



**HAL**  
open science

# Fonctionnement morphodynamique actuel et historique des méandres du Cher

Thomas Dépret

► **To cite this version:**

Thomas Dépret. Fonctionnement morphodynamique actuel et historique des méandres du Cher. Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I; University of Liverpool, 2014. Français. NNT : 2014PA010601 . tel-01972780v2

**HAL Id: tel-01972780**

**<https://hal.science/tel-01972780v2>**

Submitted on 3 Jun 2019

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**CNRS - LGP - UMR 8591**  
**UNIVERSITE PARIS 1 PANTHEON-SORBONNE**

# **FONCTIONNEMENT MORPHODYNAMIQUE**

## **ACTUEL ET HISTORIQUE**

### **DES MEANDRES DU CHER**

**THESE SOUTENUE LE 27 MARS 2014 PAR**

**THOMAS DEPRET**

**EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 1**

**DISCIPLINE : GEOGRAPHIE- GEOMORPHOLOGIE**

**JURY :**

<b>ADRIEN ALBER</b>	<b>REFERENT EN HYDROMORPHOLOGIE FLUVIALE (DREAL CENTRE)</b>	<b>EXAMINATEUR</b>
<b>GILLES ARNAUD-FASSETTA</b>	<b>PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE PARIS-DIDEROT</b>	<b>EXAMINATEUR</b>
<b>EMMANUELE GAUTIER</b>	<b>PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE PARIS 1</b>	<b>DIRECTRICE</b>
<b>JANET HOOKE</b>	<b>PROFESSOR OF PHYSICAL GEOGRAPHY, LIVERPOOL UNIVERSITY</b>	<b>DIRECTRICE</b>
<b>FRANÇOIS PETIT</b>	<b>PROFESSEUR DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE, UNIVERSITE DE LIEGE</b>	<b>RAPPORTEUR</b>
<b>HERVE PIEGAY</b>	<b>DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS UMR 5600</b>	<b>RAPPORTEUR</b>
<b>ALAIN RECKING</b>	<b>CHARGE DE RECHERCHE, IRSTEA</b>	<b>EXAMINATEUR</b>





# REMERCIEMENTS

Si ce manuscrit est le fruit d'un travail éminemment personnel, il n'aurait pu voir le jour sans l'aide et la collaboration à la fois précieuse et indispensable de très nombreuses personnes qu'il me tient à cœur de remercier ici.

A tout seigneur tout honneur, ma gratitude s'adresse évidemment en premier lieu à mes deux directrices de thèse, Emmanuèle Gautier et Janet Hooke, qui m'auront fait bénéficier durant toutes ces années de la grande qualité de leur encadrement. Emmanuèle, merci pour le soutien apporté et la confiance accordée, et ce depuis mes premiers pas hésitants dans l'univers de la géomorphologie fluviale. Le chemin aura été long mais cela en aura valu la peine. Janet, merci mille fois pour la gentillesse, la disponibilité et les nombreux conseils prodigués au cours de cette thèse.

Un grand merci à l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail : Adrien Alber, Hervé Piéagy, François Petit, Alain Recking, Gilles Arnaud-Fassetta.

Cette thèse n'aurait pu voir le jour sans l'aide financière et administrative de divers contributeurs. Je remercie donc vivement l'Etablissement Public Loire, le Plan Loire grandeur Nature, le Fonds Européen de Développement régional, la région Centre, l'Agence de l'Eau Loire Bretagne, le Conservatoire des Espaces Naturels de la région Centre, la Zone Atelier Loire ainsi que mes établissements de rattachement que sont le Laboratoire de Géographie Physique et l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne.

Mes remerciements s'adressent ensuite tout particulièrement à Delphine Grancher, qui aura été en quelque sorte, de façon très officieuse, la troisième encadrante de ce travail. Je crois que je n'aurai pas assez de mots pour te dire tout ce que je te dois. Du terrain au traitement des données en passant par les relectures ou la gestion de crise protocolaire en milieu de fast-food provincial, toutes les étapes de cette thèse auront amplement bénéficié de ton investissement quelque peu masochiste pour la chose cheroise. En bref, très chère Piotr, ton apport aura été incommensurable. Merci mille fois de m'avoir fait profiter de tes innombrables talents.

Dans la série ingénieurs d'étude et de recherche aux interventions salvatrices, merci à Monsieur Virmoux, au mage Daniel Brunstein, à Millena Frouin et à Claude Legentil. Clément, merci pour les ballades de terrain et les traitements ADCP. Je suis juste très déçu de ne pas encore avoir expérimenté le moindre naufrage en ta compagnie. Mais je ne désespère pas, je sais que notre heure viendra. Daniel, au-delà des services rendus en matière de géomatique et d'instruments de mesure, merci pour cette sérénité ô combien communicative et pour ces discussions des plus philosophiques sur les secrets d'alcôve des mouches. Mlle Frouin, oui je gère désormais à la perfection ton nom de famille, merci pour l'initiation aux joies des prélèvements granulométriques et stratigraphiques ainsi que pour la réalisation des analyses. Claude, merci pour la maintenance informatique et la base de données cailloutiques. Vincent Robert, promis pour la prochaine thèse je t'emmène sur le terrain (ceci est très sérieux).

La gestion administrative et financière de ce projet de recherche aura été assurée avec une efficacité à nulle autre pareille par Michèle Pennec. Merci pour cela Michèle, mais également pour votre infinie patience et votre inextinguible bonne humeur.

Les vocations les plus affirmées naissent souvent de rencontres. Celles de Charles Le Cœur et Franck Lavigne furent décisives. Merci pour la transmission presque virale de votre passion pour la géomorphologie.

Merci aussi pour leur aide et leur présence amicale à tous les doctorants, anciens doctorants ou autres étudiants croisés de façon plus ou moins régulière dans notre grotte ou ailleurs : Irina, Edouard, Eric, Nathalie, Marion, Salomé, Marina, Ibrahim, Alexandre, Stéphane, Estu, Louis, Valentina, Romain, Laetitia, Marie, Sylvestre, Coral, Stérenn, Anne L., Clélia, Vincent T., Florent, Ludivine. Le dahu, je te remercie tout spécialement, tant pour le suivi psychologique lors des inévitables phases de downwelling, que pour m'avoir sauvé la vie lors du rush final de la mise en page. J'ai aussi une pensée, déjà empreinte d'une certaine nostalgie, pour Fouzi Nabet et Stérenn Ramond, mes deux compagnons d' « infortune » ligériens.

De façon plus générale, j'adresse mes remerciements à l'ensemble des membres du Laboratoire de Géographie Physique. Je tiens à mentionner plus particulièrement Frédéric Gob, et ce en dépit de son étrange nationalité.

L'idée d'un travail de recherche sur le Cher est née au départ de questionnements formulés par Serge Gressette, responsable scientifique et technique au Conservatoire des Espaces Naturels de la Région Centre. Merci Serge pour avoir été à l'origine de cette recherche et pour le soutien et le suivi assurés depuis le commencement.

Merci à Virginie Serna et à toute son équipe de m'avoir embarqué dans l'aventure du PCR « Navigation et Navigabilités ». L'intégration à ce projet de recherche aura été décisive à bien des égards, notamment pour ce qui concerne la mise en lumière du poids des influences anthropiques anciennes sur la dynamique de cette rivière.

Ma profonde gratitude et toute mon affection s'adressent également à Alain Limandat. Merci de ta sollicitude, de ton accompagnement bienveillant, de tes encouragements et de l'intérêt que tu auras manifesté pour ce travail.

Cette thèse a nécessité un investissement sur le terrain considérable. Pour cela, il aura été fait appel à la participation de toute une armée de volontaires ou de conscrits, sacrifiés au nom des intérêts supérieurs du Cher, et sans qui rien n'aurait été possible. Pêle-mêle, merci à Setareh, Mamelle (me chauffe pas trop ou je te jure que ça va partir), Anne-Cécile, Sophie, La Gigue (tu sais très bien que tu es le seul et unique responsable de tout ce merdier. Merci d'avoir poussé), Tapir (putain mais le canard quoi), Houdin (juste merci pour la magie, et franchement c'est pas si grave que ça si t'es gros), Lochette (ghetto for life), Quequette (le roi des scribes), Jean-Luc (nan mais vraiment fais-moi confiance, on peut faire du hors-bord sur le Cher, je te l'assure), Hélène, Guillaume (évidemment), Bridget Fonda (ma scribe en chef).

Merci aussi à tous les propriétaires riverains du Cher qui auront eu à supporter mes fréquentes et intempestives incursions sur leur terrain. Que soient donc chaleureusement remerciées, notamment pour leur accueil, les familles Larue, Fiette, Mercier, Meilleroux. Merci aussi aux services administratifs de l'hôpital de Saint-Amand-Montrond et du collège de Vallon-en-Sully pour m'avoir autorisé à accéder à leurs locaux pour l'installation des stations DGPS.

Merci au personnel du Fasthotel de Saint-Amand-Montrond, ma résidence secondaire durant plus de trois ans.

Ce travail a par ailleurs bénéficié du concours de nombreux services de l'Etat ou d'autres organismes. Merci à Grégoire Bonnet et Pascal Neveu de la DDT Cher. Merci à la DDT Allier et aux ex-DRIRE Cher et Allier pour la mise à disposition de leurs archives. A la DREAL Centre, un très grand merci à Joël Villain, Franck Gilloux, Philippe Miché. Merci surtout à Stéphane Braud et Adrien Alber pour les échanges fructueux et les encouragements. A l'IGN, merci à Alain Coulomb, du Service de Géodésie et Nivellement, pour les indispensables informations relatives aux anciens systèmes de nivellement. Merci aux animateurs des deux SAGE Cher amont, notamment à Laurent Boisgard. Merci aussi au Musée du Canal de Berry et au Syndicat Mixte Interdépartemental du Canal de Berry. Enfin, merci à Maurice LeDrappier et Audrey Pons, ingénieurs à EDF, pour la mise à disposition des données hydrologiques à la sortie du barrage de Rochebut.

Pour avoir répondu à mes demandes d'informations, les plus mineures soient-elles, merci à Thierry Leviandier, Jérôme Lecoq, Sébastien Proust, Frédéric Liébault, Alain Recking, Anne-Julia Rollet.

Les ultimes mots de ces remerciements s'adressent évidemment à ma famille, et en particulier à mes parents, ma grand-mère, mon frère et ma sœur. Le soutien, à tous points de vue, aura été sans failles. Pour finir, parce qu'un peu d'emphase ne fait jamais de mal : Nobru, Mme D., merci pour la liberté.



# RESUME

Cette thèse porte sur l'analyse morphodynamique et sédimentaire des méandres du Cher (affluent de rive gauche de la Loire moyenne). L'intérêt pour la question de leur dynamique actuelle et historique est né d'un double constat. Le premier était celui d'un manque patent de connaissances sur le fonctionnement géomorphologique des affluents de la Loire en général et du Cher en particulier. Le second se rapportait à la coexistence en apparence contradictoire d'une faible mobilité en plan depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle et d'une érosion latérale active au cours des trois dernières décennies, au minimum. En comparaison du fleuve ou de ses principaux affluents, le Cher présente en outre l'originalité de disposer d'un patron à méandres à la fois ancien et spatialement étendu. Cette recherche s'inscrit par ailleurs pleinement dans les enjeux actuels de gestion du Cher mais également de la Loire. Ceux-ci concernent principalement le maintien ou la restauration de milieux naturels alluviaux ainsi que la recharge des lits en sédiments grossiers.

L'objectif de cette thèse était à la fois de combler une partie de ce déficit de connaissances et de caractériser le plus finement possible le comportement *a priori* atypique de ces systèmes à méandres afin d'en comprendre la dynamique. Les différentes investigations réalisées ont porté sur la moyenne vallée du Cher, c'est-à-dire le Cher « libre » en amont du Cher canalisé, et plus spécifiquement sur trois secteurs distincts. Elles visaient à vérifier les deux hypothèses explicatives, non exclusives l'une de l'autre, initialement énoncées pour expliquer la stabilité du tracé des méandres. La première hypothèse postulait que la migration des méandres aurait été inhibée par la présence ancienne de protections de berges. La seconde se rapportait à une diminution de la fréquence et/ou de l'intensité des évènements hydrologiques morphogènes depuis le XIX<sup>e</sup> siècle.

Notre analyse est structurée autour de deux approches complémentaires. Dans un premier temps, nous nous sommes attelés à reconstituer la trajectoire évolutive de ces méandres à l'échelle historique (période 1830-2005) et à identifier les causes des changements constatés. Dans un second temps, nous sommes plus spécifiquement intéressés aux relations entre morphogénèse et transport de la charge de fond sur des pas de temps allant de l'évènement hydrologique à quelques décennies (25-70 dernières années).

Cette étude aura permis de mettre en évidence que depuis 1950, mais aussi probablement depuis 1830, la faible mobilité du tracé de la rivière relève essentiellement des contraintes exercées par les aménagements présents dans le lit mineur. En outre, ces méandres disposent encore aujourd'hui d'une très forte capacité intrinsèque à balayer leur plaine alluviale. La fréquence de mobilisation de la charge de fond est également élevée. Enfin, la morphogénèse au niveau de ces systèmes est principalement commandée par les évènements hydrologiques de faible magnitude.

Ces résultats sont de première importance pour les gestionnaires puisqu'ils indiquent que les dysfonctionnements qui affectent actuellement cet hydrosystème ne sont pas totalement irréversibles.

# ABSTRACT

This thesis is dedicated to the morphodynamics and sedimentary analysis of the Cher River meanders (left bank tributary of the Middle Loire River). Two main points explain the present study. First, there is a general lack of knowledge concerning the geomorphological functioning of the Loire River tributaries, especially on the Cher River. Second, there is an apparent contradiction between the low mobility of the fluvial land forms since the early 19th century and active lateral erosion observed over the past three decades at least. In comparison with the Loire and its tributaries, the specificity of the Cher River lies in a meandering pattern that is both old and spatially extended. This research also directly concerns the current management issues of the Cher and the Loire River. These issues relate mainly to the maintenance or restoration of alluvial landscapes and to the refill of the bed with coarse sediments.

The main objective of the thesis was both to fill a part of this knowledge gap and to characterize as fully as possible the atypical behavior of this meandering system in order to understand its dynamics. The various investigations conducted have focused on the middle valley of the Cher River, upstream of the channelized section, and more specifically on three distinct reaches. They were designed to validate two explanatory hypotheses that are not mutually exclusive of each other; the two hypotheses were initially set out to explain the stability of the meander planforms. The first hypothesis postulated that the migration of meanders was inhibited by the presence of bank protections. The second is related to a decrease in the frequency and / or intensity of hydrological morphogenic events since the 19th century.

Our analysis is based on two complementary approaches. Firstly, we undertook the reconstruction of the evolutionary trajectory of these meanders at a historical timescale (period 1830-2005) and we investigated the causes of the observed changes. Secondly, we examined more specifically the relationships between morphogenesis and bedload transport at time scales spanning from the hydrological event to a few decades (last 25-70 years).

This study demonstrates that since 1950, but probably also since 1830, the low meander mobility, essentially results from engineering works in the bed. Further, the meanders still have a very high intrinsic ability to erode the alluvial plain. The frequency of bedload mobilization is also high. Finally, morphogenesis in the system is mainly controlled by low magnitude hydrological events.

These results are of primary importance for river managers because they highlight the reversibility of the current hydrosystem degradation.

# SOMMAIRE

<b>REMERCIEMENTS</b> .....	I
<b>RESUME</b> .....	V
<b>SOMMAIRE</b> .....	VII
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	1
<b>PARTIE 1 CADRE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE</b> .....	11
<b>CHAPITRE 1 LES MEANDRES, UN STYLE FLUVIAL TRES ETUDIE</b> .....	15
<b>A - DEFINITION</b> .....	17
<b>B - CARACTERISTIQUES DES FORMES EN PLAN ET RELATIONS MORPHOMETRIQUES</b> .....	17
<b>C - LES STADES D'EVOLUTION</b> .....	20
<b>D - LES FACTEURS DE CONTROLE</b> .....	21
<b>1. FACTEURS EXTERNES – DEBITS LIQUIDES ET SOLIDES</b> .....	21
<b>2. FACTEURS INTRINSEQUES</b> .....	21
<b>3. FACTEURS LOCAUX</b> .....	22
<b>E - PROCESSUS MORPHO-SEDIMENTAIRES</b> .....	22
<b>1. STRUCTURE DES ECOULEMENTS</b> .....	22
<b>2. LE TRANSPORT DES SEDIMENTS</b> .....	25
<b>3. EROSION DE BERGES ET DEPOT</b> .....	25
<b>F - LES MEANDRES DE FAIBLE MOBILITE – DES CAS PEU ETUDIES</b> .....	26

---

<b>CHAPITRE 2 LE CHER</b> .....	29
<b>A - CADRE GEOGRAPHIQUE</b> .....	31
<b>1. PRESENTATION DE LA RIVIERE</b> .....	31
<b>2. GEOLOGIE DU BASSIN-VERSANT</b> .....	32
<b>3. CLIMAT ET REGIME HYDROLOGIQUE</b> .....	33
<b>B - UNE RIVIERE DU BASSIN DE LA LOIRE PEU CONNUE</b> .....	36
<b>C - UNE RIVIERE FORTEMENT AMENAGEE</b> .....	36
<b>1. ANTIQUITE ET HAUT MOYEN-AGE : UNE RIVIERE ENCORE EPARGNEE</b> .....	38
<b>2. BAS MOYEN-AGE - FIN XIXE : CROISSANCE ET EXPLOSION DES CONTRAINTES ANTHROPIQUES</b> .....	38
<b>3. FIN XIXE – MI XXE : LE TEMPS DU DELAISSEMENT</b> .....	49
<b>CHAPITRE 3 PRESENTATION DES SITES D’ETUDES</b> .....	55
<b>A - CRITERES DE SELECTION</b> .....	57
<b>B - SECTEUR 1 « VALLON-EN-SULLY »</b> .....	59
<b>C - SECTEUR 2 « SAINT-AMAND-MONTROND »</b> .....	62
<b>D - SECTEUR 3 « SAINT-GEORGES-SUR-LA-PREE »</b> .....	63
<b>CHAPITRE 4 CADRE METHODOLOGIQUE GENERAL</b> .....	67
<b>A - APPROCHES ET ECHELLES D’ANALYSE</b> .....	69
<b>B - SOURCES ET ACQUISITION DES DONNEES</b> .....	70
<b>C - TRAITEMENT DES DONNEES</b> .....	70
<b>SYNTHESE PREMIERE PARTIE</b> .....	71

***PARTIE 2 FONCTIONNEMENT HISTORIQUE DES MEANDRES (1830-2013) - CARACTERISATION DES EVOLUTIONS ET DETERMINATION DES FACTEURS DE CONTROLE***..... 73

**CHAPITRE 5 RYTHMES ET STRUCTURES DES CHANGEMENTS FLUVIAUX ENTRE 1830 ET 2013**..... 77

**A - EVOLUTION DIACHRONIQUE DES FORMES EN PLAN 1830-2005** ..... 79

**1. DONNEES SOURCES ET METHODOLOGIE**..... 79

**2. LES PRINCIPALES TENDANCES DE L'EVOLUTION DES FORMES EN PLAN** ..... 86

**3. CARACTERISTIQUES SPATIO-TEMPORELLES DE L'EVOLUTION DES FORMES EN PLAN 1950-2005** ..... 99

**B - EVOLUTION RECENTE DE L'EROSION LATERALE 2009-2013 – DES BERGES AISEMENT ERODABLES**..... 128

**1. METHODOLOGIE POUR UN SUIVI EVENEMENTIEL** ..... 129

**2. DESCRIPTION DES EVENEMENTS HYDROLOGIQUES DOCUMENTES** ..... 130

**3. RESULTATS** ..... 131

**C - EVOLUTION DIACHRONIQUE VERTICALE DU LIT MINEUR 1856-2012**..... 137

**1. DONNEES UTILISEES POUR EVALUER L'INSTABILITE DU PLANCHER ALLUVIAL** ..... 137

**2. UN LIT INEGALEMENT AFFECTE PAR L'INCISION** ..... 142

**CHAPITRE 6 FACTEURS DE CONTROLE DE L'EVOLUTION DES FORMES PLANIMETRIQUES FLUVIALES** ..... 149

**A - RELATIONS HYDROLOGIE – DYNAMIQUE FLUVIALE** ..... 151

**1. DETERMINATION DU DEBIT A PLEINS BORDS** ..... 151

**2. CARACTERISATION DE L'EVOLUTION DU REGIME DE CRUES – 1932-2012**..... 155

**3. INFLUENCE DES DEBITS SUR LA MORPHOGENESE** ..... 165

**B - CARACTERISTIQUES SPATIALES DE L'EVOLUTION DES MEANDRES : FACTEURS DE CONTROLE**... 175

**1. LA FAIBLE MOBILITE DU TRACE DEPUIS 1830** ..... 175

**2. LA CONCENTRATION DE L'ACTIVITE EROSIVE PLANIMETRIQUE ENTRE 1950 ET 2005** ..... 196

3. LES VARIATIONS DE LA LARGEUR DU LIT DEPUIS 1830 .....	219
<b>SYNTHESE DEUXIEME PARTIE</b> .....	221
<b><i>PARTIE 3 DYNAMIQUE DE LA CHARGE DE FOND ET MORPHOGENESE..</i></b> .....	223
<b>CHAPITRE 7 LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 2010 ET 2012</b> .....	227
<b>A - DETERMINATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DU LIT</b> .....	229
1. METHODOLOGIE ET LOCALISATION.....	229
2. UNE PREDOMINANCE DES GRAVIERS .....	233
3. AFFINEMENT GRANULOMETRIQUE .....	238
4. TAUX D'ARMURE.....	239
<b>B - LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE ENTRE 2010 ET 2012</b> .....	240
1. LOCALISATION DES SITES D'ETUDE A GRANDE ECHELLE.....	240
2. METHODOLOGIE .....	242
3. UNE CHARGE DE FOND FREQUEMMENT MOBILISEE .....	253
4. LES RELATIONS ENTRE MORPHOGENESE ET DISTANCES/TRAJECTOIRES DE TRANSPORT .....	273
5. ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIES .....	308
<b>CHAPITRE 8 LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE A L'ECHELLE PLURI-DECENNALE.....</b>	325
<b>A - LE CHARRIAGE ENTRE 1988 ET 2012</b> .....	329
1. DETERMINATION DES DEBITS EFFICACES.....	329
2. DES TAUX DE TRANSPORT SPECIFIQUE REDUITS.....	335
3. L'ANALYSE DES DISTANCES DE TRANSPORT A DIFFERENTES ECHELLES DE TEMPS.....	337
<b>B - LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 1950 ET 2005</b> .....	347
1. DESCRIPTION DE L'APPROCHE .....	349
2. UNE CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE LIMITEE .....	351

---

<b>SYNTHESE TROISIEME PARTIE .....</b>	<b>359</b>
<b><i>CONCLUSION GENERALE.....</i></b>	<b>361</b>
<b><i>REFERENCES.....</i></b>	<b>371</b>
<b><i>LISTE DES FIGURES.....</i></b>	<b>407</b>
<b><i>LISTE DES TABLEAUX.....</i></b>	<b>417</b>
<b><i>ANNEXES.....</i></b>	<b>421</b>
<b><i>TABLE DES MATIERES DETAILLEE.....</i></b>	<b>501</b>



# **INTRODUCTION GENERALE**



L'intérêt porté à la question de la dynamique morpho-sédimentaire des méandres du Cher est tout d'abord né d'un double constat d'ordre scientifique.

En premier lieu, s'impose celui d'un très grand déficit de connaissances sur l'hydrogéomorphologie des affluents ligériens. Du point de vue du fonctionnement de l'hydrosystème, et plus particulièrement de celui de la dynamique fluviale, la Loire est longtemps restée méconnue. Si au XX<sup>e</sup> siècle les travaux précurseurs de Dion (1934, 1961), puis de Babonaux (1970) et Dacharry (1974) ont marqué de grandes avancées dans l'histoire de la compréhension du fonctionnement physique du fleuve, ils n'auront été que des réalisations isolées et il aura fallu attendre le milieu des années 1990 pour qu'apparaissent, avec le Plan Loire Grandeur Nature et le programme Life Loire Nature, puis en 2001 avec la création de la Zone Atelier du Bassin de la Loire (CNRS-INEE), les premiers programmes majeurs de recherche, fondés sur une logique pluridisciplinaire, globale et intégrée. La Loire commence alors à rattraper le retard pris sur les autres grands fleuves français.

Après un peu plus de vingt ans de travaux, son visage est désormais beaucoup plus familier. Le diagnostic de la dynamique actuelle et passée du fleuve et de ses dysfonctionnements a été en partie réalisé et un certain nombre de mesures de remédiation ont d'ores et déjà été proposées voire appliquées. Le constat s'impose donc d'un grand bond dans la connaissance de l'hydrosystème ligérien. Cette amélioration ne concerne cependant pas ou très peu les affluents du fleuve. S'il reste évidemment encore beaucoup à entreprendre sur la Loire en elle-même, il apparaît nécessaire de se pencher avec acuité sur la question de ses principaux tributaires, l'état de la recherche les concernant se rapprochant du déficit de connaissance sur la Loire voilà encore 30 ans. Leur influence sur celle-ci est loin d'être négligeable puisque leur intégration au fleuve constitue autant de discontinuités, voire de ruptures, plus ou moins marquées dans son continuum biologique et géomorphologique susceptibles d'opérer comme des vecteurs majeurs de modification de son fonctionnement. Pour les gestionnaires, l'importance de ces tributaires relève de deux domaines principaux : d'une part, le maintien de milieux naturels qui ont en partie disparu de la vallée de la Loire, d'autre part, l'apport de matériaux grossiers au fleuve, celui-ci souffrant d'un grave déficit sédimentaire. Au final, élargir aux affluents le cadre spatial d'investigation présente donc un intérêt vis-à-vis non seulement de ces derniers, mais également de la Loire elle-même.

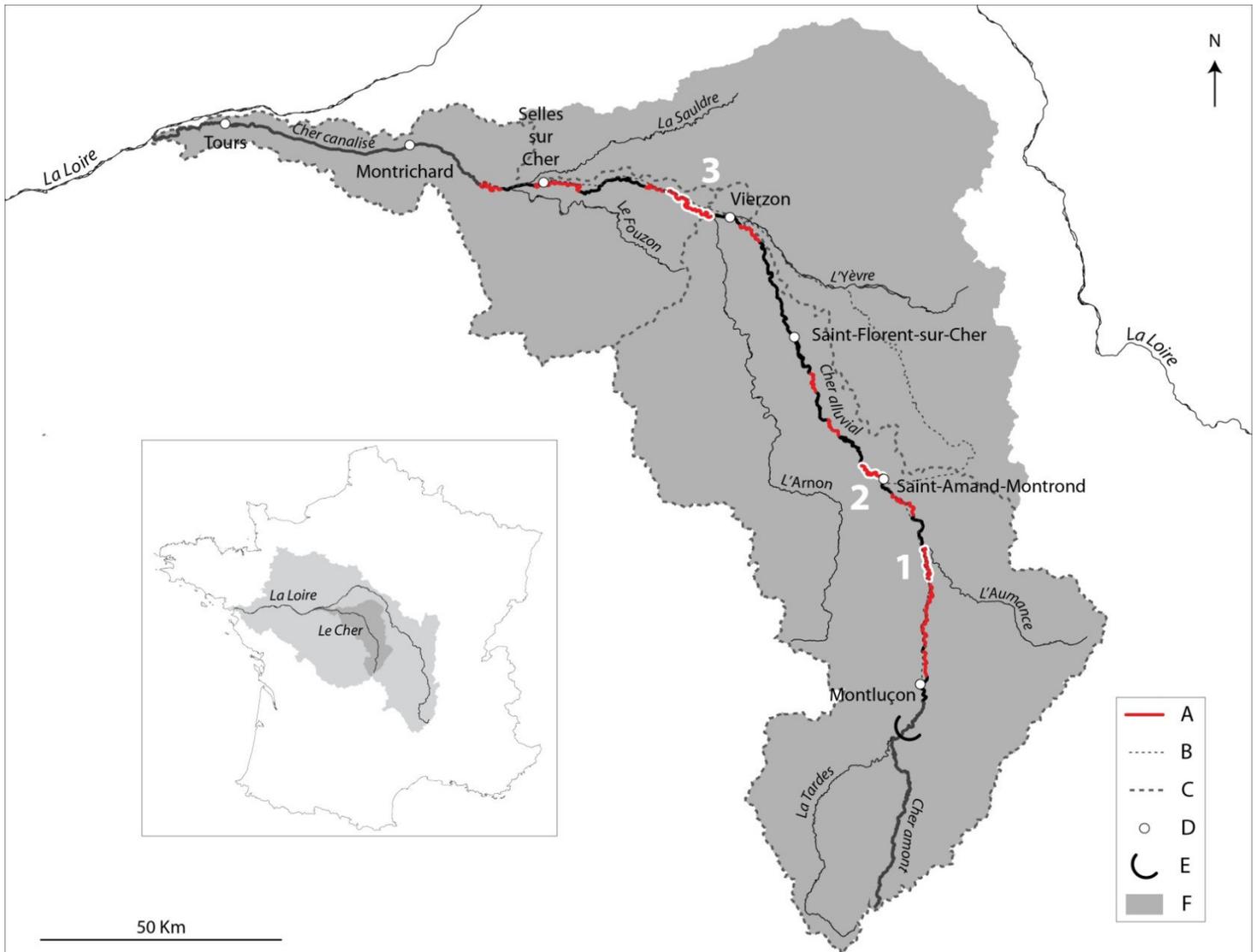
Le Cher semble emblématique de cette mise à l'écart. Tant au niveau national qu'international, très peu d'études hydrogéomorphologiques lui ont été consacrées. On peut citer cependant la thèse de Garnier (1993) qui porte sur le fonctionnement hydrologique de la rivière, le mémoire de master de Franquelin (1998), qui analyse l'évolution diachronique des formes fluviales du Cher entre Vierzon et Saint-Aignan ou encore l'étude de Larue (1994), qui s'intéresse à la dynamique historique et holocène des méandres de la plaine alluviale de Saint-Amand-Montrond. Alors que sur la Loire les pratiques de gestion ont pu évoluer en s'appuyant sur la multiplication des partenariats et des échanges entre scientifiques et structures gestionnaires, sur le Cher de telles collaborations sont très rares. L'essentiel des connaissances et données ayant pu être acquis ou compilé l'a donc été en dehors de tout cadre scientifique et se rapporte aux diverses modalités d'usage de la ressource en eau et à certaines composantes de l'hydrosystème (SAGE, Atlas zones inondables, bureaux d'études).

Le second constat est celui de la présence sur le Cher de méandres dont le comportement morphodynamique apparaît en première approche relativement atypique. Ainsi, sur ces secteurs, la simple comparaison entre les limites communales, dont les tracés remontent pour la plupart à la Révolution, et le tracé actuel de la rivière laisse supposer une très faible mobilité apparente à

l'échelle historique, c'est-à-dire depuis au moins 200 ans. En revanche, l'examen de photographies aériennes récentes (30 dernières années), doublé d'observations de terrain indique l'existence d'une activité érosive latérale non négligeable, qui devrait s'accompagner théoriquement d'une migration du lit et d'une déformation des boucles de méandres. Si ces processus érosifs sont récents, le paradoxe est alors seulement apparent puisqu'aucune modification notable du tracé n'a encore eu le temps de se produire. S'ils sont plus anciens la question de cette contradiction se pose avec force. Cette dynamique particulière s'avèrerait dans ce cas assez éloignée des modèles « classiques » d'évolution des systèmes à méandres libres décrits dans la littérature, presque tous sujets à des déplacements fréquents et rapides de leurs tracés, comme par exemple sur la Loire ou l'Allier (Leteinturier et *al.*, 2000 ; Gautier et *al.*, 2007 ; Petit, 2006 ; Geerling et *al.*, 2006 ; Nabet, 2013). En effet, dans l'abondante production scientifique relative au fonctionnement des méandres, rares sont les travaux traitant de la question des mécanismes et des causes de la faible mobilité de certains de ces systèmes. En comparaison du fleuve ou de ses principaux affluents, le Cher présente en outre l'originalité de disposer d'un patron à méandres à la fois ancien et spatialement étendu (Figure 1). Sur la Loire elle-même, le méandrage semble récent à l'échelle historique (en Loire bourbonnaise depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle (Gautier et *al.*, 2001)) ou réservé à un secteur fonctionnel très limité de son cours moyen (de Sully-sur-Loire à Bou, en amont d'Orléans). Les méandres de l'Allier sont eux aussi relativement jeunes. La plupart ont été très probablement mis en place entre la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle et le milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Pour les tributaires situés à l'aval du Bec d'Allier, seul le Loir sur de courts tronçons et surtout l'Indre, montrent des formes méandrées durables.

S'ajoutent à ces questions d'ordre scientifique des enjeux de gestion : leur identification a été rendue nécessaire par la révolution des modes de gestion de l'eau induite par la Loi sur l'Eau de 1992. Se sont alors développées autour des DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) et des Agences de l'eau des principaux bassins-versants français des logiques d'appréhension et de gestion globale, concertée et intégrée de la ressource, faisant naître de nouveaux besoins en matière de recherche, notamment pour ce qui concerne la géomorphologie fluviale. Cette vision nouvelle s'est concrétisée par la création à l'échelle de chacun des grands bassins-versants français des SDAGE (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux) fixant les objectifs généraux d'utilisation, de mise en valeur et de protection quantitative et qualitative de l'eau. Ainsi, les pratiques de gestion - se réalisant auparavant selon des actions aux objectifs et aux effets souvent contradictoires - ont été harmonisées et ont gagné en cohérence, puisque soumises à un même document de planification générale. Dans cette même optique, mais à l'échelle spatiale inférieure des sous-bassins-versants, se sont développés les SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux). Soumis aux grandes orientations fixées par le SDAGE, ils adaptent ces dernières aux exigences et contraintes de leur bassin-versant.

Sur le Cher, les deux SAGE mis en œuvre sont encore en phase d'élaboration. Certains des enjeux identifiés se rapportent directement aux problématiques scientifiques précédemment exposées. Pour le SAGE Cher amont, dont le périmètre s'étend de la source à la confluence avec L'Yèvre, à Vierzon, il s'agit du rehaussement de la ligne d'eau d'étiage et de la restauration, de l'entretien et de la valorisation des milieux naturels. Pour le SAGE Cher aval, qui couvre donc le restant du bassin-versant, il s'agit uniquement de la restauration, de l'entretien et de la valorisation des milieux naturels.



**Figure 1** – Localisation des secteurs à méandres sur le Cher.

A : Secteurs à méandres sur le Cher. Les trois secteurs étudiés dans la thèse apparaissent entourés de blanc. B : Limites des SAGE Cher amont et Cher aval. C : Canal de Berry. D : Principales villes. E : Barrage de Rochebut. F : Bassin-versant du Cher.

Ont été considérés comme secteurs à méandres les tronçons de rivières disposant de plus de quatre boucles de méandres consécutives et dont la sinuosité n'était pas imposée par celle du fond de vallée. Il s'agit des tronçons présentant actuellement ou ayant présenté au cours des 160 dernières années un patron à méandres.

Les SAGE constituent par ailleurs des instruments privilégiés de la mise en œuvre de la DCE (Directive Cadre sur l'Eau, 2000) dont les objectifs imposent aux états membres que soit atteint à l'horizon 2015 le bon état ou le bon potentiel écologique des cours d'eau. Si cet état est défini par l'intermédiaire d'indicateurs chimiques et biologiques, les caractéristiques hydromorphologiques jouent un rôle fondamental puisqu'elles contrôlent en partie, ou soutiennent, selon les termes de la DCE, les paramètres biologiques. Trois composantes sont considérées : le régime hydrologique (quantité et dynamique du débit d'eau, connexion eaux masses d'eau souterraines), la continuité écologique et sédimentaire et enfin les conditions morphologiques (variation de la profondeur et de

la largeur de la rivière, structure et substrat du lit, structure de la rive). Sur le Cher, ces éléments sont tous perturbés à des degrés divers depuis au moins un siècle. Les débits sont par exemple artificialisés à l'amont du bassin du fait de la présence du barrage de Rochebut (érigé en 1909). La continuité longitudinale est fortement altérée par la présence de ce barrage, mais également par celle de nombreux seuils. Enfin, les conditions morphologiques sont dégradées du fait d'une incision du lit survenue au cours des dernières décennies et de la densité des aménagements interdisant ou limitant les possibilités de mobilité latérale de la rivière.

Ces pressions anthropiques directes sont anciennes. Elles ont apposé, et apposent encore, de façon marquée leur empreinte sur le fonctionnement morphodynamique du cours d'eau. Leur influence a commencé à se faire ressentir de façon notable au plus tard à la fin du Moyen-Age. Cette période correspond à la mise en place de nombreux moulins et de leurs infrastructures attenantes (seuils en particulier), ainsi qu'à l'essor de la navigation et des pratiques d'entretien intensif du lit qui y sont associées (Serna, 2013). A la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, la confluence avec la Loire est détournée 15 km en amont à des fins de mise en valeur de la plaine alluviale (Burnouf et Carcaud, 1999). Dans la première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, la construction du canal de Berry impose le recouplement de boucles de méandres à l'amont du Cher alluvial. La partie aval de la rivière est canalisée sur 80 km (Serna, 2013). Le profil en long est alors rectifié et 16 barrages à écluses sont édifiés. Se développent aussi durant ce siècle les premiers endiguements d'ampleur et, très probablement, les protections de berges. Après une courte période de relatif abandon, lié à l'arrêt définitif de la navigation et du flottage, survenu dans la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, la rivière et sa plaine alluviale se voient intensément exploitées par l'industrie extractrice de granulats au sortir de la seconde guerre mondiale. Entre 1981 et 1993, seule période pour laquelle ce type de données est disponible à l'échelle de l'ensemble du bassin de la Loire, le Cher est après le fleuve le second pourvoyeur de matériaux en provenance du lit mineur (Nabet, 2013 ; Dambre, 1995). Ces prélèvements ont très vraisemblablement constitué la cause principale de l'enfoncement du lit précédemment évoqué.

En dépit de ces perturbations, le Cher occupe du point de vue de la qualité des milieux naturels rivulaires une place remarquable dans le bassin-versant de la Loire puisque certains habitats, comme par exemple les pelouses sablo-calcaires, ne sont presque plus observés ailleurs que sur son cours. Et cela alors même qu'en raison du caractère récent de l'intérêt porté à la rivière, le recensement des espaces naturels à forte valeur patrimoniale est encore pour l'essentiel à réaliser. Certains de ces espaces déjà identifiés, notamment sur deux des secteurs à méandres du Cher ici étudiés (secteur 2 et 3 sur la Figure 1), sont actuellement gérés par le Conservatoire des Espaces Naturels de la Région Centre (Gressette, 2005 ; Gressette et *al.*, 2010). Le secteur aval a par ailleurs fait l'objet d'une convention de collaboration scientifique entre le Conservatoire et le Laboratoire de Géographie Physique (CNRS-UMR8591). Une grande incertitude demeure cependant au sujet des causes de la genèse et de l'entretien de ces milieux naturels patrimoniaux. On ignore en effet encore largement quels sont les rôles respectifs joués par la dynamique fluviale d'un côté et par les activités anthropiques, ou par leurs héritages, de l'autre.

Si ce travail ne vise pas à fournir de réponses précises à une problématique de gestion clairement identifiée, les thématiques traitées et les investigations réalisées intéressent néanmoins directement les gestionnaires ici impliqués, en particulier les DREAL et les structures porteuses des SAGE. La reconstitution de la trajectoire évolutive des méandres et la mise en évidence des causes des changements constatés sont indispensables à une meilleure appréhension des dysfonctionnements

et perturbations affectant l'hydrosystème. De telles informations sont par ailleurs essentielles à l'identification et à la définition d'actions adaptées de préservation ou de restauration. En outre, dans un contexte de nécessaire recharge sédimentaire du Cher mais également de la Loire, l'utilité de données renseignant sur le degré de mobilité potentielle de la rivière ou encore sur le comportement de sa charge de fond (fréquence de mobilisation, vitesse de propagation, volumes charriés, ...) apparaît évidente.

Au final, cette thèse s'inscrit donc pleinement dans les logiques actuelles de renforcement des liens entre chercheurs et gestionnaires. Réalisée au sein du Laboratoire de Géographie Physique (CNRS – UMR8591), elle s'insère dans deux programmes majeurs de recherche :

- Le Plan Loire Grandeur Nature :

Amorcé en 1994, ce programme de recherche a connu depuis trois phases successives. La dernière en date, courant de 2007 à 2013, a posé comme enjeux prioritaires de : « vivre durablement dans les vallées inondables de la Loire et de ses principaux affluents », « préserver et restaurer le bien commun que sont la ressource en eau, les espaces naturels et les espèces patrimoniales », « mettre en valeur le patrimoine naturel, culturel, touristique et paysager de la Loire et de ses principaux affluents pour un développement durable », « développer et partager une connaissance globale, fondamentale et opérationnelle du fleuve » (<http://www.plan-loire.fr/fr/le-plan-loire/presentation-plgn/index.html>). Les financements ayant permis de mener à bien ces recherches sur le Cher ont été obtenus dans le cadre de cette dernière phase du Plan Loire. Les fonds utilisés proviennent du FEDER, de la Région Centre, de l'Agence de l'Eau Loire Bretagne, et du Conservatoire des Espaces Naturels de la région Centre.

- La Zone Atelier Loire :

La Zone Atelier englobe la totalité du bassin-versant de la Loire et remonte dans ses observations jusqu'au Tardiglaciaire (15000 ans BP). Elle vise à appréhender le fonctionnement de cet anthroposystème complexe selon des échelles spatio-temporelles emboîtées (<http://www.za-loire.org/>). Ses principes sont fondés sur la mise en place d'actions de recherches transversales reposant sur une approche interdisciplinaire des diverses thématiques traitées. D'un point de vue appliqué, elle a pour objectif de proposer un certain nombre de réponses pertinentes aux différents acteurs sociaux, économiques et politiques de l'espace concerné et s'inscrit dans une logique prospective.

Au regard de ce contexte général, entremêlant enjeux scientifiques et de gestion, notre objectif majeur sera de reconstituer le plus finement possible la trajectoire évolutive des méandres sur le temps long (les 200 dernières années) et d'identifier les facteurs responsables de leur faible mobilité.

Les questions qui se posent ici se rapportent tout d'abord à la caractérisation des modalités d'évolution spatio-temporelles de ces méandres. Quel est leur degré réel de stabilité ? En dépit de leur faible mobilité apparente, érosion et végétalisation en plan se sont-ils produits ? Si oui, à quel rythme et à quelle vitesse les changements constatés se sont-ils manifestés ? Sont-ils survenus selon une logique spatiale particulière ? Les différents secteurs étudiés se sont-ils comportés de façon similaire ou présentent-ils au contraire de nettes spécificités ? Enfin, ces systèmes disposent-ils encore, ou de nouveau, d'une capacité à balayer leur plaine alluviale ?

Cette dernière interrogation nous ramène à la détermination des causes de la faible mobilité supposée. Nous avons émis lors de l'élaboration du projet de thèse deux hypothèses explicatives, non exclusives l'une de l'autre. Selon la première, les mécanismes naturels de migration des boucles

auraient été inhibés, voire bloqués, par la présence ancienne de protections de berges. Selon la seconde hypothèse, une diminution de la fréquence et/ou de l'intensité des événements hydrologiques morphogènes depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, possiblement lié à la fin du PAG (Petit Age Glaciaire), aurait conduit à une diminution de la fréquence de mobilisation de la charge de fond et à une réduction de la capacité de la rivière à éroder ses berges, aboutissant alors à la stabilisation de son tracé. Cette question a été d'emblée posée car la Loire montre une évolution en grande partie liée à l'absence de grande crue depuis 1866 et de crues d'été depuis 1925 (Gautier et *al.*, 2007 ; Grivel, 2008 ; Nabet, 2013). Le fonctionnement hydro-climatique du Cher a-t-il évolué parallèlement à celui de la Loire ?

Deux aspects majeurs sont donc ici à aborder. Le premier porte sur les contrôles exercés depuis 200 ans sur l'évolution des formes en plan par la variabilité du régime hydrologique et de l'alimentation en sédiments, ainsi que par les aménagements mis en place dans le lit mineur. Le second aspect concerne plus spécifiquement la dynamique de la charge de fond. S'y intéresser semble primordial à plusieurs titres. Tout d'abord, si la charge de fond (*bedload*) ne constitue la plupart du temps qu'une faible part des quantités solides totales transportées par les cours d'eau, elle est responsable de l'essentiel de la morphogénèse (Wolman, 1992 ; Church, 2006). Ensuite, le degré de mobilité des boucles de méandres est étroitement associé à l'aptitude des cours d'eau à mettre en mouvement les sédiments qui composent la couche de surface de leur lit. Les questions ici soulevées sont les suivantes : quels sont les débits critiques de mobilisation de la charge de fond sur ces différents secteurs à méandre ? Quelle est leur compétence ? Quelle est la vitesse de propagation de la charge de fond, et ce pour des pas de temps allant de l'évènement hydrologique au siècle ? Quels sont les volumes charriés ? Quelle est la part des matériaux provenant de la plaine alluviale dans ces volumes charriés ? Dans quelle mesure ces méandres sont-ils capables de mobiliser cette charge solide héritée après qu'elle a été réinjectée dans le lit ? Comment dynamique des méandres et dynamique de la charge de fond interagissent-elles ? Le suivi de cette charge pose en outre de nombreuses difficultés d'ordre méthodologique. Ainsi, l'un des buts de ce travail est donc également de définir et de mettre en œuvre des dispositifs et protocoles de mesures du transport solide qui soient adaptés aux caractéristiques de ce cours d'eau et qui permettent l'acquisition de données aussi fiables et justes que possible.

Au final, répondre à l'ensemble des différentes questions précédemment formulées devrait permettre d'éclairer de façon relativement précise les conditions actuelles et passées de la morphogénèse des méandres du Cher. Plus globalement cela contribuera également à l'amélioration des connaissances relatives au fonctionnement morphodynamique des affluents de la Loire et des systèmes à méandres à mobilité réduite, tous très peu étudiés dans la littérature scientifique.

Pour déterminer les causes de la faible mobilité de ces méandres au cours des deux derniers siècles, a été mise en place une approche croisée avec emboîtement des échelles spatio-temporelles. Notre propos s'articule ainsi autour de trois principales parties :

- Première partie.

Elle introduit le cadre thématique, géographique et méthodologique de cette étude. Y sont successivement présentés une synthèse des principes présidant à la dynamique morpho-sédimentaire des méandres (chapitre 1), un aperçu du contexte morpho-climatique dans lequel évolue la rivière ainsi qu'un état des connaissances relatives à son fonctionnement géomorphologiques (chapitre 2), une description des sites retenus (chapitre 3), et enfin les grands traits de la méthodologie mise en place pour traiter du problème soulevé (chapitre 4).

- Deuxième partie.

Centrée sur l'analyse de l'évolution planimétrique et verticale des méandres entre 1830 et 2013, elle est organisée en deux chapitres distincts. Le premier vise à décrire les modifications survenues sur la période considérée et à identifier les débits-seuils de déclenchement de l'érosion latérale (chapitre 5). Le second analyse les causes des changements constatés (chapitre 6). L'accent est ici porté sur la mise en évidence i) du rôle respectif de la durée et de l'intensité des crues sur l'érosion en plan, ii) des facteurs de contrôle des caractéristiques spatiales de l'évolution des méandres.

- Troisième partie.

Elle porte sur le fonctionnement actuel et récent des méandres envisagé à travers la caractérisation des relations entre morphogénèse et transport de la charge de fond. Un premier chapitre s'intéresse aux conditions de la mobilité des sédiments (chapitre 7) : elles sont déterminées essentiellement par le biais de mesures de terrain effectuées au cours de deux années hydrologiques consécutives (2010-2012) (débits-seuils de mise en mouvement, distance et trajectoire de déplacement, volumes charriés,...). Un second chapitre recourt principalement à des formules de transport solide et traite plus spécifiquement des thématiques, à l'échelle pluri-décennale, des débits efficaces et des interactions entre charriage et formes en plan des méandres (chapitre 8).



# **PARTIE 1**

## **CADRE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE**

<b>CHAPITRE 1</b> LES MEANDRES, UN STYLE FLUVIAL TRES ETUDIE .....	15
<b>CHAPITRE 2</b> LE CHER .....	29
<b>CHAPITRE 3</b> PRESENTATION DES SITES D'ETUDE .....	55
<b>CHAPITRE 4</b> CADRE METHDOLOGIQUE GENERAL .....	67



## ***INTRODUCTION***

Cette partie est structurée autour de quatre chapitres distincts visant à contextualiser le sujet traité. Est tout d'abord proposé un état de l'art relatif à la question de la dynamique morphosédimentaire des méandres en général, et des méandres de faible mobilité en particulier. Dans un deuxième chapitre, le Cher est replacé dans le contexte géographique de son bassin-versant. Est ensuite présentée une synthèse des rares travaux ayant abordé la question du fonctionnement hydromorphologique de la rivière. Enfin, est reconstituée l'histoire des pressions anthropiques directes s'étant manifestées à l'échelle du lit mineur de la fin du Moyen-Age jusqu'au début du XX<sup>e</sup> siècle, et est examinée leur influence, potentielle ou avérée, sur la morphogénèse fluviale. Le troisième chapitre liste les critères ayant présidé au choix des secteurs étudiés puis s'attache à une rapide description de ces derniers. Enfin, dans un quatrième temps, le cadre méthodologique de la thèse est exposé. L'accent est porté sur les échelles d'analyse retenues, les sources de données utilisées et les types de traitement effectués.



# CHAPITRE 1

## LES MEANDRES, UN STYLE FLUVIAL TRES ETUDIE

<b>A - DEFINITION</b> .....	17
<b>B - CARACTERISTIQUES DES FORMES EN PLAN ET RELATIONS MORPHOMETRIQUES</b> .....	17
<b>C - LES STADES D'EVOLUTION</b> .....	20
<b>D - LES FACTEURS DE CONTROLE</b> .....	21
<b>E - PROCESSUS MORPHO-SEDIMENTAIRES</b> .....	22
<b>F - LES MEANDRES DE FAIBLE MOBILITE – DES CAS PEU ETUDIES</b> .....	26



## A - DEFINITION

*Stricto sensu*, les méandres sont constitués d'un chenal unique (donc théoriquement dépourvu d'îles) dont le tracé en plan présente un indice de sinuosité (rapport entre longueur développée du lit mineur et longueur de la plaine alluviale entre 2 points) supérieur à 1,2-1,3 (Schumm, 1977) ou 1,5 (Leopold et Wolman, 1957 ; Leopold et *al.*, 1964). Les méandres sont organisés en trains de boucles successives, chaque boucle correspondant à un tronçon de rivière le long duquel le sens de courbure est identique. Selon Frothingham et Rhoads (2003), une boucle de méandre ne peut être considérée comme telle qu'à la condition de posséder une courbure totale supérieure à 180°.

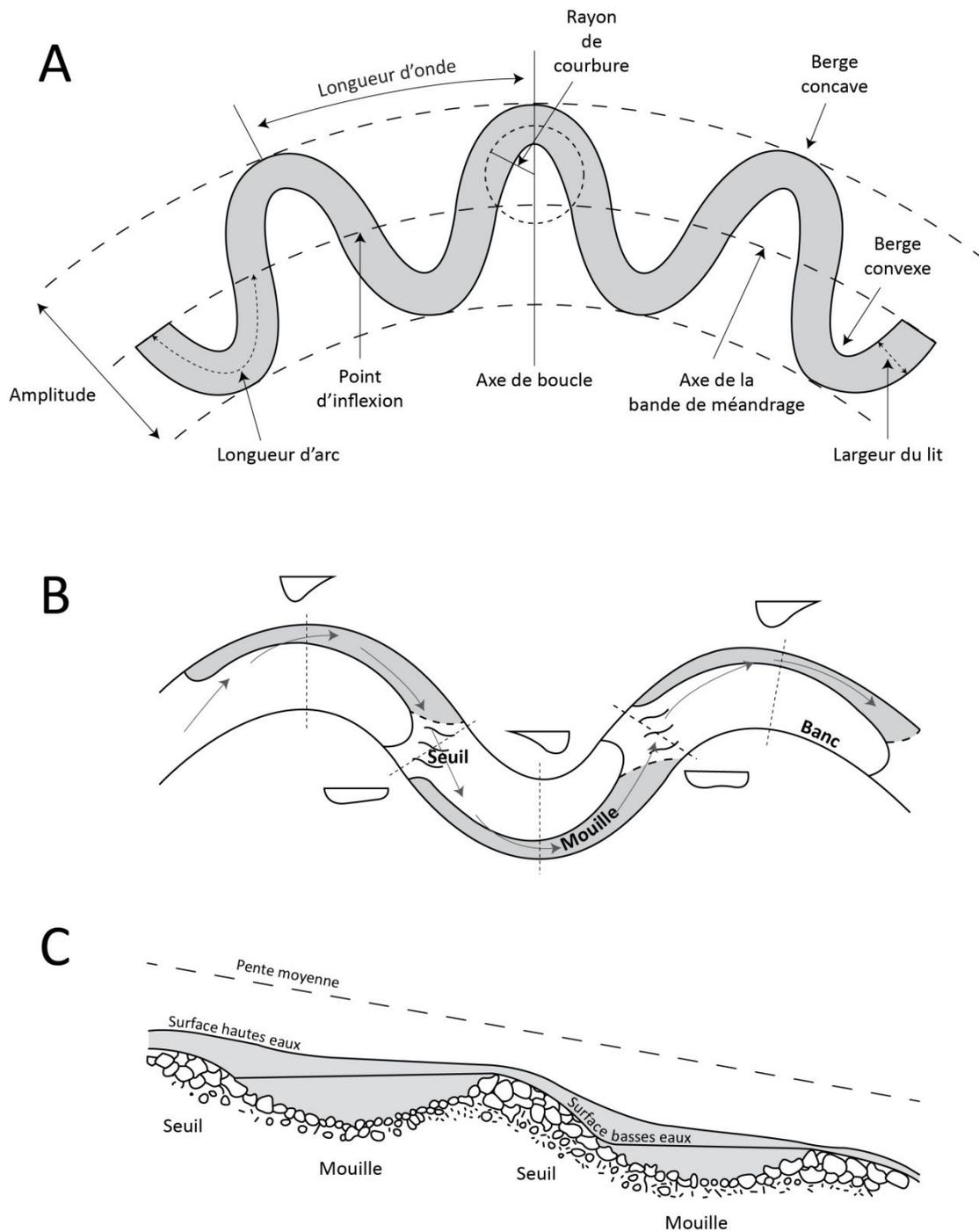
Ubiquiste, ce style fluvial se rencontre dans tous les types d'environnement présents à la surface de la terre (Hooke, 2013). De plus, ces formes ne sont pas cantonnées aux seuls cours d'eau puisqu'elles sont également observées dans des fluides de différentes natures (Davies et Tinker, 1984 ; Leopold et Wolman, 1960 ; Langbein et Leopold, 1966).

Deux principaux types de méandres sont généralement distingués dans la littérature. Les méandres encaissés ou inscrits se développent en incisant la roche mère et présentent de très faibles vitesses de migration. À l'inverse, les méandres de plaine alluviale, ceux qui nous intéressent ici, évoluent au sein d'un remblaiement de sédiments « meubles » et sont généralement associés à une mobilité élevée de leur tracé.

## B - CARACTERISTIQUES DES FORMES EN PLAN ET RELATIONS MORPHOMETRIQUES

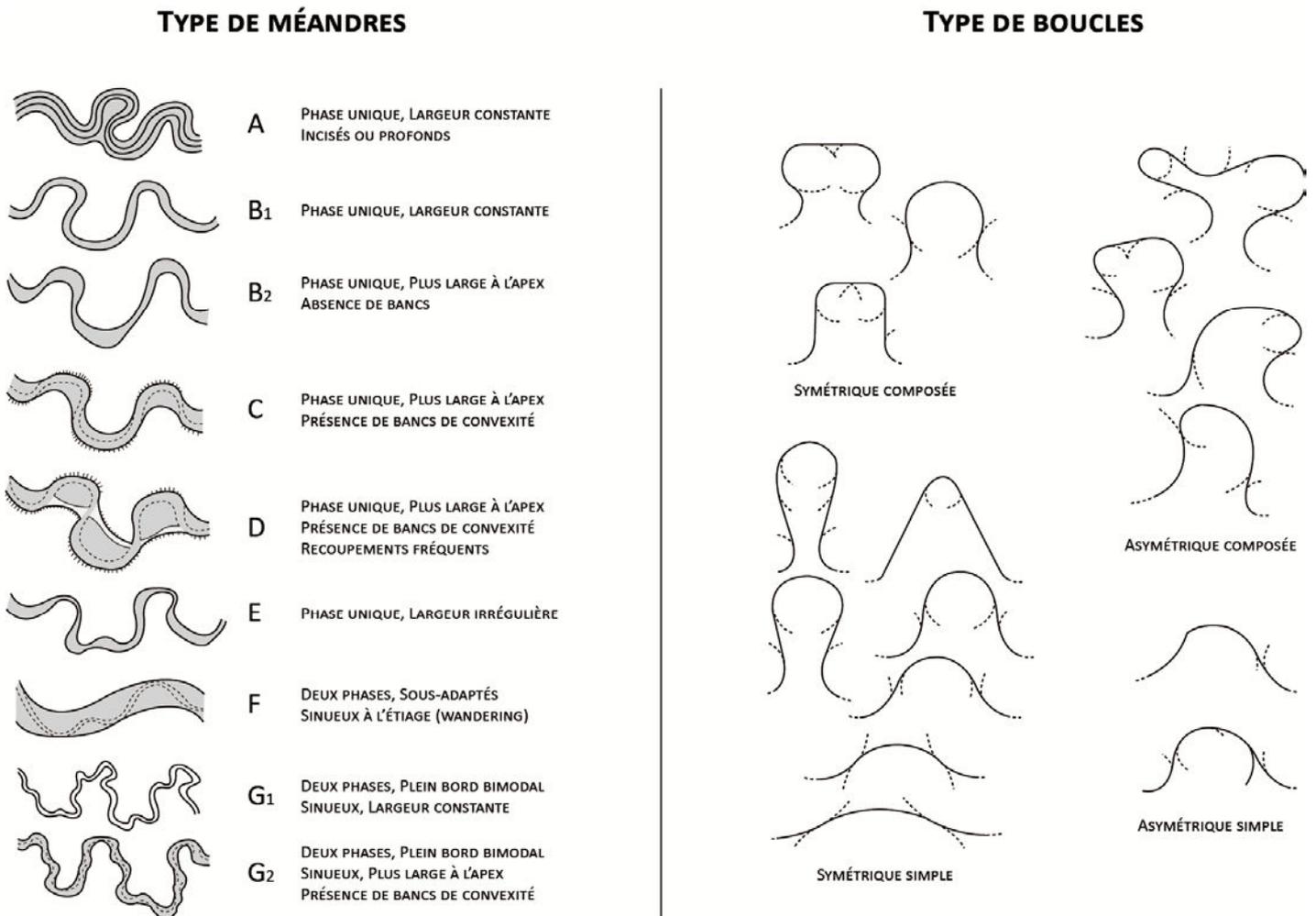
La géométrie des méandres est habituellement décrite à partir de paramètres morphométriques élémentaires (Hey, 1984) (Figure 1.1). Les relations pouvant exister entre ces paramètres ou entre ces paramètres et certaines variables de contrôle, comme le débit liquide ou la résistance des berges, ont fait l'objet de très nombreux travaux de recherche, en particulier dans les années 1960 et 1970 (par exemple Leopold et Langbein, 1966 ; Leopold et Wolman 1960 ; Carlston, 1965 ; Ackers et Charlton, 1970 ; Chang et Toebes, 1970 ; Williams, 1986 ; Ferguson, 1975 ; Dury, 1964 ; Richards, 1978 ; Schumm, 1963, 1977 ; Hey, 1976). Si les valeurs des coefficients et des exposants des équations obtenues, développées sur des bases empiriques, ne sont souvent valables que pour les cours d'eau ou les régions à partir desquels elles ont été élaborées, elles présentent néanmoins le mérite de proposer des ordres de grandeur indicatifs des rapports entretenus entre ces paramètres. Leopold et Wolman (1960) ont par exemple relié longueur d'onde, amplitude, largeur du chenal et rayon de courbure de la façon suivante :  $L=10.9w^{1,01}$  ;  $L=4.07Rc^{0,98}$  ;  $A=2,7w^{1,1}$  ( $L$  = longueur d'onde ;  $w$  = largeur du lit mineur ;  $Rc$  = rayon de courbure ;  $A$  = amplitude). Plus tard, en s'appuyant sur une base de données beaucoup plus vaste, Hickin (1977a) proposera  $L\approx 10w$ ,  $L\approx 4Rc$ ,  $Rc\approx 2w$ .

La gamme des formes susceptibles d'être adoptées par les trains de méandres ou par les boucles est très vaste. La Figure 1.2 en présente un aperçu à travers deux classifications élaborées par Brice (1974 ; 1975, cité dans Lagasse, 2004).



**Figure 1.1** Paramètres morphométriques des méandres et localisation des seuils et mouilles sur les méandres.

A : Paramètres morphométriques élémentaires des méandres (Knighton, 1998, modifié). B : Localisation et profils en travers des seuils, bancs et mouilles (Frothingham et Rhoads, 2003, modifié). Les flèches indiquent la trajectoire des plus fortes vitesses. C : Coupe longitudinale des seuils et mouilles (Knighton, 1998).



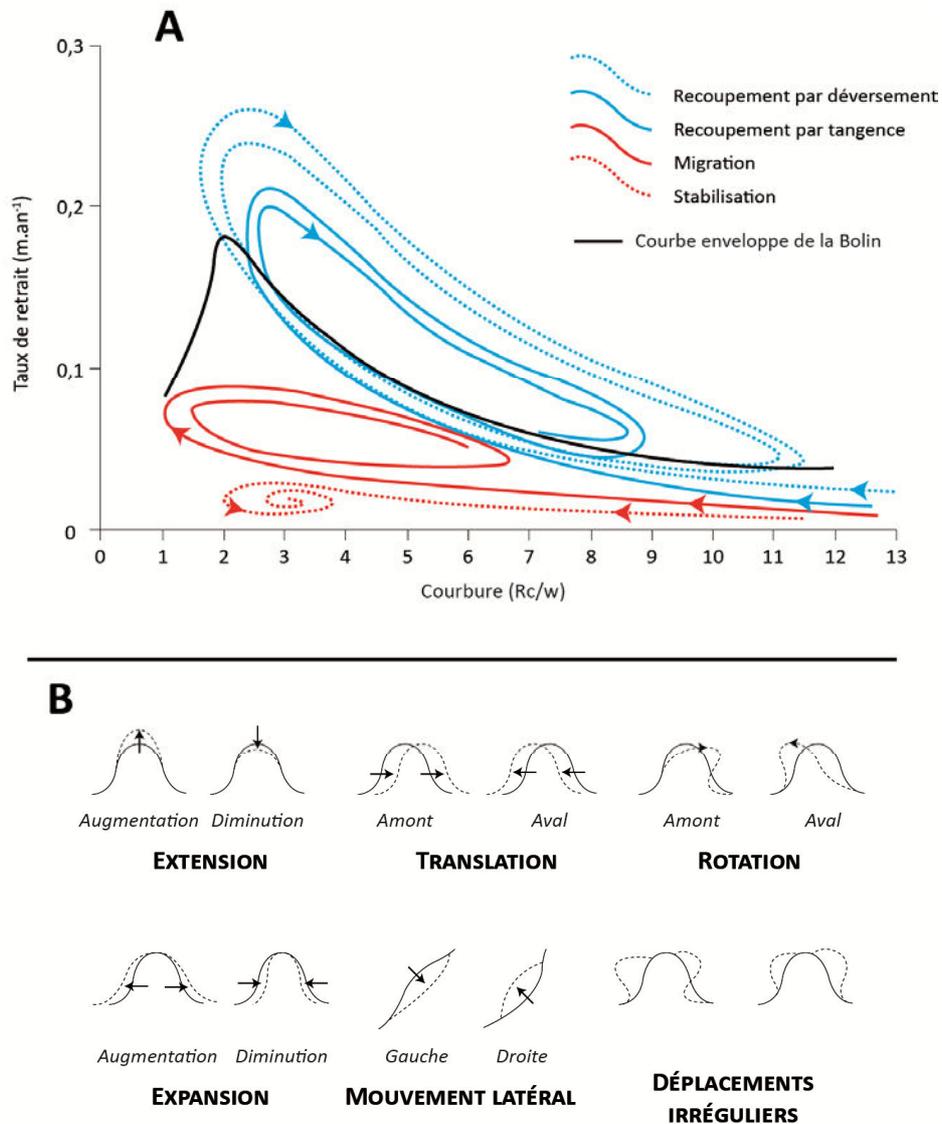
**Figure 1.2** Types de méandres (Brice, 1975, cité dans Lagasse, 2004 modifié) et types de boucles de méandres (Brice, 1974, modifié).

Seuils, mouilles et bancs sont les trois principaux types d'unités géomorphologiques rencontrés sur les boucles de méandres (Knighton, 1998 ; Carling et Orr, 2000 ; O'Neill et Abrahams, 1984) (Figure 1.1). Selon Dietrich (1987), l'ensemble constitué de deux séquences seuil-mouilles consécutives correspond à une seule et unique unité du lit, désignée sous le terme de « *bar-unit* ».

La répartition de ces unités n'est en rien aléatoire. Sur les boucles simples, les seuils, au profil transversal symétrique et de faible profondeur, sont localisés au niveau des points d'inflexion (Figure 1.1). Les mouilles et les bancs sont en revanche localisés au niveau de l'apex, respectivement du côté concave et du côté convexe (Figure 1.1). La distance séparant deux unités identiques successives est sensiblement égale à une longueur de boucle (Tinkler, 1970 ; Keller et Melhorn, 1978 ; Leopold et al., 1964). Sur les boucles composées, il est en revanche fréquent que la densité des unités soit plus élevée (Hooke et Harvey, 1983 ; Lofthouse et Robert, 2008 ; Whiting et Dietrich, 1993b ; Frothingham et Rhoads, 2003).

## C - LES STADES D'EVOLUTION

Une des questions centrales au sujet des méandres, qui a très tôt été posée et pour laquelle aucune des nombreuses réponses apportées ne fait aujourd'hui encore consensus, se rapporte à l'identification des processus initiateurs de la méandration. Il semble néanmoins acquis que les mécanismes impliqués relèvent d'une oscillation des écoulements liée soit à certaines propriétés inhérentes des turbulences, soit aux interactions entre écoulements liquides et sédiments du lit (Rhoads et Welford, 1991), la dernière hypothèse étant aujourd'hui privilégiée (Seminara, 2006). Selon Seminara (2006), la formation des méandres relèverait de la théorie de l'instabilité des boucles (*bend instability theory* (Ikeda et al., 1981)). Celle-ci indique que la moindre perturbation se manifestant au niveau d'un chenal rectiligne dont les berges sont érodables, se traduit irrémédiablement par le développement de sinuosités (Seminara, 2006 ; Bolla Pittaluga et Seminara, 2011 ; Lanzoni et Seminara, 2006).



**Figure 1.3** A : Relations entre taux de retrait des berges concaves et rayon de courbure (Hooke, 2003a, modifié). B : Typologie des changements morphologiques susceptibles d'affecter les boucles de méandres (Hooke, 1984b, modifié).

Une fois les courbures amorcées, les boucles de méandres évoluent selon des séquences assez distinctes, décrites, avec quelques variantes, par de nombreux auteurs (par exemple Hooke, 1984b, 1995 ; Keller, 1972 ; Hickin et Nanson, 1975 ; Hickin, 1977b). Très schématiquement, trois phases principales, chacune correspondant à des vitesses de recul très différentes, peuvent être distinguées (Figure 1.3 A). Au cours de la première, les boucles sont peu sinueuses et les retraits observés se produisent très lentement. Lors de la seconde, les rayons de courbure diminuent nettement tandis que les taux de recul croissent rapidement jusqu'à atteindre une valeur maximale. Les boucles tendent à migrer puis à s'allonger. Lors de l'ultime phase, trois scénarios distincts sont susceptibles de se produire :

- La forme des boucles se complexifie et on assiste dans ce cas à la mise en place de boucles composées ou à la naissance de nouvelles boucles ;
- Suite au dépassement d'une valeur seuil de courbure ( $Rc/w < 2-3$ ), l'érosion diminue brutalement puis cesse. Les boucles se figent alors ;
- L'érosion se poursuit jusqu'au recoupement des boucles par tangence. Une nouvelle séquence d'évolution peut dès lors débiter.

Par ailleurs, Hooke (1984b) a proposé une classification des changements morphologiques susceptibles d'affecter les boucles (Figure 1.3 B). Les six principaux types identifiés peuvent faire l'objet de combinaisons variées.

## **D - LES FACTEURS DE CONTROLE**

### **1. FACTEURS EXTERNES – DEBITS LIQUIDES ET SOLIDES**

Depuis la formulation des concepts de système fluvial et d'équilibre dynamique, les cours d'eau sont envisagés comme des systèmes ouverts à processus-réponses (Schumm, 1977 ; Knighton, 1998) dont les formes ou les différents paramètres géométriques (variables internes), résultant de l'interaction des écoulements liquides et solides (variables externes ou semi-dépendantes), fluctuent autour de conditions moyennes. Dans cette perspective, les différentes dimensions des rivières s'ajustent continuellement en réponse à l'expression de ces variables de contrôle. Les pas de temps impliqués dans ces ajustements sont principalement fonction des échelles spatiales considérées.

Dans les années 1950 et 1960, les transformations planimétriques affectant les méandres ont été exclusivement considérées sous cet angle théorique. Elles sont alors perçues comme se manifestant de façon linéaire, principalement en réaction à des modifications affectant les débits liquides et solides (Leopold et Langbein, 1966 ; Leopold et Wolman, 1957, 1960). Une fois atteint leur stade final de développement, les méandres adoptent une forme stable, simple et régulière, la mobilité latérale (croissance) et aval (migration) se produisant sans imposer de changement majeur dans la géométrie globale des trains de méandres (Hooke, 2003a ; 2007a). Leur tracé est alors adapté à une courbe de type sinusoïdal, correspondant théoriquement à une minimisation de la dissipation de l'énergie fournie par les écoulements (Langbein et Leopold, 1966).

### **2. FACTEURS INTRINSEQUES**

Cette vision des méandres est remise en cause dès la fin des années 1970. Une série de travaux démontre alors leur caractère instable, l'irrégularité de leurs formes ou encore la non-linéarité de leur évolution (par exemple Carson et Lapointe, 1983 ; Hickin, 1974 ; Hickin et Nanson, 1975 ; Nanson

et Hickin, 1983 ; Lewin, 1977 ; Hooke et Harvey, 1983). Si les approches fondées sur l'étude des relations entre variabilité des débits liquides et solides d'une part et dynamique des méandres d'autre part demeurent évidemment aujourd'hui toujours valables (Hugues, 1977 ; Daniel, 1971 ; Schumm, 1968 ; Hickin, 1977a ; Gautier et *al.*, 2007 ; Hooke, 1980, 2008), l'apparition à cette même époque du concept de seuil intrinsèque (Schumm, 1973, 1979), a permis de mettre en évidence que les changements morphologiques peuvent survenir indépendamment de modification durables ou marquées des variables externes de contrôle (Hooke et Harvey, 1983 ; Hooke, 1995 ; Hooke, 2003a ; Hooke, 2007a). Il en va par exemple ainsi de certains des mécanismes responsables de la non-linéarité de l'évolution des boucles de méandres, les taux de recul des berges étant en partie commandés par le ratio  $R_c/w$  (Nanson et Hickin, 1983, 1986 ; Hickin et Nanson, 1975 ; Hooke, 1997, 2003a ; Leeder et Bridges, 1975 ; Bagnold, 1960).

Dans les années 1980 et 1990, l'introduction de nouvelles théories autogènes (*self-organized criticality* (SOC) et théorie du chaos par exemple (Bak et *al.*, 1987 ; Bak et Chen, 1991 ; Stolum, 1996, 1998 ; Phillips, 2003, 2007 ; Seminara et Bolla Pittaluga, 2012 ; Gautier, 2010) et les progrès réalisés en matière de modélisation numérique et de mécanique des fluides (Ferguson, 1984 ; Howard, 1996 ; Howard et Knutson, 1984 ; Parker et Andrews, 1986 ; Sun et *al.* 1996 ; Seminara, 2006) valident définitivement l'idée d'une composante autonome au comportement des méandres. Par exemple, en s'appuyant sur une simulation fondée sur les principes de la mécanique des fluides, Stolum (1996) a pu démontrer qu'en l'absence totale de contrainte latérale, la sinuosité des méandres tendait vers une valeur (3,14) autour de laquelle elle oscillait ensuite. Le dépassement de ce seuil déclenche une série de recouvrements réduisant fortement la sinuosité, celle-ci reprenant ensuite sa progression avec l'amorce d'un nouveau cycle de croissance des boucles.

### **3. FACTEURS LOCAUX**

D'autres facteurs, se manifestant le plus souvent à une échelle locale, interviennent également dans le contrôle de la dynamique des méandres. La forme des boucles peut ainsi être dictée par les variations du degré de résistance des berges, celui-ci étant notamment fonction de la hauteur et de la morphologie des rives, du type de végétation les recouvrant (par exemple Micheli et Kirchner, 2002 ; Micheli et *al.*, 2004 ; Piégay et *al.*, 2003a) ou encore de l'hétérogénéité spatiale du remplissage alluvionnaire (Fisk, 1944, 1947 ; Güneralp et Rhoads, 2011 ; Hudson et Kessel, 2000). Les modalités d'écoulement des flux liquides et solides, et donc d'érosion et de dépôt, à l'intérieur d'une boucle donnée sont également en partie commandées par la géométrie des boucles encadrantes (Furbish, 1988, 1991 ; Güneralp et Rhoads, 2009 ; Zolezzi et Seminara, 2001 ; Montgomery, 1993).

## **E - PROCESSUS MORPHO-SEDIMENTAIRES**

### **1. STRUCTURE DES ECOULEMENTS**

Tridimensionnelle et hélicoïdale (Dietrich et *al.*, 1979, JOG ; Thompson, 1986 ; Thorne et *al.*, 1985 ; Frothingham et Rhoads, 2003 ; Hooke, 1975), la structure des écoulements au sein des boucles de méandres est particulièrement complexe (Figure 1.4). Elle résulte de la combinaison de l'écoulement principal, dirigé vers l'aval, et de courants secondaires, se développant dans la dimension transversale. Au niveau des mouilles, cette complexité relève essentiellement de deux effets antagonistes générés par la courbure des boucles (Dietrich, 1987 ; Dietrich et *al.*, 1979) : une

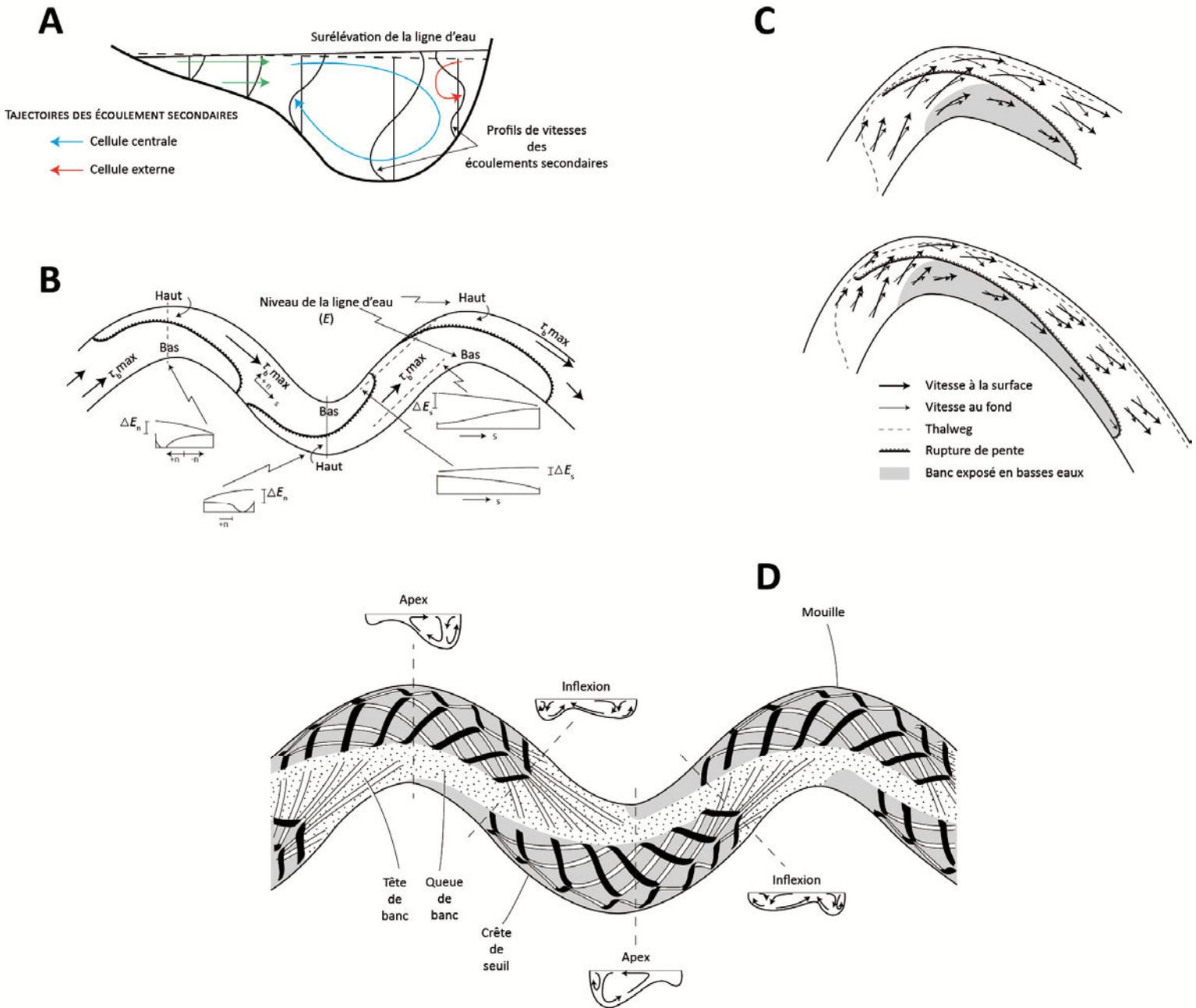
force centrifuge repoussant les écoulements en direction de la concavité et, en raison de la pente ainsi générée, une force orientée vers l'intérieur du lit (Dietrich, 1987 ; Markham et Thorne, 1992), d'intensité plus réduite (Ferguson et *al.*, 2003). Il en résulte le développement de deux cellules d'écoulement dissymétriques convergeant en surface (Hey et Thorne, 1975 ; Bathurst et *al.*, 1977 ; Blanckaert et Graf, 2001 ; Thorne et Rais, 1984 ; Dietrich et *al.*, 1984 ; Nelson et Smith, 1989 ; Thorne et *al.*, 1985 ; Frothingham et Rhoads, 2003 ; Markham et Thorne, 1992) (Figure 1.4). A ces effets de courbure vient s'ajouter l'influence de la topographie asymétrique du profil en travers des mouilles (Dietrich et Smith, 1983 ; Thorne et Furbish, 1995) (Figure 1.4). La faible profondeur au niveau des convexités de boucle inhibe les courants de retour en profondeur et contribue ainsi à repousser encore davantage les écoulements en direction des concavités.

Au niveau des seuils, la symétrie du profil en travers ainsi que l'absence de courbure concourent à simplifier la structure des écoulements. Ces derniers s'organisent la plus part du temps en deux cellules principales, superposées (Thorne et Hey, 1979) ou divergeant en surface (Hey et Thorne, 1975), parfois doublées le long de chacune des berges d'une plus petite cellule au sens de rotation inverse (Thompson, 1986) (Figure 1.4).

A l'entrée des boucles, c'est à dire au niveau des seuils, le noyau de vitesse maximale est localisé au centre du chenal ou du côté convexe (Frothingham et Rhoads, 2003 ; Dietrich et *al.*, 1979 ; Whiting et Dietrich, 1993a ; Hey, 1984). Vers l'aval, il traverse progressivement le lit pour finalement venir se placer en profondeur à proximité de la berge concave (Engel et Rhoads, 2012 ; Furbish, 1988 ; Kasvi et *al.*, 2013 ; Lapointe et Carson, 1986 ; Thorne et Rais, 1984). La position dans la mouille du noyau de vitesse maximale, de même que l'importance prise par les écoulements secondaires, dépend alors principalement du degré de courbure et de dissymétrie transversale de la boucle ainsi que du niveau d'eau et de la rugosité de la berge (Kasvi et *al.*, 2013 ; Frothingham et Rhoads, 2003, Ferguson et *al.*, 2003 ; Markham et Thorne, 1992 ; Thorne et *al.*, 1985 ; Hey, 1984 ; Thorne et Furbish, 1995).

Au final, l'écoulement principal, et plus précisément l'excès de vitesse à proximité des berges, est généralement considéré comme le contrôle majeur de l'érosion de berges et donc du déplacement des méandres (Ikeda et *al.*, 1981 ; Parker et *al.*, 1982b ; Parker et *al.*, 1983 ; Lapointe et Carson, 1986).

La non-linéarité des processus d'érosion de berges précédemment évoquée, et donc les différentes phases évolutives des boucles de méandres, résultent principalement des modifications de la structure des écoulements en fonction du ratio  $Rc/w$  (Hooke et Harvey, 1983 ; Markham et Thorne, 1992 ; Blanckaert, 2011). A mesure que diminue la valeur de  $Rc/w$ , les taux de recul augmentent (Hickin et Nanson, 1975, 1984). Ces derniers atteignent un maximum avec un  $Rc/w$  de l'ordre de 2-3. Ce pic résulte possiblement d'une minimisation des résistances internes aux écoulements (Bagnold, 1960) et coïncide avec l'apparition d'une zone de séparation au niveau des convexités (Bagnold, 1960 ; Leeder et Bridges, 1975 ; Ferguson et *al.*, 2003 ; Blanckaert, 2011 ; Blanckaert et *al.*, 2012). Pour des rayons de courbures aussi faibles, la structure des écoulements, très complexe, demeure cependant mal connue (Blanckaert, 2011). Lorsque les courbures deviennent encore plus étroites, il est fréquent que les reculs de berges diminuent nettement, voire cessent. Cela peut par exemple résulter de la mise en place d'une zone de séparation en concavité (Nanson, 2010 ; Bagnold, 1960 ; Nanson et Page, 1983 ; Hickin, 1978 ; Hickin et Nanson, 1975 ; Blanckaert, 2011 ; Blanckaert et *al.*, 2012), de l'inhibition de la cellule centrale d'écoulements secondaires (Blanckaert, 2009 ; Ottevanger et *al.*, 2011) ou encore de l'accroissement de la taille de la cellule externe d'écoulements secondaires (Blanckaert, 2011).



**Figure 1.4** Structure des écoulements dans les boucles de méandres.

A : Structures des écoulements secondaires au niveau des mouilles (Markham et Thorne, 1992, modifié).

B : Effets de la topographie et de la courbure sur la localisation des contraintes de cisaillement maximales (Dietrich, 1987, modifié).  $\Delta E_n$  indique la variation de l'altitude de la surface de l'eau dans la dimension transversale.  $\Delta E_s$  indique la variation de l'altitude de la surface de l'eau dans la dimension longitudinale.  $\tau_b$  correspond à la contrainte de cisaillement.

C : Répartition des champs de vitesse sur une boucle de méandre (Dietrich, 1987, modifié).

D : Structures des écoulements au niveau d'un train de méandres (Thompson, 1986, modifié).

## 2. LE TRANSPORT DES SEDIMENTS

Le transport de la charge de fond sur les boucles de méandres résulte de complexes interactions et rétroactions entre contraintes de cisaillement, morphologie, taille des grains mobilisés et volumes charriés (Powell, 1998 ; Clayton et Pitlick, 2007).

Très schématiquement, il est organisé de telle sorte que les particules les plus grossières se déplacent préférentiellement le long des concavités et les particules les plus fines le long des convexités (Clayton et Pitlick, 2007 ; Anthony et Harvey, 1991 ; Julien et Anthony, 2001 ; Bridge et Jarvis, 1976 ; Dietrich et Smith, 1984 ; Dietrich, 1987). Sur des rivières à graviers, ce tri granulométrique, ainsi que l'existence d'un gradient latéral dans l'intensité de transport (transport total en concavité et transport partiel en convexité), constitueraient la réponse adaptative de la charge de fond à la répartition des écoulements. La conjugaison de ces deux mécanismes garantirait ainsi un transport des sédiments en quantités égales le long des différentes parties d'un profil en travers donné, assurant de la sorte la stabilité de la géométrie du lit (Clayton et Pitlick, 2007).

Clayton et Pitlick (2007) ont par ailleurs distingué quatre phases de transport en fonction de la magnitude des débits. Lors de la première, les particules fines recouvrant le banc de convexité sont mises en mouvement. Ensuite, pour des débits inférieurs au 2/3 du débit à pleins bords, le transport est amorcé côté concave et l'intégralité du spectre granulométrique est mobilisée. Dans un troisième temps, pour des débits non débordants, les volumes charriés augmentent. Cela se traduit notamment par une augmentation des proportions de sables transportés à l'intérieur de la boucle. Enfin, lors des crues, la trajectoire des plus grosses particules est déportée vers l'intérieur du lit en réponse à la diminution de l'influence de la sinuosité sur la structure des écoulements.

## 3. ÉROSION DE BERGES ET DEPOT

Dans les systèmes à méandres, la manifestation de la mobilité latérale découle directement des processus d'érosion en rive concave et de dépôt en rive convexe (Reid et Frostick, 1994). En l'absence de modifications majeures affectant les variables de contrôle, cette mobilité se réalise avec une largeur de lit constante (Parker et *al.*, 2011). Cela implique donc que les volumes érodés en rive concave soient compensés par des dépôts équivalents en rive convexe (Parker et *al.*, 2011).

Trois facteurs différents, agissant souvent de façon combinée, sont à l'origine du recul des berges (Thorne, 1982 ; Lawler, 1992 ; Lawler et *al.*, 1997 ; Hooke, 1995) :

- La météorisation ou à la désagrégation du matériel qui les compose par humidification et/ou dessiccation ou par alternance gel-dégel (Thorne, 1990 ; Thorne et Osman, 1988 ; Couper et Maddock, 2001 ; Couper et *al.*, 2002 ; Green et *al.*, 1999 ; Prosser et *al.*, 2000 ; Lawler, 1986 ; Branson et *al.*, 1996 ; Wynn et *al.*, 2008).
- Les mouvements de masse (Thorne, 1982 ; Nardi et *al.*, 2012 ; Luppi et *al.*, 2009 ; Darby et Thorne, 1996 ; Rinaldi et Darby, 2007 ; Darby et *al.*, 2007).
- Les écoulements fluviaux (Darby et *al.*, 2010 ; Thorne, 1982 ; Rinaldi et Darby, 2008 ; Julian et Torres, 2006).

S'il existe de nombreux types de bancs dans les systèmes à méandres (Hooke, 1995 ; Hooke et Yorke, 2011), les bancs de convexité occupent une place particulière puisque la mobilité du lit est étroitement associée à leur dynamique (Parker et *al.*, 2011 ; Hooke, 2013 ; Reid et Frostick, 1994). Ces bancs de convexité sont qualifiés de bancs fixes ou forcés (Tubino et Seminara, 1990 ; Seminara

et Tubino, 1989) car leur position est imposée par la forme en plan des méandres et demeure stable par rapport à cette dernière. Leur incapacité à migrer est liée à l'entrée en résonance, pour un ratio largeur/profondeur donné, de leur longueur d'onde avec celle des boucles (van Dijk et *al.*, 2012 ; Bloneaux et Seminara, 1985 ; Seminara et Tubino, 1992).

En surface, ils présentent de l'amont vers l'aval et de l'extérieur vers l'intérieur un gradient granulométrique décroissant marqué (Pyrce et Ashmore, 2005 ; Hooke, 1995). Selon Hooke (2013), ces dépôts résultent soit de l'existence des courants secondaires, dirigés à proximité du lit vers la convexité de boucle (Dietrich, 1987), soit de la très nette et progressive diminution des contraintes de cisaillement dans la dimension longitudinale des bancs.

## **F - LES MEANDRES DE FAIBLE MOBILITE – DES CAS PEU ETUDIES**

A ce jour, il n'existe aucune définition de ce que sont des méandres de faible mobilité. A l'échelle temporelle qui nous intéresse ici (200 dernières années), on considèrera qu'il y a faible mobilité lorsque le tracé en plan ne varie pas ou peu et qu'il demeure donc largement superposable d'une décennie à l'autre.

Reprenant et simplifiant la classification morphologique des rivières alluviales de Brice (1975), Lagasse et *al.* (2004) discriminent méandres mobiles et méandres stables à partir du degré de variabilité de la largeur du lit. Selon Brice (1982, cité dans Lagasse et *al.* (2004)), une faible variation de la largeur du lit constituerait en effet un indice de faible mobilité. Les types A, B1 et G1 (Figure 1.2) correspondent à ce cas de figure.

De façon globale, Hickin et Nanson (1984) relient le taux de recul d'une boucle donnée à une combinaison de facteurs incluant la puissance spécifique, la résistance opposée par les berges à l'érosion, la hauteur de berge, le rayon de courbure et la largeur du chenal. Peut par ailleurs être ajoutée à cette liste l'alimentation en sédiments (Hickin, 1988). Dans l'abondante production scientifique relative au fonctionnement des méandres, rares sont les travaux traitant spécifiquement de la question des mécanismes et des causes de la stabilité de certains de ces systèmes. Les quelques études portant sur le sujet imputent cette stabilité à une trop faible énergie disponible et/ou à une trop grande résistance des berges à l'érosion.

A partir d'un panel de 90 rivières de Grande-Bretagne, Ferguson (1981) discrimine par exemple méandres libres et méandres inactifs en recourant à la puissance spécifique. Les premiers se rencontreraient pour des valeurs médianes supérieures à  $30 \text{ w.m}^{-2}$  (gamme de valeur allant de 5 à  $350 \text{ w.m}^{-2}$ ), les seconds pour des valeurs médianes inférieures à  $15 \text{ w.m}^{-2}$  (gamme de valeur allant de 1 à  $60 \text{ w.m}^{-2}$ ). Biedenharn et *al.* (1984) attribuent la très grande stabilité planimétrique de la Ouachita (Etats-Unis), constatée entre 1820 et 1980 sur près de 500 km de son linéaire à la faible énergie dont dispose la rivière et à la forte cohésion de ses berges, composées d'argiles, limons et sables, et occupées par une dense végétation. Pour expliquer la quasi-absence de réaction morphologique de la rivière Des Plaines (Etats-Unis) au passage d'une crue de récurrence centennale, Rhoads et Miller (1991) avancent également les arguments de la faible énergie et de la résistance des berges, auxquels ils ajoutent celui de la faible variabilité hydrologique de la rivière. Dans une étude portant sur la dynamique Holocène de deux boucles successives de la Red River (Canada), Brooks (2003) documente une très nette diminution des taux de retrait à compter de 6200 BP (entre 0,18 et  $0,35 \text{ m.an}^{-1}$  entre 8400 BP et 6200 BP et entre 0,04 et  $0,08 \text{ m.an}^{-1}$  depuis 6200 BP) interprétée comme la conséquence d'une réduction de l'alimentation du lit en sédiments. Par ailleurs, même sur des secteurs sujets à une activité latérale marquée, il n'est pas rare d'observer des tronçons

beaucoup plus stables. Sur la rivière Dane, Hooke (2003b, 2007b, 2008) rapporte ainsi sur une période de 140 ans une alternance de tronçons instables et de tronçons peu mobiles. Le comportement de ces derniers est mis sur le compte de l'influence croisée d'au moins deux des paramètres suivants : une faible pente, une faible sinuosité, la présence de points durs verticaux (affleurement du substratum) ou latéraux (buttée contre les versants ou les terrasses) (Hooke, 2007b).

Bien que cela dépasse le strict cadre des rivières à graviers qui nous intéresse ici, il convient de citer les cas de méandres développés dans des environnements deltaïques à très fine texture. Ikeda (1989) identifie par exemple quatre types de méandres alluviaux dont le potentiel de mobilité est fonction du degré de cohésion et de l'architecture des corps sédimentaires composant la plaine alluviale. Trois de ces types, qualifiés de « véritables méandres libres », de « méandres libres confinés » et de « méandres confinés » disposent d'une liberté d'ajustement latérale. Le quatrième, désigné sous le vocable de « méandres fixes », concerne les méandres de certaines plaines deltaïques incisant des dépôts fins composés de colloïdes, argiles et limons. Les méandres du delta du Mississippi sont par exemple vraisemblablement à ranger dans cette catégorie (Kolb, 1963 ; Hudson et Kessel, 2000).

Enfin, les aménagements sont également susceptibles de bloquer ou freiner, directement ou indirectement, les processus de croissance et de migration des méandres. Le cas le plus frappant est évidemment celui des protections de berges dont l'objectif est justement d'annihiler toute possibilité de mobilité en plan (Ollero, 2010 ; Kiss et *al.*, 2008, 2012 ; vandenBerghe et *al.*, 2012 ; Brookes, 1985 ; Steiger et *al.*, 2000, 2001 ; Erskine, 1992). L'édification de barrages, *via* la régulation des débits imposés, peut également conduire à une très forte réduction de cette mobilité (Williams et Wolman, 1984 ; Friedman et *al.*, 1988 ; Shieds et *al.*, 2000 ; Bradely et Smith, 1984).

Nous venons d'aborder succinctement les principales caractéristiques morphométriques et dynamiques du patron fluvial qui fait l'objet de ce travail. Dans les deux chapitres à venir, sont tour à tour présentés la rivière étudiée ainsi que les secteurs sur lesquels ont porté nos investigations.



