

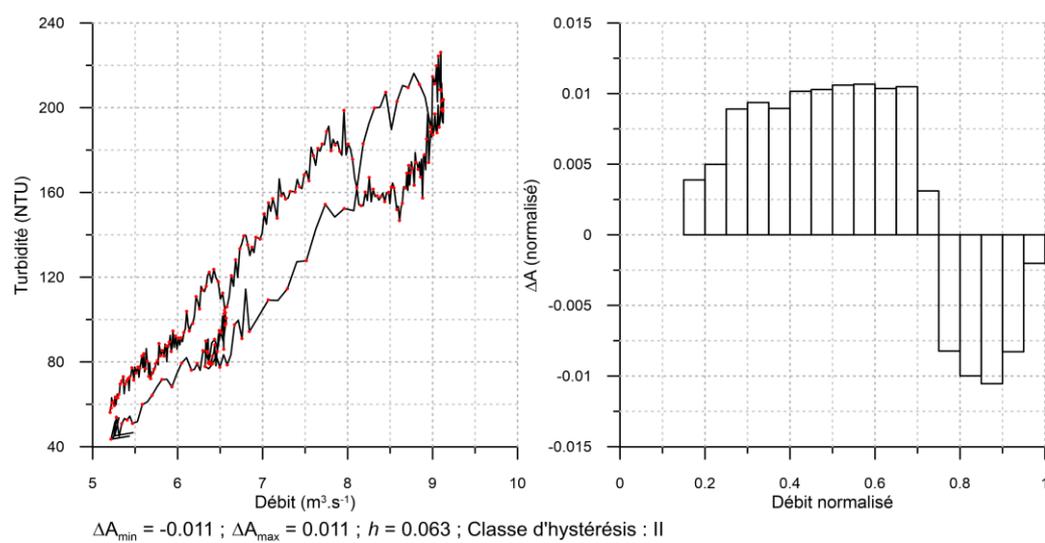


Fig. A-17. Crue de la Dyle du 02/01/2012 01h20 - 03/01/2012 07h30.

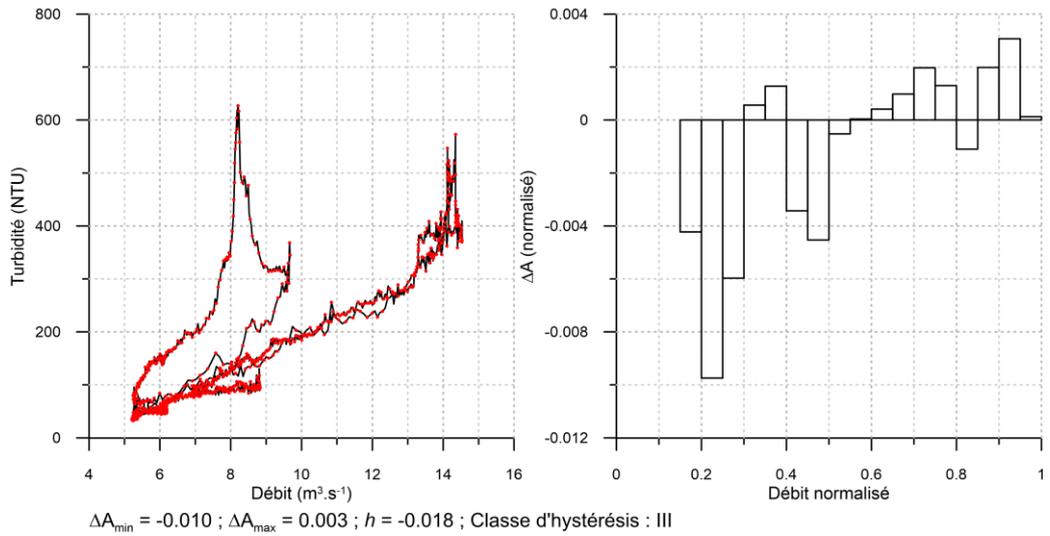


Fig. A-18. Crue de la Dyle du 03/01/2012 18h15 - 09/01/2012 15h00.

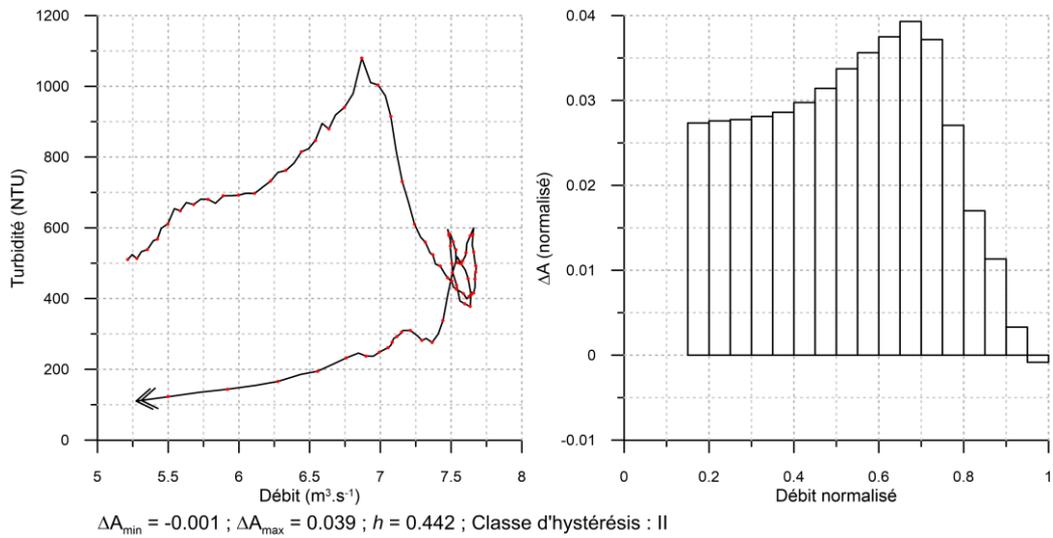


Fig. A-19. Crue de la Dyle du 07/06/2012 19h10 - 08/06/2012 06h35.

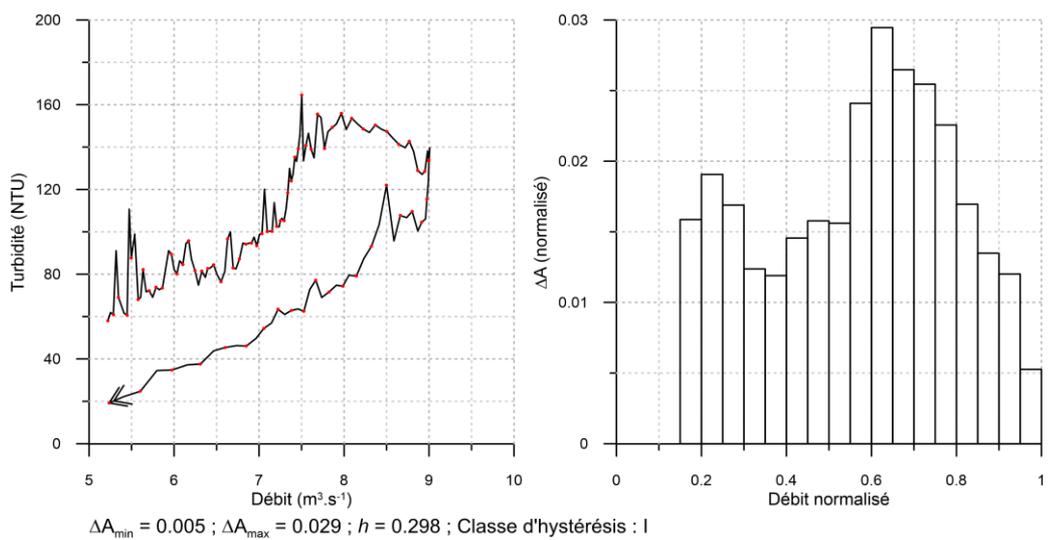


Fig. A-20. Crue de la Dyle du 18/08/2013 19h15 - 19/08/2013 07h15.