# CHAPITRE 2

## LE CHER

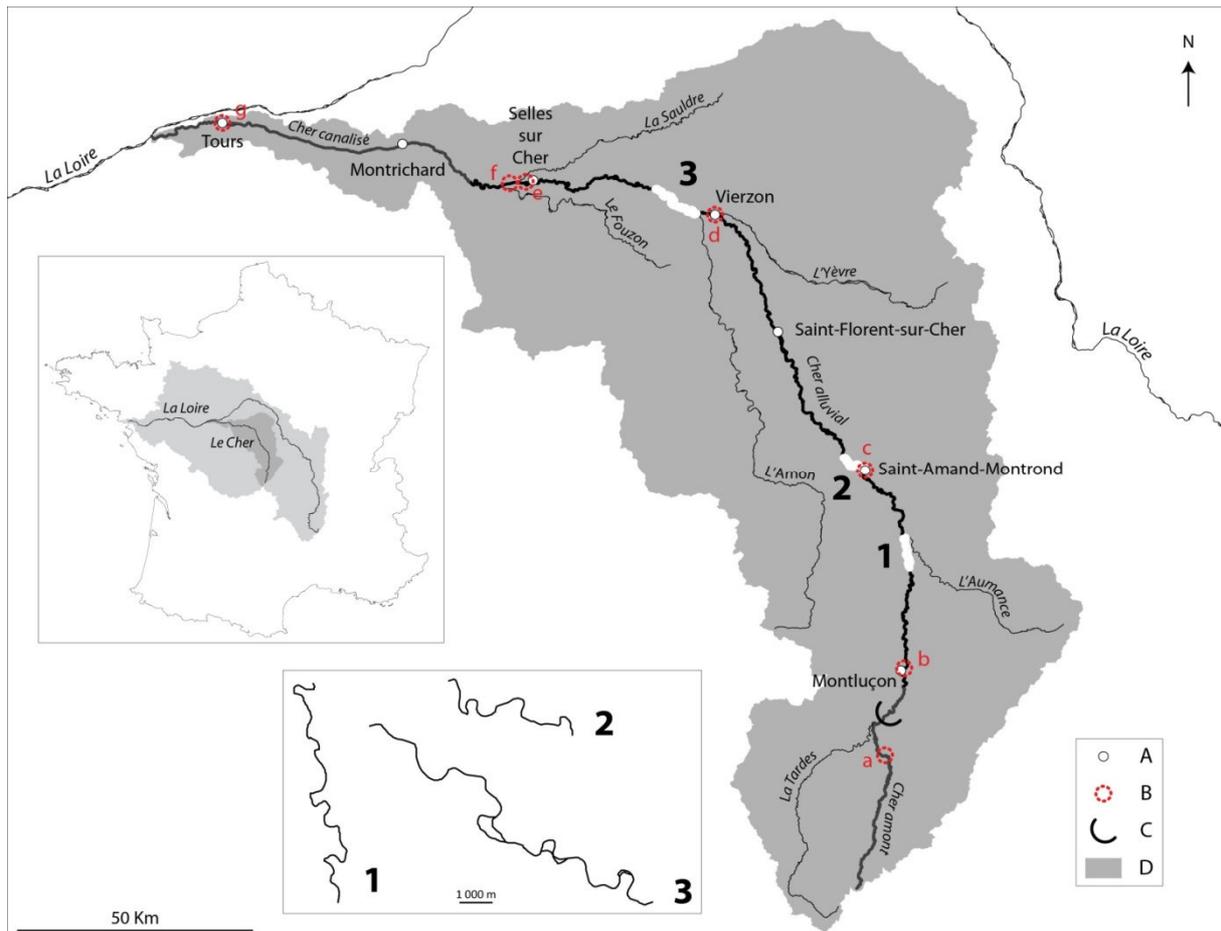
<b>A - CADRE GEOGRAPHIQUE.....</b>	<b>31</b>
<b>B - UNE RIVIERE DU BASSIN DE LA LOIRE PEU CONNUE.....</b>	<b>36</b>
<b>C - UNE RIVIERE FORTEMENT AMENAGEE.....</b>	<b>36</b>



## A - CADRE GEOGRAPHIQUE

### 1. PRESENTATION DE LA RIVIERE

Le Cher prend sa source à Mérinchal (département de la Creuse), à une altitude d'environ 710 m, sur le plateau des Combrailles, dans le Massif Central (Figure 2.1). Après un parcours de 368 km, il conflue avec la Loire au niveau de la commune de Villandry, située quelques kilomètres à l'aval de Tours (Figure 2.1). La taille de son bassin-versant atteint alors approximativement 14000 km<sup>2</sup>.



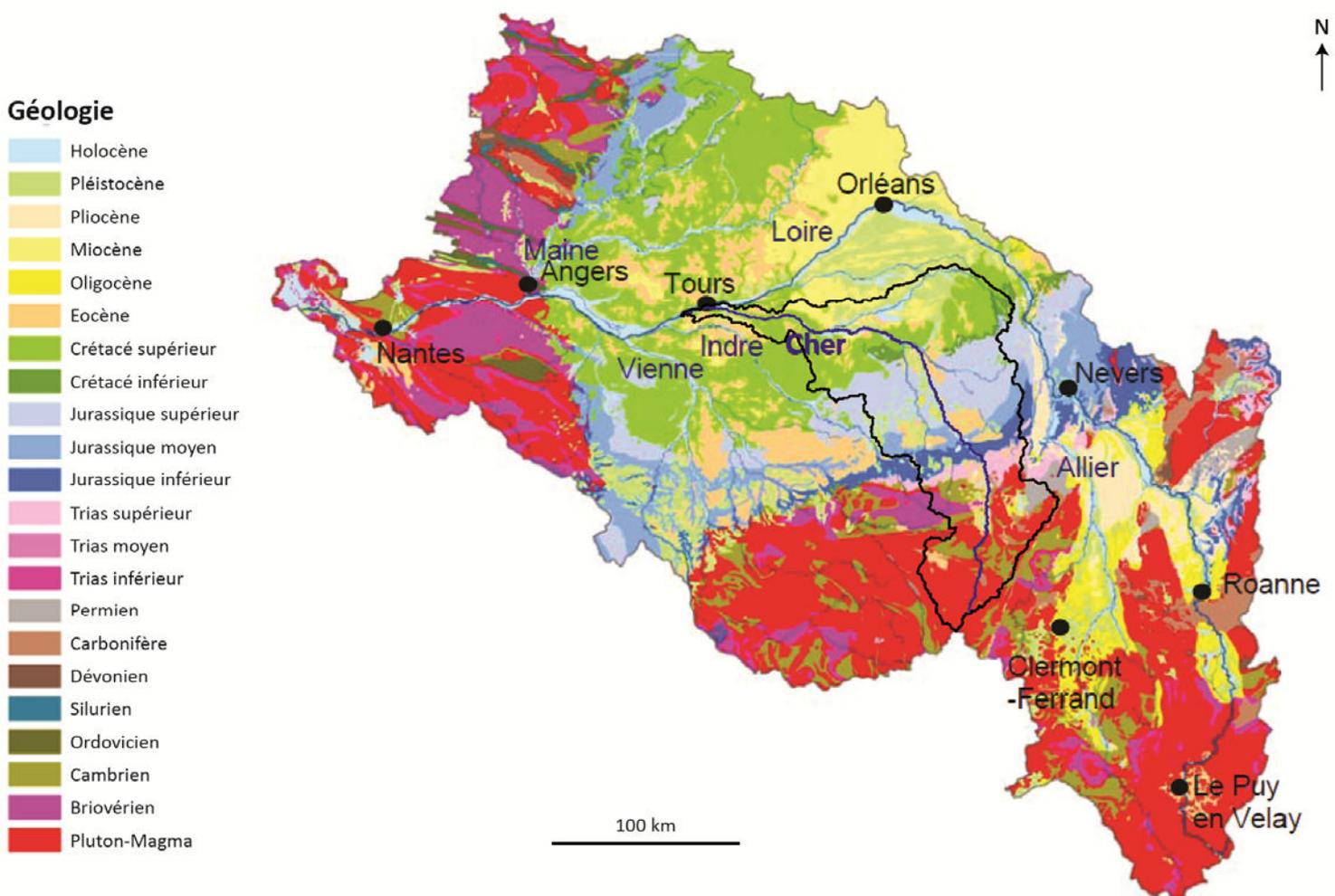
**Figure 2.1** Localisation du bassin-versant du Cher et des sites d'études.

*A : Principales villes. B : Principales stations hydrologiques. Ba : Station de Chambonchard. Bb : Station de Montluçon. Bc : Station de Saint-Amand-Montrond. Bd : Station de Vierzon. Be : Station de Selles-sur-Cher. Bf : Station de Châtillon-sur-Cher. Bg : Station de Tours. C : Barrage de Rochebut. D : Bassin-versant du Cher.*

Du point de vue à la fois des caractéristiques géomorphologiques de la vallée et du lit mineur et des contraintes que ces dernières imposent au fonctionnement morphodynamique de la rivière, le Cher peut être aujourd'hui scindé en trois sections principales (Figure 2.1). De sa source jusqu'à Lavault-Saint-Anne, à l'amont immédiat de Montluçon (63 km), il s'écoule pour l'essentiel sur des pentes fortes dans des secteurs en gorges ou à vallée très encaissée et à plaine alluviale très étroite. Vient ensuite, jusqu'à Saint-Aignan (225 km), le domaine du Cher « alluvial ». La pente de la rivière, ainsi que le rapport entre largeur du lit et largeur de la plaine alluviale, diminuent brusquement et

fortement par rapport au secteur précédent. Son tracé devient beaucoup moins contraint latéralement et elle dispose donc d'un potentiel de liberté élevé. Ce dernier augmente par ailleurs nettement à partir de la double confluence avec l'Arnon et l'Yèvre. La partie terminale du Cher, de Saint-Aignan jusqu'à la confluence avec la Loire (80 km) a été profondément modifiée. La rivière et sa vallée présentaient ici des caractéristiques géomorphologiques très proches de celles du Cher alluvial. Cependant, suite aux travaux entrepris au cours de la première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle afin d'améliorer les conditions de navigation, son profil en long a été régularisé par une série de barrages à écluses. Son cours actuel peut donc être considéré comme intégralement canalisé.

## 2. GEOLOGIE DU BASSIN-VERSANT



**Figure 2.2** Géologie du bassin-versant du Cher (Rodriguez, 2004, modifié).

Le tracé du Cher parcourt deux entités géologiques bien distinctes. La partie amont précédemment définie est située à l'extrémité nord-ouest du Massif Central, constituée essentiellement de roches cristallines et métamorphiques (Larue, 1981 ; 2011) (Figure 2.2). Après avoir emprunté le bassin d'effondrement tertiaire de Montluçon, qui s'étend jusqu'à Meaulne-Urçay (confluence avec l'Aumance) (Simon-Coinçon et *al.*, 2000 ; Larue, 1981 ; Larue, 2011), la rivière

atteint, pour ne plus le quitter, le Bassin Parisien (Figure 2.2). Elle traverse alors successivement les calcaires et argiles du Trias et du Lias (jusqu'à Saint-Amand-Montrond), les calcaires marins du Jurassique (jusqu'au environ de Villeneuve-sur-Cher), puis les calcaires lacustres éocènes du Berry (Despriée et *al.*, 2007 ; Larue, 1981). A partir de Vierzon, la trajectoire du Cher, jusqu'ici méridienne puis SE-NO, s'infléchit très nettement pour se diriger plein ouest. A l'exception notable d'un court tronçon (approximativement de Villefranche-sur-Cher à Selles-sur-Cher) recoupant les calcaires de Beauce aquitaniens, le Cher évolue jusqu'à sa confluence avec la Loire à travers les craies et argiles à silex du Crétacé supérieur (Despriée et *al.*, 2007 ; Larue, 1981) (Figure 2.2).

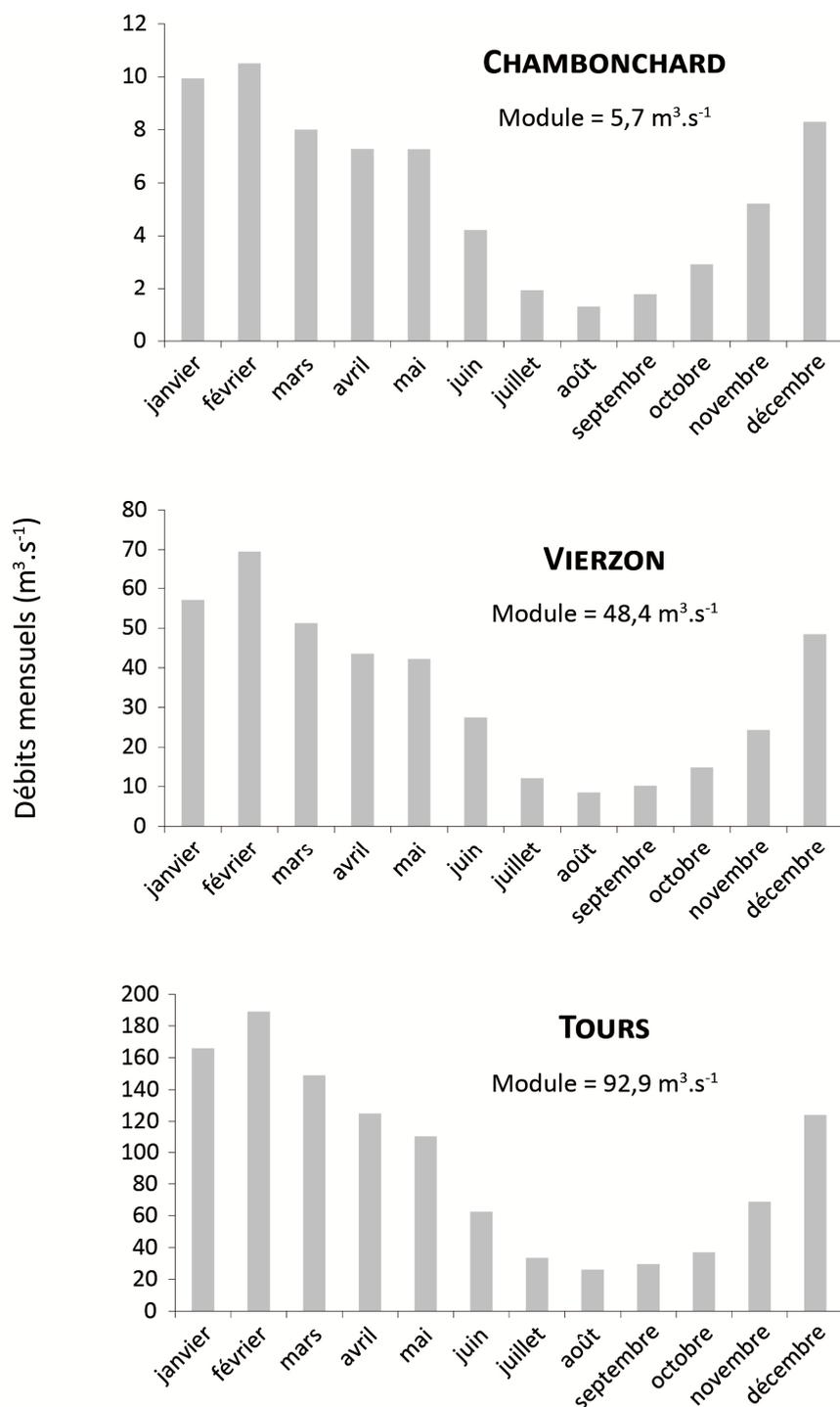
### 3. CLIMAT ET REGIME HYDROLOGIQUE

Le climat sur le bassin-versant du Cher est de type océanique. Le régime hydrologique, pluvio-évaporal, est donc essentiellement influencé par les flux d'ouest. Les hautes eaux surviennent en hiver, généralement en février, et les basses eaux en été (Tableau 2.1, Figure 2.3). L'étiage est atteint en août. Les totaux précipités présentent un gradient décroissant sud-nord et est-ouest, avec une gamme de valeurs annuelles allant de 600-700 mm à 1000-1200 mm (Figure 2.4).

**Tableau 2.1** Débits caractéristiques du Cher au niveau des principales stations hydrologiques de la rivière (Données Banque Hydro).

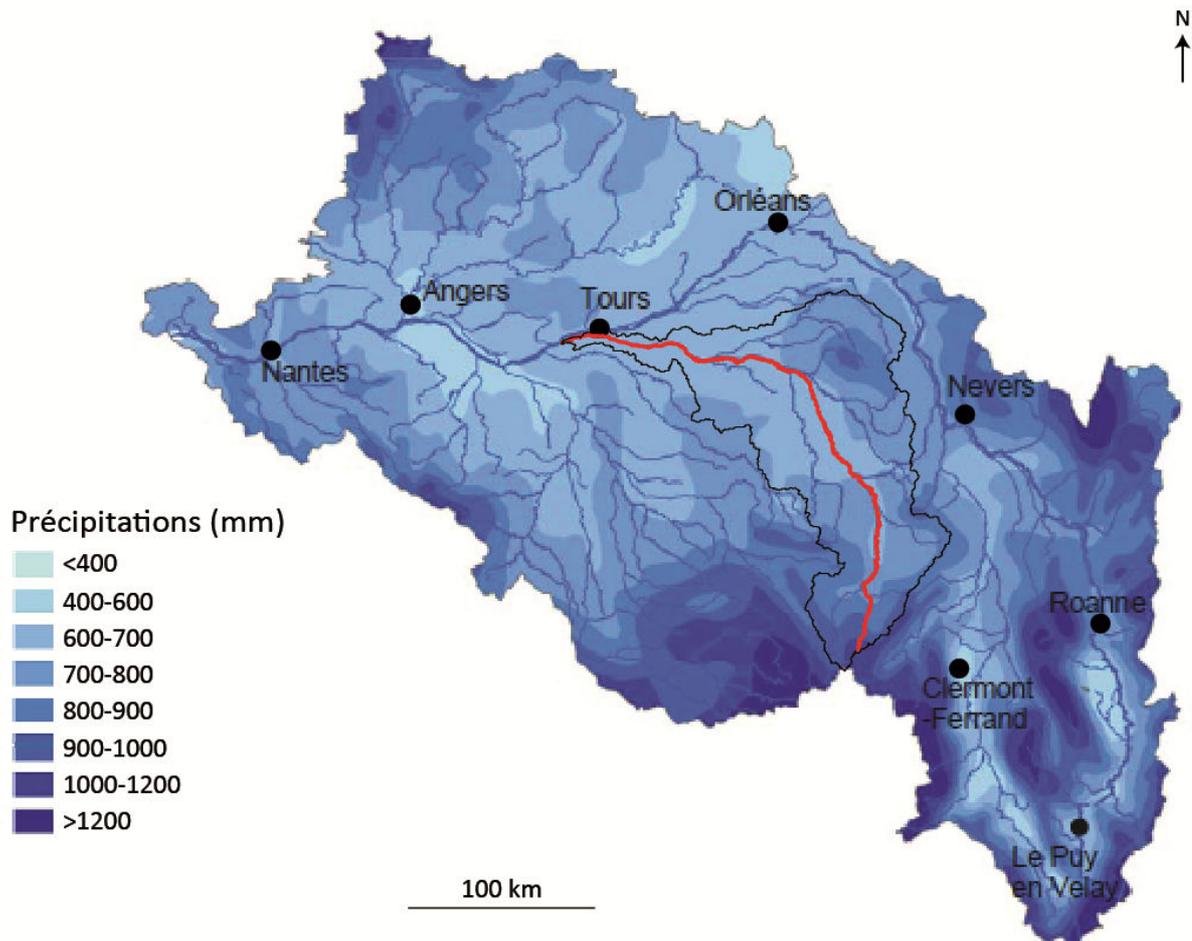
	Chambonchard	Montluçon	Saint Amand Montrond	Vierzon	Selles Sur Cher	Châtillon Sur Cher	Tours
<b>Nombre d'années (période)</b>	94 (1920-2013)	26 (1988-2013)	48 (1966-2013)	49 (1965-2013)	82 (1932-2013)	21 (1993-2013)	48 (1966-2013)
<b>Superficie b-v (km<sup>2</sup>)</b>	517	1716	3492	4550	9276	11540	13615
<b>Module annuel (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>))</b>	5,67 (11)	15,7 (9,2)	28,8 (8,2)	33,8 (7,4)	61,9 (6,7)	74,4 (6,4)	92,7 (6,8)
<b>Q mensuel max (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>)</b>	10,4	30,7	60	69,5	123	141	189
<b>Q mensuel min (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>)</b>	1,29	3,65	7,69	8,47	16,7	18,4	26,2
<b>Coefficient de pondération</b>	8,1	8,4	7,8	8,2	7,4	7,7	7,2

Pour la localisation des stations, se référer à la Figure 2.1.



**Figure 2.3** Débits mensuels aux stations hydrologiques de Chambonchard (1920-2013), Vierzon (1965-2013) et Tours (1966-2013) (Données Banque Hydro).

Pour la localisation des stations, se référer à la Figure 2.1.



**Figure 2.4** Pluviométrie annuelle sur le bassin-versant du Cher (Rodrigues, 2004, modifié).

Comme pour la Loire, trois grands types de crues sont recensés. Les premières, dites océaniques, résultent du passage de dépressions, hivernales pour la plupart, provenant de l'Atlantique. Les épisodes pluvieux déclencheurs sont longs et une grande partie du bassin est généralement touchée. Les secondes, dites cévenoles, sont engendrées par des remontées de masses d'air chaud provenant de la Méditerranée. Elles se produisent à la suite de précipitations orageuses, généralement à la fin de l'été et en automne, et n'affectent que la partie amont du bassin. Elles sont brèves mais souvent intenses. Ce dernier caractère est par ailleurs renforcé par les fortes pentes dont disposent la rivière et ses affluents dans cette partie du bassin. Le dernier type de crues est qualifié de mixte. Il correspond à la combinaison de crues océaniques et cévenoles. Elles affectent l'ensemble du bassin.

Les étiages peuvent être longs et marqués, en particulier sur le haut Cher, où la rivière et ses affluents s'écoulent sur un substrat imperméable et pauvre en aquifères importants. Au sortir du Massif Central, le régime hydrologique est cependant en partie artificialisé depuis la construction du barrage de Rochebut au début du XX<sup>e</sup> siècle (cf. Chapitre 2 B.3.3).

Enfin, avec des coefficients de pondération (débit mensuel max / débit mensuel min) peu élevés et quasiment constants sur l'intégralité du cours d'eau, le régime apparaît comme relativement modéré (Tableau 2.1).

Pour plus de compléments concernant le fonctionnement hydrologique du Cher et de son bassin-versant, le lecteur pourra se référer à la thèse de Garnier (1993).

## **B - UNE RIVIERE DU BASSIN DE LA LOIRE PEU CONNUE**

De la même façon que pour les méandres de faible mobilité, les études hydrogéomorphologiques portant sur le Cher sont rares. En fonction de l'échelle temporelle d'analyse considérée, on peut répertorier deux types principaux de travaux.

Sur le pas de temps court, du multi-décennal au séculaire, les investigations réalisées ont porté soit sur l'hydrologie de la rivière, soit sur son comportement géomorphologique. Garnier (1993) s'est ainsi intéressé au fonctionnement hydrologique du Cher à l'échelle de son bassin-versant, en se focalisant sur les mécanismes présidant aux variations spatio-temporelles de la lame d'eau écoulée. Cette recherche visait notamment à apporter des éléments de réponse aux problèmes de gestion de la ressource en eau et du risque inondation, et à évaluer à cet égard la pertinence du projet de construction du barrage de Chambonchard. Dans cette même étude et dans un article qui en sera tiré, Garnier (1993, 2000) met également en évidence les conséquences des extractions de granulats et des travaux d'aménagement et d'entretien du lit mineur sur la vitesse de transmission et l'amplitude des ondes de crues. Franquelin (1998) d'une part, et Alsac (1989) et Larue (1994) d'autre part, se sont attachés à retracer l'évolution morphodynamique depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle des secteurs à méandres de Saint-Georges-sur-la-Prée et de Saint-Amand-Montrond, tous deux étudiés dans cette thèse (secteurs 2 et 3, cf. Chapitre 3 C-D). Le premier a été marqué par une forte stabilité de son tracé tandis que le second a été l'objet d'une activité latérale plus intense. Larue (1993) a également abordé la question des relations entre incision récente du lit dans la région de Saint-Amand-Montrond et formation de modelés inédits (figures d'érosion) à la surface de la plaine.

A l'échelle des temps géologiques, Larue (2000, 2004) et Macaire (1976, 1983, 1984, 1986) ont analysé, notamment à partir des vestiges de nappes alluviales héritées, certains aspects de la mise en place et de la réorganisation du réseau hydrographique depuis le Pliocène. En plus d'avoir livré un bref aperçu des modifications du tracé en plan du Cher dans la plaine de Saint-Amand-Montrond depuis près de 200 ans, Larue (1994) en a reconstitué l'évolution morphodynamique au cours du Quaternaire. L'intégralité du remplissage alluvial de fond de vallée est rapportée à l'Holocène. Selon cet auteur, la nappe würmienne, démantelée lors du creusement tardiglaciaire très efficace latéralement, n'existe plus que sous la forme de rares morceaux isolés de terrasse. Sur le Cher moyen, Despriée et *al.* (2007, 2010, 2011) et Voinchet et *al.* (2007, 2011) ont pu procéder au repérage et au calage chrono-stratigraphique de neuf nappes alluviales dans la traversée du plateau de la Champagne berrichonne et de cinq nappes dans le secteur de Sologne, toutes déposées au cours du Pléistocène. Sur de courts tronçons situés sur la partie aval du Cher, entre Selles-sur-Cher et Tours, Giret (1990) a retracé les principales étapes de l'alluvionnement holocène.

## **C - UNE RIVIERE FORTEMENT AMENAGEE**

Nous venons de le voir, les connaissances relatives au fonctionnement géomorphologique actuel ou historique (derniers siècles) du Cher sont rares et très limitées. Par ailleurs, de récentes investigations menées dans le cadre d'un PCR (Programme Collectif de Recherche « Navigations et Navigabilités », 2004-2012 (Serna, 2013)) ont permis d'apporter de nombreux éléments d'informations relatifs aux usages et aménagements de la rivière lors des siècles passés. On ignore cependant de quelle manière et dans quelle mesure ces pratiques et leurs infrastructures associées ont pu concourir à contraindre l'expression morphodynamique du Cher et à façonner son paysage.

Afin de combler une partie de ces lacunes et de replacer dans un cadre spatio-temporel plus large la question de l'évolution morphodynamique des méandres du Cher depuis 200 ans, nous avons tenté de retracer les principales étapes supposées de l'histoire des activités anthropiques entreprises dans le lit du Cher et à ses alentours, bien que de façon incomplète, en les envisageant sous le prisme de leurs effets potentiels sur la morphogénèse fluviale. Ce travail reprend les principaux éléments de l'un des chapitres de la publication du PCR (Dépret, 2013).

D'un point de vue hydrogéomorphologique, très peu de cours d'eau de l'Ancien monde, voire plus aucun, n'ont échappé d'une façon ou d'une autre aux influences anthropiques. Et si les impacts des sociétés se sont intensifiés et accélérés au cours du siècle passé, ils remontent pour la plupart des rivières à plusieurs millénaires (Bravard et Magny, 2002 ; Hoffman et *al.*, 2010 ; Houben et *al.*, 2009 ; Messerli et *al.*, 2000 ; Xu, 1998). Ces impacts sur la dynamique fluviale sont de nature et d'origine différentes. Nous n'aborderons pas ici la grande majorité des influences anthropiques dites indirectes, qui relèvent pour la plupart d'entre elles des changements d'occupation et d'usage des sols à l'échelle du bassin-versant et qui constituent des vecteurs de transformation potentielle de l'alimentation des rivières en eau et en sédiments. Nous nous limiterons aux activités et aux aménagements localisés en fond de vallée, en nous centrant plus particulièrement sur le lit mineur et ses marges.

L'exploitation des ressources fluviales - énergétiques, alimentaires, hydriques - mais aussi la volonté souvent farouche de se prémunir des désagréments et dangers - érosions, engravements, inondations - pouvant être occasionnées par les rivières ont conduit à la prolifération de structures anthropiques à travers les plaines alluviales. Passé un temps, nombre de ces structures ne constituent plus que des objets hérités plus ou moins bien conservés qui ont très souvent perdu leur fonction socio-économique initiale (Le Cœur et Gautier, 2005), mais qui n'en conservent pas moins une capacité à contraindre la morphogénèse fluviale.

L'influence des sociétés peut également relever de certains usages ou évolutions d'usages prenant place directement dans le lit mineur. En Loire moyenne, il a par exemple été démontré que la nécessité d'entretenir le lit pour permettre le bon déroulement de la navigation avait concouru au maintien d'un paysage fluvial ouvert ne laissant que peu de place aux formes végétalisées que sont les îles et les francs-bords (Grivel, 2008). La biométamorphose du lit de la Loire, caractérisée par une colonisation végétale de grande ampleur depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, a ainsi été en partie imputée à l'abandon de ces pratiques, corollaire immédiat du très fort déclin de la navigation débuté quelques années plus tôt (Garcin et *al.*, 2006 ; Gautier et *al.*, 2007).

Le cours du Cher n'aurait fait l'objet avant le XIX<sup>e</sup> siècle que de rares aménagements longitudinaux continus tels que les levés érigés en Loire moyenne. D'autre part, bien que navigué dès l'Antiquité (Mauret-Cribellier, 2005 ; Serna, 2013), il aurait également été peu équipé, du moins en dehors des villes, d'ouvrages dédiés à la navigation tels que les duits, chevrettes ou épis, tous destinés à fixer le chenal et à concentrer les eaux lors des périodes d'étiage. *A priori* peu contraint latéralement en comparaison de la Loire, il doit pourtant composer assez tôt avec la présence en son lit de nombreux ouvrages, notamment transversaux, qui vont concourir à fortement modeler son lit.

En nous référant principalement à la fois aux éléments présentés dans l'ouvrage de Serna (2013) et au travail réalisé par Franquelin (1998), nous avons distingué trois grandes périodes, aux limites souvent imprécises, voire arbitraires, dans l'histoire des influences présumées des usages et aménagements du Cher sur les conditions d'expression de sa dynamique fluviale.

## 1. ANTIQUITE ET HAUT MOYEN-AGE : UNE RIVIERE ENCORE EPARGNEE

L'époque antique est très mal renseignée, mais elle coïnciderait avec la construction des premiers ouvrages de franchissement en relation avec l'implantation et le développement des premiers noyaux pérennes de peuplement dans la vallée. Les aménagements y seraient donc très parsemés et ponctuels, avec une influence locale et mineure sur la dynamique fluviale. La première partie du moyen-âge s'inscrirait dans cette continuité.

## 2. BAS MOYEN-AGE - FIN XIX<sup>E</sup> : CROISSANCE ET EXPLOSION DES CONTRAINTES

### ANTHROPIQUES

A l'échelle du territoire français, une première rupture dans l'aménagement des cours d'eau se produirait entre les X<sup>e</sup> et XII<sup>e</sup> siècles avec l'expansion de la construction des moulins (Barraud, 2007), en particulier sur les petites rivières. Si nous ne disposons pas de données sur le Cher pour cette époque, leur présence massive est en revanche attestée dès le XV<sup>e</sup> siècle (Mauret-Cribelier, 2005, Franquelin, 1998) (Tableau 2.2), c'est-à-dire au moment même où la rivière devient une voie navigable importante (Mauret-Cribelier, 2005 ; Serna, 2013). Cette densification des ports et moulins à la fin du Moyen-âge, accompagnée de toute la batterie d'équipements qui y sont nécessairement associées - barrages, seuils, quais, protection de berges, ... - constituent les premières contraintes d'envergure imposées à la libre expression morphodynamique de la rivière. Dans le même temps, celle-ci se voit également profondément bouleversée par l'intensification probable des pratiques d'entretien du lit destinées à garantir la libre circulation des embarcations. C'est l'ensemble de ces transformations et leurs implications morphologiques, potentielles ou avérées, que nous allons ici examiner.

**Tableau 2.2** Date de construction des moulins recensés entre Saint-Georges-sur-la-Prée et Saint-Aignan (Franquelin, 1998).

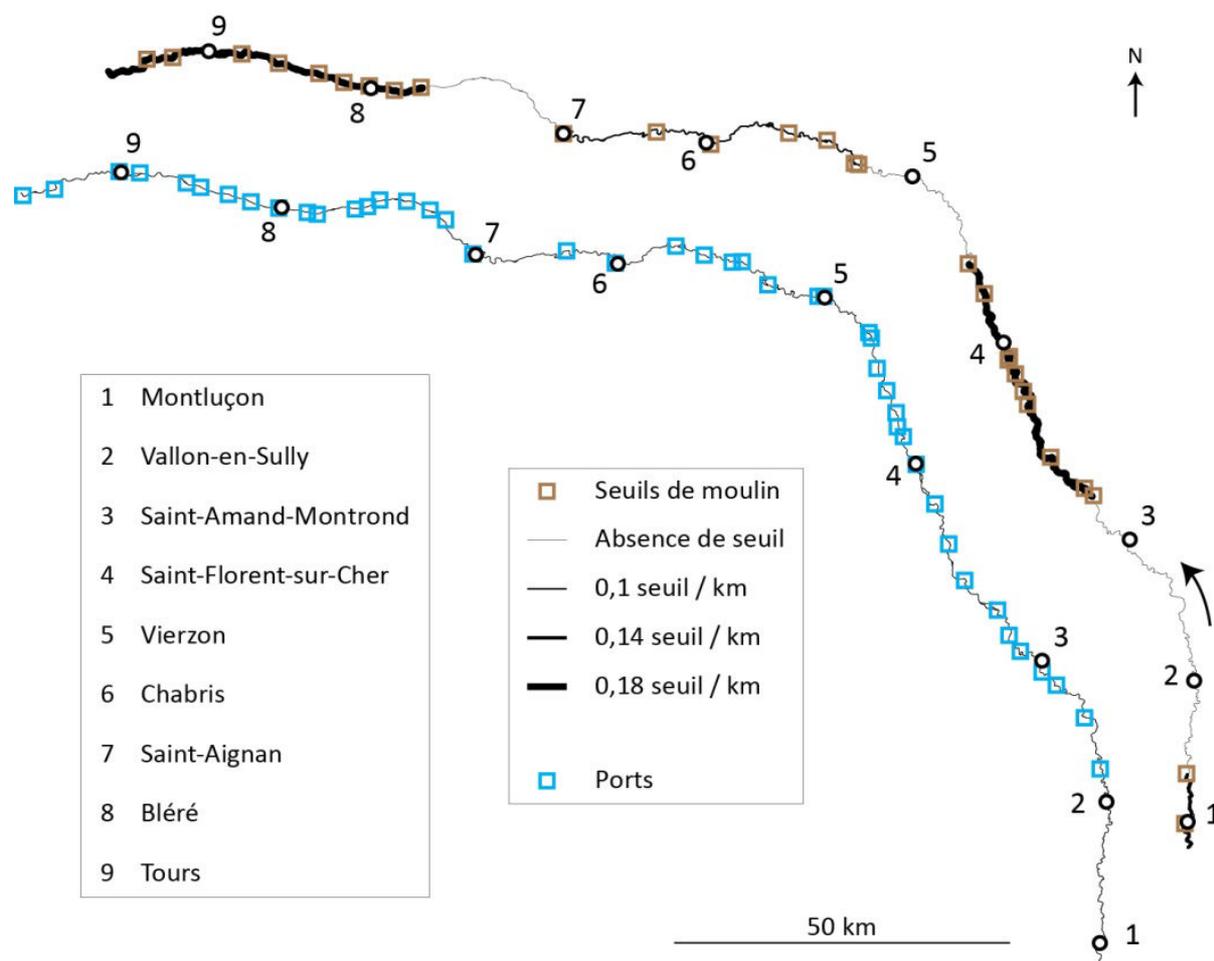
Moulin	Date de construction
Saint-Georges-sur-la-Prée	1495
Châtres-sur-Cher	1448
Saint-Loup-Cher	1483
Chabris	Antérieur à 1750
Selles-sur-Cher	1444
Saint-Aignan	Vers 1600

### 2.1. SEUILS DES MOULINS

Les seuils et barrages sont ici distingués selon les définitions actuellement proposées par le SANDRE (Données et Référentiels du Système d'Information sur l'Eau) : « Les seuils sont des ouvrages fixes ou mobiles, d'une hauteur généralement inférieure à cinq m, et qui barrent tout ou partie du lit mineur d'un cours d'eau. Les barrages sont des ouvrages le plus souvent fixes, d'une hauteur généralement supérieure à cinq m, et qui barrent plus que le lit mineur ».

Sur des cours d'eau beaucoup plus larges que le Cher, les conséquences morphogènes des moulins et de leurs infrastructures attenantes demeurent limitées et spatialement très localisées en

raison de la grande difficulté, voire de l'impossibilité, d'équiper de seuils l'intégralité du lit. Pour une rivière de la dimension du Cher (largeur moyenne du lit entre Montluçon et l'embouchure avec la Loire comprise entre 70 m et 140 m vers 1840), ces derniers viennent au contraire bien souvent obstruer la totalité du chenal, induisant alors des modifications majeures des écoulements liquides et plus encore des écoulements solides.



**Figure 2.5** Localisation i) des ports recensés au cours des siècles passés et ii) des seuils sur le Cher en 1809 entre Montluçon et la confluence avec la Loire.

Pour le tronçon s'écoulant entre Montluçon et Vallon-en-Sully, les ports n'ont pas été localisés.

En 1809, un total de 28 seuils associés à autant de moulins ou usines, occupaient la rivière entre Montluçon et la confluence avec la Loire (AN, F<sup>14</sup> 1152, 1809, cité dans Mauret-Cribellier, 2006), soit **une densité d'environ un ouvrage transversal tous les 11 km**. Ils n'étaient cependant pas répartis de façon régulière. Alternaient en effet secteurs totalement dépourvus de seuils (environ 40 % du linéaire) et secteurs intensément occupés (environ 60 % du linéaire) (Figure 2.5, Tableau 2.3). La concentration la plus élevée, soit un seuil tous les cinq à six km, se rencontrait entre Bruère-Allichamps et Preuilly, puis entre Chisseaux et Villandry.

**Tableau 2.3 Répartition des moulins sur le Cher entre Montluçon et la confluence avec la Loire.**

Secteur	Longueur (km)	Nombre moulins	Intervalle moyen entre moulins (km)	% linéaire
Montluçon / Saint-Victor	14	2	7	5
Saint-Victor / Bruère-Allichamps	67,7	0	/	22
Bruère-Allichamps / Preuilly	49,9	10	5,5	17
Preuilly / St-Georges-sur-la-Prée	31,5	0	/	10
St-Georges-sur-la-Prée / St Aignan	61,6	7	10,3	20
St Aignan / Chisseaux	26,2	0	/	9
Chisseaux / Confluence Loire	52,3	9	5,8	17

*La longueur de chaque tronçon correspond à la longueur du chenal principal. Le nombre de moulins pris en compte dans le calcul du taux d'occupation entre Bruère-Allichamps et Preuilly d'une part et Saint-Georges et Saint-Aignan d'autre part a été ramené à respectivement neuf et six en raison de la très grande proximité entre deux moulins sur chacun des secteurs.*

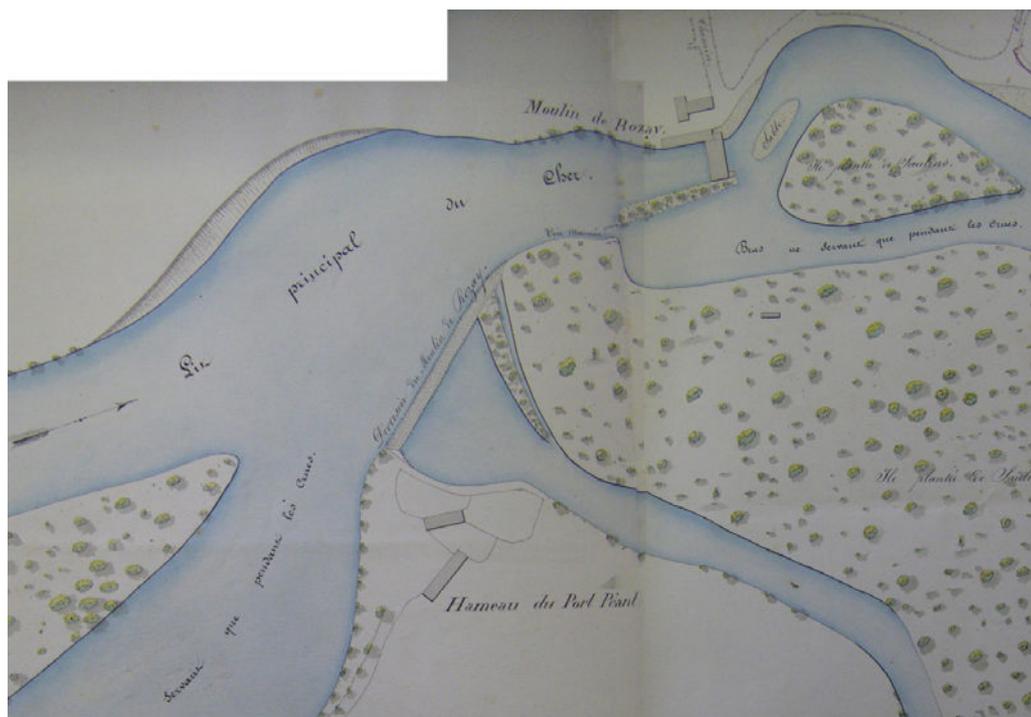
Malavoi (2003) a établi une classification des trois principaux types de conséquences des barrages et seuils sur le comportement hydrogéomorphologique des cours d'eau. Elle peut être appliquée au cas des seuils de la plupart des moulins du Cher. Ces effets sont les suivants :

- Les effets flux.

Lors des crues, les débordements sont susceptibles d'augmenter à l'amont et de diminuer à l'aval. Eu égard à la très faible hauteur des chutes qui nous intéressent ici, de l'ordre de 3 m pour les plus hautes et entre 0,5 et 1,5 m pour la majorité (ADC, DDE 309, 1855 ; ADC, DDE 309, 1856 ; ADC, DDE 309, 1859 ; Mauret-Cribellier, 2005), ces effets demeurent vraisemblablement très faibles. A l'étiage, ils permettent d'augmenter la hauteur de la tranche d'eau à l'amont, mais la réduisent à l'aval. Cette réduction n'est cependant réelle que lorsque l'ouvrage considéré est isolé ou très éloigné de celui qui lui fait suite. Bien que sources incessantes de conflits entre leurs propriétaires et les mariniers qui considèrent, à juste titre, leur franchissement trop dangereux, ils s'avèrent malgré tout indispensables à la navigation puisqu'ils en assurent bien souvent les conditions nécessaires par la hauteur d'eau générée (Mauret-Cribellier, 2005 ; Serna, 2013). Enfin, ils agissent sur le temps de transfert des eaux en ralentissant les ondes de crues et en favorisant les éclusées.

Ils affectent également le transfert des particules solides en piégeant possiblement une bonne part, si ce n'est l'intégralité, de la charge de fond et dans une moindre mesure la matière en suspension. Ce blocage est à même de déclencher des phénomènes d'érosion progressive provoquée par le déficit de charge solide engendré immédiatement à aval des seuils.

Avec l'apparition de ces seuils, et en de nombreux endroits sur l'intégralité de son cours, la continuité sédimentaire du Cher est possiblement perturbée voire interrompue (Figure 2.6, Figure 2.7). On ignore cependant l'ampleur réelle prise par ces perturbations avant la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, puisqu'on ne dispose pour cette période d'aucune information précise tant sur l'emprise spatiale latérale réelle des ouvrages que sur les techniques et matériaux employés pour leur construction ou sur leur architecture même.



**Figure 2.6** Aménagements associés au moulin de Rozay à Saint-Georges-sur-la-Prée en 1849 (ADC, 3 S 190, 1849).

Commune de Saint-Georges-sur-la-Prée. Le tronçon ici concerné est localisé sur un des secteurs d'études à méandres (secteur 3).



**Figure 2.7** Dignes et voies marinières des moulins ou usines de Bigny, Châteauneuf et Houet en 1836 (ADC, DDE 319, 1836).

- Les effets retenue

Le remplissage sédimentaire du bief engendré à l'amont du seuil induit une diminution de la pente et donc une diminution de l'énergie dont dispose le cours d'eau. Cette perte de puissance peut se traduire par une diminution de sa capacité à éroder ses berges et au final à migrer latéralement. La zone de remous, c'est-à-dire la longueur de cours d'eau directement contrôlée par le seuil en direction de l'amont, est fonction à la fois de la hauteur de chute de l'ouvrage et de la pente du lit. Cette influence se fera d'autant plus ressentir vers l'amont que la hauteur du seuil sera grande et la pente du lit faible. En 1855, entre Bruère-Allichamps et Preuilly, un des deux secteurs de plus forte densité de moulins, au moins 39 % du linéaire de rivière (50 km) présentait des écoulements artificialisés, c'est-à-dire placés sous l'influence directe de zones de remous liquide (Tableau 2.4). Le taux d'étagement y était au minimum de 47%.

**Tableau 2.4** Longueurs estimées des zones de remous pour chacun des seuils de moulins répertoriés en 1855-1856 entre Bruère-Allichamps et Preuilly.

Moulin	$\Delta z$ (m)	Longueur remous (m)	Distance entre seuils (m)	% remous/distance
Bordes	1,19	1850		
Bigny	2,74	4250	2390	100
Aigues-Mortes	0,84	1300	8250	16
Nantué	1,77	2750	6505	42
Houet	0,7	1100	4462	25
Breuil	1,55	2400	3031	79
Rozieres	1,8	2800	4202	67
Lavois	1,11	1700	2470	69
Lavois 2	0,98	1500	800	100
Turbine	1,49	2300	845	100
Madeleine	1,2	1850	10916	17
Preuilly	0,94	1450	5590	26
<b>Total</b>		19385	49461	39

$\Delta z$  : différence d'altitude entre la ligne d'eau d'étiage à l'amont immédiat du seuil et la ligne d'eau à l'aval immédiat du seuil. Les distances entre seuils sont celles indiquées sur les documents utilisées. % remous /distance : proportion du tronçon compris entre deux seuils affectée par la zone de remous. La pente « naturelle » de la rivière ( $0,00064 \text{ m.m}^{-1}$ ), c'est-à-dire en l'absence de seuils, a été calculée entre Saint-Amand-Montrond et Vierzon à partir des altitudes de ligne d'eau et des longueurs de tronçons de rivière indiquées sur le profil en long de la ligne d'eau d'étiage levé en 1856 par les Ponts et Chaussées (ADC, DDE 309, 1856).

- Les effets points dur

Les seuils agissent enfin comme de véritables points durs qui vont fixer localement le tracé du cours d'eau ainsi que son profil en long.

Lorsqu'elles se densifient, ces structures tendent donc globalement à accroître la stabilité latérale, et dans une moindre mesure verticale, des cours d'eau.

Enfin, s'ajoute à l'influence directe et immédiate des moulins localisés sur le Cher celle plus lointaine mais possiblement non négligeable des moulins situés sur ses affluents. En bloquant eux aussi une grande part ou l'intégralité du transit de la charge de fond, ils contribuent à la transformation du régime de transport solide du Cher, celui ne recevant alors plus de ses tributaires que les particules déplacées par suspension.

## 2.2. CHENALISATION

Le terme de chenalisation désigne l'ensemble des modifications des lits réalisés dans le but de réduire les débordements, de drainer la plaine alluviale, d'améliorer les conditions de la navigation ou encore d'empêcher les érosions de berges (Brookes, 1985 ; Brookes et Gregory, 1983). Ici, nous distinguerons les aménagements des rectifications directes du tracé du chenal.

### 2.2.1. LES AMENAGEMENTS

Très localement, au droit des ports et dans leurs environs, ainsi que dans la traversée des agglomérations - en fait là où les berges se voient équipées à la fois de protections destinées à les soustraire à l'action érosive et d'ouvrages visant à fixer le chenal de navigation (épis, chevrette, dhuits) - la capacité de divagation du Cher se trouve également réduite ou anéantie. En 1809, 28 ports étaient recensés entre Montluçon et la Loire, soit environ un port tous les 11 km (Mauret-Cribellier, 2006). Seuls 10 d'entre eux étaient situés sur des communes sur lesquelles se rencontraient également des moulins. Au total, le Cher dans la région Centre aurait été occupé au cours de ces derniers siècles par au moins 44 ports (Serna, 2013) (Figure 2.5).

Lorsqu'elle concerne un linéaire suffisamment élevé, cette chenalisation engendre en outre une concentration des écoulements et donc une augmentation de l'énergie lors des hautes eaux susceptible d'aboutir à une incision locale du plancher alluvial.

### 2.2.2. LES RECTIFICATIONS DU TRACE DU LIT

Trois zones, correspondant à deux grandes périodes de travaux, ont été identifiées.

La confluence avec la Loire, autrefois commune à celle de l'Indre et guidée par la présence de levées situées en rive gauche du fleuve, a été détournée 15 km à l'amont entre 1777 et 1782. Ces travaux d'aménagements hydrauliques avaient pour but la mise en valeur agricole de la plaine alluviale (Burnouf et Carcaud 1999).

Plus tard, lors de la construction du canal de Berry (première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle), le tracé choisi entre Montluçon et Saint-Amand-Montrond a conduit au recouplement artificiel de cinq boucles de méandres (Dutens, 1829) (Figure 2.8). Ce type d'intervention bouleverse radicalement et brutalement la physionomie du cours d'eau. En raccourcissant le tracé de ce dernier, il engendre une augmentation soudaine de la pente du lit qui va provoquer une perturbation de l'équilibre dynamique de la rivière. En fonction des possibilités d'ajustement géométrique dont elle dispose encore, elle tendra alors pour retrouver son profil longitudinal originel soit à rallonger son cours par érosion latérale, soit à creuser son lit en générant des fronts d'érosion régressive et progressive. Les transformations géomorphologiques induites dépassent largement le tronçon touché par les travaux (Brookes, 1985).

Enfin, entre 1836 et 1841, la partie aval du Cher, de Saint-Aignan jusqu'à Saint-Avertin, a été canalisée et équipée de 16 barrages mobiles à écluses afin d'y améliorer les conditions de navigation (Serna, 2013). Ces ouvrages ont durablement fixé le tracé du cours d'eau et ont profondément remodelé son profil en long, qui présente depuis la forme d'une série de marches d'escalier. À la différence des seuils des moulins, les barrages à aiguilles du Cher canalisé étaient transparents pour le transit de la charge de fond, car ils étaient effacés à chaque période de hautes eaux.



**Figure 2.8** Exemple de recoupements prévus lors du premier projet du canal (AN, F<sup>14</sup> 10091, 1809). Les deux recoupements qui apparaissent ici ont bien été réalisés. Le secteur concerné est situé sur la partie amont du Cher alluvial, entre Saint-Victor et Urçay.

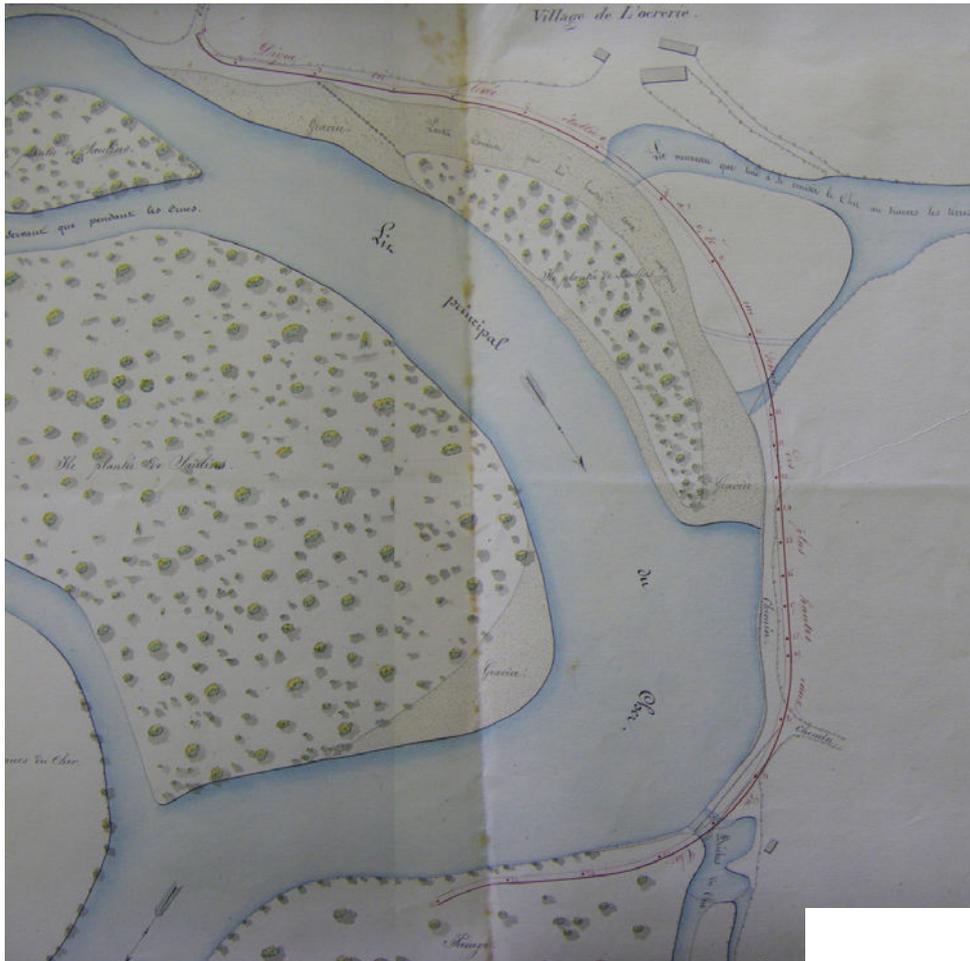
### 2.3. LES AMENAGEMENTS DANS LA PLAINE ALLUVIALE

La plaine alluviale *stricto sensu* n'est pas non plus dépourvue d'aménagements susceptibles de peser à plus ou moins long terme sur la morphodynamique fluviale, principalement en réduisant, parfois de façon notable, l'espace maximal de liberté dont dispose la rivière. Ils ont vraisemblablement été mis en place dans leur majorité après le XVIII<sup>e</sup> siècle.

Dans le Val de Cher (c'est-à-dire entre Vierzon et Saint-Aignan), les premières levées seraient largement antérieures au XIX<sup>e</sup> siècle (Franquelin, 1998). Submersibles, elles sont très discontinues et n'occupent qu'un faible linéaire, vraisemblablement parce que leur construction relevait de l'initiative et de la responsabilité des riverains (Franquelin, 1998).

Est érigé un peu plus tard, entre 1810 et 1870, la majorité des structures qui occupent encore actuellement le fond de vallée du Cher. Trois grands types de travaux sont à distinguer :

- Le canal de Berry, bâti entre 1809 et 1841 (Serna, 2013), est destiné à optimiser les conditions de navigation. Doublant le Cher entre Montluçon et Saint-Amand-Montrond puis entre Vierzon et Saint-Aignan, le canal, le plus souvent positionné sur les basses terrasses ou en pied de versant, vient néanmoins amputer, surtout le long du premier tronçon (Montluçon/Saint-Amand-Montrond), une partie de la plaine alluviale.
- Les premiers endiguements d'ampleur (mi-XIX<sup>e</sup> siècle), notamment dans le Val de Cher, sont destinés à réduire l'exposition des populations riveraines à l'aléa inondation (Franquelin, 1998). Sur la commune de Saint-Georges-sur-la-Prée, est par exemple érigé à la moitié du siècle une digue au niveau du hameau des Oceries pour prévenir la tendance naturelle du Cher à quitter progressivement son lit en réoccupant un ancien chenal (ADC, 3 S 190, 1849) (Figure 2.9).
- Enfin au cours des années 1860 sont achevées deux lignes de chemin de fer (Bourges/Miécaze et Tours/Vierzon), dont les trajets suivent pour une bonne part la vallée du Cher. Seule la portion comprise entre Saint-Florent-sur-Cher et Vierzon est dépourvue de voie ferrée. Ces lignes n'empiètent cependant que très rarement sur la plaine alluviale puisque leur tracé est pour l'essentiel placé en pied de versant ou entre celui-ci et le canal de Berry.



**Figure 2.9** Digue des Oceries construite en 1849 (ADC, 3 S 190).

La digue est matérialisée en trait noir épais. Le tronçon ici concerné est localisé sur un des secteurs d'étude à méandres (secteur3). Le nord est orienté vers le bas de la figure. Commune de Saint-Georges-sur-la-Prée

#### 2.4. NAVIGATION ET ENTRETIEN DU LIT

À la charnière du Moyen Âge et de la Renaissance, l'essor de la navigation en relation avec l'intensification des échanges commerciaux impose un nettoyage fréquent du lit pour y garantir une libre et sûre circulation des embarcations. Ces travaux d'entretien et de signalisation du chenal, appelés balisage, consistent à désencombrer le lit du Cher de tous les types d'obstacles susceptibles de constituer une gêne pour la navigation ou la descente des trains de bois. Un document de 1846 (ADC, DDE 308, 1846) émanant de l'administration des Ponts et Chaussées définit le balisage de la façon suivante : « Le balisage du Cher a pour but de faire extraire du lit de la rivière et des basses grèves les arbres, bois, souches, pieux, pilotis de garanties, piquets fascines, trapes à prendre le poisson, débris de bateaux échoués, roches, pierres et en général tout ce qui peut porter obstacle à une sûre et libre navigation ; de faire également disparaître sur l'étendue du chemin de halage les arbres, arbustes, haies sèches ou vives et toutes plantations ou constructions non autorisées qui gêneraient le halage ».

Les premières mentions d'archives attestent de l'existence de ces travaux, à notre connaissance, bien avant le XV<sup>e</sup> siècle (Mantellier, 1867). Leur exécution ne devait alors porter que sur le secteur

aval de la rivière, soit entre Vierzon ou Saint-Aignan et la confluence avec la Loire. De la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle jusqu'au moment de l'abandon de l'entretien du lit pour la navigation, l'arrêt du Conseil d'État du Roi du 23 juillet 1783, portant règlement général pour la navigation de la Loire et des rivières affluentes, fixe les objectifs du balisage et règlemente ses modalités d'exécution (ADC, 3 S 200, 1851). Bien que la période de son intensification ne puisse être datée précisément, elle est très probablement contemporaine de l'expansion de la navigation.

Cet entretien était également lacunaire, dans l'espace comme dans le temps (Tableau 2.5). Le Cher est par exemple déclaré impraticable pour la navigation en 1717, tandis que des sources de 1694 le désignent comme flottable et navigable depuis Saint-Amand-Montrond jusqu'à la Loire.

Effectuées annuellement au moment de l'étiage, ces actions d'entretien opèrent comme un agent morphogène majeur en contraignant très fortement les phénomènes de colonisation végétale dans le lit mineur. En effet, si les processus hydromorphologiques conditionnent en grande partie les modalités d'établissement et d'évolution des communautés végétales, cette relation n'est évidemment pas à sens unique et la végétation contrôle en retour le fonctionnement morphodynamique de la rivière (Corenblit *et al.* 2007 ; Corenblit *et al.* 2009, Curran et Hession, 2013 ; Gurnell *et al.*, 2012). Elle constitue par exemple un des moteurs primordiaux du piégeage sédimentaire et peut participer à l'entretien ou au déclenchement des processus érosifs latéraux (Nabet, 2013). Sur le Cher, il est très probable que l'abandon des pratiques intensives d'entretien de la végétation dans le lit mineur et sur ses marges au cours de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle ait été au moins en partie à l'origine, comme sur la Loire, d'une importante diminution de la largeur de la bande active (cf. Chapitre 5.A.2.1).

Enfin, l'ensemble de ces travaux de dévégétalisation a également pu influencer sur le temps de transfert des crues. La très forte diminution de la rugosité du lit qui en a découlé a ainsi pu favoriser l'augmentation de la vitesse des écoulements. Sur la Val de Cher, la très nette accélération des ondes de crues constatée entre 1962 et 1972 a par exemple été mise sur le compte de la mise en œuvre de travaux massifs de déboisements et d'arasement d'îles entrepris en 1962, 1963 et 1964 (Garnier, 2000).

**Tableau 2.5** Exemples de l'état de la navigabilité du Cher entre le XVI<sup>e</sup> et le XX<sup>e</sup> siècle (Mauret-Cribellier 2005, modifié ; Serna, 2013, modifié).

Date	Etat de la navigabilité	Sources
XVI <sup>e</sup> siècle	« Le Cher porte bon bateaux à Vierzon »	Nicolay, 1965, p.23
1694	« Il est de notoriété publique que le Cher est flottable et navigable depuis Saint-Amand-Montrond jusqu'à la Loire	ADC, B 2767
1698	« Le Cher (...) commence à porter bateaux au-dessus de Vierzon »	Mantellier, 1867, p.4493
1717	Le Cher fait partie des rivières navigables et flottables de la Maîtrise de Vierzon	ADC, B 3134
1739	La rivière du Cher est impraticable : projet de la réhabiliter	AM Bourges, DD 29
1783	L'arrêt du 23 juillet 1783 porte règlement pour la navigation de la Loire et des rivières affluentes, notamment du Cher depuis Saint-Amand-Montrond jusqu'à la Loire	ADC, C 121, 3 S 200
1784	Le Cher est navigable moins de 5 mois dans l'année	ADC, C 122

Date	Etat de la navigabilité	Sources
1794	La rivière du Cher depuis Montluçon jusqu'à Vierzon sur environ 32 lieues de longueur est rendue provisoirement navigable mais sa navigation est périodique (lors des crues) comme celle de la rivière d'Allier	AN, F <sup>14</sup> 1191
1813	La rivière du Cher n'est que flottable entre Montluçon et Vierzon	AN, F <sup>14</sup> 707 B
1835	Le Cher est classé comme flottable seulement depuis le moulin d'Enchaume (Allier) et jusqu'à Vierzon	ADC, 3 S 200
1836-1841	Le Cher est canalisé entre Noyers-sur-Cher et Saint-Avertin	
1891	Le Cher est classé flottable seulement du le moulin d'Enchaume à Vierzon (131 km) et navigable de Vierzon à la Loire (151 km)	Guide officiel de la navigation intérieur, 1891, Paris, p.184
1898	Voeu du Conseil Général de déclasser le Cher flottable dans le département du Cher (refusé par le Ministère des Travaux « car il faut se réserver l'utilisation éventuelle de cette voie de transport »	ADC, 3S 200
1957	Le Cher est radié de la nomenclature des voies navigables	ADC, 3S 200

## 2.5. CHEMINS DE HALAGE

Originellement, l'ordonnance d'août 1669 fixe la largeur des chemins de halage à 24 pieds (7,8 m) du côté où les bateaux sont tirés et à 10 pieds (3,25 m) de l'autre (ADC, DDE 308, 1923). Un siècle plus tard, l'arrêt du Conseil d'État du Roi du 23 juillet 1783 modifie à la marge la réglementation. Les chemins de halage doivent toujours mesurer 24 pieds (à compter du bord supérieur des berges), largeur ramenée à 14 pieds (4,5 m) en la présence de murs de clôture, mais leur positionnement relève désormais de la seule décision des ingénieurs des Turcies et levées.

Nécessitant un entretien régulier et intense, ils ont contribué à la persistance d'un paysage fluvial ouvert mais leur influence sur la dynamique fluviale demeure difficilement cernable. L'absence de végétation devait fortement réduire le piégeage des sédiments fins et ainsi, limiter la formation des bourrelets de berges. Cette très forte limitation de l'expansion de la végétation ligneuse a également induit une modification des conditions de déclenchement des processus d'ablation des sédiments composant les berges. Si la présence d'un stade végétal au réseau racinaire développé protège *a priori* plus sûrement les berges face aux attaques érosives qu'un stade peu mûre aux racines s'ancrant peu profondément dans le sol, le rôle du type de végétation demeure cependant équivoque puisque le degré d'érodabilité des berges intègre également l'influence croisée d'autres paramètres, telle que la géométrie des berges ou la granulométrie de leur matériel (Thorne, 1990 ; Simon et Collison, 2002 ; Hey et Thorne, 1986 ; Abernethy et Rutherford, 2001 ; Micheli et *al.*, 2004 ; Huang et Nanson, 1997 ; Allmendinger et *al.*, 2005 ; McBride et *al.*, 2008 ; Burckardt et Todd, 1998 ; Beeson et Doyle, 1997).

## 2.6. LE FLOTTAGE DU BOIS

Le flottage du bois est au plus tard introduit en France au XIV<sup>e</sup> siècle (Bravard, 1999) et sur le Cher au XVIII<sup>e</sup> siècle (Mauret-Cribellier, 2008 ; Serna, 2013). Les troncs, originaires de la partie amont du bassin-versant (forêt de Tronçais tout d’abord, puis de Cérilly et de Saint-Amand-Montrond ensuite), sont pour la plus part destinés aux chantiers de construction navale de Nantes (Mauret-Cribellier, 2008 ; Serna, 2013). L’ensemble du cours alluvial du Cher (soit de Montluçon à Noyers-sur-Cher) est donc parcouru, mais selon des modalités d’acheminement bien distinctes en fonction des tronçons. Trois parties principales sont différenciées en fonction du type de flottage employé (Mauret-Cribellier, 2008 ; Serna, 2013). Leurs limites ont vraisemblablement été mouvantes au cours du temps. Sur le cours amont, entre Montluçon et Nassigny ou Saint-Amand-Montrond, le transport se faisait à bûches perdues. Ensuite, jusqu’à Vierzon, le bois transitait soit par radeaux, soit par bûches perdues. Enfin, à partir de Vierzon, l’intégralité des pièces était assemblée en trains.

Au cours de leur descente, les pièces de bois étaient susceptibles d’amorcer des processus d’érosion de berges, ou du moins de fragiliser ces dernières et de les rendre plus sensibles aux attaques des écoulements (Wohl, 2006), et ce d’autant plus que le transport se réalise sur un cours d’eau théoriquement débarrassé de l’essentiel de sa végétation ligneuse, végétation dont la présence aurait sûrement en partie protégé les rives. Les différents procédés d’acheminement et la largeur des tronçons parcourus conditionnent vraisemblablement en grande partie les effets géomorphologiques du flottage. Son efficacité érosive serait *a priori* maximale sur les tronçons les moins larges et les plus pentus et pour un transport organisé par trains. Certaines techniques utilisées par les convoyeurs pour guider les trains de bois constituent également un facteur potentiel majeur d’érosion de berges. Sur l’Yonne, au passage des sections les plus profondes de la rivière, c’est-à-dire au niveau des concavités, les longues perches utilisées pour diriger les trains de bois venaient racler les berges à hauteur de flottaison, entraînant ainsi l’ablation de quantités considérables de matériaux (Vignon, 1851, cité dans Bravard, 1999). Le flottage apparaît donc au final comme une source potentiel d’accroissement des entrées sédimentaires dans le cours d’eau.

Les modalités d’acheminement du bois des zones de production vers l’artère convoyeuse principale ont pu être également à l’origine de modifications géomorphologiques majeures et durables. Sur le bassin-versant de l’Yonne, de très nombreuses retenues d’eau ont été créées sur les petites rivières de tête de bassin afin de s’affranchir des contraintes hydrologiques naturelles. Les lâchers d’eau ont engendré à terme une vidange du stock sédimentaire de ces cours d’eau, venu pour une bonne part s’accumuler dans les fonds de vallée de l’Yonne et de ses affluents majeurs. Il en a résulté une probable profonde transformation du régime hydro-sédimentaire de ces rivières (Poux, 2009 ; Poux et *al.*, 2011). Si nous ne savons rien de l’existence de telles pratiques sur le Cher, il n’est pas impossible qu’elles aient pu y prendre place. En 1811, ses affluents et sous-affluents situés à l’est du bassin-versant en amont de Châteauneuf sur le département du Cher étaient ainsi tous entrecoupés d’un chapelet de retenues artificielles (AN, F<sup>14</sup> 10091, 1811) qui ont pu tenir une fonction similaire à celles créées sur le bassin de l’Yonne.

## 2.7. LES USAGES AGRO-PASTORAUX

Le lit du Cher, à l’instar des autres cours d’eau, était le siège de nombreuses pratiques qui faisaient elles-aussi en partie obstacle au libre développement de la végétation. Il en va ainsi par exemple du pâturage ou de la culture de l’osier qui, occupant les îles, îlots, atterrissements et francs-bords, concouraient à un entretien fréquent de la végétation et participaient ainsi, au maintien de

milieux ouverts. Nous ne disposons pas d'informations suffisamment détaillées pour déterminer la proportion du linéaire du Cher concerné par ces pratiques et pour en reconstituer la chronologie précise.

On sait cependant qu'au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, la plaine alluviale du Cher est vouée au pâturage sur une grande part de son cours. Estimées en 1858 par les services des Ponts et Chaussées à partir des cartes d'État-Major, les proportions de terres cultivées (terres labourées et vignes) et non cultivées (pâtures, prés, bois, bruyères) étaient respectivement de 44 et 66 % sur l'intégralité du linéaire du Cher (ADC, DDE 309). Le pâturage était alors seulement absent sur un tronçon d'une dizaine de kilomètres compris entre Thésée et Montrichard. Au total, sur 36 sections de 4 à 15 km découpant le Cher entre Montluçon et la confluence avec la Loire, seules douze étaient majoritairement cultivées tandis que cinq présentaient un équilibre entre culture et pâture (ADC, DDE 309).

De plus, si le pacage sur le domaine public fluvial (DPF) est alors soumis à autorisation, le bétail qui occupe le lit majeur dispose cependant très probablement, au moins localement, d'un accès libre au lit mineur. Sur les atterrissements fréquentés, le piétinement ainsi que le broutage des jeunes pousses d'arbustes pionniers limitent fortement l'expansion végétale. Ce constat est d'ailleurs encore valable aujourd'hui sur certains secteurs du Cher, notamment dans la plaine alluviale de Saint-Amand-Montrond. Cette fréquentation induit en outre une déstructuration possible de l'agencement naturel des particules composant le fond du lit. Ceci aurait pu être à l'origine d'une modification de leur fréquence de mise en mouvement. Enfin, par la fragilisation des berges qu'elle provoque, elle aurait également pu contribuer à une plus grande libération des sédiments fins et participer, directement ou indirectement, à l'érosion des berges (Trimble et Mendel, 1995).

La période courant du bas Moyen Âge au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle correspond donc à une phase de multiplication et d'intensification probable des contrôles anthropiques directs sur la dynamique fluviale du Cher. L'emprise des sociétés se fait tout d'abord ressentir de deux façons bien distinctes. D'une part, on assiste avec la multiplication et la densification des seuils associés aux moulins à une compartimentation longitudinale du fonctionnement morpho-sédimentaire de la rivière, le transit de la charge de fond étant partiellement ou intégralement interrompu au niveau de ces ouvrages transversaux. D'autre part, la mise en place d'un entretien systématique du lit pour les besoins de la navigation constitue un facteur essentiel de simplification de la morphogénèse fluviale. Les interactions et rétroactions complexes reliant processus hydromorphologiques et processus de colonisation végétale ne jouent plus dès lors qu'un rôle mineur sur la construction des formes du cours d'eau. Le paysage fluvial, « débarrassé » de sa végétation et des obstacles qui l'encombrent, s'en trouve très vraisemblablement simplifié.

Cette mainmise croissante des sociétés sur la rivière culmine avec la réalisation des grands travaux de la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle destinés à optimiser les conditions de la navigation qui ne tardera pourtant pas à rapidement et irrémédiablement décliner.

### **3. FIN XIX<sup>E</sup> – MI XX<sup>E</sup> : LE TEMPS DU DELAISSEMENT**

Cette dernière phase des relations entre usages-aménagements et dynamique fluviale voit le Cher fortement délaissé par la navigation et le flottage. Elle débute donc au moment de l'abandon des travaux d'entretien du lit liés à ces activités et se termine au début de l'ère de l'exploitation intensive et irraisonnée de ses ressources sédimentaires. Elle se rapporte davantage à un bouleversement des usages qu'à une évolution radicale des types d'aménagements entrepris. Au sujet de ces derniers, on

entre malgré tout potentiellement dans une nouvelle ère avec l'extension possible du linéaire de berges touché par les protections.

### **3.1. L'ARRÊT DE LA NAVIGATION ET L'ABANDON DES PRATIQUES D'ENTRETIEN**

La première grande mutation des usages est directement liée à l'arrêt de la navigation qui se produit sur le Cher très probablement entre 1852 et 1874. Il s'agit bien ici d'un arrêt d'usage et non d'un arrêt réglementaire, le Cher n'étant radié qu'en 1957 de la nomenclature des voies navigables de France. En 1852, 73 bateaux chargés et 728 non chargés étaient encore recensés à la descente, tandis que l'intégralité des remontées s'effectuait par le canal de Berry (ADC, 3 S 200, 1850-1853). En 1875, l'ingénieur en chef des Ponts et Chaussées du département du Cher affirmait que « la navigation du Cher est plutôt nominale que réelle. [...]. En 1874, il n'a passé aucun bateau sur cette rivière entre le département de l'Allier et Vierzon, il y a eu en tout cinq bateaux chargés chacun de 20 à 30 tonnes qui sont allés de Vierzon à Nantes par le Cher » (ADC, 3 S 200, 1875). Le transport de bois est quant à lui vraisemblablement réduit à sa portion congrue avant 1860. Vingt trains de bois étaient ainsi recensés en 1852 (ADC, 3 S 200, 1850-1853) et plus aucun en 1858 et 1859 (AD, DDE 305, 1860). Le dernier passage connu a été enregistré en 1904 sur le département de Loir-et-Cher (Serna, 2013).

Victime de la concurrence du canal de Berry et plus encore de celle du chemin de fer, les liaisons Bourges/Montluçon et Vierzon/Tours étant par exemple opérationnelles dès 1861 et 1869, le transport de marchandises par l'intermédiaire du Cher disparaît donc en quelques années. Les seules embarcations fréquentant ensuite la rivière sont celles construites sur les chantiers de Vierzon, destinées à rejoindre à vide la Loire (ADC, DDE 314, 1860).

A la suite de l'arrêt de la navigation, on assiste à un changement de paradigme concernant l'entretien du Cher. Les travaux visent dès lors, au plus tard à partir de 1880, à assurer d'une part le libre écoulement des eaux et, d'autre part la défense des ouvrages d'art ou des terres agricoles au moyen d'enrochements (ADC, DDE 305, 1880). Les demandes de suppression des obstacles végétaux, pourtant répétées, sont très souvent rejetées (ADC, DDE 305, 1880), au motif de l'inefficacité de telles interventions ou de l'insuffisance des crédits disponibles (ADC, 3 S 200, 1903 ; ADC, 3 S 309, 1857). Les actions deviennent ponctuelles et de longues sections de la rivière échappent dès lors à tout « nettoyage ». Une étape supplémentaire dans le désengagement de l'État est franchie lorsque l'Administration supérieure des Ponts et Chaussées prend la décision, au plus tard à la fin des années 1920, de ne plus allouer de crédit à ses services pour les travaux d'enlèvement d'ilots ou d'atterrissements. La lutte contre l'envahissement du lit par la végétation rentre désormais dans le cadre plus large de la lutte contre les inondations et érosions. Celle-ci incombant aux riverains (loi du 16 septembre 1807), l'État encourage alors ces derniers à se constituer en associations syndicales pour organiser et faire exécuter les travaux jugés nécessaires à la dévégétalisation du lit. Les communes et les départements peuvent également être à l'initiative de tels travaux (ADC, DDE 319, 1931 et ADC, DDE 319, 1930). L'État contraint alors son rôle à une simple fonction de financeur et de conseiller technique et les subventions octroyées ne couvrent plus qu'une faible part du coût des travaux. De ce fait, les communes ou syndicats, en raison de leurs moyens limités, renoncent souvent à réaliser leurs projets (ADC, DDE 319, 1929 ; ADC, DDE 319, 1931 et ADC, DDE 319, 1930).

Autrefois entretenu sur tout son cours pour les besoins de la navigation, le Cher, à l'instar de la Loire, se trouve donc délaissé peu de temps après l'arrêt de cette dernière. Les dévégétalisations deviennent beaucoup moins fréquentes et ne sont plus pratiquées qu'au niveau des agglomérations.

Cette forte augmentation des discontinuités spatio-temporelles de l'entretien du Cher a pu être à l'origine du déclenchement de mécanismes de rétroactions positives modifiant de façon radicale les processus morpho-sédimentaires à l'œuvre dans le lit de la rivière. Ici, la colonisation des atterrissements par la végétation et le libre développement de cette dernière ont pu conduire, en particulier dans un contexte possible de diminution de l'occurrence des événements morphogènes, à un piégeage croissant de la charge sédimentaire concourant à son tour à la stabilisation et à l'extension des surfaces végétalisées.

### 3.2. LE DEVELOPPEMENT DES PROTECTIONS DE BERGES

Celles-ci se seraient répandues en zone rurale avec comme objectif principal la conservation des terres agricoles et non plus la simple protection des ouvrages d'art ou des lieux habités (ADC, 3 S 309, 1857). Cependant, nous ne disposons pas de suffisamment d'éléments pour valider ce qui demeure donc pour le moment du domaine de l'hypothèse. À l'exception des cas pour lesquels primait l'intérêt général (navigation, protection des ouvrages d'art, des lieux habités et des vastes étendues cultivées) (AN, F<sup>14</sup> 6500, 1887), la défense des berges relevait principalement de l'initiative et de la responsabilité des propriétaires riverains. Pourtant, suite aux dégâts provoqués par la grande crue de 1856 – d'une fréquence de retour sûrement supérieure à 100 ans (Géo-Hyd, 2007) – mais également pour pallier l'inefficacité et le manque de concertation des actions engagées par les riverains, l'État décide pour la première fois sur le Cher d'un plan d'aménagement global de ses rives. À cette fin, le linéaire de berges touché par les « corrosions » a été mesuré et localisé en 1857 sur l'intégralité de son cours. Le Tableau 2.6 synthétise ces valeurs d'érosion entre Montluçon et la confluence à la Loire (ADC, DDE 309, 1858). En l'absence d'état de référence, le linéaire mesuré intègre potentiellement les effets de crues antérieures. Il est d'autant plus développé que l'évènement de 1856 fait suite à une crue de très forte magnitude survenue l'année précédente (ADC, DDE 309, 1858).

La proportion du linéaire de berges touchées par les érosions est sensiblement identique d'amont en aval. En tous cas, aucun gradient longitudinal ne se dégage. Le Cher canalisé est également très fortement touché. Sur le tronçon compris entre Lavault-Sainte-Anne et Selles-sur-Cher, la quasi-totalité des berges désignées comme érodées devaient faire l'objet de travaux de protections (Tableau 2.7). Il n'a cependant été retrouvé aucun document d'archives permettant d'attester de leur exécution.

**Tableau 2.6** Longueur des corrosions sur le Cher en 1857 (ADC, DDE 309, 1858).

	Longueur tronçons (m)	Ero RG (m)	Ero RG (% L)	Ero RD (m)	Ero RD (m)	Ero tot RD-RG (m)	Ero tot RD-RG (% L)
Lavault - Montluçon	5000	1070	21	500	10	1570	31
Montluçon - Saint-Amand	63000	8160	13	7309	12	15469	25
Saint-Amand - Vierzon	82000	12454	15	13966	17	26420	32
Vierzon - Saint-Aignan	72000	8307	12	12507	17	20814	29
Saint-Aignan - Villandry	78000	7720	10	12333	16	20053	26
Lavault - Villandry	300000	37711	13	46615	16	84326	28

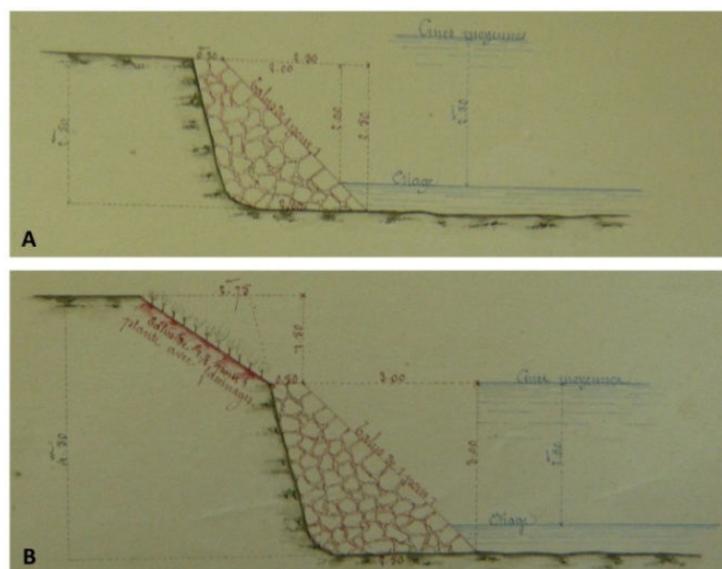
**Tableau 2.7** Longueur des protections de berges envisagés sur le Cher en 1857 (ADC, DDE 309, 1858).

	Longueur tronçon (m)	Enrochements simples (m)	% L	Enrochements + Fascinages Clayonnages (m)	% L	Digues (m)	% L	Total (m)	% L
Lavault - Châteauneuf	103000	14717	14	9267	9	5426	5	29410	28
Châteauneuf - Selles	110000	19666	18	23695	22	?	?	43361	39
Lavault - Selles	213000	34383	16	32962	15	5426	3	72771	34

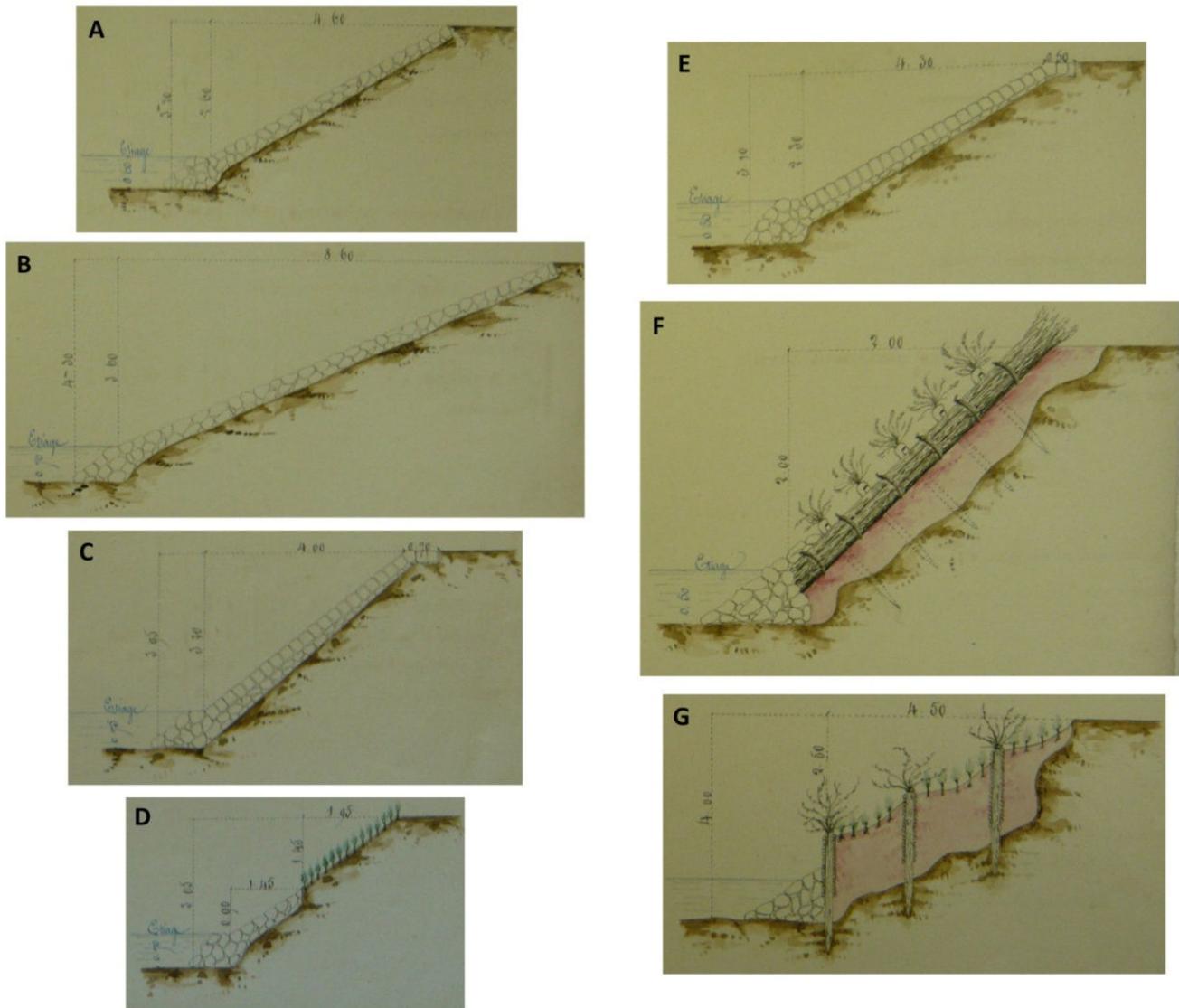
Trois types de protections de berges avaient été prévus :

- lorsque le sommet des berges ne dépasse pas 2,5 m au-dessus de la ligne d'eau d'étiage, la protection consiste en un simple talus d'enrochement incliné à 45° et appliqué à l'ensemble de la berge (Figure 2.10) ;
- lorsque le sommet est supérieur à 2,5 m, la partie basse est équipée du même talus d'enrochement que celui précédemment décrit tandis que la partie haute est recoupée et fixée à l'aide de clayonnages ou de fascinages (Figure 2.10) ;
- Enfin, là où l'érosion a engendré une succession d'encoches festonnant la ligne de berge, les rives peuvent aussi être régularisées puis protégées par l'intermédiaire de petites digues submersibles positionnées à l'emplacement de la berge originelle.

Ces modes de défense ne représentaient qu'une faible part de la grande diversité des types d'aménagements en dur déjà employés pour soustraire les berges aux actions érosives. En 1857, entre Châteauneuf-sur-Cher et Selles-sur-Cher, l'ingénieur ordinaire de l'arrondissement de Bourges recensait ainsi sept types de défense de berges utilisés par les riverains (Figure 2.11). Les types A et B, fréquemment employés, et C et E, beaucoup plus rares, sont présentés comme très efficaces. En revanche, les types D, répandus, et F et G, moins fréquents, sont jugés inutiles (ADC, 3 S 309, 1857).



**Figure 2.10** Types de protections de berges dont la mise en place a été envisagée suite à la grande crue de 1856 (ADC, 3 S 309, 1857).



**Figure 2.11** Types de protections de berges mises en place par les riverains avant 1857 sur le tronçon Châteauneuf – Selles (ADC, 3 S 309, 1857).

A : Simple revêtement en pierres juxtaposées. B : Simple revêtement en pierres juxtaposées. C : revêtement en perré, avec enrochements. D : Revêtement en pierres juxtaposées et plantations d'oseraies. E : Revêtement en perré, avec enrochements. F : Revêtement en fascines avec perches et piquets pour les fixer sur les talus des berges et avec enrochements au pied. G : Lignes de piquets clayonnés et plantations d'osiers avec enrochements dans le pied.

La présence de protections de berges participe à la fixation du tracé de la rivière et bloque de façon plus ou moins durable les processus de recharge latérale en sédiments, ceci étant principalement fonction de la puissance du cours d'eau et des techniques de protection employées. En privant la rivière d'une partie de ses sources d'approvisionnement en sédiments, les protections de berges peuvent être à l'origine du déclenchement ou de l'aggravation de phénomènes d'incision du lit. L'intensité et le linéaire touché par l'enfoncement dépendront principalement de l'emprise spatiale des protections et de la part que représentent les apports générés par érosion latérale dans le volume total de sédiments charriés.

### **3.3. BARRAGE DE ROCHEBUT (MIS EN SERVICE EN 1909)**

À vocation hydroélectrique, le barrage de Rochebut, situé 17 km à l'amont de Montluçon, est mis en service en 1909. D'une cinquantaine de mètres de hauteur pour une capacité initiale de 20,05 Mm<sup>3</sup> (volume utile de 15,2 Mm<sup>3</sup>) (Géo-Hyd, 2007), il est le dernier ouvrage majeur construit sur le Cher. Sa présence vient intégralement interrompre le transit de la charge de fond en provenance de l'amont. Il perturbe également, sans que l'on sache précisément dans quelle mesure, le transport des matières en suspension, celles-ci se trouvant en partie piégées dans la retenue. Enfin, le barrage a très vraisemblablement entraîné une modification de la fréquence et de l'intensité des petites et moyennes crues jusqu'à Vierzon, c'est-à-dire sur la partie du Cher sur laquelle les événements hydrologiques de ce type sont dans leur majorité placés sous l'influence d'épisodes de précipitations de type cévenole. On ignore cependant dans quelle mesure le régime de crues a pu être altéré. Les étiages sont en revanche clairement influencés : aujourd'hui, le mode de gestion de la retenue impose d'assurer un débit minimum garanti de 1,55 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Géo-Hyd, 2007).

Cette troisième période s'achève entre les années 1940 et 1950 lorsque survient la deuxième révolution agricole et que s'intensifient les activités d'extractions dans le lit.

La mutation des pratiques agricoles et des espaces ruraux va entraîner la disparition de nombreux usages « traditionnels » parmi lesquels on compte le pâturage et l'oséiculture. Les conséquences morphologiques potentielles de la cessation de ces activités sont similaires, bien que plus ponctuelles et de moindre intensité, à celles de l'arrêt des entretiens effectués pour la navigation.

Après la seconde guerre mondiale, la France doit être rebâtie. Débute alors le règne du béton comme matériau de construction. Pour répondre aux besoins faramineux, les sédiments des rivières, facilement accessibles et valorisables, vont être exploités dans des proportions jamais atteintes. Il s'en suivra de rapides, profondes et durables perturbations géomorphologiques, souvent irréversibles à l'échelle séculaire. Les conséquences précises de ces extractions sur le Cher alluvial sont présentées en détail dans l'Annexe A.

# CHAPITRE 3

## PRESENTATION DES SITES D'ETUDE

<b>A - CRITERES DE SELECTION</b> .....	57
<b>B - SECTEUR 1 « VALLON-EN-SULLY »</b> .....	59
<b>C - SECTEUR 2 « SAINT-AMAND-MONTROND »</b> .....	62
<b>D - SECTEUR 3 « SAINT-GEORGES-SUR-LA-PREE »</b> .....	63



## A - CRITERES DE SELECTION

Sur les 225 km de Cher alluvial (c'est-à-dire entre Lavault-Saint-Anne et Saint-Aignan), **trois secteurs à méandres représentant une longueur cumulée de 34,7 km ont été étudiés** (Figure 2.1, Tableau 3.1). 27 km séparent les secteurs 1 et 2, 79 km les secteurs 2 et 3.



**Figure 3.1** Secteurs étudiés à grande échelle.  
 1 : Limites communales. 2 : Bande active de 2005.  
 (Source photographies aériennes : IGN).

Ils ont été sélectionnés sur la base de trois critères croisés :

- Une très faible mobilité en plan depuis plus de deux siècles ;

Cette condition a été déduite de la simple comparaison entre les limites communales, dont les tracés remontent pour la plupart à la Révolution, et le tracé actuel de la rivière.

- Un espace de mobilité potentiel relativement élevé ;

Ont été exclus les tronçons à méandres au niveau desquels la géométrie de la vallée (ratio Largeur de la plaine alluviale (Fy-z) / Largeur du lit < 10) et/ou les aménagements présents sur le lit majeur (routes, digues, voies ferrées, canal de Berry, gravières, ...) contraignent trop fortement, et ce depuis au moins plusieurs décennies, les possibilités de divagation à travers la plaine alluviale.

- La manifestation récente (30 dernières années) d'une activité érosive latérale notable.

L'existence de tels processus a été vérifiée à partir de l'examen de photographies aériennes et d'observations de terrain.

Les secteurs ont ensuite été délimités en s'appuyant sur des discontinuités ou singularités, naturelles ou anthropiques (ponts, barrages, confluences).

Il convient enfin de noter que les tronçons séparant les secteurs retenus sont alimentés par un ou deux affluents majeurs (l'Aumance entre les secteurs 1 et 2 ; l'Yèvre et l'Arnon entre les secteurs 2 et 3).

Les valeurs de certains des paramètres morphométriques, hydrauliques et hydrologiques caractéristiques des secteurs d'études sont synthétisées dans les Tableau 3.1 et Tableau 3.2.

**Tableau 3.1** Quelques paramètres morphométriques et hydrauliques relatifs à chacun des secteurs d'étude.

	S bv (km <sup>2</sup> )	Is	LO (m)	LB (m)	LV (m)	L (m)	wPB (m)	wba (m)	wV (m)	wV/wPB	S o/°°	Ws (w.m <sup>-2</sup> )
<b>Secteur 1</b>	2232	1,55	693	508	6900	10700	51	31	640	13	0,626	12,4
<b>Secteur 2</b>	3898	1,55	713	401	5300	8300	60	49	1090	18	0,639	32,7
<b>Secteur 3</b>	9043	1,37-1,45*	979	688	10300	15800** (14000-14900)	96	69	1910	20	0,189	6,6

*S bv* : Superficie du bassin-versant. *Is* : Indice de sinuosité. *LO* : Longueur d'onde moyenne des méandres. *LB* : Longueur moyenne de boucle. *LV* : Longueur de la vallée. *L* : Longueur de la bande active en 2005. *wPB* : Largeur à pleins bords. *wba* : Largeur de la bande active. *wV* : Largeur de la plaine alluviale (Fz ou Fya-Fz). *S* : Pente du lit. *Ws* : Puissance spécifique

La pente du lit a été déterminée à partir de relevés de ligne d'étiage réalisés au DGPS en 2010-2011.

La pente de la vallée a été déterminée à partir du MNT Lidar de la vallée du Cher (2011).

\*L'indice de sinuosité a été calculé à partir de du bras de droit de l'île de Rozay (grande île sur la commune de Saint-Georges-sur-la-Prée) pour la première valeur et à partir du bras gauche pour la seconde.

\*\*La longueur du secteur d'étude a été calculée avec les 2 bras de l'île de Rozay.

**Tableau 3.2** Quelques débits ( $m^3.s^{-1}$ ) caractéristiques des stations hydrologiques utilisées comme référence pour chacun des secteurs d'étude.

	$Q_{PB}$	$Q_2$	$Q_5$	$Q_{10}$	$Q_{20}$	$Q_{50}$	$QMNA_2^*$
<b>Secteur 1 (Montluçon)</b>	85	110	160	200	230	280	1,8
<b>Secteur 2 (Saint-Amand-Montrond)</b>	290	240	340	410	470	560	3,1
<b>Secteur 3 (Selles-sur-Cher)</b>	342	340	490	580	680	800	10

\*  $QMNA_2$  : débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/2 de ne pas être dépassé au cours d'une année donnée.