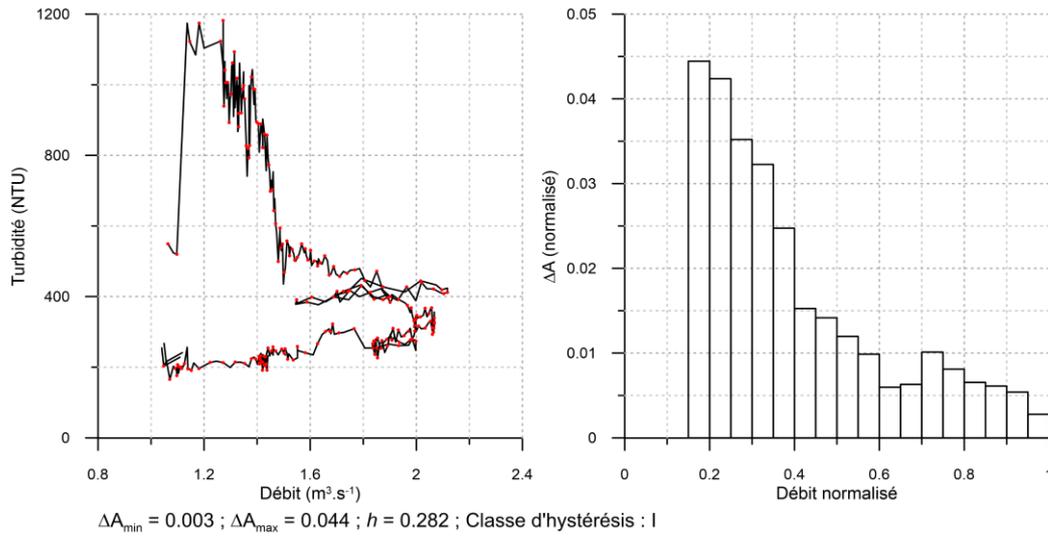


Fig. A-21. Crue de la Grande Gette du 09/12/2012 21h05 - 11/12/2012 15h30.

Les graphiques ci-dessous (Fig. A-22 à Fig. A-45) sont relatifs aux hystérésis calculées à partir de la mesure des concentrations de matières en suspension, en complément des exemples présentés précédemment (Fig. 6-47 à Fig. 6-54).

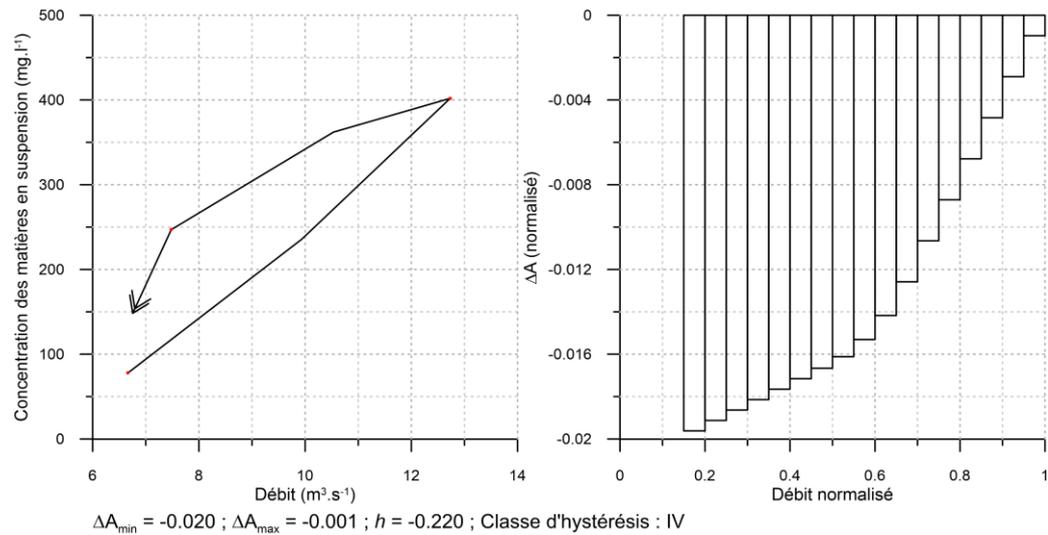


Fig. A-22. Crue de la Dyle du 06/10/2011 19h38 - 09/10/2011 19h38.

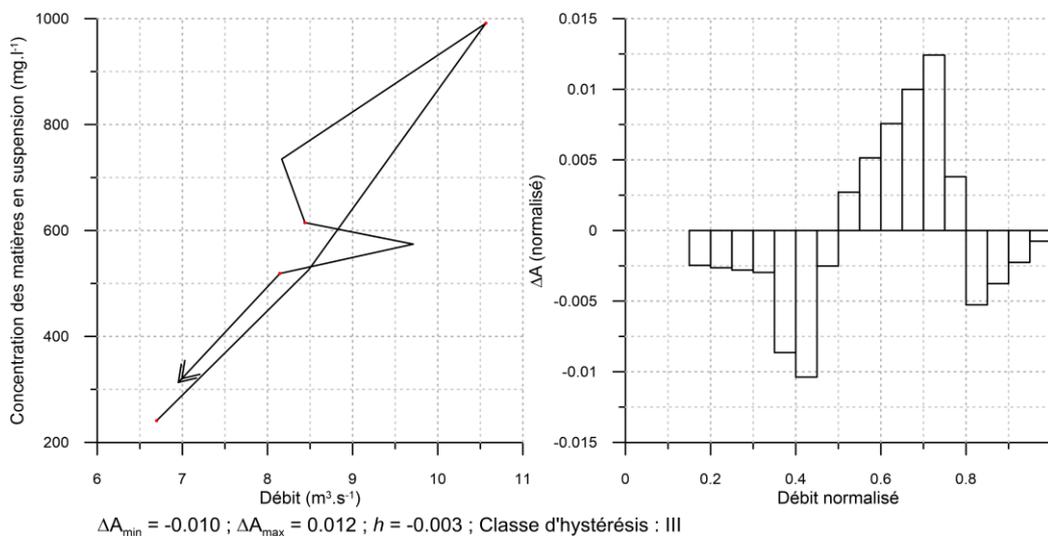


Fig. A-23. Crue de la Dyle du 13/12/2011 12h20 - 15/12/2011 15h55.