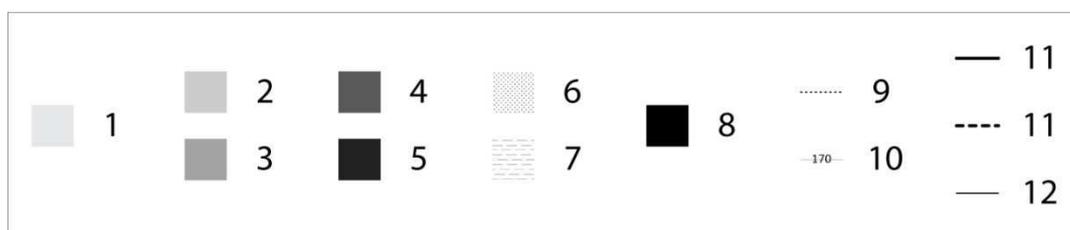
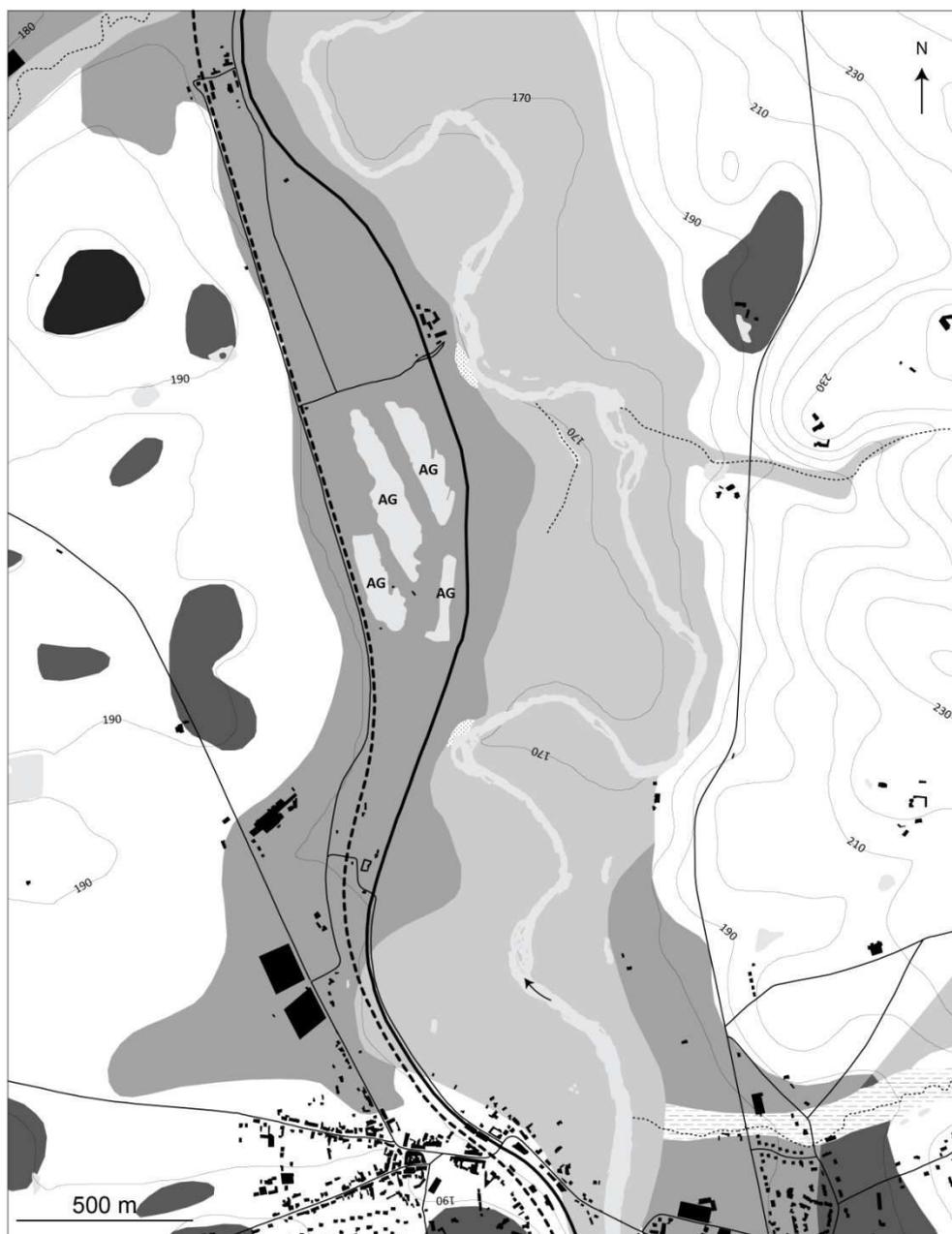
## B - SECTEUR 1 « VALLON-EN-SULLY »

Ce secteur s'étend sur 10,7 km du pont de Vallon-en-Sully, localisé au niveau d'un goulet d'étranglement de la vallée, à la confluence avec l'Aumance (Figure 3.1 à Figure 3.3, Tableau 3.1, Tableau 3.2). Le Cher s'écoule ici au sein de l'hemi-graben Oligocène d'Epineuil (Turland et al., 1989a ; Simon-Coinçon et al., 2000 ; Larue, 2011). Les alluvions récentes (Fyb-Fz), d'une épaisseur minimum de 3-5 m (Turland et al., 1989a), reposent sur un substratum vraisemblablement composé pour l'essentiel de sables et argiles éocènes et oligocènes (Turland et al., 1989a, 1989b).

Du point de vue de l'occupation des sols, la plaine alluviale (Fyb-Fz) est presque exclusivement occupée par des prairies vouées au pâturage bovin. Les quelques hameaux présents en fond de vallée sont positionnés sur la basse terrasse. La ripisylve prend la forme d'un simple et mince rideau d'arbres, souvent discontinu.

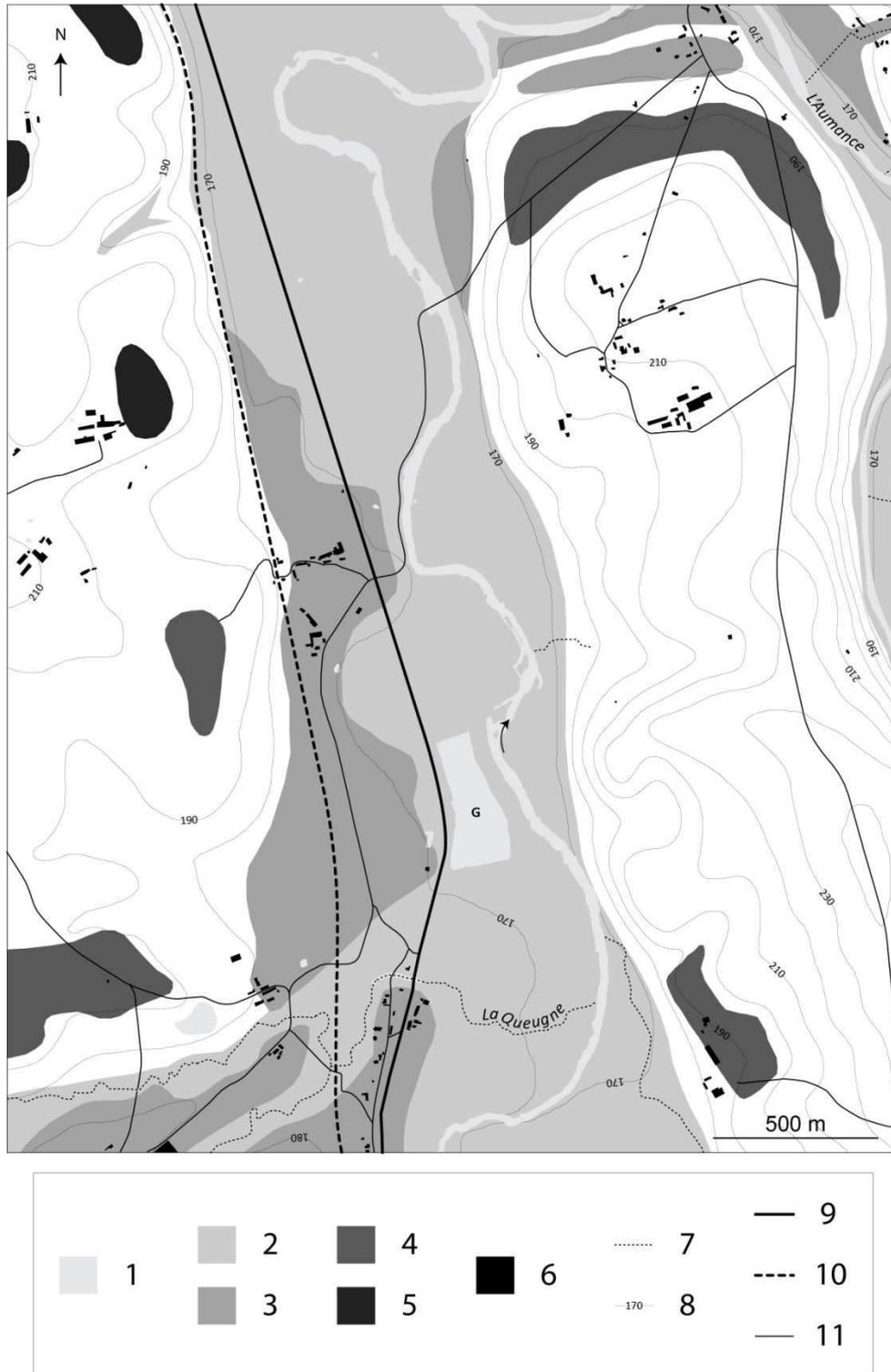
Le fond de vallée est coupé en deux depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle et la construction du canal de Berry en rive gauche du Cher. Le canal est néanmoins presque exclusivement localisé en rebord de basse terrasse (Fya). Celle-ci a ensuite vu l'installation, au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, de la voie de chemin de fer Bourges-Miécaze. Un seul tronçon de route est situé sur la plaine alluviale. Créé avant 1950, il surmonte une digue longeant le Cher sur près de 800 m. A la différence du lit majeur, sur lequel une carrière est encore en activité, le lit mineur n'a pas été à notre connaissance l'objet d'extractions.

La station hydrologique de référence est située à Montluçon, 28 km en amont. Aucun affluent majeur ne vient alimenter le Cher entre cette station et le secteur. Le régime hydrologique est sous l'influence directe du barrage de Rochebut, situé 45 km à l'amont du secteur d'étude.



**Figure 3.2** Carte de présentation du secteur 1, tronçon amont.

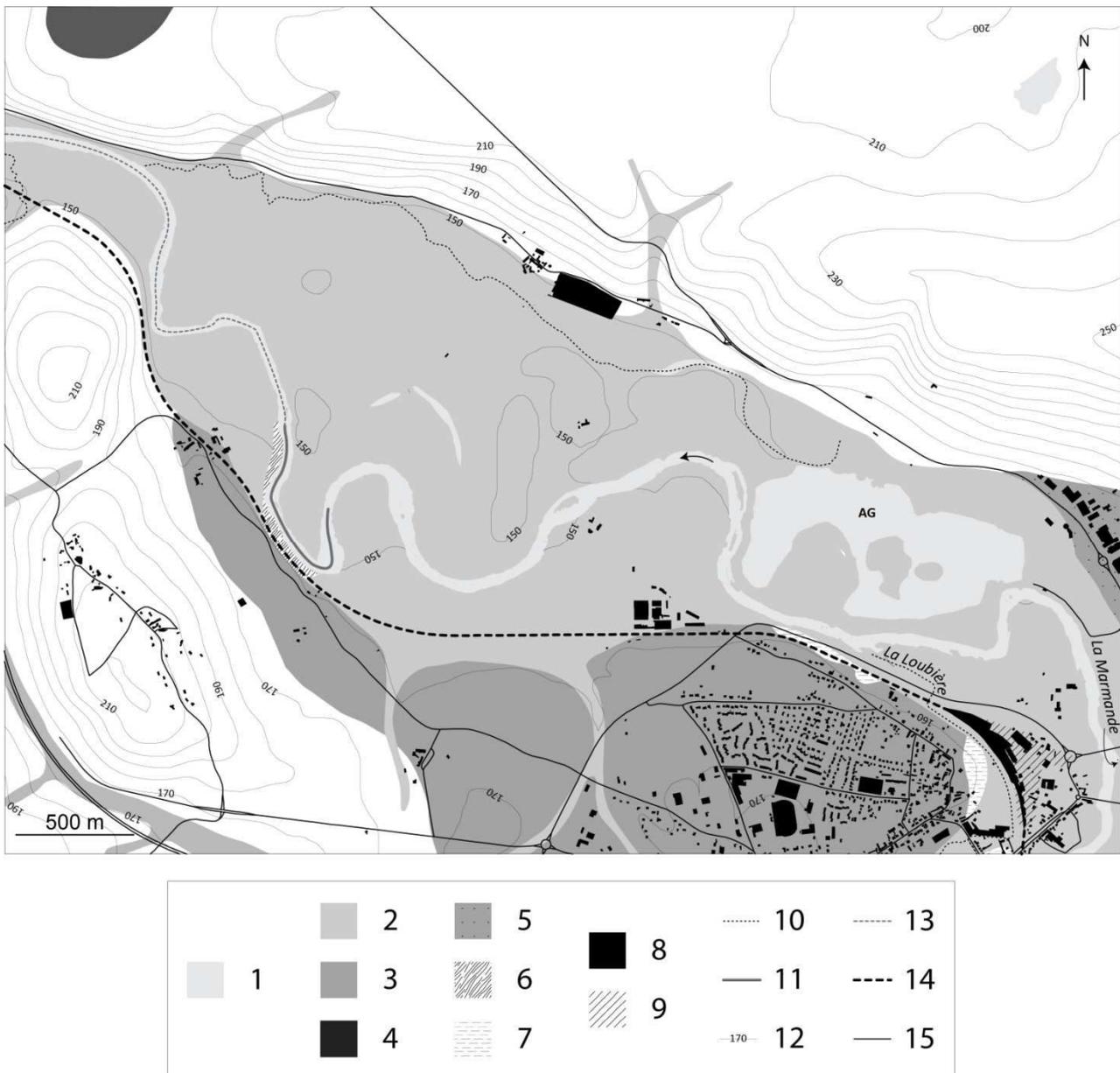
1 : Bande active du Cher en 2005 et surfaces en eau. 2 : Alluvions récentes (Fyb-Fz). 3 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fya). 4 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 5 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 6 : Trias moyen, Ladinien ? Grès, sables et argiles de la forêt de Tronçais. 7 : Remplissage de fond de vallée à caractère colluvial dominant. 8 : Bâti indifférencié. 9 : Affluents. 10 : Courbes de niveau. 11 : Canal de Berry. 12 : Voie ferrée. 13 : Routes principales. AG : Anciennes gravières.



**Figure 3.3** Carte de présentation du secteur 1, tronçon aval.

1 : Bande active du Cher en 2005 et surfaces en eau. 2 : Alluvions récentes (Fyb-Fz). 3 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fya). 4 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 5 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 6 : Bâti indifférencié. 7 : Affluents. 8 : Courbes de niveau. 9 : Canal de Berry. 10 : Voie ferrée. 11 : Routes principales. G : Gravières en activité.

## C - SECTEUR 2 « SAINT-AMAND-MONTROND »



**Figure 3.4** Carte de présentation du secteur 2.

1 : Bande active du Cher en 2005 et surfaces en eau. 2 : Alluvions récentes indifférenciées (Fy-Fz). 3 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (5-15 m) (Fx). 4 : Alluvions anciennes - très haute terrasse (> 30 m) (Fv). 5 : Alluvions fluviolacustres de la Marmande (FM). 6 : Pliensbachien, Carixien et Domérien - Marnes rares à intercalations calcaires. Toarcien - Marnes noires à miches calcaires. 7 : Hettangien. Argiles vertes, calcaires dolomitiques, calcaires sublithographiques, calcaires "pavés", bioclastiques, grès à ciment calcaire. 8 : Bâti indifférencié. 9 : Remblais. 10 : Affluents. 11 : Affleurement du substratum. 12 : Courbes de niveau. 13 : Anciennes zones d'extractions de granulats dans le lit mineur. 14 : Voie ferrée. 15 : Routes principales. G : Gravières en activité. AG : Anciennes gravières.

Longs de 8,3 km, les méandres étudiés ici se déploient au sein de la dépression périphérique du Boischaud (Larue, 1994). Le secteur débute au niveau du pont moderne de Saint-Amand-Montrond, situé à l'aval immédiat de la confluence avec la Marmande (Figure 3.1, Figure 3.4, Tableau 3.1,

Tableau 3.2). Il se termine à l'entrée de l'entonnoir de percée consécutive de la cuesta calcaire jurassique (Larue, 1994). Cette limite coïncide avec la confluence du ruisseau de la Vilaine. L'épaisseur du remblaiement alluvial actuel et subactuel (Fy-z) est comprise entre 5,5 et 7,5 m (Larue, 1994) et le substratum est composé d'argiles et de marnes schisteuses liasiques (Larue, 1994 ; Lablanche, 1994 ; Lablanche et *al.*, 1994).

Comme sur le secteur 1, la plaine alluviale (Fy-z) est principalement occupée par des prairies bocagères dédiées au pâturage bovin. La ripisylve se résume ici aussi pour l'essentiel à un mince rideau d'arbres fortement discontinu. Une grande partie des milieux naturels de la plaine alluviale et du lit mineur fait depuis 2010 l'objet de mesures de protections ou de restauration mises en œuvre dans le cadre d'un plan de gestion de ces espaces élaboré par le Conservatoire des Espaces Naturels de la région Centre (Gressette et *al.*, 2010). L'emprise du bâti est très limitée. Sur le quart amont du secteur, l'espace de liberté de la rivière est aujourd'hui très réduit, voire totalement anéanti. Le Cher y est en effet pris en tenaille par une ancienne gravière (exploitée des années 1980 jusqu'au début des années 2010) située en rive droite et une voie de chemin de fer (mise en place au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle), doublée par la rocade d'Orval (créée à la fin des années 1980), situées en rive gauche. Sur le restant du secteur, la voie ferrée est installée en bordure de moyenne terrasse (Fx). Les sédiments du lit mineur ont été abondamment extraits sur la partie aval du secteur au cours des années 1970 et 1980 (Larue, 1993, 1994). Il en a résulté une importante incision du lit (Larue, 1993, 1994).

La station hydrologique de référence est celle de Saint-Amand-Montrond, située au commencement du secteur d'étude, à l'amont immédiat de la confluence avec la Marmande. L'influence du barrage de Rochebut (situé 80 km à l'amont) sur le régime hydrologique est sûrement toujours perceptible, mais de façon beaucoup moins prégnante que sur le secteur 1.

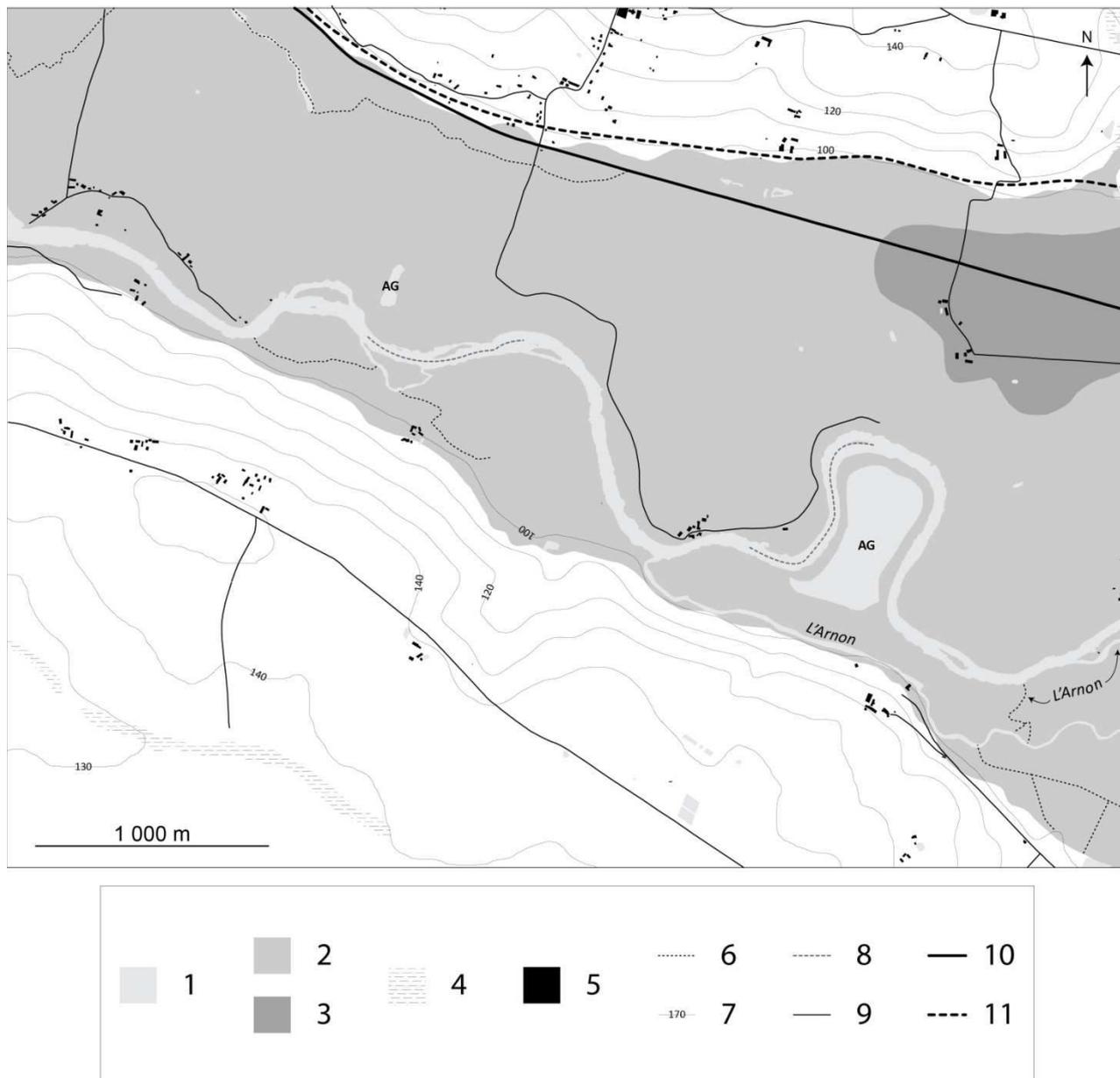
## **D - SECTEUR 3 « SAINT-GEORGES-SUR-LA-PREE »**

De la confluence avec l'Arnon jusqu'au barrage du Boutet, le secteur 3 court sur 15,8 km (Figure 3.1, Figure 3.5 et Figure 3.6, Tableau 3.1, Tableau 3.2). L'épaisseur du remblaiement alluvial récent (Fy) varie de 7 à 9 m (Manivit et *al.*, 1994). Le substratum est composé de marnes noires du Cénomaniens supérieur et de sables glauconieux du Cénomaniens inférieur (Manivit et *al.*, 1994 ; Manivit et Debrand-Passard, 1994).

La plaine alluviale (Fz) est majoritairement occupée par des cultures. On note la présence de quelques hameaux. La ripisylve tient une place plus importante que sur les deux secteurs amont. Les milieux naturels alluviaux, notamment certaines pelouse et prairies, présentent un intérêt patrimonial reconnu (Gressette, 2005). Trois sites sont actuellement gérés par le Conservatoire des Espaces Naturels de la région Centre (Gressette, 2005).

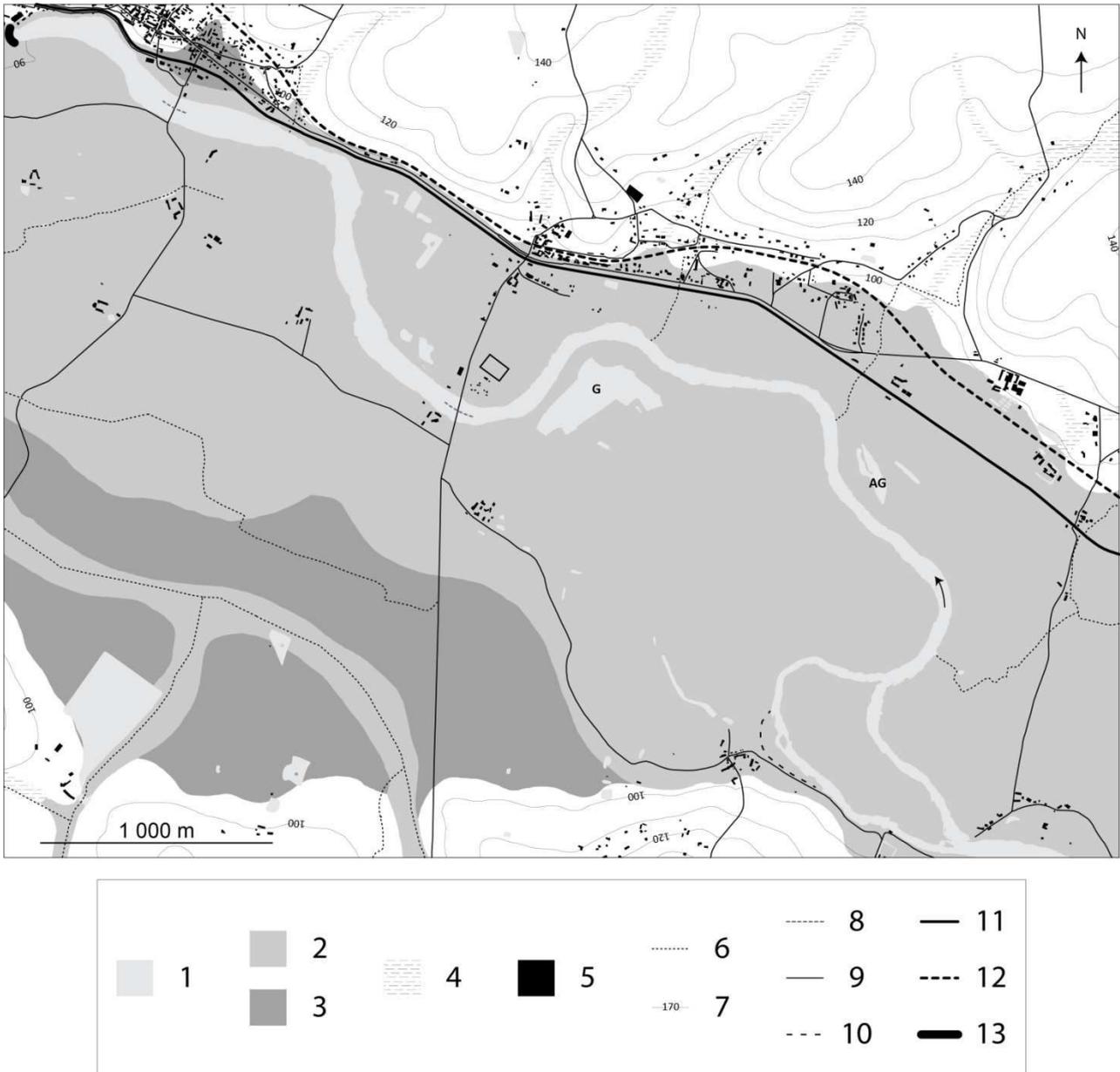
Les aménagements de la plaine susceptibles de contraindre la dynamique latérale de la rivière sont rares. Il s'agit principalement du barrage du Boutet, érigé au plus tard en 1495 (Franquelin, 1998). Il dispose d'une hauteur de chute à l'étiage d'environ 3 m et son influence sur la mobilité du Cher se fait vraisemblablement ressentir sur au moins 5,5 km (Sogreah, 2011). Plus localement, les deux ponts recensés sur le secteur et, dans une moindre mesure, les vestiges de la digue des Oceries (érigée en 1849) exercent également un contrôle. La voie ferrée et le canal de Berry longent le pied de versant en rive droite et n'empiètent de ce fait qu'à la marge sur la plaine. Le lit mineur a été exploité par l'industrie extractrice de granulats sur au moins quatre zones. Sont aussi recensées deux gravières en lit majeur, l'une d'entre elle étant toujours en activité.

La station hydrologique de référence est située à Selles-sur-Cher, 40 km à l'aval du barrage du Boutet. Aucun affluent majeur ne vient s'intercaler entre le secteur et la station. L'influence hydrologique du barrage de Rochebut (situé 159 km à l'amont) sur ce secteur est très vraisemblablement minimale, voire inexistante.



**Figure 3.5** Carte de présentation du secteur 3, tronçon amont.

1 : Bande active du Cher en 2005 et surfaces en eau. 2 : Alluvions récentes indifférenciées sub-actuelles à actuelles (Fy-Fz). 3 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 4 : Colluvions et alluvions de fond de vallons, non différenciées. 5 : Bâti indifférencié. 6 : Affluents. 7 : Courbes de niveau. 8 : Anciennes zones d'extractions de granulats dans le lit mineur. 9 : Routes principales. 10 : Canal de Berry. 11 : Voie ferrée. G : Gravières en activité. AG : Anciennes gravières.



**Figure 3.6** Carte de présentation du secteur 3, tronçon aval.

1 : Bande active du Cher en 2005 et surfaces en eau. 2 : Alluvions récentes indifférenciées sub-actuelles à actuelles (Fy-Fz). 3 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 4 : Colluvions et alluvions de fond de vallons, non différenciées. 5 : Bâti indifférencié. 6 : Affluents. 7 : Courbes de niveau. 8 : Anciennes zones d'extractions de granulats dans le lit mineur. 9 : Routes principales. 10 : Digue des Oceries. 11 : Canal de Berry. 12 : Voie ferrée. 13 : Barrage du Boutet. G : Gravières en activité. AG : Anciennes gravières.

La présence de la digue des Oceries est attestée par des documents d'archives. Elle n'apparaît pas sur la carte 1/25000 de l'IGN ou sur le MNT Lidar. Sa localisation est approximative et son existence réelle n'a pas été vérifiée sur le terrain.



# CHAPITRE 4

## CADRE METHODOLOGIQUE GENERAL

<b>A - APPROCHES ET ECHELLES D'ANALYSE</b> .....	69
<b>B - SOURCES ET ACQUISITION DES DONNEES</b> .....	70
<b>C - TRAITEMENT DES DONNEES</b> .....	70



Nous présentons ici le cadre méthodologique global de la thèse. Sont brièvement exposés les échelles d'analyse retenues, les sources de données utilisées et enfin les types de traitement effectués. Le détail des méthodologies propres à chacune des approches mises en place est développé au début des parties concernées.

La démarche adoptée combine une analyse diachronique historique des changements fluviaux, approche classique en géomorphologie fluviale, et une caractérisation fine de la mobilité de la charge de fond sur des durées plus réduites. Le premier volet repose sur l'emploi de cartes anciennes et photographies aériennes et recourt notamment à l'autocorrélation spatiale pour mettre en évidence la structure des modifications survenues. Le second volet fait principalement appel à l'emploi de formules de transport solide ainsi qu'à des mesures *in situ*, centrées dans ce travail sur la méthode de morphologie inverse et sur le marquage de sédiments.

## **A - APPROCHES ET ECHELLES D'ANALYSE**

Les cours d'eau constituent des systèmes complexes constitués d'entités spatiales hiérarchisées soumises à des processus agissant à des pas de temps variés. Une appréhension globale de leur dynamique impose donc le recours à une approche multi-scalaire. Identifier les causes précises de la faible mobilité des méandres du Cher au cours des deux derniers siècles nécessite ainsi de s'intéresser à une vaste gamme de formes ou d'objets allant de la particule sédimentaire au tracé en plan de la rivière.

Deux approches ont été ici associées. La première porte principalement sur le temps historique et sur les secteurs à méandres considérés dans leur totalité. Elle vise d'une part à caractériser et quantifier les évolutions verticales et planimétriques survenues entre 1830 et 2005, et d'autre part, à examiner ces transformations à la lumière de leurs facteurs de contrôle supposés. Sont particulièrement abordés les rôles respectifs joués par :

- la variabilité hydrologique au cours de la période d'étude,
- les modifications ayant affecté les conditions d'alimentation en sédiments grossiers,
- la géométrie des méandres,
- l'énergie dont disposent ces systèmes
- les héritages géomorphologiques prenant place dans le lit majeur,
- les aménagements présents dans le lit mineur et sur la plaine alluviale,
- les multiples pratiques de gestion passées et actuelles entreprises sur le cours d'eau,
- les extractions réalisées dans le chenal puis dans le remblaiement alluvial de la plaine,
- les changements constatés tant dans la nature de l'occupation des sols en fond de vallée que dans les pratiques agro-pastorales dans le lit mineur et à sa proximité immédiate.

La seconde approche se focalise essentiellement sur les mécanismes de fonctionnement actuel et récent des méandres. Elle est structurée autour de la question des relations entre transport de la charge de fond et morphogénèse. Les échelles temporelles considérées vont de l'évènement hydrologique au pluri-décennal. Il s'agit ici de comprendre de quelle façon et dans quelle mesure la mobilité de la charge de fond conditionne la mobilité du tracé en plan. Cela passe notamment par la détermination des débits-seuils de déclenchement de l'érosion latérale et de mise en mouvement de la charge de fond, l'estimation des distances annuelles et évènementielles de charriage, la reconstitution des trajectoires de transport ou encore la quantification des volumes charriés.

## **B - SOURCES ET ACQUISITION DES DONNEES**

Les sources d'information utilisées sont de deux types (Liébault, 2003). Le premier regroupe des documents d'origine et de type variés qui présentent la caractéristique d'avoir été produits en réponse à des objectifs totalement indépendants de ceux de la thèse. Le second consiste en des mesures ou relevés de terrain effectués par nos soins. Ces données ont été acquises dans le seul but de traiter les divers questionnements soulevés dans ce travail.

### ▪ ***Les sources provenant de documents divers et variés***

Elles ont été dans leur grande majorité exploitées dans le cadre de l'analyse de l'évolution diachronique des formes fluviales entre 1830 et 2005. Elles proviennent principalement de sources manuscrites, iconographiques, cartographiques, numériques ou encore photographiques (Archives Départementales et Nationales, services de l'Etat (DREAL, DRIRE, DDT, IGN, BRGM)). Elles ont notamment permis de reconstituer l'évolution du fond du lit et du tracé des méandres (cartes anciennes, photographies aériennes et profils en long de lignes d'eau d'étiage), de caractériser la variabilité du régime hydrologique (chroniques de hauteurs d'eau et de débits compilés au niveau de stations hydrométriques), de renseigner sur les aménagements présents dans le lit mineur et sur la plaine alluviale, sur les prélèvements de matériaux ou encore sur les pratiques d'entretien du lit.

### ▪ ***Les mesures et relevés de terrain***

Ils ont pour l'essentiel été utilisés pour la caractérisation de la dynamique actuelle et récente de la charge de fond. Ils ont consisté en des échantillonnages granulométriques du lit (surface et sub-surface), en des relevés topographiques de lignes d'eau, du lit et des berges érodées, ainsi qu'en un suivi de la mobilité et des déplacements de la charge de fond à l'aide de traceurs. Ces relevés ont également permis de décrire et localiser les structures anthropiques situées dans le chenal ou à sa proximité immédiate.

## **C - TRAITEMENT DES DONNEES**

Trois grands types de traitements de données ont été effectués au cours de cette thèse. Les méthodes employées sont à rattacher à :

- l'analyse spatiale.

Ces analyses ont fait appel à l'élaboration d'un SIG (logiciel ArcGIS 9.2) incorporant nombre des données précédemment exposées. Elles ont notamment permis de décrire et quantifier aussi bien les déplacements historiques du Cher que ceux de la charge de fond.

- l'analyse statistique.

Les tests statistiques sollicités ont servi à la description ou la comparaison de divers ensembles de données (test de Mann-Withney, du  $\chi^2$ , Kolmogorov-Smirnov, ...). Ont également été exploités des modèles déterministes (régressions simples, régressions logistiques), destinés à quantifier le degré de corrélation entre différentes variables. Ont enfin été utilisés des tests visant à détecter d'éventuelles ruptures ou tendances dans des séries de données temporelles ou spatiales (tests de Pettit, de Buishand, de Mann-Kendall, d'Hubert, d'autocorrélation spatiale). La majorité de ces traitements a été réalisée en collaboration avec Delphine Grancher (statisticienne au Laboratoire de Géographie Physique).

- des formules de transport solide.

Nous avons recouru à ces formules afin d'estimer les volumes charriés et les distances de transport sur des périodes pour lesquelles les mesures de terrain étaient inexistantes.

## **SYNTHESE SUR LA PREMIERE PARTIE**

### ***CADRE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE***

Dans cette partie, les sites à méandres étudiés et la thématique de recherche ont été replacés dans un cadre géographique et scientifique plus large. Les grandes lignes de la méthodologie mise en place pour répondre aux questions posées ont également été présentées.

Avant de rentrer dans le vif de l'analyse, nous rappelons rapidement ci-dessous les principaux enjeux associés au sujet traité, la problématique mise en avant et enfin la structure de la thèse.

Le Cher est une rivière fortement aménagée dont les ressources ont été depuis longtemps, et jusqu'il y a peu, intensément exploitées. Ces pressions anthropiques passées ont fortement modifié la dynamique hydrologique et morpho-sédimentaire du cours d'eau. Les perturbations engendrées ont abouti à de nombreux dysfonctionnements et à une très nette réduction des services rendus par cet hydrosystème. Ces altérations sont aujourd'hui telles qu'elles nécessitent la mise en œuvre de mesures de remédiations dont le succès est en grande partie conditionné par l'amélioration de notre compréhension du fonctionnement actuel et passé du cours d'eau ainsi que par notre capacité à anticiper ses évolutions futures. Les principaux enjeux actuels de gestion se rapportent au rétablissement de la continuité écologique et sédimentaire, à la préservation ou à la restauration des milieux naturels et au rehaussement de la ligne d'eau d'étiage.

Sur son cours « alluvial », c'est-à-dire sur un tronçon d'environ 225 km s'écoulant entre la sortie des gorges du Cher et le début du Cher canalisé, la rivière est occupée par de nombreux secteurs à méandres. L'ancienneté (200 dernières années au minimum) et la forte extension spatiale de ce patron fluvial constituent une des originalités du Cher en comparaison de la Loire et de ses autres affluents majeurs. De plus, à la différence des méandres actuels de l'Allier ou de la Loire amont, les méandres du Cher présentent un comportement morphodynamique atypique. Leur tracé est en effet caractérisé par une très faible mobilité au cours des deux siècles, pour le moins. En outre, de façon en apparence contradictoire, ils présentent également des signes d'une activité érosive non négligeable depuis plusieurs décennies.

Deux hypothèses ont été proposées pour tenter d'expliquer *a priori* cette relative stabilité. Celle-ci relèverait soit de l'existence ancienne de protections de berges, soit d'une incapacité de la rivière à fréquemment éroder ses berges ou à mettre en mouvement l'essentiel des sédiments qui en composent le lit. Cette incapacité résulterait alors d'une diminution de la fréquence et/ou de l'intensité des événements hydrologiques morphogènes survenues avant ou au cours de la période étudiée. A travers l'exploration de ces hypothèses, ce travail vise donc avant tout à déterminer les causes de la faible mobilité des méandres du Cher. Trois secteurs distincts, séparés les uns des autres par au moins une confluence majeure, ont été retenus. De façon plus générale, ces investigations contribueront également à combler une partie du déficit de connaissances relatif à la dynamique hydrogéomorphologique des méandres de faible mobilité mais également à celle des affluents de la Loire.

La méthode mise en place pour atteindre cet objectif s'appuie sur une démarche éminemment géographique. Celle-ci est ainsi résolument pluridisciplinaire et repose sur un emboîtement des échelles spatio-temporelles. L'approche développée est double. Elle consiste tout d'abord à reconstituer le plus finement possible les modifications ayant affecté les dimensions planimétriques et verticales des méandres depuis 1830 ainsi qu'à mettre en évidence les facteurs de contrôle de changements constatés. Ces questions font l'objet de la deuxième partie de cette thèse. La troisième et dernière partie se focalise sur les mécanismes de fonctionnement actuel et récent des méandres. Elle s'intéresse aux relations entre transport de la charge de fond et morphogénèse sur des pas de temps allant de l'évènement hydrologique à plusieurs décennies.

# **PARTIE 2**

## **FONCTIONNEMENT HISTORIQUE DES MEANDRES (1830-2013)**

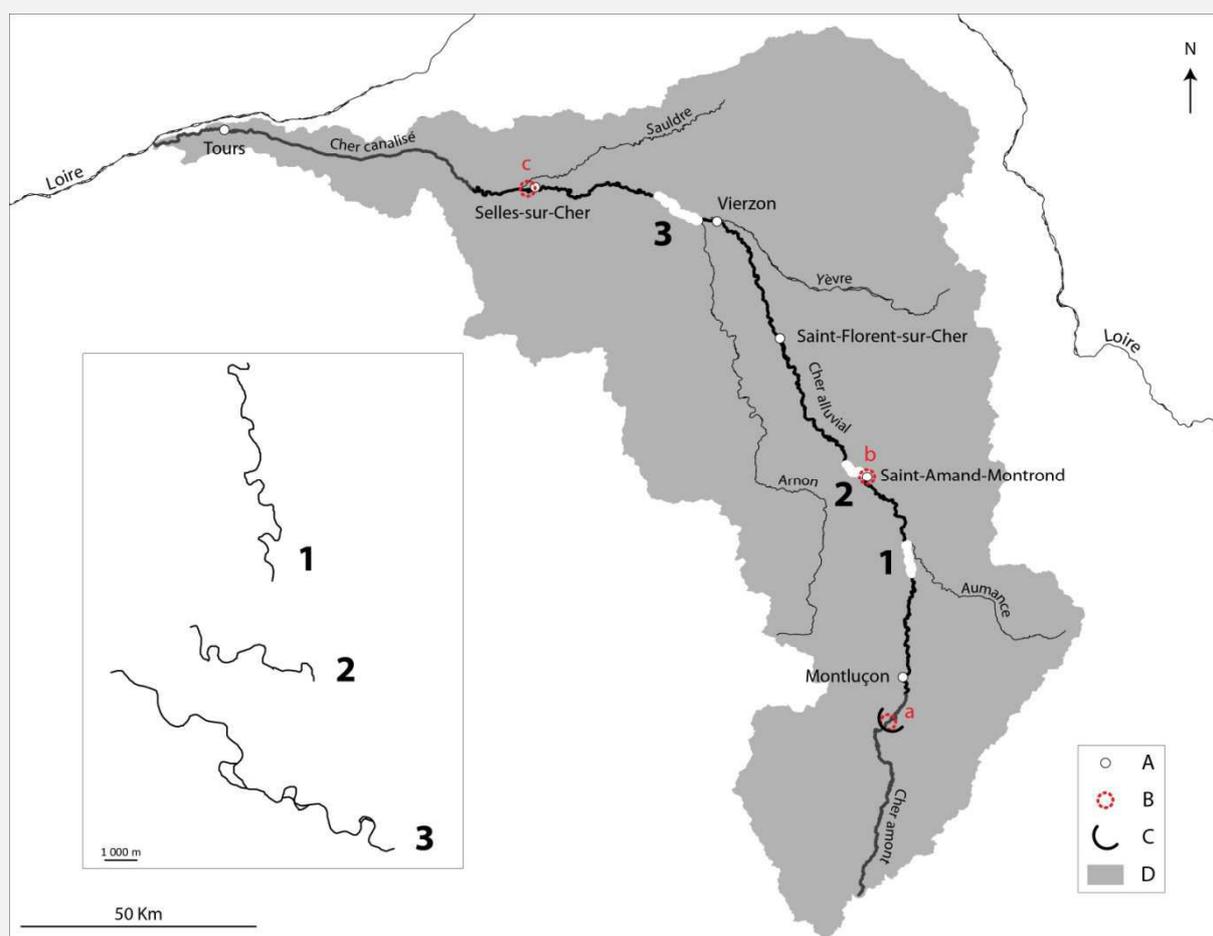
### **CARACTERISATION DES EVOLUTIONS ET DETERMINATION DES FACTEURS DE CONTROLE**

<b>CHAPITRE 5</b> RYTHMES ET STRUCTURES DES CHANGEMENTS FLUVIAUX ENTRE 1830 ET 2013 .....	77
<b>CHAPITRE 6</b> FACTEURS DE CONTROLE DE L'EVOLUTION PLANIMETRIQUE DES FORMES FLUVIALES .....	149



## INTRODUCTION

Les méandres du Cher présentent en première approche un comportement *a priori* relativement atypique puisque coexistent à la fois faible mobilité apparente de leur tracé à l'échelle historique et manifestation depuis plusieurs décennies de processus érosifs latéraux non négligeables. Cette partie vise à élucider les raisons d'un tel paradoxe par le biais d'une analyse diachronique des évolutions planimétriques et verticales de trois des principaux secteurs à méandres actuellement présents sur le Cher (Figure 5.0). Dans un premier temps, cartes anciennes, photographies aériennes et profils en long de la ligne d'eau d'étiage sont sollicités afin de quantifier et de caractériser le plus finement possible les modifications survenues entre 1830 et 2005. Pour la période plus récente, 2009-2013, cette approche a été complétée par un suivi au DGPS de la position des berges érodées. Sont dans un second temps identifiés et examinés les différents facteurs de contrôle susceptibles d'éclairer les changements, ou les absences de changements, constatés. Les deux hypothèses initialement avancées pour expliquer la relative fixité du tracé de ces méandres sont plus particulièrement explorées. Ce sont une trop faible activité hydrologique et/ou puissance spécifique d'une part, et la présence de protections de berges d'autre part.



**Figure 5.0** Localisation des secteurs d'étude.

A : Principales villes. B : Stations hydrologiques utilisées pour connaître les débits aux dates des prises de vues aériennes. Ba : Station de Teillet-Argenty. Bb : Station de Saint-Amand-Montrond. Bc : Station de Selles-sur-Cher C : Barrage de Rochebut. D : Bassin-versant du Cher.



# CHAPITRE 5

## RYTHMES ET STRUCTURES DES CHANGEMENTS FLUVIAUX ENTRE 1830 ET 2013

<b>A</b> - EVOLUTION DIACHRONIQUE DES FORMES EN PLAN 1830-2005.....	79
<b>B</b> - EVOLUTION RECENTE DE L'ÉROSION LATÉRALE 2009-2013 – DES BERGES AISEMENT ÉRODABLES .....	128
<b>C</b> - EVOLUTION DIACHRONIQUE VERTICALE DU LIT MINEUR 1856-2012 .....	137



## A - EVOLUTION DIACHRONIQUE DES FORMES EN PLAN 1830-2005

Cette approche descriptive, depuis très longtemps usitée dans les analyses historiques de mobilité des rivières (Hooke, 1987, 2013 ; Petts et *al.*, 1989 ; Gurnell et *al.*, 1994 ; Lewin, 1977 ; Pisut, 2002), s'appuie sur l'exploitation de photographies aériennes et de cartes anciennes. Elle a fait appel à l'élaboration d'un SIG (logiciel ArcGis) qui offre la possibilité, après géoréférencement des images dans un système identique de projection et de coordonnées, de générer des données spatialisées pouvant être combinées et superposées les unes aux autres.

### 1. DONNEES SOURCES ET METHODOLOGIE

#### 1.1. CARTES ANCIENNES ET PHOTOGRAPHIES AERIENNES : PRESENTATION DES DONNEES ET MESURES DES CHANGEMENTS

##### 1.1.1. DONNEES INITIALES SUR LES FORMES EN PLAN

L'évolution du tracé et de la largeur du Cher sur ses secteurs à méandres a tout d'abord été reconstituée entre 1830 (secteur amont : 1833, secteur médian : 1827, secteur aval : 1825) et 1950 à partir d'extraits du Cadastre Napoléonien et de photographies aériennes (Figure 5.1). Les cartes d'Etat-major, seuls documents cartographiques disponibles entre ces deux dates, n'ont pu être exploitées en raison de leur trop grande imprécision. La période 1950-2005 a ensuite été abordée plus dans le détail exclusivement à partir de clichés aériens verticaux (Tableau 5.1). Plusieurs critères ont présidé au choix des prises de vues utilisées : un débit le plus faible possible, des photographies réalisées de préférence au cours d'une même saison et enfin des échelles spatiales relativement proches. De façon générale, la description de l'évolution d'un système et la détermination des causes de cette évolution sont d'autant mieux renseignées que l'on dispose de jeux de données rapprochés (Dufour, 2005). Cependant, dans le cas d'organismes peu mobiles comme le sont supposément les méandres du Cher, le risque est que l'amplitude des changements survenus soit toujours inférieure à celle de l'erreur associée à la mesure, rendant de ce fait toute évolution indétectable (Downward et *al.*, 1994 ; Mount et *al.*, 2003 ; Mount et Louis, 2005). Au final, une fois l'ensemble de ces impératifs pris en compte, la durée séparant deux clichés successifs est comprise entre 9 et 15 ans (Tableau 5.1).



**Figure 5.1** Exemple de documents utilisés pour reconstituer le tracé du Cher.

A droite : extrait du Cadastre Napoléonien sur la commune d'Epineuil-le-Fleuriel (1833) (Archives Départementales du Cher). A gauche : cliché aérien vertical, communes d'Epineuil-le-Fleuriel et Meaulne, 1950 (IGN).

**Tableau 5.1** Débits journaliers du Cher (en  $m^3.s^{-1}$ ) à la date de réalisation des prises de vues utilisées pour l'analyse diachronique.

SECTEUR 1	Echelle ou Résolution	Date	Teillet-Argenty				Saint-Amand-Montrond			
			Qj	Q août	QMNA2*	Module	Qj	Q août	QMNA2*	Module
1950	1/26000	10/07/1950	0,92				/			
1960	1/25000	26/05/1960	4,15				/			
1975	1/15000	27/07/1975	0,13				1,63			
1985	1/17000	12/07/1985	2,51	3,06	1	15,4	7,15	7,4	3,1	28,7
1995	1/25000	07/07/1995	3				7,52			
2005	68 cm	12/06/2005	1,15				3,46			

SECTEUR 2	Echelle ou Résolution	Date	Saint-Amand-Montrond				Teillet-Argenty			
			Qj	Q août	QMNA2*	Module	Qj	Q août	QMNA2*	Module
1950	1/26000	10/06/1950	/				3,23			
1959	1/25000	04/04/1959	/				8,04			
1973	1/15000	03/09/1973	5,55				4,04			
1983	1/17000	15/08/1983	4,33	7,4	3,1	28,7	0,82	3,06	1	15,4
1995	1/25000	07/07/1995	7,52				3			
2005	68 cm	17/06/2005	6,37				2,61			

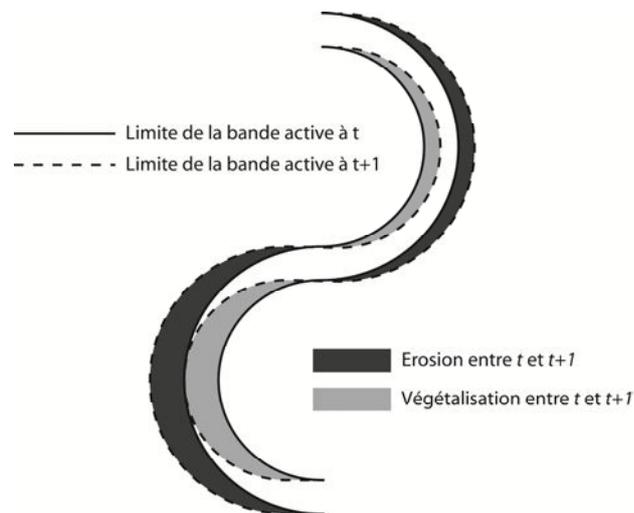
SECTEUR 3	Echelle ou résolution	Date	Selles-sur-Cher			
			Qj	Q Août	QMNA2*	Module
1950	1/26000	13/05/1950	?			
1959	1/25000	17/06/1959	22			
1973	1/15000	15/06/1973	25,9			
1983	1/17000	23/09/1983	40,8	17,1	11	62,3
1995	1/25000	19/07/1995	14			
2005	68 cm	12/06/2005	14,6			

\* QMNA2 : débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/2 de ne pas être dépassé au cours d'une année donnée.

Sont également indiqués les débits caractéristiques aux stations hydrologiques de référence. Sur le secteur 1, la station de Teillet-Argenty est la plus proche du secteur d'étude. Sur le secteur 2, la station de Saint-Amand-Montrond est la plus proche du secteur d'étude.

### 1.1.2. PRINCIPE DE DETERMINATION DES SURFACES ERODEES ET VEGETALISEES

La quantification et la caractérisation des modifications touchant le lit mineur reposent sur l'identification et la numérisation préalables pour chacune des dates soit du lit mineur (pour le cadastre napoléonien) soit de la bande active (pour les photographies aériennes). Le premier est défini comme l'espace occupé par les eaux avant débordement dans la plaine alluviale. La seconde regroupe à l'intérieur du lit mineur les unités fluviales, bancs vifs et chenaux, les plus fréquemment affectées par les crues, les submersions et les remaniements répétés des sédiments y inhibant le développement d'une végétation pérenne. Entre deux dates successives, toutes les surfaces occupées par une végétation pérenne (îles, francs-bords, plaine alluviale) à la date  $t$  et dénudées ou en eau (bande active) à la date  $t+1$  ont été considérées comme érodées (Figure 5.2). Inversement, toutes les surfaces dénudées ou en eau à la date  $t$  et occupées par une végétation pérenne à la date  $t+1$  ont été considérées comme construites ou stabilisées (Figure 5.2). Elles sont désignées dans la suite du texte comme végétalisées. Par ailleurs, l'évolution de la largeur de la bande active a également été calculée. Les largeurs pour chacune des dates ont été mesurées le long de profils transversaux régulièrement espacés d'environ une largeur à pleins bords et positionnés perpendiculairement à la ligne centrale de la bande active.



**Figure 5.2** Erosion et végétalisation entre les dates  $t$  et  $t+1$ .

Pour la période 1830-1950, les valeurs d'érosion et de végétalisation ont été calculées à partir d'objets de nature sensiblement différente, soit le lit mineur pour 1830 et la bande active pour 1950. De ce fait, elles sont respectivement sous-estimées et surestimées puisqu'à une date donnée, l'enveloppe de la bande active est incluse dans celle du lit mineur. La comparaison de ces données doit donc impérativement être envisagée avec prudence.

L'enveloppe digitalisée pour 1830 à partir du Cadastre Napoléonien est celle du lit tel qu'il y apparaît. Comme indiqué précédemment, elle correspond très vraisemblablement aux limites de ce qui est aujourd'hui défini comme le lit mineur. On ignore cependant sur quels critères cette délimitation a pu être effectuée, si tant est que des critères précis aient été utilisés. De plus, son identification a pu fortement varier d'un opérateur à l'autre, mais aussi en fonction du type de transition, nette et brutale ou plutôt progressive, entre lit mineur et lit majeur. Se pose en outre la question de la précision géométrique du levé des objets reproduits et de leur représentation

graphique, les méthodes employées à l'époque pouvant être sources d'erreurs non négligeables. En dépit de ces réserves, la superposition des limites du lit de 1830 et des photos aériennes récentes (ou du MNT Lidar de la vallée du Cher) ainsi qu'un certain nombre d'observations de terrain laissent à penser que la délimitation de 1830 est relativement fiable.

Afin de corriger le biais inhérent à la comparaison des largeurs du lit mineur et de la bande active, la largeur de la bande active de 1950 a dû être convertie en largeur du lit mineur. Pour cela, nous avons tout d'abord calculé pour 2005 le ratio entre largeur à pleins bords (= largeur du lit mineur), obtenue en appliquant la méthode de Navratil et *al.* (2006) à partir du MNT Lidar de la vallée du Cher (2011) (Chapitre 6 A.1.1), et largeur de la bande active, déterminée à partir des photographies aériennes. Les largeurs de bande active de 1950 et 2005 étant relativement proches, le ratio de 2005 a ensuite été appliqué à 1950 pour estimer la largeur du lit mineur à cette date.

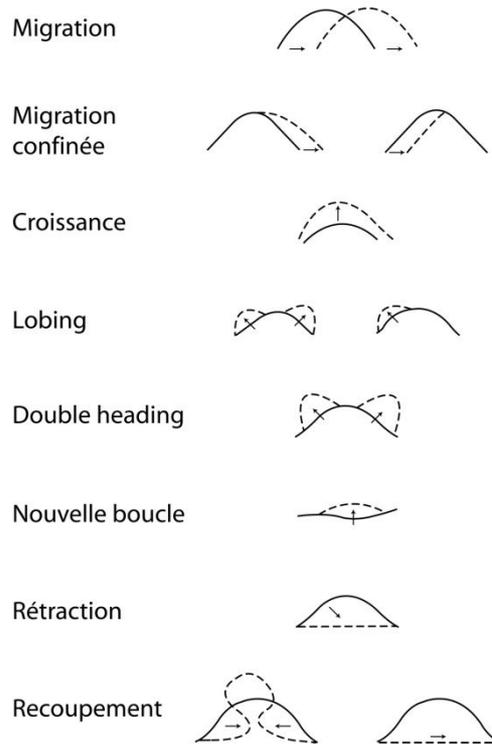
### **1.1.3. STANDARDISATION DES DONNEES**

Afin de rendre comparables les évolutions calculées sur chacun des trois secteurs, les superficies érodées et végétalisées ont été normalisées. Elles ont ainsi été rapportées à la superficie initiale du lit mineur ou de la bande active. Les durées des périodes d'étude sur chaque secteur étant légèrement différentes, ces quantités ont été exprimées par année. Concernant le cadastre napoléonien, il importe de préciser que le lit mineur a été digitalisé à partir de documents élaborés à des dates différentes. En effet, les dates de réalisation des levés varient d'une commune à l'autre et le cadastre de plusieurs communes a été utilisé sur chacun des secteurs. La date finalement retenue pour la normalisation des données correspond à la date du cadastre sur lequel la majorité du tracé du lit mineur a été digitalisé.

### **1.1.4. L'EVOLUTION DES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES ET DE LA MORPHOLOGIE DES BOUCLES**

Aucune caractérisation de l'évolution des paramètres morphométriques (amplitude, longueur d'onde, rayon de courbure, courbure) à l'échelle de chacune des boucles de méandres n'a été effectuée. Bien que centrales dans l'étude de la dynamique des méandres, (Hooke, 2013 ; Hooke et Harvey, 1983 ; Magdaleno et FernandesYuste, 2011), ces approches sont rendues ici inopérantes du fait de la très faible mobilité des objets étudiés.

En revanche, certaines boucles ont fait l'objet d'une activité érosive latérale suffisamment soutenue pour que surviennent quelques modifications du tracé du lit. Les principaux changements morphologiques observés ont été classés de façon relativement sommaire en s'appuyant sur la typologie utilisée par Hooke sur la Dane (Hooke, 1984b) (Figure 5.3).



**Figure 5.3** Typologie des changements susceptibles d'affecter les boucles de méandres (Hooke, 1984b, modifié).

## 1.2. ESTIMATION DES INCERTITUDES

### 1.2.1. LES TYPES D'ERREUR

Deux principaux types d'erreur sont inhérents à la méthode employée pour générer les données (Gaueman et *al.*, 2003) (Tableau 5.2) :

- L'erreur de géoréférencement (E1).

Les photographies aériennes ont été rectifiées à partir de clichés géoréférencés fournis par l'IGN et datant de 2005. La précision du géoréférencement a été optimisée en appliquant les recommandations de Hughes et *al.* (2006). Ainsi, lorsque cela était possible, les points amers ont été sélectionnés au niveau de points durs distribués de façon régulière et positionnés au plus près du lit de la rivière. Une transformation polynomiale de deuxième ordre a été appliquée. Parce que le RMSE est un indicateur très imparfait de l'erreur maximale induite par la rectification, Hughes et *al.* (2006), déconseillent de l'utiliser lorsque suffisamment de points communs indépendants des points amers sont disponibles. Ils préconisent dans ce cas de figure de retenir le 9<sup>ème</sup> décile de la distance séparant ces points indépendants. Cependant, quand cela demeure impossible, comme c'est ici le cas en raison du trop faible nombre de points communs exploitables, ces auteurs conseillent de retenir malgré tout la valeur du RMSE, qu'ils considèrent à défaut comme une approximation raisonnable de l'erreur de rectification. La valeur de RMSE sélectionnée pour une date donnée correspond à l'erreur maximale observée pour toutes les photographies traitées à cette date. Afin de réduire les risques de détection d'évolution spéieuse, il a été au final retenu une erreur de rectification égale à deux fois la valeur du RMSE.

- L'erreur de digitalisation de la bande active (E2).

Elle correspond à l'incertitude maximale de localisation de la limite de bande active sous couvert forestier. Obtenue par itération de la digitalisation de son tracé (Gurnell et *al.*, 1994), elle est égale à plus ou moins 4 m.

Ces deux erreurs étant indépendantes l'une de l'autre, l'erreur totale a été obtenue en calculant la racine carrée de la somme du carré de ces erreurs (Benjamin et Cornell, 1970, cité dans Gaeuman et *al.*, 2003) (Tableau 5.2) :

$$\text{Erreur totale} = \sqrt{E1^2 + E2^2}$$

### **1.2.2. LES CAS PARTICULIER DU CADASTRE NAPOLEONNIEN**

Pour le cadastre napoléonien, document le plus déformé de tous ceux utilisés, l'erreur a été construite différemment. L'erreur liée au géoréférencement a été déterminée en mesurant la distance séparant le plus grand nombre possible de points communs au cadastre napoléonien et au cadastre actuel, ce dernier constituant le document de référence. La plus grande de ces distances a été retenue comme valeur d'erreur. Un problème se pose ici pour le calcul des évolutions entre 1830 et 1950 puisque les documents utilisés, cadastre napoléonien et photographies aériennes respectivement, ont été rectifiés à partir de documents différents. Ceci constitue une source potentielle supplémentaire de décalage spatiale. Celui-ci a été estimé en mesurant les distances séparant des points communs au cadastre actuel et aux photographies de 2005. Le décalage observé étant minime, nous avons considéré que le calcul des évolutions entre 1830 et 1950 ne nécessitait pas l'introduction d'une source d'erreur additionnelle. L'erreur issue de l'identification de la limite du lit a été fixée à plus ou moins 2 m, ce qui correspond à l'épaisseur maximale du trait représentant la limite entre lits mineur et majeur. Enfin, un troisième type d'erreur a été intégré afin de prendre en compte les incertitudes relatives à l'imprécision géométrique des objets cartographiés et à l'imprécision de leur représentation graphique. Sa valeur a été fixée arbitrairement à 15 m. Pour obtenir l'erreur totale, ces trois erreurs ont ensuite été combinées de la même façon que pour les photographies aériennes (Tableau 5.2).

**Tableau 5.2** Valeurs d'erreur (en m) appliquées pour chaque date au calcul des évolutions de surface des formes fluviales.

SECTEUR 1	Erreur liée au géoréférencement	Erreur liée à l'identification de la bande active	Erreur liée à l'imprécision géométrique	Erreur totale
1833	15	2	15	21,3
1950	3,1	4	/	5,1
1960	3,3	4	/	5,2
1975	2,8	4	/	4,9
1985	3	4	/	5
1995	2,3	4	/	4,6
2005	0	4	/	4

SECTEUR 2	Erreur liée au géoréférencement	Erreur liée à l'identification de la bande active	Erreur liée à l'imprécision géométrique	Erreur totale
1827	9	2	15	17,6
1950	3,1	4	/	5,1
1959	2,8	4	/	4,9
1973	3,6	4	/	5,4
1983	2,9	4	/	4,9
1995	2,6	4	/	4,8
2005	0	4	/	4

SECTEUR 3	Erreur liée au géoréférencement	Erreur liée à l'identification de la bande active	Erreur liée à l'imprécision géométrique	Erreur totale
1825	13	2	15	19,9
1950	4	4	/	5,7
1959	4	4	/	5,7
1973	2,8	4	/	4,9
1983	2,8	4	/	4,9
1995	2,6	4	/	4,8
2005	0	4	/	4

### 1.2.3. LA PRISE EN COMPTE DES ERREURS DANS LA GENESE DES SURFACES ERODEES ET VEGETALISEES

Une fois l'erreur totale déterminée, les surfaces érodées et végétalisées ont pu être construites. Pour chaque date, une zone tampon d'une largeur égale à deux fois la valeur de l'erreur totale a été créée le long des limites de la bande active. Les zones tampons de la bande active à deux dates successives ont ensuite été fusionnées, matérialisant ainsi l'emprise spatiale à l'intérieur de laquelle toute évolution a été considérée comme non avérée. A ensuite été exclu de l'analyse tout polygone

érodé ou végétalisé inscrit en totalité dans cette zone tampon fusionnée. A l'inverse, lorsque l'emprise des polygones dépassait celle de la zone tampon fusionnée, l'évolution a alors été considérée comme avérée et ces polygones ont été intégralement conservés.

## 2. LES PRINCIPALES TENDANCES DE L'ÉVOLUTION DES FORMES EN PLAN

Sont ici exposés les résultats relatifs aux évolutions surfaciques de la bande active et à la mobilité du tracé du lit au cours de deux périodes consécutives : 1830-1950 et 1950-2005.

La très longue durée de la première période résulte de l'absence de données intermédiaires entre 1830 et 1950. Bien que disposant pour la seconde période de campagnes de photographies aériennes pour 6 dates différentes, nous nous sommes intéressés dans un premier temps aux seules bandes actives de 1950 et 2005. Travailler d'emblée à partir des sous périodes composant la période 1950-2005 aurait empêché toute comparaison avec la période 1830-1950. La non linéarité des processus évolutifs ici envisagés rend en effet délicat le rapprochement de résultats portant sur des durées aussi hétérogènes. Comparer 1830-1950 et 1950-2005 paraît en revanche plus approprié, même si le différentiel de durée demeure encore élevé.

### 2.1. 1830-1950 : RETRACTION DU LIT ET FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES

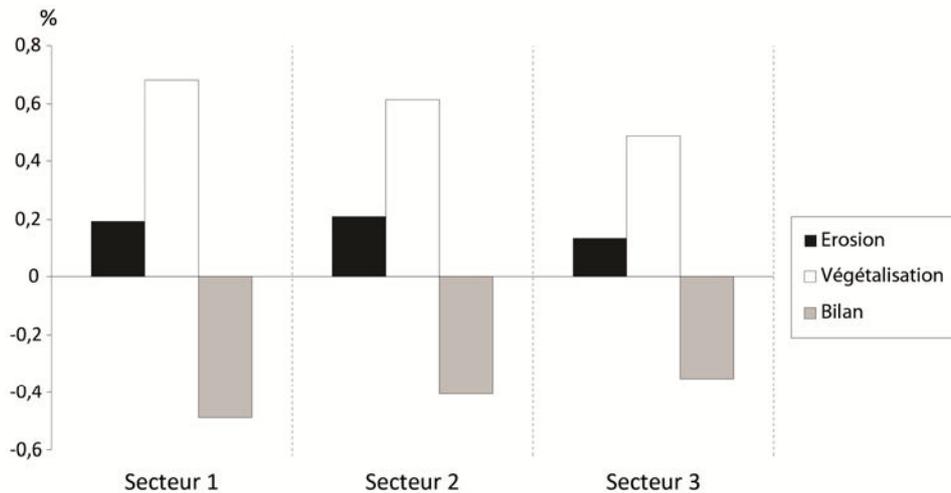
#### 2.1.1. RETRACTION DE LA BANDE ACTIVE

Sur chacun des secteurs, le lit subit une forte rétraction de sa largeur entre 1830 et 1950 puisque les superficies stabilisées par végétalisation dépassent amplement celles touchées par érosion (Tableau 5.3, Figure 5.4 à Figure 5.7). Ainsi, sur le secteur 1, la végétalisation est 3,5 fois plus élevée que l'érosion. Sur les secteurs 2 et 3, ces valeurs atteignent 2,9 et 3,6.

De plus, l'ampleur de la rétraction diminue en direction de l'aval (Tableau 5.3, Figure 5.4). Par ailleurs, le lit ne se referme pas symétriquement mais en alternance sur chacune des rives du chenal. Si la rétraction prend parfois place le long des concavités, en particulier sur le secteur 3, elle se manifeste néanmoins préférentiellement le long des convexités (Figure 5.5 à Figure 5.7).

**Tableau 5.3** Superficies érodées et végétalisées entre 1830 et 1950 exprimées en m<sup>2</sup> et en % de la superficie initiale du lit mineur.

	Secteur 1		Secteur 2		Secteur 3	
	Brut	%	Brut	%	Brut	%
<b>Erosion</b>	152 065	23	163 435	26	286 145	17
<b>Végétalisation</b>	534 540	80	478 802	76	1 032 708	61
<b>Bilan</b>	-382 475	-57	-315 367	-50	-746 563	-44



**Figure 5.4** Superficies érodées et végétalisées annuellement entre 1830 et 1950 exprimées en % par an de la superficie initiale du lit mineur.

Le bilan correspond à la différence entre érosion et végétalisation.

La rétraction ici constatée est surestimée puisque la comparaison effectuée porte sur des objets de nature sensiblement différente (lit mineur pour 1830 et bande active pour 1950) (cf. Chapitre 5 A.1.1). Pour contourner ce biais, et ainsi quantifier plus précisément la fermeture du lit, nous avons mesuré l'évolution de sa largeur entre 1830 et 1950. Ceci a nécessité de convertir au préalable la largeur de bande active de 1950 en largeur de lit mineur (cf. Chapitre 5 A.1.1).

En procédant de la sorte, les valeurs de rétraction sont de 35 % sur le secteur 1, 44 % sur le secteur 2 et 23 % sur le secteur 3 (Tableau 5.4). Le secteur 2 est donc cette fois-ci le plus touché. Cela est lié au fait que la différence de largeur entre bande active et lit mineur y est plus faible que sur les autres secteurs. Le secteur 3 demeure celui sur lequel la fermeture est la moins marquée.

**Tableau 5.4** Evolution de la largeur du lit mineur entre 1830 et 1950.

	Secteur 1		Secteur 2		Secteur 3	
	Largeur	Evolution	Largeur	Evolution	Largeur	Evolution
<b>1830</b>	68 m		82 m		113 m	
<b>1950</b>	44 m	-35 %	46 m	-44 %	87 m	-23 %

### 2.1.2. FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES

Les tracés de 1830 et 1950 sont assez nettement superposables (Figure 5.5 à Figure 5.7). Cela confirme la mobilité réduite des méandres initialement supposée. Ces derniers manifestent cependant des signes d'une certaine activité morphodynamique. Le taux de recul moyen annuel (Superficie des polygones érodés / Longueur de berge érodée (Micheli et Kirchner, 2002 ; Micheli et al., 2004), atteint ainsi 0,34 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 1, 0,31 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 2 et 0,42 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 3 (Tableau 5.5). Par ailleurs, d'amont en aval, ce sont respectivement 19,3 %, 18,8 % et 12,9 % du linéaire de chacun des secteurs qui a été touché par l'érosion latérale sur au moins une des rives (Tableau 5.5). Si l'on prend en compte ce dernier critère ainsi que celui du taux de recul moyen

annuel pondéré (taux de recul moyen exprimé en % de la largeur initiale du lit mineur), **il apparaît que l'intensité de l'activité morphodynamique diminue en direction de l'aval.**

**Tableau 5.5** Taux de recul moyen annuel, taux de recul moyen annuel pondéré (exprimé en % de la largeur initiale du lit), gamme des taux de recul et % du linéaire de berges touché par l'érosion latérale entre 1830 et 1950.

	Taux recul moyen annuel (m.an <sup>-1</sup> )	Taux recul moyen annuel pondéré (%)	Gamme des taux de recul (m.an <sup>-1</sup> )	% longueur berges érodées	% longueur berges érodées / an
<b>Secteur 1</b>	0,34	0,50	0,1-0,65	19,3	0,16
<b>Secteur 2</b>	0,31	0,38	0,19-0,75	18,8	0,15
<b>Secteur 3</b>	0,42	0,37	0,15-0,7	12,9	0,1

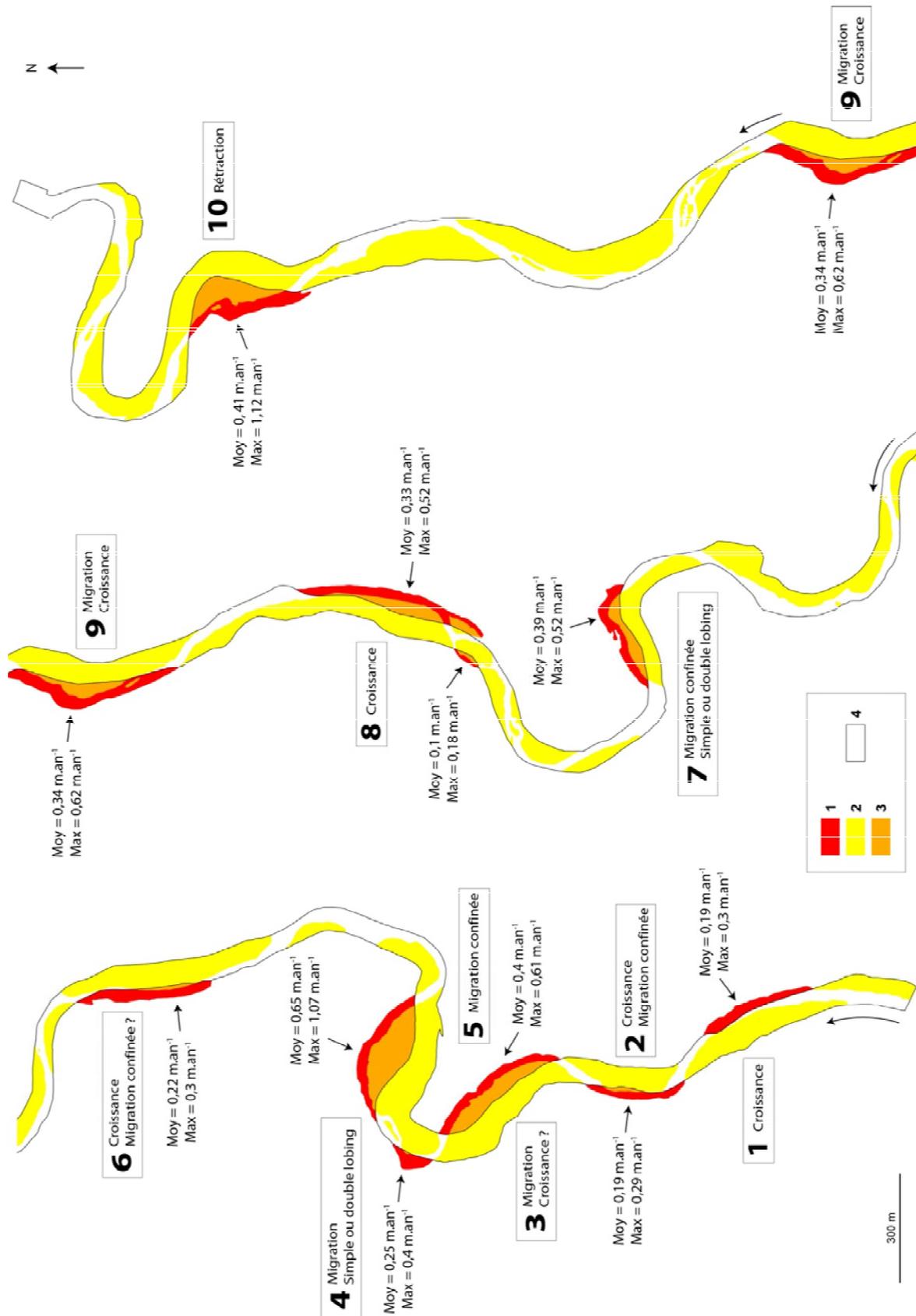
### 2.1.3. LES MODIFICATIONS MORPHOLOGIQUES

Sur les trois secteurs réunis, migration, migration confinée et croissance sont les types d'évolution de boucles le plus couramment survenue (Figure 5.5 à Figure 5.7).

Par ailleurs, sur le secteur 1, huit boucles ou portions de boucles de méandres (sur un total de 19) se sont suffisamment déplacées pour que l'intégralité de l'espace occupé en 1833 par le lit mineur soit occupée en 1950 par la plaine alluviale (Figure 5.5). Trois d'entre elles, contigües (numéros 3, 4 et 5 sur la Figure 5.5), ont migré et se sont très nettement déformées.

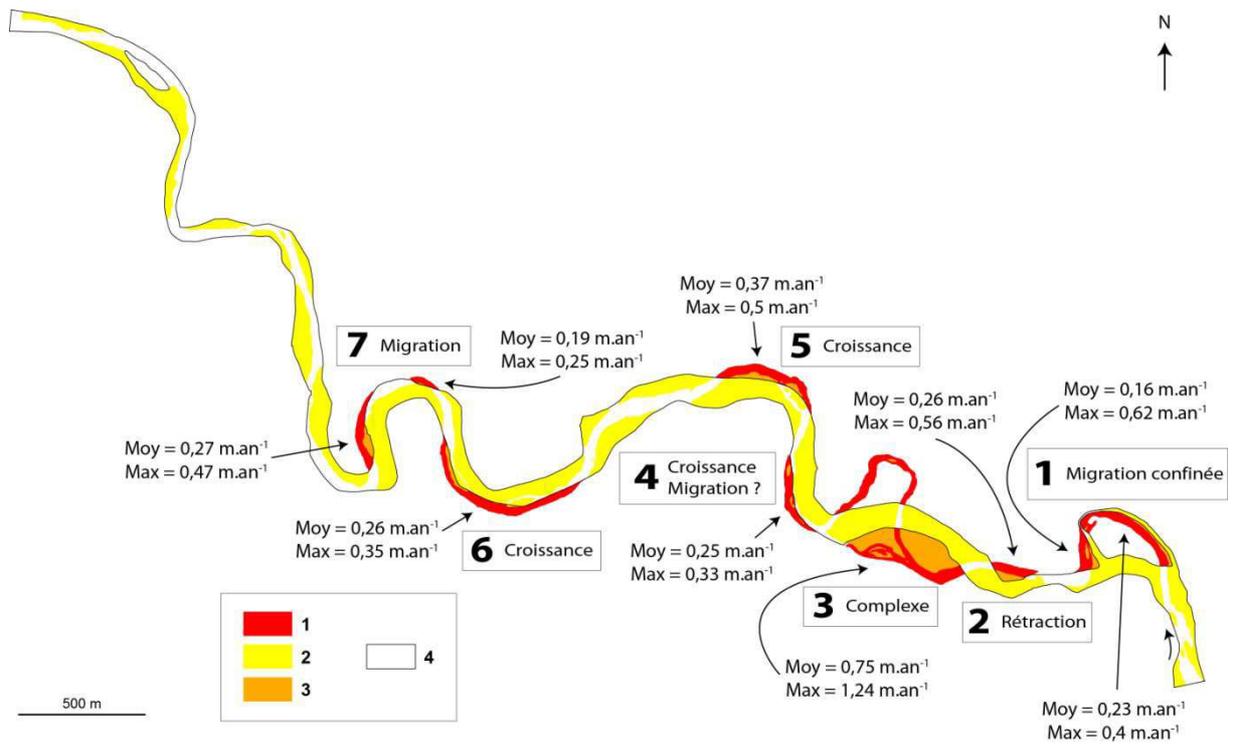
Sur le secteur 2, sept boucles ou portions de boucles (sur un total de 11) se sont suffisamment déplacées pour que l'intégralité de l'espace occupé en 1827 par le lit mineur soit occupée en 1950 par la plaine alluviale (Figure 5.6). L'activité érosive s'est concentrée sur les deux premiers tiers amont du secteur. Une nouvelle boucle, en cours de recoupement en 1950, s'est formée. Elle réoccupe sans doute ce qui constituait jusqu'alors un bras-mort du Cher. Celui-ci est clairement matérialisé sur le cadastre napoléonien. Le tiers aval du secteur est en revanche resté stable. Sur ce même tronçon terminal, le bras secondaire de la seule île véritable répertoriée sur le cadastre s'est refermé. A l'extrémité amont du secteur, le bras principal de la première boucle, s'apparentant à un chenal de recoupement, a été également comblé.

Sur le secteur 3, cinq boucles ou portions de boucles (sur un total de 20) se sont suffisamment déplacées pour que l'intégralité de l'espace occupé en 1825 par le lit mineur soit occupée en 1950 par la plaine alluviale (Figure 5.7). L'érosion est quasi inexistante sur le tiers aval du secteur. Seule une petite île a disparu après 1825. La partie amont apparaît en revanche bien plus dynamique. Quatre boucles consécutives présentent un fonctionnement « classique » de boucles de méandres avec translation du lit en direction de l'aval. Enfin, l'essentiel des îles de 1825 a été intégré à la plaine alluviale par comblement sédimentaire des bras secondaires, alors qu'une nouvelle génération d'îles, plus petites, est apparue.



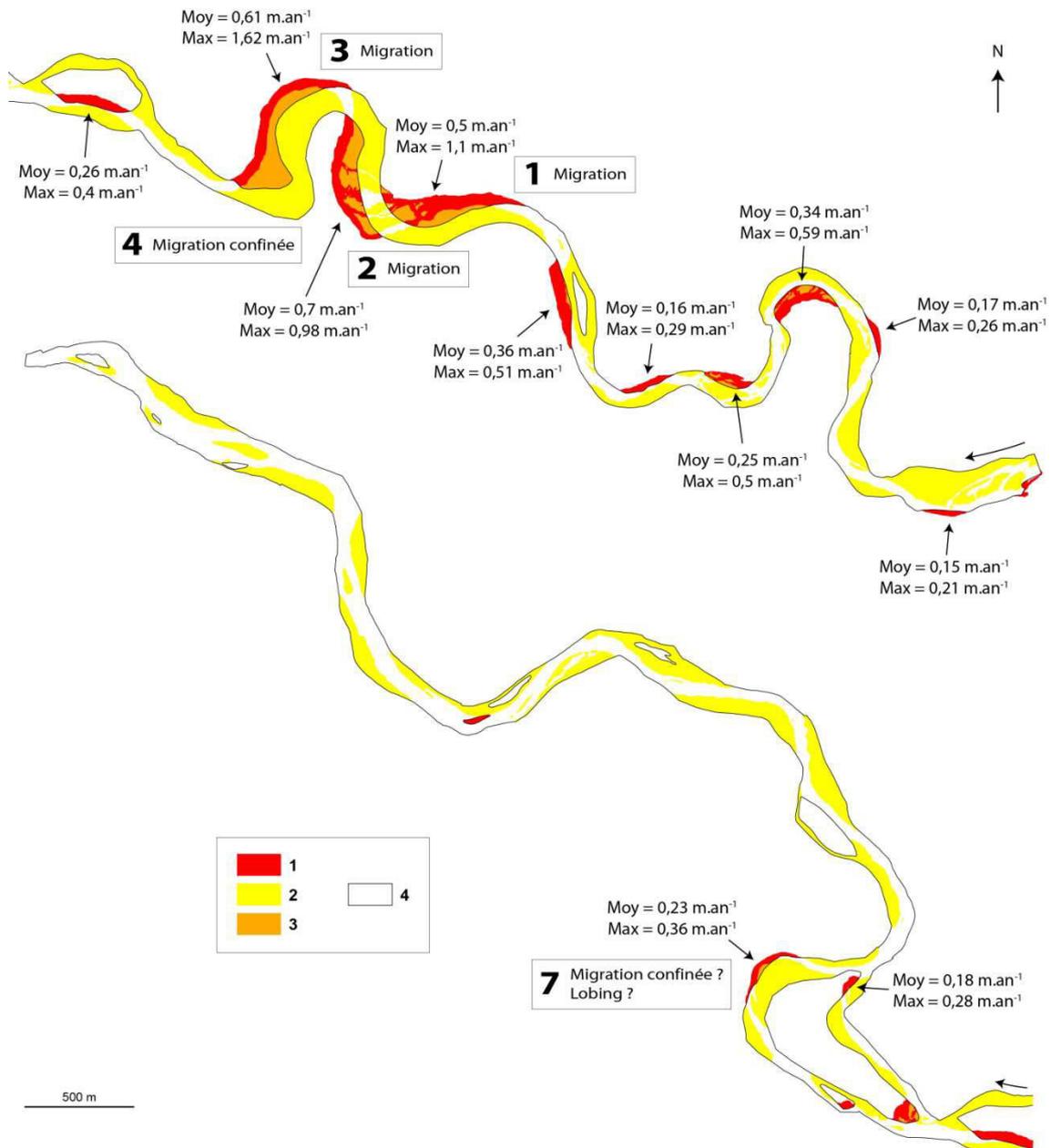
**Figure 5.5** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur la partie amont du secteur 1 entre 1830 et 1950.

A gauche, la partie amont du secteur, à droite la partie aval. 1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Lit mineur 1833.



**Figure 5.6** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 2 entre 1827 et 1950.

1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Lit mineur 1827.



**Figure 5.7** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 3 entre 1825 et 1950.

En haut la partie amont du secteur, en bas la partie aval. 1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Lit mineur 1825 .

Au final, nous retiendrons que trois principaux traits caractérisent l'évolution des méandres du Cher entre 1830-1950 :

- **une forte rétraction de la largeur de leur lit,**
- **une faible mobilité globale de leur tracé,**
- **l'occurrence sur certaines boucles de changements morphologiques notables.**

## 2.2. 1950-2005 : ELARGISSEMENT DE LA BANDE ACTIVE ET FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES

Deux constats majeurs émergent ici : un élargissement de la bande active d'une part, une mobilité réduite des méandres d'autre part. Dans le même temps qu'ils sont exposés et détaillés, ces résultats sont comparés avec ceux de la période précédente.

### 2.2.1. ELARGISSEMENT DE LA BANDE ACTIVE

Entre 1950 et 2005, la largeur de la bande active augmente de 13,8 % sur le secteur 1, de 31,4 % sur le secteur 2 et de 10,2 % sur le secteur 3 (Tableau 5.6). Le secteur 2 est de loin le plus touché. La différence de largeur aux deux dates est systématiquement significative (Tableau 5.6).

**Tableau 5.6** Evolution des largeurs de bande active entre 1950 et 2005 exprimée en m et en % de la largeur initiale de la bande active.

Significativité des différences à partir du test de Mann-Whitney ( $n$ =nombre d'individus).

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Evolution</b>	+3,8 m (+13,8 %)	+11,8 m (+31,4 %)	+6,4 m (+10,2 %)
<b>n 1950</b>	355	227	248
<b>n 2005</b>	362	208	233
<b>p-value (bilatérale)</b>	< 0,0001	< 0,0001	0,0005

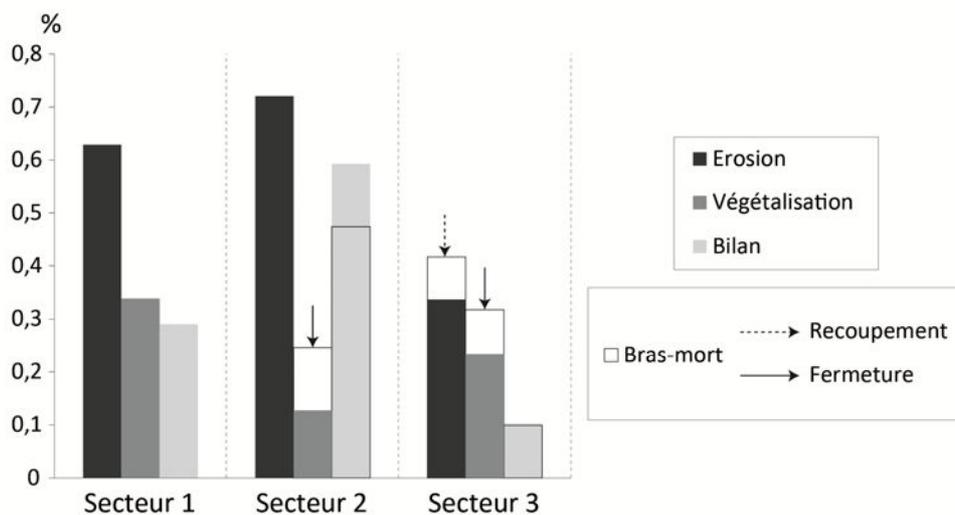
Sur chacun des secteurs, les périodes 1830-1950 et 1950-2005 se différencient donc nettement en termes d'évolution morphodynamique (Figure 5.4, Figure 5.8, Tableau 5.3, Tableau 5.7). Au cours de la première, la végétalisation l'emporte largement sur l'érosion. Lors de la seconde, les superficies végétalisées annuelles moyennes diminuent fortement et les superficies érodées évoluent inversement, mais de façon moins intense. L'érosion devient néanmoins légèrement supérieure à la végétalisation. Les modifications constatées entre 1950 et 2005 auront été trop faibles pour compenser celles survenues entre 1830 et 1950. De ce fait, la largeur du lit en 2005 demeure largement inférieure à celle de 1830.

Sur le secteur 1, la végétalisation annuelle entre 1950 et 2005 est 4,7 fois plus faible et l'érosion annuelle 1,4 fois plus forte qu'entre 1833 et 1950. Sur le secteur 2, la végétalisation entre 1950 et 2005 est 9,4 fois plus faible (4,9 en considérant la fermeture du bras-mort) et l'érosion 1,8 fois plus forte qu'entre 1827 et 1950. Sur le secteur 3, la végétalisation entre 1950 et 2005 est 3,7 fois plus faible (2,7 en considérant la fermeture du bras-mort) et l'érosion 1,4 fois plus forte qu'entre 1825 et 1950 (1,7 en considérant le recouplement de boucle). Pour les deux périodes, les secteurs 1 et 2 sont les plus actifs. Il convient ici de préciser que toutes ces différences sont surestimées pour l'érosion et sous-estimées pour la végétalisation. Les superficies érodées et végétalisées au cours de la période 1830-1950 sont en effet respectivement sous-estimées et surestimées (cf. Chapitre 5 A.1.1).

**Tableau 5.7** Superficies érodées et végétalisées entre 1950 et 2005 exprimées en m<sup>2</sup> et en % de la superficie initiale de la bande active.

Le bilan correspond à la différence entre érosion et végétalisation.

	Secteur 1		Secteur 2 avec bras-mort		Secteur 2 sans bras-mort		Secteur 3 avec bras-mort		Secteur 3 sans bras-mort	
	Brut	%	Brut	%	Brut	%	Brut	%	Brut	%
<b>Erosion</b>	99839	35	128724	40	128724	40	218082	23	176156	19
<b>Végétalisation</b>	53768	19	44024	14	22756	7	166213	17	122528	13
<b>Bilan</b>	46071	16	84701	26	105969	33	51869	5	53628	6



**Figure 5.8** Superficies érodées et végétalisées annuellement entre 1950 et 2005 exprimées en % par an de la superficie initiale du lit mineur.

Le bilan correspond à la différence entre érosion et végétalisation.

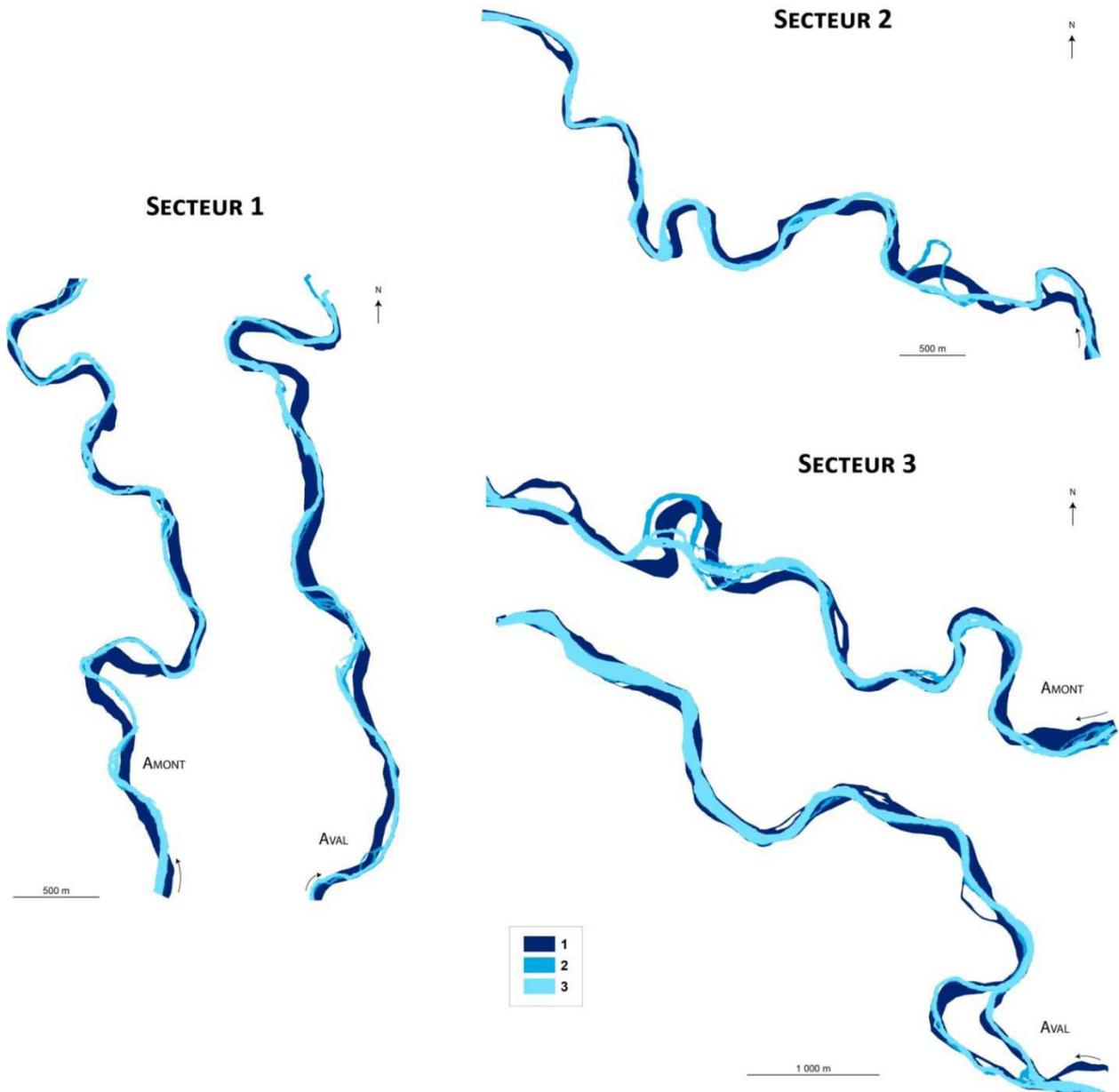
### 2.2.2. FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES

Comme lors de la période 1830-1950, la dynamique des méandres entre 1950 et 2005 est caractérisée par une très faible mobilité (Figure 5.9 à Figure 5.12). Bien que les tracés de 1950 et 2005 se confondent encore plus nettement que ceux de 1830 et 1950, l'érosion brute annuelle est plus importante lors de la période 1950-2005. Il en va de même pour les pourcentages annuels de longueurs de berges érodées (2,9 fois plus forts en 1950-2005 sur le secteur 1 ; 3,9 fois sur le secteur 2 ; 3 fois sur le secteur 3). Les taux de recul moyen annuel des berges, compris entre 0,31 et 0,34 m.an<sup>-1</sup> selon les secteurs, sont en revanche similaires à ceux de la période 1830-1950 (Tableau 5.5, Tableau 5.8).

Il convient cependant de garder ici à l'esprit que l'ensemble de ces comparaisons doit être considéré avec toute la prudence nécessaire. Les évolutions surfaciques calculées pour la période 1830-1950 sont en effet associées à une incertitude relativement élevée du fait de la relative imprécision du cadastre napoléonien.