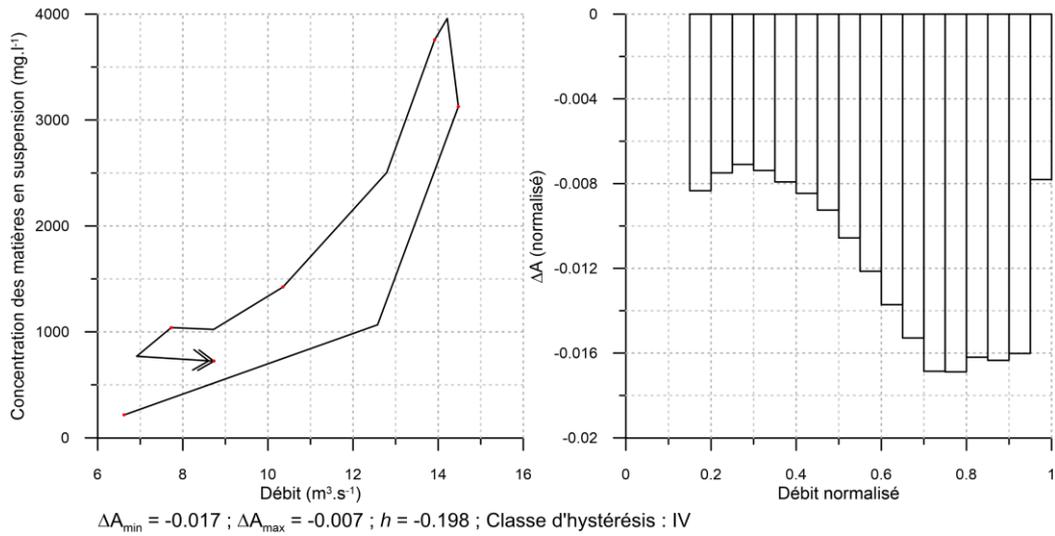


Fig. A-24. Crue de la Dyle du 05/01/2012 01h51 - 07/01/2012 13h51.

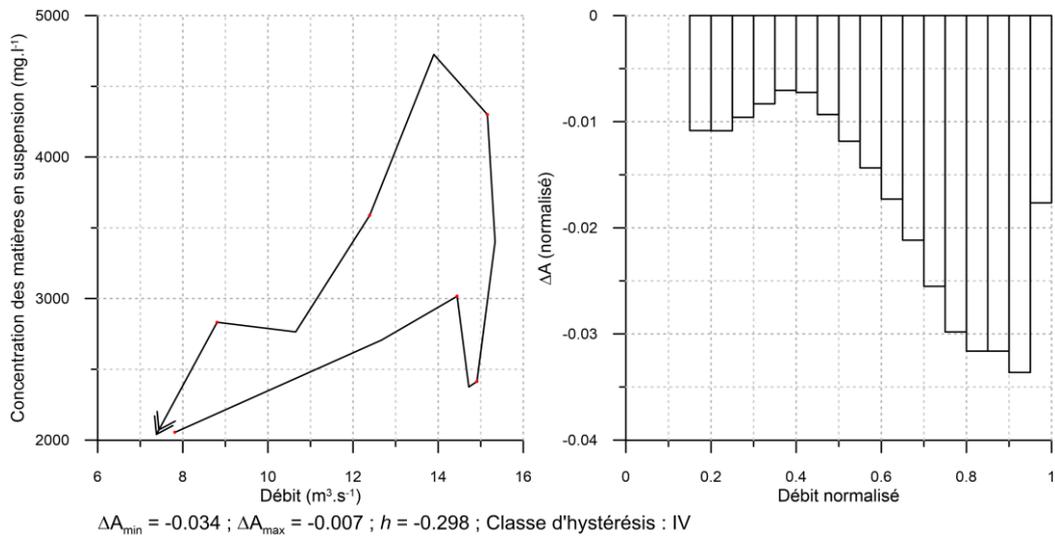


Fig. A-25. Crue de la Dyle du 17/06/2012 03h46 - 18/06/2012 20h36.

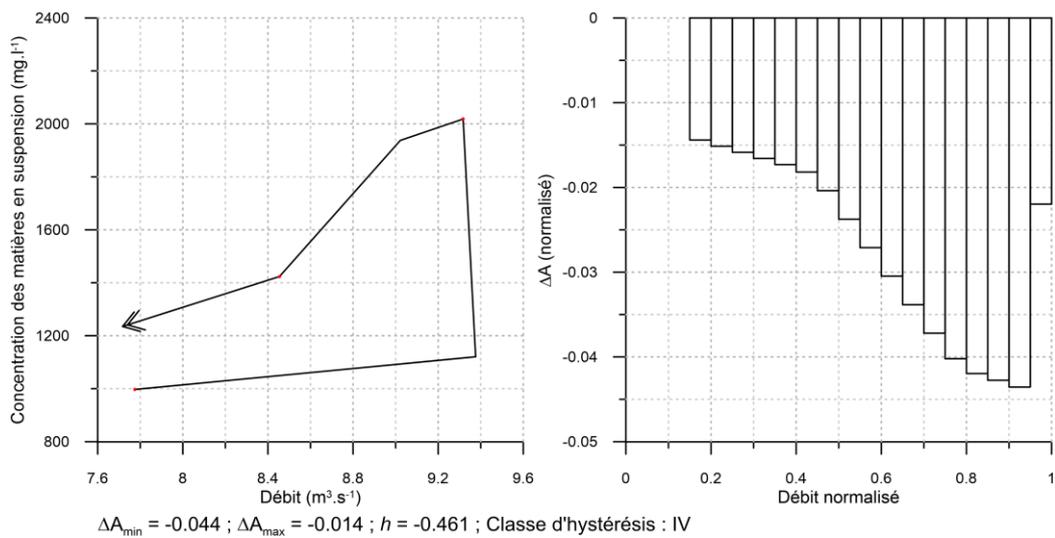


Fig. A-26. Crue de la Dyle du 08/07/2012 07h20 - 08/07/2012 16h20.

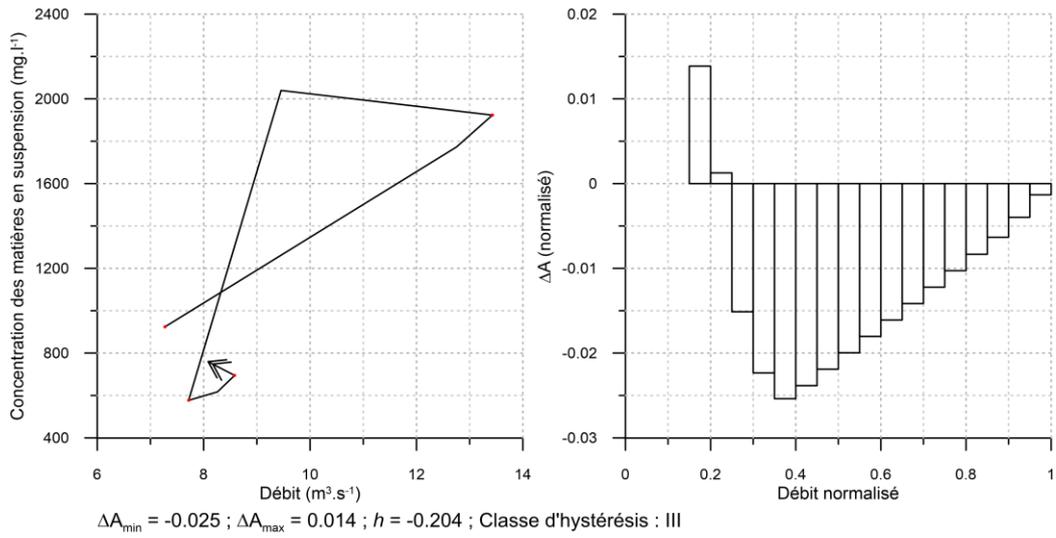


Fig. A-27. Crue de la Dyle du 15/07/2012 06h45 - 15/07/2012 23h25.

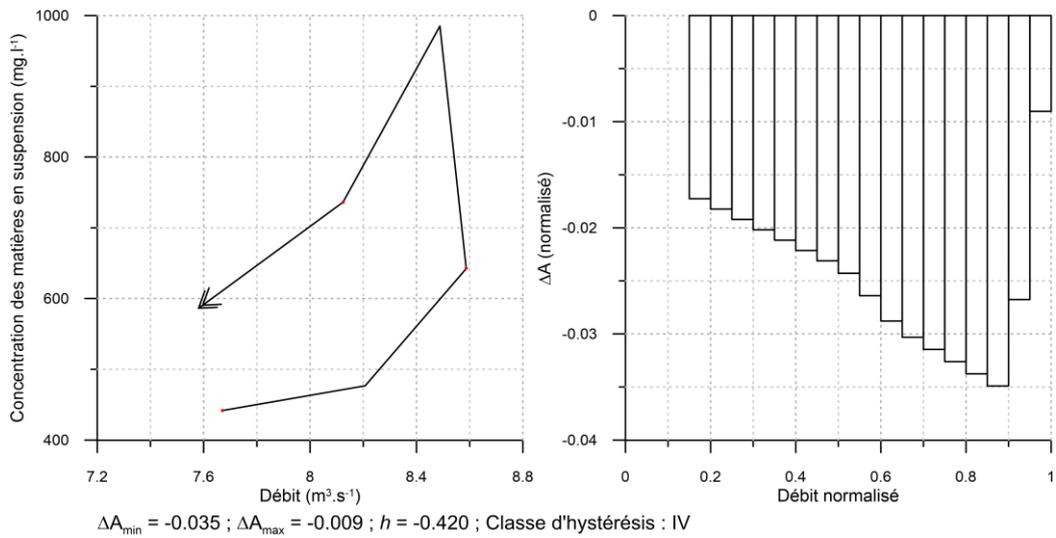


Fig. A-28. Crue de la Dyle du 01/01/2013 09h40 - 01/01/2013 17h10.

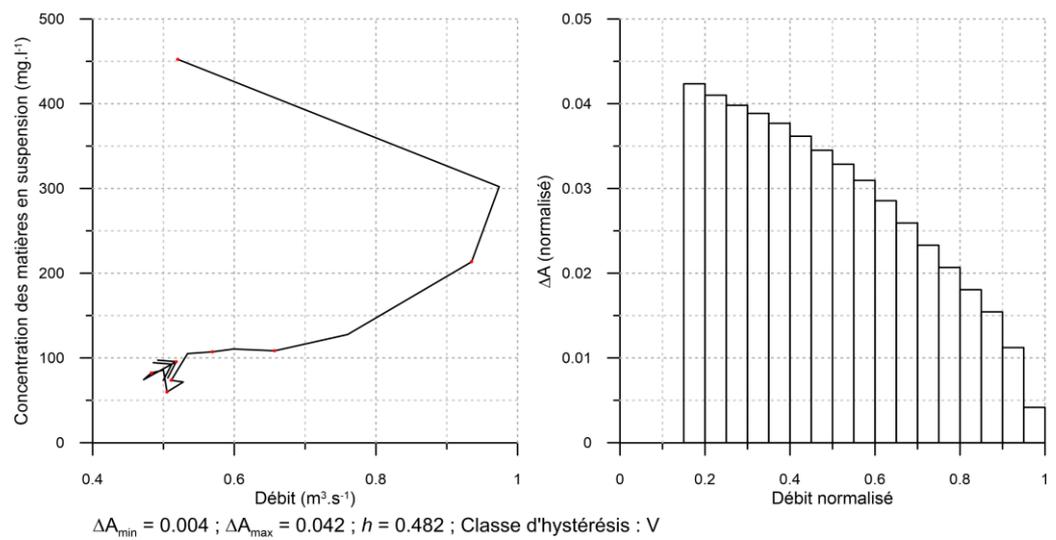


Fig. A-29. Crue de la Grande Gette du 15/10/2010 13h25 - 18/10/2010 17h55 (H = 0,62 m).

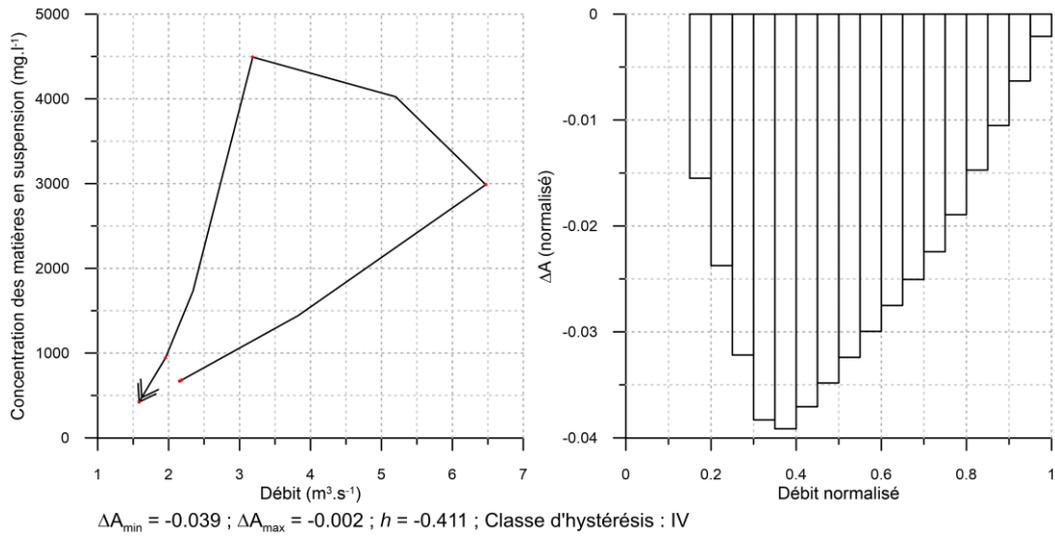


Fig. A-30. Crue de la Grande Gette du 08/01/2011 15h52 - 10/01/2011 07h52 (H = 0,62 m).

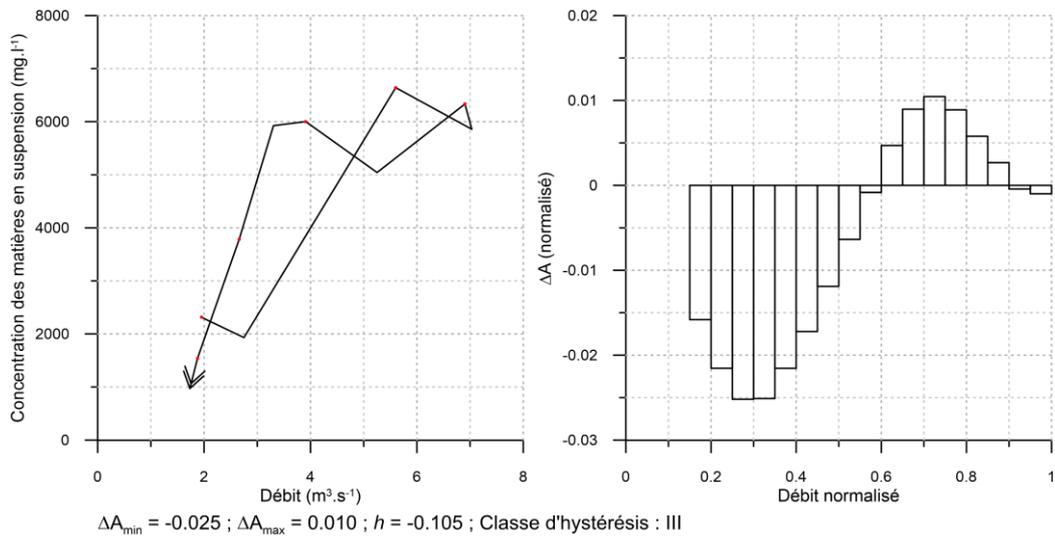


Fig. A-31. Crue de la Grande Gette du 13/01/2011 01h32 - 14/01/2011 20h34 (H = 0,62 m).