**Tableau 5.8** Taux de recul moyen annuel, taux de recul moyen annuel pondéré (exprimé en % de la largeur initiale de la bande active), gamme des taux de recul et % du linéaire de berges touché par l'érosion latérale entre 1950 et 2005.

	Taux recul moyen annuel (m.an <sup>-1</sup> )	Taux recul moyen annuel pondéré (%)	Gamme des taux de recul (m.an <sup>-1</sup> )	% longueur berges érodées	% longueur berges érodées / an
<b>Secteur 1</b>	0,31	1,12	0,1-0,77	26,6	0,48
<b>Secteur 2</b>	0,34	0,90	0,09-0,66	32,5	0,59
<b>Secteur 3</b>	0,34	0,54	0,09-0,64	17,1	0,31



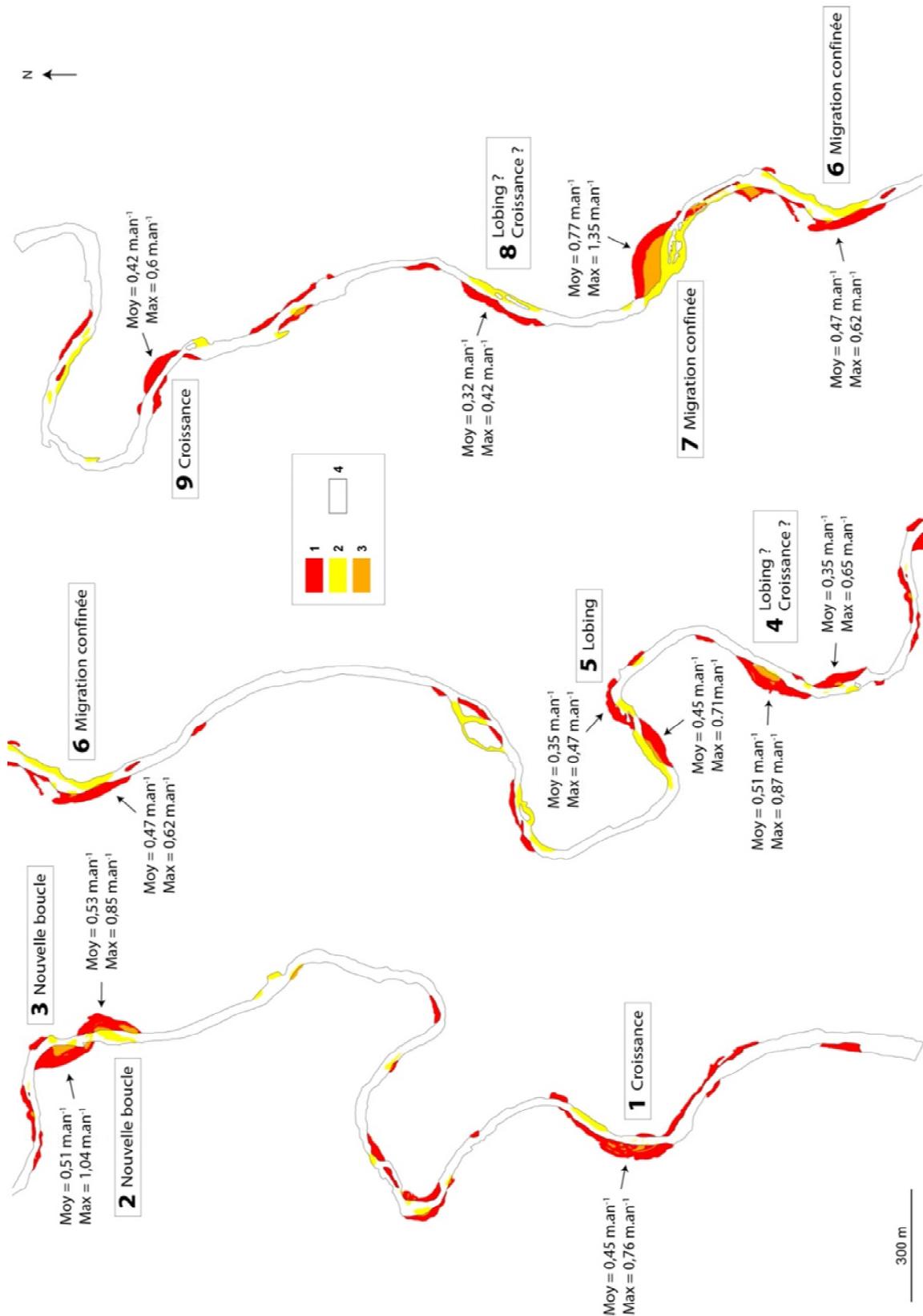
**Figure 5.9** Tracés du lit mineur de 1830 et des bandes actives de 1950 et 2005.

1 : Lit mineur 1833 (secteur 1), 1827 (secteur 2) et 1825 (secteur 3). 2 : Bande active 1950. 3 : Bande active 2005.

### 2.2.3. LES MODIFICATIONS MORPHOLOGIQUES

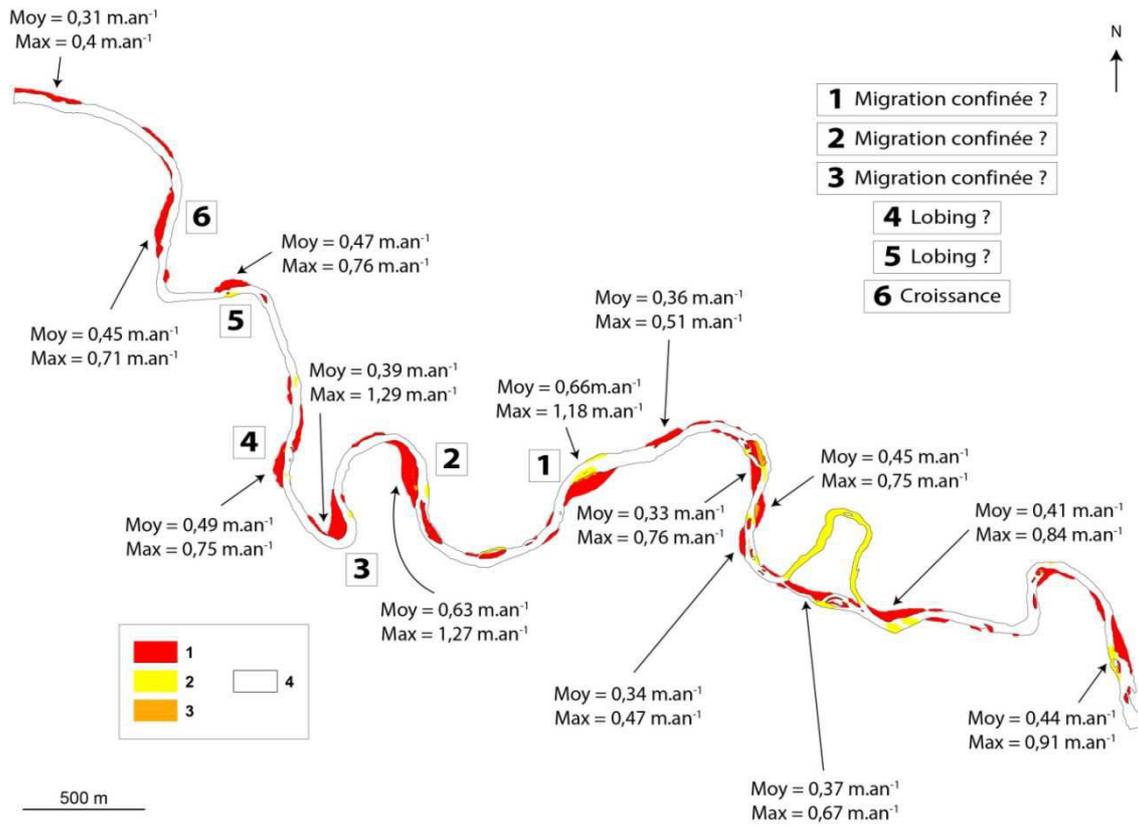
**Les modifications morphologiques des boucles de méandres entre 1950 et 2005 sont mineures et de bien moindre ampleur que celles survenues lors de la période antérieure.** Leur rattachement à un type de changement donné est par ailleurs rendu problématique du fait des faibles superficies végétalisées. Les érosions de berges n'ont en effet été que rarement compensées par une végétalisation sur une emprise équivalente en rive opposée. On assiste ainsi très fréquemment à une augmentation localisée de la largeur du lit sans véritable changement de position du tracé. A l'exception de trois courtes portions de boucles sur le secteur 1 (numéros 5, 6 et 7 sur la Figure 5.10), aucun tronçon du lit de 1950 ne s'est suffisamment déplacé pour se trouver intégralement occupé par la plaine alluviale en 2005. Deux faits majeurs sont néanmoins à relever. Sur le secteur 2, une boucle de méandre, déjà recoupée en 1950, est comblée. Sur le secteur 3, une boucle est recoupée puis comblée.

Par ailleurs, sur les secteurs 1 et 3, les modifications observées apparaissent spatialement très discontinues. Les zones affectées sont séparées les unes des autres par de longs tronçons à l'activité morfo-sédimentaire réduite, voire inexistante. La plupart des zones végétalisées sont localisées à proximité des secteurs d'érosion, très souvent au droit de ces derniers. Sur le secteur 1, de « micro » sinuosités se surimposent parfois à la sinuosité initiale. Sur le secteur 3, l'activité est beaucoup plus intense sur la partie amont du secteur que sur la partie aval (l'érosion des grandes îles sur la partie aval résultent de pratiques d'entretien du lit (cf. Chapitre 5 A.3.1)). Les processus d'érosion latérale sont quasiment inexistantes sur cette dernière. La végétalisation y est également très faible. Le secteur 2 diffère quelque peu des deux autres secteurs. L'activité y est moins fragmentée et elle résulte presque exclusivement de phénomènes érosifs. Les surfaces végétalisées sont très localisées et occupent de faibles superficies. Abstraction faite du comblement du bras-mort, la végétalisation s'avère donc insignifiante.



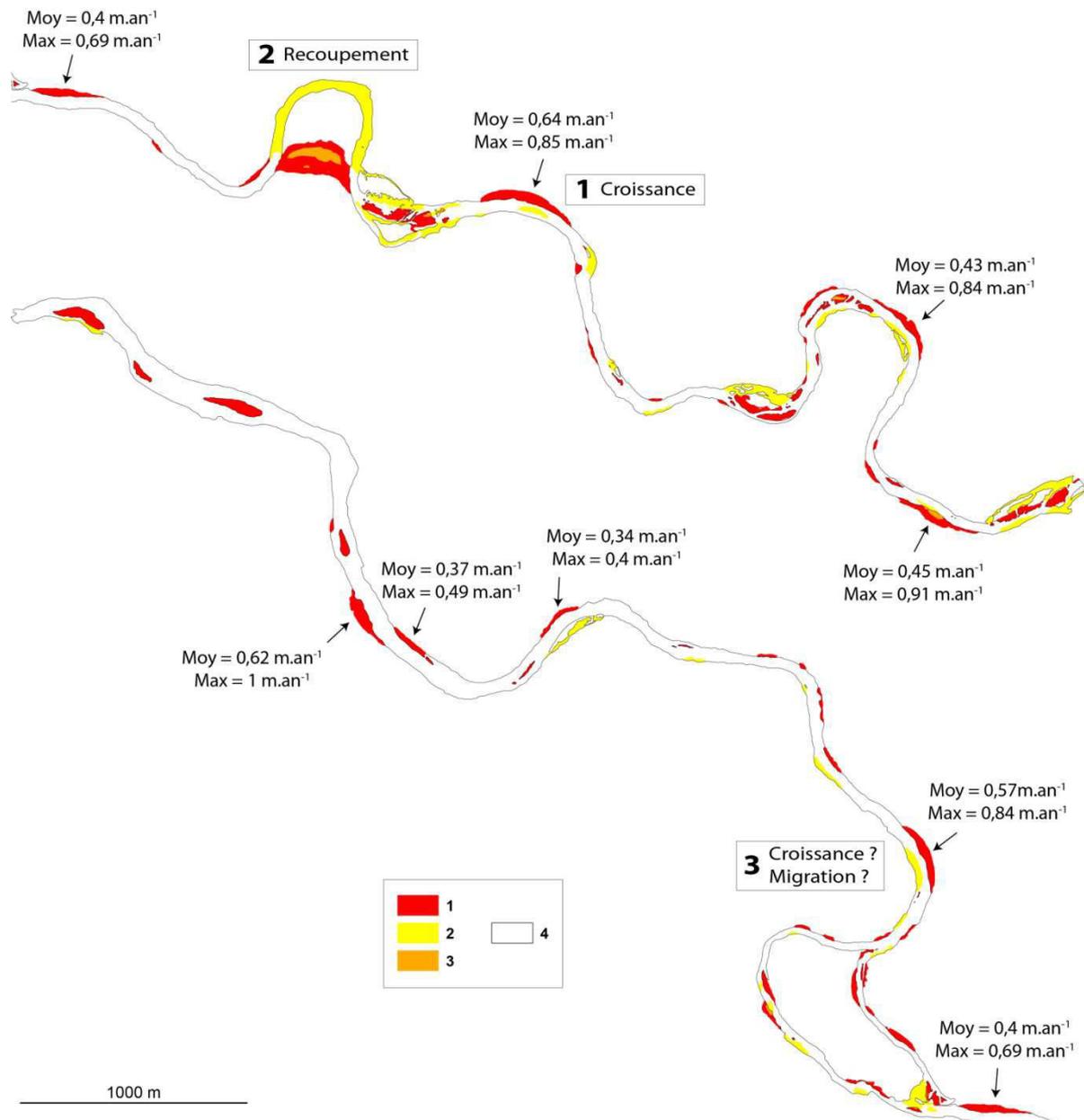
**Figure 5.10** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 1 entre 1950 et 2005.

A gauche la partie amont du secteur, à droite, la partie aval. 1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Bande active 1950.



**Figure 5.11** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 2 entre 1950 et 2005.

1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Bande active 1950.



**Figure 5.12** Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 3 entre 1950 et 2005.

En haut la partie amont du secteur, en bas la partie aval. 1 : Erosion. 2 : Végétalisation. 3 : Erosion et végétalisation. 4 : Bande active 1950.

## **SYNTHESE SUR L'ÉVOLUTION DIACHRONIQUE DES FORMES EN PLAN DES MEANDRES ENTRE 1830-1950 ET 1950-2005**

L'analyse diachronique de l'évolution du tracé des méandres à partir des cartes et photographies aériennes de 1830, 1950 et 2005 a permis de confirmer leur faible mobilité latérale.

Par ailleurs, les bilans érosion/végétalisation des deux périodes étudiées se différencient très nettement. Alors que le lit subit une forte rétraction entre 1830 et 1950 (environ 35 % sur le secteur 1, 45 % sur le secteur de 2 et 25 % sur le secteur 3), il s'élargit sensiblement entre 1950 et 2005 (environ 15 % sur le secteur 1, 30 % sur le secteur 2 et 10 % sur le secteur 3).

En dépit de cette relative fixité des tracés, on constate la manifestation de processus érosifs latéraux non négligeables. Le linéaire de berges touché par l'érosion est ainsi compris entre 13 et 19 % au cours de la première période, et entre 17 et 33 % au cours de la seconde. Les reculs de berges atteignent quant à eux de 0,31 à 0,42 m.an<sup>-1</sup>. Les modifications morphologiques les plus notables se sont produites entre 1830 et 1950.

Maintenant que les grandes tendances de l'évolution planimétrique des méandres ont été établies, il convient de s'attarder sur leurs modalités d'évolutions à une échelle temporelle plus fine. Ce travail a été réalisé pour la période 1950-2005 à partir de six campagnes de photographies aériennes séparées les unes des autres par une durée comprise entre 9 et 15 ans.

### **3. CARACTERISTIQUES SPATIO-TEMPORELLES DE L'ÉVOLUTION DES FORMES EN PLAN 1950-2005**

Cette partie est organisée en deux temps. Dans un premier, sont détaillés les rythmes d'évolution des méandres. Trois phases distinctes, communes aux trois secteurs, ont été identifiées. Dans un second, sont exposées les principales caractéristiques spatiales de ces évolutions. Sont mis en évidence la forte concentration de l'activité morphodynamique, le report d'une part importante de l'érosion latérale en rive convexe et enfin l'intensité relativement élevée de l'érosion latérale.

#### **3.1. LES RYTHMES D'ÉVOLUTION : SYNCHRONICITE ET « CRISE » EROSIVE**

##### **3.1.1. ÉVOLUTION GLOBALE**

Dans le détail, le patron temporel des évolutions surfaciques entre 1950 et 2005 présente une tendance commune aux trois secteurs (Tableau 5.9, Figure 5.13). Après une période de faible activité morphodynamique comprise entre 1950 et le début des années 1970, se produit une « mini-crise érosive », prenant fin entre le milieu des années 1980 le milieu des années 1990, et à laquelle succède une nouvelle phase d'accalmie. Ces différentes périodes surviennent de façon synchrone sur les trois secteurs. En dépit de ces trajectoires relativement similaires, quelques différences importantes entre secteurs se font jour. Ainsi, l'activité érosive apparaît beaucoup moins intense sur le secteur 3, la période de forte activité se prolonge davantage sur le secteur 2 et la phase de végétalisation succédant à la période de forte activité est beaucoup plus marquée sur le secteur 1.

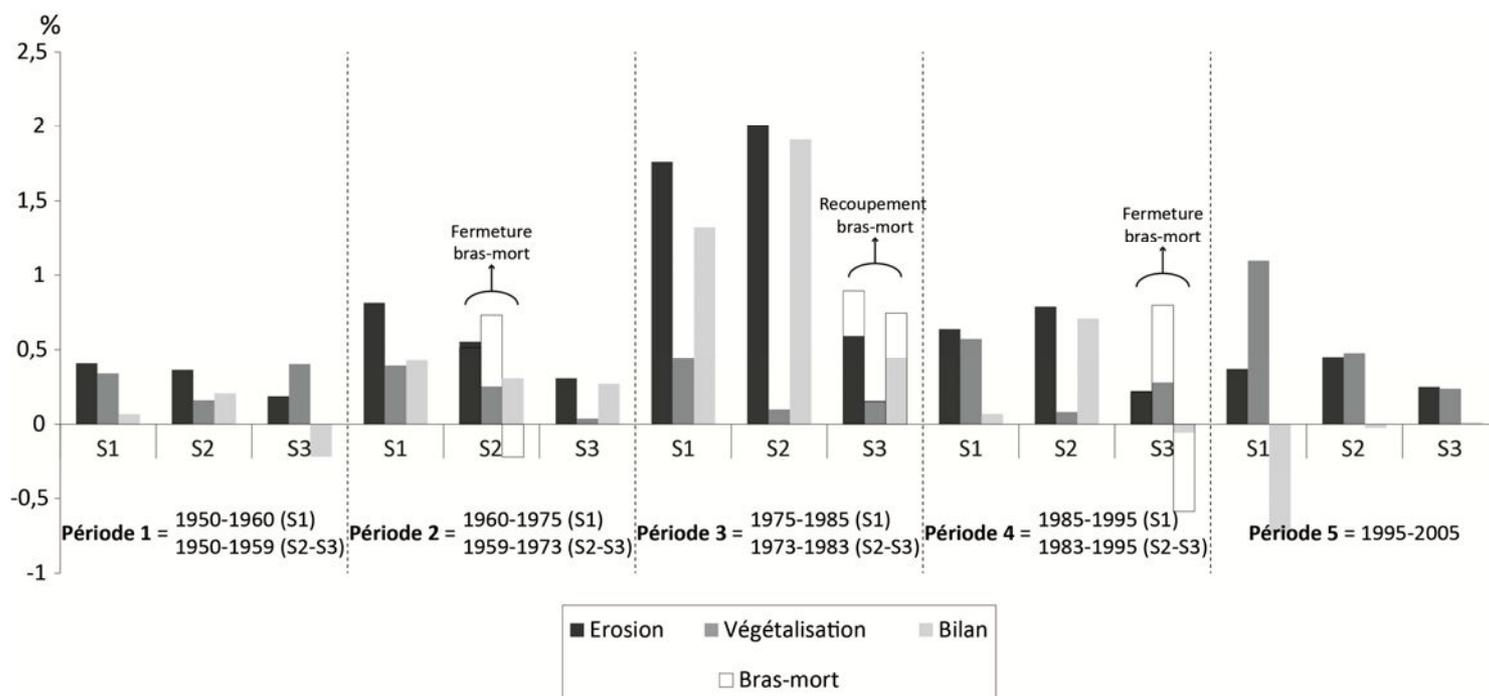
**Tableau 5.9** Superficies érodées et végétalisées annuellement pour chaque sous-période entre 1950 et 2005.

 Exprimées en m<sup>2</sup> et en % (entre parenthèses) de la superficie initiale de la bande active.

SECTEUR 1	1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
<b>Erosion</b>	1164 (0,4)	2378 (0,81)	5197 (1,76)	2277 (0,64)	1375 (0,37)
<b>Végétalisation</b>	972 (0,34)	1137 (0,39)	1288 (0,44)	2039 (0,57)	4117 (1,1)
<b>Bilan</b>	192 (0,07)	1241 (0,42)	3909 (1,32)	238 (0,07)	-2742 (-0,73)

SECTEUR 2	1950-1959	1959-1973	1959-1973 sans fermeture bras-mort			
			1973-1983	1983-1995	1995-2005	
<b>Erosion</b>	1172 (0,36)	1867 (0,51)	1867 (0,51)	6327 (2)	2959 (0,79)	1919 (0,45)
<b>Végétalisation</b>	511 (0,16)	2660 (0,73)	841 (0,23)	304 (0,1)	299 (0,08)	2029 (0,48)
<b>Bilan</b>	661 (0,2)	-793 (-0,22)	1026 (0,28)	6023 (1,9)	2660 (0,71)	-110 (-0,03)

SECTEUR 3	1950-1959	1959-1973	1973-1983	1973-1983 sans recoupement bras-mort		1983-1995 sans fermeture bras-mort		1995-2005
				1983-1995	1983-1995	1983-1995		
<b>Erosion</b>	1749 (0,18)	2826 (0,3)	8894 (0,89)	5700 (0,59)	2324 (0,21)	2324 (0,22)	2494 (0,25)	
<b>Végétalisation</b>	3796 (0,4)	334 (0,04)	1484 (0,15)	1484 (0,15)	8806 (0,8)	2923 (0,28)	2384 (0,24)	
<b>Bilan</b>	-2047 (-0,22)	2493 (0,27)	7410 (0,74)	4216 (0,44)	-6482 (-0,59)	-599 (-0,06)	110 (0,01)	


**Figure 5.13** Superficies annuelles érodées et végétalisées pour chaque sous-période exprimées en % de la superficie initiale de bande active.

Ainsi, l'augmentation de la largeur de la bande active survenue entre 1950 et 2005 ne s'est pas produite de façon continue. On assiste au cours de cette période à une alternance de légers élargissements et rétractions pouvant s'apparenter à un phénomène de respiration latérale du lit (Figure 5.14). Ces évolutions ne sont cependant significatives que pour les trois dernières sous-périodes sur le secteur 1 et pour les sous-périodes 1973-1983 et 1983-1995 sur le secteur 3 (Tableau 5.10). Elles le sont en revanche pour toutes les sous-périodes sur le secteur 2 (Tableau 5.10).

**Tableau 5.10** Evolution des largeurs de bande active entre deux dates successives.

Exprimée en m et en % de la largeur initiale de la bande active (significativité des différences à partir du test de Mann-Whitney).

		1950	1959(60)	1973(75)	1983(85)	1995
		-	-	-	-	-
		1959(60)	1973(75)	1983(85)	1995	2005
<b>SECTEUR 1</b>	<b>Evolution</b>	+0,5 m (+1,1 %)	-0,2 m (-0,22 %)	+5,93 m (+21,4 %)	+1,87 m (+5,4 %)	-4,1 m (-11,5 %)
	<b>n</b>	355-355	355-355	355-356	356-356	356-362
	<b>p-value (bilatérale)</b>	0,843	0,453	< 0,0001	0,011	< 0,0001
	<b>Significativité</b>	Non	Non	Oui	Oui	Oui
<b>SECTEUR 2</b>	<b>Evolution</b>	+5,2 m (+13,7 %)	-4,9 m (-11,4 %)	+7,2 m (+18,9 %)	+6,4 m (+14,2 %)	-2,1 m (-4 %)
	<b>n</b>	227-227	227-214	214-209	209-209	209-208
	<b>p-value (bilatérale)</b>	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,018
	<b>Significativité</b>	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui
<b>SECTEUR 3</b>	<b>Evolution</b>	-2,6 m (-4,1 %)	+4,2 m (+7 %)	+9,5 m (+14,8 %)	-4 m (-5,4 %)	-0,7 m (-1 %)
	<b>n</b>	248-252	252-246	246-231	231-233	233-233
	<b>p-value (bilatérale)</b>	0,058	0,118	< 0,0001	0,041	0,750
	<b>Significativité</b>	Non	Non	Oui	Oui	Non

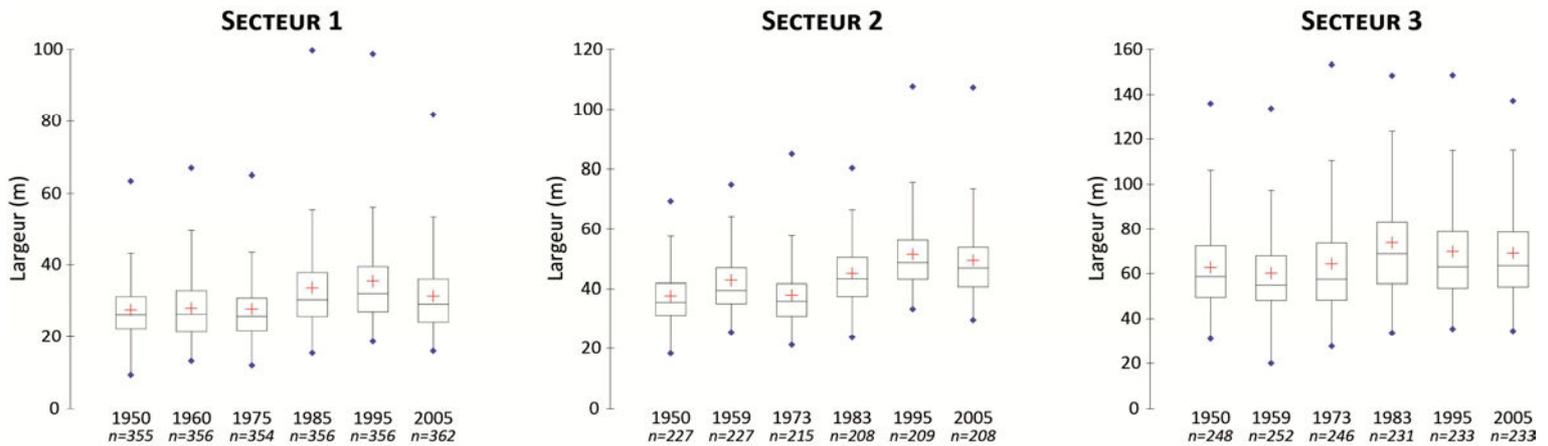


Figure 5.14 Distribution de la largeur de la bande active pour chacun des dates étudiées.

### 3.1.2. ANALYSE DÉTAILLÉE PAR SECTEUR

Sont présentées ci-dessous les caractéristiques de l'évolution temporelle de l'activité morphodynamique de chacun des secteurs.

#### 3.1.2.a. SECTEUR 1

Deux phases principales d'activité peuvent être distinguées entre 1950 et 2005 :

- De 1950 à 1985, les apports sédimentaires dans le chenal dominant amplement avec une végétalisation relativement stable et une nette croissance de la largeur du lit. Entre 1950 et 1960, le bilan est équilibré et l'érosion et la végétalisation sont très faibles. De 1960 à 1975, le bilan est excédentaire. L'érosion double. 1975-1985 est la période la plus excédentaire et l'érosion (taux annuel) est multipliée par 2,2 par rapport à 1960-1975.

- Entre 1985 et 2005, la tendance s'inverse. De 1985 à 1995, le bilan est équilibré. L'érosion diminue très fortement pour retrouver son niveau de 1960-1975. En revanche, la végétalisation augmente notablement. Elle est multipliée par 1,6 (taux annuel) par rapport à 1975-1985. Entre 1995 et 2005, le bilan devient nettement déficitaire. L'érosion continue à diminuer pour retrouver des valeurs voisines de la période 1950-1960. La végétalisation augmente fortement. Elle double par rapport à la période antérieure.

#### 3.1.2.b. SECTEUR 2

En faisant abstraction des surfaces végétalisées résultant de la fermeture du bras-mort entre 1959 et 1973, la végétalisation n'est jamais inférieure à l'érosion entre 1950 et 2005 et seule la sous-période 1995-2005 a atteint l'équilibre.

Trois périodes peuvent être individualisées :

- Entre 1950 et 1973, l'érosion l'emporte légèrement. Les surfaces érodées et végétalisées sont faibles et ne varient que très peu d'une période à l'autre.

- Entre 1973 et 1995, l'érosion excède très nettement la végétalisation. Les superficies végétalisées sont les plus faibles sur la période 1950-2005. L'érosion (taux annuel) est multipliée par 3,4 entre les périodes 1959-1973 et 1973-1983. Elle diminue ensuite nettement entre 1983 et 1995 pour atteindre une valeur 2,1 fois inférieure à celle de la période précédente. Il s'agit néanmoins de la deuxième période la plus forte en matière d'érosion pour la totalité de la durée d'étude.

- Entre 1995 et 2005, un quasi équilibre est atteint. L'érosion retrouve un niveau proche de celui de la période 1950-1973 tandis que la végétalisation augmente très fortement. La valeur de végétalisation est la plus élevée pour la période 1950-2005, compte-non tenu de la fermeture du bras-mort.

### 3.1.2.c. SECTEUR 3

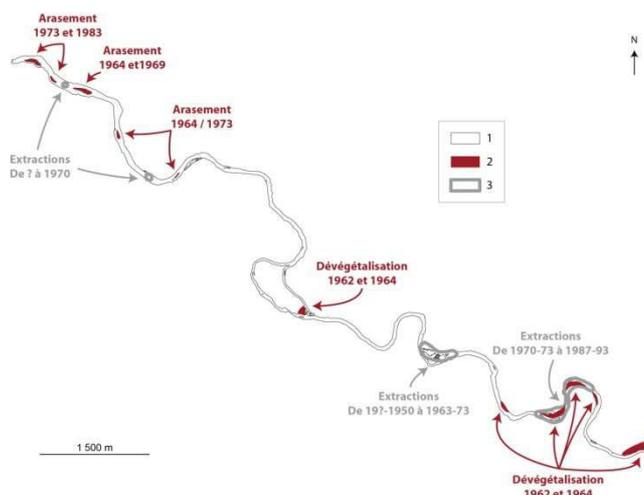
Ce secteur présente un biais méthodologique majeur concernant la quantification des superficies érodées et végétalisées. A la différence des deux autres secteurs, il a en effet été l'objet d'importants travaux de dévégétalisation et d'arasement d'îles, en particulier au cours de la période 1959-1973 (Figure 5.15). Il a de plus été le siège d'activités extractrices qui ont également conduit à la destruction d'îles et de francs-bords (Figure 5.15). Une proportion importante de l'érosion, et partant de la végétalisation, relève ainsi ici d'interventions anthropiques directes. La chronologie et la localisation de ces interventions sont exposées dans le détail sur la Figure 5.15. L'examen minutieux de l'intégralité des photographies aériennes sur la période d'étude ainsi que les renseignements apportés par Garnier (2000) ont permis de corriger une partie de ces biais. Ont été au final uniquement conservées les surfaces érodées et végétalisées dont l'existence relevait de l'expression de processus « naturels ».

Sont décrites ci-dessous les différentes phases de l'évolution surfacique après application des corrections. Trois périodes sont à distinguer :

- Entre 1950 et 1973, les superficies érodées et végétalisées sont très faibles. Les secondes sont légèrement excédentaires entre 1950 et 1959. La situation s'inverse lors de la période suivante avec une absence quasi-totale de végétalisation. L'érosion demeure stable.

- De 1973 à 1983, l'activité érosive reprend avec plus d'intensité. Elle est multipliée par 3,1 (taux annuel) (2 sans prendre en compte le recouplement de méandre) par rapport à la période antérieure. L'érosion l'emporte largement. On constate ainsi un déstockage sédimentaire élevé en provenance de la plaine alluvial. Un recouplement de boucle de méandre est observé. Les superficies végétalisées sont encore très faibles.

- De 1983 à 2005, l'activité érosive redevient peu intense et, si l'on ne tient pas compte de la fermeture du bras-mort entre 1983 et 1995, le bilan est à l'équilibre.



**Figure 5.15** Localisation des zones d'entretiens et d'extractions sur le secteur 3 entre 1950 et 2005. L'emprise des zones d'extraction est approximative.

1 : Bande active 1950. 2 : Arasements et dévégétalisations. 3 : Extractions.

Ont été ici exposées les caractéristiques de l'évolution temporelle des méandres entre 1950 et 2005. Reste désormais à explorer les spécificités spatiales de leur dynamique.

### 3.2. LES GRANDS TRAITES DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Dans cette partie, sont présentées les principales spécificités des modifications spatiales ayant affecté la bande active des trois secteurs entre 1950 et 2005.

#### 3.2.1. CONCENTRATION DE L'ACTIVITÉ MORPHODYNAMIQUE : L'APPORT DE L'AUTOCORRELATION SPATIALE

Comme cela a été précédemment évoqué (cf. Chapitre 5 A.2.2), on constate sur les secteurs 1 et 3 une alternance évidente entre tronçons sur lesquels se manifeste une activité érosive élevée et tronçons à l'activité érosive très faible ou inexistante. On note par ailleurs une forte superposition des zones de végétalisation et d'érosion. Ces deux caractéristiques indiquent une nette tendance à la concentration spatiale de l'activité morphologique du Cher. Sur le secteur 2, les tronçons échappant à l'érosion sont en revanche plus rares et moins étendus et la végétalisation s'avère très limitée. L'activité morphosédimentaire est donc beaucoup moins concentrée que sur les secteurs 1 et 3 et les tronçons totalement inactifs sont courts.

Si un simple examen visuel des surfaces érodées et végétalisées entre 1950 et 2005 permet donc d'individualiser de façon relativement évidente des tronçons au comportement morphodynamique bien différencié, leur délimitation précise, en particulier sur le secteur 2, demeure équivoque. Pour remédier à ce problème, et ainsi **rendre un peu plus « objectives » l'identification et la délimitation de ces zones de concentration, les données relatives à l'évolution planimétrique des formes fluviales entre 1950 et 2005 ont été traitées par autocorrélation spatiale.** Définie comme « la ressemblance des valeurs d'une variable en fonction de leur localisation géographique » (Aubry et Piégay, 2001), l'autocorrélation spatiale exprime le degré de dépendance spatiale des valeurs prises par une telle variable. Y recourir permet ainsi de **mettre en évidence certains types de structures spatiales relatives à des objets ou des processus géomorphologiques donnés** (par exemple Ferguson, 1975 ; Madej, 1999 ; Warrick et *al.*, 2009). Nous nous sommes ici directement inspirés des travaux de Flahaut (2001) portant sur l'identification de zones préférentielles d'accidents le long d'axes routiers. La méthode employée consiste dans un premier temps à segmenter chaque axe, (pour nous chaque secteur à méandres) en entités de longueur homogène au sein desquelles sont comptabilisés les accidents survenus (pour nous les superficies érodées ou végétalisées). Dans un second temps, les zones de concentration spatiale d'accidents sont détectées par autocorrélation spatiale. Les différentes étapes de cette démarche s'apparentent dans l'esprit à une procédure de désagrégation-agrégation (Alber et Piégay, 2011). Celle-ci consiste à fragmenter des objets en unités élémentaires, unités qui sont ensuite réassemblées en de nouvelles entités dont certaines des caractéristiques répondent aux objectifs initialement fixés et dont les limites sont généralement identifiées par l'intermédiaire de traitements statistiques (Alber et Piégay, 2011 ; Leviandier et *al.*, 2012 ; Clement et Piégay, 2003 ; Brenden et *al.*, 2008 ; Benda et *al.*, 2004 ; Aubry et Piégay, 2001).

### 3.2.1.a. DONNEES

La bande active de chacun des trois secteurs a été découpée pour chacune des dates étudiées en tronçons d'égale longueur. Ces longueurs avoisinent la largeur moyenne de la bande active, soit 30 m sur le secteur 1, 40 m sur le secteur 2 et 60 m sur le secteur 3. Les limites de découpage des tronçons sont identiques pour chacune des dates de sorte que la localisation de chaque tronçon est invariante d'une date à l'autre. Ont ensuite été calculés pour chaque tronçon et pour chaque sous période, un indice d'érosion, un indice de végétalisation et un indice d'activité totale (érosion + végétalisation). L'indice a été obtenu par le rapport [Superficies érodées (ou végétalisées ou totales) au sein d'un tronçon entre les dates  $t$  et  $t+1$ ] / [Superficie de ce tronçon à la date  $t$ ]. Comme nous nous intéressons à l'ensemble de la période 1950-2005, cet indice a été calculé pour l'intégralité de cette période en faisant le rapport de la somme des superficies érodées pour toutes les sous-périodes sur la somme des superficies des bandes actives. Les indices d'autocorrélation spatiale ont été calculés à partir de ces indices.

Les secteurs 2 et 3 ont posé une difficulté d'ordre méthodologique en raison de la présence d'une boucle de méandre recoupée. Le recoupement d'une boucle et sa fermeture subséquente constituent en effet une modification majeure du tracé des méandres. De tels changements sont incompatibles avec la méthode ici employée. De ce fait, les boucles recoupées, et par conséquent les érosions et végétalisations survenues sur ces portions de méandres, ont été exclues de l'analyse. De plus, sur le secteur 3, l'autocorrélation a été effectuée pour deux tracés différents en raison de la présence de l'île de Rozay. On dispose ainsi de résultats à partir d'un tracé passant par le bras droit de l'île de Rozay et de résultats à partir d'un tracé passant par le bras gauche de l'île de Rozay.

### 3.2.1.b. METHODE

#### ▪ *Autocorrélation spatiale*

L'Indice de Moran (Aubry et Piégay, 2001 ; Flahaut, 2001) est un indice d'autocorrélation qui correspond au rapport entre la variance des données (ici l'indice d'activité au niveau de chaque tronçon) et un terme de covariance pondérée entre les observations contiguës. Les poids  $w_{ij}$  choisis pour la pondération de la covariance (Équation 1) dépendent du nombre d'éléments considérés comme contigus et de la forme de décroissance des poids en fonction de la distance choisie utilisée. En effet, plus les tronçons sont éloignés, plus le poids utilisé dans l'indice de Moran doit être faible. Le nombre de voisins pris en compte et la fonction de décroissance considérée font varier cet indice. L'indice de Moran est indépendant de l'unité choisie puisqu'il caractérise des relations entre écarts à la moyenne.

L'Équation 2 définit un indice Local de Moran  $I_i$  pour chaque tronçon  $i$ . La fonction de décroissance que nous avons choisie pour la détermination des poids  $w_{ij}$  est l'inverse du carré de la « distance » entre 2 tronçons (Équation 3). La fonction de distance est la même pour tous les tronçons, mais le nombre de voisins utilisés varie selon les tronçons. Pour chaque tronçon, l'Indice Local de Moran optimal a été calculé en faisant varier le nombre de voisins utilisés. Les poids ont de plus été ajustés pour que la somme des poids utilisés dans chaque indice local soit égale à 1. La somme des indices locaux de Moran  $I_i$  obtenus est ainsi proportionnelle à l'indice de Moran global (Équation 4).

Pour chaque tronçon, on obtient un indice qui caractérise pour chaque type d'activité (érosion, végétalisation ou total) la contribution de ce tronçon à l'autocorrélation observée de tout le secteur. L'Indice Local de Moran est positif lorsque la valeur mesurée pour un tronçon est similaire à celle

mesurée dans ses voisins. Lorsque ces deux valeurs ne sont pas similaires, l'Indice Local de Moran est négatif. **Plus l'Indice est élevé plus l'autocorrélation est forte.**

$$I_{Moran} = \frac{n \sum_i \sum_j w_{ij} z_i z_j}{S_0 \sum_i z_i^2}$$

$$S_0 = \sum_i \sum_j w_{ij}$$

$$z_i = x_i - \bar{x}$$

$x_i$  = valeur de l'érosion dans le tronçon  $i$   
 $\bar{x}$  = moyenne des  $x_i$   
 $n$  = nombre de tronçons

Équation 1

$$I_i = z_j \sum_j w_{ij} z_i$$

Équation 2

$$w_{ij} = \frac{w'_{ij}}{\sum_j w'_{ij}} \text{ et } w'_{ij} = \frac{1}{(i-j)^2}$$

Équation 3

$$I_{Moran} = \frac{n \sum_i I_i}{S_0 \sum_i z_i^2}$$

Équation 4

▪ **Identification et délimitation des zones de concentration : combinaison de l'indice de Moran et de l'indice d'activité**

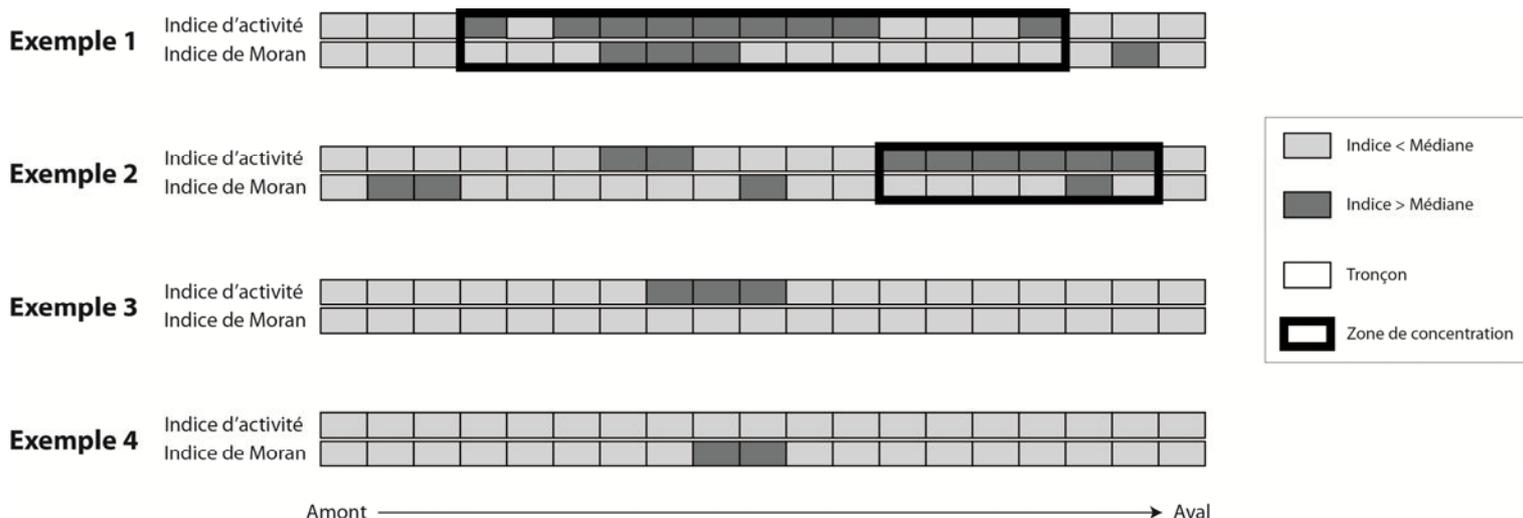
Une fois calculé l'Indice Local de Moran pour chaque tronçon (Annexe B1), les zones de concentration ont été identifiées et délimitées en combinant cet indice avec les indices d'activité correspondant (érosion, végétalisation ou total) (Figure 5.16). Ici, on cherche à délimiter des zones « homogènes » du point de vue du comportement morphodynamique. La démarche implique donc trois étapes distinctes.

Dans un premier temps, il a fallu trouver pour chaque tronçon le nombre optimal de tronçons voisins permettant d'obtenir la meilleure autocorrélation spatiale (étape précédemment présentée).

Ensuite, ont été uniquement retenus les tronçons disposant d'un Indice Local de Moran supérieur à la médiane de l'ensemble du secteur (médiane calculée pour tous les tronçons disposant d'un indice supérieur à 0). Les zones « homogènes » ainsi obtenues ne renseignent cependant en rien sur l'intensité de l'activité.

Pour finir, il a été nécessaire de distinguer parmi ces zones « homogènes » celles présentant une faible activité de celles présentant une forte activité. Pour cela ont été uniquement retenus dans ces zones « homogènes » les tronçons disposant d'un indice d'activité supérieur à la médiane de l'ensemble du secteur (médiane calculée pour tous les tronçons disposant d'un indice non nul).

Cette démarche a ainsi permis de repérer les cœurs des zones de concentration de l'activité. Les critères utilisés se sont néanmoins avérés trop stricts pour répondre pleinement aux besoins de notre problématique. En effet, du fait des valeurs d'indice d'activité assez faibles, certaines zones présentant *a priori* une cohérence d'un point de vue morphodynamique étaient séparées en deux cœurs de zones distincts. De plus, le calcul de l'Indice Local de Moran dépend directement du choix de la dimension des tronçons et de la position du premier tronçon. Pour ces deux raisons, il a été nécessaire de faire un « lissage » autour des cœurs de zones de concentration précédemment identifiés pour obtenir les zones de concentration définitives. A cette fin, un critère d'arrêt a été élaboré. Les zones de concentration ont alors été délimitées en agglomérant de proche en proche aux cœurs de zones certains des tronçons qui leurs étaient contigus. Pour cela, ces derniers devaient vérifier l'une des deux conditions suivantes : avoir une valeur d'indice d'activité supérieure à la médiane du secteur ou, dans le cas contraire, être à moins de trois tronçons de distance à la fois, du cœur de zone, et d'un tronçon présentant une valeur d'indice d'activité supérieure à la médiane du secteur.



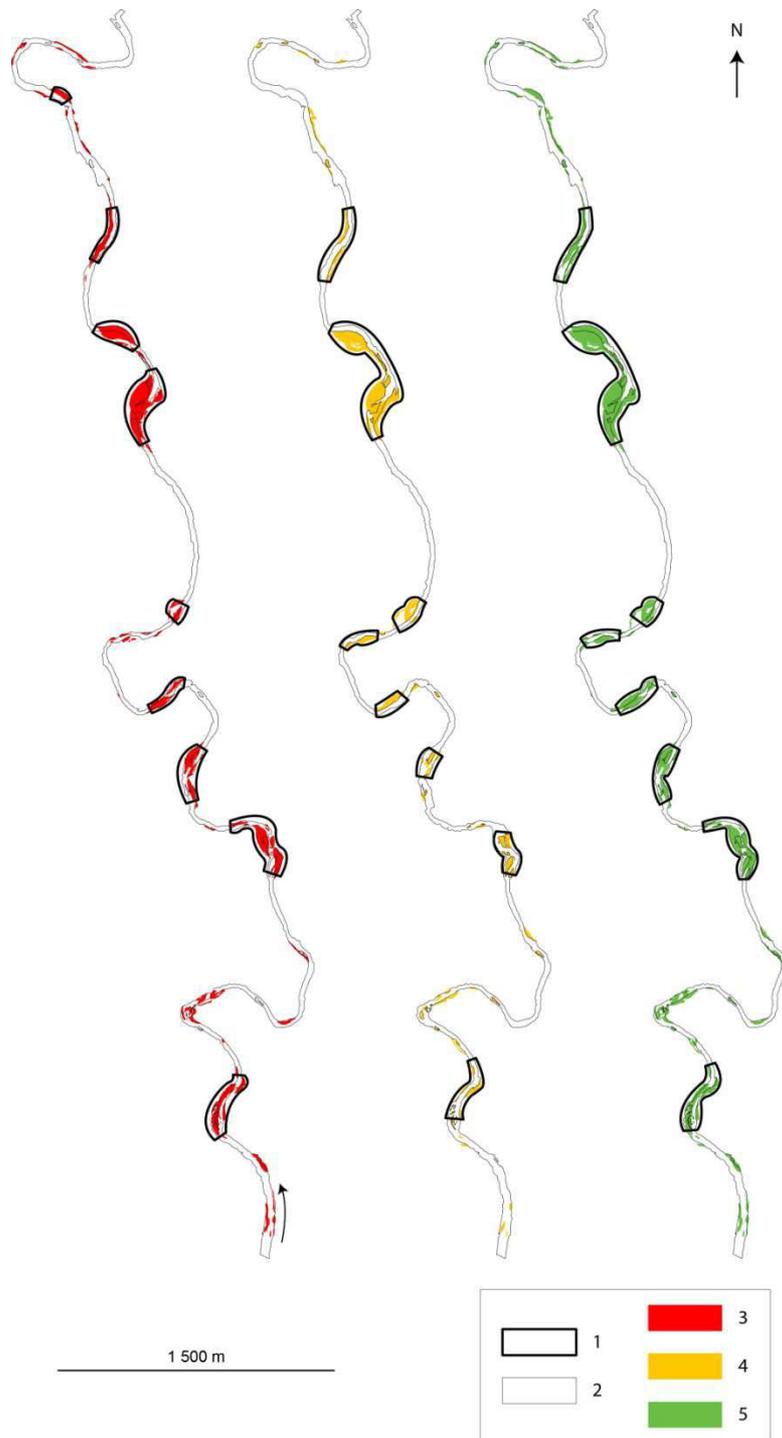
**Figure 5.16** Exemples illustrant la procédure utilisée pour délimiter les zones de concentration de l'activité.

### 3.2.1.c. RESULTATS

Sont indiquées sur les Figure 5.17 à Figure 5.19 (Annexe B2), les zones de concentration de l'érosion, de la végétalisation et de l'activité totale (érosion + végétalisation) sur chacun des trois secteurs étudiés.

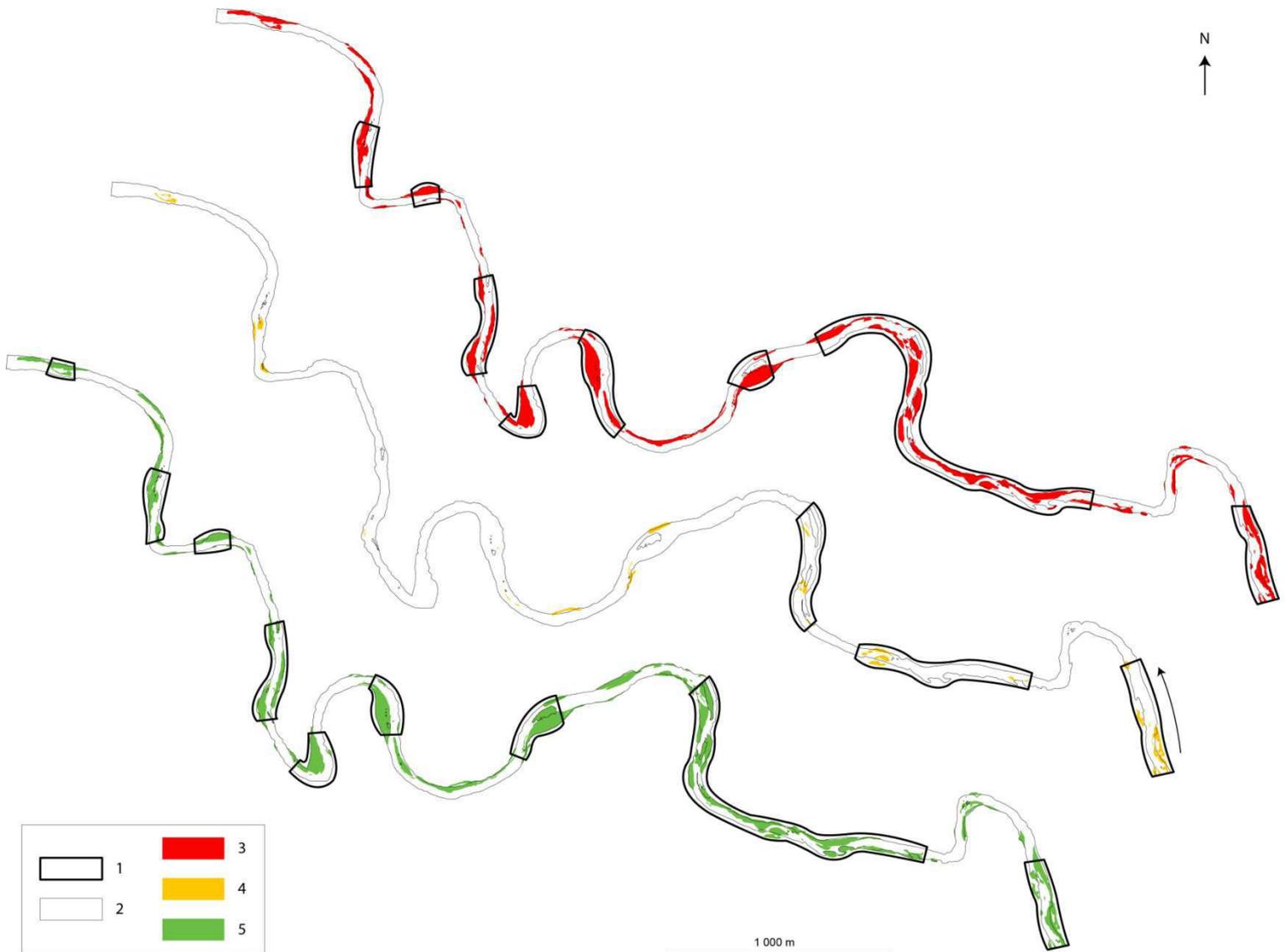
La correspondance avec le nombre et la localisation des zones identifiées visuellement est très satisfaisante. Seule une zone supplémentaire avait été identifiée par cette intermédiaire sur les secteurs 1 et 3. Par ailleurs, la méthode présente parfois le défaut mineur de ne pas intégrer les extrémités de certaines zones de concentrations.

Les zones de concentration ayant été délimitées, il nous est désormais possible de quantifier le degré de concentration de l'activité.



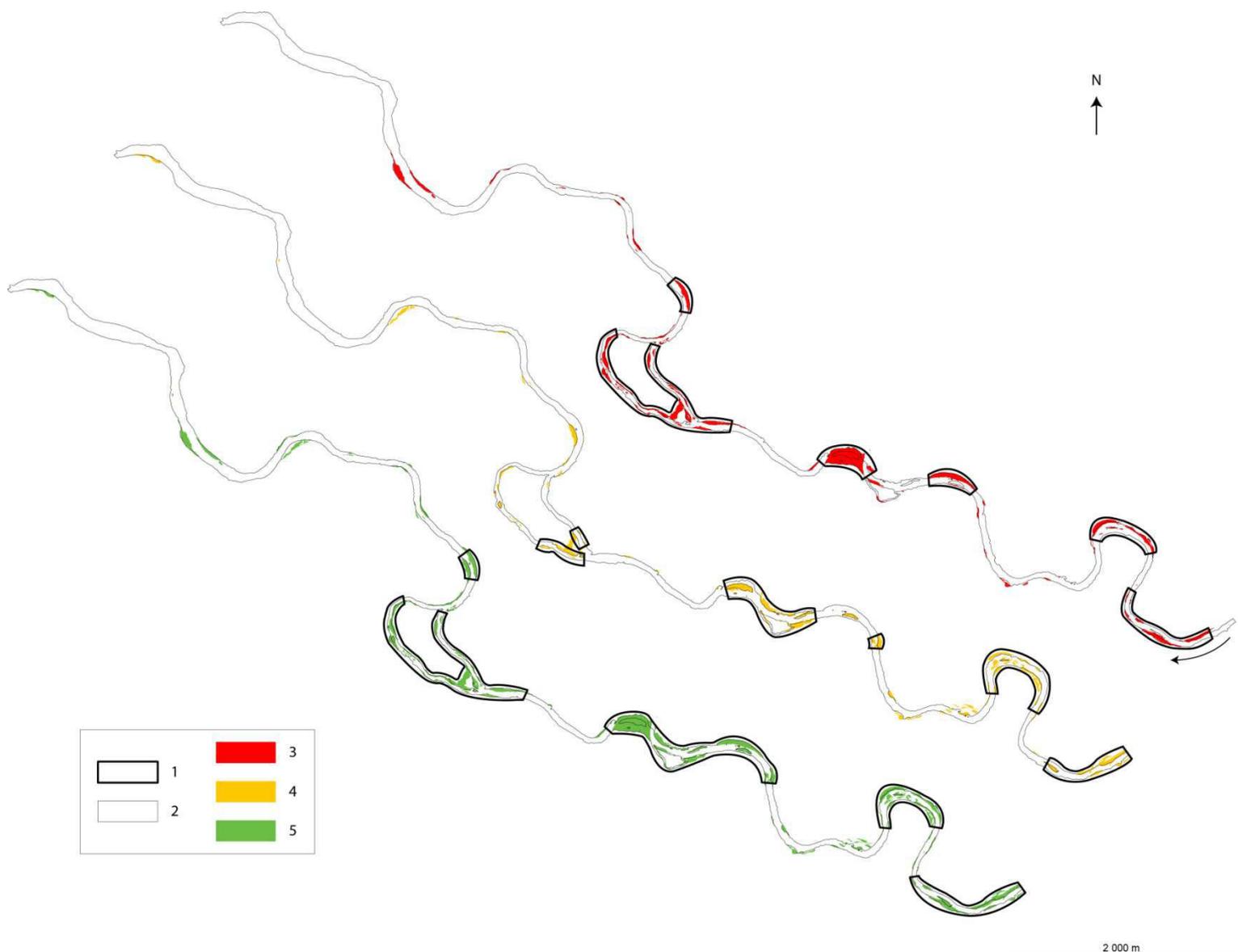
**Figure 5.17** Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 1 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale.

1 : Zones de concentration. 2 : Bande active 2005. 3 : Erosion. 4 : Végétalisation. 5 : Total (érosion et végétalisation).



**Figure 5.18** Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 2 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale.

1 : Zones de concentration. 2 : Bande active 2005. 3 : Erosion. 4 : Végétalisation. 5 : Total (érosion et végétalisation).



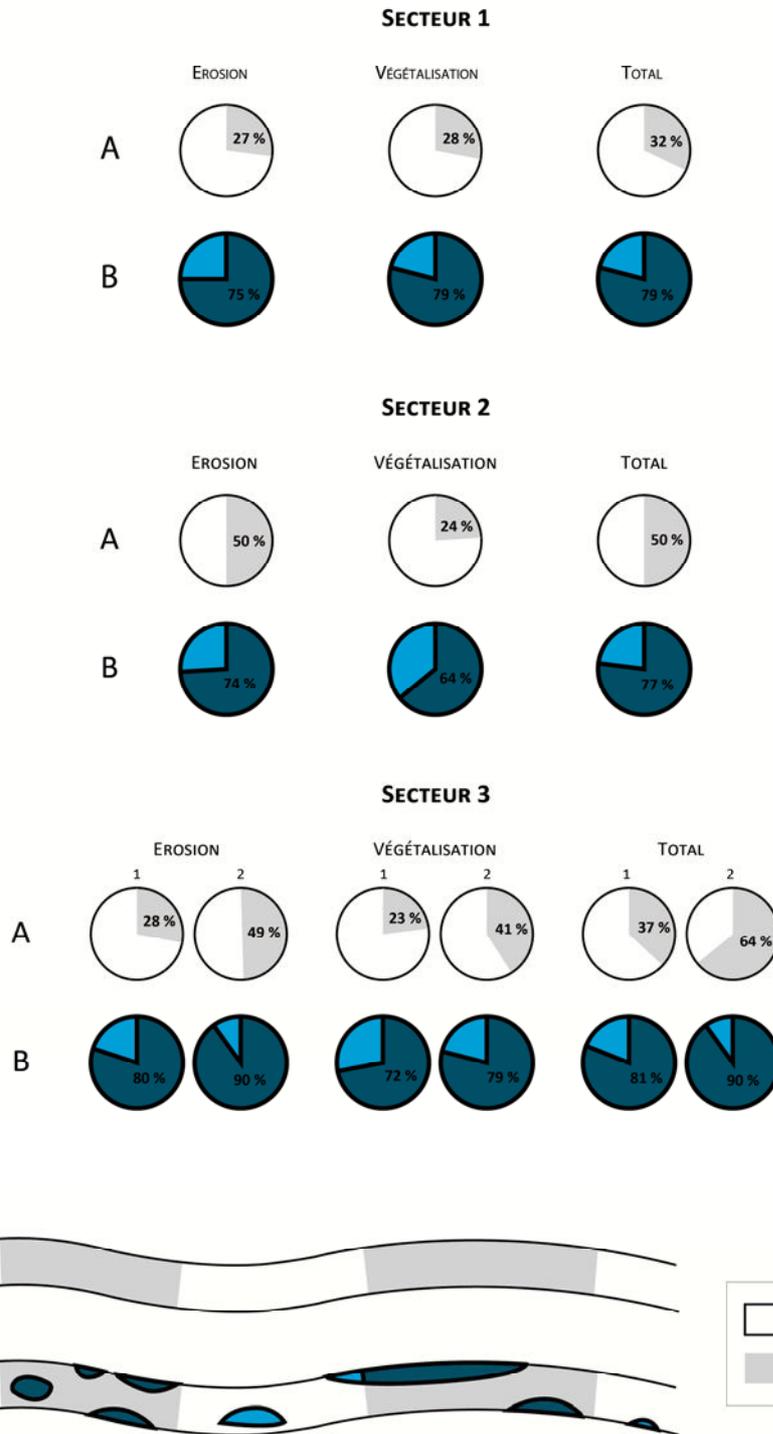
**Figure 5.19** Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 3 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale.

1 : Zones de concentration. 2 : Bande active 2005. 3 : Erosion. 4 : Végétalisation. 5 : Total (érosion et végétalisation).

▪ **Résultats 1 – Concentration spatiale de l'activité**

Quel que soit le secteur considéré, la concentration de l'activité est très élevée. Sur le secteur 1, 75 à 79 % de l'activité (érosion ou végétalisation ou total) sont localisés sur les zones de concentration alors que ces dernières occupent seulement de 27 à 32 % de la superficie de la bande active (Figure 5.20). Sur le secteur 2, 64 à 77 % de l'activité sont localisés sur les zones de concentration alors que ces dernières occupent seulement de 24 à 50 % de la superficie de la bande active (Figure 5.20). Enfin, sur le secteur 3, 72 à 81 % de l'activité sont localisés sur les zones de concentration alors que ces dernières occupent seulement de 23 à 33 % de la superficie de la bande active (Figure 5.20). Cependant, si l'on exclut de l'analyse la partie aval du secteur, considérée comme quasiment « fossilisée » en raison de l'influence du barrage du Boutet (cf. Chapitre 6 B.1.1),

la part de l'activité localisée sur les zones de concentration atteint alors de 79 à 90 %. Les secteurs de concentration occupent dans ce cas entre 49 et 64 % de la superficie de la bande active du secteur 3 (Figure 5.20).



**Figure 5.20** Superficie des zones de concentration et part de l'activité localisée au niveau de ces zones de concentration.

A : Superficie des zones de concentration pour les différents types d'activité (érosion, végétalisation, total) exprimée en % de la superficie de la bande active. B : Part de chaque type d'activité localisée au

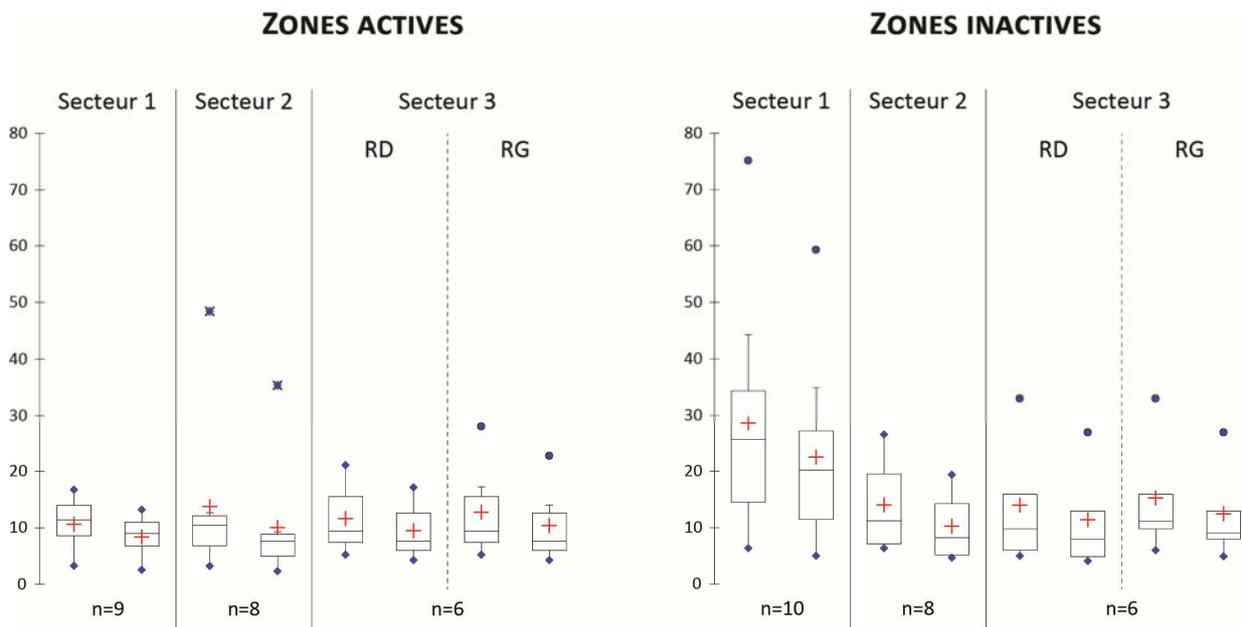
niveau des zones de concentration (%). 1 : intégralité du secteur 3. 2 : partie du secteur 3 non influencée par le barrage du Boutet.

Cette concentration de l'activité morphodynamique peut également être illustrée par la proportion des surfaces végétalisées entre 1950 et 2005 qui sont situées sur les zones de concentration de l'érosion. Sur le secteur 1, 72 % de ces surfaces végétalisées sont localisés au niveau des zones de concentration de l'érosion. Cette proportion atteint 81 % sur le secteur 2 et 54 % sur le secteur 3.

Dans la suite de l'analyse, sont présentées les caractéristiques des zones de concentration de l'activité érosive. Ces zones sont désignées sous le terme de zones actives.

▪ **Résultats 2 – Longueurs et largeurs des zones actives et inactives**

Sur le secteur 1, les zones de concentration de l'activité érosive sont beaucoup plus courtes que les zones d'inactivité (Figure 5.21, Tableau 5.11). Cette différence est significative (Mann-Whitney,  $p=0,02$ ). Sur le secteur 2, les longueurs des zones de concentration de l'activité érosive ne sont en revanche pas significativement différentes (Mann-Whitney,  $p=0,713$ ). On observe cependant une plus grande variabilité de la longueur des zones inactives. Enfin, sur le secteur 3, et si l'on fait abstraction du tronçon influencé par le barrage, les longueurs de zones actives et inactives sont également très proches (Mann-Whitney,  $p=0,927$  avec le bras droit de l'île de Rozay ;  $p=0,648$  avec le bras gauche de l'île de Rozay).



**Figure 5.21** Distribution des longueurs standardisées des zones actives et inactives sur les trois secteurs d'étude (secteur 3 sans le tronçon influencé par le barrage du Boutet).

**Tableau 5.11** Médiane et moyenne des longueurs standardisées des zones actives et inactives.

<b>ZONES ACTIVES</b>	<b>Secteur 1</b>	<b>Secteur 2</b>	<b>Secteur 3 RD sans barrage</b>	<b>Secteur 3 RG sans barrage</b>
<b>Médiane</b>	9-11,4	7,7-10,5	7,7-9,5	7,7-9,5
<b>Moyenne</b>	8,3-10,6	10-13,7	9,5-11,6	10,4-12,7
<b>Ecart-type (n)</b>	3,6-4,5	9,9-13,5	4,6-5,7	6,3-7,8

<b>ZONES INACTIVES</b>	<b>Secteur 1</b>	<b>Secteur 2</b>	<b>Secteur 3 RD sans barrage</b>	<b>Secteur 3 RG sans barrage</b>
<b>Médiane</b>	20,2-25,6	8,2-11,2	8-9,8	9,1-11,2
<b>Moyenne</b>	22,4-28,5	10,2-13,9	11,3-13,9	12,3-15,2
<b>Ecart-type (n)</b>	15,1-19,2	5,5-7,6	8,4-10,3	7,7-9,5

Cette concentration de l'érosion a eu pour conséquence un élargissement progressif des zones actives. A la date pour laquelle la largeur moyenne de chacun des secteurs est la plus faible (1950 pour les secteurs 1 et 2, 1959 pour le secteur 3), les zones actives et inactives présentent des largeurs similaires, voire légèrement supérieures pour les dernières (Tableau 5.12). A la date pour laquelle la largeur moyenne est la plus élevée (1995 pour les secteurs 1 et 2, 1983 pour le secteur 3), la situation s'est inversée (Tableau 5.12). Sur les secteurs 1 et 2, la largeur des zones actives est alors largement supérieure. La différence est cependant significative seulement pour le secteur 2 (test de Mann-Whitney). Il est à signaler que sur le secteur 3, les différences entre zones actives et inactives ont été calculées en excluant la dernière des zones actives, placée sous l'influence du barrage du Boutet, la zone active correspondant au recoupement de la boucle de méandre du Prieuré, puisque ce dernier ne s'est pas encore produit en 1959, et la zone active située au niveau des bras secondaires de l'île de Rozay.

**Tableau 5.12** Moyenne des largeurs moyennes (en m) de la bande active sur les zones actives et inactives (significativité des différences à partir d'un test de Mann-Whitney).

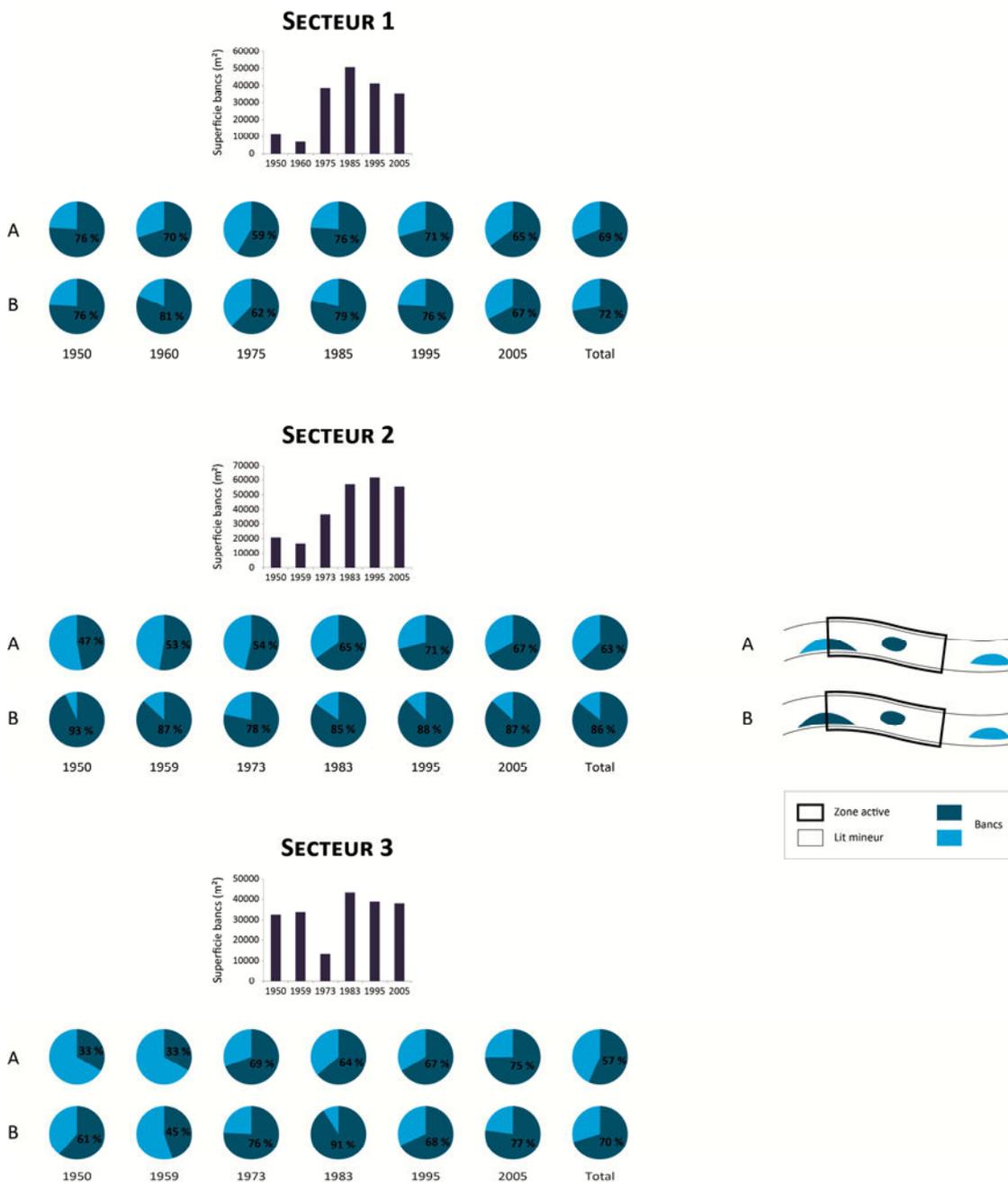
	<b>SECTEUR 1</b>		<b>SECTEUR 2</b>		<b>SECTEUR 3</b>			
	<b>Zones inactives</b>	<b>Zones actives</b>	<b>Zones inactives</b>	<b>Zones actives</b>	<b>Zones inactives</b>	<b>Zones actives</b>		
<b>Moyenne 1950</b>	28,1	25,5	<b>Moyenne 1950</b>	38,9	35,1	<b>Moyenne 1959</b>	55,7	54,2
<b>p-value</b>	0,31		<b>p-value</b>	0,16		<b>p-value</b>	1	
<b>Moyenne 1995</b>	32,8	40,2	<b>Moyenne 1995</b>	47,1	56,4	<b>Moyenne 1983</b>	63,9	66,8
<b>p-value</b>	0,13		<b>p-value</b>	0,03		<b>p-value</b>	0,18	
<b>n</b>	10	9	<b>n</b>	8	8	<b>n</b>	5	6

**A la date pour laquelle la largeur moyenne est la plus élevée, ce qui correspond *grosso modo* à la fin de la « mini crise érosive » survenue entre 1950 et 2005, on observe donc une très nette variabilité longitudinale de la largeur de la bande active.** Cette variabilité est généralement considérée comme un trait caractéristique des méandres sujets à une forte instabilité latérale (Brice, 1982, cité dans Lagasse et *al.*, 2004). Les différences de largeur s’y manifestent cependant à l’échelle des boucles de méandres, les élargissements étant localisés au niveau des apex et les rétrécissements au niveau des points d’inflexion. A l’inverse, les systèmes très peu mobiles présenteraient une largeur de lit plus constante. Ainsi, la moindre variabilité observée au début de l’étude pourrait constituer un indice d’une activité érosive relativement faible au cours des années antérieures à 1950.

▪ **Résultats 3 – Concentration de l’activité érosive et localisation des seuils et bancs**

De nombreux exemples dans la littérature font état d’une assez forte proximité spatiale entre zones d’érosion latérale d’une part, et bancs et seuils d’autre part (Hooke, 2003b, 2007b ; Hooke et Yorke, 2011 ; Church, 1983 ; Church et Jones, 1982). Cette proximité est également observée sur les méandres du Cher. Sur le secteur 1, 69 % de la superficie des bancs recensés à partir des photographies aériennes de 1950 à 2005 sont ainsi localisés à l’intérieur des zones de concentration de l’activité érosive (Figure 5.22, Figure 5.24). Si l’on retient l’intégralité de l’emprise de ces bancs (certains sont à cheval sur des zones actives et inactives) et non plus uniquement la partie incluse à l’intérieur des zones actives, on obtient alors une valeur de 72 % de la superficie totale des bancs (Figure 5.22, Figure 5.24). Ces proportions s’élèvent à 63 % et 86 % sur le secteur 2 et à 57 % et 70 % sur le secteur 3 (Figure 5.22, Figure 5.24). Concernant ces deux derniers secteurs, il est impératif de préciser que divers facteurs se manifestant à l’échelle du lit mineur ont contribué à perturber la distribution et la dynamique spatio-temporelle des bancs. Il s’agit des extractions et du pâturage des bovins sur le secteur 2 et des extractions et dévégétalisations sur le secteur 3.

Les seuils ont été recensés sur le terrain de façon exhaustive lors des étiages 2010 et 2011. **Sur le secteur 1**, 48,7 % (19 sur 39) d’entre eux sont situés sur des zones de concentration de l’activité érosive (Figure 5.23, Figure 5.24). Si le nombre de seuil est donc réparti quasi équitablement entre zones actives et inactives, leur densité est en revanche bien plus élevée sur les premières puisque celles-ci sont beaucoup plus courtes. On rencontre ainsi en valeur médiane **un seuil tous les 104 m sur les zones actives et un seuil tous les 388 m sur zones inactives**. La différence de densité entre les deux types de zones est significative (Mann-Whitney,  $p=0,005$ ). De plus, une seule des neuf zones actives est dépourvue de seuils alors que trois des dix zones inactives en sont privées. **Sur le secteur 2**, 80 % (12 sur 16) des seuils sont localisés sur des zones de concentration de l’érosion (Figure 5.23, Figure 5.24). On rencontre en valeur médiane **1 seuil tous les 220 m sur les zones actives et un seuil tous les 463 m sur les zones inactives**. Une seule des huit zones actives est dépourvue de seuil, tandis que cinq des huit zones inactives en sont privées. **Sur le secteur 3**, **90 % (9 sur 10) des seuils sont situés sur des zones de concentration de l’érosion** (Figure 5.23, Figure 5.24). On rencontre en valeur médiane un seuil tous les 469 m sur les zones actives. Une seule des sept zones actives est dépourvue de seuils.



**Figure 5.22** Pourcentage de la superficie des bancs localisés au niveau des zones de concentration de l'érosion.

A : Superficie des portions de bancs incluses dans les zones de concentration de l'érosion. B : Superficie des bancs empiétant dans les zones de concentration de l'érosion.

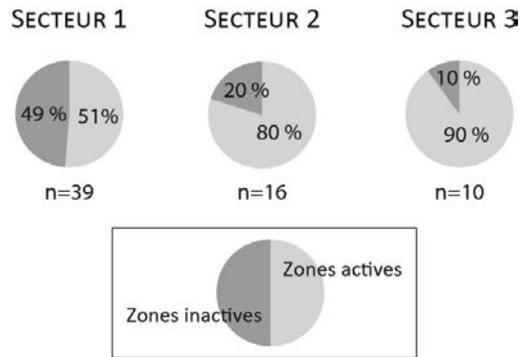


Figure 5.23 Pourcentage de seuils localisés sur les zones actives et inactives.

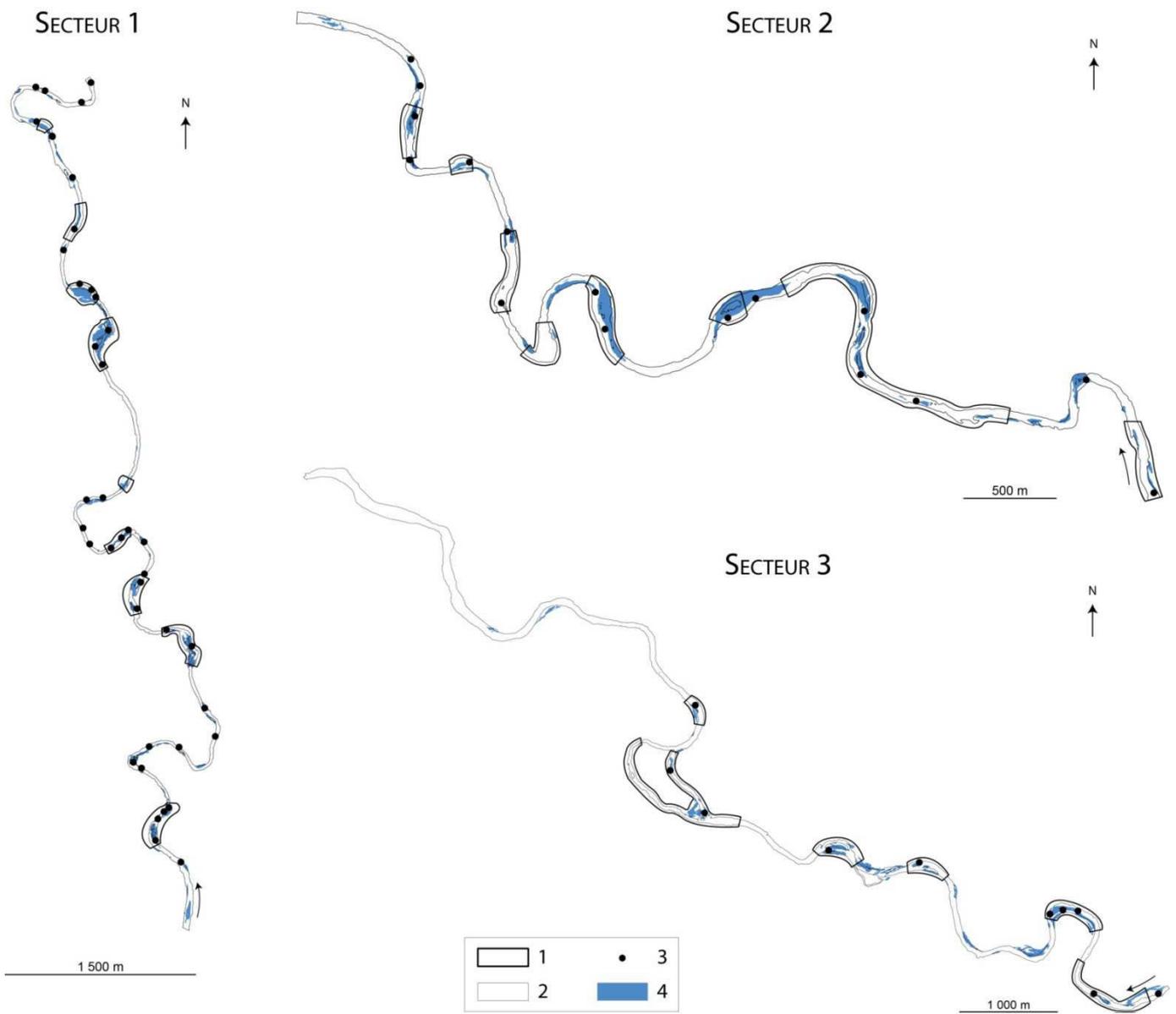
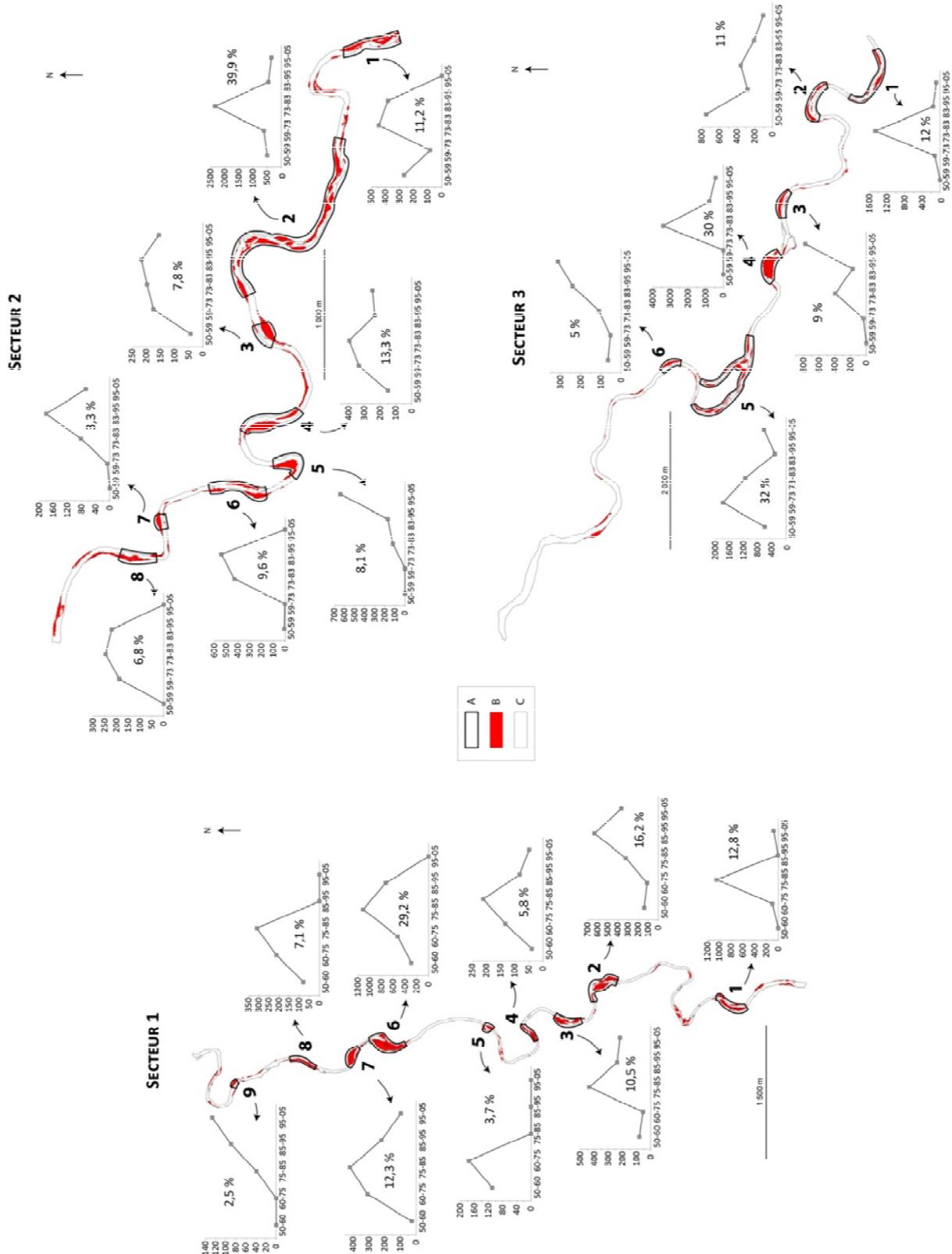


Figure 5.24 Localisation des bancs entre 1950 et 2005 et des seuils en 2010-2011.  
 1 : Zones de de concentration de l'activité érosive. 2 : Bande active 2005. 3 : Seuils. 4 : Bancs.

▪ Résultats 4 – Rythmes d'évolution



**Figure 5.25** Superficies érodées au niveau des zones de concentration de l'érosion pour chaque sous-période (en m<sup>2</sup>).

En %, la part de l'érosion de chacune des zones dans le total de l'érosion survenue au niveau des zones de concentration.

A : Zones de concentration de l'érosion. B : Erosion entre 1950 et 2005. C : Bande active 2005.

Sur chaque secteur, les rythmes d'évolution des différentes zones de concentrations sont très variables (Figure 5.25).

Sur le secteur 1, le pic d'activité se produit au cours de la période 1975-1985 pour la majorité des zones de concentration de l'érosion (six des neuf zones actives) (Figure 5.25). Les rythmes d'évolution ainsi que les durées d'activité varient en revanche notablement d'une zone à l'autre. Par ailleurs, seules quatre des neuf zones ont été actives au cours de toutes les sous-périodes. Trois n'ont subi aucune érosion au cours de la dernière sous-période.

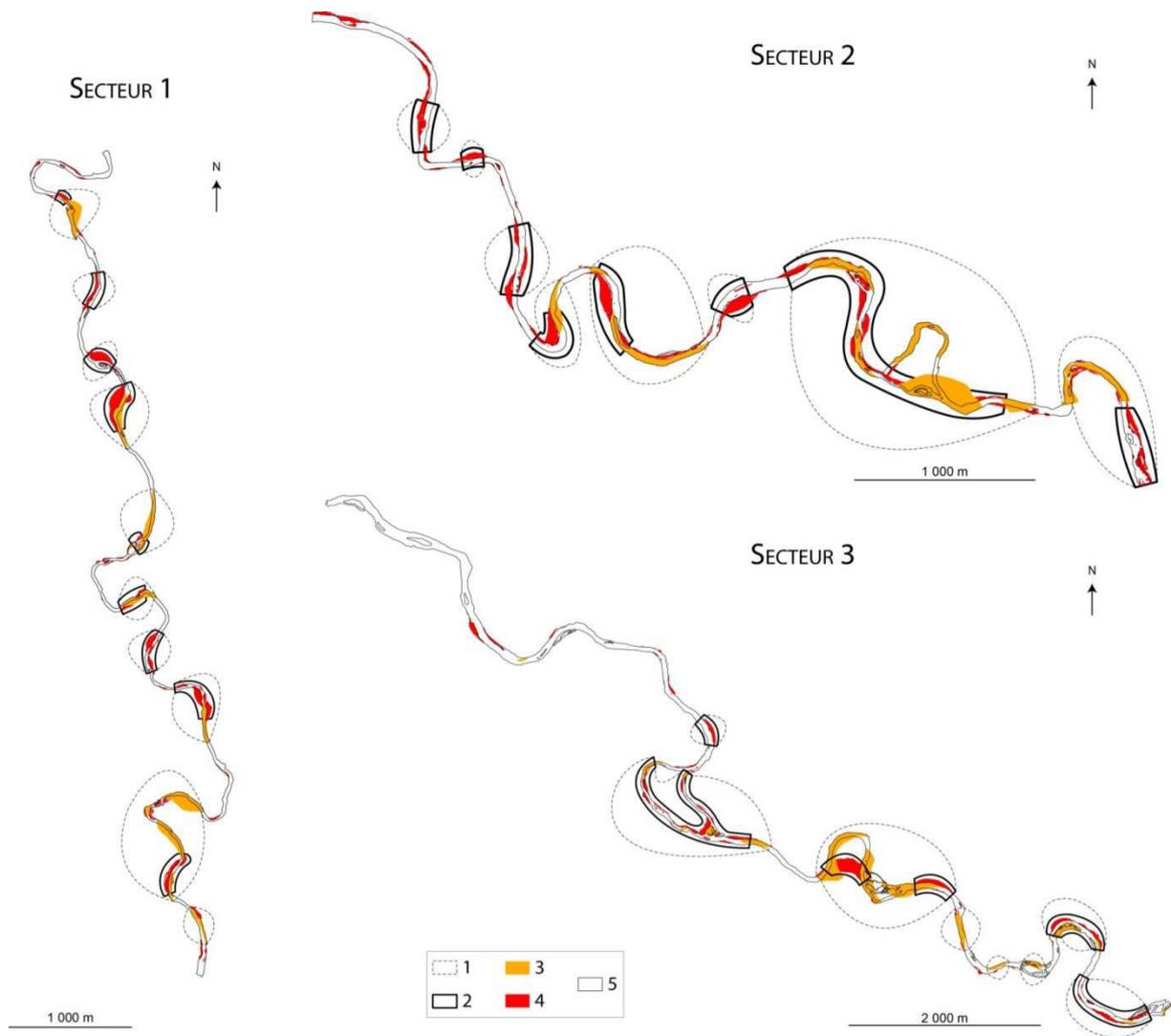
Sur les secteurs 2, le pic d'activité survient au cours de deux périodes : 1973-1983 (4 zones sur 8) et 1983-1995 (3 zones sur 8) (Figure 5.25). Rythmes d'évolution et durées d'activité varient également entre les différentes zones. De plus, seules cinq d'entre elles (sur un total de huit) ont été actives au cours de toute la période d'étude. Trois n'ont subi aucune érosion au cours de la dernière sous-période.

Sur le secteur 3, les patrons d'évolution diffèrent tous nettement les uns des autres (Figure 5.25). Toutes les zones étaient encore actives au cours de la dernière sous-période.

Par ailleurs, se dégage sur chacun des secteurs une zone de concentration prédominante (deux sur le secteur 3). Y est localisé un minimum de 29 % de l'érosion totale survenue au niveau des zones de concentration (zone 6 sur le secteur 1, zone 2 sur le secteur 2, zones 4 et 5 sur le secteur 3) (Figure 5.25). Pour toutes les autres zones, la proportion ne dépasse jamais 16 % (Figure 5.25).

▪ **Résultats 5 – Concentration de l'activité érosive entre 1830 et 2005**

Entre 1830 et 2005, la concentration de l'activité érosive est bien moins nette que lors de la période 1950-2005 puisqu'on observe un décalage spatial entre l'emprise des surfaces érodées lors de la période 1830-1950 et celle des zones de concentration de l'activité érosive pour la période 1950-2005 (Figure 5.26). Ce décalage n'est cependant pas total. Il n'est en effet pas rare que surfaces érodées entre 1830 et 1950 et zones de concentration pour 1950-2005 se superposent en partie. Ainsi, sur le secteur 1, 46,5 % de la longueur totale des zones de concentration 1950-2005 (longueur de la ligne centrale de 1950) sont communes avec la longueur des zones érodées 1830-1950 (longueur de la ligne centrale de 1950). A l'inverse, 32,5 % de la longueur des surfaces érodées 1830-1950 sont communes avec la longueur des zones de concentration 1950-2005. Ces proportions atteignent respectivement 37 % et 47,5 % sur le secteur 2 et 40 % et 49,5 % sur le secteur 3.



**Figure 5.26** Concentration de l'activité érosive entre 1830 et 2005.

1 : Concentration de l'activité érosive entre 1830 et 2005. L'emprise de ces zones a été déterminée en combinant l'emprise des surfaces érodées entre 1830 et 2005 et celle des zones actives de la période 1950-2005. 2 : Concentration de l'activité érosive entre 1950 et 2005. 3 : Erosion entre 1830 et 1950. 4 : Erosion entre 1950 et 2005. 5 : Bande active 1950.

## **SYNTHESE SUR LA CONCENTRATION DE L'ACTIVITE MORPHODYNAMIQUE ENTRE 1950 ET 2005**

Quel que soit le type d'activité considéré (érosion ou végétalisation), la concentration est très élevée. De plus, les zones de concentration de l'érosion et de la végétalisation se superposent assez nettement. De ce fait, on observe une très nette alternance de tronçons stables et de tronçons instables.

Les zones de concentration de l'érosion, qualifiées de zones actives, correspondent aux zones sur lesquelles sont situées la majorité des seuils et des bancs recensés sur chacun des secteurs.

Le patron d'évolution temporelle de ces zones actives diffère fortement d'une zone à l'autre.