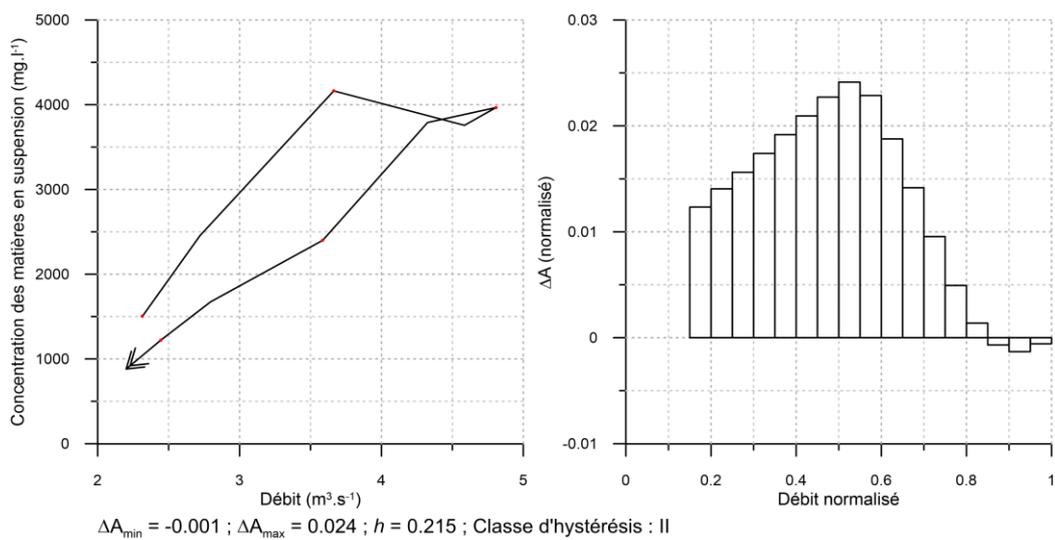


Fig. A-32. Crue de la Grande Gette du 15/07/2012 07h00 - 15/07/2012 15h23 (H = 0,62 m).

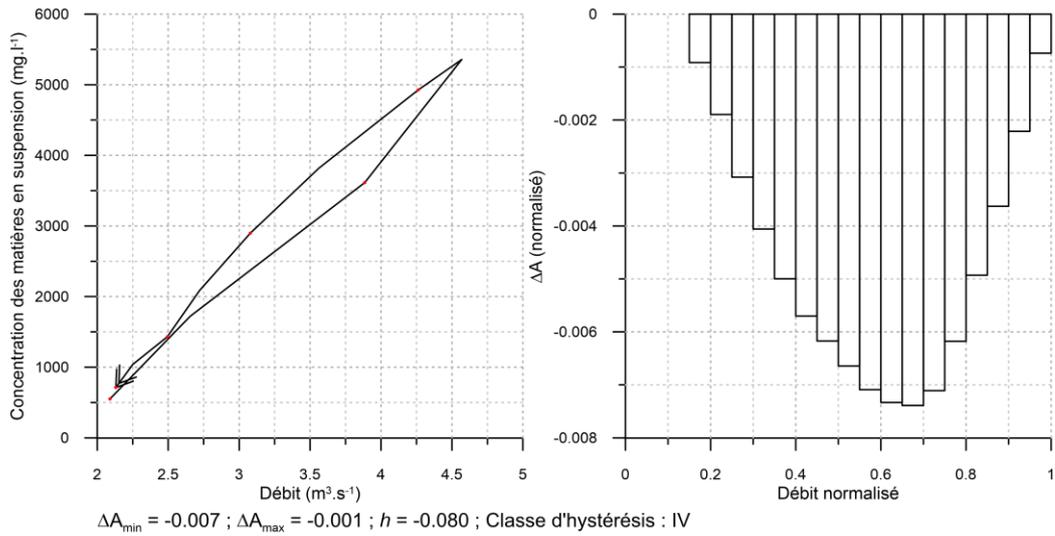


Fig. A-33. Crue de la Grande Gette du 29/01/2013 11h25 - 30/01/2013 11h25 (H = 0,74 m).

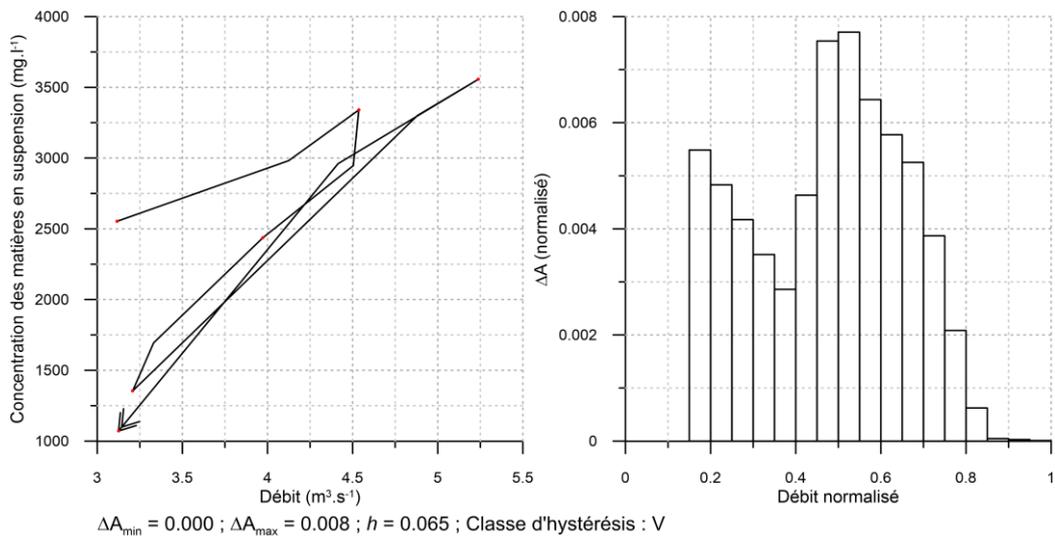


Fig. A-34. Crue de la Grande Gette du 29/01/2013 14h10 - 01/02/2013 17h55 (H = 0,74 m).