D'un point de vue méthodologique, le recours à l'autocorrélation spatiale a permis d'« objectiver » la délimitation des zones de concentration. Sur les secteurs 1 et 3, où la fragmentation de l'activité est évidente, l'emprise et le nombre de zones obtenues par autocorrélation sont similaires à ce qui a pu être déterminé par simple identification visuelle. Sur le secteur 2, la méthode a constitué une aide précieuse à la spatialisation.

Dans les deux derniers sous-chapitres relatifs à la description des grands traits de l'évolution morphologique entre 1950 et 2005, est abordée la question de la répartition et de la quantification de l'activité érosive latérale.

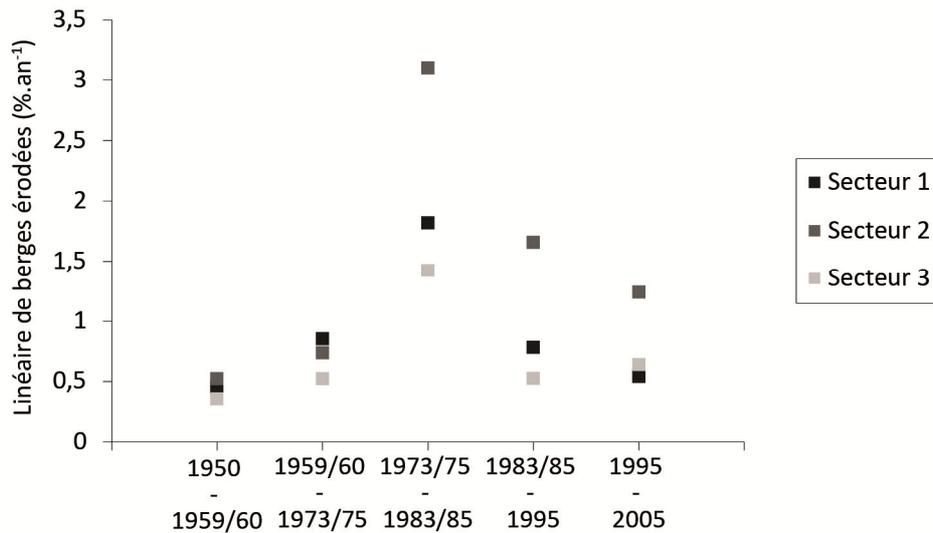
### **3.2.2. UNE ACTIVITE EROSIVE LATERALE RELATIVEMENT INTENSE**

#### **3.2.2.a. LE LINEAIRE ERODE**

Comme évoqué précédemment, le linéaire total érodé pour chaque sous-période d'étude est limité et discontinu, avec des boucles de méandres très rarement touchées par l'érosion sur l'intégralité de leur longueur.

Entre 1950 et 1973(75), la proportion du linéaire de rivière touché par l'érosion latérale est identique sur les 3 secteurs (Figure 5.27). **A compter de la période 1973(75)-1983(85), on observe une très nette disparité d'un secteur à l'autre, avec en particulier une proportion toujours au moins deux fois plus forte sur le secteur 2 par rapports aux secteurs 1 et 3** (Figure 5.27).

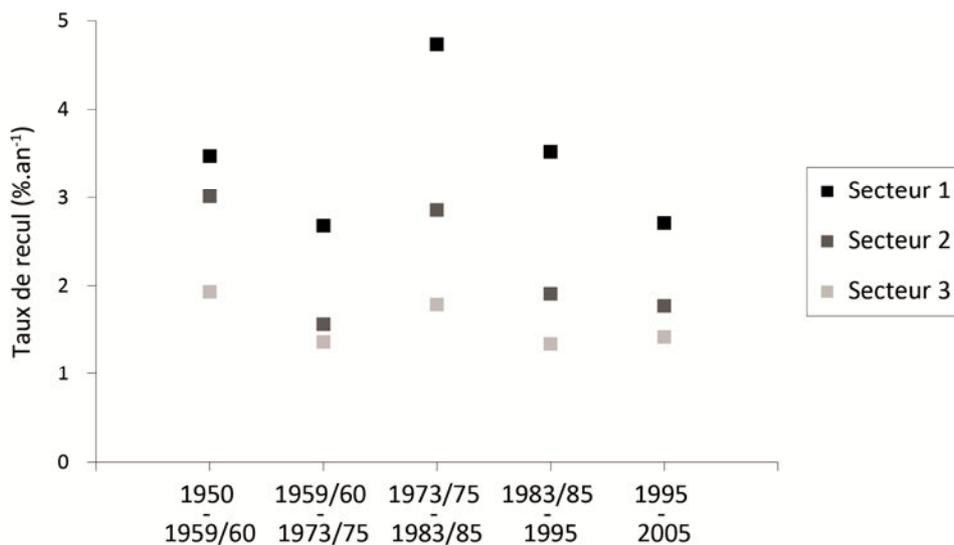
D'un point de vue temporel, les proportions de linéaire de berges touché par l'érosion latérale suivent une évolution identique (Figure 5.27). On retrouve ici les grands traits de l'évolution surfacique précédemment décrits, avec un pic d'activité entre 1973(75) et 1983(85).



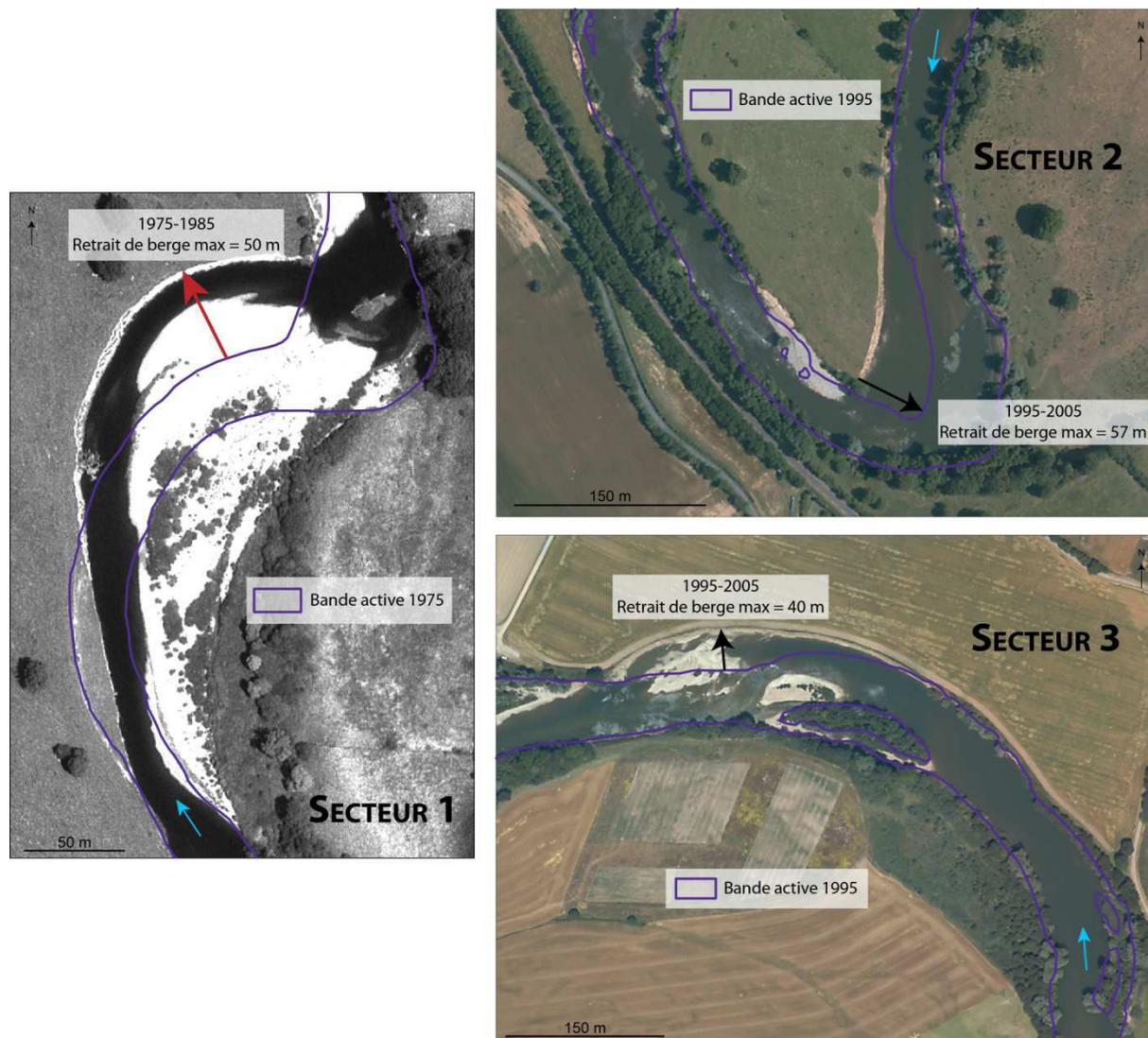
**Figure 5.27** Linéaire de berges érodées (exprimé en % annuel de la longueur totale des berges) pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005.

### 3.2.2.b. LES TAUX DE RETRAIT

Sur le linéaire touché et pour chaque sous-période, les taux de recul moyens sur les trois secteurs d'étude, compris entre 0,7 et 1,3 m.an<sup>-1</sup> (Tableau 5.13), sont relativement proches. Rapportés à la largeur de la bande active, ils diminuent vers l'aval (Figure 5.28). Les taux d'érosion peuvent être élevés localement avec des valeurs moyennes par zone érodée dépassant plus de 3 m.an<sup>-1</sup> pour le secteur 1, plus de 1,7 m.an<sup>-1</sup> pour le secteur 2 et plus de 2,3 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 3. Les valeurs maximales sont de l'ordre de 5 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 1, 5,7 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 2 et 4 m.an<sup>-1</sup> sur le secteur 3 (Figure 5.29).



**Figure 5.28** Taux de recul annuel normalisés (exprimés en % de la largeur initiale de la bande active) pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005.



**Figure 5.29** Recul de berges maximal observé sur les trois secteurs entre 1950 et 2005. (Source photographies aériennes : IGN).

**Tableau 5.13** Taux de recul des berges et % du linéaire de berges érodées pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005.

SECTEUR 1	1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
Recul / an (m)	0,95	0,75	1,31	1,18	0,96
Recul / an en % largeur bande active	3,47	2,68	4,73	3,52	2,71
Longueur érosion (m)	974	2784	3956	1694	1176
% éro / longueur berges	4,5	12,8	18,2	7,8	5,4
% éro / longueur berges / an	0,45	0,85	1,82	0,78	0,54
Nbr de boucles touchées	11 sur 19	15 sur 19	19 sur 19	12 sur 21	10 sur 21

SECTEUR 2	1950-1959	1959-1973	1973-1983	1983-1995	1995-2005
Recul / an (m)	1,13	0,67	1,08	0,86	0,91
Recul / an en % largeur bande active	3,01	1,56	2,86	1,91	1,77
Longueur érosion (m)	888	1953	5269	3355	2103
% éro / longueur berges	4,7	10,3	31	19,9	12,4
% éro / longueur berges / an	0,52	0,74	3,1	1,66	1,24
Nbr de boucles touchées	9 sur 17	13 sur 17	16 sur 16	15 sur 16	10 sur 16
SECTEUR 3	1950-1959	1959-1973	1973-1983	1983-1995	1995-2005
Recul / an (m)	1,21	0,82	1,15	0,99	0,99
Recul / an en % largeur bande active	1,93	1,36	1,79	1,34	1,42
Longueur érosion (m)	1054	2426	4697	2095	2043
% éro / longueur berges	3,2	7,3	14,2	6,3	6,4
% éro / longueur berges / an	0,35	0,52	1,42	0,52	0,64
Nbr de boucles touchées	8 sur 24	12 sur 24	14 sur 24	16 sur 24	13 sur 24

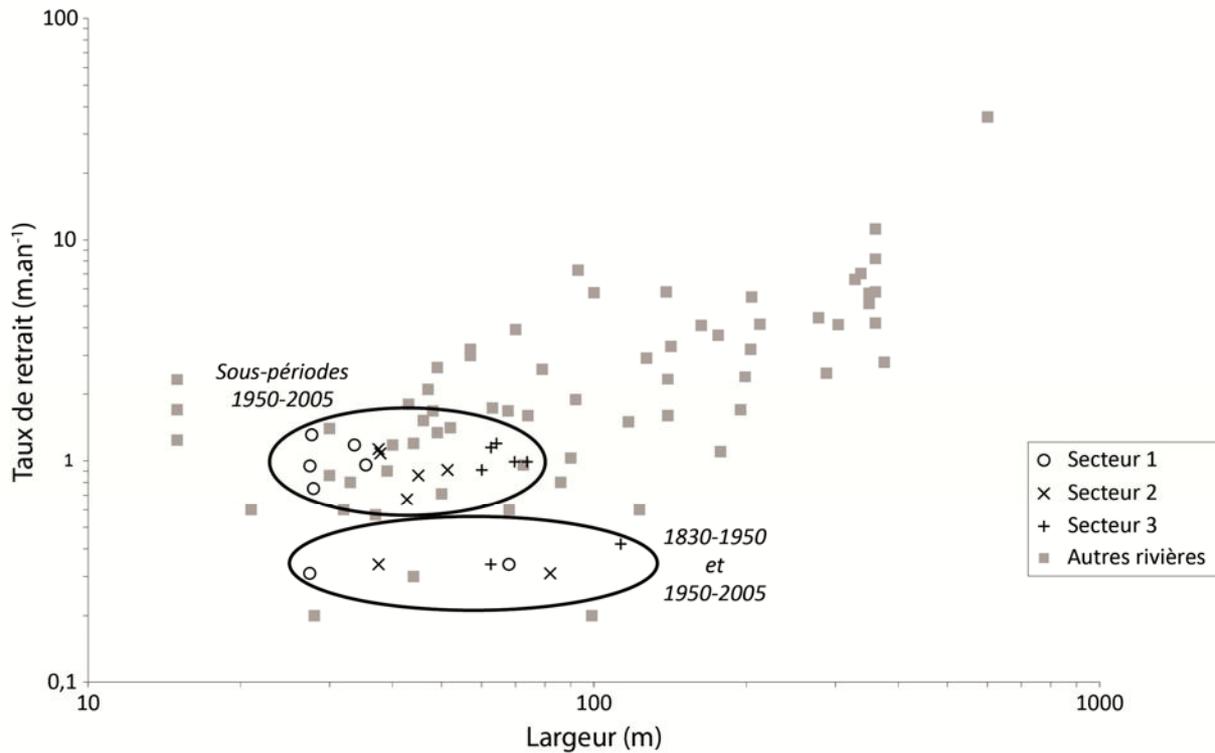
### 3.2.2.c. TAUX DE RETRAIT : MISE EN PERSPECTIVE

Ces taux moyens, lorsqu'ils sont comparés à ceux enregistrés sur des systèmes plus instables, apparaissent comme peu modérés.

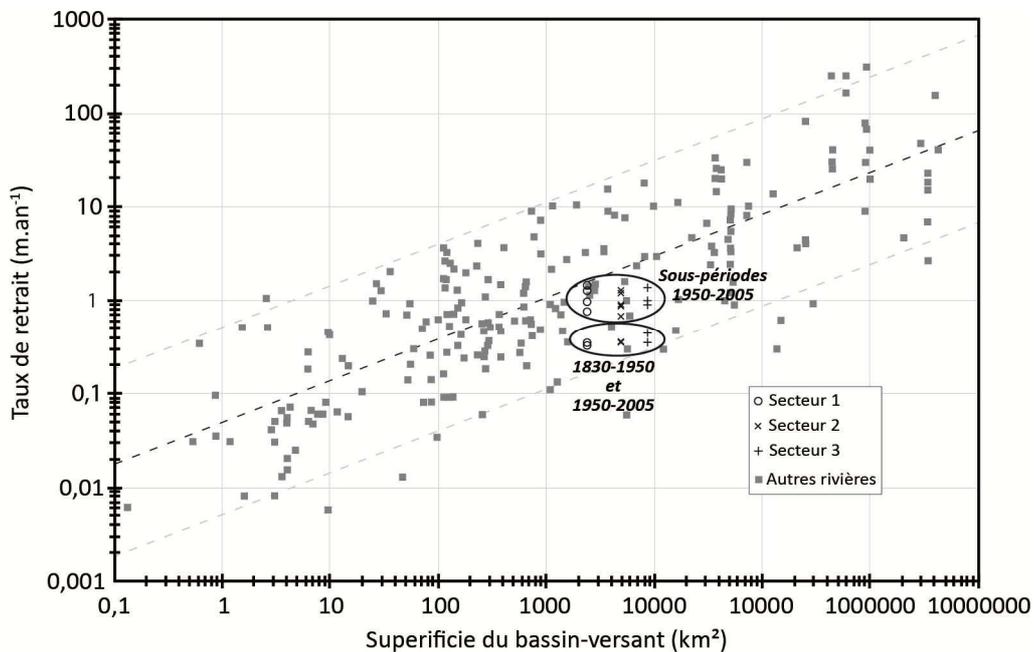
Sont reportés sur la Figure 5.30, les taux de recul de 44 rivières à méandres mobiles, certaines comptant parmi les plus dynamiques au monde, ainsi que les taux de recul mesurés sur le Cher pour chacune des périodes couvertes. Les taux ici répertoriés ont tous été obtenus à partir de cartes anciennes et/ou photographies aériennes et selon des méthodologies et des pas de temps similaires à ceux de notre étude. Les taux moyens annuels les plus élevés dépassent les 5 % de la largeur du lit. C'est le cas de la Dane (15,5 % entre 1996 et 2001) (Hooke et Yorke, 2010), du Beni (5-6 % 1967-2002) (Gautier et *al.*, 2007), de la Luangwa (5,8 % entre 1982 et 1987) (Gilvear et *al.*, 2000) ou encore de certaines rivières canadiennes (respectivement 5,4 %, 5,6 %, 7,8 % pour la Muskwa, la Waterton et la Oldman sur des durées comprises entre 21 et 33 ans (Nanson et Hickin, 1986)). Entre 1950 et 2005, la valeur moyenne maximale annuelle calculée sur le Cher au cours des différentes sous-périodes est de 4,7 % (secteur 1, période 1975-1985). La valeur minimale est de 1,3 % (secteur 3, période 1983-1995).

Par ailleurs, on remarquera ici que les taux moyens pour la période 1950-2005 sont très nettement inférieurs à ceux des sous-périodes (entre 2,8 et 4,2 fois plus faibles). Le rallongement des durées d'étude tend donc à diminuer les valeurs de recul de berges. Ceci invite à la plus grande des prudenances lorsque sont comparés des taux calculés pour des périodes de durées très différentes.

Plutôt que d'être rapportés à la largeur du lit, les taux de retrait peuvent également être exprimés en fonction de la superficie des bassins-versants (Hooke, 1980 ; Lawler et *al.*, 1997). Un rapport de proportionnalité s'exprimant sous la forme d'une loi puissance est généralement admis. Sur la Figure 5.31, les reculs calculés sur le Cher sont ainsi comparés à 221 valeurs compilés par Van de Wiel (2003, cité dans Kummu et *al.*, 2008) pour de très nombreuses rivières. Replacés dans ce contexte, les taux de retrait du Cher peuvent là aussi difficilement être considérés comme faibles. Cette comparaison doit néanmoins être envisagée avec certaines précautions, car on ignore tout des durées d'étude et des méthodes employées pour déterminer les taux de retrait affichés sur les autres cours d'eau.



**Figure 5.30** Taux de retrait annuels sur le Cher et sur des rivières à méandres mobiles exprimés en fonction de la largeur initiale du lit ou de la bande active.



**Figure 5.31** Taux de retrait annuels sur le Cher et sur des rivières à méandres mobiles exprimés en fonction de la superficie du bassin-versant (Adapté de Van de Wiel, 2003, modifié par Kummru et al., 2008).

### 3.2.3. REPORT DE L'ÉROSION LATÉRALE EN RIVE CONVEXE

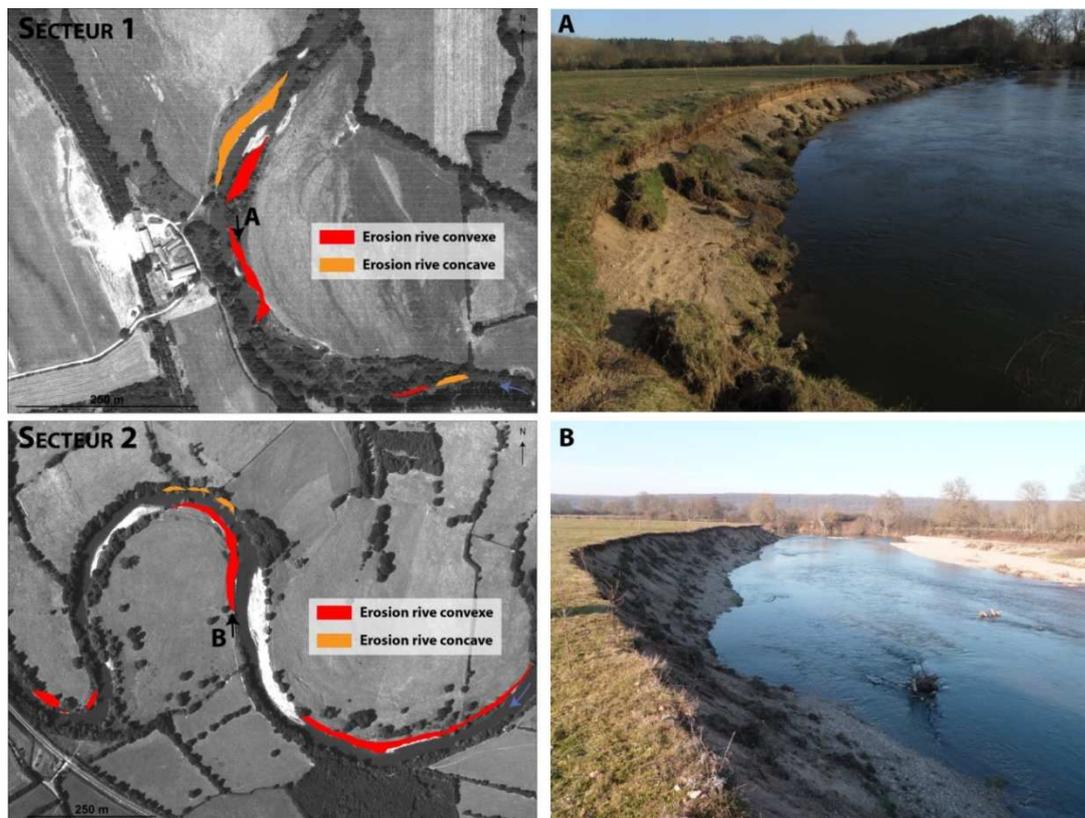
#### 3.2.3.a. METHODE

Pour chaque période d'étude, l'érosion et la végétalisation latérales ont été différenciées en fonction de leur localisation en rive concave ou convexe. Comme la position des points d'inflexion peut être différente pour deux dates successives, deux valeurs d'érosion ou de végétalisation sont fournies pour chaque période d'étude. La première est calculée à partir des limites de boucles déterminées au temps  $t$  ; la seconde est calculée à partir des limites de boucles déterminées au temps  $t+1$ . Pour chaque date, les limites entre boucles de méandres ont été identifiées en appliquant la méthode mise au point par Hooke (1984b) et O'Neill et Abrahams (1986).

#### 3.2.3.b. RESULTATS

Sur chacun des secteurs et pour chacune des périodes d'étude, une part élevée de l'érosion latérale prend place le long des convexités de boucles (Figure 5.32, Figure 5.33). De plus, l'intensité de ce report n'est pas corrélée à l'intensité de l'érosion latérale totale.

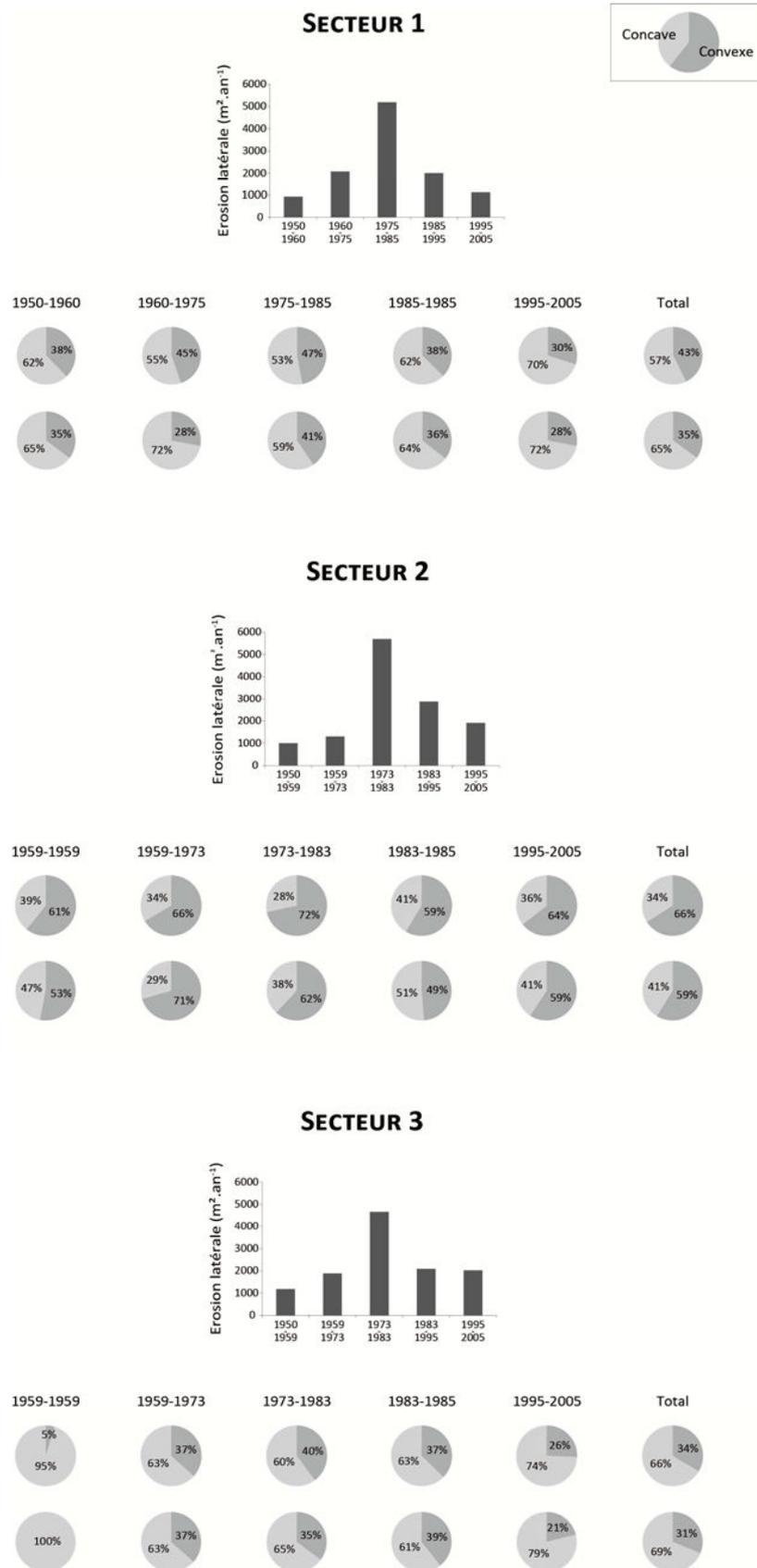
Les plus forts pourcentages de report en rive convexe sont enregistrés sur le secteur 2. Entre 59 et 66 % de la totalité de l'érosion latérale survenue entre 1950 et 2005 y sont localisés (Figure 5.33). Viennent ensuite le secteur 1 avec 35-43 % puis le secteur 3 avec 31-34 %. Par ailleurs, une proportion élevée de la végétalisation latérale se trouve également reportée en rive concave (Figure 5.34).



**Figure 5.32** Exemple de report de l'érosion en rive convexe sur les secteurs 1 et 2.

A gauche : période 1975-1985 pour le secteur 1, période 1973-1983 pour le secteur 2. A droite, aperçu de certaines des berges convexes actuellement actives.

(Source photographies aériennes : IGN).



**Figure 5.33** Proportion de l'érosion latérale localisée en rive convexe et en rive concave (exprimées en % de l'érosion latérale totale).

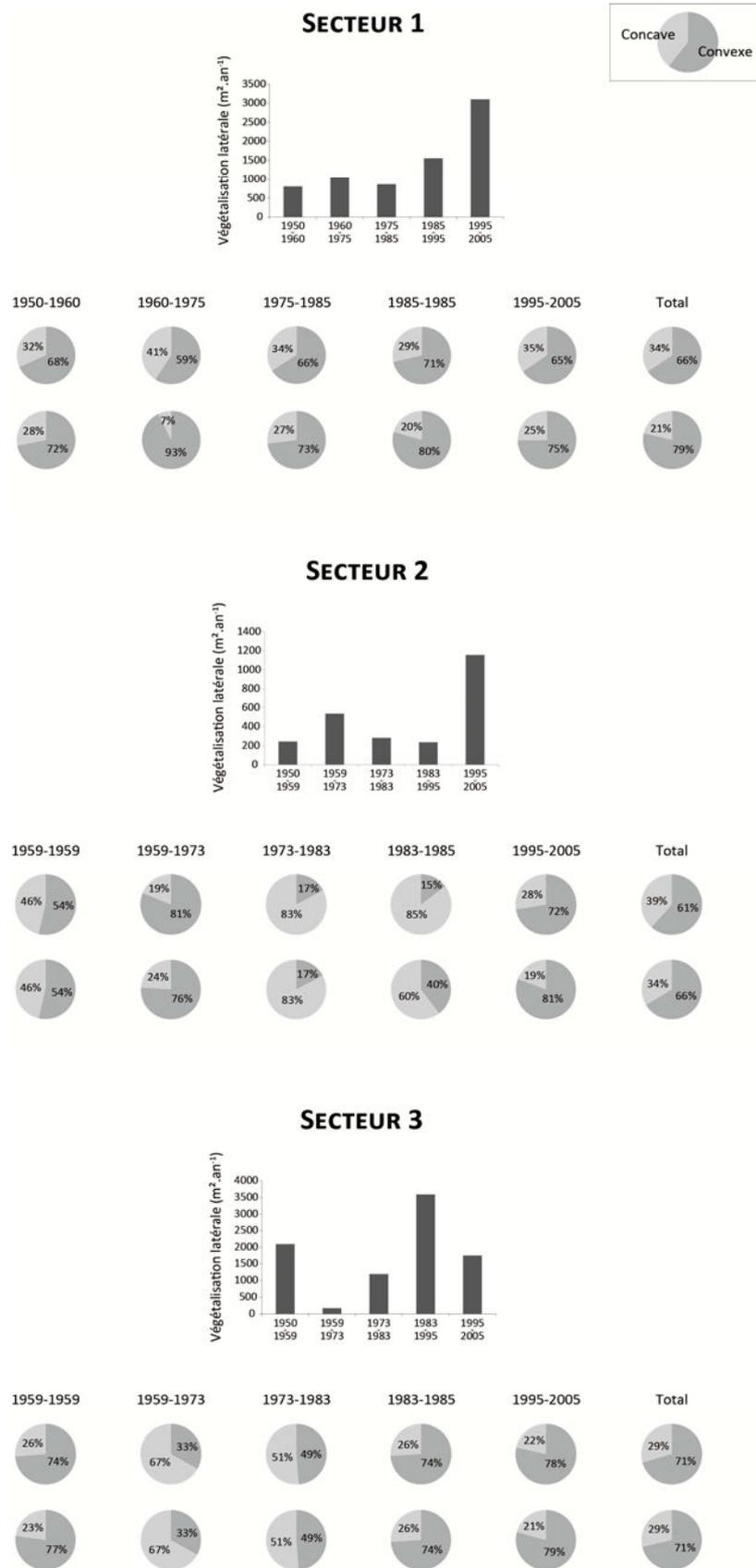


Figure 5.34 Proportion de la végétalisation localisée en rive convexe et en rive concave (exprimées en % de la végétalisation latérale totale).

On constate donc ici une nette différence avec le schéma de fonctionnement « classique » des méandres selon lequel l'érosion se produit essentiellement en rive concave et la végétalisation en rive convexe. Cette assertion doit cependant être envisagée avec toute la prudence nécessaire car aucune comparaison n'a pu être effectuée avec des systèmes mobiles en raison de l'absence de données de ce type sur de tels systèmes.

### **SYNTHESE GLOBALE SUR L'ÉVOLUTION DIACHRONIQUE**

#### **DES FORMES EN PLAN ENTRE 1950 ET 2005**

Les points suivants sont à retenir :

- Un bilan érosion/végétalisation largement positif, en lien avec l'occurrence d'une « mini crise érosive » survenue entre le milieu des années 1970 et le milieu des années 1980 (prolongée jusqu'au milieu des années 1990 sur le secteur 2). Cette « mini crise » s'est traduite par un élargissement notable de la bande active (+ 13,8 % sur le secteur 1, + 31,4 % sur le secteur 2, + 10,2 % sur le secteur 3). Elle a été précédée et suivie de deux phases à l'activité morphodynamique relativement faible.
- Une mobilité réduite des tracés des méandres puisque leur emprise de 1950 et 2005 sont largement superposables.
- Une concentration marquée de l'activité morphosédimentaire avec alternance de tronçons très stables et de tronçons actifs. Cette compartimentation laisse supposer une absence possible de transmission des perturbations d'une zone active à l'autre.
- Un linéaire érodé qui est donc très discontinu, et ce aussi bien à l'échelle de chacun des secteurs que de chacune des boucles.
- Une érosion qui se manifeste néanmoins de façon relativement intense. Les taux de retrait calculés sont similaires à ceux de rivières à méandres bien plus mobile (taux de retrait annuels pour chaque sous-période compris entre 2,7 et 4,7 % de la largeur de la bande active sur le secteur 1, entre 1,6 et 3 % sur le secteur 2 et entre 1,3 et 1,9 % sur le secteur 3).
- Le report en rive convexe d'une proportion non négligeable de l'érosion latérale (entre 35 et 43 % pour la totalité de la période 1950-2005 sur le secteur 1, entre 59 et 66 % sur le secteur 2 et entre 31 et 34 % sur le secteur 3).

La suite de l'analyse s'intéresse toujours à la question de l'érosion latérale mais selon une méthode différente et à une échelle temporelle plus fine.

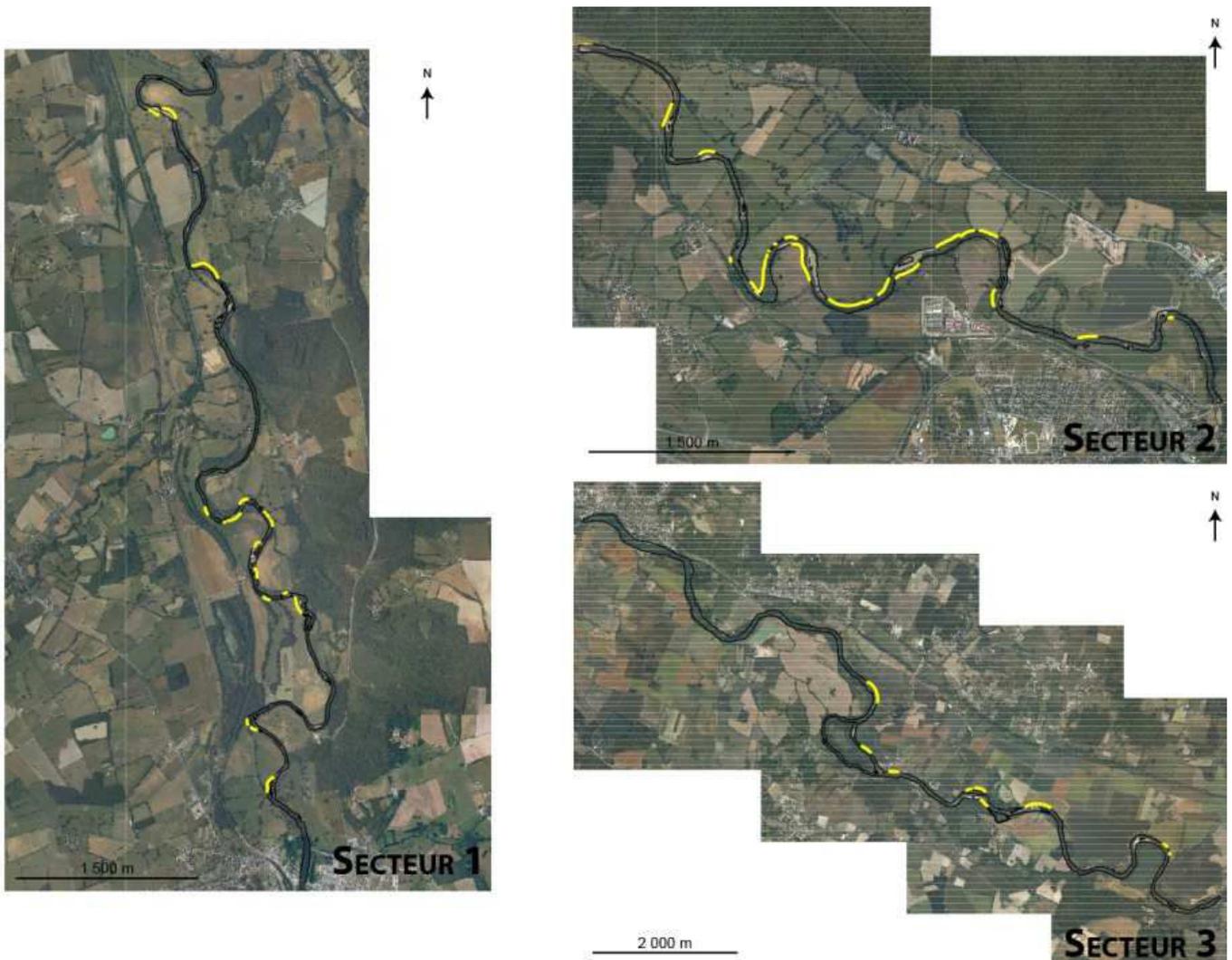
## **B - ÉVOLUTION RÉCENTE DE L'ÉROSION LATÉRALE 2009-2013 – DES BERGES AISEMENT ÉRODABLES**

L'activité latérale plus récente a été caractérisée par l'intermédiaire d'un suivi évènementiel au DGPS de la position du sommet des berges actives entre octobre 2009 et mars 2013. Une telle approche nous a permis d'estimer le taux de recul des berges pour chaque évènement suivi et de déterminer assez précisément les débits-seuils de déclenchement de l'érosion latérale.

## 1. METHODOLOGIE POUR UN SUIVI EVENEMENTIEL

La position du sommet des berges actives a été levée après chaque évènement susceptible de provoquer un retrait de berge. Les portions de berges concernées ont été localisées au cours de l'été 2009. L'intégralité de chacun des secteurs a été prospectée si bien que les principales zones potentielles d'érosion ont pu être suivies (Figure 5.35).

Les points ont été levés au niveau de chaque rupture majeure de ligne de berge, ou, en l'absence de rupture, tous les trois mètres environ<sup>1</sup>. La Figure 5.35 indique les portions de berges suivies.

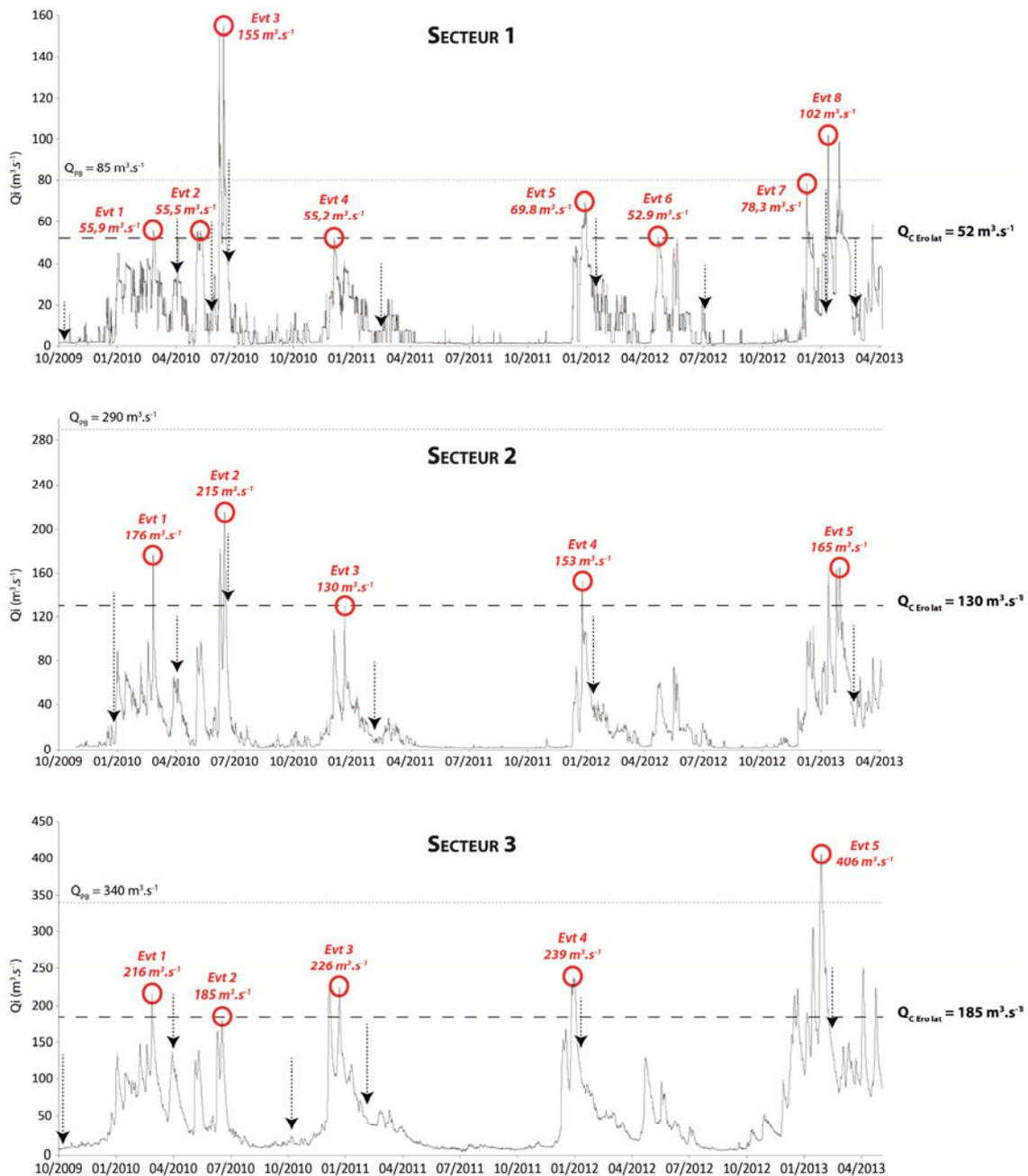


**Figure 5.35** Localisation des portions de berges suivies au DGPS.  
(Source photographies aériennes : IGN).

<sup>1</sup> Plusieurs sources potentielles d'erreur sont associées à la quantification de l'évolution de la position des lignes de berges : (1) la mesure du DGPS (+/- 3 cm), (2) le positionnement du DGPS (+/- 5 cm), (3) l'identification de la limite de berge (+/- 10 cm). En considérant l'ensemble de ces erreurs potentielles, on obtient alors une incertitude de 0,12 m ( $\sqrt{(1)^2 + (2)^2 + (3)^2}$ ). Ainsi, les portions de berges dont le taux de retrait (calculé d'après la formule proposée par Micheli et Kirchner (2002) était inférieur à 0,24 m (2 x 0,12 m) ont été exclues de l'analyse.

A cette échelle spatio-temporelle d'analyse, le suivi du sommet des berges présente un biais d'ampleur puisqu'il ne fournit aucune information sur l'évolution du stock de matériaux fréquemment accumulé en pied de berge. Ce stock constitue pourtant un contrôle majeur de l'érosion latérale (Thorne et Tovey, 1981 ; Parker et *al.*, 2011). Il peut ainsi être partiellement ou totalement évacué lors d'un évènement donné sans que soit observé le moindre recul du sommet de berge.

## 2. DESCRIPTION DES EVENEMENTS HYDROLOGIQUES DOCUMENTES



**Figure 5.36** Hydrogramme au cours de la période d'étude sur chacun des secteurs suivis. Les flèches indiquent la date des relevés effectués.  $Q_{c\ Ero\ lat}$ : Débit critique de déclenchement de l'érosion latérale.

Le suivi de l'évolution des berges n'a en réalité pas été rigoureusement effectué après chaque évènement hydrologique potentiellement érosif, en particulier au cours de la dernière année hydrologique documentée, puisqu'une présence sur le terrain n'a pu être systématiquement assurée (Figure 5.36). Dans la suite de l'analyse, le terme d'évènement fera référence à la période écoulée entre deux relevés successifs.

L'activité hydrologique au cours de la période étudiée a été relativement modérée. **Entre octobre 2009 et mars 2013, le débit à pleins bords a été dépassé à quatre reprises sur le secteur 1 et à une seule reprise sur le secteur 3** (Figure 5.36). Sur le secteur 1, les débits maximaux survenus entre deux relevés consécutifs sont compris entre  $0,62xQ_{PB}$  ( $Q_{PB}$  = débit à pleins bords) et  $0,92xQ_{PB}$  pour six des huit évènements suivis. Les deux évènements restants ont connu des débits de crue. Sur le secteur 2, les débits maximaux survenus entre deux relevés consécutifs sont compris entre  $0,38xQ_{PB}$  et  $0,63xQ_{PB}$  (entre  $0,53xQ_{PB}$  et  $1,2xQ_{PB}$  avant incision) pour la totalité des cinq évènements suivis. Sur le secteur 3, les débits maximaux survenus sont compris entre  $0,64xQ_{PB}$  et  $0,82xQ_{PB}$  pour quatre des cinq évènements suivis. Le dernier évènement restant a dépassé les pleins bords.

### 3. RESULTATS

#### 3.1. DEBITS-SEUILS

Entre 2009 et 2013, l'érosion latérale débute pour un débit instantané maximum de  $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 1, de  $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 2 et de  $185 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 3 (Figure 5.36, Tableau 5.14). Si l'on se réfère aux débits journaliers, ceci équivaut à respectivement **24, 14 et 23 jours d'activité par an** (calculé d'après la chronique de débit journalier aux stations de Montluçon (1988-2012), Saint-Amand-Montrond (1966-2012) et Selles-sur-Cher (1957-2012)) (Tableau 5.14). Ces débits sont largement inférieurs au débit à pleins bords.

**Tableau 5.14** Débits-seuils journaliers et instantanés de déclenchement de l'érosion latérale ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

	$Q_j$	$Q_i$	$Q_i/Q_{PB}$	nbr j / an
<b>Secteur 1</b>	49,2	52,2	0,61	23,7
<b>Secteur 2</b>	117	130	0,45 (0,53-0,73)	14,2
<b>Secteur 3</b>	182	185	0,54	23

Sur le secteur 2, les valeurs du rapport  $Q_i/Q_{PB}$  données entre parenthèses ont été calculées à partir des estimations du débit à pleins bords avant incision du lit.

#### 3.2. QUANTIFICATION DU RECU DE BERGES

L'intensité de l'activité érosive est relativement similaire sur les secteurs 1 et 2 (Tableau 5.15, Tableau 5.16). Elle est en revanche bien plus faible sur le secteur 3. Entre octobre 2009 et février 2013, c'est-à-dire sur un peu moins de quatre années hydrologiques, les longueurs de berges érodées annuellement représentent 2,4 % de la longueur du secteur 1, 3,8 % de celle du secteur 2 et 1 % de celle du secteur 3 (1,5 % en prenant comme référence la longueur de tronçon non influencé par le barrage du Boutet) (Tableau 5.15). Les superficies érodées annuellement représentent 0,13 %, 0,13 % et 0,02 % de la superficie des bandes actives de 2005 (0,04 % au lieu de 0,02 % sur le secteur 3 en prenant comme référence la surface du tronçon non influencé par le barrage du Boutet) (Tableau 5.15). Les reculs moyens annuels sont équivalents à 1,34 %, 0,83 % et 0,55 % de la largeur de la

bande active de 2005 (0,62 % sur le secteur 3 en prenant comme référence la largeur du tronçon non influencé par le barrage du Boutet) (Tableau 5.15).

**Tableau 5.15** Moyenne des surfaces et longueurs érodées et des taux de retrait entre 2009 et 2013.

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
Surface érodée (m <sup>2</sup> )	1715	2085	945
% Surface bande active	0,51	0,51	0,09
% Surface ba / an	0,13	0,13	0,02
Longueur érodée (m)	1021	1266	620
% Longueur chenal	9,6	15,3	3,9
% Longueur chenal / an	2,4	3,8	1
Tx retrait moyen (m)	1,68	1,65	1,53
Tx retrait moyen pondéré (%)	5,36	3,34	2,21
Tx retrait moyen pondéré / an (%)	1,34	0,83	0,55

Les moyennes des taux de retrait et des surfaces et longueurs érodées sur chacun des secteurs à l'échelle de chaque évènement sont présentées dans le Tableau 5.16.

**Tableau 5.16** Caractéristiques moyennes de l'érosion latérale pour chaque évènement.

Les taux de retrait pondérés sont exprimés en % de la largeur de la bande active en 2005.

SECTEUR 1	2009-2010			2010-2011
	Evt 1	Evt 2	Evt 3	Evt 4
Qi max (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	55,9	55,5	55	52,2
Durée Q > Q seuil (h)	68	122	252	1
Surface érodée (m <sup>2</sup> )	198	156	421	92
% Surface bande active	0,06	0,05	0,13	0,03
Longueur érodée (m)	398,7	379,2	665,8	175,6
% Longueur chenal	3,7	3,6	6,2	1,6
Tx retrait moyen (m)	0,5	0,41	0,63	0,52
Tx retrait moyen pondéré (%)	1,58	1,31	2,02	1,67

SECTEUR 1	2011-2012		2012-2013	
	Evt 5	Evt 6	Evt 7	Evt 8
Qi max (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	69,8	52,9	78,3	102
Durée Q > Q seuil (h)	157	164	114	407
Surface érodée (m <sup>2</sup> )	179	107	107	408
% Surface bande active	0,05	0,03	0,03	0,12
Longueur érodée (m)	289	219	275	632
% Longueur chenal	2,7	2,1	2,6	5,9
Tx retrait moyen (m)	0,62	0,49	0,39	0,65
Tx retrait moyen pondéré (%)	1,98	1,56	1,24	2,06

SECTEUR 2	2009-2010		2010-2011	2011-2012	2012-2013
	Evt 1	Evt 2	Evt 3	Evt 4	Evt 5
Qi max (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	176	215	130	153	165
Durée Q > Q seuil (h)	24	163	2	20	147
Surface érodée (m <sup>2</sup> )	333	659	202	123	630
% Surface bande active	0,08	0,16	0,05	0,03	0,15
Longueur érodée (m)	591	856	488	302	647
% Longueur chenal	7,1	10,3	5,9	3,7	7,8
Tx retrait moyen	0,56	0,77	0,41	0,41	0,98
Tx retrait moyen pondéré (%)	1,14	1,56	0,84	0,82	1,98

SECTEUR 3	2009-2010		2010-2011	2011-2012	2012-2013
	Evt 1	Evt 2	Evt 3	Evt 4	Evt 5
Qi max (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	216	185	223	239	406
Durée Q > Q seuil (h)	48	6	146	186	697
Surface érodée (m <sup>2</sup> )	78	62	115	68	523
% Surface bande active	0,008	0,006	0,011	0,007	0,05
Longueur érodée (m)	117,3	135,8	282,7	140,9	386
% Longueur chenal	0,74	0,86	1,79	0,89	2,4
Tx retrait moyen (m)	0,67	0,45	0,41	0,48	1,35
Tx retrait moyen pondéré (%)	0,96	0,66	0,59	0,69	1,96

Pour le secteur 1, les valeurs proposées pour les évènements 1 et 4 sont légèrement sous-estimées car une ou deux lignes de berges n'ont pu être relevées. Ces valeurs sont en revanche légèrement surestimées pour l'évènement 5.

### 3.3. DISCUSSION

Les superficies et longueurs érodées ainsi que les taux de retrait ont été rapportés à la magnitude des débits de pointe d'une part et à la durée des débits supérieurs au débit critique de déclenchement de l'érosion d'autre part. **L'érosion latérale semble davantage liée à la durée des évènements qu'à leur intensité** puisqu'à l'exception de la longueur des berges érodées sur le secteur 3, aucune des grandeurs relatives à l'érosion n'est significativement corrélée aux débits de pointe (Tableau 5.17). La durée l'est en revanche avec les surfaces sur les secteurs 1 et 3, mais avec un coefficient faible pour le secteur 1 (0,403), et avec chacune des trois grandeurs sur le secteur 2 (Tableau 5.17).

La comparaison de l'influence respective de chacun de ces facteurs est cependant délicate. En effet, alors que sont parfois survenus plusieurs pics de crues entre deux relevés successifs, l'intensité des débits a été systématiquement envisagée à la seule lumière du maximum de ces pics. D'autre part, il importe de conserver à l'esprit que les débits-seuils retenus ne constituent qu'une approximation. Leur valeur est évidemment susceptible de sensiblement varier d'un évènement à l'autre. Enfin, de nombreux autres facteurs qui n'ont pu être ici pris en compte sont susceptibles d'intervenir dans le contrôle du recul des berges : présence ou absence d'un talus d'éboulis ; degré d'humidité des berges, niveau de la nappe d'accompagnement, alternance de montée et de descente du niveau d'eau, ...

L'intensité des processus érosifs apparaît bien plus modérée que lors des différentes sous-périodes étudiées entre 1950 et 2005 (Tableau 5.18). La comparaison est cependant à « prendre avec des pincettes » car les méthodes utilisées et les durées suivies sont différentes. De plus, il n'est pas à exclure qu'une partie du linéaire de rivière touché par l'érosion entre 2009 et 2013 n'ait pas été relevé, notamment sur les secteurs 1 et 3. Enfin, les différentes grandeurs relatives à l'érosion au cours de cette même période sont sûrement sous-estimées puisque la dernière année hydrologique n'aura pas été suivie en totalité.

Cette moindre activité entre 2009 et 2013 pourrait être liée à une relative faiblesse de l'activité hydrologique, notamment sur les secteurs 2 et 3. Comparativement à la période 1995-2005, le nombre annuel de jours pour lesquels le débit-critique a été dépassé entre 2009 et 2013 est en effet largement inférieur sur les secteurs 2 (9,2 entre 1995 et 2005 contre 4 entre 2009 et 2013) et 3 (18,5 contre 12,5). Ce n'est en revanche pas le cas sur le secteur 1 (22,4 contre 39,3). Cette moindre activité pourrait également résulter d'une augmentation de la résistance du chenal à l'érosion, liée au développement de la végétation depuis 1995.

Pour finir, **il importe de mentionner que les berges érodées entre 2009 et 2013 sont quasiment toutes localisées au niveau des zones de concentration de l'activité érosive identifiées au cours de la période 1950-2005.**

**Tableau 5.17** *Corrélation (Spearman) entre durée ou intensité des évènements hydrologiques d'une part et chacune des trois grandeurs relatives à l'érosion d'autre part.*

SECTEUR 1		Surfaces	Longueurs	Taux retrait
Qi max	r <sup>2</sup>	0,176	0,184	0,014
	p-value	0,299	0,299	0,793
Durée	r <sup>2</sup>	0,403	0,327	0,3
	p-value	0,096	0,151	0,171
SECTEUR 2		Surfaces	Longueurs	Taux retrait
Qi max	r <sup>2</sup>	0,64	0,64	0,445
	p-value	0,133	0,133	0,233
Durée	r <sup>2</sup>	0,81	0,81	0,761
	p-value	0,083	0,083	0,083
SECTEUR 3		Surfaces	Longueurs	Taux retrait
Qi max	r <sup>2</sup>	0,49	0,81	0,25
	p-value	0,233	0,083	0,45
Durée	r <sup>2</sup>	0,49	0,81	0,25
	p-value	0,233	0,083	0,45

**Tableau 5.18** Ratio entre les valeurs d'érosion latérale annuelles moyennes au cours de la période 2009-2013 et les valeurs d'érosion latérale annuelles moyennes maximales et minimales au cours des sous-périodes comprises entre 1950 et 2005.

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Taux retrait 2009-2013 / Taux retrait sous-périodes 1950-2005</b>	0,32 - 0,56	0,37 - 0,62	0,32 - 0,42
<b>Longueur érosion 2009-2013 / Longueur érosion sous-périodes 1950-2005</b>	0,65 - 2,62	0,6 - 3,21	0,33 - 1,32
<b>Surfaces érodées 2009-2013 / Surfaces érodées sous-périodes 1950-2005</b>	0,08 - 0,46	0,09 - 0,52	0,05 - 0,2

L'ensemble des résultats ici exposés doivent être envisagés avec circonspection. En effet, les taux de retrait calculés sont analysés à la seule lumière des événements hydrologiques survenus au cours de la période d'étude. Ceux-ci interviennent pourtant la plupart du temps en relais ou de façon combinée avec deux autres types majeurs de processus (Thorne, 1982 ; Lawler et *al.*, 1997 ; Lawler, 1992 ; Hooke, 1995) dont les effets n'ont pu être ici distingués de ceux des écoulements fluviaux. Il s'agit d'une part des processus subaériens, qui aboutissent à la météorisation ou à la désagrégation du matériel composant les berges (Thorne, 1990 ; Thorne and Lewin, 1979 ; Couper et *al.*, 2002), et d'autre part, des mouvements de masse (Thorne, 1982, Nardi et *al.*, 2012 ; Luppi et *al.*, 2009). Les premiers réduisent la résistance des berges principalement par humidification et/ou dessiccation du matériel ou par alternance gel-dégel (Thorne, 1990 ; Thorne et Osman, 1988 ; Couper et Maddock, 2001 ; Green et *al.*, 1999 ; Prosser et *al.*, 2000 ; Lawler, 1986 ; Branson et *al.*, 1996 ; Wynn et *al.*, 2008). Ils sont souvent considérés comme une phase préparatoire à l'ablation des matériaux (Couper et Maddock, 2001 ; Lawler, 1992). En comparaison des deux autres types de processus, ils contribuent ainsi peu au recul des berges (Hooke, 1995), sauf sur les tronçons situés en tête de bassin (Lawler et *al.*, 1999 ; Lawler et *al.*, 1997 ; Prosser et *al.*, 2000). Ils sont d'autant plus efficaces que le matériel considéré est fin (Couper, 2003). De ce fait, ils affectent préférentiellement la partie supérieure des berges lorsque celles-ci présentent une stratigraphie composite (Thorne et Tovey, 1981), comme cela est généralement le cas sur le Cher (Figure 5.37). Les mouvements de masse peuvent en revanche se produire quel que soit le type de matériau considéré (Thorne, 1982 ; Lawler et *al.*, 1997). Dans le cas de berges composites ou non cohésives, ils consistent essentiellement en des écroulements, plus rarement en des glissements. Trois principaux types de processus sont généralement impliqués dans leur déclenchement : l'atteinte d'un seuil de saturation en eau, le drainage des eaux en direction du lit et le sapement de la base des berges par les écoulements fluviaux (Rinaldi et Casagli, 1999 ; Rinaldi et *al.*, 2004 ; Fox et *al.*, 2007 ; Cancienne et *al.*, 2008 ; Nardi et *al.*, 2012 ; Dapporto et *al.*, 2003 ; Thorne, 1982 ; Lawler et *al.*, 1997 ; Karmaker et Dutta, 2013 ; van Balen et *al.*, 2008). Ces mouvements de masse contrôlent fortement les reculs de berges dans la mesure où ils aboutissent très fréquemment à une accumulation de matériaux en pied de berges. Ceci implique qu'aucun retrait ne peut plus se produire tant que ce stock n'a pas été évacué par érosion fluviale (Thorne and Tovey, 1981 ; Thorne, 1982, 1991 ; Parker, 2011).

L'ensemble des considérations ici développées implique donc que les taux de recul à moyen et long terme sont principalement contrôlés par l'action des écoulements (Thorne, 1982). En revanche, à l'échelle événementielle, il n'est pas à exclure que les reculs observés puissent être le fait exclusif de processus non fluviaux. En dépit de ces réserves, on peut néanmoins raisonnablement considérer la plupart des reculs ici mesurés comme relevant directement ou indirectement de l'action des écoulements. La grande majorité des portions de berges suivies est en effet sujette à d'évidents mouvements de masse (Figure 5.37). De plus, certaines d'entre elles n'ont connu aucun retrait au

cours de la période étudiée alors même qu'elles présentent des caractéristiques géométriques et granulométriques similaires à celles des berges érodées. Si les processus non fluviaux avaient été les seuls ou les principaux responsables des retraits observés, on aurait pu s'attendre à ce que toutes les berges présentant des caractéristiques voisines soient touchées de la même façon.



**Figure 5.37** Exemples de berges érodées sur le Cher.

Secteur 1 : images 1 à 4. Secteur 2 : images 5 à 8. Secteur 3 : images 9 à 12. La majorité de ces photographies illustre la combinaison de processus responsables de l'essentiel des retraits de berges

sur le Cher. Dans un premier temps, la partie inférieure des berges, constituée de matériaux grossiers (sables, graviers et galets) est sapée par l'action des écoulements fluviaux. Il s'ensuit une mise en porte à faux de la partie supérieure, composée de matériaux fins (sables, limons et argiles), qui finit par s'écrouler en blocs plus ou moins massifs venant alors armer et protéger les pieds de berges. Le retrait ne sera ensuite susceptible de reprendre qu'après évacuation du matériel accumulé. L'image 9 illustre les effets de processus subaériens.

### **SYNTHESE SUR L'ACTIVITE EROSIVE LATÉRALE ENTRE 2009 ET 2013**

L'érosion latérale entre 2009 et 2013 apparaît relativement modérée. Elle s'inscrit dans la continuité de la période 1995-2005, caractérisée par une activité érosive planimétrique relativement réduite et par une colonisation végétale importante de la bande active.

Les processus impliqués semblent principalement découler de l'action des écoulements fluviaux. Ils provoquent fréquemment l'écroulement et l'accumulation en pied de berges de la partie supérieure du remblaiement alluvial. La protection ainsi créée tend alors à temporairement réduire l'efficacité érosive des écoulements.

Le débit critique de déclenchement de l'érosion latérale, compris entre 0,45 et 0,61 débit à pleins bords en fonction des secteurs, est peu élevé. Ils correspondent à une activité comprise entre 14 et 24 jours par an.

Si la dynamique planimétrique des méandres du Cher depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle est désormais bien renseignée, leur évolution verticale reste encore à aborder. Cette question est explorée dans la partie à venir.

## **C - ÉVOLUTION DIACHRONIQUE VERTICALE DU LIT MINEUR 1856-2012**

Sur son cours alluvial non canalisé, c'est-à-dire entre Lavaut-Saint-Anne et Saint-Aignan (225 km), le Cher a subi depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle une incision quasi-généralisée de son lit mineur. Cette dernière a débuté localement en différents secteurs du lit entre 1856 et 1932. L'essentiel de l'enfoncement s'est ensuite produit au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. La quasi-totalité du linéaire de la rivière a alors été touchée. Enfin, depuis 1989, aucune tendance globale à la poursuite ou à l'inversion du processus n'a pu être détectée. Ces évolutions et leurs facteurs de contrôle sont exposés en détail dans l'Annexe A.

Ici, nous nous contenterons de présenter succinctement les modifications verticales ayant affecté les trois secteurs à méandres étudiés.

### **1. DONNÉES UTILISÉES POUR ÉVALUER L'INSTABILITÉ DU PLANCHER ALLUVIAL**

Trois types de données ont été utilisés pour reconstituer l'évolution verticale du lit du Cher :

- des profils de lignes d'eau levés à différentes dates (1855-1859, 1932-1935, 1989, 2005-2008),

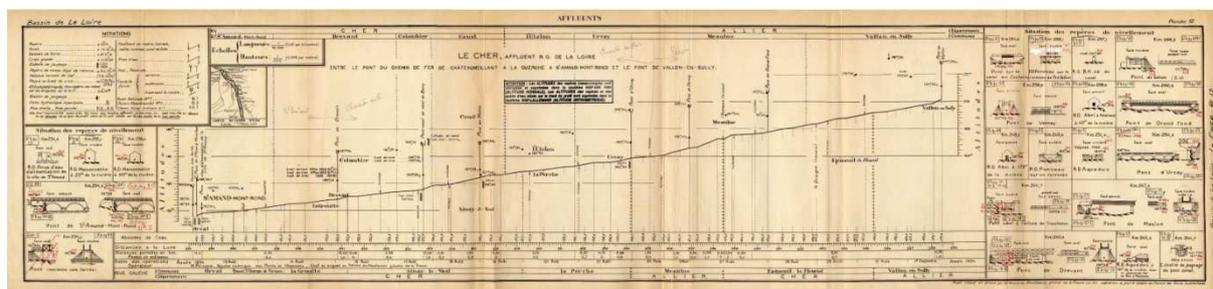
- des profils en long du lit (1856 et 2010),
- des chroniques de hauteurs d'eau tenues au niveau d'échelles hydrométriques (1910-2012).

### 1.1. PROFILS DE LIGNE D'EAU DE 1856 A 2005

La reconstitution de l'évolution diachronique du plancher du lit mineur d'un cours d'eau fait fréquemment appel, notamment pour des linéaires étendus, à des profils de ligne d'eau d'étiage levés à des dates différentes (Trimble et Cooke, 1991 ; Trimble, 1998 ; Gurnell et *al.*, 2003 ; Landon et *al.*, 1998 ; Nabet, 2013). Quatre profils ou séries de profils ont été ici utilisés (Tableau 5.19, Figure 5.38).

**Tableau 5.19** Date de réalisation et système de nivellement des profils de ligne d'eau utilisés.

Date des profils	Producteur	Réseau de nivellement	Lieu de conservation
1855 à 1859	Service des Ponts et Chaussées	Bourdaloue régional	Archives dptles Cher
1932 à 1935	Service du Nivellement Général de la France	Lallemand	IGN (site web)
1989	Cabinet Bodin	NGF 69	DREAL Centre
2005 et 2008	DREAL Centre	NGF 69	DREAL Centre



**Figure 5.38** Exemple de profil en long levé en 1934 entre Vallon-en-Sully (km 31) et Orval (km 65). (Source : IGN).

La comparaison des profils deux à deux ne présente aucune ambiguïté aux seules conditions qu'elle soit effectuée en des lieux identiques et pour des débits similaires. Pour chaque profil, il a ainsi fallu d'une part, s'assurer de la correspondance spatiale des points comparés, et donc déterminer précisément leur localisation, et, d'autre part, corriger les altitudes des lignes d'eau en fonction des différences de débits observées entre deux profils. Enfin, des corrections ont également été apportées afin que les données de chacun des profils soient exprimées dans un seul et même système de nivellement.

#### 1.1.1. CORRESPONDANCE SPATIALE

La correspondance des points entre deux dates peut généralement se faire en se reportant au point kilométrique auquel est rattaché chacune des cotes altimétriques levées. Un problème de taille

se pose néanmoins lorsque les levés ont été effectués à des dates très éloignées puisqu'il n'est alors pas rare, comme sur le Cher, que le système de points kilométriques diffère d'un profil à l'autre. Dans ce cas de figure, la correspondance des points entre deux dates peut alors être assurée en exploitant la toponymie. En l'absence de repères toponymiques, il est parfois possible de mesurer la distance séparant chacune des cotes levées. Cette distance est directement indiquée sur les profils des années 1850. Pour celui de 1932, elle est reconstituée à partir de repères équidistants de 100 m matérialisés sur le profil. Un tel procédé n'est cependant autorisé que pour les tronçons dont le tracé est resté relativement stable entre les deux dates considérées. Ces distances étant par ailleurs souvent assez imprécises, la comparaison ne peut se pratiquer que pour des points peu éloignés d'un repère commun. Pour le profil de 2005, mais aussi pour les profils antérieurs lorsque les sources sont disponibles, ces distances peuvent aussi être directement mesurées à partir de documents géoréférencés : cartes (cartes d'Etat-Major pour les profils des années 1850, cartes topographiques IGN pour les années 2000), photographies aériennes et images satellites (Géoportail, Google Earth).

Au final, seuls les points présentant une très forte probabilité de correspondance spatiale entre deux dates ont été conservés pour le calcul des évolutions verticales du lit.

### **1.1.2. SYSTEME DE NIVELLEMENT**

Comme les profils utilisés ont été levés dans trois systèmes de nivellement différents (Tableau 5.19), les données ont été converties dans un système unique, le NGF69.

### **1.1.3. DEBITS ET MARGE D'ERREUR**

Pour que deux profils puissent être comparés et pour que les évolutions calculées soient représentatives de celles du lit, les débits à chacune des dates doivent être le plus faible et le plus proche possible.

Pour les profils des années 1850, aucun débit et aucune date ne sont disponibles. Ils sont cependant présentés comme ayant été levés à l'étiage.

Pour le profil des années 1930, seules deux stations hydrologiques existaient alors. La première est située en tête de bassin, à Chambonchard, bien à l'amont du barrage de Rochebut. La seconde est située sur la partie terminale du Cher non canalisée, à Selles-sur-Cher. Sur ces deux stations, les débits sont suffisamment faibles pour que la ligne d'eau soit ici aussi considérée comme levée à l'étiage. Seul le secteur situé entre Vierzon (km 149) et Selles-sur-Cher (km 203) fait exception puisque les levés y ont été effectués lors d'une crue. Il a donc été exclu de l'analyse.

Enfin, pour les profils de 1989 et de 2005, les débits enregistrés aux différentes stations hydrologiques présentes sur l'intégralité du linéaire de la rivière indiquent un niveau d'étiage.

Comme les lignes d'eau utilisées ont été levées pour des débits différents (Tableau 5.20), une incertitude est nécessairement associée à la comparaison des altitudes entre deux dates (Tableau 5.21). Cette incertitude a été estimée pour chacun des couples de ligne d'eau à partir du barème de tarage 2005-2008 de la station de Selles-sur-Cher.

Idéalement, l'incertitude aurait dû être calculée pour chacune des stations hydrologiques existantes en se référant au barème de tarage en vigueur au moment de la réalisation de chacun des profils. Malheureusement, à l'exception des profils de 1989 et 2005, très peu de stations hydrologiques étaient en service. Au final, celles de Chambonchard et Selles-sur-Cher étaient les seules pour lesquelles nous disposions d'une part, de données hydrologiques pour l'ensemble des

profils, celui de 1856 excepté, et d'autre part, d'un barème de tarage pour au moins l'un des profils (2005-2008). Le calcul des évolutions entre deux dates a par conséquent impliqué deux types d'approximations. La première revient à considérer que le barème de 2005 peut être appliqué comme référence pour la comparaison des profils de 1856 et 1932 et pour la comparaison des profils de 1932 et 1989. La seconde consiste à poser comme postulat que ce barème peut être appliqué à l'intégralité du linéaire étudié. Seul le barème de Selles a été retenu car il est le plus représentatif du secteur du Cher étudié.

Au final, on dispose donc au plus en chaque point de trois valeurs d'évolution : la différence brute entre les cotes de lignes d'eau ainsi que cette valeur corrigée avec une incertitude positive et avec une incertitude négative.

Est exposé ci-dessous pour chaque couple de profils étudié le détail de la méthodologie employée pour l'estimation de l'incertitude.

**Tableau 5.20** Gamme de débits (en  $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la station de Selles-sur-Cher au moment des levés des lignes d'eau.

	Q	Module	Q Août	QMNA5*
<b>1856</b>	2-60			
<b>1932</b>	11,9-23,3	61,8	16,9	7
<b>1989</b>	5,6-9,75			
<b>2005</b>	5,45-6,79			

\* QMNA5 : débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/5 de ne pas être dépassé une année donnée.

○ 1856-1932 (Tableau 5.21)

En l'absence de valeurs de débits disponibles en 1856, on ignore tout de l'amplitude et du sens des écarts de débits entre 1856 et 1932. Deux cas de figure ont alors été considérés pour 1856 : un débit très faible et un débit élevé. Deux valeurs d'incertitude ont ainsi été calculées. La première, positive, correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal supposé de 1856 et le débit minimal enregistré en 1932. L'autre, négative, correspond à l'écart d'altitude entre le débit minimal supposé de 1856 et le débit maximal enregistré en 1932.

L'erreur positive est vraisemblablement largement surestimée puisqu'il apparaît peu probable que la ligne d'eau de 1856 ait été levée pour un débit aussi élevé.

Par ailleurs, sur la partie du linéaire de la rivière (entre les km 35 et 95) pour laquelle on dispose de la cote du fond du lit de 1856, la différence entre cette altitude et celle de la ligne d'eau de 1932 a été calculée. Ce delta fournit une estimation *a minima* de l'évolution verticale dans les cas d'incision. Lorsqu'elle était disponible, cette valeur a été retenue comme erreur positive.

○ 1856-1989 (Tableau 5.21)

La démarche appliquée est identique à celle présentée ci-dessus.

- 1932-1989 (Tableau 5.21)

Les débits à Chambonchard et à Selles-sur-Cher sont systématiquement supérieurs en 1932. Une seule valeur d'incertitude, positive, a donc été ici retenue. Elle correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal enregistré en 1930 et le débit minimal enregistré en 1989.

- 1989-2005 (Tableau 5.21)

Sur l'intégralité des stations, les débits de 1989 sont systématiquement supérieurs. Une seule valeur d'incertitude, positive, a donc aussi été retenue. Elle correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal enregistré en 1989 et le débit minimal enregistré en 2005.

**Tableau 5.21** Bornes inférieures et supérieures de l'incertitude appliquée à l'évolution altitudinale brute du lit (en m).

	Incertitude positive	Incertitude négative
<b>1856-1932</b>	0,7	-0,5
<b>1856-1989</b>	0,9	-0,25
<b>1856-2005</b>	0,8	-0,15
<b>1932-1989</b>	0,4	/
<b>1932-2005</b>	0,4	/
<b>1989-2005</b>	0,15	/

Enfin, les variations altitudinales absolues de ligne d'eau inférieures à 0,1 m ont été considérées comme non significatives. En effet, même pour des conditions d'étiage, il est possible d'observer des variations non négligeables de l'altitude de la ligne d'eau au cours d'une même journée, notamment en raison de la survenue de lâchers d'eau au niveau du barrage de Rochebut.

## 1.2. COTE ALTIMETRIQUE DU LIT – 1856 ET 2010

Sur les sept derniers km du secteur 1 et sur l'intégralité du secteur 2, nous disposons en un certain nombre de points de la cote du fond du lit de 1856 et de la cote de la ligne d'eau d'étiage de 2010.

Pour 1856, les données sont issues des profils en long de la ligne d'eau sur lesquels étaient également reportées entre les km 35 et 95 les altitudes du fond du lit et des berges. Pour 2010, les données proviennent de levés de ligne d'eau réalisées au GPS différentiel dans des conditions d'étiage marqué. La comparaison de ces 2 jeux de données permet de s'affranchir, ou tout du moins de grandement diminuer, la forte incertitude associée à la comparaison des lignes d'eau de 1856 et 1989 ou 2005.

L'altitude du fond du lit de 2010 est estimée puisque nous ne disposons que de la cote de la ligne d'eau. Cette estimation est d'autant plus précise que la différence entre altitude de la ligne d'eau et altitude du fond du lit est faible. Seuls les points remplissant cette condition, c'est-à-dire ceux situés en tête de seuil, ont donc été retenus. Pour chaque point de 2010, on dispose de deux valeurs. La première correspond à une estimation haute de l'altitude du lit. Elle est égale à l'altitude de la ligne d'eau. La seconde correspond à une estimation basse. Elle est égale à l'altitude de la ligne d'eau abaissée de 40 cm. Ces 40 cm correspondent à l'épaisseur maximale de la tranche d'eau observée en tête de seuil lors du levé de la ligne d'eau.

Pour 1856, la grande majorité des points utilisés indique un positionnement au niveau de hauts fonds (seuils), puisque la différence entre altitude de la ligne d'eau et altitude du lit excède rarement les 50 cm. Dans les rares cas où cette différence est bien plus élevée, si l'altitude du lit a été levée au niveau d'une mouille par exemple, elle conduit, dans le contexte présent d'incision quasi-généralisée du lit, à une sous-estimation de l'enfoncement.

Par ailleurs, la comparaison entre les deux dates n'est valable qu'à la seule condition de porter sur des points localisés au même emplacement. Si le positionnement pour 2010 ne pose aucun problème, celui de 1856 apparaît en revanche plus équivoque. Pour replacer les points levés en 1856 par rapport à ceux de 2010, nous avons mesuré la distance les séparant de points connus localisés sur les profils. Ces distances ont ensuite été reportées sur la carte d'Etat-Major de 1841-1842.

En raison de l'incertitude pesant sur la position des points de 1856, chaque point levé à cette date a été comparé, lorsque cela était possible, aux points de 2010 situés immédiatement à l'amont et à l'aval (200 m au maximum). De ce fait, on dispose pour la grande majorité des points de 2 valeurs d'évolution verticale. La première (point de 2010 en amont du point de 1856) sous-estime cette évolution en cas d'incision et la surestime en cas d'exhaussement ; à l'inverse, la seconde (point de 2010 en aval du point de 1856) surestime l'évolution en cas d'incision et la sous-estime en cas d'exhaussement.

### **1.3. MINIMUM ANNUEL AUX STATIONS HYDROMETRIQUES**

L'évolution verticale du lit a également été reconstituée par l'intermédiaire du suivi du minimum annuel (par exemple Wyzga, 1991, 1993, 2001 ; Korpak, 2007) entre 1910 et 2012 au niveau de la station hydrométrique de Saint-Amand-Montrond, située au commencement du secteur 2. Les données utilisées proviennent de la chronique journalière de hauteur d'eau tenue à cette station. Sur les autres secteurs aucune information n'était disponible. Ces observations ont localement permis de compléter l'approche fondée sur la comparaison des lignes d'eau ou des cotes altimétriques du lit et de dater précisément les processus décrits.

## **2. UN LIT INEGALEMENT AFFECTE PAR L'INCISION**

Sur l'intégralité de la période d'étude, le secteur 1 subit une incision relativement faible. Elle est en revanche très marquée sur le secteur 2. On constate par ailleurs au sein de chacun de ces secteurs une grande variabilité de l'évolution verticale du lit, et ce même sur de courtes distances. En raison d'un manque de données, les modifications ayant affecté le secteur 3 n'ont pu être caractérisées.

### **2.1. SECTEUR 1, ENTRE STABILITE ET LEGERE INCISION**

#### **2.1.1. COMPARAISON DES COTES ALTIMETRIQUES DU LIT 1856-2010**

L'incision est modérée (Figure 5.39). Dix-neuf points ont été mesurés sur 6,8 km, soit un point tous les 350 m en moyenne (Figure 5.39). L'enfoncement est plus marqué à l'amont avec des valeurs s'étalant de 0,2 à 1,4 m. On observe sur cette partie une exception avec un exhaussement compris entre 1 et 1,4 m au niveau du troisième point en partant de l'amont. Cette très nette différence avec les valeurs d'incision enregistrées immédiatement à l'amont et à l'aval constitue une anomalie difficilement explicable. Sur la partie aval, le lit est stable ou s'incise légèrement pour la majorité des

points. L'incision se produit avec certitude au niveau de trois points, avec des valeurs allant de 0,1 à 0,9 m.

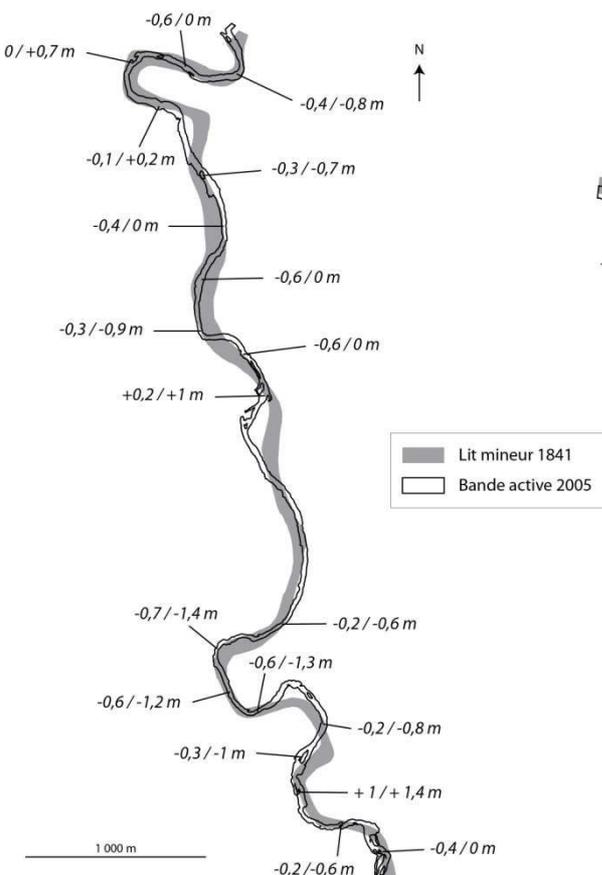
### 2.1.2. COMPARAISON DES LIGNES D'EAU D'ETIAGE 1856-1932/1932-1989/1989-2005

Entre 1856 et 1932, sept points de comparaison sont disponibles (soit un point tous les 1,5 km environ) (Figure 5.40). Si l'on s'intéresse uniquement aux évolutions brutes, quatre de ces points indiquent une stabilité du lit. Les deux points amont sont sujets à un léger exhaussement tandis que l'avant-dernier point aval subit à l'inverse un léger enfouissement. L'incertitude est cependant ici trop grande pour que ces évolutions puissent être considérées comme avérées.

Entre 1932 et 1989, cinq points sont renseignés (soit un point tous les 2,1 km environ) (Figure 5.40). Les évolutions sont de faible amplitude. On note une incision et un exhaussement survenus avec certitude (point 5 et point 2 respectivement).

Entre 1989 et 2005, les variations pour quatre des cinq points disponibles sont trop faibles pour être significatives (Figure 5.40). Le premier point enregistre un exhaussement avéré.

#### SECTEUR 1



#### SECTEUR 2

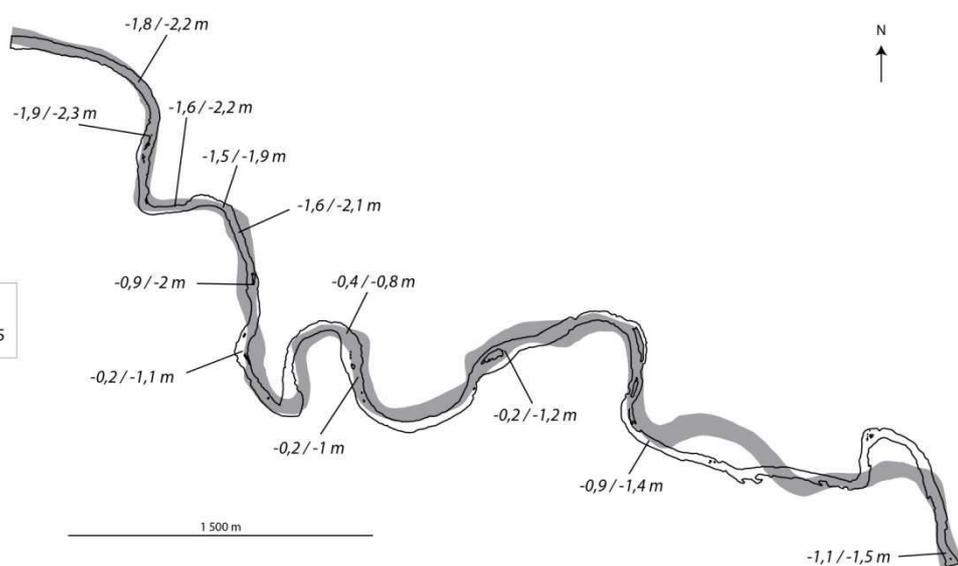


Figure 5.39 Evolution de la cote du lit entre 1856 et 2010 sur les secteurs 1 et 2.

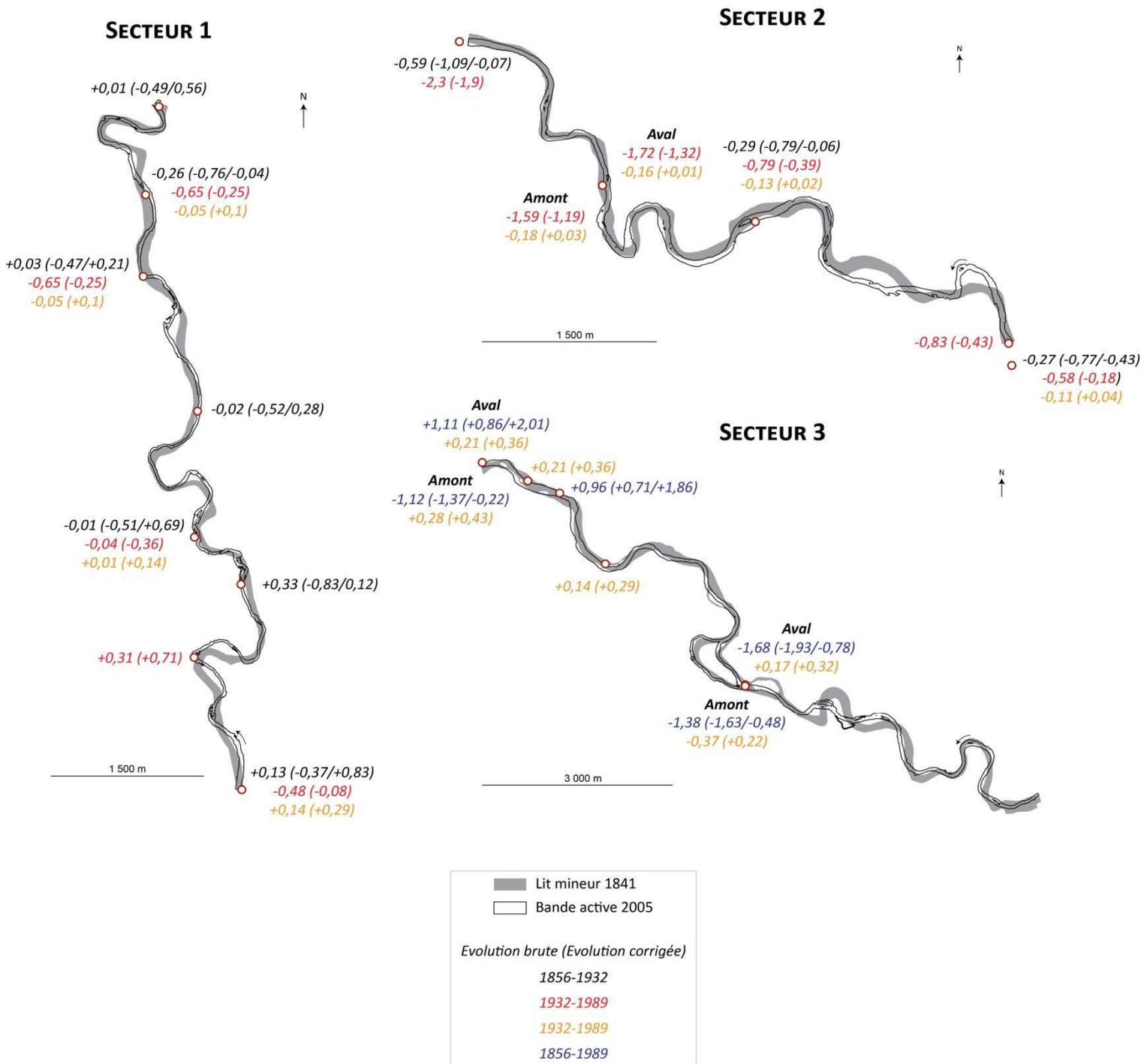


Figure 5.40 Evolution de la ligne d'eau d'étiage pour les différentes périodes étudiées.

## 2.2. SECTEUR 2, UN ENFONCEMENT MARQUE

### 2.2.1. COMPARAISON DES COTES ALTIMETRIQUES DU LIT 1856-2010

L'incision est forte (Figure 5.39). Douze points ont été mesurés sur sept km, soit un point tous les 580 m en moyenne (Figure 5.39). Trois parties s'individualisent. A l'amont, l'enfoncement est compris entre 0,9 et 1,5 m. Il est plus faible sur la section médiane, avec des valeurs comprises entre

0,2 et 1,2 m. Il augmente ensuite nettement sur la partie aval pour atteindre des valeurs allant de 0,9 à 2,3 m.

### 2.2.2. COMPARAISON DES LIGNES D'EAU D'ETIAGE 1856-1932/1932-1989/1989-2005

Entre 1856 et 1932, seuls trois points sont renseignés (soit un point tous les 2,8 km environ) (Figure 5.40). Les évolutions brutes indiquent une incision comprise entre 0,27 et 0,59 m. L'incertitude est cependant trop importante pour que ces évolutions puissent être considérées comme avérées.

Entre 1932 et 1989, les cinq points disponibles (soit un point tous les 1,7 km environ) indiquent un enfouissement important. En valeur brute, il est compris entre 0,58 et 2,3 m (Figure 5.40).

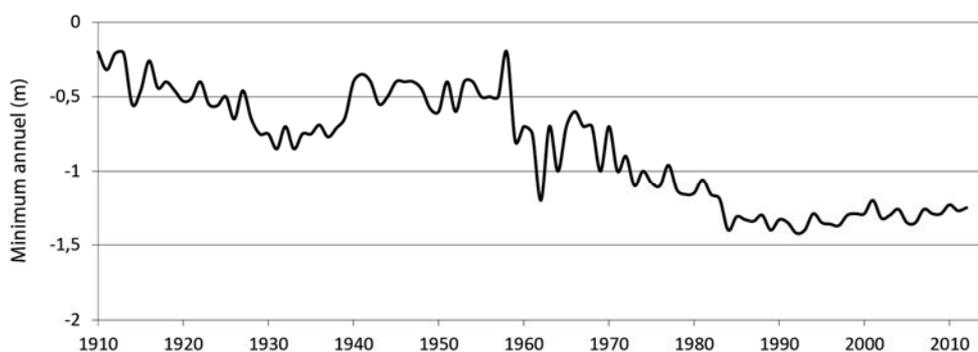
Entre 1989 et 2005, les évolutions sont d'une trop faible amplitude pour être significatives (Figure 5.40).

### 2.2.3. EVOLUTION DU MINIMUM ANNUEL ENTRE 1910 ET 2012

L'enfoncement est compris entre 0,65 et 1,2 m (Figure 5.41). Ces valeurs sont cohérentes avec les 1,1-1,5 m d'incision enregistrés 200 m à l'aval entre 1856 et 2010 à partir de la comparaison des cotes du lit.

Dans le détail, l'évolution n'est pas linéaire. Le lit s'incise de façon régulière jusqu'à la fin des années 1920 puis survient une phase de stabilité jusqu'à la fin des années 1930. On observe alors une brusque élévation suivie d'une nouvelle phase de stabilité jusqu'à la fin des années 1950. Après une reprise brutale de l'incision, le lit semble se stabiliser entre 1958 et 1963, mais la forte variabilité du minimum annuel de la ligne d'eau sur cette période ne permet pas d'être affirmatif. L'ultime phase d'incision démarre ensuite à compter de 1970 pour prendre fin en 1984. Depuis cette date, le niveau du lit est stable.

Les modifications soudaines et marquées du minimum annuel pourraient résulter de déplacements d'échelles hydrométriques, mais aucune des archives consultées n'a permis de valider cette hypothèse. Elles pourraient aussi être liées à des travaux pratiqués dans le lit. Si la reconstitution précise de telles actions est impossible, il est cependant avéré que plusieurs tentatives de stabilisation du lit à l'aide de seuils de fortune ont été effectuées entre les années 1960 et 1980 (Limandat, com. pers.). La présence de ces seuils expliquerait alors également les phases temporaires de stabilisation du lit. Ces modifications pourraient enfin découler de l'impact de grandes crues. L'élévation du lit à Saint-Amand-Montrond en 1940 pourrait être par exemple la conséquence directe de la crue de fréquence de retour centennale survenue cette même année.



**Figure 5.41** Evolution de la hauteur d'eau minimale annuelle au niveau de l'échelle hydrométrique de Saint-Amand-Montrond.

### **2.3. SECTEUR 3, UN MANQUE DE DONNEES**

Sur ce secteur, les périodes 1856-1932 et 1932-1989 ne sont pas renseignées car le profil de 1932, levée lors d'une crue, n'était pas exploitable. Par ailleurs, l'évolution de la cote du lit entre 1856 et 2010 n'a pu être reconstituée du fait de l'absence de données pour 1856. Seules les périodes 1856-1989 et 1989-2005 ont donc été traitées (comparaison des lignes d'eau d'étiage) (Figure 5.40). Les rares données disponibles concernent cependant des points particuliers, situés au niveau de deux seuils ou sur un tronçon placé sous l'influence direct de l'un de ces seuils. De ce fait, il a été impossible de déterminer la tendance évolutive globale du secteur.

#### ***Comparaison lignes d'eau d'étiage 1856-1989/1989-2005***

Pour la période 1856-1989, seuls trois points sont renseignés (soit un point tous les 5,3 km environ) (Figure 5.40). Le point amont est localisé au niveau d'un ancien seuil du moulin de Rozay, très fortement dégradé entre 1932 et 1989 et aujourd'hui à l'état de vestiges. A l'amont et à l'aval immédiats de ce seuil, l'incision est marquée (0,48 m et 0,78 m respectivement (valeurs minimales)). Le point aval est localisé au niveau du barrage du Boutet (hauteur de chute = 3 m (Sogreah, 2011)). Parfaitement conservé, celui-ci interrompt très vraisemblablement la totalité du transit de la charge de fond. A son aval immédiat, le lit a enregistré un enfoncement compris entre 0,22 et 1,37 m. A son amont immédiat, s'est produit un exhaussement égal ou supérieur à 0,86 m. Le troisième point pour lequel on dispose de données est situés dans la zone de remous du barrage. Y a été enregistré un exhaussement compris entre 0,71 et 1,86 m.