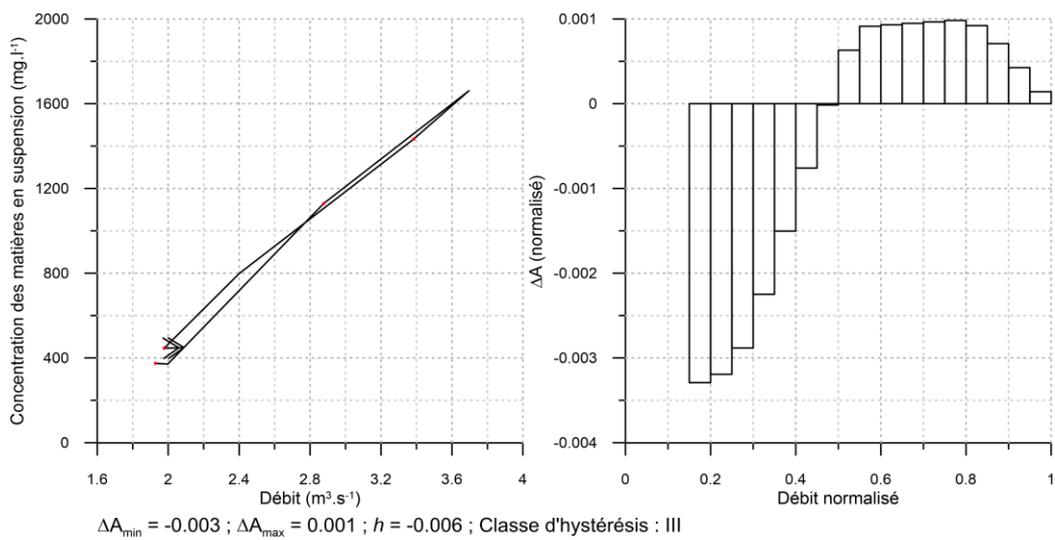


Fig. A-35. Crue de la Grande Gette du 07/11/2013 18h40 - 08/11/2013 23h28 (H = 0,62 m).

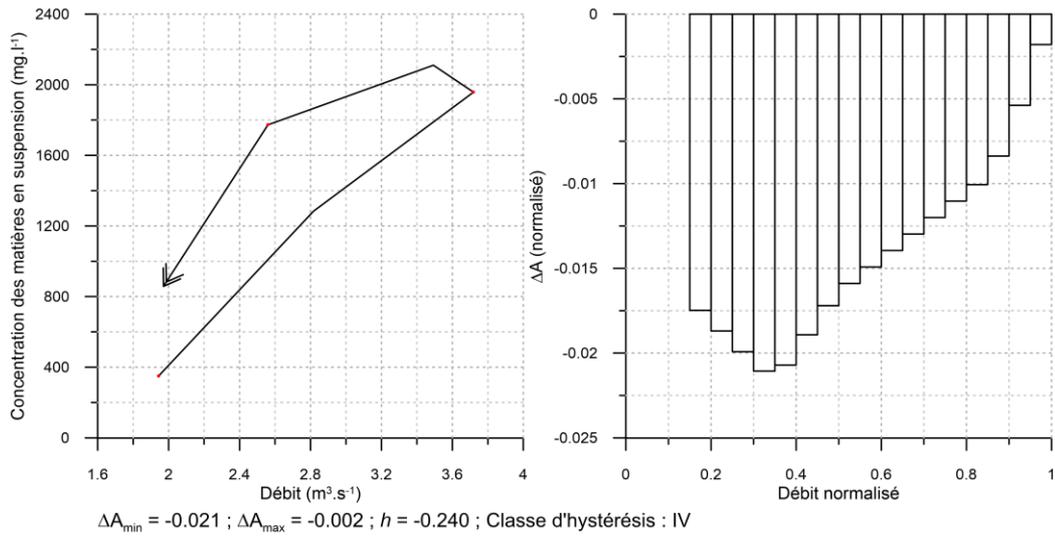


Fig. A-36. Crue de la Grande Gette du 07/11/2013 18h55 - 08/11/2013 14h55 (H = 0,74 m).

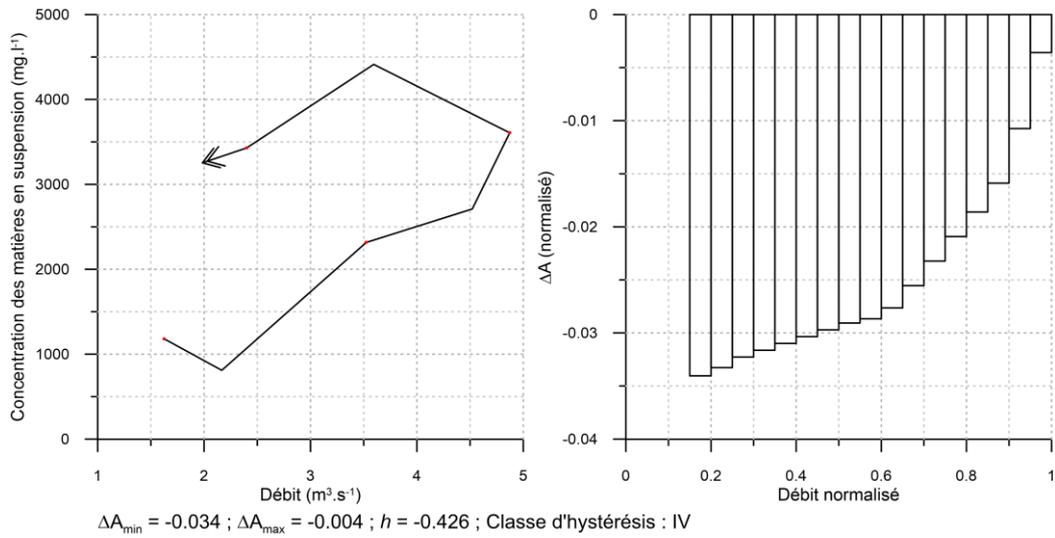


Fig. A-37. Crue de la Grande Gette du 24/12/2013 19h40 - 25/12/2013 19h54 (H = 0,62 m).

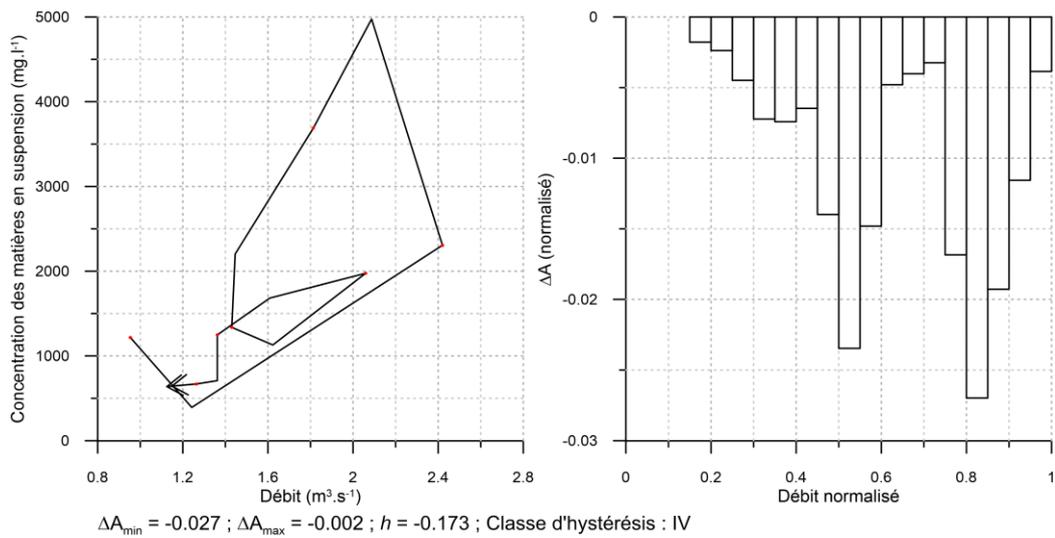


Fig. A-38. Crue de la Petite Gette du 06/01/2011 12h17 - 08/01/2011 16h17 (H = 0,23 m).

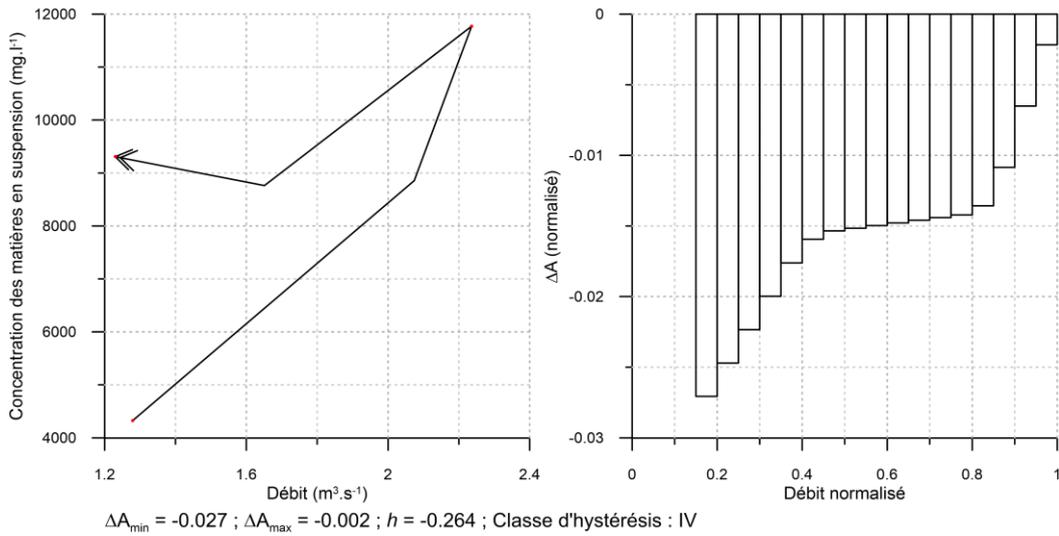


Fig. A-39. Crue de la Petite Gette du 05/10/2012 23h38 - 06/10/2012 15h53 (H = 0,23 m).

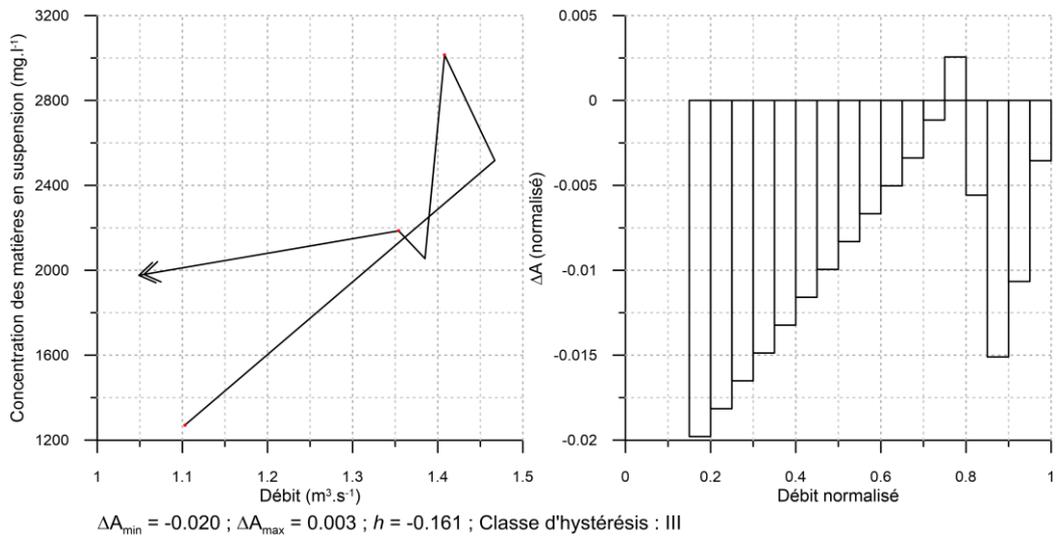


Fig. A-40. Crue de la Petite Gette du 10/12/2012 05h16 - 10/12/2012 11h31 (H = 0,23 m).

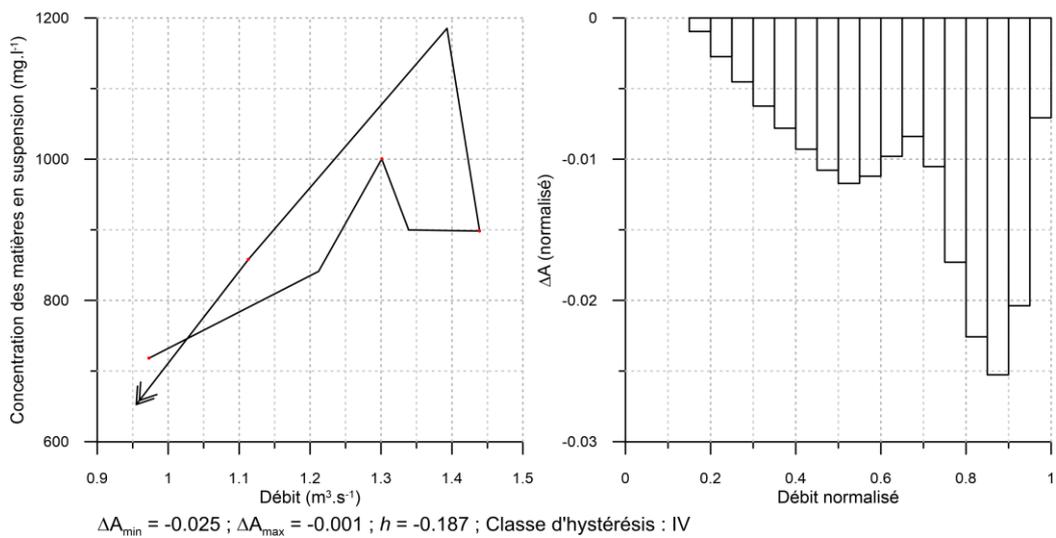


Fig. A-41. Crue de la Petite Gette du 30/12/2012 10h07 - 30/12/2012 18h52 (H = 0,23 m).