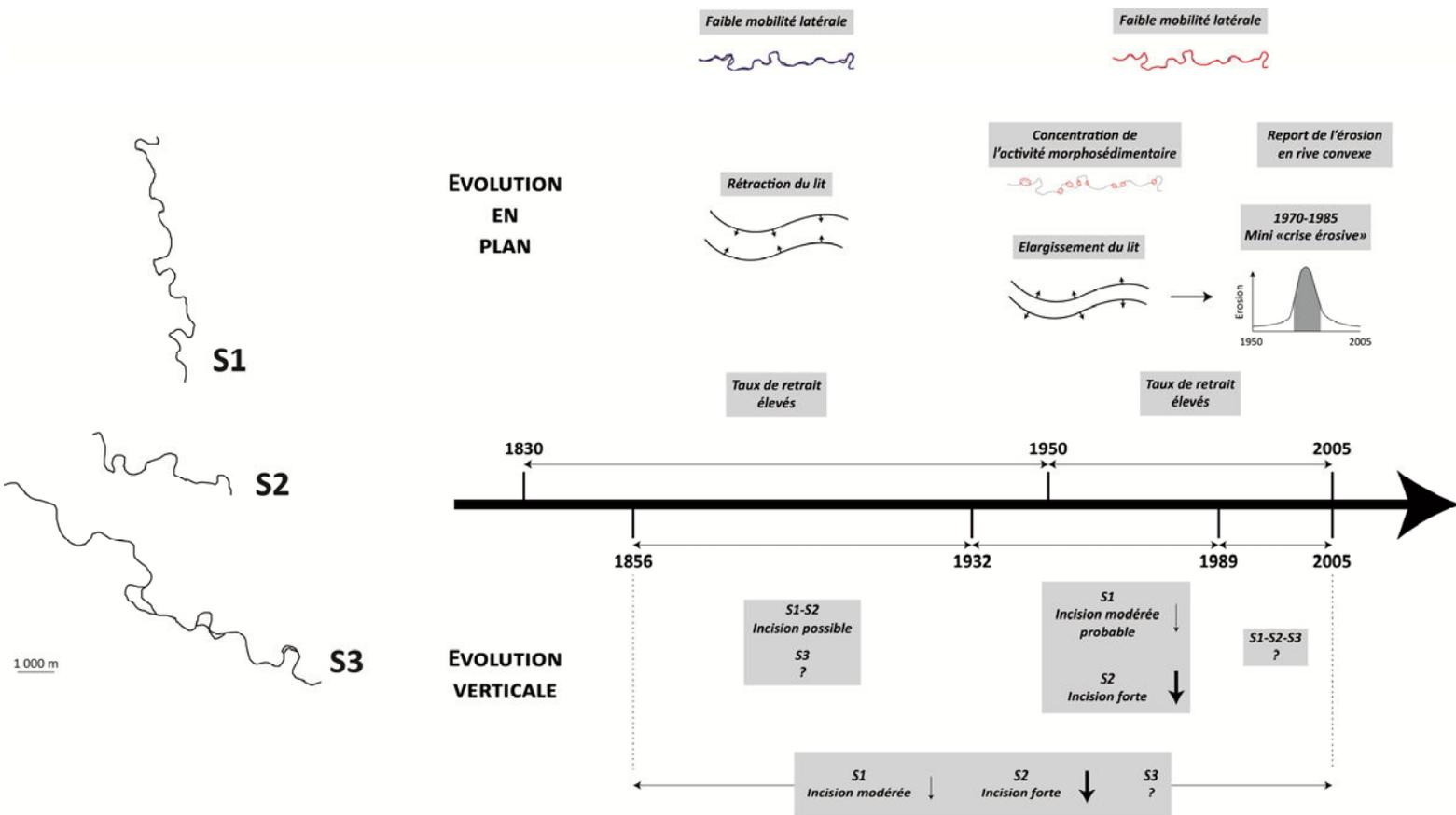
Entre 1989 et 2005, les points disponibles sont également situés soit au niveau des seuils soit sur le tronçon influencé par le barrage du Boutet (Figure 5.40). On observe pour tous un exhaussement du lit. Seul le point à l'amont immédiat du seuil du moulin de Rozay, sujet à un enfoncement, fait exception.

### **SYNTHESE SUR L'ÉVOLUTION VERTICALE DU LIT DU CHER DEPUIS 1856**

Entre 1856 et 2010, le secteur 1 a été le siège d'une incision modérée. Le lit du secteur 2 a en revanche connu un enfoncement très marqué (valeurs maximales de l'ordre de 2 m). Celui-ci est pour l'essentiel survenu entre 1932 et 1989. Sur le secteur 3, l'évolution n'a pu être caractérisée que sur le tronçon influencé par le barrage du Boutet, ouvrage interrompant très vraisemblablement l'intégralité du transit de la charge de fond. Comme cela pouvait être attendu dans un tel cas de figure, le lit sur le tronçon en question est sujet à un exhaussement au cours de la totalité de la période d'étude.

La comparaison des cotes altimétriques du lit a par ailleurs permis de mettre en évidence une grande variabilité spatiale des évolutions, et ce même sur de courtes distances.

Sur la Figure 5.42 sont synthétisés les enseignements majeurs relatifs à la caractérisation spatiale de l'évolution des méandres du Cher depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle.



**Figure 5.42** Principales caractéristiques spatiales de l'évolution des méandres depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle.

Les principales caractéristiques spatio-temporelles de l'évolution des méandres entre 1830 et 2013 sont désormais connues. Reste maintenant à en déterminer les facteurs de contrôle. Dans la partie à venir sont dans un premier temps abordées les relations entre intensité de l'activité érosive et débits potentiellement morphogènes. Dans un second temps, sont mises en évidence les causes de la faible mobilité des méandres depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle, celles de la concentration de l'activité érosive entre 1950 et 2005, et enfin celles de la variabilité de la largeur du lit au cours de la totalité de la période d'étude.



# CHAPITRE 6

## FACTEURS DE CONTROLE DE L'EVOLUTION PLANIMETRIQUE DES FORMES FLUVIALES

<b>A - RELATIONS HYDROLOGIE – DYNAMIQUE FLUVIALE .....</b>	<b>151</b>
<b>B - CARACTERISTIQUES SPATIALES DE L'EVOLUTION DES MEANDRES : FACTEURS DE CONTROLE.....</b>	<b>175</b>



## A - RELATIONS HYDROLOGIE – DYNAMIQUE FLUVIALE

La caractérisation de l'évolution du régime hydrologique du Cher, dans une perspective d'amélioration de la compréhension de la trajectoire spatio-temporelle des formes de la rivière, passe par l'étude de deux gammes principales de débits. La première se rapporte aux « hautes eaux ». Elle conditionne en grande partie la capacité érosive de la rivière. La seconde se rapporte aux étiages. Elle constitue un des principaux facteurs de stabilisation de la charge sédimentaire. La durée, l'intensité et la saison des étiages constituent en effet un des contrôles majeurs du développement de la végétation ligneuse dans la bande active. En raison de trop grandes lacunes dans les données d'étiage, seule la question des hautes eaux sera ici traitée.

Deux voies distinctes peuvent être empruntées pour estimer l'efficacité morphologique sur le long terme de crues de magnitudes variées (Kochel, 1988 ; Costa et O'Connor, 1995 ; Knighton, 1998 ; Sloan et *al.*, 2001 ; Fuller, 2007). La première est strictement quantitative et s'appuie sur la détermination de la gamme des débits efficaces, c'est-à-dire des débits responsables de l'essentiel des volumes solides transportés par suspension et/ou charriage (Wolman et Miller, 1960 ; Andrews, 1980 ; Andrews et Nankervis, 1995). Cette thématique sera explorée dans le détail dans le Chapitre 8.A. La seconde voie est davantage « qualitative » et s'intéresse plus spécifiquement à la capacité des événements considérés à modifier la morphologie préexistante d'un système donné (Wolman et Gerson, 1978). Les différents éléments développés dans cette partie se rapportent principalement à cette dernière approche. Deux types de données sont la plupart du temps explorés : l'intensité des crues et leur durée, celle-ci étant souvent à peu près équivalente à la durée des débits à pleins bords.

Notre propos s'articulera autour de trois points successifs. Dans un premier temps, est estimée la valeur du débit à pleins bords. Dans un deuxième temps, est analysée l'évolution temporelle du régime de crues. Nous cherchons ici à détecter d'éventuelles tendances ou ruptures dans les séries de données hydrologiques utilisées. Dans un dernier temps, est enfin abordée la question de l'influence respective de la durée et de la magnitude des crues sur l'érosion planimétrique au cours de la période 1950-2005.

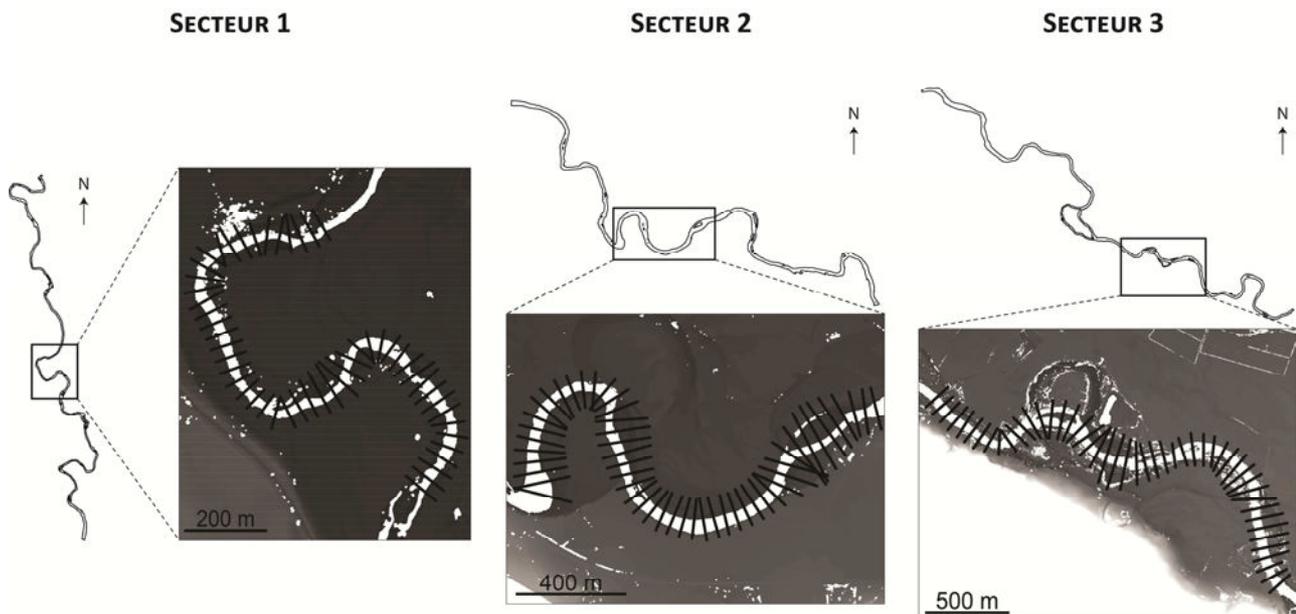
### 1. DETERMINATION DU DEBIT A PLEINS BORDS

#### 1.1. METHODOLOGIE

La détermination du débit à pleins bords pose certaines difficultés d'ordre méthodologique en raison notamment des nombreuses définitions existantes du niveau à pleins bords (Williams, 1978 ; Navratil et *al.*, 2006 ; Lenzi et *al.*, 2006). Par ailleurs, il ne s'agit pas en réalité d'un débit précis mais plutôt d'une gamme de débits, puisque même pour une définition donnée du niveau à pleins bords, le débordement dans le lit majeur en divers point de la rivière se réalise pour des niveaux d'eau différents fonctions de la variabilité de la géométrie du lit.

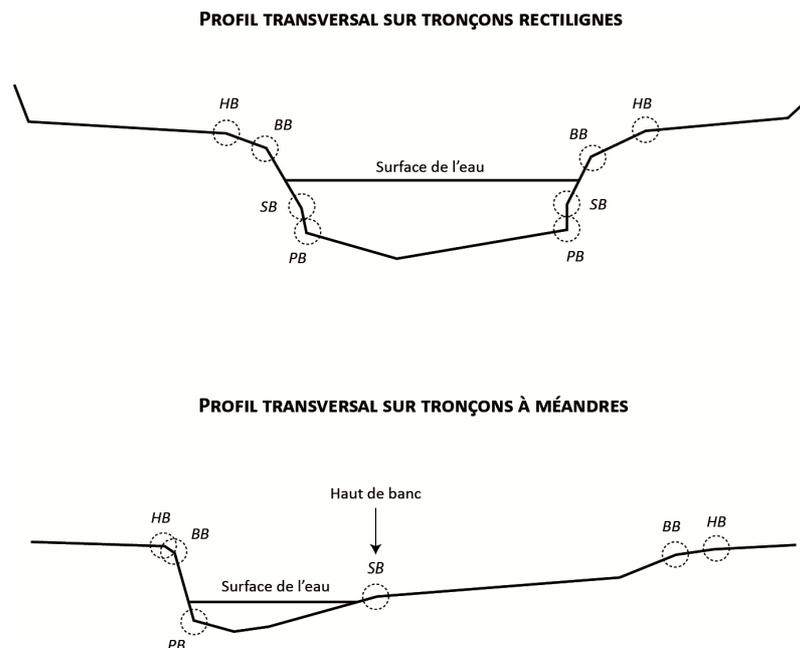
Pour estimer le niveau à pleins bords, nous avons fait le choix de recourir à la méthode développée par Navratil et *al.* (2006). Elle consiste à identifier le niveau à pleins bords le long d'une série de profils transversaux puis à déterminer la ligne d'eau pour laquelle la moyenne des différences absolues entre ligne d'eau et niveaux à pleins bords est la plus faible.

Les tronçons sur lesquels ont été effectués ces mesures et calculs sont d'une longueur comprise entre 1,6 et 2,8 km (Figure 6.1). Ils sont considérés comme représentatifs de chacun des secteurs d'étude.



**Figure 6.1** Localisation des profils utilisés pour déterminer la largeur à pleins bords sur chacun des secteurs d'étude.

Nous avons retenu le bord de berge (BB) comme définition du niveau à pleins bords puisqu'il permet une meilleure caractérisation des processus morphologiques prenant place dans le lit mineur (Navratil et *al.*, 2006) (Figure 6.2). Il est défini comme le point d'inflexion entre lit mineur et lit majeur. Il correspond ainsi au point à partir duquel la pente de la berge décroît significativement (Navratil, 2005). Le long de chaque profil, la cote à pleins bords la plus basse des deux berges a été systématiquement retenue.



**Figure 6.2** Localisation du niveau à pleins bords.

HB = Haut de berge. BB = Bord de berge. SB = Sous berge. PB = Pied de berge (Navratil, 2005, modifié).

Avec un niveau à pleins bords défini comme le bord de berge, Navratil (2005) prescrit un minimum de 24 profils pour obtenir une estimation à +/- 10 % de la valeur du débit à pleins bords. Les profils utilisés ont été extraits du MNT Lidar de la vallée du Cher.

Navratil et al. (2006) ont recouru à un modèle hydraulique pour ajuster la ligne d'eau, mais nous ne disposons pas des données nécessaires à la réalisation d'un tel modèle. Ici, l'ajustement a été effectué à partir des enregistrements des hauteurs d'eau fournis par des sondes piézométriques positionnées dans le lit à l'amont et à l'aval des tronçons d'étude. Une fois déterminée la ligne d'eau à pleins bords, il nous a fallu calculer le débit correspondant. Pour ce faire, la relation hauteur/débit a été reconstituée au niveau de chacune des sondes. Comme celles-ci sont éloignées de plusieurs km ou dizaines de km des stations hydrologiques de référence, il s'est avéré délicat de rapporter une hauteur d'eau précise à un débit instantané donné. Ce problème a été contourné en retenant uniquement les hauteurs associées à des débits stabilisés sur une durée minimum de 24 h. La relation hauteur/débit a ensuite été ajustée par une loi puissance et l'équation obtenue a été utilisée pour déterminer le débit à pleins bords.

Enfin, comme les débits à pleins bords ici calculés correspondent aux débits enregistrés au niveau de stations hydrologiques plus ou moins éloignées des secteurs d'étude, une correction a dû être appliquée pour obtenir le débit à pleins bords au niveau de ces secteurs<sup>1</sup>.

## 1.2. LES VALEURS DU DEBIT A PLEINS BORDS

Pour connaître le détail de la démarche ayant permis le calcul du débit à pleins bords sur chacun des secteurs, le lecteur se référera à l'Annexe C.

### 1.2.1. SECTEUR 1

Le débit à pleins bords calculé est compris entre  $84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la sonde amont et entre  $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la sonde aval. Une valeur de  $85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a été finalement retenue (Tableau 6.1). Elle correspond à une période de retour de 1,25 an (ajustement de Gumbel à partir des débits maximaux annuels sur 23 années entre 1988 et 2011). La période de retour 1,5 ans correspond à un débit de  $105 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . **Le débit à pleins bords est atteint ou dépassé 6,2 jours par an** (Tableau 6.1). Après correction du débit indiqué à la station hydrologique, **la valeur du débit à pleins bords sur le secteur d'étude s'élève à  $102 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .**

### 1.2.2. SECTEUR 2

Le débit à pleins bords calculé est de  $288 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la sonde amont et  $292 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la sonde aval. Nous avons retenu une valeur de  $290 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Tableau 6.1). Ceci correspond à une période de

<sup>1</sup> Les formules usuellement utilisées sont du type :  $Q/q = (A/a)^n$ , avec  $Q$ , le débit à la station aval (en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $q$ , le débit à la station amont (en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $A$ , la taille du bassin-versant à la station amont (en  $\text{km}^2$ ) et  $a$ , la taille du bassin-versant à la station aval (en  $\text{km}^2$ ).

La DREAL Rhône-Alpes a par exemple proposé la relation  $Q/q = (A/a)^{0,8}$  pour les bassins-versants de taille inférieure à  $2000 \text{ km}^2$  (Bravard et Petit, 2000). Aucune relation de ce type n'a encore été proposée pour le bassin-versant de la Loire. Nous nous sommes donc appuyés sur la relation de Myer qui donne :  $Q/q = (A/a)^{0,7}$ .

retour de 3,05 ans (ajustement de Gumbel à partir des débits maximaux annuels sur 38 années entre 1966 et 2011). La période de retour 1,5 an correspond à un débit de  $212 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . **Le débit à pleins bords est atteint ou dépassé 1,05 jour par an** (Tableau 6.1). Après correction du débit indiqué à la station hydrologique, **la valeur du débit à pleins bords sur le secteur d'étude s'élève à  $313 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** .

Le débit à pleins bords actuel à Saint-Amand-Montrond présente une période de retour particulièrement élevée en raison de l'enfoncement du lit survenu sur l'ensemble du secteur. Sur le tronçon sur lequel ont été effectuées les mesures pour déterminer le débit à pleins bords, l'incision du lit a atteint de 0,4 m à 1 m entre 1932 et 2005 (cf. Chapitre 5 C.2.2).

En utilisant les équations de régression développées pour les sondes amont et aval et en considérant un niveau à pleins bords inférieur de 0,4 à 1 m au niveau actuel, on obtient un débit à pleins bords pré-incision de  $178 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (période de retour de 1,22 an) pour un enfoncement de 1 m et de  $245 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (période de retour de 1,96 an) pour un enfoncement de 0,4 m (Tableau 6.1). Ceci équivaut à respectivement 5,4 et 2,1 jours de dépassement annuel. Si la fourchette de valeur avancée est large, elle peut cependant être considérée comme assez fiable. Les périodes de retour correspondant aux deux valeurs proposées sont en effet similaires à celles calculées pour les secteurs 1 et 3 (Tableau 6.1).

### 1.2.3. SECTEUR 3

Le débit à pleins bords calculé est de  $342 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour les sondes amont et aval (Tableau 6.1). Ceci correspond à une période de retour de 1,96 ans (ajustement de Gumbel à partir des débits maximaux annuels sur 63 années entre 1932 et 2011). La période de retour 1,5 an correspond à un débit de  $292 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . **Le débit à pleins bords est atteint ou dépassé 4,3 jours par an** (Tableau 6.1). Après correction du débit indiqué à la station hydrologique, **la valeur du débit à pleins bords sur le secteur d'étude s'élève à  $338 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** .

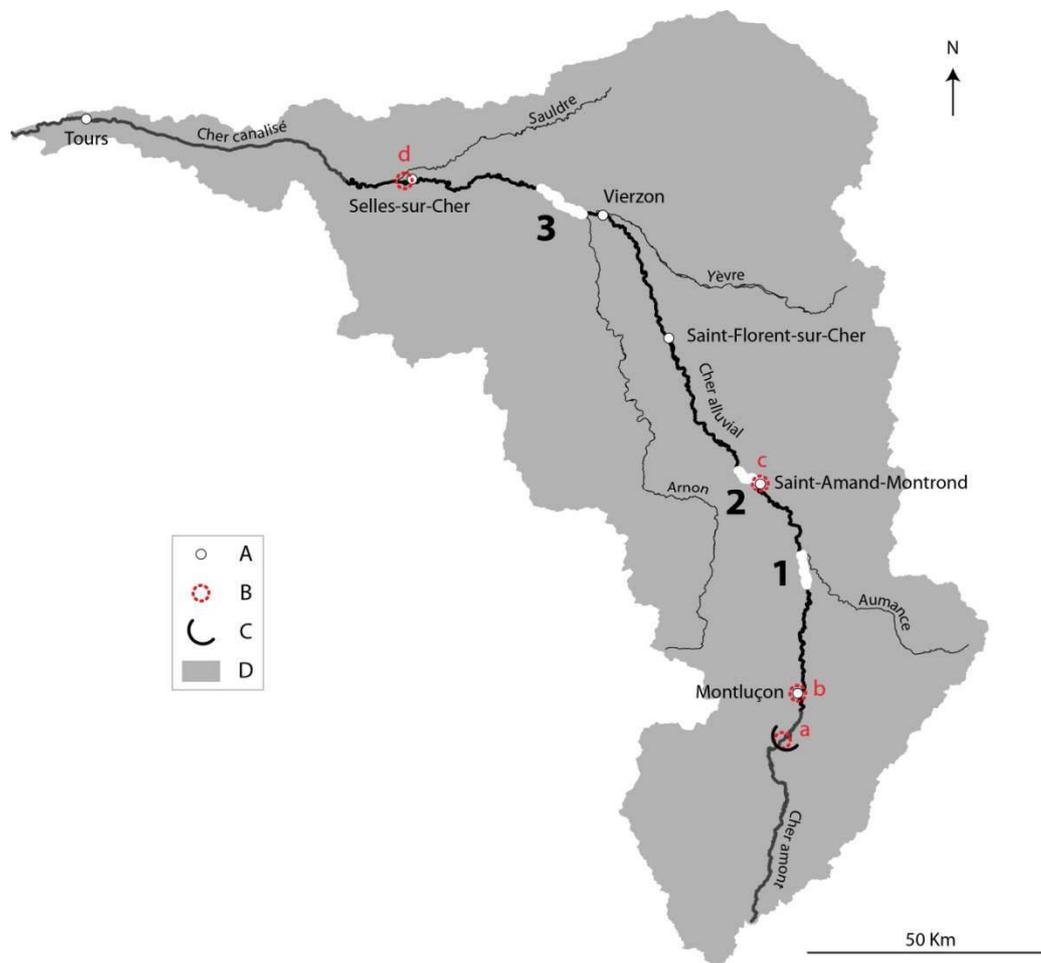
**Tableau 6.1** Débit à pleins bords sur chacun des secteurs d'étude.

*Entre parenthèses, les valeurs estimées sur le secteur 2 en 1932, avant que ne se produise l'essentiel de l'incision. PB : Pleins bords.*

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Largeur PB tronçon (m)</b>	42	69	88
<b>Largeur PB secteur (m)</b>	52	60	81-106
<b>Q<sub>PB</sub> station hydro (<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>)</b>	85	290 (178-245)	342
<b>Q<sub>PB</sub> secteur (<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>)</b>	102	313 (193-265)	338
<b>Q<sub>1,5</sub> Station hydro (<math>\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}</math>)</b>	105	212	292
<b>Période de retour AMF (an)</b>	1,25	3,05 (1,22-1,96)	1,96
<b>Fréquence PDS (nbrj.an<sup>-1</sup>)</b>	6,2	1,05 (2,1-5,4)	4,3

## 2. CARACTERISATION DE L'ÉVOLUTION DU RÉGIME DE CRUES – 1932-2012

Les questions qui se posent ici portent sur la détection et la caractérisation d'éventuelle(s) tendance(s) et rupture(s) relatives à la fréquence, la durée, et l'intensité des crues.



**Figure 6.3** Localisation des secteurs d'étude et des stations hydrologiques de référence.

A : Principales villes. B : Stations hydrologiques. Ba : Station de Teillet-Argenty. Bb : Station de Montluçon. Bc : Station de Saint-Amand-Montrond. Bd : Station de Selles-sur-Cher. C : Barrage de Rochebut. D : Bassin-versant du Cher.

### 2.1. DONNÉES DISPONIBLES ET STATIONS HYDROLOGIQUES ANALYSÉES

Bien qu'encore aujourd'hui associés à une marge d'erreur parfois non négligeable, en particulier pour les crues, les débits demeurent les données les plus fiables pour la caractérisation de l'évolution du régime hydrologique d'une rivière. Pour deux des trois stations hydrologiques utilisées comme référence sur les secteurs d'étude (Saint-Amand-Montrond et Montluçon) (Figure 6.3), ces données sont cependant trop récentes ou trop lacunaires pour pouvoir être analysées. **Au final, seule la station de Selles-sur-Cher (secteur 3) a pu être exploitée** (40 km à l'aval du secteur 3) (Figure 6.3). Les débits y sont disponibles pour la **période courant de 1932 à aujourd'hui, avec un hiatus entre 1939 et 1956**. Pour cette raison, l'évolution de l'intensité des débits de crues n'a été envisagée qu'à compter de 1957.

Le recours aux hauteurs d'eau à l'échelle, disponibles de 1910 à 2012, a en revanche permis d'estimer pour la période 1939-1956 le nombre de crues survenues ainsi que le nombre de jours pour lequel le débit pleins bords aura été atteint ou dépassé. Pour effectuer cette reconstitution, ont été utilisées les relations hauteurs-débits pour les deux années qui ont précédé et les quatre années qui ont suivi la période lacunaire. Si le dénombrement des crues peut être considéré comme fiable, la durée de chacun de ces événements est en revanche la plupart du temps entachée d'une incertitude. Ceci implique donc que pour chaque année ayant connu une crue, deux valeurs renseignent la durée totale de débordement. La première correspond à une estimation minimale, la seconde à une estimation maximale. Une procédure similaire a été appliquée à l'année 1981, elle aussi manquante.

Sur le secteur 1, les données à la station de Montluçon sont disponibles depuis trop peu de temps (1988) pour que puisse être caractérisée l'évolution du régime hydrologique. Il est en revanche possible de recourir à la chronique de débit de la station de Teillet-Argenty (45 km à l'amont du secteur 1) (Figure 6.3), disponible sans hiatus de 1948 à 2009. La superficie du bassin-versant au niveau de chacune des stations est très proche, 1716 km<sup>2</sup> pour la première, 1600 km<sup>2</sup> pour la seconde, et aucune confluence majeure ne vient s'intercaler entre elles. Les débits disponibles correspondent aux débits naturels reconstitués (somme des débits turbinés, des débits déversés et de la variation de la réserve du barrage) par le gestionnaire (EDF) à la sortie du barrage de Rochebut.

Toutes les données utilisées dans cette analyse proviennent de la Banque Hydro.

## **2.2. APPROCHES METHODOLOGIQUES ET TESTS STATISTIQUES**

### **2.2.1. PRINCIPE**

Deux approches distinctes ont été développées. La première est fondée sur la crue annuelle maximum (*Annual Maximum Flood* : AMF) et la seconde sur l'intégralité des débits supérieurs à une valeur seuil donnée (*Partial Duration Series* : PDS) (Petit et Pauquet, 1997 ; Lang et al., 1999 ; Navratil et al., 2006).

#### **2.2.1.a. APPROCHE AMF (ANNUAL MAXIMUM FLOOD)**

Cette approche repose sur le débit journalier maximum atteint lors de chaque année hydrologique (de septembre à août). En ne retenant qu'une seule valeur de débit par année, cette méthode présente le grand désavantage, d'une part de ne pas conserver l'intégralité des événements de crues sur la période d'analyse, d'autre part, pour les années dépourvues de débordements, d'intégrer aux données traitées des débits qui ne sont pas des débits de crues. De plus, seule l'évolution de l'intensité des crues peut être ici analysée. La période couverte s'étend de 1957 à 2012 pour la station de Selles-sur-Cher et de 1948 à 2009 pour la station de Teillet-Argenty.

#### **2.2.1.b. APPROCHE PDS (PARTIAL DURATION SERIES)**

Cette approche est en revanche exhaustive puisque tous les événements survenus pour un débit supérieur à un seuil donné, ici le débit à pleins bords, sont pris en compte. Elle permet d'autre part une analyse en termes d'intensité, de fréquence et de durée. La période traitée s'étend de 1932 à 2012 pour la station de Selles-sur-Cher et de 1948 à 2009 pour la station de Teillet-Argenty.

L'approche PDS impose dans un premier temps de s'assurer de l'indépendance de deux événements hydrologiques successifs (Lang et al., 1999 ; Pauquet et Petit, 1997 ; Navratil et al.,

2006). Deux critères sont habituellement utilisés, mais un seul d'entre eux suffit à être discriminant. Deux pics successifs de débits sont ainsi considérés comme indépendants lorsque :

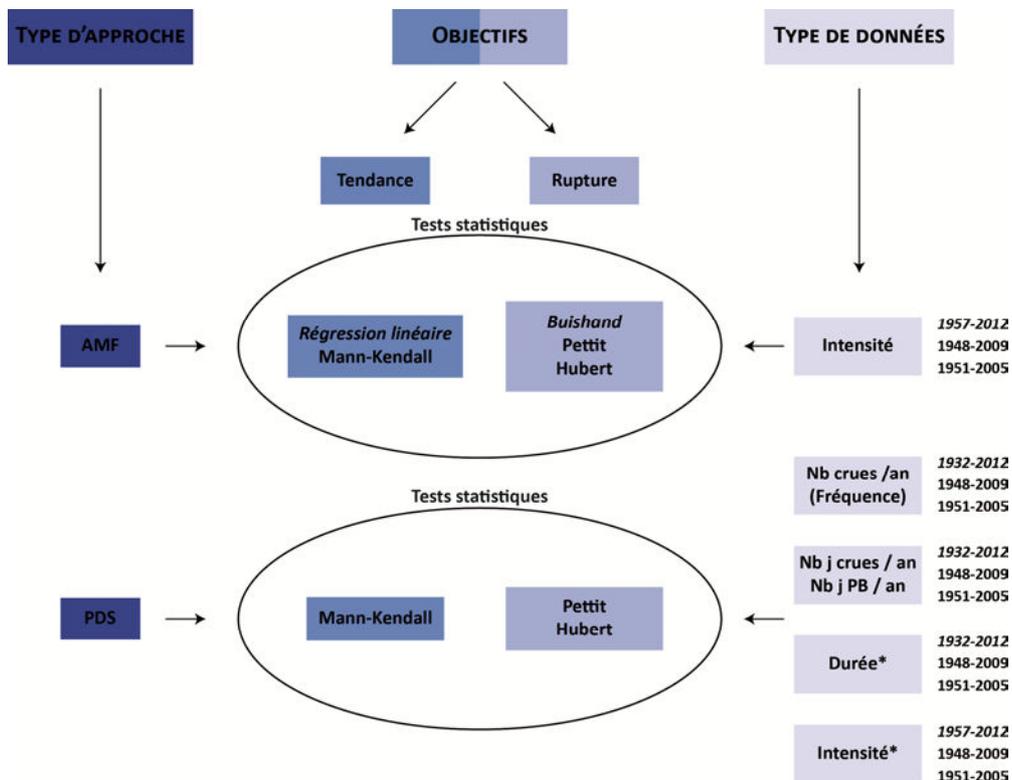
- La durée minimum séparant les deux évènements dépasse un seuil donné.

La détermination de cette durée s'avère très équivoque et aucune méthode ne fait actuellement consensus. Nous avons fait le choix de retenir le critère proposé par le Water Resources Council (USWRC, 1976, cité dans Lang et *al.*, 1999) qui considère deux évènements successifs comme indépendants lorsque la durée les séparant est supérieure à cinq jours plus le logarithme de la superficie du bassin-versant (en miles<sup>2</sup>). Cela équivaut ici à une durée de neuf jours à la station de Selles-sur-Cher et de huit jours à la station de Teillet.

- Le débit minimum atteint entre les deux pics est inférieur à un seuil donné. Il a été fixé ici à 75% du plus faible de ces pics (USWRC, 1976, cité dans Lang et *al.*, 1999).

### 2.2.2. TESTS STATISTIQUES

Sont synthétisés sur la Figure 6.4 les liens entre types d'approche (AMF ou PDS), types de données et types de tests appliqués. La détection de tendances ou de ruptures a été effectuée sur chaque station pour l'ensemble de la période pour laquelle nous disposons de données, mais également pour la plus grande période commune aux deux stations afin de comparer ces dernières, et enfin pour la période 1951-2005, qui correspond à la période d'étude de l'évolution diachronique des formes en plan des méandres du Cher. Les détails relatifs aux tests statistiques utilisés sont présentés dans la suite du texte.



**Figure 6.4** Types d'approches, de données et de tests statistiques utilisés pour caractériser l'évolution temporelle des crues du Cher.

Apparaissent en italique les tests ou périodes concernant uniquement la station de Selles-sur-Cher.

\*La détection d'éventuelles ruptures à partir du test d'Hubert ou d'éventuelles tendances sur les séries de données relatives à la durée et à l'intensité des crues n'a pu être effectuée.

### **2.2.2.a. APPROCHE AMF**

La tendance évolutive des crues a été étudiée en termes de magnitude entre 1957 et 2012 à la station de Selles-sur-Cher et entre 1948 et 2009 à la station de Teillet-Argenty. Un ajustement linéaire (Renard et *al.*, 2006) a été appliqué seulement aux données de Selles-sur-Cher, car leur distribution suit une loi proche de la normale. Si la distribution n'est pas trop dissymétrique, un écart à la normale porte en effet peu atteinte à la robustesse de ce type de test (Lemaitre, 2002). Le test non-paramétrique de Mann-Kendall a également été utilisé pour les deux stations (Renard et *al.*, 2006).

Par ailleurs, la possibilité de survenue d'une rupture a été recherchée à l'aide de tests d'homogénéité. Le test de Buishand (paramétrique) a été utilisé pour la station de Selles-sur-Cher et le test de Pettit (non paramétrique) pour les deux stations (Renard et *al.*, 2006). Le test de segmentation de Hubert (Hubert, 2000a, 2000b ; Hubert et *al.*, 1989) a également été appliqué. Il présente l'avantage par rapport aux précédents tests de permettre l'identification de plusieurs ruptures au sein d'une série de données temporelles (Hubert, 2000b).

### **2.2.2.b. APPROCHE PDS**

L'évolution des crues a été ici estimée en termes d'intensité, de durée, de nombre annuel de jours de crues, de nombre annuel de jours pour lesquels le débit à pleins bords a été atteint ou dépassé et enfin de fréquence (nombre d'événements par an). Sur chacune des périodes, la distribution de ces différents types de données ne suit pas une loi normale. La détection d'une tendance ou d'une rupture impose donc le recours à des tests non-paramétriques (Renard et *al.*, 2006). Pour la détection d'une éventuelle tendance, le test de Mann-Kendall a été effectué (Renard et *al.*, 2006) et la pente de Sen a été calculée. Les séries de données relatives à la durée et à l'intensité des crues ne sont pas concernées. En effet, l'intervalle de temps séparant ces données est variable et le test de Mann-Kendall impose un intervalle fixe.

Pour la détection d'une éventuelle rupture, les tests de Pettit (Renard et *al.*, 2006) et d'Hubert ont été utilisés. Concernant celui-ci, les séries de données relatives à la durée et à l'intensité des crues n'ont pu être traitées.

Le recours à l'ensemble de ces tests impose l'indépendance des données (Pinter et *al.*, 2006, Petrow et *al.*, 2009). Pour s'assurer du respect de ce critère, un test d'autocorrélation temporelle a été systématiquement effectué pour chaque jeu de données. Comme les coefficients d'autocorrélation de chacune de ces séries se sont avérés très faibles (Annexe D1), aucune correction préalable des données n'a dû être effectuée avant l'application des tests précédemment cités.

## **2.2.3. VALIDITE DES DEBITS A LA STATION DE TEILLET-ARGENTY**

### **2.2.3.a. FORMULATION DU PROBLEME**

L'utilisation de débits reconstitués (débits turbinés + débits déversés + variation de la réserve du barrage) à la station de Teillet-Argenty peut être problématique dans la mesure où ils ne correspondent pas nécessairement aux débits restitués à la sortie du barrage (débits déversés + débits turbinés). Dans l'idéal, il eût en effet fallu uniquement recourir aux valeurs de débits restitués. Celles-ci ne sont malheureusement disponibles que pour la période 1995-2012 (données fournies par le gestionnaire (EDF) pour des débits supérieurs à  $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Nous formulons néanmoins l'hypothèse que pour des débits de crues, ceux qui nous intéressent ici, débits reconstitués et débits restitués

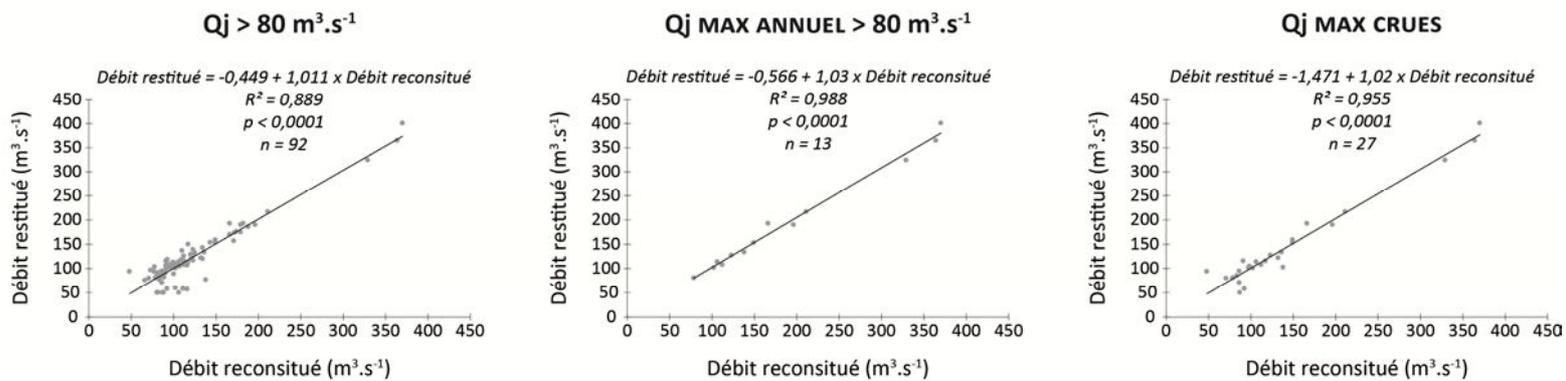
sont très proches puisque la variation de hauteur d'eau au niveau de la retenue est minime, le barrage étant la plus part du temps rempli dans ce type de contexte hydrologique. Pour le vérifier, nous avons comparé pour les deux types de données le nombre de jours à pleins bords, le nombre de crues, leur date d'occurrence, leur durée et leur intensité. La période considérée (1995-2009) correspond au plus long intervalle de temps pour lequel on dispose à la fois des débits restitués et des débits reconstitués.

La valeur du débit à pleins bords retenue est de  $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Elle a été estimée à partir de la formule de Myer (avec un débit à pleins bords à Montluçon estimé à  $85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) :

$$Q(\text{Montluçon})/q(\text{TeilletArgenty}) = (A(\text{Montluçon})/a(\text{TeilletArgenty}))^{0,7}$$

### 2.2.3.b. RESULTATS

Pour les débits de crues ( $Q_j > 80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), le débit maximal annuel ou encore le débit maximal atteint lors de chaque crue, les régressions entre valeurs de débits restitués et valeurs de débits reconstitués présentent des coefficients de détermination très élevés et très significatifs (Figure 6.5).



**Figure 6.5** Régression linéaire entre débits restitués et débits reconstitués à la station de Teillet-Argenty.

Le nombre de jours à pleins bords recensés pour chacun des types de débits est similaire. Il s'élève à 79 avec les débits restitués (16 % d'entre eux correspondant à des débits reconstitués inférieurs au débit à pleins bords) et à 85 avec les débits reconstitués (8 % d'entre eux correspondant à des débits restitués inférieurs au débit à pleins bords).

Les maxima annuels sont tous atteints lors des mêmes évènements. Pour 11 des 13 crues concernées, le maximum est survenu à la même date.

Par ailleurs, on recense 24 crues avec les débits restitués et 23 avec les débits reconstitués. Trois des 24 crues identifiées avec les débits restitués ne correspondent à aucune crue pour les débits reconstitués. Et trois des crues identifiées avec les débits reconstitués ne correspondent à aucune crue pour les débits restitués. De plus, deux des crues identifiées avec les débits reconstitués constituent une seule et même crue avec les débits restitués.

Enfin, la durée moyenne des crues est quasiment identique pour les deux populations (3,29 jours avec les débits restitués et 3,32 avec les débits reconstitués).

Si la correspondance entre les deux types de débits n'est donc pas parfaite, l'ensemble de ces résultats indique néanmoins que les débits reconstitués peuvent être raisonnablement utilisés en lieu et place des débits restitués pour caractériser l'évolution des débits de crues à l'aval du barrage de Rochebut entre 1948 et 2009.

## 2.3. RESULTATS – ÉVOLUTION ET CARACTERISATION DES CRUES

### 2.3.1. UNE AUGMENTATION DU NOMBRE DE CRUES ENTRE 1977 ET 1983

#### 2.3.1.a. APPROCHE AMF

Seul le test d'Hubert a permis l'identification d'une rupture dans la série de données de la station de Selles-sur-Cher (Annexe D2). Ces résultats indiquent l'existence d'une courte période (1989-1992) caractérisée par de plus faibles débits maximaux annuels ( $176 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en moyenne contre  $387 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  de 1957 à 1986 et  $388 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  de 1993 à 2012). Pour le restant des tests, aucune tendance ni rupture dans l'évolution du débit maximal annuel n'a pu être détectée (Tableau 6.2) (Annexe D2).

**Tableau 6.2** Résultats des tests statistiques permettant la détection d'une tendance ou d'une rupture dans la série de données relatives au débit maximal atteint annuellement aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.

		TENDANCE		RUPTURE		
		Mann-Kendall	Rég linéaire	Petit	Hubert	Buishand
<b>Max annuel</b>	<b>1957-2012 S</b>	Non	Non	Non	Oui	Non
	<b>1948-2009 T</b>	Non	/	Non	Non	/
	<b>1951-2005 T</b>	Non	/	Non	Non	/

Le « S » et le « T » indiquent les périodes qui ne concernent respectivement que les stations de Selles-sur-Cher et de Teillet-Argenty.

#### 2.3.1.b. APPROCHE PDS

Seul le test de Hubert a permis l'identification de ruptures pour certaines des séries de données relatives au nombre de crues. Les périodes concernées courent de 1948 à 2009 pour la station de Teillet-Argenty, de 1948 à 2009 et de 1951 à 2005 pour la station de Selles-sur-Cher (Tableau 6.3, Tableau 6.4) (Annexe D3).

Pour les autres tests et les autres périodes, aucune tendance ni rupture n'ont été détectées tant du point de vue de l'évolution du nombre de jours de crues (ou de jours à pleins bords) que de celui du nombre de crues, de leur durée ou de leur intensité (Tableau 6.5) (Annexe D3).

**Tableau 6.3** Limites des différentes périodes homogènes en termes de nombres de crues identifiées entre 1948 et 2009 à la station de Teillet-Argenty par l'intermédiaire du test d'Hubert.

	1948-2009			
	1948-1976	1977	1978-1983	1984-2009
<b>Nombre annuel de crues</b>	2	13	4,3	2

**Tableau 6.4** Limites des différentes périodes homogènes en termes de nombres de crues identifiées entre 1948 et 2009 et 1951 et 2005 à la station de Selles-sur-Cher par l'intermédiaire du test d'Hubert.

<b>1948-2009</b>			
	<b>1948-1976</b>	<b>1977-1983</b>	<b>1984-2009</b>
<b>Nombre annuel de crues</b>	0,71-0,75	2,6-2,7	0,92

<b>1951-2005</b>			
	<b>1951-1976</b>	<b>1977-1983</b>	<b>1984-2009</b>
<b>Nombre annuel de crues</b>	0,77-0,81	2,6-2,7	0,95

**Tableau 6.5** Résultats des tests statistiques permettant la détection d'une tendance ou d'une rupture dans les séries de données relatives au nombre annuel de jour de crue, au nombre annuel de jour à pleins bords, au nombre annuel de crues, à leur durée et à leur intensité aux niveaux des stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.

		<b>TENDANCE</b>		<b>RUPTURE</b>	
		<b>Mann-Kendall</b>	<b>Pettit</b>	<b>Hubert</b>	
<b>Nbr j PB / an</b>	<b>1932-2012 S</b>	Non	Non	Non	
	<b>1948-2009</b>	Non	Non	Non	
	<b>1951-2005</b>	Non	Non	Non	
<b>Nbr j crues / an</b>	<b>1932-2012 S</b>	Non	Non	Non	
	<b>1948-2009</b>	Non	Non	Non	
	<b>1951-2005</b>	Non	Non	Non	
<b>Nbr crues / an</b>	<b>1932-2012 S</b>	Non	Non	Non	
	<b>1948-2009</b>	Non	Non	Oui	
	<b>1951-2005</b>	Non	Non	Oui S – Non T	
<b>Durée crues</b>	<b>1932-2012 S</b>	/	Non	/	
	<b>1948-2009</b>	/	Non	/	
	<b>1951-2005</b>	/	Non	/	
<b>Intensité</b>	<b>1957-2012 S</b>	/	Non	/	
	<b>1948-2009 T</b>	/	Non	/	
	<b>1951-2005 T</b>	/	Non	/	

Le « S » et le « T » indiquent les périodes ou les résultats qui ne concernent respectivement que les stations de Selles-sur-Cher et de Teillet-Argenty.

### 2.3.2. DES CRUES PLUS NOMBREUSES MAIS MOINS LONGUES A L'AMONT

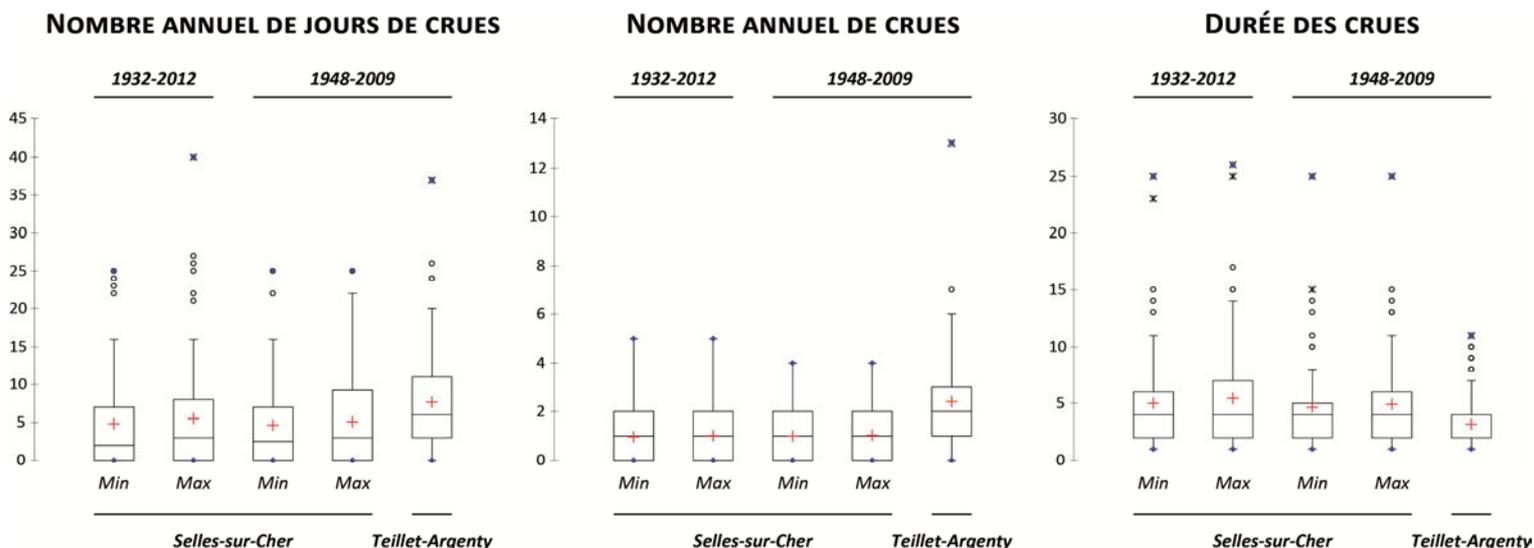
#### 2.3.2.a. NOMBRE DE CRUES, NOMBRE ANNUEL DE JOURS DE CRUE ET DUREE DES CRUES

##### ▪ Teillet-Argenty

Entre 1948 et 2009, on comptabilise en moyenne chaque année un total de 7,7 jours de débordements survenus à l'occasion de 2,4 crues dont la durée individuelle est de de 3,2 jours (Figure 6.6).

▪ **Selles-sur-Cher**

Entre 1932 et 2012, on comptabilise en moyenne chaque année un total de 6,9-7,3 jours de débordements survenus à l'occasion de 1,6 crues dont la durée individuelle est de de 5,4-5,8 jours (Figure 6.6).



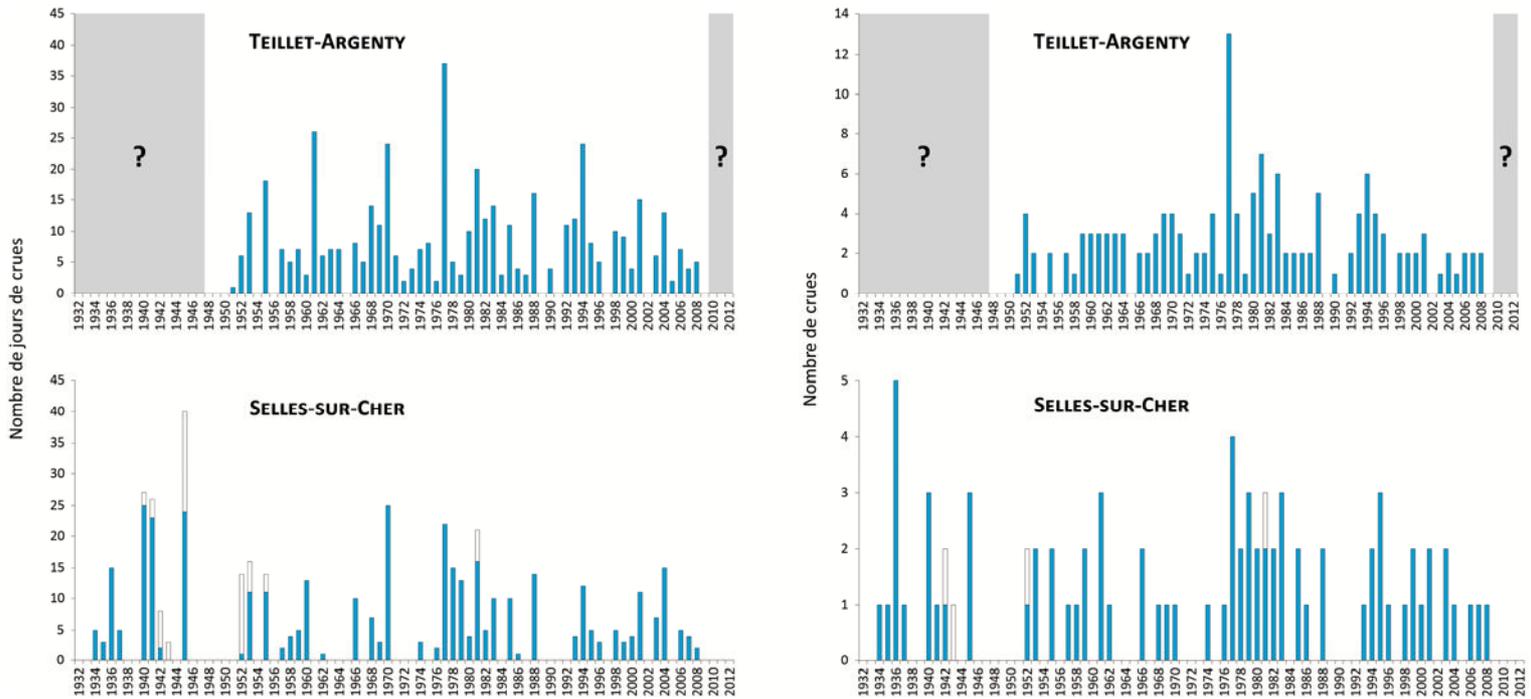
**Figure 6.6** Nombre annuel de jours de crues, de crues et durée des crues aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.

▪ **Comparaison**

A des fins de comparaison, ces différentes variables ont été décrites pour chacune des stations sur la plus longue période commune possible. Il apparaît ainsi qu'entre 1948 et 2009, le nombre moyen de crues par an est 2,3-2,4 fois supérieur à la station de Teillet-Argenty. A l'inverse, les crues sont nettement plus longues à la station de Selles-sur-Cher (durée des crues 1,5 fois plus importante).

Au final, la station de Teillet-Argenty s'avère davantage pourvue en termes de nombre annuel de jours à pleins bords ou de jours de crues (1,6-1,7 fois plus de jours à pleins bords par an et 1,5-1,6 fois plus de jours de crues par rapport à la station de Selles-sur-Cher). De plus, on y observe nettement moins d'années sans crues (1 année sans crue tous les 5,6 ans contre 1 année sans crue tous les 2,5 ans à la station de Selles-sur-Cher) (Figure 6.7). Ces périodes dépourvues de débordement excèdent une année à une seule reprise à la station de Teillet-Argenty et à quatre reprises à la station de Selles-sur-Cher (avec un maximum de 4 années consécutives sans crues) (Figure 6.7).

Les valeurs prises par l'ensemble de ces variables sont similaires pour les périodes 1948-2009 et 1951-2005.



**Figure 6.7** Nombre annuel de jours de crues et nombre annuel de crues aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.

Les parties grisées pour les histogrammes de la station de Teillet-Argenty correspondent aux périodes pour lesquelles on ne dispose pas de données.

Les spécificités de chacune de ces stations traduisent des contextes topographiques, climatiques et géologiques différenciés. A Teillet-Argenty, le plus grand nombre de crues et leur plus courte durée résultent ainsi vraisemblablement :

- d'une influence marquée du caractère semi-montagnard du bassin-versant,
- de l'effet d'épisodes de précipitations « cévenoles » consécutifs à des remontées de masses d'air méditerranéennes, en particulier en fin de saison chaude. Ceci explique ainsi possiblement l'existence de crues d'été ainsi que la survenue de crues automnales beaucoup plus fréquentes,
- d'une probable capacité au stockage par l'aquifère alluvial relativement réduite,
- d'une propagation assez rapide des crues du fait de vallées relativement étroites.

A Selles-sur-Cher, l'influence montagnarde et cévenole du haut-bassin a en revanche été en grande partie gommée. Sur cette partie de rivière, les crues sont principalement placées sous le contrôle des dépressions océaniques et les capacités d'étalement sont importantes.

### 2.3.2.b. INTENSITE DES DEBITS

#### ▪ Teillet-Argenty

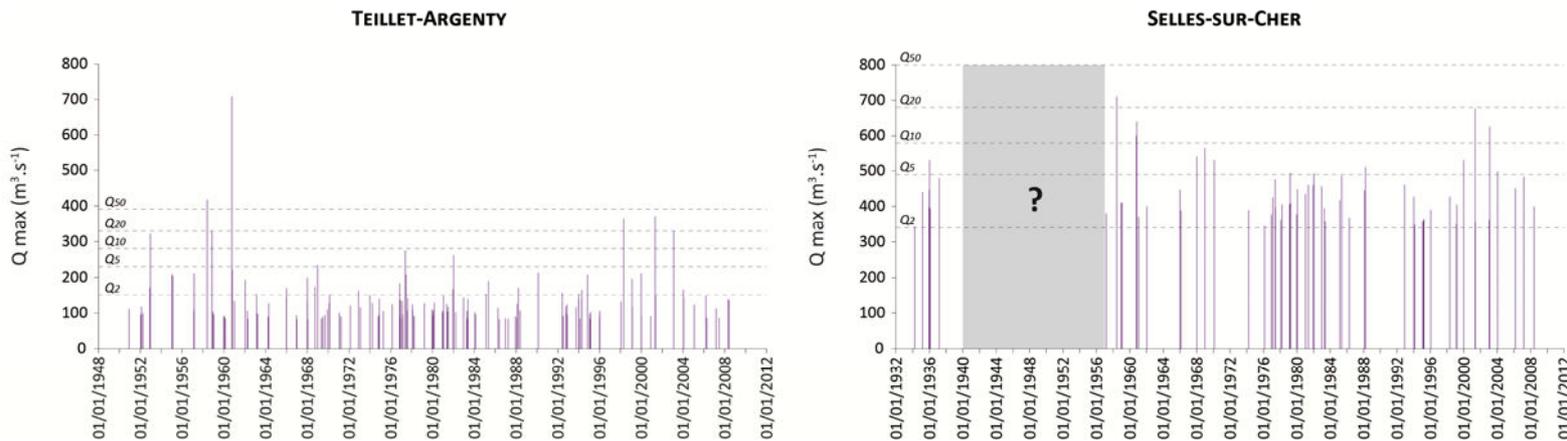
De 1948 à 2009, dix évènements ont excédé la période de retour 5 ans, sept celle de 10 ans, quatre celle de 20 ans, deux celles de 50 ans et vraisemblablement un celle de 100 ans (Figure 6.8).

Pour la période antérieure à 1948 on peut notamment citer les grandes crues de décembre 1944 ( $520 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon), de mai 1940 ( $780 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon) et enfin de juin 1856 (DREAL Centre, 2006, cité Géo-Hyd, 2007), les deux dernières étant au moins centennales.

▪ **Selles-sur-Cher**

De 1957 à 2012, treize évènements ont excédé la période de retour 5 ans, cinq celle de 10 ans et un celle de 20 ans (Figure 6.8). A cette station également, les crues de 1940 et 1856 sont probablement centennales.

A la différence de la Loire moyenne (Grivel et Gautier, 2012 ; Grivel, 2008), on ne note donc pas sur le Cher de disparition des grandes crues au cours du XX<sup>e</sup> siècle.



**Figure 6.8** Débits journalier maximal atteint par les crues aux stations de Teillet-Argenty et Selles-sur-Cher.

La partie grisée pour l'histogramme de la station de Selles-sur-Cher correspond à la période pour laquelle on ne dispose pas de données.

**2.3.2.c. SAISONNALITE DES CRUES**

Entre 1951 et 2005, la majorité des crues et du nombre de jours de crues au niveau des deux stations se produit en hiver (Figure 6.9), ce qui est évidemment attendu pour une rivière au régime hydrologique océanique pluvio-évaporal.

A la station de Selles-sur-Cher, plus de 85 % des crues surviennent en hiver et au printemps, cette saison représentant environ 25 % des effectifs (Figure 6.9). Les crues d'automne sont peu fréquentes et les crues d'été absentes (Figure 6.9). A la station de Teillet-Argenty, la moitié des crues a lieu en hiver (Figure 6.9). L'automne et le printemps sont pareillement pourvus, avec 20-25 % du nombre total de crues ou de jours de crues (Figure 6.9). On recense enfin quelques crues d'été.

A Teillet-Argenty, la durée moyenne des crues d'été est bien plus faible que pour les autres saisons (Tableau 6.6). A Selles-sur-Cher, la durée moyenne des crues d'automne et de printemps est relativement proche. Les crues d'hiver sont en revanche nettement plus longues (Tableau 6.6).

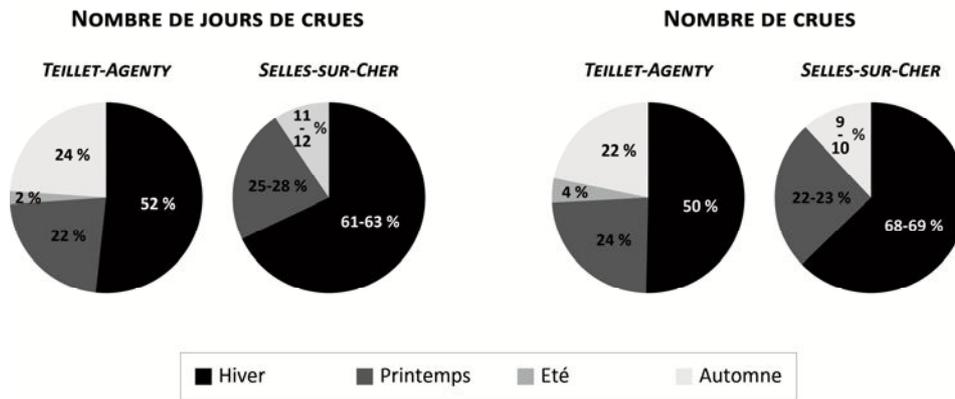


Figure 6.9 Fréquence des crues aux stations de Teillet-Agenty et Selles-sur-Cher en fonction de leur saison d'occurrence.

Tableau 6.6 Durée des crues (en jours) en fonction des saisons aux stations de Teillet-Agenty et de Selles-sur-Cher.

	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Teillet-Agenty	3,3	3	1,7	3,5
Selles-sur-Cher	5,1-5,6	3,9-4,2	NA	3,7-4,1

### 3. INFLUENCE DES DEBITS SUR LA MORPHOGENESE

L'efficacité morphogénique du débit à pleins bords et de l'intensité des crues a été estimée sur les secteurs 1 et 3. Le secteur 2 est traité de façon indirecte en raison de l'absence de chronique hydrologique complète entre 1950 et 2005. Dans un premier temps, nous tenterons ici de déterminer s'il existe statistiquement un lien temporel entre nombre de jours à pleins bords ou nombre de crues et superficies érodées. Dans un second temps, nous envisagerons l'influence des débits de crues les plus élevés sur l'intensité de l'érosion.

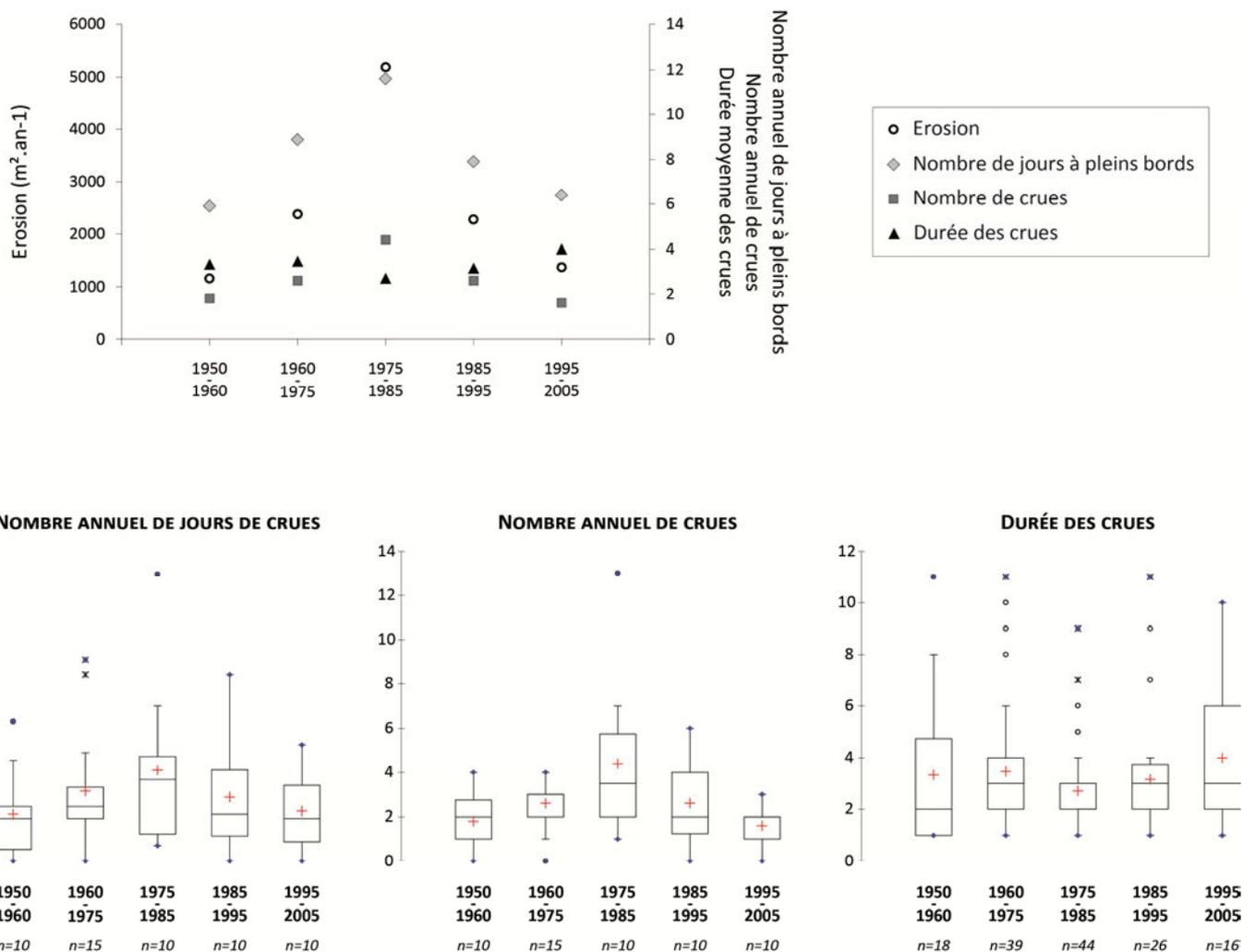
#### 3.1. UN CONTROLE PREDOMINANT EXERCE PAR LE NOMBRE ANNUEL DE JOURS A PLEINS BORDS

##### 3.1.1. SECTEUR 1 : STATION DE TEILLET-ARGENTY

Le nombre moyen annuel de crues ou de jours à pleins bords (ou de jours de crues) suit une courbe évolutive similaire à celle de l'érosion planimétrique, avec un maximum atteint au cours de la période 1975-1985 et des minimas atteints lors des périodes 1950-1960 et 1995-2005 (Figure 6.10). Un test du  $\chi^2$  pratiqué sur le nombre de jours de crues et le nombre de jours à pleins bords pour chaque période indique une différence significative entre la période 1975-1985 et toutes les autres périodes ( $p < 0,05$ ) (Annexe D4). On relève par ailleurs également une différence significative entre 1960-1975 et 1950-1960 ou 1995-2005 ( $p < 0,05$ ).

Le nombre élevé de jours de crues pour la période 1975-1985 résulte d'une augmentation du nombre d'évènements (4,4 crues par an en moyenne entre 1975 et 1985 contre 2,6 au maximum pour les autres périodes) et non pas d'un allongement de leur durée (Figure 6.10). Celle-ci est en

effet minimale entre 1975 et 1985. Un test de Mann-Wihtney ne montre cependant aucune différence significative entre 1975-1985 et les autres sous-périodes en termes de nombres ou de durée des crues ( $p > 0,05$ ) (Annexe D4).



**Figure 6.10** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de jours de crues, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 1.

Au regard de ces constats, **il apparait donc probable que l'intensité de l'érosion latérale au cours de chaque période d'étude soit au moins en partie commandée par le nombre de jours à pleins bords (ou le nombre de jours de crues, ce qui est à peu près équivalent), ce dernier étant à son tour contrôlé par le nombre de crues survenues.**

La force du lien entre les superficies annuellement érodées et le nombre annuel de jours à pleins bords ou le nombre annuel de crues a été estimée en calculant le coefficient de détermination de Spearman entre ces deux variables (Tableau 6.7). Si l'érosion apparait parfaitement corrélée au

nombre de jours à pleins bords, avec un coefficient de détermination par ailleurs très significatif, elle l'est en revanche nettement moins au nombre de de crues (Tableau 6.7).

**Tableau 6.7** Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues sur le secteur 1 entre 1950 et 2005.

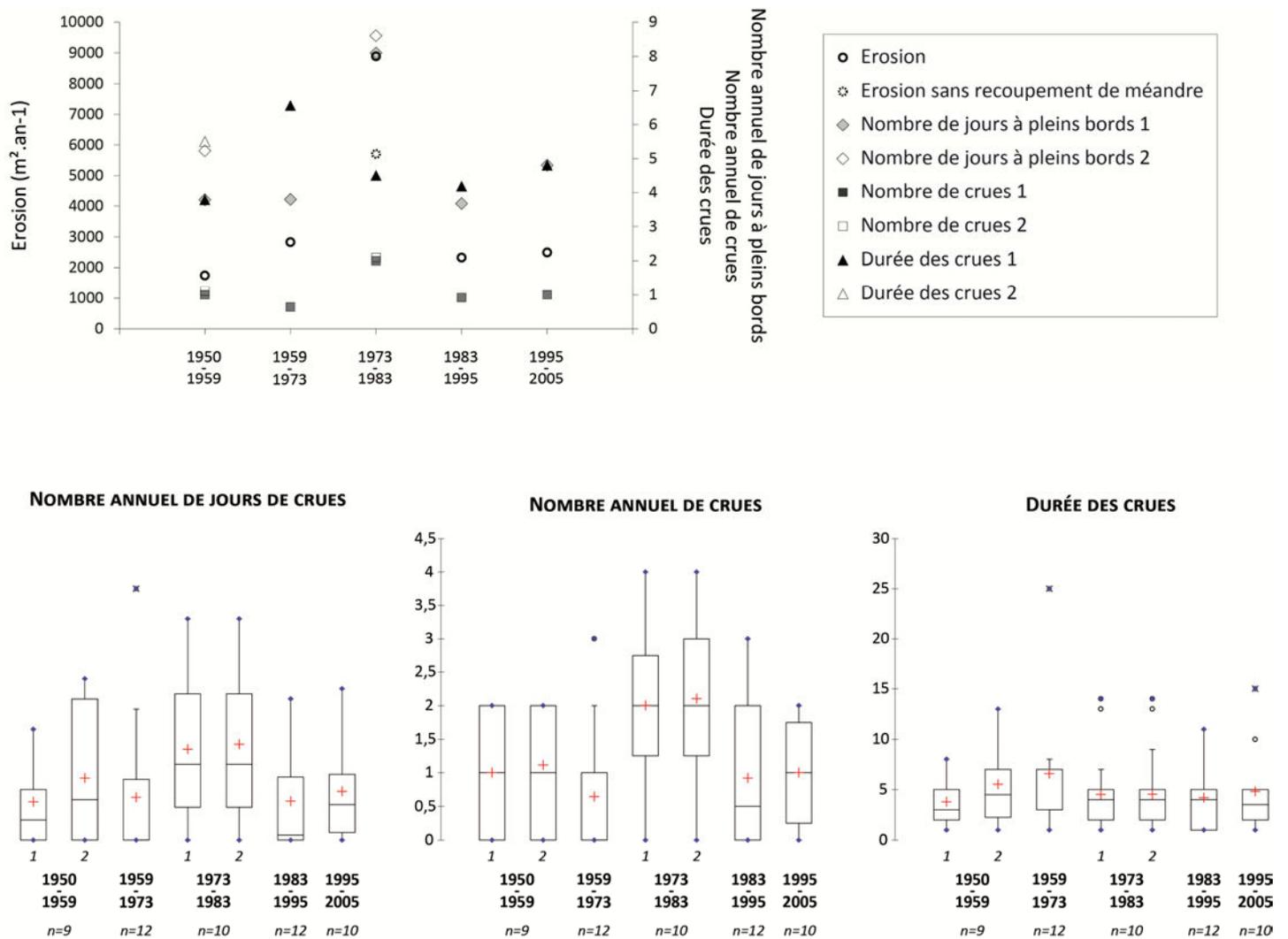
	Nbr j > Q <sub>PB</sub> / an	Nbr crue / an
Erosion (m <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup> )	1	0,761
p-value	< 0,0001	0,083
n	5	5

### 3.1.2. SECTEUR 3 : STATION DE SELLES-SUR-CHER

La période d'érosion maximale, survenue entre 1973 et 1983, coïncide avec la période au cours de laquelle est enregistrée le plus grand nombre annuel de crues et de jours à pleins bords (ou de crues) (Figure 6.11). Le recours à un test du  $\chi^2$  indique que du point de vue du nombre de jours à pleins bords (ou du nombre de jours de crues), la période 1973-1983 présente une différence significative avec les autres périodes ( $p < 0,05$ ) (Annexe D5). Il apparaît donc probable là aussi que l'intensité de l'activité érosive soit directement liée au nombre de jours à pleins bords.

Comme pour la station de Teillet, cette augmentation du nombre de jours à pleins bords résulte d'une recrudescence du nombre de crues (2-2,1 crues par an en moyenne entre 1973 et 1983 contre 1,1 au maximum pour les autres périodes) et non pas d'un accroissement de leur durée (4,5 jours en moyenne entre 1973 et 1983 ; de 3,8 à 6,6 jours pour les autres périodes) (Figure 6.11). La différence en termes de nombre de crues est significative entre la période 1973-1983 et toutes les autres périodes ( $p < 0,05$ ), exception faite de 1950-1959 ( $p < 0,1$ ) (Annexe D5).

En revanche, à la différence du secteur 1, on n'observe pas de corrélation significative entre intensité de l'érosion et nombre de crues ou nombre de jours à pleins bords (Tableau 6.8).



**Figure 6.11** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de jours de crues, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 3.

**Tableau 6.8** Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues sur le secteur 3 entre 1950 et 2005.

	Nbr $j > Q_{PB}$ / an	Nbr crue / an
<b>Erosion (m<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>)</b>	0,64-0,09	0,042-0,01
<b>p-value</b>	0,13-0,68	0,78-0,95
<b>n</b>	5	5

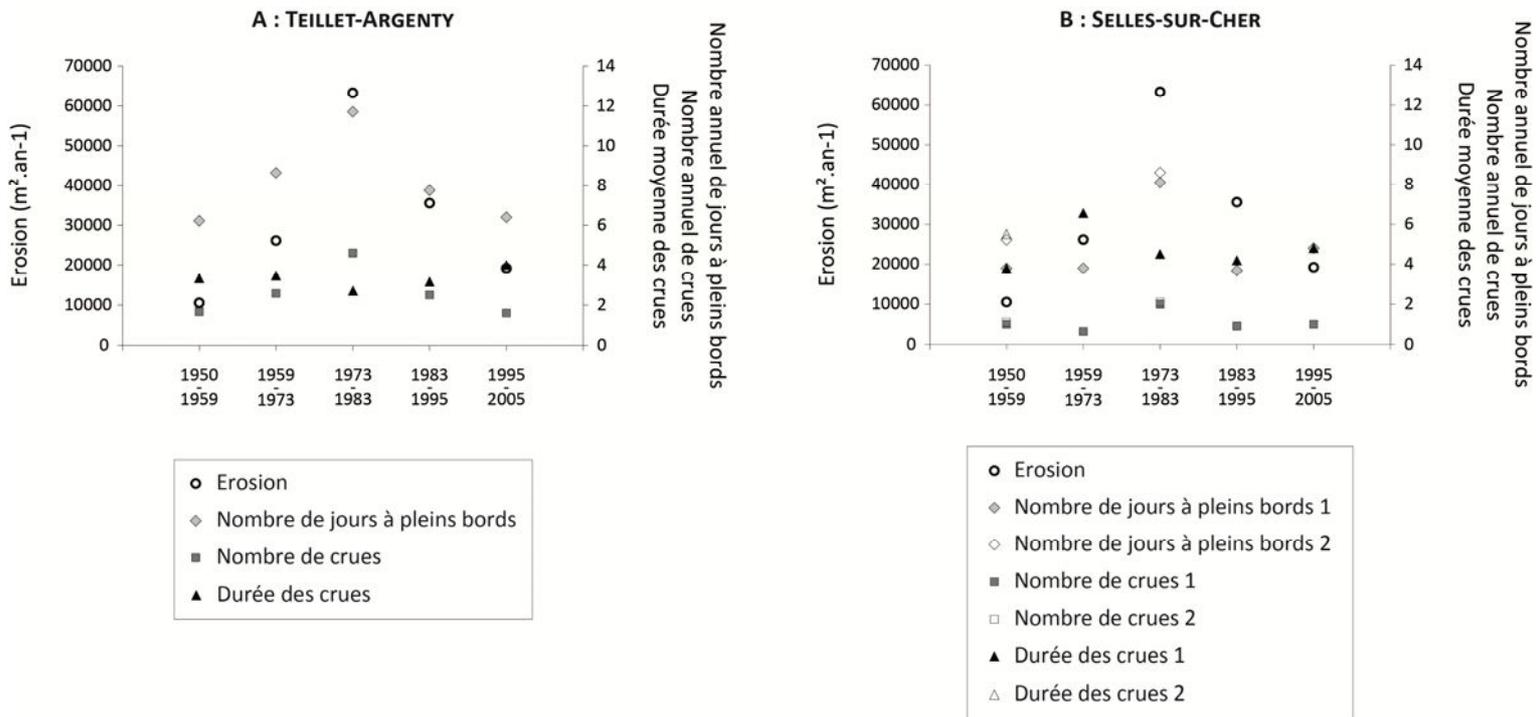
Le 1<sup>er</sup> terme fournit les valeurs de  $R^2$  et de p-value obtenues avec l'estimation 1 du nombre de jours à pleins bords ou du nombre de jours de crues. Le second terme fournit les valeurs de  $R^2$  et de p-value obtenues avec l'estimation 2 du nombre de jours à pleins bords ou du nombre de jours de crues.

**3.1.3. SECTEUR 2**

En l'absence de données hydrologiques pour le secteur 2, les valeurs d'érosion planimétrique entre 1950 et 2005 ont été mises en rapport avec le nombre annuel de crues et le nombre annuel de jour de crues comptabilisés pour les secteurs 1 et 3 (stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher).

Quelle que soit la station hydrologique considérée, on constate une correspondance temporelle entre période d'érosion maximale et période au cours de laquelle est enregistrée le plus grand nombre annuel de crues et de jours à pleins bords (ou de crues) (Figure 6.12).

Pour l'ensemble des périodes étudiées, aucune corrélation significative n'a cependant pu être mise en évidence (Tableau 6.9).



**Figure 6.12** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 2.

A : Données hydrologiques provenant de la station de Teillet-Argenty.

B : Données hydrologiques provenant de la station de Selles-sur-Cher.

**Tableau 6.9** Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées sur le secteur 2 et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues aux stations de Teillet-Argenty ou de Selles-sur-Cher entre 1950 et 2005.

	TEILLET-ARGENTY		SELLES-SUR-CHER	
	Nbr j > Q <sub>PB</sub> / an	Nbr crue / an	Nbr j > Q <sub>PB</sub> / an	Nbr crue / an
Erosion (m <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup> )	0,49	0,25	0,16-0,01	0,168-0,09
p-value	0,233	0,45	0,517-0,95	0,517-0,683
n	5	5	5	5

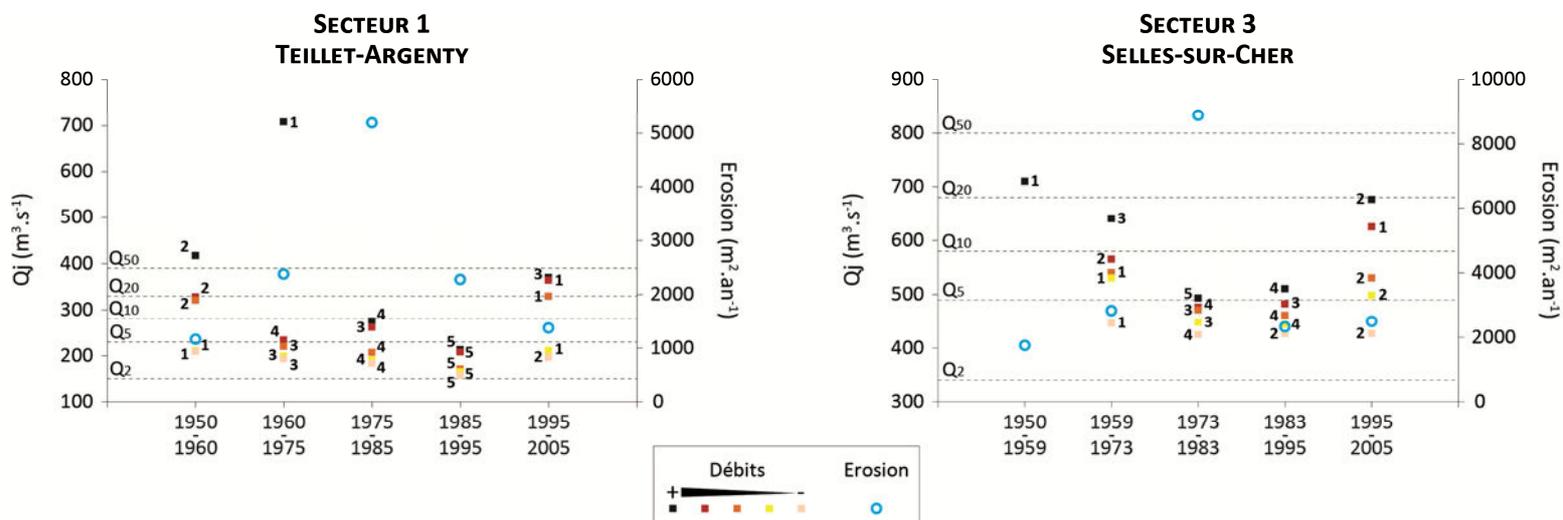
### 3.2. LA FAIBLE EFFICACITE DES CRUES DE FORTE MAGNITUDE

#### 3.2.1. SECTEUR 1 : STATION DE TEILLET-ARGENTY

La Figure 6.13 indique pour chaque période d'étude diachronique des formes en plan les valeurs des cinq pics de crues (débits journaliers) les plus élevées recensées au niveau du secteur 1. **Bien qu'elles constituent les deux périodes de plus faible activité érosive, les périodes 1950-1960 et 1995-2005 enregistrent les débits de plus forte magnitude.** La période 1975-1985, qui correspond à la période d'activité érosive la plus élevée, n'est en revanche que la quatrième période en termes d'intensité des débits. De plus, alors que se sont produites une crue cinquantennale et une crue centennale entre 1950 et 1975, le total érodé au cours de 25 années demeure inférieur à celui de la période 1975-1985 (47314 m<sup>2</sup> contre 51969 m<sup>2</sup>). Les deux évènements de plus forte magnitude survenues entre 1975 et 1985 disposent pourtant d'une période de retour seulement comprise entre 5 et 10 ans.

#### 3.2.2. SECTEUR 3 : STATION DE SELLES-SUR-CHER

Les cinq plus forts pics de crues survenus au cours de la période d'intense activité érosive (1973-1983) sont tous nettement inférieurs à ceux des périodes 1959-1973 et 1995-2005 et sont similaires à ceux de la période 1983-1995 (Figure 6.13). Pour la période 1950-1959, nous ne disposons que d'une seule valeur. Elle correspond à l'évènement de plus forte magnitude survenue entre 1950 et 2005.



**Figure 6.13** Les cinq plus forts pics de crues (débits journaliers) enregistrés pour chacune des sous-périodes étudiées.

Pour chaque sous-période, les cinq valeurs de débits disponibles ont été classées par ordre décroissant (du noir au beige dans la légende). Les débits appartenant à un rang donné ont ensuite été numérotés de un à cinq par ordre décroissant.

Pour les secteurs 1 et 3, il découle donc de l'ensemble de ces observations le constat d'une très nette asynchronie entre magnitude des évènements hydrologiques et intensité de l'activité érosive.

### 3.2.3. EROSION ET DEBITS MAXIMAUX INSTANTANES

Par ailleurs, à défaut de connaître l'intégralité de la chronique de débits depuis 1950 sur chacune des stations de référence, on dispose du débit de pointe de plus forte magnitude (Tableau 6.10). Sur les secteurs 2 et 3, il est survenu un an avant la deuxième prise de vue aérienne (1959) utilisée pour la reconstitution de l'évolution planimétrique des formes fluviales. Sa période de retour est de presque 100 ans sur le secteur 2 et au minimum de 20 ans sur le secteur 3 (Tableau 6.10). Les quantités érodées chaque année entre 1950 et 1959 sont pourtant les plus faibles sur la période 1950-2005. Sur le secteur 1, ce même évènement correspond à la deuxième plus forte crue survenue entre 1950 et 2005. Sa période de retour est largement supérieure à 50 ans ( $610 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (DREAL Centre, 2006, cité dans Géo-Hyd, 2007)). En dépit de cette magnitude élevée, la sous-période 1950-1960 a connu le plus faible taux d'érosion annuelle. Sur ce même secteur, la crue la plus intense est datée d'octobre 1960. Bien que le taux d'érosion sur la période concernée (1960-1975) soit le deuxième plus élevé entre 1950 et 2005, il demeure largement inférieur à celui de la période de forte activité érosive (taux annuel d'érosion entre 1975 et 1985 2,2 fois plus important qu'entre 1960 et 1975).

**Tableau 6.10** Débit de pointe instantané le plus élevé enregistré entre 1950 et 2005 sur les stations hydrologiques de chacun des secteurs d'étude.

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Qi max</b>	830* (10/60)	1100-1200* (05/58)	710** (29/05/58)
<b>Q<sub>20</sub></b>	290	540	700
<b>Q<sub>50</sub></b>	330	640	830
<b>Q<sub>100</sub></b>	900*	1250*	?

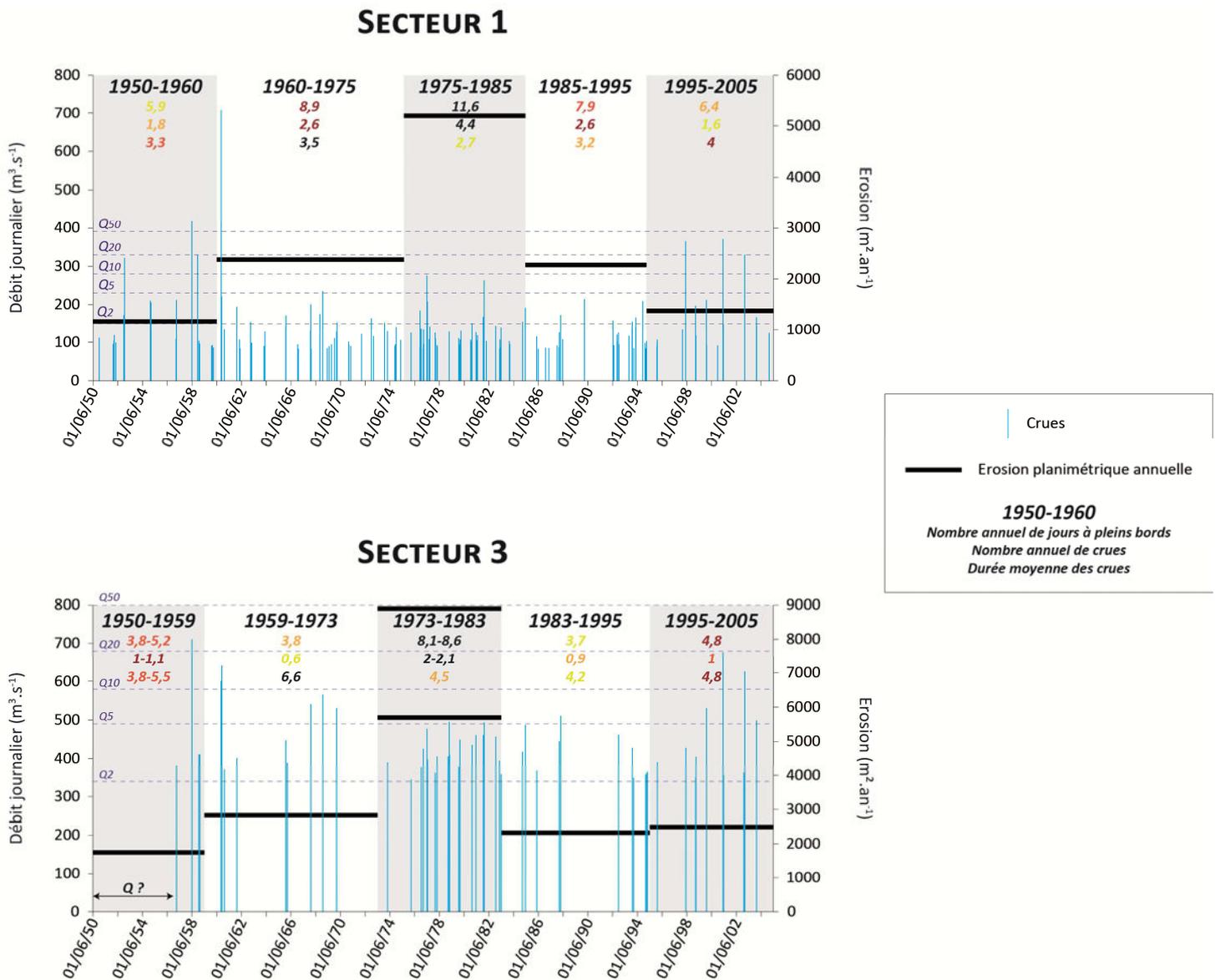
Secteur 1 : Station de Montluçon. Secteur 2 : Station de Saint-Amand-Montrond. Secteur 3 : Station de Selles-sur-Cher. Sauf mention contraire, les données proviennent de la banque hydro.

\* Données DREAL Centre (2006), cité dans Géo-Hyd (2007).

\*\* Débit journalier.

### 3.3. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

En synthèse, il apparaît donc qu'entre 1950 et 2005, **les crues de grande intensité ont vraisemblablement eu un effet morphogène planimétrique beaucoup plus faible que le nombre de jours à pleins bords** (ou de jours de crues) (Figure 6.14). Ce paramètre constituerait ainsi le facteur principal de contrôle de l'activité érosive planimétrique des méandres du Cher. Par ailleurs, la variabilité du nombre annuel de jours à pleins bords constatée sur cette période aura davantage résulté des modifications affectant la fréquence des crues que de modifications affectant leur durée.



**Figure 6.14** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de crues, durée moyenne et magnitude des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur les secteurs 1 et 3.

Les valeurs relatives au nombre annuel de jours à pleins bords, au nombre annuel de crues et à la durée des crues, sont rangées par ordre décroissant du plus foncé au plus clair. Deux valeurs d'érosion sont indiquées sur le secteur 3 pour la période 1973-1983. La plus élevée correspond au total érodé, recoupement de la boucle de méandre inclus. La plus faible correspond au total érodé sans le recoupement.

Le rôle primordial joué par l'augmentation de la durée cumulée des crues et de leur fréquence dans l'intensification de l'activité érosive peut être examinée sous l'angle des deux principaux processus impliqués dans le recul des berges sur le Cher, à savoir les mouvements de masse et l'érosion fluviale (cf. Chapitre 5 B.3.3). Il est généralement admis que les premiers se produisent lors de la phase de montée (Nardi et al., 2012 ; Luppi et al., 2009) ou de descente des eaux (Dapporto et al., 2003 ; Lawler et al., 1997 ; Thorne, 1982 ; Rinaldi et al., 2004). La multiplication des crues, et donc

celle de ces phases de montées et de descentes, tendrait donc à promouvoir le déclenchement des mouvements de masse. Par ailleurs, pour que ceux-ci soient en mesure de se répéter, il est également nécessaire que soient évacués les matériaux accumulés en pieds de berges. Cette ablation résulte exclusivement de l'action de l'écoulement fluvial (Lawler et *al.*, 1997 ; Thorne, 1982). Ainsi, plus la durée des évènements compétents, ici assimilée au nombre de jours à pleins bords, sera importante, plus cette évacuation sera efficace. Une fois cette dernière survenue, l'accroissement de la durée cumulée des crues contribuera alors également à favoriser l'érosion directe de la plaine alluviale par les écoulements.

En se fondant sur ce constat d'une intensité de l'érosion en plan contrôlée par le nombre de jours à pleins bords et le nombre de crues plutôt que par la magnitude de ces dernières, pourrait être émise l'hypothèse que la plus faible activité érosive enregistrée de 1950 à 2005 sur le secteur 3 par rapport au secteur 1 (sur le secteur 3, l'érosion entre 1950 et 2005 représente 32 % de la superficie du lit de 1950 (en excluant la partie sous l'influence du barrage du Boutet), sur le secteur 1, elle s'élève à 47 %) relève de la différence de nombre de jours à pleins bords entre les 2 secteurs (Tableau 6.11). Un test du  $\chi^2$  indique que ce nombre est significativement supérieur sur le secteur 1 ( $p < 0,0001$ ). Il en est de même avec le nombre annuel de crues (Mann-Whitney,  $p < 0,0001$ ). Ces résultats tendraient donc à confirmer notre hypothèse.

**Tableau 6.11** Nombre total de jours à pleins bords (la moyenne annuelle est indiquée entre parenthèses) et nombre total de crues (la moyenne annuelle est indiquée entre parenthèses) entre 1951 et 2005 sur les secteurs 1 et 3.

	Nbr j PB	Nbr crues
<b>Secteur 1</b>	451 (8,2)	143 (2,6)
<b>Secteur 3</b>	260-278 (4,7-5,1)	59-61 (1,1)

D'autres facteurs sont cependant susceptibles d'expliquer la différence d'activité érosive entre les deux secteurs. Il s'agit principalement de la puissance spécifique (Richard et *al.*, 2005 ; Hickin et Nanson, 1984 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Larsen et *al.*, 2006a, 2006b) et de la résistance des berges (Hickin et Nanson, 1984 ; Baker, 1988 ; Huang and Nanson, 1998 ; Millar, 2000). Le premier est à exclure puisque les valeurs de puissance sur les deux secteurs sont identiques ( $12 \text{ w.m}^{-2}$ ). Sur le secteur 3, cette valeur correspond à la puissance sur le tronçon non influencé par le barrage du Boutet). Demeure donc la possibilité d'un rôle joué par le second. Déterminer le degré de résistance des berges s'avère néanmoins délicat et dépasse amplement le cadre de cette analyse. Nous nous contenterons de préciser que les berges sur chacun des secteurs sont composites avec un niveau inférieur constitué de sables, graviers et galets (cf. Chapitre 6 B.1.2). De ce fait, elles peuvent être considérées comme fortement érodables (Thorne et Tovey, 1981 ; Thorne, 1982) (cf. Chapitre 6 B.1.2).

### **SYNTHESE SUR L'ÉVOLUTION DU RÉGIME DE CRUE ET SUR LES RELATIONS ENTRE ÉROSION ET CARACTÉRISTIQUES DES CRUES**

Le débit à pleins bords a été estimé sur chacun des secteurs. Il s'élève à  $102 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 1, à  $313 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 2 et à  $338 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur le secteur 3.

Les stations hydrologiques de Teillet-Argenty et Selles-sur-Cher ont été utilisées comme stations de référence respectives des secteurs 1 et 3 pour caractériser l'évolution du régime des crues au cours de la seconde partie du XX<sup>e</sup> siècle (1948-2009 pour la première et 1932-2012 pour la seconde). À une exception près, les tests statistiques pratiqués n'ont permis la détection d'aucune tendance ou rupture dans les séries de données relatives au nombre annuel de jours de crues (ou au nombre annuel de jours à pleins bords, ce qui est à peu près équivalent), au nombre annuel de crues, à leur durée ou encore à leur intensité. À néanmoins été mis en évidence pour chacune des stations (test d'Hubert) une même période de concentration des événements débordants, s'étalant de 1977 à 1983.