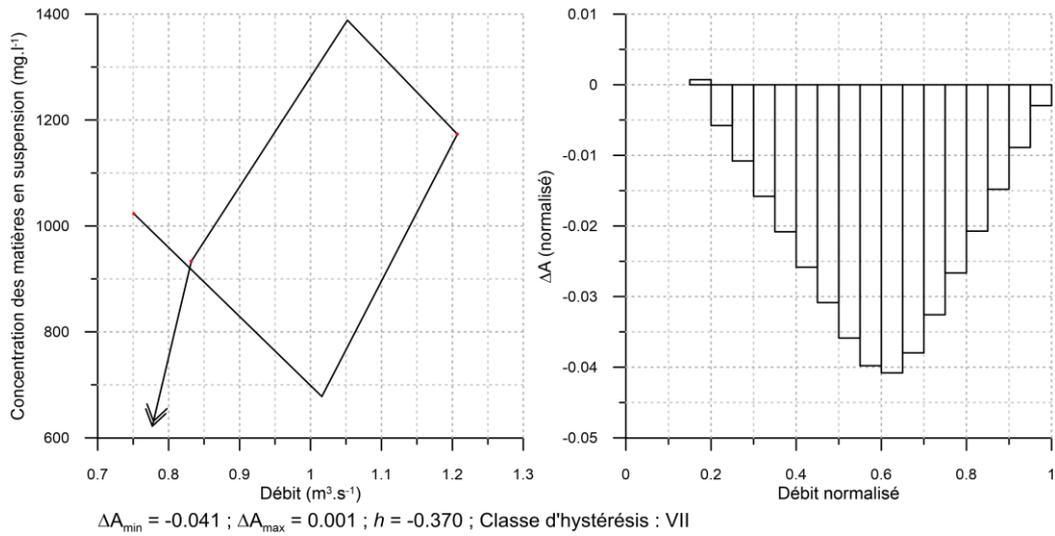


Fig. A-42. Crue de la Petite Gette du 19/06/2013 07h52 - 19/06/2013 14h07 (H = 0,23 m).

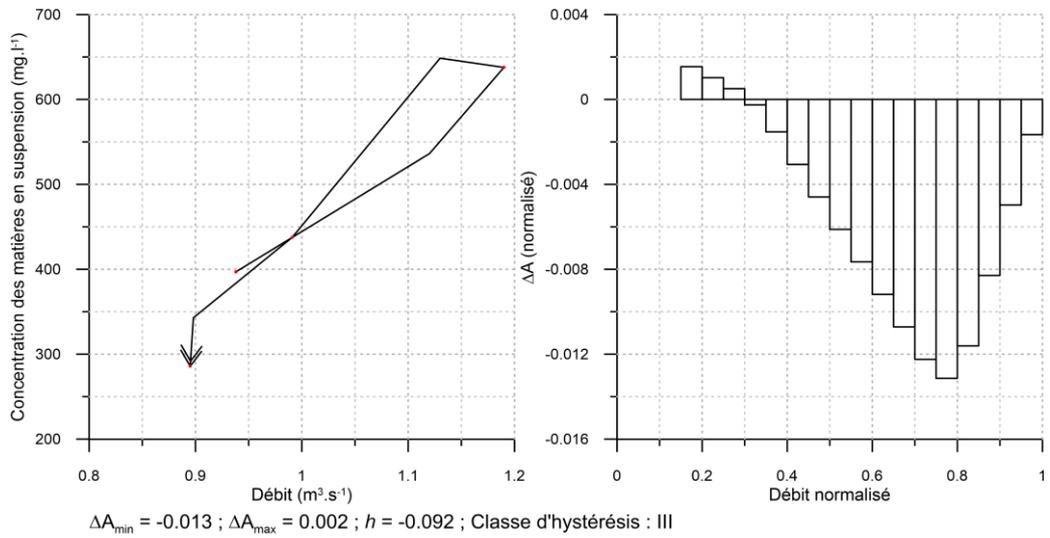


Fig. A-43. Crue de la Petite Gette du 29/06/2013 02h52 - 29/06/2013 10h22 (H = 0,23 m).

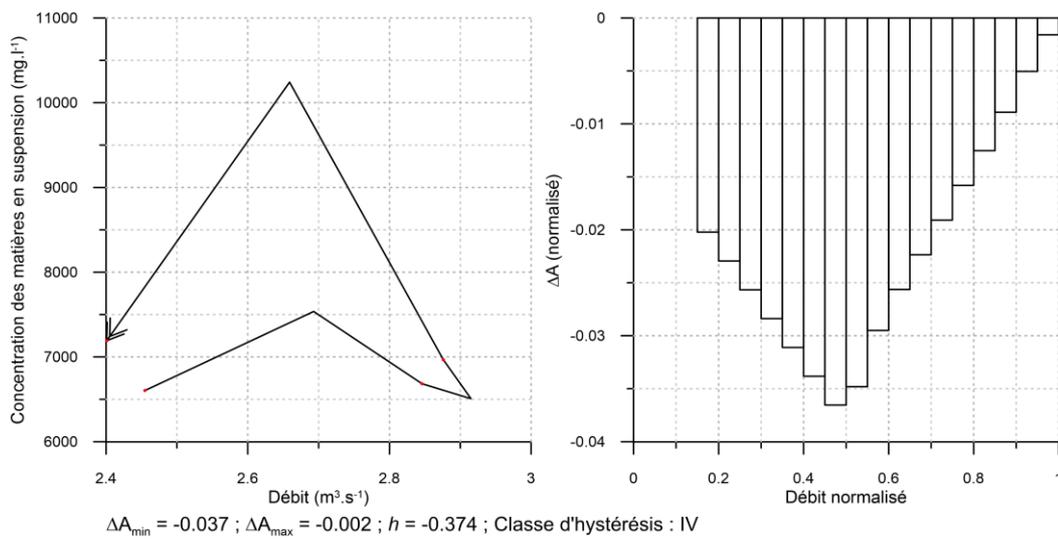


Fig. A-44. Crue de la Petite Gette du 22/10/2013 22h08 - 23/10/2013 01h08 (H = 0,57 m).

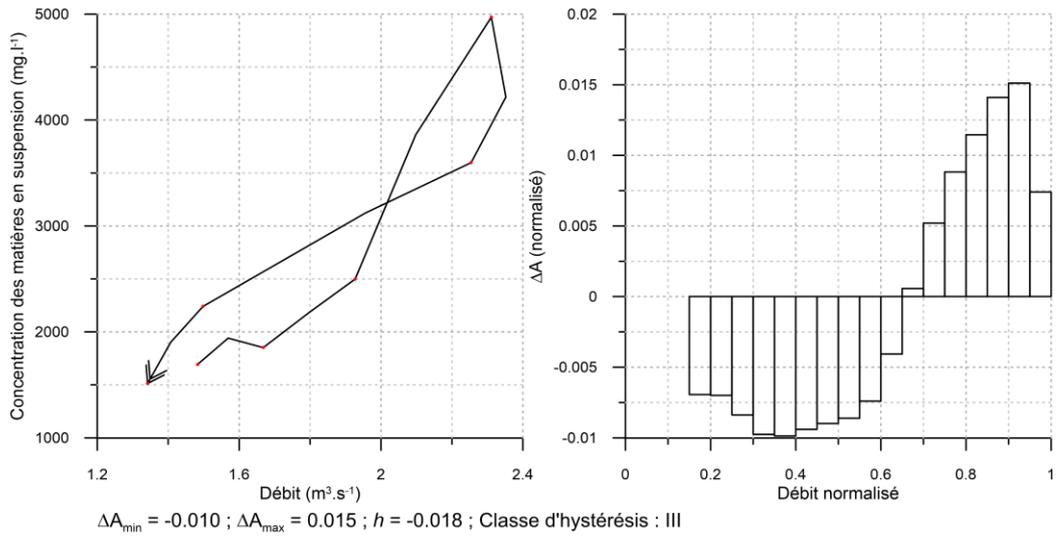


Fig. A-45. Crue de la Petite Gette du 24/12/2013 21h08 - 25/12/2013 12h08 (H = 0,23 m).