Entre 1950 et 2005, l'activité érosive planimétrique a été principalement contrôlée par le nombre annuel de jours à pleins bords et le nombre annuel de crues, l'intensité de ces dernières ne jouant qu'un rôle négligeable. La période de forte activité érosive survenue sur chacun des secteurs entre le milieu des années 1970 et le milieu des années 1980 est ainsi à rapporter à un net accroissement de la durée cumulée des crues et de leur fréquence.

## **B - CARACTERISTIQUES SPATIALES DE L'ÉVOLUTION DES MEANDRES : FACTEURS DE CONTROLE**

Dans cette partie, sont examinés les facteurs de contrôle potentiel des principales caractéristiques spatiales de l'évolution des méandres précédemment mises en évidence. Sont ainsi tour à tour envisagées les causes :

- de la faible mobilité du tracé des trois secteurs depuis 1830.

Est abordé le rôle des aménagements, de la stratigraphie et de la granulométrie du remblaiement alluvial, de la ripisylve et enfin du régime hydrologique.

- de la concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005.

Est évoqué l'influence des aménagements, des extractions, du degré de courbure des boucles de méandres et enfin de la variabilité de la pente du lit.

- de la variation de la largeur du lit depuis 1830.

Sont traitées les conséquences d'une possible évolution du régime hydrologique, d'éventuelles modifications des apports sédimentaires, des extractions et enfin des mutations des pratiques d'entretien du lit.

### **1. LA FAIBLE MOBILITE DU TRACE DEPUIS 1830**

#### **1.1. LE ROLE PREPONDERANT DES AMENAGEMENTS**

##### **1.1.1. UNE FORTE CONTRAINTE EXERCEE PAR LES PROTECTIONS DE BERGES SUR LES SECTEURS 1 ET 2**

Les aménagements implantés dans le lit mineur et à sa proximité immédiate - protection des berges, épis, chevrettes, digues, barrages, ... - constituent très fréquemment des obstacles majeurs à la manifestation des processus érosifs latéraux (par exemple Ollero, 2012 ; Kiss et *al.*, 2008, 2012 ; vandenBerghe et *al.*, 2012 ; Erskine, 1992 ; Steiger et *al.*, 2000 ; Malavoi, 2003 ; Brookes, 1985 ; Shields et *al.*, 2000 ; Friedman et *al.*, 1998 ; Bradley et Smith, 1984). Nombre d'entre eux sont d'ailleurs édifiés dans le but de stabiliser le tracé des rivières. La faible mobilité des méandres du Cher résulte directement, au moins en partie, de la présence de telles structures.

La détermination de leur influence sur la dynamique fluvial actuelle et passée des méandres impose dans un premier temps de reconstituer la chronologie de leur mise en place ainsi que de connaître leur localisation précise. Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur des recherches en archives (Archives nationales : fonds F<sup>14</sup> principalement. Archives départementales du Cher, du Loir-et-Cher et de l'Allier : fonds 3S principalement) et sur des investigations de terrain. Les informations fournies par les premières se sont révélées très limitées. Les secondes nous ont en revanche permis d'inventorier et de positionner, au DGPS, l'ensemble des aménagements et vestiges d'aménagements actuellement présents dans le lit mineur de chacun des secteurs d'étude.

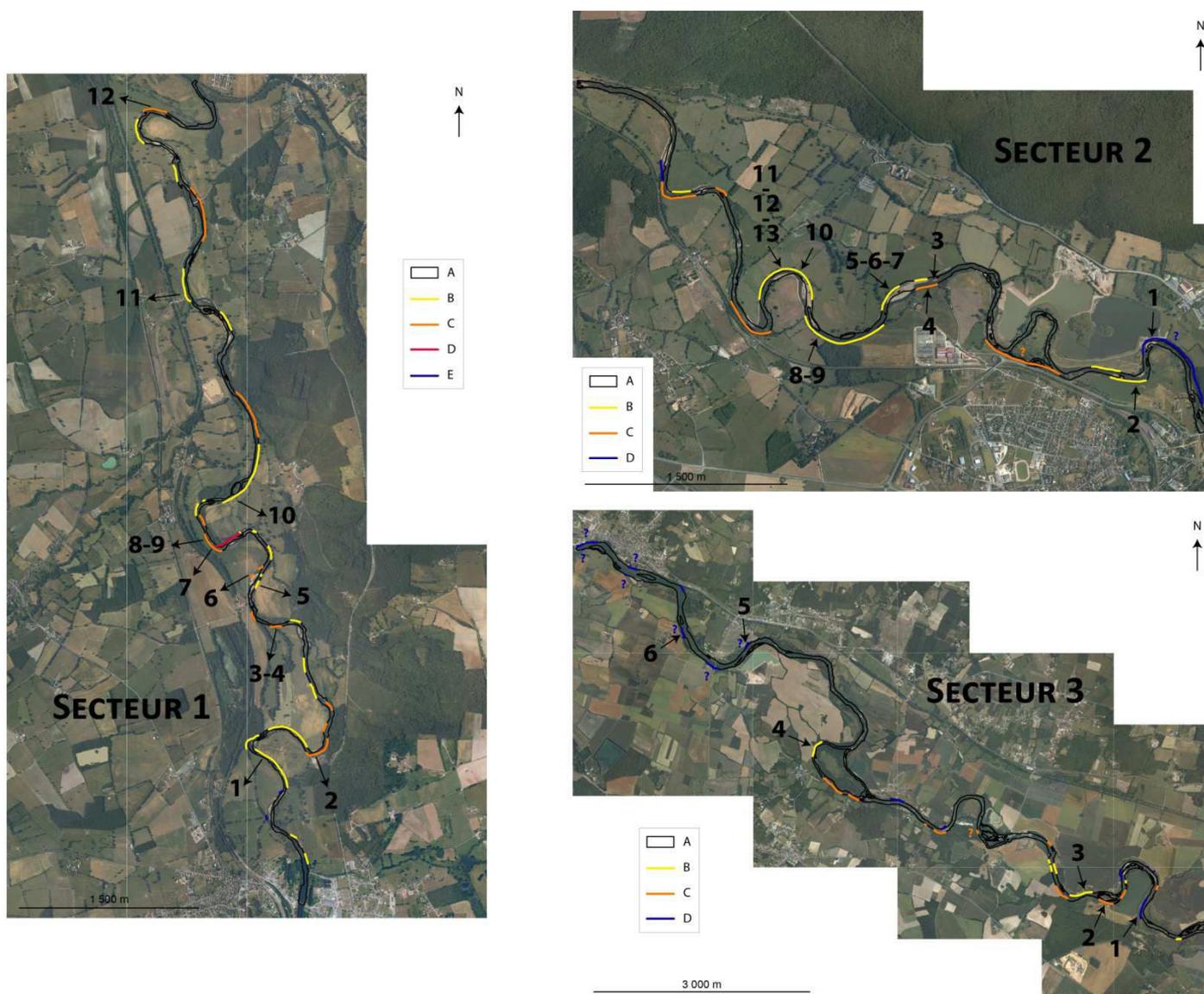
##### **1.1.1.a. LOCALISATION ET DATATION DES PROTECTIONS DE BERGES**

Ces prospections de terrain, effectuées en canoë lors des étiages 2010 et 2011, ont avant tout révélé **l'extension relativement importante des protections de berges**. Très dégradées, celles-ci sont dans leur grande majorité constituées de blocs de dimension pluri-décimétrique (Figure 6.15, Figure

6.16), pour la plupart aujourd'hui accumulées en pied de berges, parfois sous le niveau d'eau d'été. Elles sont pour cette raison très peu visibles. Selon leur degré de conservation, elles présentent aussi fréquemment de nettes discontinuités. La longueur de berges enrochées a été estimée a minima. Du fait de leur immersion ou en raison de leur recouvrement par la végétation ou les sédiments, il est en effet hautement probable que certaines portions de protections n'aient pas été détectées (notamment sur secteur 3).

L'âge des protections n'a pu être déterminé précisément (Figure 6.15). Aucun témoignage attestant de la date précise de leur réalisation n'a en effet été retrouvée dans les archives. Cependant, le tracé de la grande majorité d'entre elles est superposable aux limites de la bande active de 1950. On peut dès lors raisonnablement considérer qu'elles sont antérieures à cette date. Il est par contre délicat d'appliquer ce raisonnement avec les limites du lit de 1830 du fait de la forte incertitude associée à leur positionnement. En revanche, lorsque les protections repérées en 2010 et 2011 sont situées le long de zones érodées entre 1830 et 1950, elles peuvent alors être considérées comme postérieures à 1830. Par ailleurs, nombre de protections du secteur 1, et dans une moindre mesure du secteur 2, seraient au moins centenaires, puisqu'elles sont aujourd'hui recouvertes par des arbres vraisemblablement vieux de plus d'un siècle. Elles pourraient correspondre aux protections qui avaient été prévues par l'Etat dans le cadre du plan d'aménagement global des rives du Cher élaboré suite à la grande crue de 1856 (cf. Chapitre 2 C.3.2).

Sur le **secteur 1**, la quasi-intégralité des protections de berges détectées en 2010-2011 sont antérieures à 1950. Elles occupent 25,5 % du linéaire cumulé des deux berges soit **51 % de la longueur du secteur** (Tableau 6.12). Si on comptabilise uniquement les protections érigées avant 1950, ces proportions atteignent 24,5 % et 49 % (Tableau 6.12). Sur le **secteur 2**, les protections de berges en 2010-2011 occupent 30 % du linéaire cumulé des deux berges, soit **56 % de la longueur du secteur** (Tableau 6.12). En excluant les protections possiblement édifiées après 1950, ces proportions atteignent 20 % et 38 % (Tableau 6.12). Sur le **secteur 3**, la proportion de protections de berges a été calculée sur la partie du secteur non influencée par le barrage du Boutet. Les protections présentes en 2010-2011 occupent 14 % du linéaire cumulé des deux berges, soit **27 % du linéaire de la rivière** (Tableau 6.12). Les protections construites avec certitude avant 1950 occupent 11 % du linéaire cumulé des deux berges et 21 % du linéaire de la rivière (Tableau 6.12).



**Figure 6.15** Localisation et datation des protections de berges.

*Secteur 1. A : Bande active 2005. B : Protections de berges pre 1950 et post 1830. C : Protections de berges pre 1950. D : Protections de berges pre 1950 et post 1830, intégrées à la plaine alluviale entre 1950 et 2005. E : Protections de berges post 1950.*

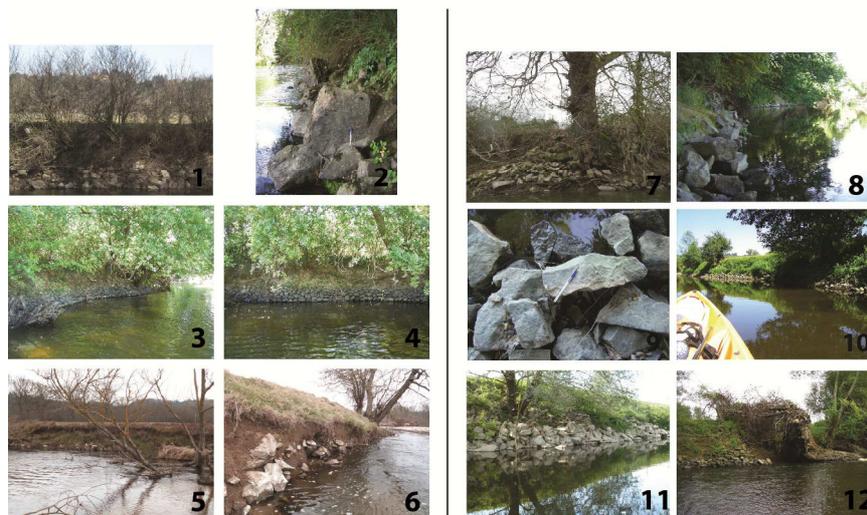
*Secteur 2. A : Bande active 2005. B : Protections de berges pre 1950 et post 1830. C : Protections de berges pre 1950. D : Protections de berges post 1950. Les points d'interrogation indiquent les protections de berges dont l'époque de mise en place est incertaine.*

*Secteur 3. A : Bande active 2005. B : Protections de berges pre 1950 et post 1830. C : Protections de berges pre 1950. D : Protections de berges post 1950. Les points d'interrogation indiquent les protections de berges dont l'époque de mise en place est incertaine.*

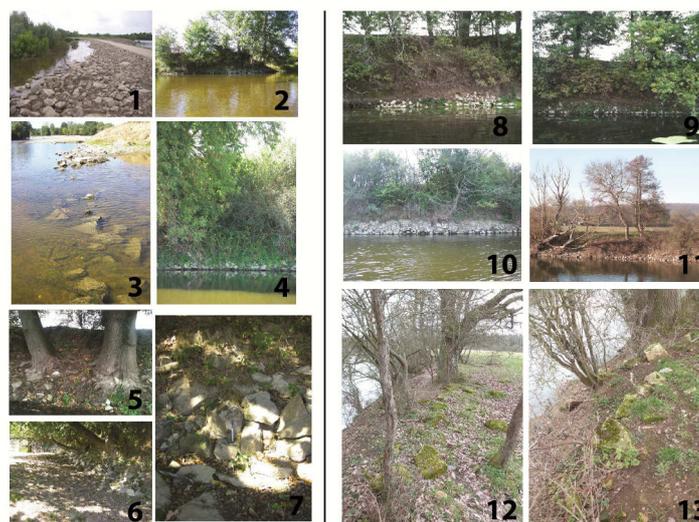
*Les numéros pour chaque secteur renvoient à la figure 2.*

*(Source photographies aériennes : IGN).*

SECTEUR 1



SECTEUR 2



SECTEUR 3



**Figure 6.16** Exemples de protections de berges recensées en 2010 et 2011. Elles sont dans leur grande majorité fortement dégradées, avec une partie supérieure généralement éboulée en pied de berge. Nombre d'entre elles semblent par ailleurs érigées de façon peu professionnelle. Les numéros pour chaque secteur renvoient à la Figure 6.15.

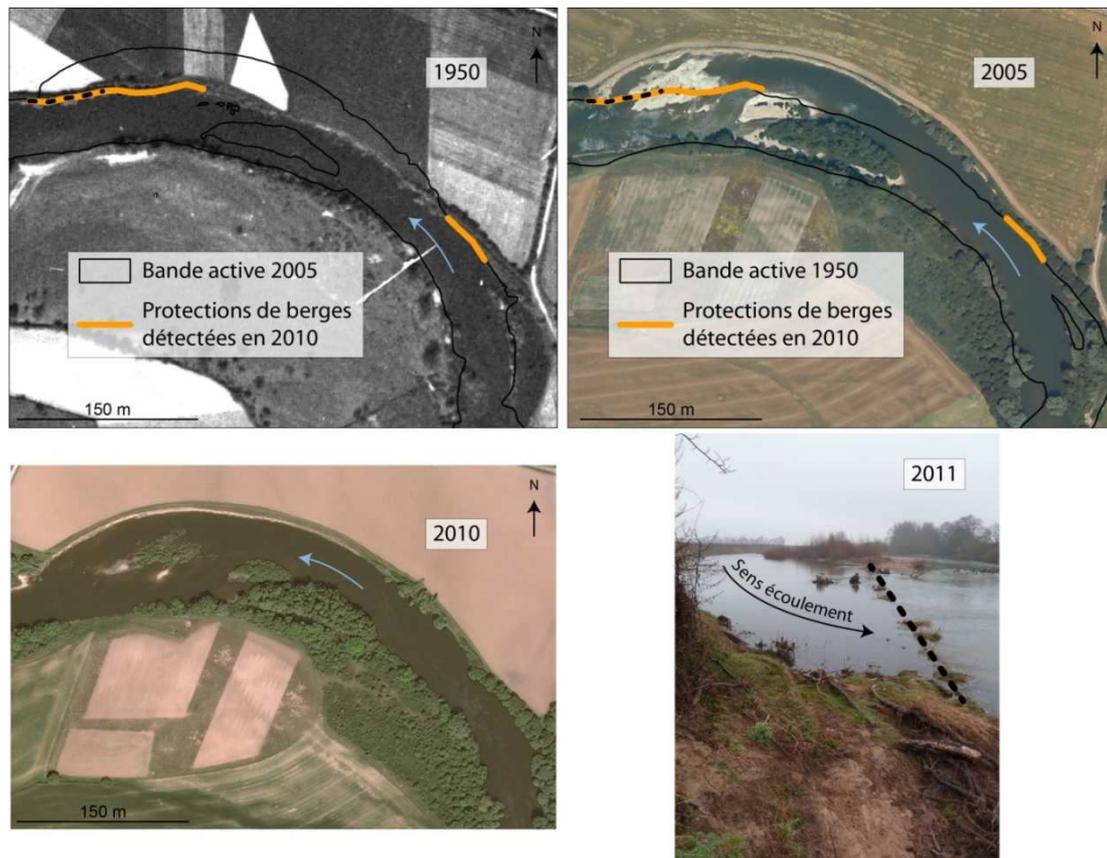
**Tableau 6.12** *Longueur des protections de berges sur chacun des secteurs.*

*La première valeur concerne les seules protections érigées avec certitude avant 1950. La seconde valeur concerne l'intégralité des protections détectées en 2010-2011.*

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Protections de berges (% de longueur cumulée de berges)</b>	24,5-25,5	20-30	11-14
<b>Protections de berges (% de longueur de rivière)</b>	49-51	38-56	21-27

#### **1.1.1.b. PROTECTIONS DE BERGE ET FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES**

Si les protections attestent potentiellement du caractère mobile de la rivière à l'époque leur mise en place, se pose la question de leur rôle actuel. Elles auraient en effet pu être rendues inutiles par une diminution marquée de la fréquence/intensité des évènements hydrologiques morphogènes ou encore par une importante réduction de la puissance de la rivière. Les valeurs actuelles et récentes de reculs des berges en l'absence de protections viennent infirmer ces hypothèses. Ces enrochements constituent un héritage encore largement fonctionnel. Ainsi, en dépit de leur état de délabrement avancé, ils opèrent toujours comme une contrainte majeure au déclenchement et à l'expression des processus érosifs latéraux. L'éboulement et l'accumulation de blocs en pieds de berge tendraient même à renforcer ces blocages en « surprotégeant » la base des berges, inhibant ainsi toute possibilité de sapement. De plus, même lorsque les protections ont pu être contournées par la rivière, elles conservent une forte influence sur son comportement morphodynamique, puisqu'elles viennent en quelque sorte paver le fond du chenal, constituant alors de véritables points durs qui conduisent à un renforcement de la stabilité du lit. Ces blocs agissent d'autre part possiblement comme des points de fixation de la charge de fond. Ils seraient ainsi susceptibles de provoquer des accumulations sédimentaires pouvant aboutir à la création d'îles ou de francs-bords (Figure 6.17).



**Figure 6.17** Contournement de protections de berges sur le secteur 3.

*La formation de l'île aval entre 2005 et 2010 découle très vraisemblablement de la présence dans le lit de blocs qui composaient les anciennes protections de berges. Ceux qui sont actuellement encore visibles sont matérialisés en pointillés noirs.*

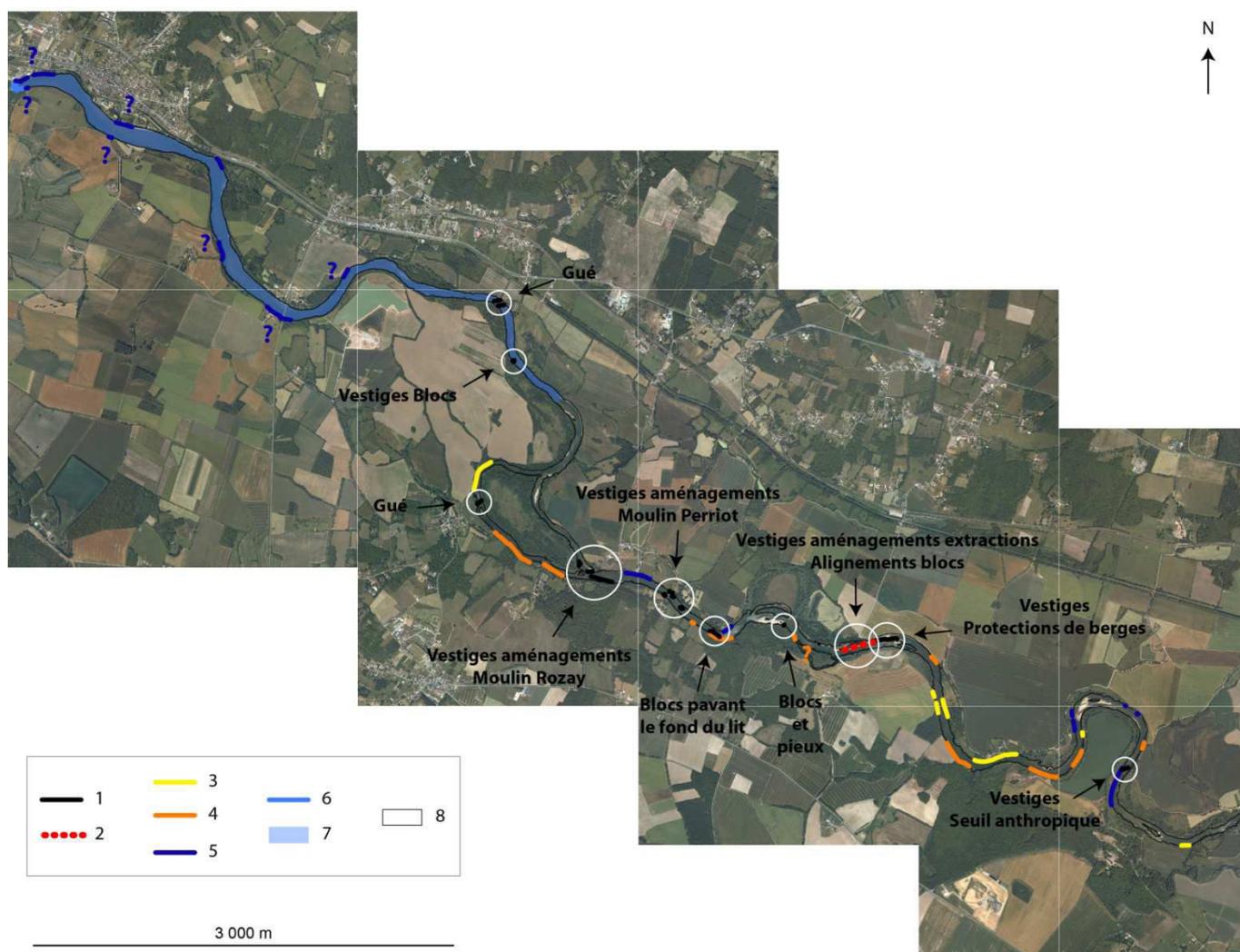
*(Sources photographies aériennes : IGN).*

Sur les secteurs 1 et 2, les protections de berges peuvent donc être raisonnablement considérées comme la cause majeure de la faible mobilité du tracé des méandres depuis 1950, mais aussi probablement depuis 1830. Sur le secteur 3, elles semblent insuffisamment développées pour pouvoir expliquer à elles-seules la relative stabilité de la rivière. Ce constat d'une présence limitée doit néanmoins être envisagé avec prudence car ce secteur est celui sur lequel la détection des protections a été la plus difficile, et donc potentiellement la plus lacunaire, en raison des importantes largeurs et profondeurs du chenal. En revanche, d'autres types d'aménagements, présentés dans le sous-chapitre suivant, contribuent ici directement à la fixation du tracé.

### 1.1.2. BARRAGE ET AUTRES TYPES D'AMENAGEMENTS : LE CAS PARTICULIER DU SECTEUR 3

Les 5,5 derniers km du secteur (35 % de la totalité du linéaire étudié) sont placés sous le contrôle direct du barrage du Boutet (Figure 6.18, Figure 6.19), érigé au plus tard en 1418 (Sogreah, 2011) et dont la hauteur de chute actuelle en basses eaux est d'environ 2,8-3 m (Lignes d'eau DREAL 2005 ; Sogreah, 2011). La longueur de rivière influencée par le barrage a été estimée en examinant la distribution spatiale longitudinale de divers indices d'activité morphologique. La limite amont de ce tronçon correspond ainsi à la fin de la dernière zone active identifiée sur le secteur d'étude pour la période 1950-2005. A l'aval de cette zone active, l'érosion a été quasiment inexistante depuis 1825. Par ailleurs, presque aucun banc n'y est observable à partir des photographies aériennes. Enfin, aucun

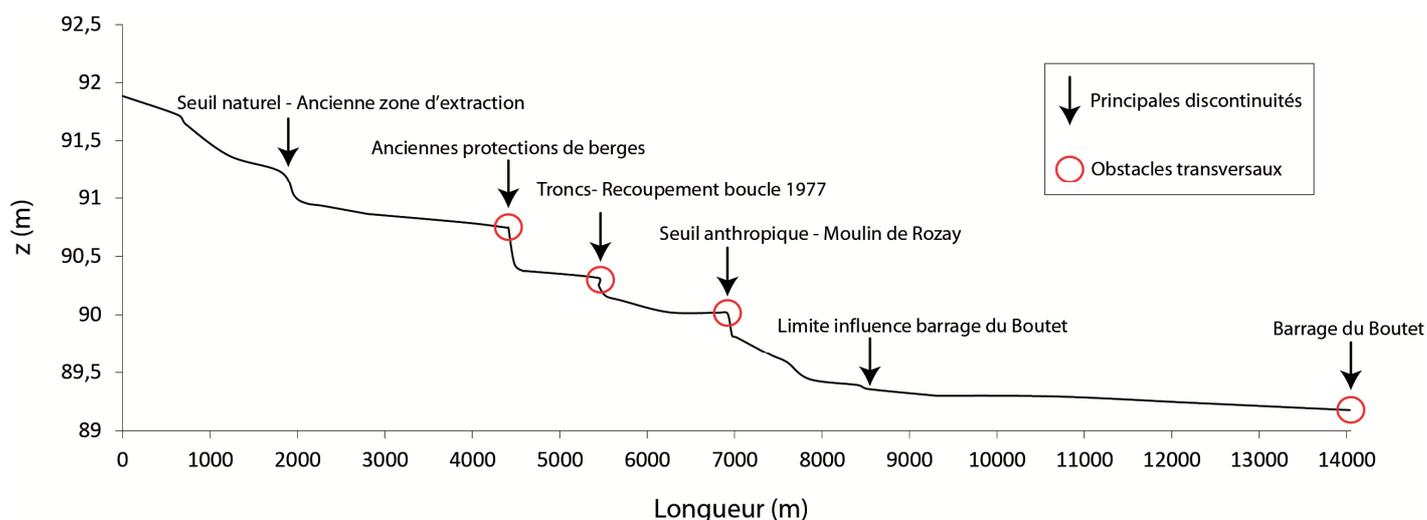
seuil n'a été détecté lors des prospections réalisées sur le terrain au cours de l'été 2011. L'influence du barrage est de plus confirmée par la très forte différence de pente entre les 5,5 km placés sous son contrôle ( $0,0000273 \text{ m.m}^{-1}$ ) et le restant du secteur ( $0,000307 \text{ m.m}^{-1}$ ). Sur cette section, la pente est 11,2 fois plus élevée. L'écart est encore plus net en termes de puissances spécifique puisque celle-ci est 15 fois supérieure sur la partie amont du secteur ( $12,2 \text{ w.m}^{-2}$  contre  $0,8 \text{ w.m}^{-2}$ ). De plus, la puissance spécifique de  $0,8 \text{ w.m}^{-2}$  sur le tronçon contrôlé par le barrage semble beaucoup trop faible pour qu'une activité érosive durable puisse y prendre place (Ferguson, 1981 ; Rhoads et Miller, 1991). Dans une étude portant sur la détermination des conséquences hydrauliques et sédimentaires d'un éventuel effacement du barrage, la Sogreah (2011) avait proposé une longueur de tronçon influencé identique à la nôtre. Au regard de l'ensemble de ces éléments, ce tronçon peut être considéré comme « fossilisé » depuis au moins deux siècles.



**Figure 6.18** Aménagements et vestiges d'aménagements sur le secteur 3.

1 : Vestiges aménagements pre 1950. 2 : Vestiges aménagements post 1950. 3 : Protections de berges pre 1950 et post 1830. 4 : Protections de berges pre 1950. 5 : Protections de berges post 1950. 6 : Barrage du Boutet. 7 : Tronçon influencé par le barrage du Boutet. 8 : Bande active 1950. Les points d'interrogation indiquent les protections de berges dont l'époque de mise en place est incertaine.

(Source photographies aériennes : IGN).



**Figure 6.19** Profil en long du secteur 3 (avec le bras droit de l'île de Rozay) et localisation approximative de la limite d'influence morphodynamique du barrage du Boutet.

Sur le tronçon non influencé par le barrage, d'autres aménagements œuvrent ou ont œuvré à la fixation du tracé du lit (Figure 6.18). C'est notamment le cas de deux anciens moulins et de leurs infrastructures attenantes, dont il ne reste plus aujourd'hui que des vestiges (Figure 6.20 à Figure 6.22). Le moulin de Rozay (commune de Saint-Georges-sur-la-Prée) aurait été construit au plus tard en 1495 (Franquelin, 1998). Son abandon et le démantèlement d'une partie de ses installations remonterait à 1903 (Franquelin, 1998). Seul le déversoir situé à l'entrée du bras droit de l'île de Rozay aurait été conservé. Il est aujourd'hui fortement délabré (Figure 6.21). Les informations au sujet du moulin Perriot (commune de Saint-Georges-sur-la-Prée) sont beaucoup plus maigres. Sa présence remonte au minimum à 1694 (Serna, 2013). Ces moulins et leurs aménagements associés, plus particulièrement les seuils et déversoirs, constituent des points durs dont la présence annihile ou limite fortement les possibilités de déplacement du lit (Malvoi, 2003 ; cf. Chapitre 2 C.2.1). Même dans leur état de délabrement actuel, ils opèrent toujours très vraisemblablement comme des contraintes majeures à la mobilité de la rivière. D'autres types d'aménagements jouant possiblement un rôle similaire, ont également été recensés. Aujourd'hui ruinés, et donc désormais dépourvus de toute fonctionnalité, ils n'ont pour la plupart pu être identifiés. Ils sont le plus souvent composés de blocs pluri-décimétriques qui dépassent largement la compétence de la rivière et qui pavent parfois l'intégralité de la largeur du lit. Il importe enfin de mentionner la présence, attestée dès le XVI<sup>e</sup> siècle, d'un port en rive droite du Cher au droit du moulin du Boutet (Port Péan) (Serna, 2013).

Le secteur 2 aurait également été occupé par un ou deux ports (datés au plus tard du XIX<sup>e</sup> siècle mais très certainement plus anciens) sur les communes de Saint-Amand-Montrond et Orval (Serna, 2013). Il en est de même pour le secteur 1 sur la commune d'Epineuil-le-Fleuriel (Serna, 2013). Aucune datation n'est cependant disponible pour ce dernier.

Au final, les actions conjuguées des protections de berges et des autres types d'aménagements recensés sur le secteur 3 expliqueraient de façon un peu plus satisfaisante la stabilité globale du tracé des méandres depuis 1830.

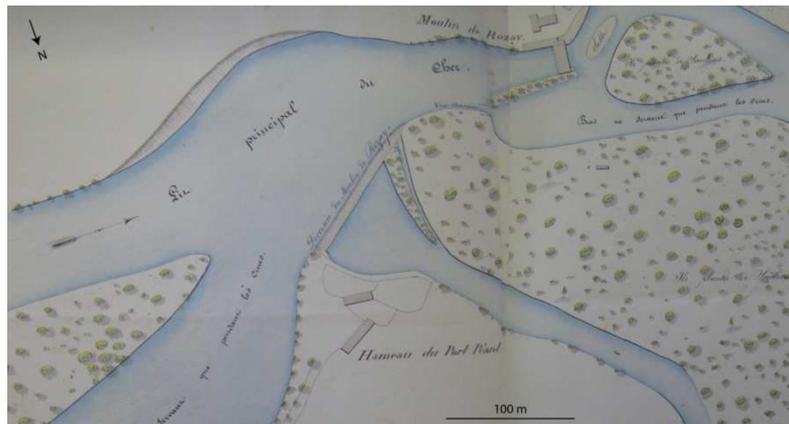


Figure 6.20 Plan du moulin de Rozay et de ses infrastructures attenantes (ADC, 3 S 190, 1849).

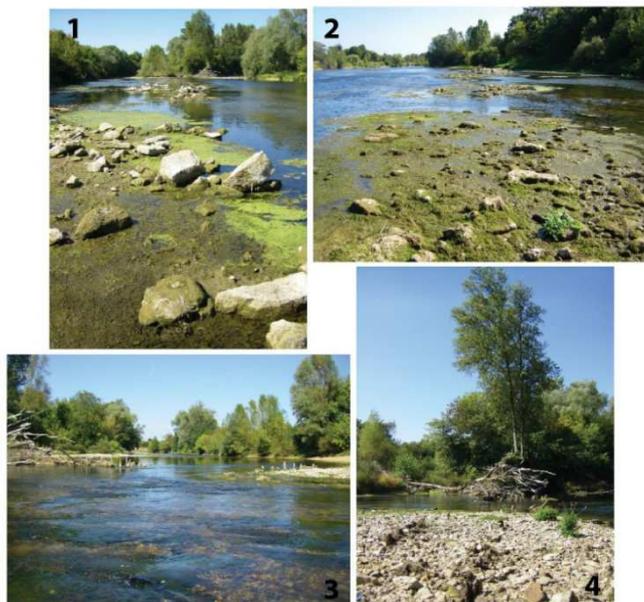


Figure 6.21 Vestiges actuels des infrastructures associées au moulin de Rozay. (Source photographies aériennes : IGN).



**Figure 6.22** Vestiges actuels des infrastructures associées au moulin Perriot.  
(Source photographies aériennes : IGN).

L'ensemble de ces conclusions relatives au rôle des aménagements, et plus particulièrement à celui des protections de berges, sur la stabilité du lit doivent être envisagées avec prudence. Il est en effet nécessaire de rappeler que ces différentes structures n'ont très vraisemblablement pas été détectées de façon exhaustive, notamment sur le secteur 3. De plus, aucune quantification de leur influence n'a pu être effectuée. Les relations de causalités ici avancées ne sont donc que supposées.

## 1.2. UN REMBLAIEMENT ALLUVIAL FORTEMENT ERODABLE

### 1.2.1. NATURE ET INFLUENCE DU REMBLAIEMENT ALLUVIAL

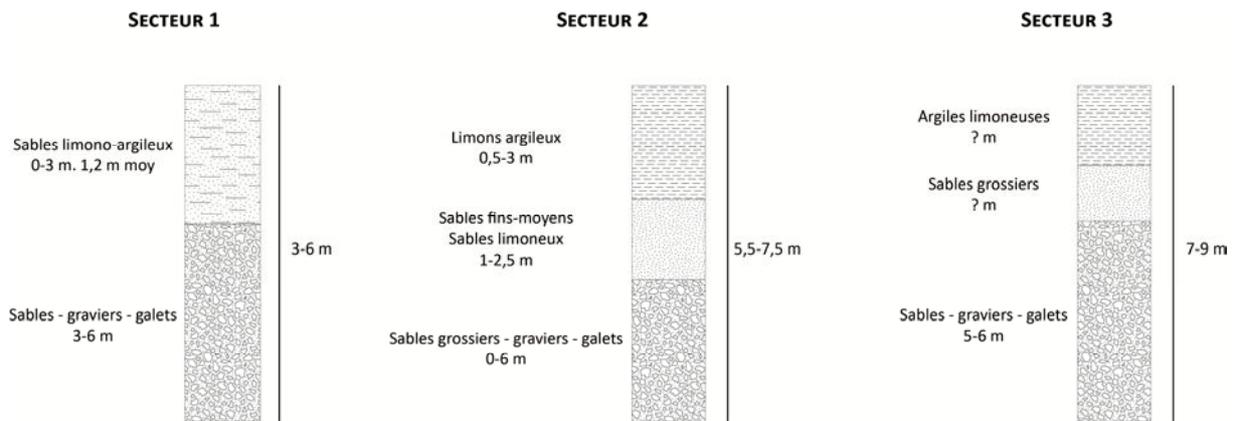
La résistance des berges est fréquemment invoquée comme un facteur de contrôle majeur de l'activité érosive des rivières (Motta et *al.*, 2012 ; Michalkova et *al.*, 2011 ; Huang and Nanson, 1998 ; Millar, 2000). Cette résistance est d'autant plus forte que la granulométrie des berges est fine et homogène (Pizzuto, 2008 ; Knighton, 1998 ; Ikeda, 1989 ; Thorne, 1982, 1991 ; Thorne et Tovey, 1981 ; Akahori et *al.*, 2008 ; Rhoads et Miller, 1991).

Sur les trois secteurs d'étude, le remblaiement alluvial est très schématiquement organisé selon deux (secteur 1) ou trois (secteurs 2 et 3) principaux niveaux stratigraphiques (Figure 6.23, Figure 6.24). Sur le secteur 1, la base du remplissage est composée de sables, graviers et galets tandis que sa partie supérieure consiste en des dépôts de débordement constitués de limons, argiles et sables (Turland et *al.*, 1989a ; BSS BRGM, observations de terrain). Sur les secteurs 2 et 3, une couche à dominante sableuse vient fréquemment s'intercaler entre ces deux niveaux (Lablanche, 1994 ; Manivit et Debrand-Passard, 1994 ; Larue, 1994 ; BSS BRGM ; observations de terrain).

Cette stratigraphie se retrouve à l'identique au niveau des berges, avec évidemment une épaisseur moindre du niveau de base.

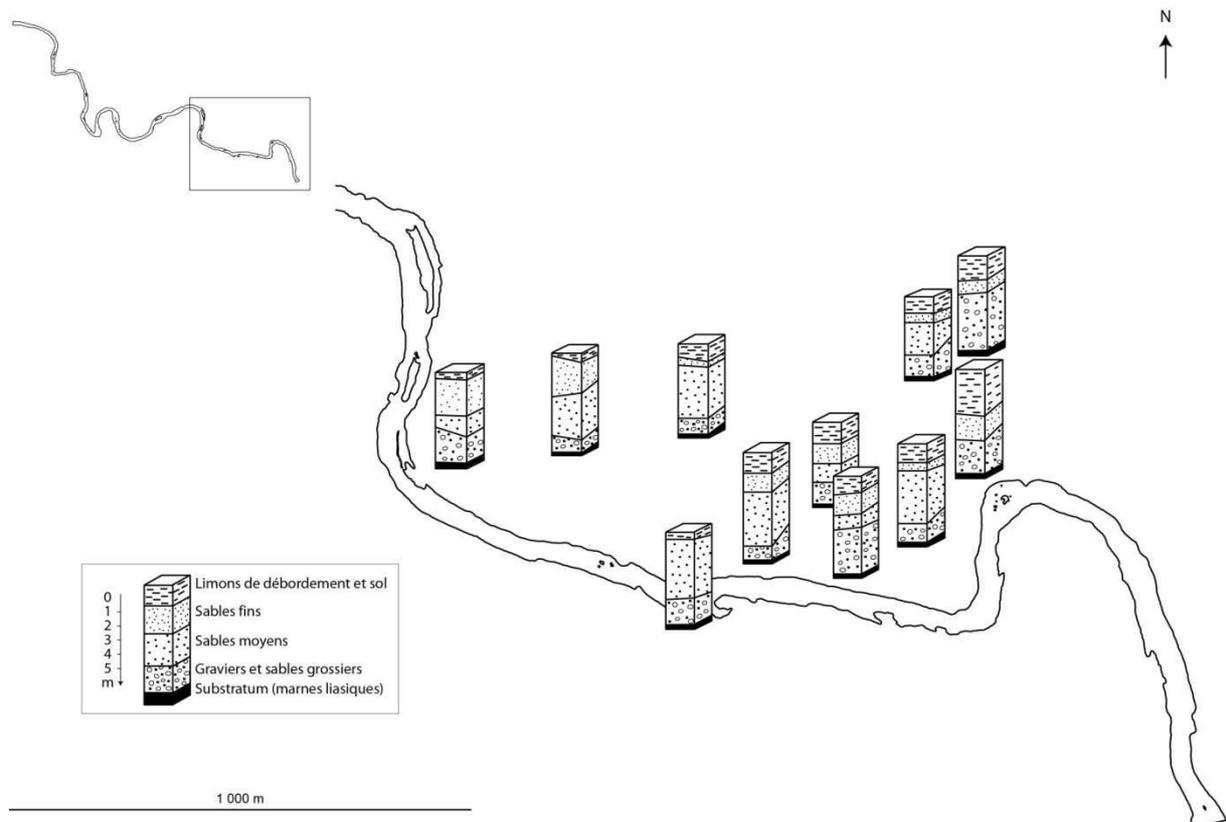
Des relevés et prélèvements de terrain effectués sur certaines des berges actuellement actives confirment les informations précédemment fournies (Figure 6.25). Le matériel est ainsi pour l'essentiel composé de graviers et sables sur la partie inférieure et de sables et limons sur la partie supérieure. De plus, les graviers peuvent occuper une place importante jusqu'en sommet de berges (Figure 6.25, coupes 2-a et 3). On note enfin une très faible présence des argiles, avec des proportions maximales de l'ordre de 5-6 % (9 % pour un échantillon).

Du fait de cette structure composite et de la nature grossière du matériel, les berges apparaissent donc *a priori* comme fortement érodables, ce que tendrait à confirmer les importants taux de retrait mesurés tant à l'échelle décennale à partir des photographies aériennes qu'à l'échelle événementielle par l'intermédiaire du suivi des lignes de berges au DGPS. Ainsi, la texture et la structure du remblaiement alluvial ne peuvent être raisonnablement invoquées comme un frein à la mobilité globale des méandres. Au final, seuls les remplissages fins de paléochenaux sont susceptibles d'inhiber ou de prévenir localement le recul des berges (Fisk 1944, 1947 ; Hudson et Kessel, 2000 ; Gilvear et *al.*, 2000 ; Motta et *al.*, 2012 ; Güneralp et Rhoads, 2011 ; Thorne, 1992 ; Hooke, 1995). Ces derniers n'ont pu être localisés.

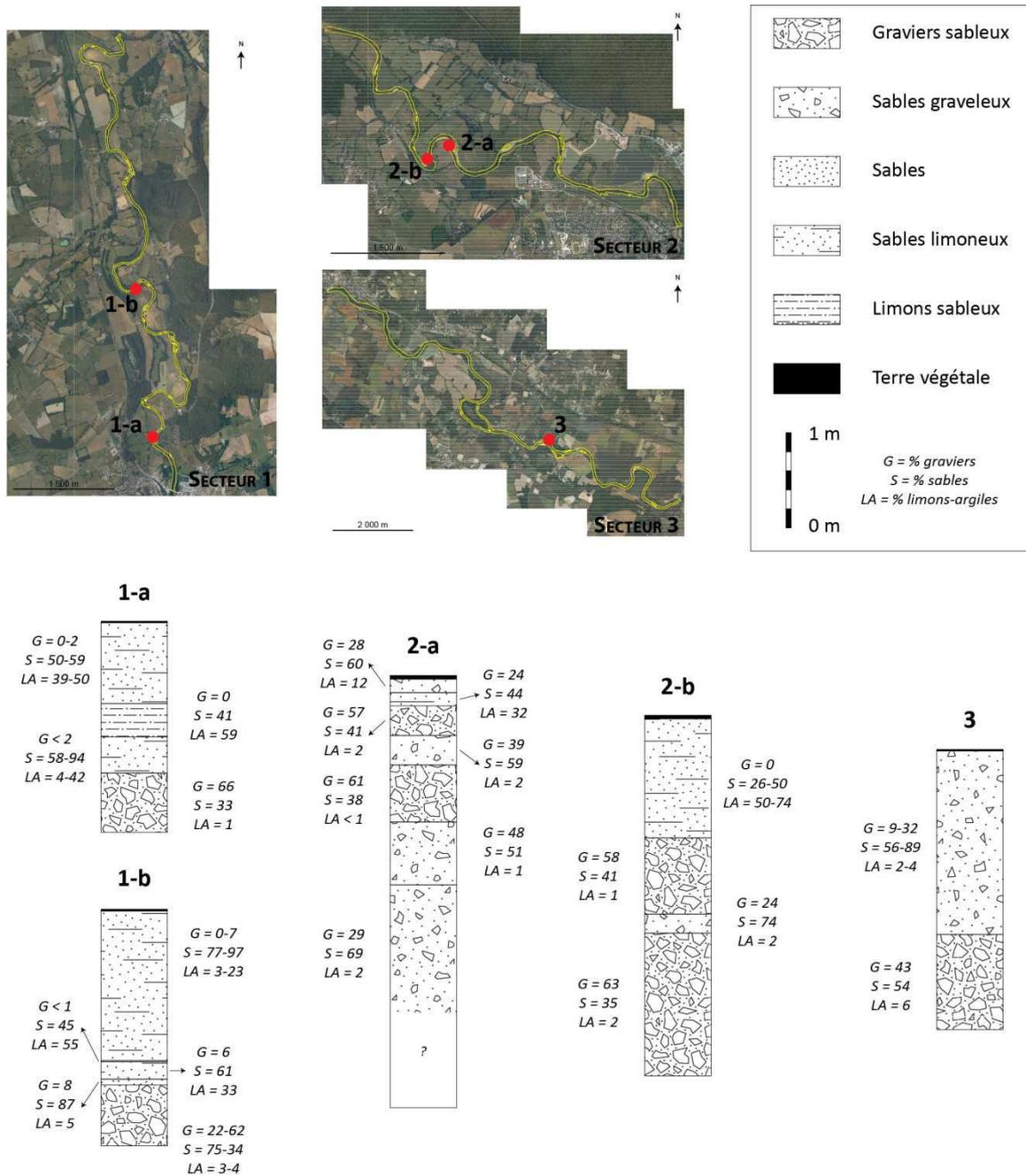


**Figure 6.23** Coupes stratigraphiques schématisques du remblaiement alluvial sur chacun des secteurs d'étude.

Sources des données : Turland et al. (1989a) pour le secteur 1 ; Larue (1994) pour le secteur 2 ; Manivit et Debrand-Passard (1994) pour le secteur 3.



**Figure 6.24** Coupes stratigraphiques du Cher sur le secteur 2 (Larue, 1994, modifié).



**Figure 6.25** Stratigraphie et granulométrie de certaines berges actives.

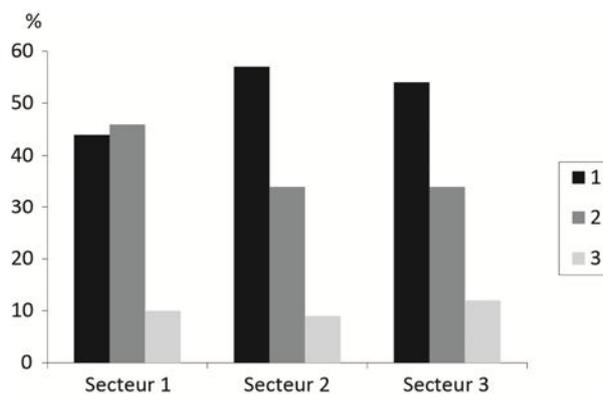
Les dépôts échantillonnés sont tous antérieurs à 1830, sauf ceux de la coupe 1-b (dépôts mis en place entre 1830 et 1950).

(Source photographies aériennes : IGN).

Par ailleurs, la rétraction du lit survenue entre 1830 et 1950 a pu constituer une cause d'érodabilité accrue des berges sur la période 1950-2005. Les dépôts de la plaine alluviale récemment édifiée, qui correspondent donc aux surfaces végétalisées entre 1830 et 1950, pourraient en effet présenter un moindre degré de consolidation par rapport à ceux de la plaine alluviale plus ancienne (Wallick et al., 2006).

Sur le secteur 1, les dépôts mis en place entre 1830 et 1950 bordaient 53 % du linéaire des berges de 1950 (Figure 6.26 à Figure 6.28). Ils représentent 44 % des superficies érodées entre 1950 et 2005

(contre 46 % pour les dépôts antérieurs à 1830) (Figure 6.26). Sur le secteur 2, les dépôts mis en place entre 1830 et 1950 bordaient également 53 % du linéaire des berges de 1950 (Figure 6.26, Figure 6.29). Ils représentent 57 % des superficies érodées entre 1950 et 2005 (contre 34 % pour les dépôts antérieurs à 1830) (Figure 6.26). Sur le secteur 3, les dépôts mis en place entre 1830 et 1950 bordaient 51 % du linéaire des berges de 1950 (Figure 6.26, Figure 6.30 et Figure 6.31). Ils représentent 54 % des superficies érodées entre 1950 et 2005 (contre 34 % pour les dépôts antérieurs à 1830) (Figure 6.26). Ces proportions sur le secteur 3 sont très approximatives car elles ont été calculées à partir des surfaces érodées non corrigées. Ces dernières intègrent en effet les surfaces perdues suite aux dévégétalisations artificielles liées à l'entretien du chenal ou aux extractions.

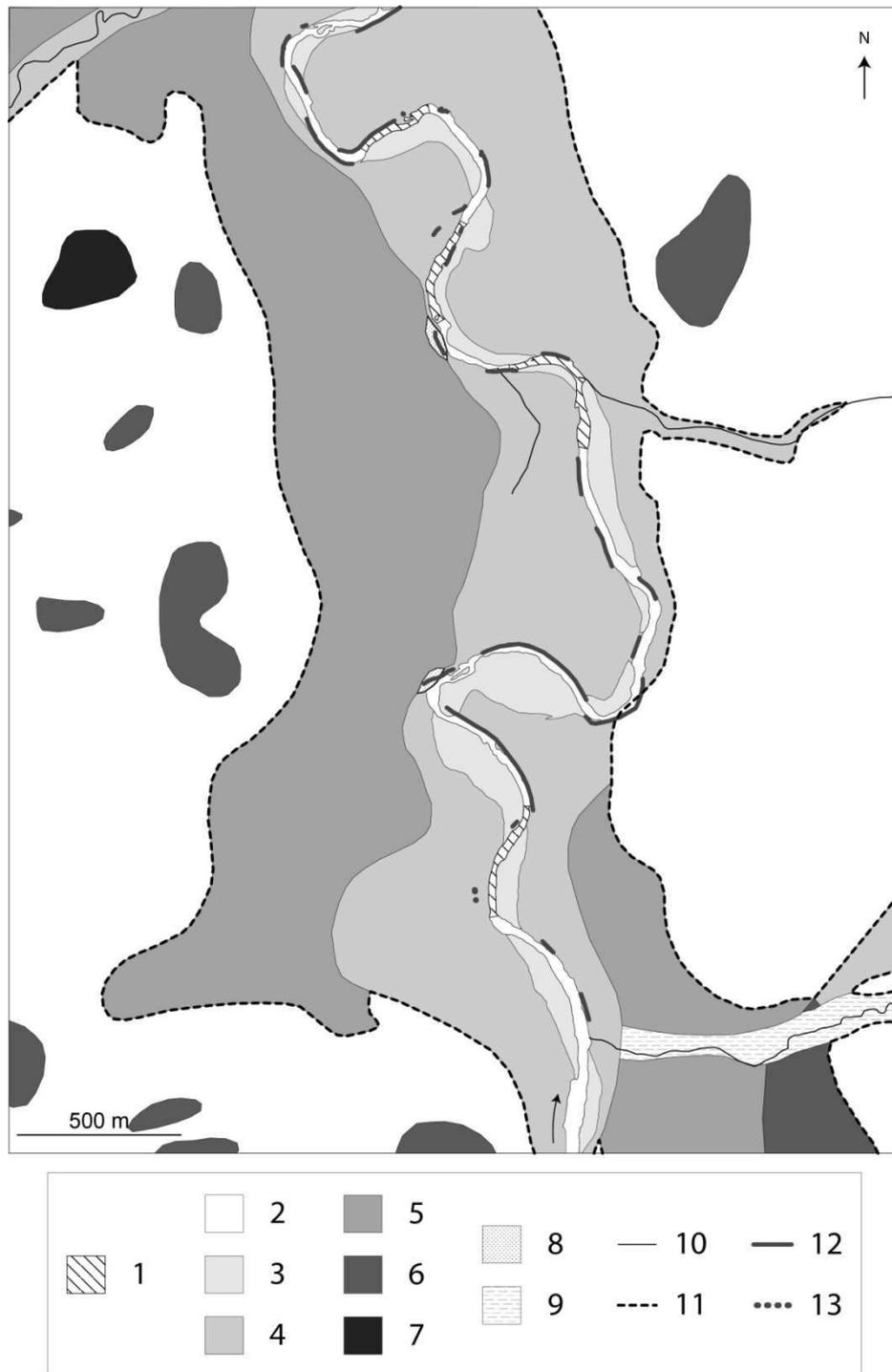


**Figure 6.26** Origine des alluvions remaniées entre 1950 et 2005.

1 : Proportion des surfaces érodées entre 1950 et 2005 remaniant des dépôts érigés entre 1830 et 1950. 2 : Proportion des surfaces érodées entre 1950 et 2005 remaniant des dépôts antérieurs à 1830. 3 : Proportion des surfaces érodées entre 1950 et 2005 remaniant des dépôts postérieurs à 1950.

### 1.2.2. AFFLEUREMENT DU SUBSTRATUM ET PROXIMITE DES VERSANTS

Les affleurements de roche-mère et/ou les versants de vallée concourent aussi à entraver ponctuellement les déplacements de la rivière. Ces contrôles structuraux sont susceptibles de provoquer des déformations marquées des boucles de méandres (Nicoll et Hickin, 2010) voire d'anéantir toute possibilité de déplacement de ces dernières. Six boucles sont concernées sur le secteur 1 et trois sur les secteurs 2 et 3 (Figure 6.27 à Figure 6.31).



**Figure 6.27** Carte du remblaiement alluvial sur la partie amont du secteur 1.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Turland et al., 1989a) + cette étude).

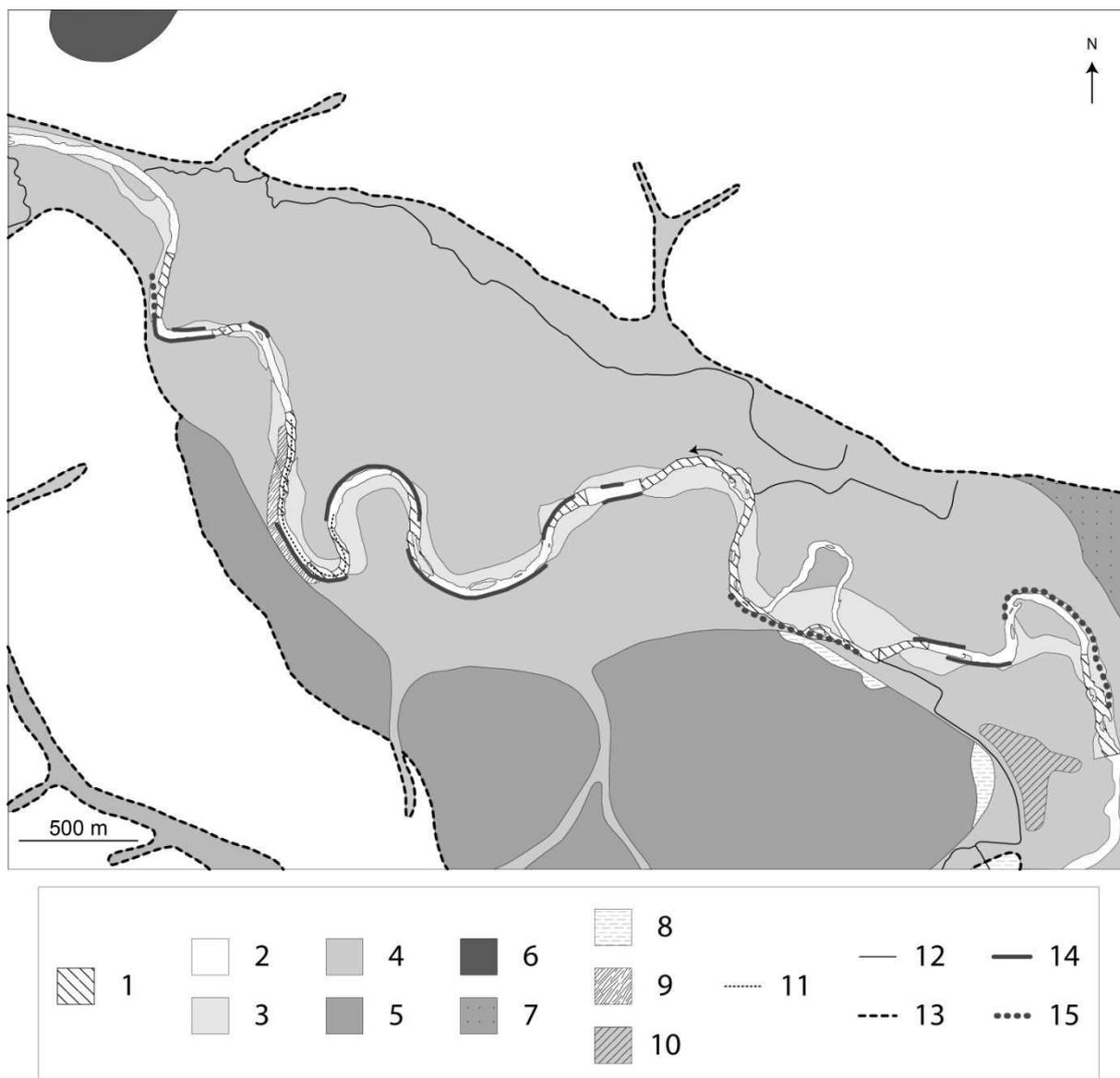
1 : Zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fyb-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fya). 6 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 7 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 8 : Trias moyen, Ladinien ? Grès, sables et argiles de la forêt de Tronçais. 9 : Remplissage de fond de vallées à caractère colluvial dominant. 10 : Affluents. 11 : Limites de fonds de vallées. 12 : Protections de berges pré-1950. 13 : Protections de berges post-1950.



**Figure 6.28** Carte du remblaiement alluvial sur la partie aval du secteur 1.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Turland et al., 1989a) + cette étude).

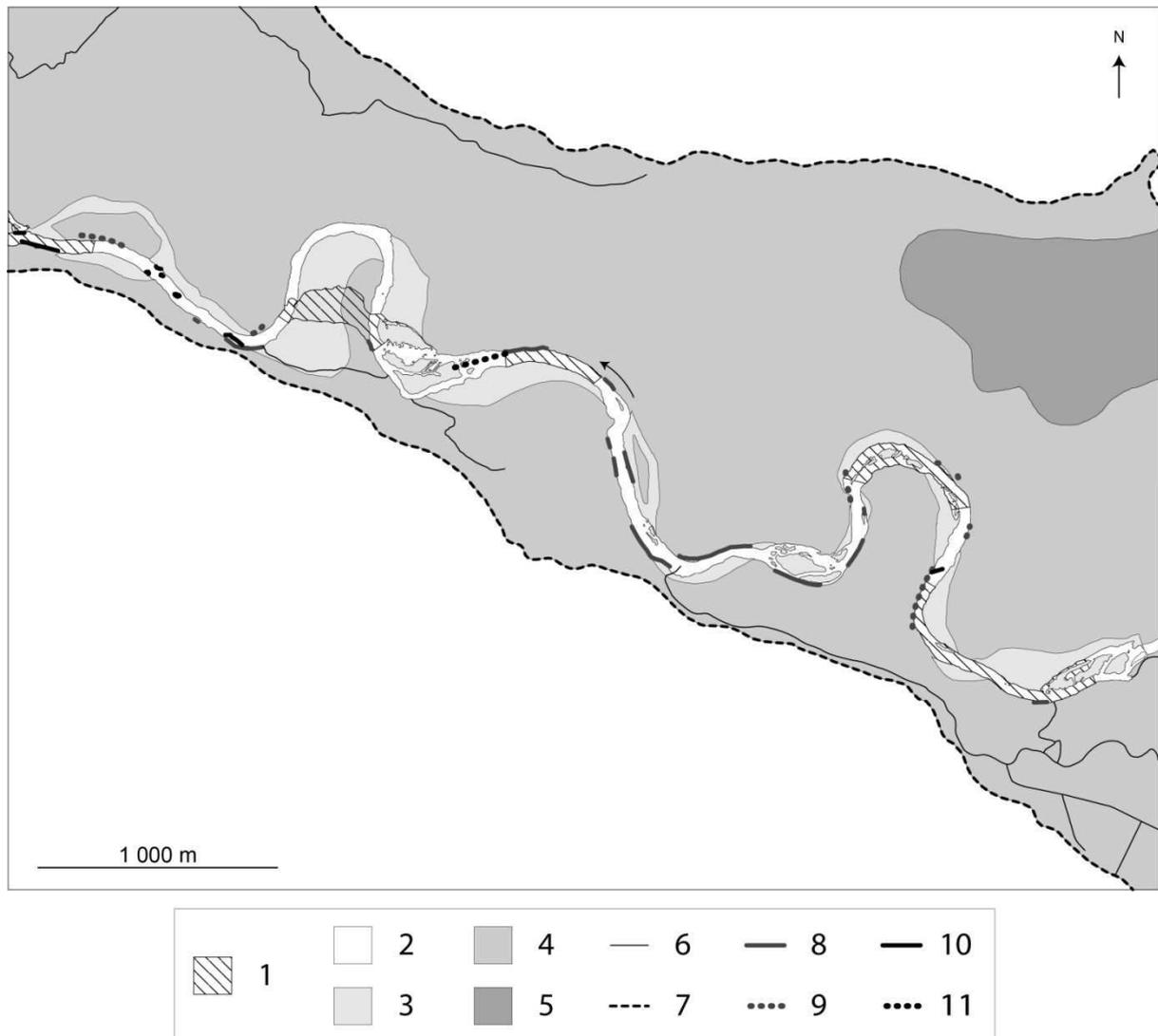
1 : Zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fyb-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fya). 6 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 7 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 8 : Affluents. 9 : Limites de fonds de vallées. 10 : Protections de berges pré-1950.



**Figure 6.29** Carte du remblaiement alluvial du secteur 2.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Lablanche, 1994) + cette étude).

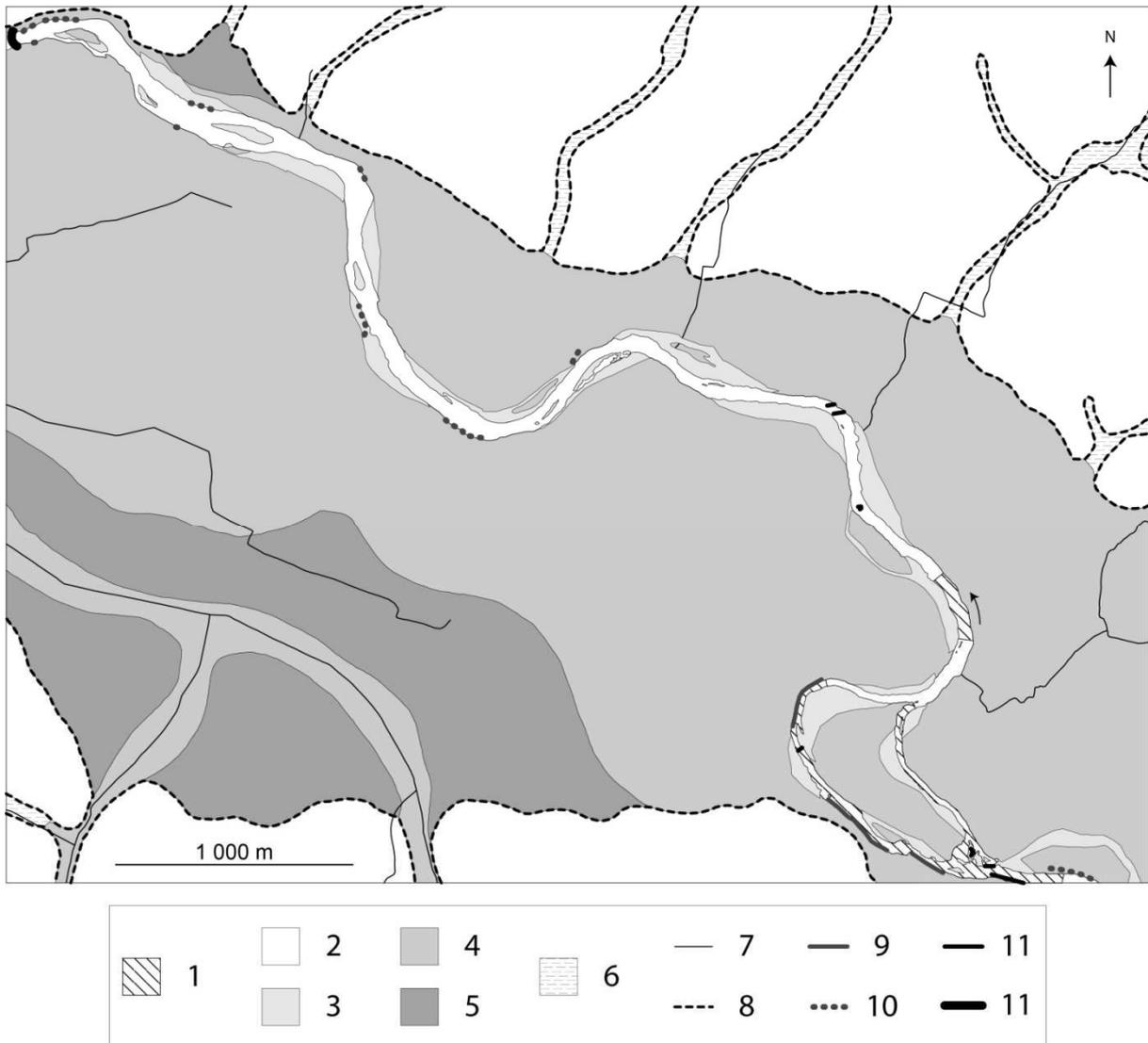
1 : Zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (5-15 m) (Fx). 6 : Alluvions anciennes - très haute terrasse (> 30 m) (Fv). 7 : Alluvions fluvio-lacustres de la Marmande (FM). 8 : Hettangien. Argiles vertes, calcaires dolomitiques, calcaires sublithographiques, calcaires "pavés", bioclastiques, grès à ciment calcaire. 9 : Pliensbachien, Carixien et Domérien - Marnes rares intercalations calcaires. Toarcien - Marnes noires à miches calcaires. 10 : Remblais. 11 : Affleurement du substratum. 12 : Affluents. 13 : Limites de fonds de vallées. 14 : Protections de berges pré-1950. 15 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950.



**Figure 6.30** Carte du remblaiement alluvial sur la partie amont du secteur 3.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Manivit et Debrand-Passard, 1994) + cette étude).

1 : Zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 6 : Affluents. 7 : Limites de fonds de vallées. 8 : Protections de berges pré-1950. 9 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950. 10 : Aménagements localisés dans le lit mineur pré-1950. 11 : Aménagements localisés dans le lit mineur post-1950.



**Figure 6.31** Carte du remblaiement alluvial sur la partie aval du secteur 3.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Manivit et Debrand-Passard, 1994) + cette étude).

1 : Zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 6 : Colluvions et alluvions de fond de vallons (Quaternaire). 7 : Affluents. 8 : Limites de fonds de vallées. 9 : Protections de berges pré-1950. 10 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950. 11 : Aménagements localisés dans le lit mineur pré-1950. 11 : Barrage du Boutet.

### 1.3. LE ROLE DE LA RIPISYLVE

La littérature regorge de travaux traitant de la question de l'influence du type de végétation occupant les berges sur le degré de résistance que ces dernières opposent à l'érosion (Micheli et al., 2004 ; Hey et Thorne, 1986 ; Huang et Nanson, 1997). Pour un type de végétation donnée, cette influence est essentiellement fonction de la densité et de la profondeur des racines (Murgatroyd and Ternan, 1983 ; Dunaway et al., 1994 ; Simon et Collinson, 2002 ; Abernethy et Rutherford, 2001). Malgré leur abondance, nombre de ces études ont abouti à des conclusions divergentes, voire

totalemment opposées. Cela tient essentiellement au fait que la résistance des berges est également contrôlée par une multitude d'autres facteurs intrinsèques qui interagissent avec la végétation. Les principaux sont la taille, la forme et la hauteur des berges d'une part, leur composition granulométrique et stratigraphique d'autre part.

En dépit de cette complexité, il est reconnu de longue date que les cours d'eau de petite dimension (superficie du bassin-versant < 10-100 km<sup>2</sup> ; largeur < 10-15 m (Anderson et *al.*, 2004)) évoluant sous couvert forestier présentent de plus faibles largeurs que ceux bordés par une végétation herbacée (Zimmerman et *al.*, 1967 ; Bergeron et Roy, 1985 ; Allmendinger et *al.*, 2005 ; Hession et *al.*, 2003 ; Murgatroyd et Ternan, 1983). La situation inverse est constatée lorsqu'augmente la taille des rivières considérées (Hey et Thorne, 1986 ; Huang et Nanson, 1997 ; Métivier et Barrier, 2012 ; Anderson et *al.*, 2004). Bien que les processus à l'origine de ces différences ne soient pas encore clairement établis, il est généralement admis que la présence d'une végétation ligneuse renforce la résistance des berges (Thorne, 1990 ; Simon et Collison, 2002 ; Hey et Thorne, 1986 ; Abernethy et Rutherford, 1998, 2001 ; Micheli et *al.*, 2004 ; Huang et Nanson, 1997 ; Allmendinger et *al.*, 2005, McBride et *al.*, 2008 ; Burckardt et Todd, 1998 ; Beeson et Doyle, 1997), en particulier lorsque ces dernières sont composées d'un matériel peu cohésif (Piégay et *al.*, 2003a). Cette résistance tend à diminuer à mesure que s'accroît le rapport entre profondeur d'enracinement et hauteur des berges (Eaton et Church, 2007 ; Eaton et Giles, 2009 ; Eaton et Millar, 2004 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Piégay et *al.*, 2003a).

Au regard de l'ensemble des éléments développés ci-dessus, de la dimension du Cher sur chacun des secteurs d'études (largeur minimale de la bande active = 27 m, hauteur des berges supérieure à 2 m) et des connaissances dont on dispose sur la texture du remblaiement alluvial, il apparaît assez probable que, sur cette rivière, la végétation ligneuse participe à un accroissement de la résistance de berges. C'est vraisemblablement moins le cas sur le secteur 2 en raison de la très forte incision du lit qui s'y est produite au cours de la seconde partie du XX<sup>e</sup> siècle (cf. Chapitre 5 C 2.2. ; Annexe A). Si la détermination d'un éventuel différentiel de résistance entre berges arborées et berges herbacées dépasse amplement le champ de nos investigations, il apparaît néanmoins évident que la végétation ligneuse ne constitue pas un élément de blocage total de l'érosion. A ainsi été constaté entre 1950 et 2005 en de nombreux endroits sur chacun des secteurs le déclenchement de processus érosifs latéraux en dépit de la présence d'une telle végétation. La question de son influence ne se pose plus une fois l'érosion débutée puisque la ripisylve est la plupart du temps constituée d'un unique rideau d'arbres. Seul le secteur 3 abrite quelques tronçons où elle se trouve plus étoffée. Enfin, il importe de mentionner que le développement de la végétation rivulaire lors de rétraction du lit survenue entre 1840 et 1950 a pu entraîner une diminution de la mobilité des méandres.

#### **1.4. LE ROLE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE**

##### **Des méandres encore potentiellement actifs**

Une diminution de la fréquence et/ou de l'intensité des évènements hydrologiques morphogènes ou encore une diminution de la puissance de la rivière avaient été initialement avancées comme hypothèses explicatives à la faible mobilité des méandres du Cher.

Les conséquences théoriques de la première de ces hypothèses se rapprochent de certains des effets observés en aval des barrages. La régulation des débits imposée par ces ouvrages aboutit en effet très fréquemment à une réduction drastique des taux de migration des boucles de méandres (Shields et *al.*, 2000 ; Friedman et *al.*, 1998 ; Bradley et Smith, 1984). La seconde hypothèse induit

quant à elle une puissance spécifique trop faible pour que l'érosion latérale puisse se manifester (Ferguson, 1981 ; Rhoads et Miller, 1991).

Il a été précédemment vu que **la faible mobilité des méandres du Cher au cours des dernières décennies résulterait en grande partie de contraintes exercées par les nombreux aménagements implantés dans leur lit. En l'absence de ces contraintes, où lorsqu'elles ont pu être contournées, le Cher possède une capacité évidente à remobiliser les matériaux qui composent sa plaine alluviale.** Ceci apparaît très clairement à la fois à travers les valeurs relativement élevées des taux de retraits enregistrés depuis 1950 et à travers les faibles débits-seuils actuel de déclenchement de l'érosion latérale (cf. Chapitre 5 A.3.2 - B.3.1). **L'ensemble de ces éléments indique donc que les deux causes potentielles de la stabilité du lit ici avancées doivent être rejetées.**

Par ailleurs, une éventuelle diminution depuis 1830 de la fréquence/intensité des événements hydrologiques morphogènes ou de la puissance de la rivière ne se serait pas traduite par une réduction de l'activité érosive. En effet, sur les trois secteurs étudiés, l'érosion brute annuelle entre 1950 et 2005 est de 1,4 à 1,8 fois plus élevée qu'entre 1830 et 1950. Le pourcentage annuel de longueur de berges érodées est lui aussi supérieur pour la période 1950-2005 (de 2,9 à 3,9 fois plus élevé selon les secteurs). Enfin, les taux de recul annuel présentent des valeurs similaires (de 0,31 à 0,42 m.an<sup>-1</sup> pour 1830-1950 et de 0,31 à 0,34 m.an<sup>-1</sup> pour 1950-2005). L'affaiblissement supposé du régime hydrologique et/ou de la puissance de la rivière aurait ainsi été soit insuffisant, soit contrecarré par la modification d'autres facteurs de contrôle de l'érosion, comme par exemple le degré de résistance des berges, pour que se produise une réduction de l'activité morphologique de la rivière.

Ce constat d'une plus forte activité érosive lors de la période 1950-2005 doit néanmoins être accompagné de certaines réserves. Tout d'abord, il convient de rappeler que pour la période 1830-1950, les valeurs d'érosion sont sous-estimées et accompagnées d'une incertitude élevée car elles ont été obtenues à partir d'objets de nature sensiblement différente, soit le lit mineur pour 1830 et la bande active pour 1950 (cf. Chapitre 5 A.1.1). Ensuite, les écarts enregistrés avec la période 1950-2005 pourraient aussi tout simplement résulter de la nette différence de durée entre ces deux périodes (O'Connor et al., 2003). Cela est par exemple constaté lorsque l'on compare les valeurs des taux de retrait ou des superficies totales érodées obtenues à partir des seules photographies aériennes de 1950 et 2005 avec les valeurs calculées pour les différentes sous-périodes (1950-1959(60), 159(60)-1973(75), ...). Les taux de recul pour les sous-périodes sont ainsi de 2,8 à 4,4 fois plus élevés par rapport à 1950-2005. Selon les secteurs, la somme des superficies érodées pour toutes les sous-périodes est de 1,2 à 1,4 fois supérieure aux superficies érodées lors de la période 1950-2005. Par ailleurs, il n'est pas invraisemblable qu'une diminution de l'activité érosive se soit malgré tout produite entre 1830 et 1950. La détection d'éventuels changements survenus au cours de cette période est en effet rendue impossible par l'absence de données intermédiaires disponibles. Enfin, la multiplication probable des protections de berges entre 1830 et 1950 aurait pu entraîner un arrêt brutal de l'érosion au niveau de certaines berges actives. Ceci aurait alors eu pour conséquence de réduire les valeurs d'érosion calculées sur cette période et donc d'augmenter les différences avec la période 1950-2005.

Nous venons de voir dans ce chapitre que la faible mobilité des méandres du Cher constatée depuis près de 200 ans était très vraisemblablement le fruit de contraintes exercées par les nombreux aménagements présents dans le lit mineur. La suite de l'analyse s'intéresse aux causes de la concentration de l'activité érosive planimétrique depuis 1950

## **2. LA CONCENTRATION DE L'ACTIVITE EROSIVE PLANIMETRIQUE ENTRE 1950 ET 2005**

### **2.1. LES PROTECTIONS DE BERGES**

Afin de tenter de quantifier l'influence des protections de berges sur l'activité planimétrique des méandres entre 1950 et 2005, nous avons regardé s'il existait une différence entre zones actives et zones inactives du point de vue de la proportion de longueur de rivière dépourvue de protections de berges. Les zones ici désignées comme actives correspondent aux zones de concentration de l'érosion telles que définies dans le Chapitre 5 A.3.2).

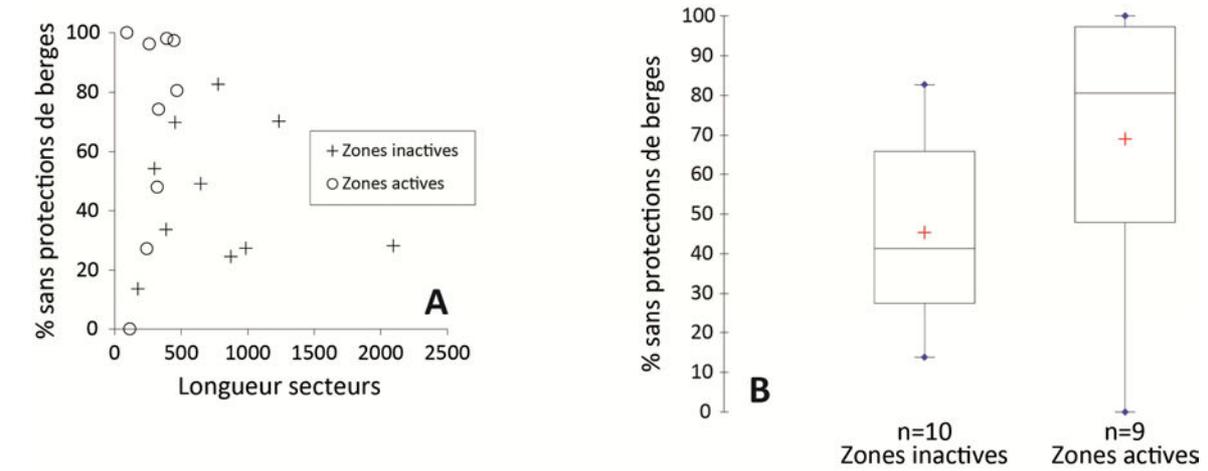
Sur le secteur 1, le pourcentage de linéaire de rivière dépourvu de protections de berges est largement supérieur sur les zones actives. La moyenne et la médiane de ce pourcentage sont respectivement de 81 % et 69 % sur les zones actives, contre 41 % et 45 % sur les zones inactives (Figure 6.32). La différence entre les deux types de zones n'est cependant pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,111$ ).

Sur les secteurs 2 et 3, certaines protections ont été sans doute érigées après 1950. Pour cette raison, deux valeurs de pourcentage d'occupation sont proposées. La première prend en compte l'intégralité des protections de berges présentes en 2010-2011 ; la seconde considère uniquement les protections dont la construction est avec certitude antérieure à 1950.

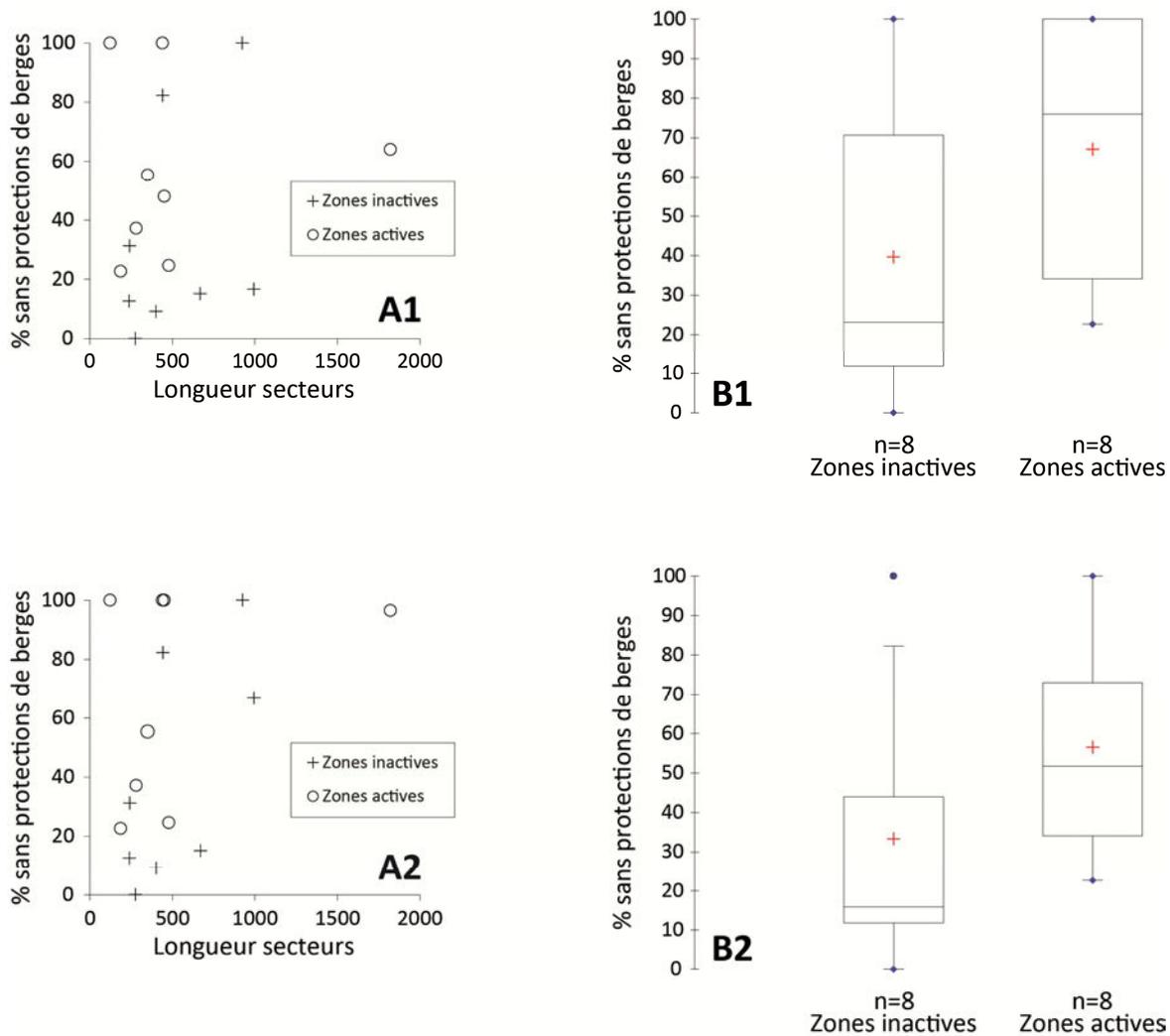
Sur le secteur 2, le pourcentage de linéaire de rivière dépourvu de protections de berges est largement supérieur sur les zones actives. Avec l'intégralité des protections de berges prise en compte, la moyenne et la médiane de ce pourcentage atteignent respectivement 52 % et 57 % sur les zones actives et 16 % et 33 % sur les zones inactives (Figure 6.33). Avec les seules protections antérieures à 1950, elles sont de 76 % et 67 % sur les zones actives et de 23 % et 40 % sur les zones inactives (Figure 6.33). La différence entre les deux types de zones n'est cependant pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,082$  pour l'intégralité des protections présentes en 2010 ;  $p=0,113$  pour les protections érigées avec certitude avant 1950).

Sur le secteur 3, le pourcentage de linéaire de rivière dépourvu de protections de berges est similaire sur les zones actives et inactives. Avec l'intégralité des protections de berges, la moyenne et la médiane atteignent respectivement 81 % et 91 % sur les zones actives et 79 % et 85 % sur les zones inactives (Figure 6.34). Avec les seules protections antérieures à 1950, elles sont de 86 % et 95 % sur les zones actives et de 85 % et 93 % sur les zones inactives (Figure 6.34). Les différences entre les 2 types de zones ne sont évidemment pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,772$  pour l'intégralité des protections présentes en 2010 ;  $p=1$  pour les protections érigées avec certitude avant 1950).

Sur les secteurs 1 et 2, les zones inactives apparaissent donc globalement davantage équipées en protections de berges que les zones actives. Ceci laisserait ainsi à penser que la répartition spatiale de l'activité érosive entre 1950 et 2005 a été, au moins en partie, contrôlée par la répartition des enrochements. Aucune différence significative en termes de pourcentage de linéaire de rivière équipé de protections n'a cependant pu être mise en évidence entre les deux types de zones.

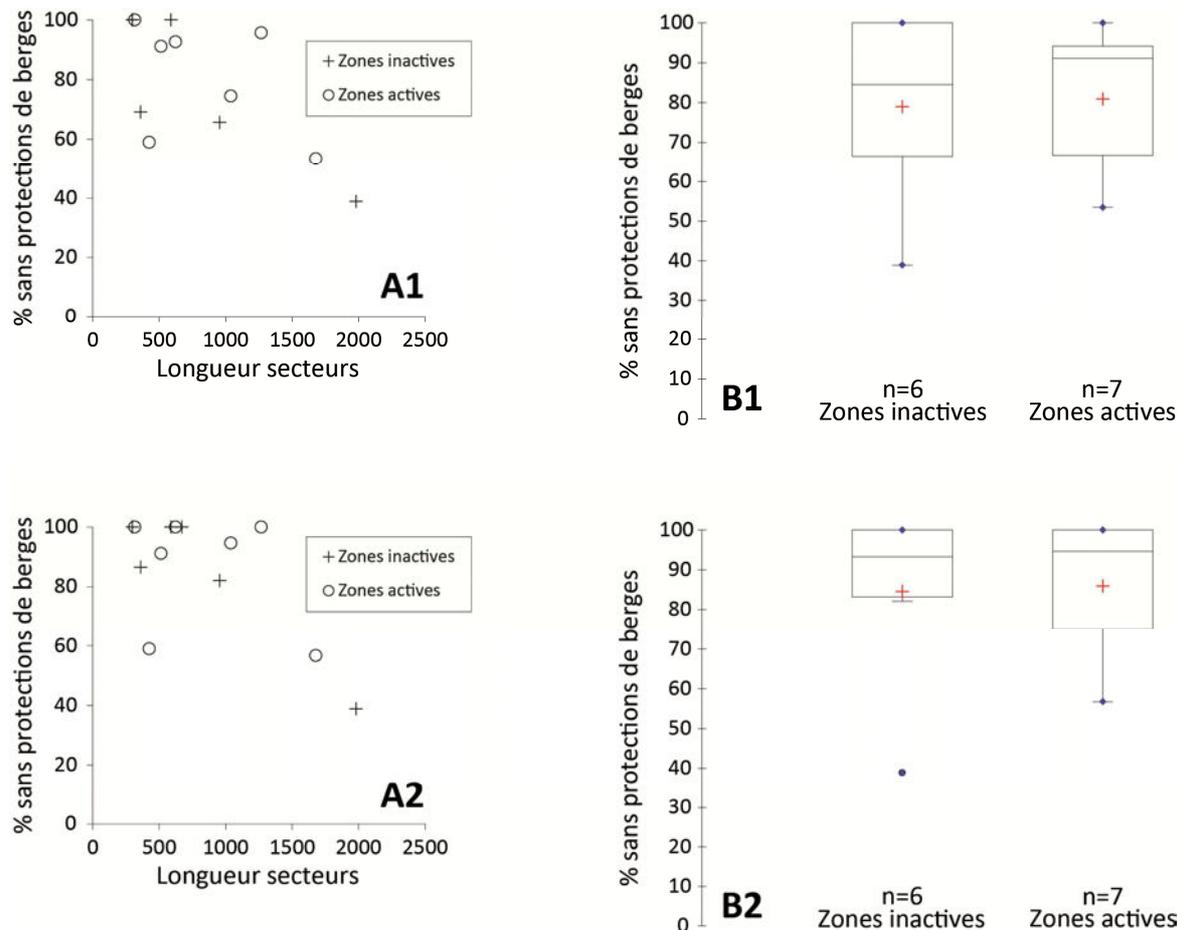


**Figure 6.32** Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 1.



**Figure 6.33** Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 2.

1 : Avec l'intégralité des protections de berges localisées en 2010. 2 : Avec uniquement les protections de berges qui sont avec certitude antérieures à 1950.



**Figure 6.34** Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 3.

1 : Avec l'intégralité des protections de berges localisées en 2011. 2 : Avec uniquement les protections de berges qui sont avec certitude antérieures à 1950. La zone inactive correspondant au tronçon influencé par le barrage du Boutet n'est pas prise en compte.

## 2.2. L'INFLUENCE DES EXTRACTIONS DE SEDIMENTS

La question des extractions de matériaux dans le lit mineur est abordée dans le détail dans la l'Annexe A du manuscrit. Sont ici uniquement évoqués leurs effets sur la répartition de l'activité érosive depuis 1950.

Le secteur 2 est presque le seul concerné. Comparativement aux deux autres secteurs, on y observe une plus grande proportion de linéaire de rivière touchée par l'érosion, et donc une moins nette concentration de l'activité érosive, ainsi qu'un report plus important de l'érosion en rive convexe. Ces différentes caractéristiques sont interprétées comme la conséquence directe de l'incision du lit provoquée par les extractions de granulats (enfouissement du lit sur le secteur depuis 1856 variant de 0,2 à 2,3 m, (cf. Chapitre 5 C.2.2 ; Annexe A)). Les berges, après dépassement d'une hauteur critique, vraisemblablement au cours de la période 1973-1983, auraient ainsi été déstabilisées sur une grande partie du secteur (Simon, 1989 ; Simon et Rinaldi, 2006 ; Watson et al., 2002 ; Schumm et al., 1984). Cette déstabilisation expliquerait aussi certaines des différences constatées avec les deux autres secteurs du point de vue de l'évolution temporelle de l'activité érosive. De 1950 à 1973 (1975), le pourcentage de linéaire de berges érodées est sensiblement

identique sur les trois secteurs. A compter de la période 1973 (1975) - 1983 (1985), il est largement et systématiquement supérieur sur le secteur 2 (cf. Chapitre 5 A.3.2). Par ailleurs, la période 1983 (1985) - 1995 est caractérisée sur les secteurs 1 et 3 par une revégétalisation importante du lit, suite à la « mini-crise érosive » survenue au cours de la période précédente. Sur le secteur 2, la colonisation végétale est au contraire quasiment nulle et on assiste jusqu'en 1995 à la continuation de la phase érosive amorcée entre 1973 et 1983.

Sur le secteur 3, on ne dispose d'aucune donnée sur l'évolution verticale du tronçon non influencé par le barrage du Boutet. Deux zones de prélèvements sont néanmoins en partie confondues avec l'emprise de zones actives. Les extractions ont ainsi pu jouer un rôle secondaire dans la répartition de l'activité érosive en étant à l'origine ou en favorisant le développement de ces zones actives.

Le secteur 1 a en revanche été épargné puisqu'aucune extraction n'a été pratiquée dans le chenal. De plus, le lit n'a subi qu'un léger enfoncement depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle.

## 2.3. FACTEURS GEOMETRIQUES ET TOPOGRAPHIQUES

D'autres facteurs que les usages ou aménagements sont évidemment susceptibles de participer au contrôle de la répartition spatiale et de l'intensité de l'activité érosive latérale. Ces dernières peuvent par exemple aussi être commandées par les caractéristiques planimétriques des boucles de méandres (Hooke, 1995, 1997, 2003a, 2007a ; Hooke et Yorke, 2010 ; Hickin et Nanson, 1984 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Güneralp et Rhoads, 2009 ; Zolezzi et Seminara, 2001) ou encore par la distribution longitudinale des puissances spécifiques (Hickin and Nanson, 1984 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Nicoll et Hickin, 2009 ; Richard et *al.*, 2005 ; Larsen et *al.*, 2006a, 2006b). L'influence de ces deux facteurs, bien que très vraisemblablement perturbée ou en grande partie gommée par la présence des protections de berges et des autres types d'infrastructures, est abordée dans les deux paragraphes à venir.

### 2.3.1. LES RELATIONS ENTRE COURBURE ET EROSION

L'intensité de l'érosion latérale (exprimée en termes de taux de retrait adimensionnel : taux de retrait / largeur du lit / an), est directement liée, de façon non linéaire, à la courbure des boucles de méandres (exprimée par le rapport rayon de courbure / largeur du lit) (Nanson et Hickin, 1986 ; Hickin et Nanson, 1984 ; Hooke, 1997, 2003a ; Hudson et Kessel, 2000).

L'évolution morphologique de ces dernières est ainsi très schématiquement constituée de trois principales phases, chacune correspondant à des vitesses de recul très différentes (Figure 6.35, Figure 6.36). Au cours de la première, les boucles sont peu sinueuses et les retraits observés se produisent très lentement. Lors de la seconde, les rayons de courbure diminuent nettement tandis que les taux de recul croissent rapidement jusqu'à atteindre une valeur maximale. Les boucles tendent à migrer (Figure 6.36 2a) puis à s'allonger (Figure 6.36 2b). Lors de l'ultime phase, trois scénarios distincts sont susceptibles de se produire. Soit la forme des boucles se complexifie et on assiste dans ce cas à la mise en place de boucles composées ou à la naissance de nouvelles boucles (Figure 6.36 3a). Soit, suite au dépassement d'une valeur seuil de courbure ( $R_c/w < 2-3$ ), l'érosion diminue brutalement puis cesse. Les boucles se figent alors. Soit l'érosion se poursuit jusqu'à recoupement des boucles par tangence (Figure 6.36 3b). Une nouvelle séquence d'évolution peut dès lors débiter. Ainsi, conjointement au contrôle exercé par la fréquence et l'intensité des événements hydrologiques potentiellement érosifs, la dynamique des boucles de méandres obéit à des logiques de nature autogène (Hooke, 1997, 2003a).

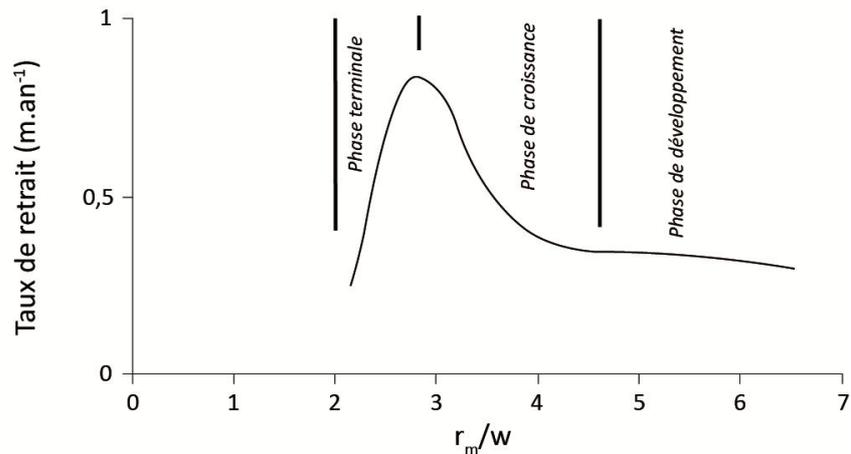


Figure 6.35 Modèle d'évolution non linéaire du retrait des berges en fonction du rapport entre rayon de courbure et largeur du lit (Hooke, 2003a (d'après Hickin et Nanson, 1975), modifié).

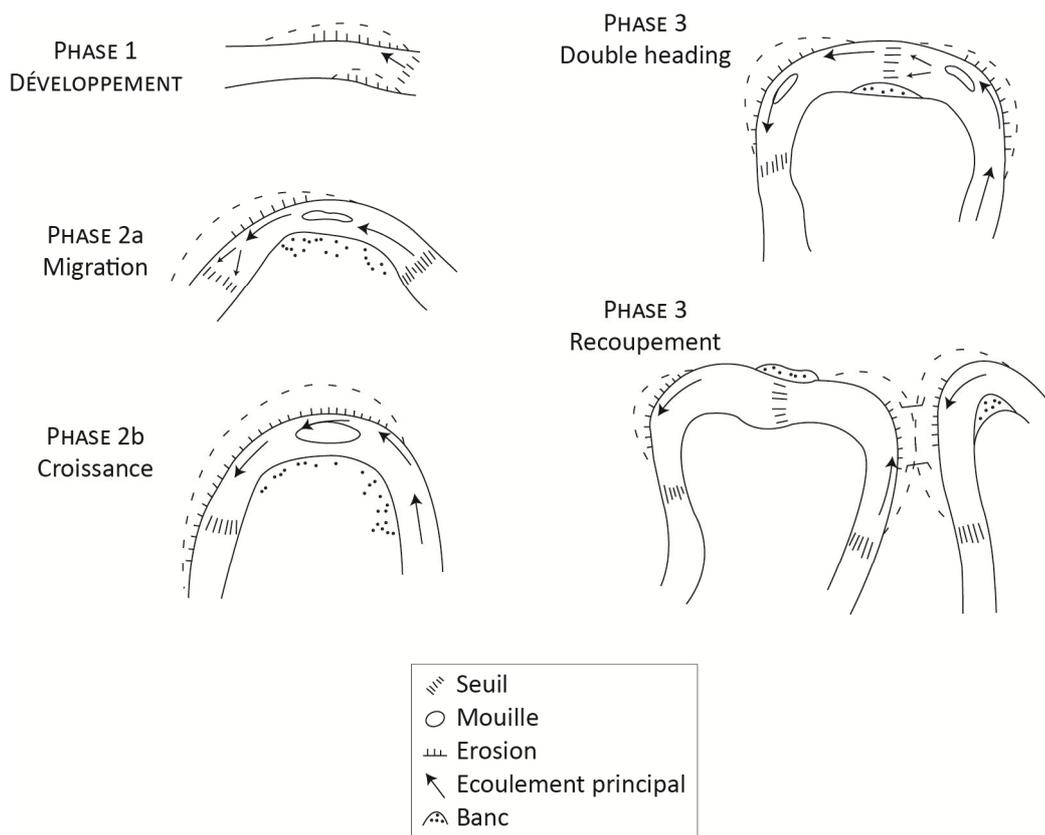


Figure 6.36 Séquence de développement d'une boucle de méandre (Hooke, 1995, modifié).

### 2.3.1.a. METHODOLOGIE

Sur les trois secteurs d'étude, une seule boucle se trouve dans l'incapacité théorique de subir une quelconque érosion en raison d'un trop faible rayon de courbure. La tendance dominante sur les méandres du Cher devrait donc consister en une activité érosive plus importante là où les courbures

sont les plus fortes. Cette hypothèse n'a cependant pas été testée en rapportant les taux de retrait aux rayons de courbure, comme cela est proposé par le modèle précédemment décrit. Il est en effet très probable que ce schéma de fonctionnement ait été fortement perturbé par la présence des protections de berges et des autres types d'aménagements. De plus, sur chacun des secteurs, une proportion élevée de l'érosion a été reportée en rive convexe (cf. Chapitre 5 A.3.2). Enfin, travailler exclusivement à l'échelle des boucles n'aurait pas été pertinent car leurs limites ne correspondent absolument pas à celles des zones actives et inactives. Certaines boucles sont ainsi fréquemment occupées à la fois par des zones actives et inactives. A l'inverse, les zones actives ou inactives empiètent parfois sur plusieurs boucles successives. De plus, il n'est pas rare qu'une zone soit localisée sur une très courte portion de boucle. Dans ce cas de figure, la courbure de la totalité de la boucle est alors bien souvent très différente de celle de la zone considérée. Pour toutes ces raisons, l'influence de la courbure sur l'activité érosive a donc été abordée de façon simplifiée. L'analyse développée ici consiste en l'identification par l'intermédiaire d'un test de Mann-Whitney d'une éventuelle différence de courbure, moyenne (= courbure totale sur un tronçon / longueur du tronçon) ou maximale, entre zones actives et zones inactives. Nous avons utilisé les courbures et non pas les rayons de courbure car la détermination de ces derniers est généralement considérée comme fortement subjective.

Les courbures ont été extraites de la ligne centrale de la bande active. Elles ont été mesurées (en degrés) selon un intervalle égal à la largeur estimée de la bande active (30 m pour le secteur 1, 40 m pour le secteur 2, 60 m pour le secteur 3) (Hooke et Yorke, 2010). Elles ont été calculées pour deux dates : 1950 et 2005. Lorsqu'une zone est incluse dans une seule boucle, on dispose à une date donnée d'une seule valeur de courbure. Elle correspond à la courbure, moyenne ou maximale, au sein de la zone en question. Lorsque l'emprise d'une zone est à cheval sur plusieurs boucles, on dispose d'autant de valeurs de courbures, moyennes ou maximales, que de nombre de boucles ou portions de boucles présentes dans cette zone. Sur le secteur 3, l'analyse a été restreinte au tronçon non influencé par le barrage du Boutet. De plus, deux séries de données ont été utilisées. La première prend en compte le tracé des méandres passant par le bras droit de l'île de Rozay ; la seconde considère le tracé passant par le bras gauche.

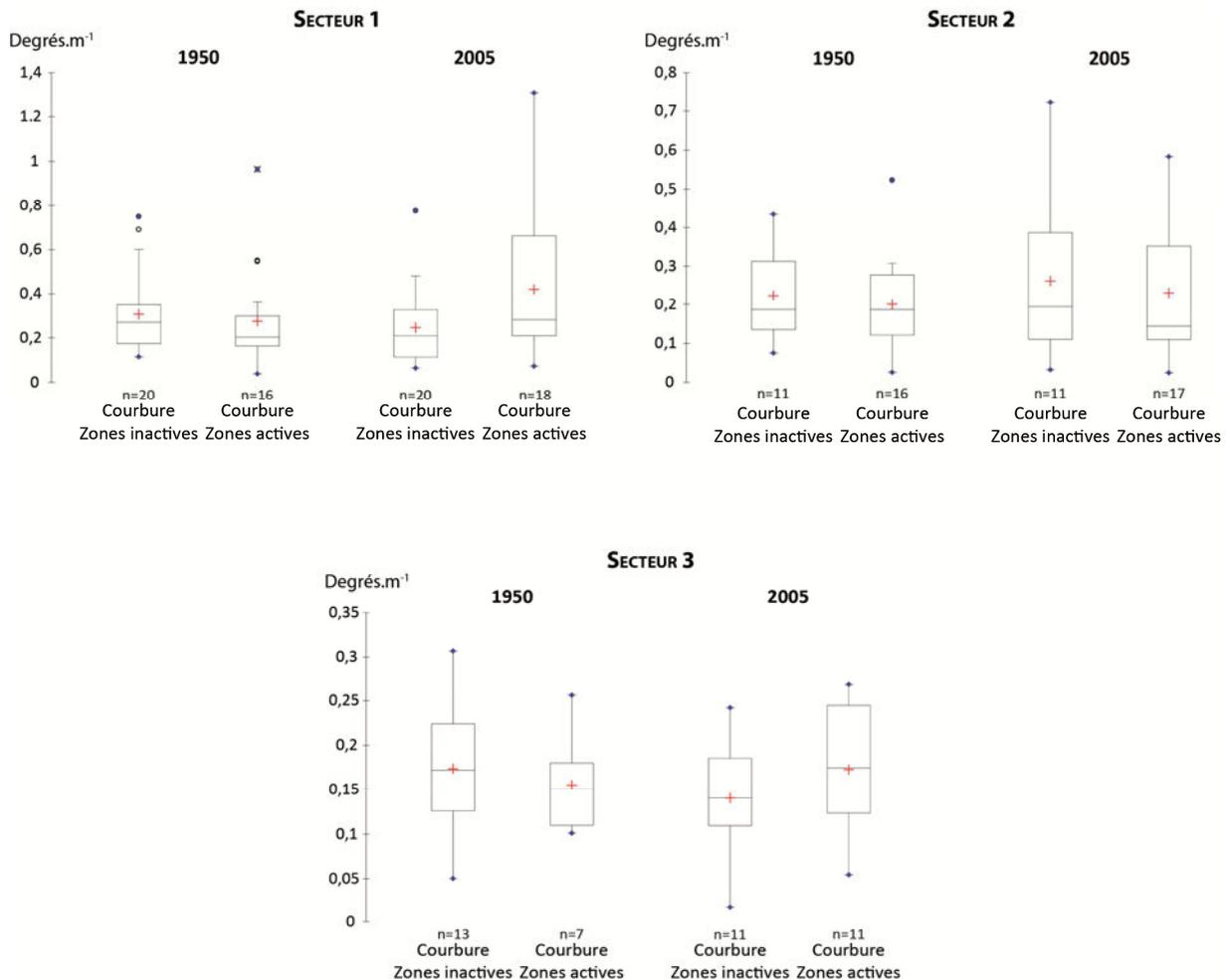
La différence entre zones actives et inactives a également été testée avec deux autres modes de calcul des courbures moyennes. Lorsqu'une zone ou portion de zone n'occupe que partiellement une boucle, la procédure exposée ci-dessus présente en effet le désavantage de ne pas prendre en compte les courbures situées à l'amont ou à l'aval de la zone en question. Les courbures moyennes ont ainsi été calculées en intégrant à la fois la courbure de chacune des zones mais également la courbure de la portion de boucle située à leur amont ou à leur aval. On dispose de la sorte de deux nouveaux jeux de courbures moyennes. Le premier incorpore donc les courbures situées à l'amont des zones, le second incorpore les courbures situées à l'aval des zones. Les résultats du test de Mann-Whitney obtenus avec chacun de ces deux types de courbures moyennes sont similaires à ceux obtenus avec le premier type de courbure moyenne. Seuls ces derniers seront donc présentés dans la suite de l'analyse.

### **2.3.1.b. UN FAIBLE LIEN ENTRE DEGRE DE COURBURE ET EROSION**

La concentration de l'activité érosive entre 1950 et 2005 ne semble pas découler de l'existence préalable de plus fortes courbures au niveau des zones actives.

En effet, quel que soit la date et le secteur d'étude (exception faite du secteur 1 pour les courbures max de 1950), les différences de courbure moyenne ou maximale (obtenues à partir du premier mode de calcul) entre zones actives et zones inactives ne sont pas significatives (Mann-Whitney,  $p \gg 0,05$ ) (Annexe E). De plus, en 1950, les valeurs médianes et moyennes de courbure moyenne et de courbure maximale sont systématiquement plus élevées sur les zones inactives.

En 2005, la différence de courbures entre zones actives et inactives s'est en revanche réduite, voire inversée, sur les secteurs 1 et 3. Elle est restée sensiblement identique sur le secteur 2 (Figure 6.37).



**Figure 6.37** Distribution des courbures moyennes au niveau des zones actives et inactives en 1950 et 2005.

### 2.3.1.c. LES LIMITES DE LA METHODE

Pour finir, il convient de signaler que l'approche ici développée est très réductrice. En effet, les évolutions morphologiques considérées ne sont pas examinées à l'aune des interactions existant entre boucles successives. Les modalités d'écoulement des flux liquides et solides, et donc d'érosion et de dépôt, à l'intérieur d'une boucle donnée sont pourtant en grande partie dépendantes des conditions imposées par les boucles encadrantes (Furbish, 1988, 1991 ; Güneralp et Rhoads, 2009 ; Zolezzi et Seminara, 2001 ; Montgomery, 1993). La mise en évidence de ce type d'influence nécessite néanmoins des traitements qui dépassent largement le cadre de ce travail. Par ailleurs, le fait que les

valeurs de courbure calculées dépendent fortement de l'intervalle de mesure utilisé (Güneralp et Rhoades, 2008) biaise possiblement les résultats obtenus.

### 2.3.2. LES RELATIONS ENTRE PENTE DU LIT ET EROSION

Les caractéristiques spatiales de l'évolution planimétrique des méandres entre 1950 et 2005 peuvent aussi être envisagées à la lumière de la variabilité longitudinale de la quantité d'énergie mise à disposition par les écoulements liquides. De nombreuses études ont ainsi mis en évidence l'influence prépondérante de la puissance spécifique (Hickin and Nanson, 1984 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Nicoll et Hickin, 2009 ; Richard et *al.*, 2005 ; Larsen et *al.*, 2006a, 2006b) ou de la pente (Hooke, 1984a ; Hooke et Yorke, 2011), qui peut lui être substituée, sur l'intensité de l'activité latérale des méandres. Sur la Dane, Hooke (1984a) remarquait par exemple que les plus faibles pentes, mesurées en 1980, correspondaient globalement aux boucles les plus stables au cours des 140 précédentes années.

La puissance spécifique n'a pu être ici utilisée. Pour en estimer les variations le long d'un linéaire donné, il est en effet nécessaire de connaître les variations de la largeur à pleins bords le long de ce linéaire, information dont nous ne disposons pas. Recourir à la largeur de la bande active aurait également été trop approximatif en raison de la forte variabilité longitudinale des écarts entre cette largeur et celle du lit à pleins bords. Au final, seule la pente était donc exploitable.

Dans un premier temps, nous avons cherché à déterminer si les valeurs de pente du lit présentaient une différence significative entre zones actives et inactives. La pente pour chacune des zones a été calculée à partir des levés de ligne d'eau d'étiage réalisés sur chacun des secteurs à méandres lors des étés 2010 et 2011. Cette approche présente évidemment un biais majeur puisque la pente du lit sur chacune des entités traitées est considérée comme constante pour la totalité de la période d'étude. Si cette approximation peut être considérée comme possiblement juste pour le secteur 1, sur lequel les variations verticales du lit ont été faibles ou inexistantes depuis 1932, elle ne l'est pas pour le secteur 2 en raison de l'incision du lit qui s'y est manifestée. Des réserves sont également à émettre pour le secteur 3 du fait des extractions de granulats qui y ont été pratiquées, mais également du fait du recouplement de la boucle de méandre du Prieuré, survenu en 1977.

Sur chacun des secteurs, **la pente médiane et la pente moyenne des zones actives sont nettement supérieures à celles des zones inactives** (Figure 6.38). La différence est toujours significative (p-value secteur 1 = 0,037, n zones actives = 9, n zones inactives = 10 ; p-value secteur 2 = 0,021, n zones actives = 8, n zones inactives = 8 ; p-value secteur 3 = 0,005, n zones actives = 6, n zones inactives = 7). Sur le secteur 1, la pente médiane et la pente moyenne des zones actives sont respectivement 2,3 et 1,9 fois supérieures à celles des zones inactives (Figure 6.38, Figure 6.39). Sur le secteur 2, elles sont 3,1 et 3,7 fois supérieures (Figure 6.38, Figure 6.40). Sur le secteur 3, elles sont 6,3 et 4,4 fois supérieures (sans prise en compte du secteur aval influencé par le barrage du Boutet) (Figure 6.38, Figure 6.41).

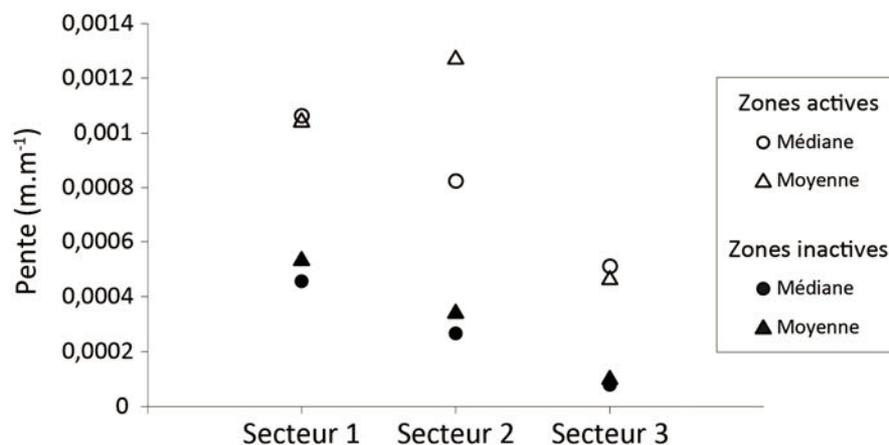


Figure 6.38 Pentés moyennes et médianes en 2010-2011 au niveau des zones actives et inactives.

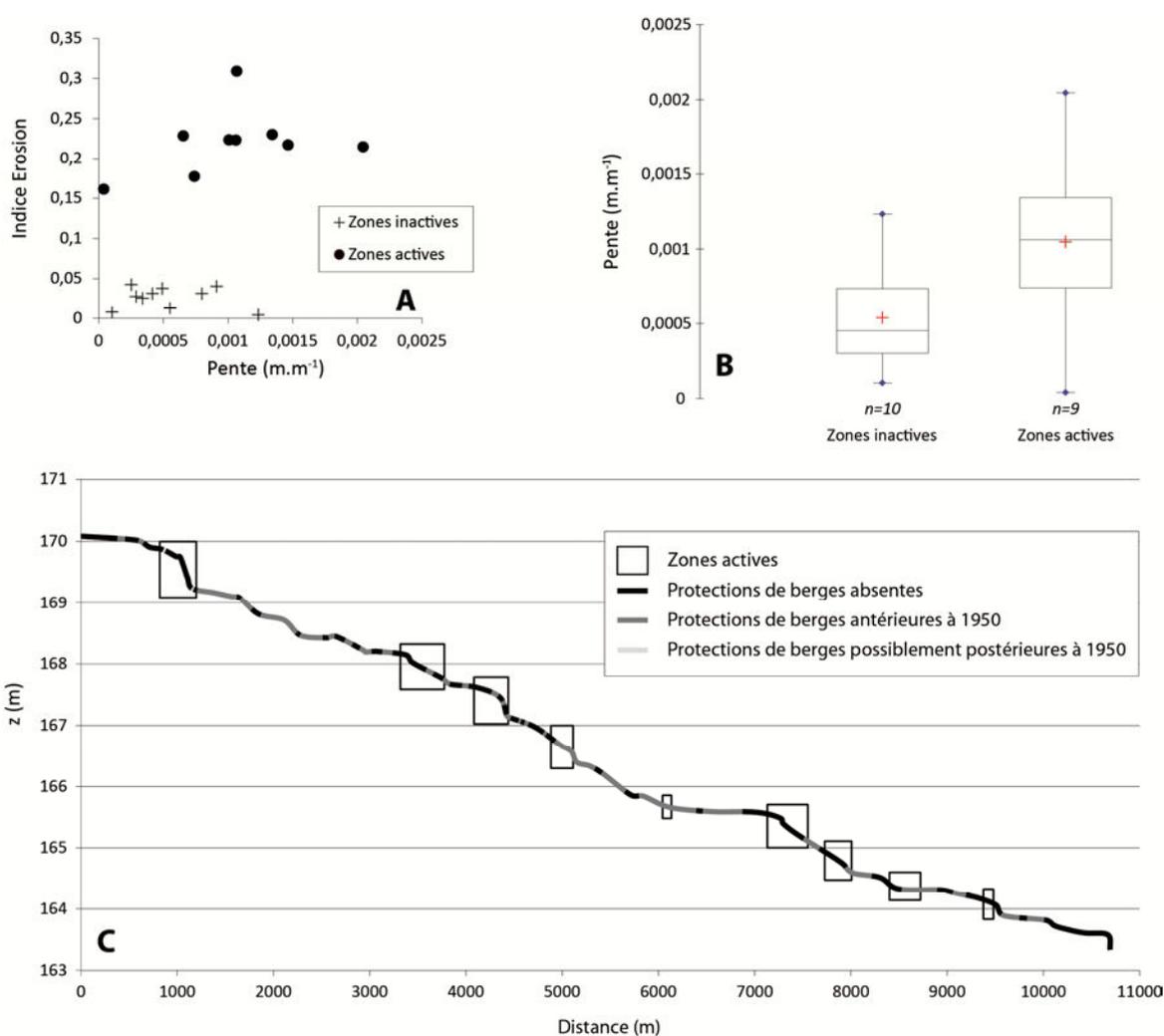
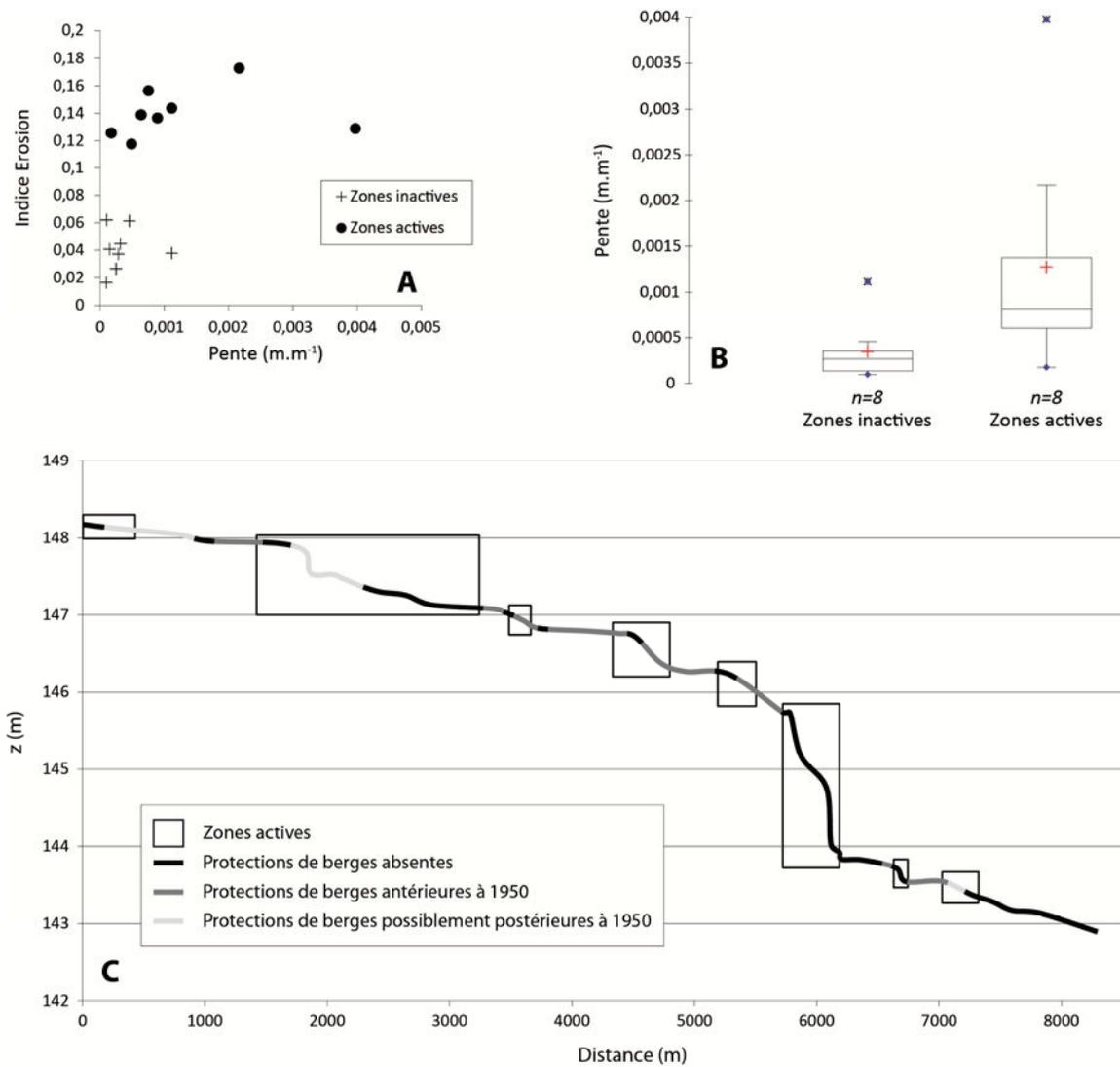


Figure 6.39 Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 1.

A : Valeurs de pente en 2010 au niveau des zones actives et inactives.

B : Distribution des valeurs de pente de 2010 au niveau des zones actives et inactives.

C : Profil en long, localisation des protections de berges et des zones actives et inactives.

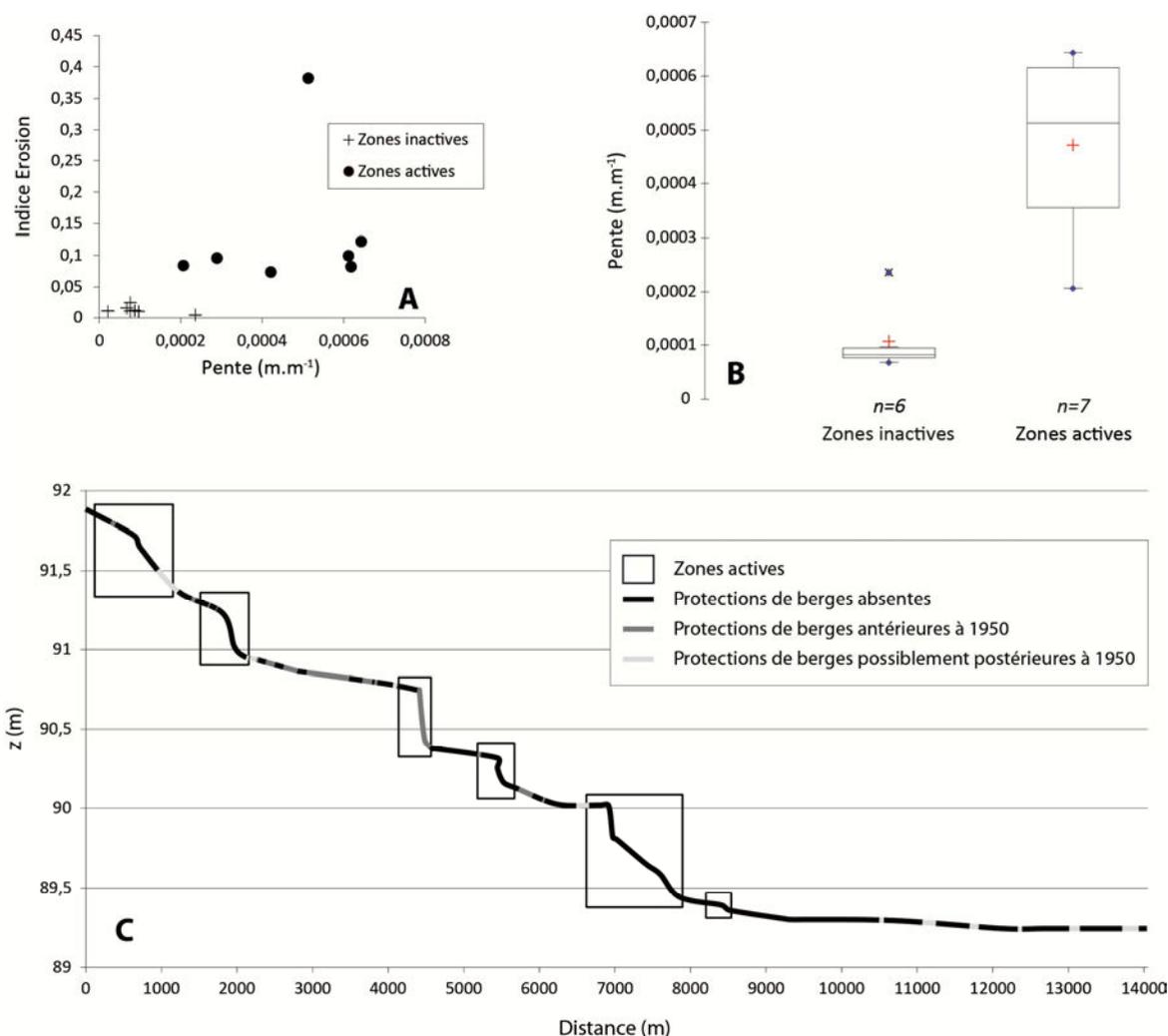


**Figure 6.40** Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 2.

**A** : Valeurs de pente en 2010 au niveau des zones actives et inactives.

**B** : Distribution des valeurs de pente de 2010 au niveau des zones actives et inactives.

**C** : Profil en long, localisation des protections de berges et des zones actives et inactives.



**Figure 6.41** Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 3.

**A** : Valeurs de pente en 2011 au niveau des zones actives et inactives.

**B** : Distribution des valeurs de pente de 2011 au niveau des zones actives et inactives.

**C** : Profil en long (avec le bras droit de l'île de Rozay), localisation des protections de berges et des zones actives et inactives.

Le fait que les plus fortes pentes se rencontrent au niveau des zones actives ne signifie cependant pas nécessairement que l'existence de ces dernières résulte des premières. Ici, la chaîne de causalité pourrait en effet être inverse. A des échelles de temps relativement courtes, de l'évènement hydrologique à quelques années, la pente du lit est généralement considérée comme un facteur de contrôle de l'érosion latérale (Hooke, 1984a, 2013). Sur des durées plus longues, elle peut au contraire constituer une variable d'ajustement de la géométrie du chenal (Schumm et Lichty, 1965), en particulier sur de courts tronçons comme ceux ici concernés. Dans cette optique, les plus fortes pentes observées en 2010-2011 au niveau des zones actives seraient alors à interpréter comme une des conséquences de l'érosion latérale survenue sur ces zones entre 1950 et 2005.

Dans un second temps nous avons tenté de quantifier la force du lien existant entre valeur de pente et intensité de l'érosion. Le coefficient de détermination de Pearson calculé en prenant en compte l'intégralité des zones, actives et inactives, est faible pour tous les secteurs (Secteur 1 :  $R^2=0,298$  ;  $p=0,016$  ;  $n=19$ . Secteur 2 :  $R^2=0,243$  ;  $p=0,053$  ;  $n=10$ . Secteur 3 :  $R^2=0,371$  ;  $p=0,035$  ;

n=12). Les coefficients de détermination de Spearman calculés à partir des seules zones actives sont tous non significatifs (Tableau 6.13).

Si la pente du lit permet donc de discriminer assez nettement zones actives et zones inactives, elle ne peut en revanche expliquer plus finement la variabilité de l'intensité érosive d'une zone à l'autre.

**Tableau 6.13** Coefficient de détermination (Spearman) entre intensité de l'érosion sur les zones actives (période 1950-2005) et pente des zones actives (2010-2011).

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3
<b>Indice Erosion / Pente</b>	0,054	0,25	0,138
<b>p-value</b>	0,55	0,22	0,5
<b>n</b>	9	5	6

**Pente du lit et style fluvial**

La pente du lit est fréquemment considérée comme un facteur majeur de discrimination théorique des styles fluviaux (Leopold et Wolman, 1957 ; Lewin et Brewer, 2001 ; van den Berg, 1995 ; Xu, 2004 ; Kleinhans et van den Berg, 2011 ; Eaton et al., 2010). A débit égal, les rivières à tresses disposent ainsi d'une pente plus forte que les rivières à méandres. Les plus fortes pentes rencontrées sur les zones actives posent dès lors la question du style fluvial théorique de ces dernières. Si l'on se réfère au diagramme de Leopold et Wolman (1957) (Figure 6.42), qui permet de distinguer cours d'eau à méandres et cours d'eau à tresses à partir de la pente du lit et du débit à pleins bords, quatre des neuf zones actives sur le secteur 1 sont situées à proximité de la limite séparant les deux styles fluviaux. Une de ces zones est clairement placée dans la zone à tresses. On recense également trois des dix zones inactives à proximité de la limite. Sur le secteur 2, trois des huit zones actives et une des huit zones inactives sont également dans ce cas. De plus, trois des huit zones actives sont localisées au niveau de la zone à tresses. Sur le secteur 3, toutes les zones sont éloignées du seuil. De récents travaux (Eaton et al., 2010) ont cependant proposé une fonction de discrimination considérée comme plus appropriée, puisqu'elle repose sur le calcul d'un débit adimensionnel, intégrant débit à pleins bords et granulométrie du lit, et prend en compte la résistance des berges. Lorsqu'on se réfère à cette fonction, toutes les zones actives se trouvent très nettement classées dans la zone des rivières chenal unique (Figure 6.43).

Quelques précisions sont ici à apporter concernant le calcul du débit adimensionnel et la fonction de discrimination entre rivières à ananbranches et rivières à chenal unique.

Tout d'abord, la formule utilisée pour déterminer le débit adimensionnel est la suivante :

$$Q^* = \frac{Q}{D_{50}^2 \times \sqrt{(s - 1) \times g \times D_{50}}}$$

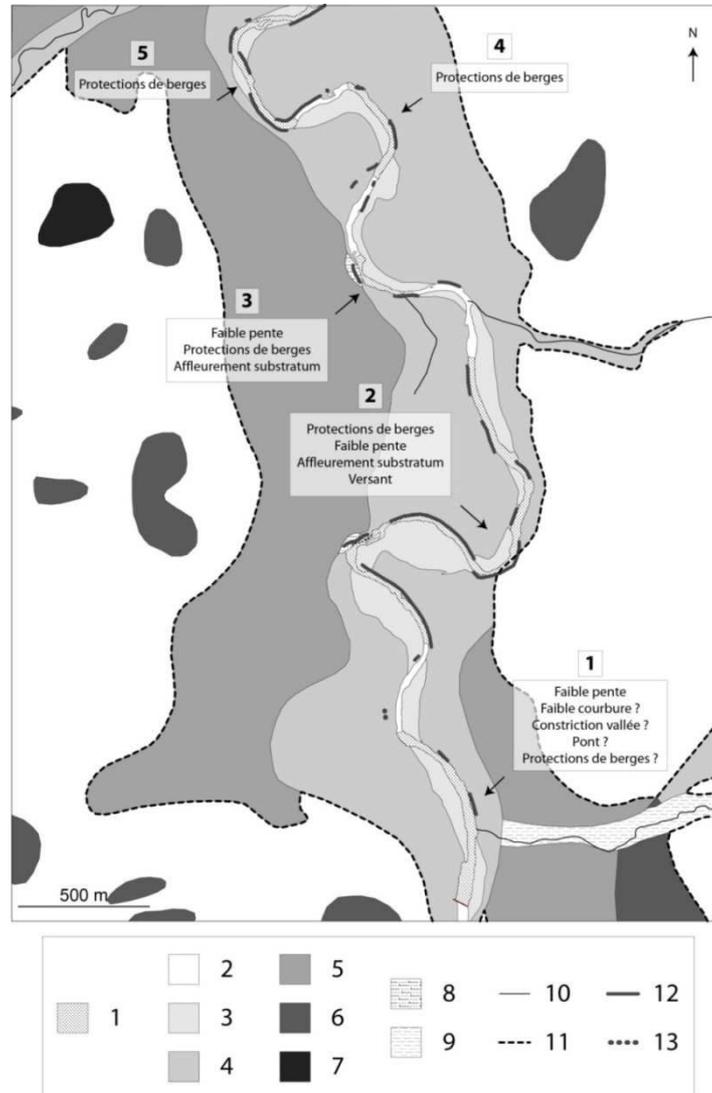
avec  $Q$ , le débit à pleins bords ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ),  $D_{50}$ , la taille médiane des particules de surface (en mm),  $g$ , l'accélération de la pesanteur ( $9,81 m \cdot s^{-2}$ ) et  $s$ , la densité des sédiments ( $2,65 g \cdot cm^{-3}$ ).

Ensuite, dans la fonction de discrimination, le terme  $\mu'$  exprime la résistance adimensionnelle des berges. La fonction ici représentée a été tracée pour une valeur de  $\mu'$  égale à 1. Celle-ci correspond à une résistance des berges similaire à celle du lit.  $\mu'$  augmente avec la résistance des berges, par exemple en présence de végétation ou de protections. En toute rigueur, la valeur de  $\mu'$  utilisée aurait donc dû être plus grande, ce qui aurait eu pour effet de relever le seuil entre rivières à ananbranches et rivières à chenal unique. Etant donné la position des secteurs et des zones sur le graphique, cela ne change en rien les conclusions précédemment effectuées.



## 2.4. SYNTHÈSE

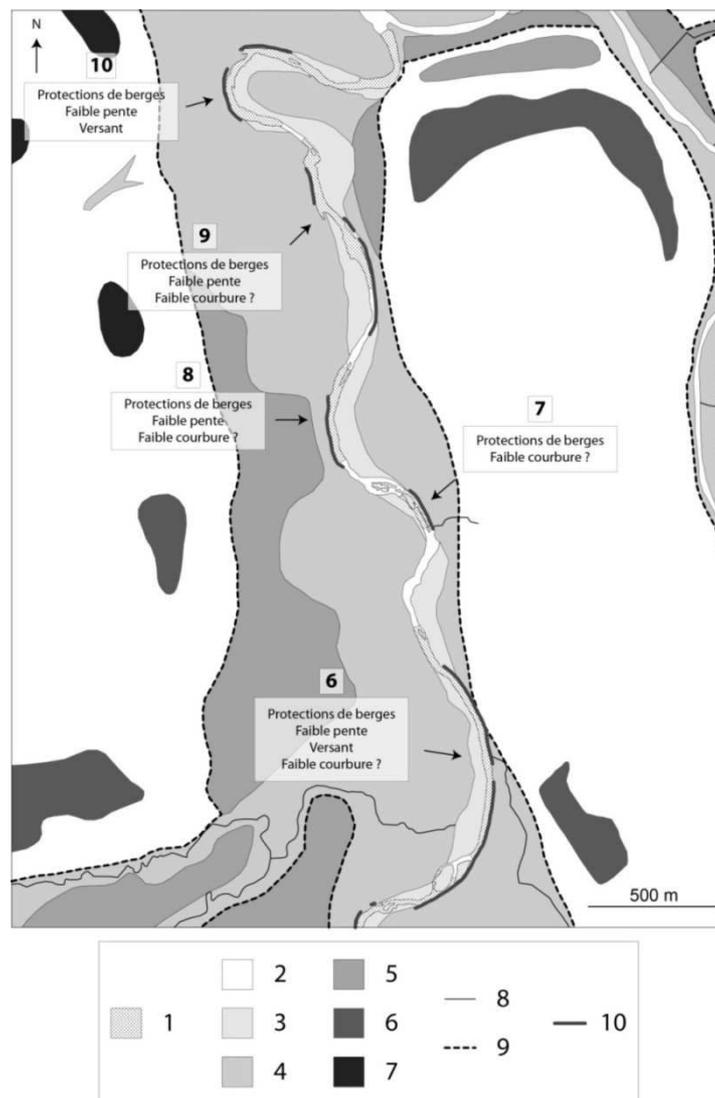
Dans les sous-chapitres précédents, certains des principaux facteurs susceptibles d'expliquer la répartition de l'activité érosive entre 1950 et 2005 ont été abordés individuellement. Si l'on s'intéresse aux valeurs prises par ces facteurs au niveau de chacune des zones inactives, on peut alors assigner à chacune de ces zones les facteurs potentiellement responsables de leur stabilité (Figure 6.44 à Figure 6.48).



**Figure 6.44** Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie amont du secteur 1.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Turland et al., 1989a) + cette étude).

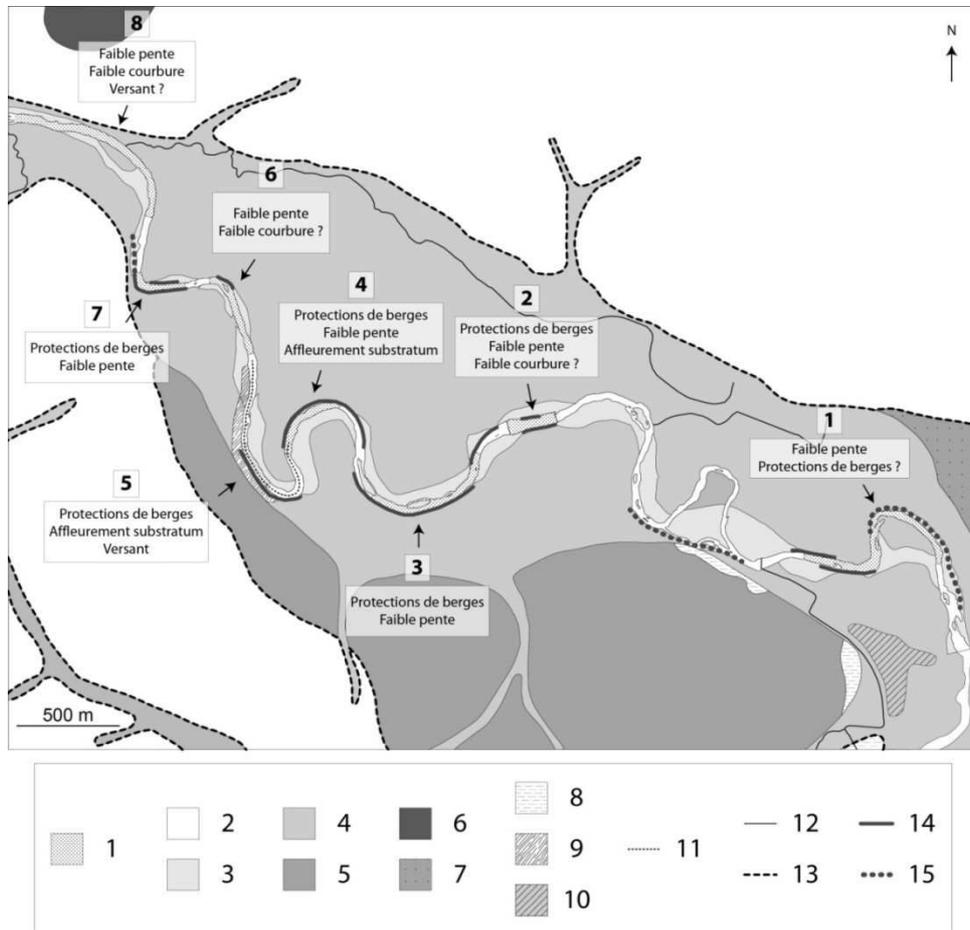
1 : Zones inactives (zones d'inactivité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fy). 6 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 7 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 8 : Trias moyen, Ladinien ? Grès, sables et argiles de la forêt de Tronçais. 9 : Remplissage de fond de vallées à caractères colluvial dominant. 10 : Affluents. 11 : Limites de fonds de vallées. 12 : Protections de berges pré-1950. 13 : Protections de berges post-1950.



**Figure 6.45** Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie aval du secteur 1.

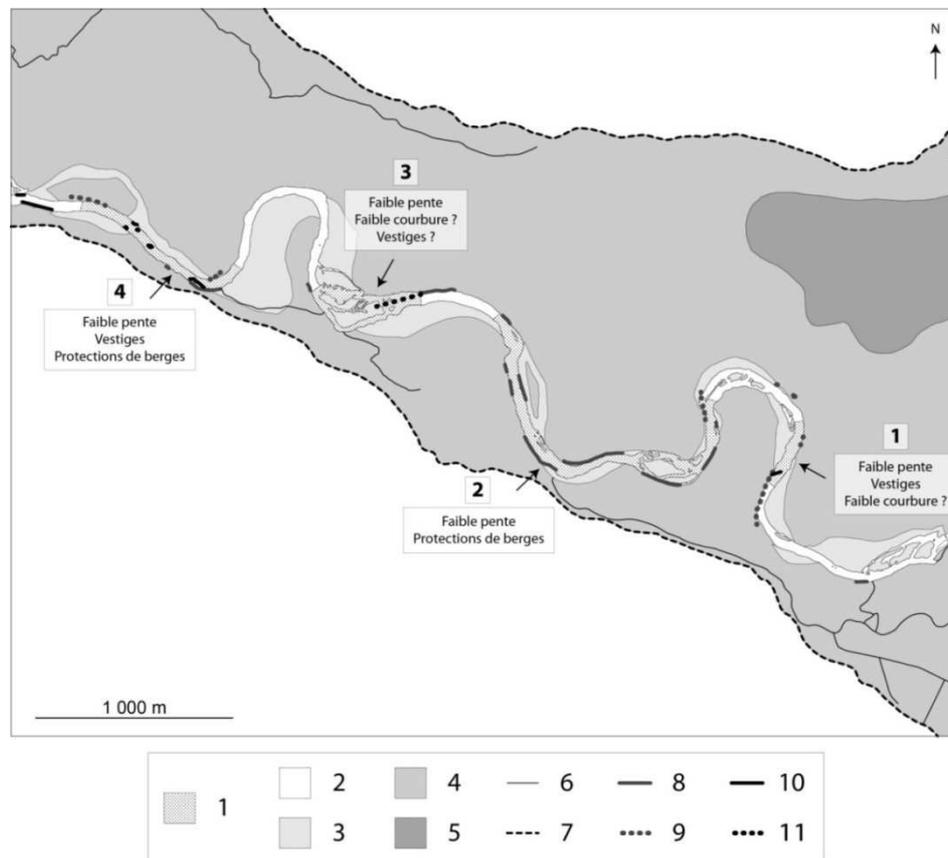
(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Turland et al., 1989a) + cette étude).

1 : Zones inactives (zones d'inactivité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (Fy). 6 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (12-40 m) (Fx). 7 : Alluvions anciennes - haute terrasse (40-60 m) (Fw). 8 : Affluents. 9 : Limites de fonds de vallées. 10 : Protections de berges pré-1950.



**Figure 6.46** Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur le secteur 2. (source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Lablanche, 1994) + cette étude).

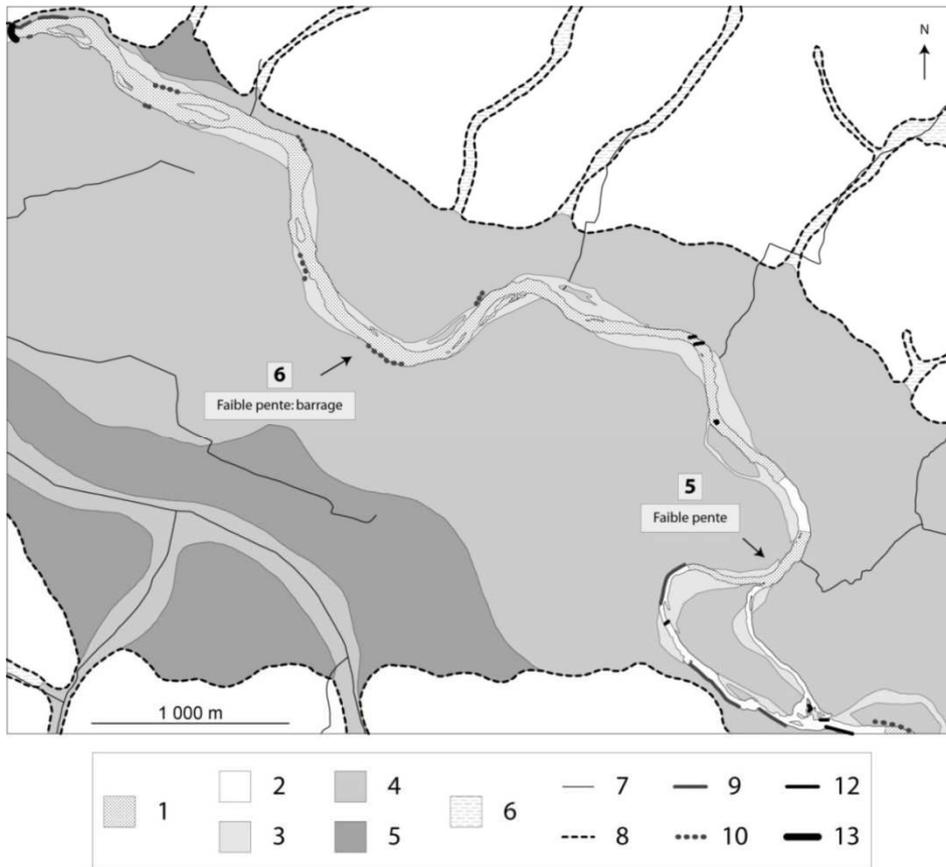
1 : Zones inactives (zones d'inactivité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - moyenne terrasse (5-15 m) (Fx). 6 : Alluvions anciennes – très haute terrasse (> 30 m) (Fv). 7 : Alluvions fluvio-lacustres de la Marmande (FM). 8 : Hettangien. Argiles vertes, calcaires dolomitiques, calcaires sublithographiques, calcaires "pavés", bioclastiques, grès à ciment calcaire. 9 : Pliensbachien, Carixien et Domérien - Marnes rares intercalations calcaires. Toarcien - Marnes noires à miches calcaires. 10 : Remblais. 11 : Affleurement du substratum. 12 : Affluents. 13 : Limites de fonds de vallées. 14 : Protections de berges pré-1950. 15 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950.



**Figure 6.47** Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie amont du secteur 3.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Manivit et Debrand-Passard, 1994) + cette étude).

1 : Zones inactives (zones d'inactivité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 6 : Affluents. 7 : Limites de fonds de vallées. 8 : Protections de berges pré-1950. 9 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950. 10 : Aménagements localisés dans le lit mineur pré-1950. 11 : Aménagements localisés dans le lit mineur post-1950.



**Figure 6.48** Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie aval du secteur 3.

(source : Carte géologique BRGM 1/50000 (Manivit et Debrand-Passard, 1994) + cette étude).

1 : Zones inactives (zones d'inactivité érosive planimétrique entre 1950 et 2005). 2 : Bande active 1950. 3 : Alluvions récentes, 1830-1950 (Fz) (emprise déterminée à partir du cadastre napoléonien et des photographies aériennes de 1950). 4 : Alluvions indifférenciées, sub-actuelles, antérieures à 1830 (Fy-Fz). 5 : Alluvions anciennes - basse terrasse (2-10 m) (Fy). 6 : Colluvions et alluvions de fond de vallons (Quaternaire). 7 : Affluents. 8 : Limites de fonds de vallées. 9 : Protections de berges pré-1950. 10 : Protections de berges post-1950 ou possiblement post-1950. 11 : Aménagements localisés dans le lit mineur pré-1950. 12 : Barrage du Boutet.

Une des principales limites des approches jusqu'ici développées est qu'elles ne prennent pas en compte le fait que les facteurs considérés n'interviennent pas indépendamment les uns des autres. Il importe donc de pouvoir les hiérarchiser ainsi que d'en estimer le poids respectif. Pour cela, un modèle de régression logistique (Collet, 2003 ; Falissard, 2005) a été appliqué à l'échelle des trois secteurs réunis.

#### 2.4.1. PRINCIPES METHODOLOGIQUES

Le modèle de régression logistique renseigne ici sur la probabilité qu'une zone soit active ou inactive en fonction des variables de contrôle présélectionnées. Les variables retenues sont celles présentées dans le Tableau 6.14. L'hétérogénéité du remblaiement alluvial et la ripisylve n'ont pas été intégrés au modèle en raison de données insuffisamment renseignées ou inexploitable dans le cadre de cette analyse.

A l'exception du pourcentage des protections de berges, toutes les variables sélectionnées sont catégorielles. La pente et la courbure constituaient au départ des variables quantitatives qu'il a donc fallu transformer. Cette étape était indispensable pour les pentes en raison de leur forte variabilité d'un secteur à l'autre. De plus afin de disposer de suffisamment d'individus pour chaque modalité, celles-ci ont été limitées à deux pour les pentes et à trois pour les courbures. Les faibles et fortes pentes désignent respectivement les pentes inférieures et supérieures à la pente moyenne du secteur auquel appartiennent les zones considérées. Les courbures ont été classées en trois catégories : faible, moyenne, forte. Il ne s'agit en réalité pas de courbure *stricto sensu* puisque l'appartenance à l'une de ces catégories a été estimée en combinant valeurs de courbure et de sinuosité des zones considérées, mais également valeurs de courbure et de sinuosité de la boucle sur laquelle est situé chacune des zones considérées.

Par ailleurs, en raison de l'existence de deux valeurs d'estimation de la longueur de protection de berges sur certaines zones, deux régressions ont été effectuées : la première avec l'intégralité des protections de berges identifiées en 2010-2011 (régression A), la seconde à partir des protections érigées avec certitude avant 1950 (régression B).

Au final, chacun des modèles prend en compte six variables différentes sur 47 zones distinctes. La zone active correspondant au recoupement de méandre sur le secteur 3 a été exclue du jeu de données car elle a été générée à partir de processus très différents de ceux impliqués dans les facteurs de contrôle ici considérés.

**Tableau 6.14** Variables prises en compte dans le modèle de régression logistique.

Protections de berges	Aménagements		Pente		Courbure			Bedrock		Versant/Terrasse	
	Présence	Absence	Faible	Forte	Faible	Moyenne	Forte	Présence	Absence	Présence	Absence
%											

## 2.4.2. LES RESULTATS DU MODELE DE REGRESSION LOGISTIQUE

### 2.4.2.a. QUALITE DU MODELE

Le modèle prédit de façon très satisfaisante la probabilité qu'une zone soit active ou inactive puisque 83,3 % des zones ont été correctement classées avec la régression A et 87,2 % avec la régression B (Tableau 6.15). De plus, les coefficients de détermination sont relativement élevés (Tableau 6.16). Ils sont meilleurs pour le modèle B.

**Tableau 6.15** Nombre de zones correctement prédites par les modèles de régression.

REGRESSION A	Zones actives	Zones inactives	Total	% correct
Zones actives	19	4	23	82,6
Zones inactives	4	20	24	83,3
<b>Total</b>	23	24	47	83

REGRESSION B	Zones actives	Zones inactives	Total	% correct
Zones actives	20	3	23	87
Zones inactives	3	21	24	87,5
<b>Total</b>	23	24	47	87,2

**Tableau 6.16** Coefficients de détermination pour chacune des régressions.

	A	B
<b>R<sup>2</sup> McFadden</b>	0,486	0,551
<b>R<sup>2</sup> Cox and Snell</b>	0,49	0,534
<b>R<sup>2</sup> Nagelkerke</b>	0,654	0,712

Les équations obtenues sont les suivantes :

Régression A (avec toutes les protections de berges recensées en 2010-2011)

$$P(\text{Zones inactives}) = 1 / (1 + \exp(-(-2,88 + 0,022 \times (\% \text{ Protections de berges}) + 3,87 \times (\text{Pente Faible}) + 1,04 \times (\text{Présence d'aménagements}) - 0,69 \times (\text{Courbure faible}) + 1,46 \times (\text{Courbure forte}) + 0,88 \times (\text{Présence de Bedrock}) - 0,38 \times (\text{Proximité de versant ou terrasse})))$$

Régression B (avec uniquement les protections présentes avec certitude en 1950)

$$P(\text{Zones inactives}) = 1 / (1 + \exp(-(-4,02 + 0,042 \times (\% \text{ Protections de berges}) + 4,75 \times (\text{Pente faible}) + 1,51 \times (\text{Présence d'aménagements}) - 1,04 \times (\text{Courbure faible}) + 1,37 \times (\text{Courbure forte}) + 0,6 \times (\text{Présence de Bedrock}) + 0,0648 \times (\text{Proximité de versant ou terrasse})))$$

#### 2.4.2.b. IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTROLES

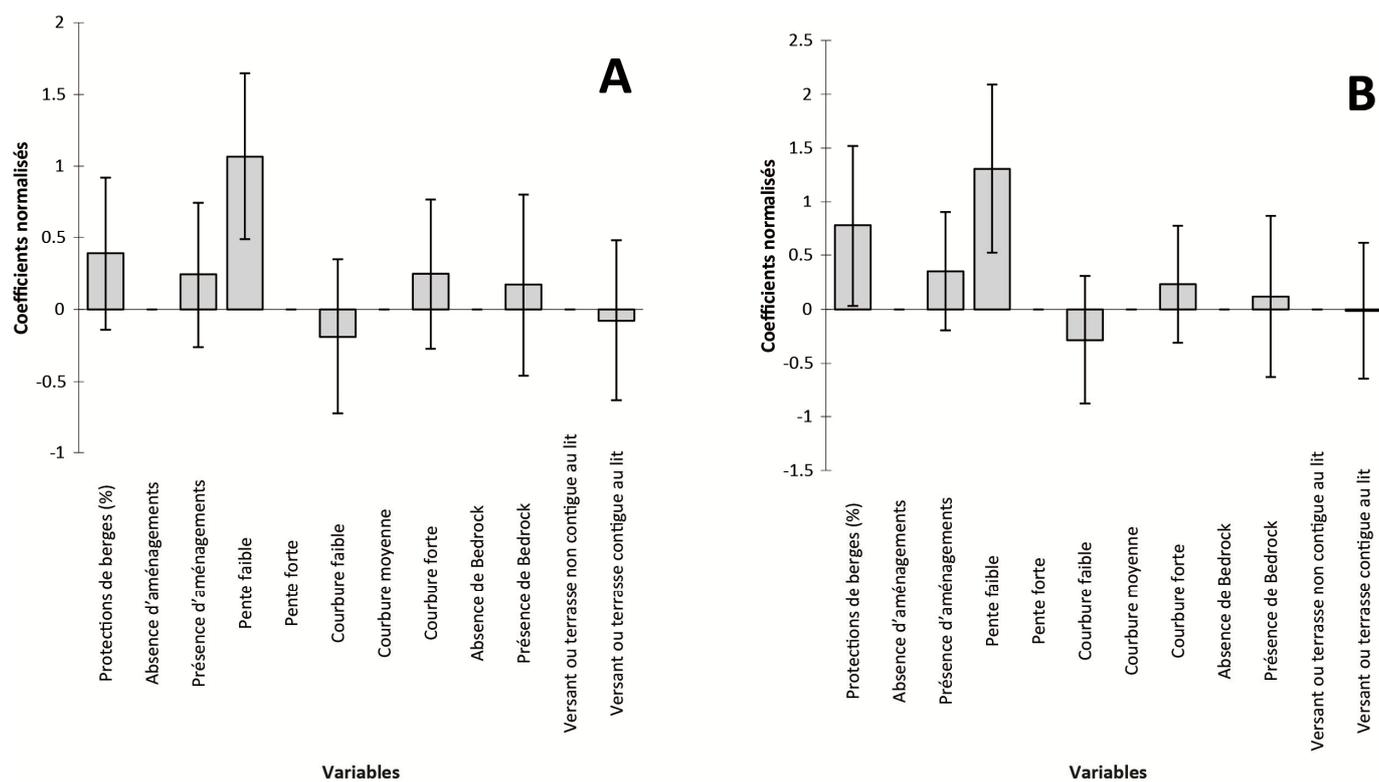
**Au final, deux variables apparaissent comme significatives** (Tableau 6.17). Ce sont, par ordre d'importance, **la pente et le pourcentage de protections de berges** (cf. valeurs des coefficients normalisés (Tableau 6.17, Figure 6.49)). Cette dernière variable n'est cependant significative qu'avec la régression B. Ainsi, les zones inactives se rencontrent préférentiellement sur des tronçons disposant d'une faible pente et/ou dont une proportion importante du linéaire de berges est équipée de protections.

Les erreurs de prédiction pour les zones inactives concernent le secteur 1 (zones 4 et 7 avec les 2 régressions (Figure 6.44, Figure 6.45) et le secteur 2 (zones 5 et 8 avec la régression A et zone 8 avec la régression B (Figure 6.46)). Pour trois des quatre zones en question (sur le secteur 1, zones 4 et 7 ; sur le secteur 2, zone 8), l'erreur est due à l'existence d'une forte pente. L'inactivité est ici vraisemblablement liée à l'influence, non repérée par les modèles, de certains des facteurs précédemment identifiés comme non significatifs. Environ 85 % de la longueur de la zone 7 du secteur 1 et de la zone 5 du secteur 2 sont par exemple occupés par des protections de berges. La dernière de ces zones est par ailleurs adossée à une terrasse et le substratum est affleurant sur l'intégralité de sa longueur. Sur la zone 4 du secteur 1, on retrouve la présence combinée de protections de berges (30 % du linéaire) et d'aménagements. Seule l'inactivité de la zone 8 du secteur 2 prédite par les modèles apparaît plus difficilement explicable avec les variables jusqu'ici sollicitées. La pente y est faible et les protections comme les aménagements y sont inexistantes. La proximité d'un versant pourrait néanmoins avoir joué un rôle stabilisateur.

**Tableau 6.17** Coefficients normalisés des différentes variables considérées.

A : Régression A. B : Régression B. Apparaissent en grisé les facteurs de contrôle significatifs.

	Valeur		Ecart-type		Khi <sup>2</sup> de Wald		Pr > Khi <sup>2</sup>	
	A	B	A	B	A	B	A	B
<b>Protections de berges (%)</b>	0,39	0,78	0,27	0,38	2,08	4,18	0,15	0,041
<b>Absence d'aménagements</b>	0	0	0	0				
<b>Présence d'aménagements</b>	0,24	0,35	0,26	0,28	0,9	1,6	0,344	0,206
<b>Pente 2010 faible</b>	1,07	1,31	0,3	0,4	13,02	10,71	<0,001	0,001
<b>Pente 2010 moyenne</b>	0	0	0	0				
<b>Courbure faible</b>	-0,19	-0,29	0,27	0,3	0,48	0,89	0,49	0,346
<b>Courbure moyenne</b>	0	0	0	0				
<b>Courbure forte</b>	0,25	0,23	0,27	0,28	0,88	0,71	0,35	0,399
<b>Absence de bedrock</b>	0	0	0	0				
<b>Présence de bedrock</b>	0,17	0,12	0,32	0,38	0,29	0,1	0,591	0,755
<b>Versant ou Terrasse non contiguë au lit</b>	0	0	0	0				
<b>Versant ou Terrasse contiguë au lit</b>	-0,08	-0,01	0,28	0,32	0,08	0,002	0,784	0,967


**Figure 6.49** Coefficients normalisés des différentes variables considérées.

A : Résultats avec la totalité des protections localisées en 2010-2011. B : Résultats avec les protections de berges présentes avec certitude en 1950

Puisque seules la pente et les protections de berges ont été identifiées comme variables significatives, les résultats issus d'un modèle de régression basé uniquement sur ces deux variables devraient être similaires à ceux précédemment présentés. Un nouveau modèle, que l'on qualifiera de modèle « réduit », a donc été élaboré. Les résultats tirés de ces nouveaux modèles sont présentés

dans le Tableau 6.18. La qualité de la prédiction augmente légèrement pour la régression A (85,1 % de prédictions justes contre 83 % précédemment) (Tableau 6.15, Tableau 6.19). A l'inverse, elle diminue légèrement pour la régression B (83 % de prédictions justes contre 87,2 % précédemment) (Tableau 6.15, Tableau 6.19). Les coefficients de détermination décroissent en revanche plus nettement (Tableau 6.16, Tableau 6.20).

La comparaison de la qualité des modèles fait intervenir la valeur d'AIC (Critère d'Information d'Akaike). Qualité d'un modèle et valeur d'AIC varient inversement (Falissard, 2005). La comparaison des valeurs d'AIC pour les deux modèles (modèle initial et modèle « réduit ») indique une meilleure qualité du modèle « réduit » (Tableau 6.21).

**Tableau 6.18** Coefficients normalisés des différentes variables considérées dans le modèle réduit.

A : Régression A. B : Régression B.

	Valeur		Ecart-type		Khi <sup>2</sup> de Wald		Pr > Khi <sup>2</sup>	
	A	B	A	B	A	B	A	B
Protections de berges (%)	0,39	0,65	0,25	0,3	2,61	4,62	0,106	0,032
Pente 2010 faible	1	1,18	0,25	0,31	16,36	14,15	<0,0001	0,001
Pente 2010 moyenne	0	0	0	0				

**Tableau 6.19** Nombre de zones correctement prédites par les modèles « réduits ».

REGRESSION A	Zones actives	Zones inactives	Total	% correct
Zones actives	20	3	23	87
Zones inactives	4	20	24	83,3
<b>Total</b>	24	24	47	85,1

REGRESSION B	Zones actives	Zones inactives	Total	% correct
Zones actives	19	4	23	82,6
Zones inactives	4	20	24	83,3
<b>Total</b>	23	24	47	83

**Tableau 6.20** Coefficients de détermination pour chacune des régressions obtenues avec le modèle « réduit ».

	A	B
R <sup>2</sup> McFadden	0,439	0,491
R <sup>2</sup> Cox and Snell	0,455	0,494
R <sup>2</sup> Nagelkerke	0,607	0,658

**Tableau 6.21** AIC pour les deux séries de modèle (initial et « réduit ») et les deux régressions.

	Régression A	Régression B
<b>Modèle initial</b>	49,5	45,3
<b>Modèle "réduit"</b>	42,6	39,2

#### 2.4.2.c. LES LIMITES DE LA METHODE

Le modèle ici utilisé rend compte de façon linéaire et additive des effets groupés ou cumulés des variables considérées. Il n'est cependant pas à exclure que ces variables interagissent tout autrement.

La seconde limite tient au fait que les trois secteurs aient été traités ensemble. Dans l'idéal, il eût été préférable d'établir une régression pour chacun des secteurs pris séparément puisqu'ils fonctionnent de façon indépendante les uns des autres. Ceci n'a pu être effectué en raison du nombre trop réduit de zones par secteur.

#### 2.4.2.d. CONCLUSION

Le modèle utilisé est très satisfaisant puisque plus de 80 % des zones actives et inactives sont correctement prédites. Deux variables significatives ont été mises en évidence : la pente et le pourcentage de protections de berges. Le modèle indique ainsi que les zones inactives sont associées principalement à une faible pente et, secondairement, à une proportion élevée du linéaire de rivière touché par les protections de berges.

### **SYNTHESE SUR LES CAUSES DE LA FAIBLE MOBILITE DES MEANDRES DU CHER ET DE LA COMPARTIMENTATION DE L'ACTIVITE EROSIVE PLANIMETRIQUE**

De l'ensemble des considérations développées au sujet des causes potentielles de la faible mobilité des méandres du Cher, nous retiendrons avant tout que les déplacements modérés des tracés depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle ne relèvent ni d'une trop faible activité hydrologique, ni d'une puissance spécifique insuffisante, ni encore d'une trop grande résistance du remblaiement alluvial. Ils sont pour l'essentiel imputables à la présence d'aménagements anthropiques, protections de berges et barrage principalement, qui ont concouru et concourent encore à fortement contraindre la capacité de migration de la rivière (Figure 6.44 à Figure 6.48). De ce fait, les méandres du Cher disposent toujours d'un potentiel de mobilité latérale élevé.

Par ailleurs, la très nette compartimentation de l'activité érosive mise en évidence depuis 1950, caractérisée par l'alternance de tronçons stables et de tronçons instables, est placée sous le contrôle de deux principaux facteurs : la variabilité longitudinale des valeurs de pente du lit d'une part, et la répartition des protections de berges d'autre part. Les zones de faible activité érosive se rencontrent ainsi préférentiellement sur des tronçons disposant d'une faible pente et/ou présentant un important linéaire de berges enrochées. De plus, faible courbure, affleurement du substratum ou encore proximité des versants constituent autant de facteurs secondaires susceptibles de limiter, plus localement, la capacité de divagation de la rivière.

### 3. LES VARIATIONS DE LA LARGEUR DU LIT DEPUIS 1830

#### 3.1. LA RETRACTION DE 1830-1950

La bande active du Cher sur ses secteurs à méandres s'est fortement rétractée entre 1830 et 1950. En raison de l'absence de données intermédiaires sur la largeur du lit entre ces deux dates, un certain nombre de questions sont cependant demeurées sans réponse. En combien de temps le chenal s'est-il refermé ? Y-a-t-il eu différentes phases de rétraction ? Les trois secteurs ont-ils été touchés de façon synchrone ? Cette impossibilité de calage temporelle s'avère très regrettable car l'établissement d'une chronologie plus fine des processus aurait été d'un grand secours dans l'identification et la hiérarchisation des facteurs de contrôle de la rétraction.

En dépit de ces manques, quelques pistes explicatives peuvent néanmoins être explorées. Il est ainsi communément admis que deux types d'évolution des variables de contrôle d'une rivière, combinés ou non, peuvent expliquer une diminution marquée de la largeur de son lit (Knighton, 1998) :

- Le premier type se rapporte à une réduction du régime de crue, c'est-à-dire à une réduction de la fréquence et/ou de l'intensité des événements hydrologiques morphogènes (Swanson *et al.*, 2011 ; Dean et Schmidt, 2011 ; Tiegs et Pohl, 2005 ; Everitt, 1993 ; Liébault et Piégay, 2002 ; VanLoy et Martin, 2005). Les raisons de telles variations peuvent être d'ordre climatique, relever de changements d'occupation des sols à l'échelle du bassin-versant ou encore être liées à l'édification de grands barrages à l'amont des zones touchées. L'absence de chronique de débits pour le XIX<sup>e</sup> siècle et le début du XX<sup>e</sup> siècle rend malheureusement impossible la caractérisation de l'évolution de ce régime. Le barrage de Rochebut, érigé au début du XX<sup>e</sup> siècle et situé environ 45,5 km à l'amont du secteur 1, aurait pu être à l'origine d'une modification du régime hydrologique de la rivière susceptible de provoquer la fermeture de son lit. Cela ne concernerait cependant que le secteur 1, et dans une moindre mesure le secteur 2. Le fonctionnement hydrologique du secteur 3 est en effet trop déconnecté du haut-bassin pour avoir pu être touché par la régulation des débits imposée par le barrage. Il importe de plus de préciser que son influence sur les débits de crues est vraisemblablement limitée en raison de sa faible capacité de stockage. Par ailleurs, certaines études ont mis en évidence que les évolutions hydrologiques ici supposées tendent à provoquer une réduction importante des taux de retrait plutôt qu'une rétraction des lits (Shields *et al.*, 2000 ; Friedman *et al.*, 1998 ; Bradley et Smith, 1984). Dans cette perspective, la diminution de la largeur du lit résulterait donc d'autres facteurs que l'affaiblissement du régime hydrologique. Cette hypothèse demeure cependant invérifiable.

- Le deuxième type consiste en une réduction des apports solides (Liébault et Piégay, 2001, 2002 ; Liébault *et al.*, 2002 ; Kondolf *et al.*, 2002). Elle peut être d'origine locale et avoir alors été par exemple engendrée par la présence de protection de berges ou par l'extraction de sédiments grossiers dans le lit mineur, mais elle peut également être liée à un tarissement des sources sédimentaires en provenance de l'amont.

Les protections de berges, notamment dans l'hypothèse où aurait été réalisé le plan d'aménagement global des rives du Cher projeté après la grande crue de 1856, ont pu contribuer à la fermeture du lit. Leur présence inhibe en effet les processus de recharge sédimentaire latérale de la rivière. En supposant que les matériaux constitutifs de la charge de fond provenaient à l'époque pour une part non négligeable d'apports latéraux, ce qui est souvent le cas dans les systèmes à méandres, le cours d'eau aurait alors pu avoir tendance à combler le déficit en sédiments engendré par

l'existence des protections en s'approvisionnant en fond de lit. Cette modification de la localisation préférentielle d'alimentation en sédiments aurait ainsi provoqué une incision du plancher alluvial susceptible de déclencher ou d'accélérer la fermeture du lit.

L'hypothèse d'une rétraction consécutive à une incision liée aux extractions de granulats doit être rejetée puisque la période d'intensification des prélèvements est postérieure à la fermeture du lit.

Enfin, un éventuel amenuisement drastique de la fourniture sédimentaire en provenance de l'amont, provoqué soit par une revégétalisation massive du haut-bassin, soit par l'interruption totale du charriage induite par le barrage de Rochebut, ne peut non plus être désigné comme responsable de la diminution de la largeur du lit. Les vitesses de déplacement de la charge de fond sont en effet trop faibles (cf. Partie 3) pour que le déficit ait pu atteindre les trois secteurs au cours de la période considérée. Seul le secteur 1 aurait éventuellement pu être impacté.

Un troisième facteur de contrôle, intervenant à l'échelle de l'intégralité du linéaire de la rivière, pourrait être à l'origine de la rétraction du lit. Il s'agit de l'arrêt des pratiques d'entretien du chenal et de ses abords suite à l'abandon de la navigation, très probablement survenue entre 1852 et 1874 (cf. Chapitre 2 C.3.1). Dans ce cas de figure, la végétalisation du lit, quasiment synchrone de l'arrêt des entretiens, se serait donc produite au plus tard à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Ces modifications d'usage auraient eu ici un effet similaire à celui souvent provoqué par les déprises agricoles en fond de vallées (par exemple Magilligan et McDowell, 1997 ; Liébault et Piégay, 2002).

En synthèse, on retiendra que si aucune des hypothèses émises pour expliquer la rétraction de la bande active entre 1830 et 1950 n'a pu être définitivement écartée, celles relatives à une réduction du régime de crue et/ou des apports solides peuvent vraisemblablement être rejetées. Nous serions davantage enclins à privilégier l'hypothèse de l'arrêt des pratiques d'entretien du lit, les protections de berges ayant pu jouer, au moins localement, le rôle de catalyseur. Dans cette optique, la fermeture du lit serait survenue de façon quasi-synchrone sur l'ensemble du linéaire de la rivière, au plus tard à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle.

### **3.2. L'ÉLARGISSEMENT DE 1950-2005**

Contrairement à ce qui a été observé sur de nombreux cours d'eau du bassin rhodanien (Liébault et Piégay, 2002 ; Dufour, 2005) ou sur la Loire (Grivel, 2008 ; Grivel et Gautier, 2012), aucune nouvelle phase de rétraction de la bande active du Cher n'a été observée postérieurement à 1950. Cela pourrait signifier qu'un nouvel équilibre a été atteint avant 1950 mais cela pourrait également résulter de l'absence d'évolution des modes d'occupation des sols en fond de vallée. Pour les rivières précédemment évoquées, la colonisation végétale des bandes actives survenue dans la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle a été mise sur le compte, au moins en partie, d'un abandon des pratiques agropastorales traditionnelles au niveau de la proche plaine alluviale et sur les marges du lit mineur (Liébault et Piégay, 2002 ; Dufour, 2005 ; Grivel, 2008 ; Grivel et Gautier, 2012). En revanche, aucune rétraction n'a été répertoriée lorsqu'a été maintenue une activité agricole (Dufour, 2005 ; Liébault et Piégay, 2002). La situation est similaire sur le Cher puisque les secteurs à méandres n'y ont connu aucune déprise agricole. Sur les secteurs 1 et 2, l'essentiel du fond de vallée est voué depuis plus de 60 ans au pâturage. Sur le secteur 3, de profondes modifications de l'usage des sols se sont produites suite au remembrement des terres de la plaine alluviale mais celle-ci est aujourd'hui encore presque intégralement mise en valeur.

Par ailleurs, si l'incision consécutive au développement des extractions est également avancée comme un facteur explicatif majeur de la fermeture des lits (Dufour, 2005 ; Liébault et Piégay, 2002 ; Rinaldi, 2003 ; Winterbottom, 2000 ; Tsujimoto, 1999 ; Comiti et *al.*, 2011), en particulier après la deuxième guerre mondiale dans le cas des cours d'eau précédemment évoqués (Liébault et Piégay, 2002 ; Dufour, 2005 ; Grivel, 2008 ; Grivel et Gautier, 2012), elle n'a absolument pas joué en ce sens sur le Cher. Les conséquences de l'enfoncement sur le secteur 2, un des secteurs les plus touchés sur tout le linéaire de la rivière, ont même été probablement inverses. Ici, l'ampleur atteinte par l'incision aurait plutôt eu pour effet une déstabilisation des berges et donc une intensification de l'érosion latérale. De tels mécanismes ont par exemple été rapportés par Simon et *al.* (2000), Shields et *al.*, (1995), Rinaldi et *al.* (2005), Rinaldi et Casagli (1999), Harvey et Watson (1986), ou encore Simon et Darby (1999).

Au final, on constate donc sur chacun des secteurs une tendance à l'accroissement de la largeur du lit entre 1950 et 2005, avec dans le détail la succession d'une phase d'élargissement et d'une phase de rétraction. Ces phénomènes de respiration latérale sont ici étroitement associés à l'évolution des événements hydrologiques morphogènes (cf. Chapitre 6 A.3.3). De tels ajustements ont par exemple été mis en évidence par Tiegs et Pohl (2005) sur le Colorado, par Brousse et *al.* (2011) sur l'Ubaye ou encore par Nelson et *al.* (2013) sur la Snake River.

## **SYNTHESE SUR LA DEUXIEME PARTIE**

### ***FONCTIONNEMENT HISTORIQUE DES MEANDRES (1830-2013)***

#### ***CARACTERISATION DES EVOLUTIONS ET***

#### ***DETERMINATION DES FACTEURS DE CONTROLE***

Les investigations réalisées ont permis de confirmer la faible mobilité des méandres initialement supposée. Cette faible mobilité procède directement des contraintes exercées sur la dynamique de la rivière par les aménagements présents dans le lit mineur (protections de berges, barrages et vestiges non identifiés). En l'absence de telles structures, le Cher dispose encore aujourd'hui d'une capacité manifeste à balayer sa plaine alluviale.

A également été constatée entre 1950 et 2005 une nette tendance à la concentration de l'activité érosive planimétrique sur chacun des secteurs, probablement commandée par la distribution longitudinale des valeurs de pentes et la répartition des protections de berges. Il a par ailleurs, a été mis en évidence que l'intensité de cette activité est davantage contrôlée par la durée des crues (c'est-à-dire le nombre de jour à pleins bords) que par leur magnitude.

Enfin les deux principales périodes étudiées, 1830-1950 et 1950-2005, sont caractérisées par deux tendances opposées du point de vue de l'évolution de la largeur du lit, avec une rétraction lors de la première période et un élargissement lors de la seconde. La fermeture du lit entre 1830 et 1950 découle vraisemblablement au moins en partie de l'arrêt des pratiques d'entretien du chenal associées à la navigation. L'augmentation de la largeur entre 1950 et 2005 résulte quant à elle d'une intensification de l'activité hydrologique survenue entre la première partie des années 1970 et le milieu des années 1980.

Nous savons désormais que les méandres du Cher sont toujours en mesure d'éroder leur plaine alluviale. En revanche nous ignorons tout de leur capacité à prendre en charge les sédiments qui en composent le lit. Dans la partie suivante, nous changeons d'échelle spatio-temporelle pour nous intéresser à la question de la mobilité et des déplacements de ces particules.

# **PARTIE 3**

## **DYNAMIQUE DE LA CHARGE DE FOND ET MORPHOGENESE**

<b>CHAPITRE 7</b> LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 2010 ET 2012 .....	227
<b>CHAPITRE 8</b> LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE A L'ECHELLE PLURI-DECENNALE .....	325



## INTRODUCTION

Bien que la charge de fond (*bedload*) ne constitue qu'une faible part des quantités solides totales transportées par les cours d'eau, elle est responsable de l'essentiel du façonnement des formes fluviales (Leopold, 1992 ; Ashmore et Church, 1998 ; Andrews et Nankervis, 1995 ; Church, 2006) (en toute rigueur, il s'agit en réalité du *bedmaterial load*).

S'y intéresser s'avère ainsi indispensable si l'on souhaite éclairer au mieux la dynamique évolutive d'un système. Dans le chapitre précédent, nous avons pu mettre en évidence que la très faible mobilité en plan des méandres du Cher résultait principalement de la présence de contraintes anthropiques majeures et non pas d'une incapacité intrinsèque de la rivière à éroder ses berges. Le degré de mobilité de boucles de méandres est cependant aussi étroitement associé à l'aptitude des cours d'eau à mettre en mouvement les sédiments qui compose la couche de surface de leur lit. Sans quantification et surtout sans caractérisation des modalités d'occurrence du charriage, on ignore si les conditions de la morphogénèse sur les méandres du Cher sont aujourd'hui toujours entièrement réunies. De ce fait, l'identification des facteurs de contrôle de la stabilité de ces méandres demeure incomplète. Ce chapitre propose donc de combler une partie de ces lacunes. Les objectifs en sont les suivants :

- déterminer les débits critiques de mobilisation de la charge de fond,
- estimer la compétence de la rivière,
- quantifier les volumes charriés,
- identifier la gamme des débits dominants,
- examiner les relations entre déplacements de la charge de fond et morphologie des méandres.

Notre analyse s'organise ici en deux chapitres distincts. Dans le chapitre 7, centré sur la période 2010-2012, fréquence de charriage et compétence sont déterminées sur chacun des trois sites d'étude à l'aide de traceurs (PIT-tags). Le secteur 1 est par ailleurs l'objet d'investigations plus poussées : les distances et trajectoires de la charge de fond y sont reconstituées et les volumes transportés y sont mesurés. Ces derniers sont en outre comparés aux résultats obtenus à partir de la formule de transport de Recking (2010, 2013).

Le chapitre 8 élargit le cadre temporel d'étude mais se focalise exclusivement sur le fonctionnement du secteur 1. Deux périodes principales sont ici traitées. Pour la première, courant de 1988 à 2012, la formule de Recking (2010, 2013) est de nouveau sollicitée afin d'une part, d'identifier la gamme des débits dominants, et d'autre part, de proposer une estimation des volumes moyens charriés annuellement. Ensuite, les distances de transports événementielles, reconstituées à l'aide de la formule de Hassan et *al.* (1992), sont mises en rapport avec la morphologie actuelle des méandres. La vitesse de propagation de la charge de fond sur le temps long (100 dernières années) est également évaluée. Enfin, est abordée pour la période 1950-2005 la question de la connectivité sédimentaire grossière entre zones actives.

La mise en œuvre de ces différentes investigations nécessite que soit déterminée au préalable la distribution granulométrique du lit.



# CHAPITRE 7

## LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 2010 ET 2012

<b>A - DETERMINATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DU LIT.....</b>	<b>229</b>
<b>B - LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE ENTRE 2010 ET 2012 .....</b>	<b>240</b>



## A - DETERMINATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DU LIT

Sont présentés dans cette partie les résultats relatifs à la **caractérisation des granulométries de surface et de subsurface du lit du Cher sur chacun des trois sites étudiés**.

La connaissance de ces distributions, et de certains centiles caractéristiques ( $D_{50}$ ,  $D_{84}$  notamment) nous est nécessaire pour trois raisons. Tout d'abord, la reconstitution des déplacements de la charge de fond ainsi que la détermination des débits critiques de mobilisation à l'aide des traceurs impose que la granulométrie de ces derniers soit identique à celle du lit (cf. Chapitre 7 B.2.1). Ensuite le taux d'armage, exprimé par le ratio  $D_{50}$  surface /  $D_{50}$  subsurface ( $D_{50s}/D_{50ss}$ ) est généralement considéré comme un indicateur de la différence existant entre capacité de transport et disponibilité des sédiments (Whiting et King, 2003 ; Dietrich et *al.*, 1989 ; Buffington et Montgomery, 1999 ; Lisle et *al.*, 2000 ; Hassan et *al.*, 2006). De façon schématique, le taux d'armure tend à augmenter en réponse à une diminution de la fourniture sédimentaire. Enfin, le recours à la formule de Recking (2010, 2013) pour estimer les volumes charriés impose de disposer des valeurs du  $D_{50}$  et  $D_{84}$  de surface.

### 1. METHODOLOGIE ET LOCALISATION

#### 1.1. GRANULOMETRIE DE SURFACE

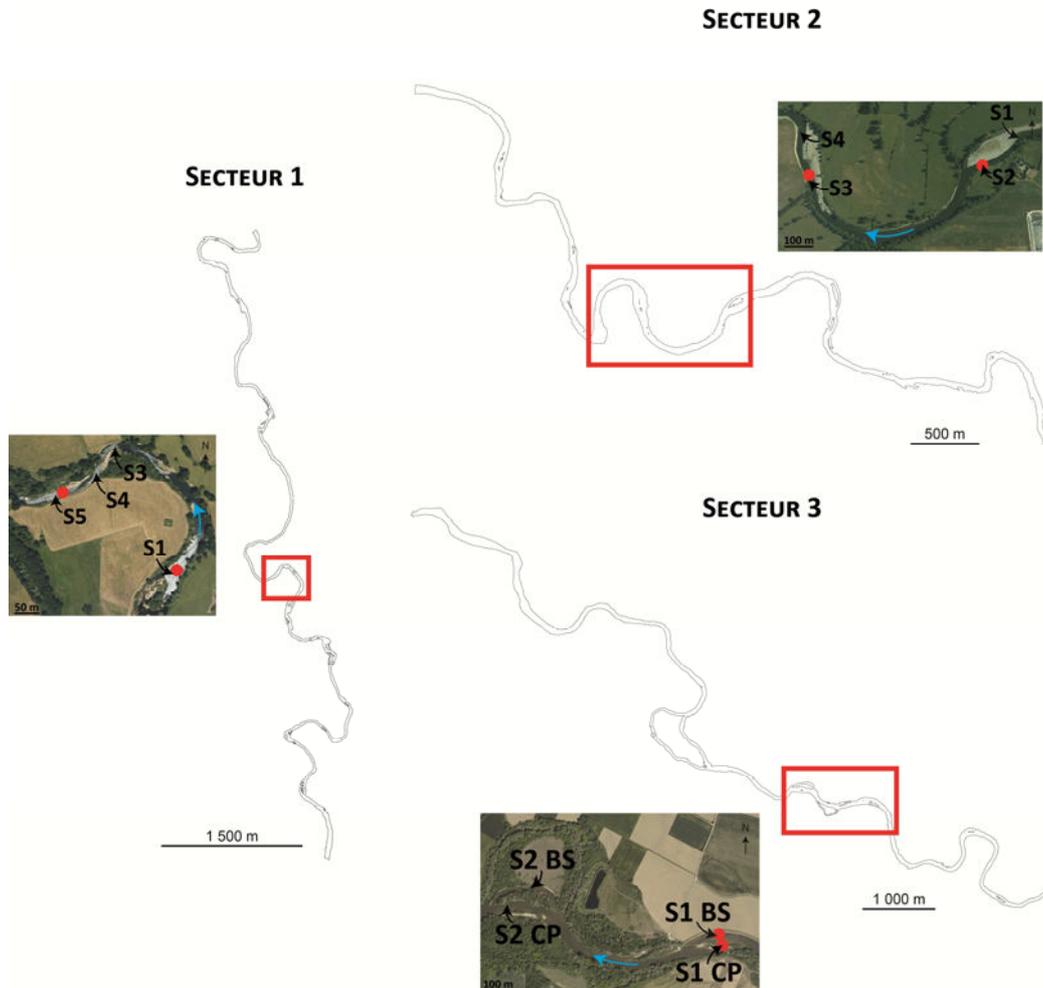
La granulométrie de surface a été déterminée lors de l'étiage de 2010 en recourant à la méthode de Wolman (1954). Sur les secteurs 2 et 3, les quatre seuils présents sur les tronçons d'injection des traceurs ont été échantillonnés. Sur le secteur 1, quatre des cinq seuils ont été échantillonnés (Figure 7.1). Afin de s'assurer d'un degré de représentativité relativement élevé, un minimum de 400 particules a été systématiquement mesuré sur chacun des seuils (Rice et Church, 1996 ; Fripp et Dippl, 1993). Les particules ont été prélevées à intervalle fixe (longueur supérieure au  $D_{max}$ ), le long de profils transversaux régulièrement espacés. Le maillage utilisé a été adapté à la dimension des seuils et au nombre de particules à échantillonner. La méthode de prélèvement employée consiste à récupérer, à l'aveugle et à chaque intervalle prédéterminé, la première particule touchée du bout d'un doigt à l'extrémité du pied de l'opérateur. Les particules ont été pesées (balance de précision 1 g) et les trois axes caractéristiques de leur dimension ont été mesurés au pied à coulisse.

Selon Bunte et Abt (2001a, 2001b), la précision des distributions obtenues est affectée par deux types majeurs d'erreur qui se cumulent :

- Les erreurs liées à l'opérateur.
  - La sous-représentation des particules fines.

Pour différentes raisons, sables et graviers fins d'une part et galets grossiers et blocs d'autre part tendent à être sous-représentés. Du fait de la très faible présence de ces derniers dans le lit du Cher, l'erreur principale porte ici sur la sous-représentation des particules les plus fines. La taille des sédiments concernées, variable selon les auteurs, est inférieure à 4-15 mm (Bunte et Abt, 2001a, 2001b ; Marcus et *al.*, 1995 ; Fripp et Dippl, 1993 ; Konold, 1997 ; Church et *al.*, 1987 ; Rice, 1996). Ce biais affecte directement la détermination des proportions de sables ou encore le calcul de l'indice de tri. Les valeurs proposées pour ces grandeurs doivent donc être envisagées avec prudence.

Bunte et Abt (2001a) précisent par ailleurs que dans le cas de lits à graviers grossiers ou à galets (comme celui du Cher) l'erreur associée à la sous-représentation des particules fines est surtout importante pour les petits centiles ( $< D_{25}$ ). Elle est en revanche très faible au-delà du  $D_{50}$ .



**Figure 7.1** Localisation des seuils pour lesquels a été déterminée la granulométrie de surface et de subsurface.

Les flèches noires indiquent les seuils échantillonnés en surface. Les points rouges correspondent aux échantillonnages de subsurface.

- Le problème de la replicabilité

Recourir à un unique opérateur, comme cela a été le cas pour les échantillonnages réalisés ici, constitue un facteur de réduction de l'incertitude associée aux distributions granulométriques (Marcus et al., 1995 ; Wohl et al., 1996 ; Daniels et McCusker, 2010). Cela ne permet cependant pas de s'affranchir totalement de cette incertitude (Marcus et al., 1995 ; Wohl et al., 1996). La quantification de cette dernière nécessite de réitérer à de nombreuses reprises l'échantillonnage de chaque unité. En raison d'un manque de temps, cela n'a pu être effectué.

Sur le secteur 3, on dispose néanmoins pour les seuils S1 CP et S2 CP d'échantillonnages réalisés en 2009 et 2010. Puisqu'aucune crue n'est survenue entre les deux relevés, la granulométrie d'une année à l'autre peut être raisonnablement considérée comme constante. De ce fait, la comparaison

entre 2009 et 2010 est susceptible de renseigner sur les erreurs d'échantillonnage liées à l'opérateur. Celles-ci semblent très faibles. Sur le seuil S1 CP, le  $D_{50}$  en 2009 est assez nettement inférieure à celui de 2010 (24,9 mm contre 28,7 mm). Les  $D_{84}$  sont en revanche très similaires (45,9 mm contre 46,3 mm). Il en est de même pour les  $D_{50}$  (29,7 mm contre 28,4 mm) et  $D_{84}$  du seuil S2 CP (53,3 mm contre 52,7 mm). Pour les distributions tronquées à 2 mm ou 8 mm, aucune différence significative entre les deux dates n'est détectée pour le seuil S2 CP (Kolmogorov-Smirnov : distribution 8 mm,  $p=0,83$  ; distribution 2 mm :  $p=0,323$ ). Pour le seuil S1 CP, la différence entre les distributions tronquées à 2 mm est en revanche significative (Kolmogorov-Smirnov : distribution 8 mm,  $p=0,073$  ; distribution 2 mm :  $p<0,001$ ).

- L'erreur statistique

Même en l'absence d'erreurs liées aux opérateurs, toute distribution granulométrique est l'objet d'une incertitude de nature statistique. Celle-ci peut être estimée pour l'intégralité de la distribution via la méthode multinomiale de Petrie et Diplas (2000), ou pour un centile donné via la méthode binomiale de Fripp et Diplas (1993) ou la méthode de Rice et Church (1996) (bootstrap). Ces méthodes présentent l'avantage d'être applicables pour tout type de distribution. Puisque notre intérêt porte plus spécifiquement sur certains centiles, la première approche a été ignorée. La méthode de Rice et Church (1996) nécessite de disposer d'un très vaste échantillon de particules (3000 au minimum). Pour cette raison elle a été écartée et la méthode de Fripp et Diplas (1993) a donc été retenue. L'erreur autour d'un centile donné est obtenue grâce à la formule suivante :

$$e_{\pm p} = \left( Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \right) \sqrt{\frac{p(1-p)}{n}}$$

avec  $e_{\pm p}$ , l'erreur exprimée en pourcentage du centile considérée (en unités phi) ;  $Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ , le quantile d'ordre  $1 - \frac{\alpha}{2}$  de la loi normale standardisée ;  $p$ , le centile considéré (par exemple, 0,84 pour le  $D_{84}$ ) ;  $n$ , le nombre de particules échantillonnées.

L'erreur a été calculée uniquement pour le  $D_{50}$  et le  $D_{84}$ . L'intervalle de confiance choisi est de 95 %. Pour l'ensemble des seuils, exception faite du seuil S2 BS sur le secteur 3 pour lequel le nombre de particules prélevées est plus faible (200), l'erreur est comprise entre 4,3 et 4,8 % (+/-) (6,9 % sur le seuil S2BS) pour le  $D_{50}$  et entre 3,1 et 3,6 pour le  $D_{84}$  (+/-) (5,1 % sur le seuil S2BS).

Au final, l'erreur totale, égale à l'erreur statistique, est sous-estimée puisque les erreurs liées à l'opérateur n'ont pu être quantifiées.

## 1.2. GRANULOMETRIE DE SUBSURFACE

Sur chaque secteur, deux des quatre seuils ayant fait l'objet d'un échantillonnage de surface ont été traités (Figure 7.1, Figure 7.2).

L'échantillonnage volumétrique de subsurface a été réalisé lors de l'étiage 2011 en suivant les recommandations méthodologiques de Church et *al.* (1987, GBR). Dans un premier temps, la couche de surface a été décapée sur une épaisseur égale au  $D_{90}$  de surface.

Ensuite, la couche de subsurface a été échantillonnée sur une profondeur déterminée par la formule suivante (Diplas et Fripp, 1992) (Tableau 7.1) :

$$d_{smin} = 0,71D_{max}^{0,78}$$

avec  $d_{smin}$ , la profondeur minimum de prélèvement en cm et  $D_{max}$ , la taille maximum des particules, ici égale au  $D_{95}$  de surface.

Selon Bunte et Abt (2001a), aucune profondeur maximale de prélèvement n'est en revanche requise (Tableau 7.1).

Les volumes prélevés ont été estimés par l'intermédiaire de la formule suivante (Bunte et Abt (2001a), ajustée d'après Church et *al.* (1987)) (Tableau 7.1) :

$$m_s = 2881,6D_{max} - 47,56$$

avec  $m_s$ , la masse des sédiments à prélever en kg et  $D_{max}$ , la taille maximale des particules en m, égale au  $D_{95}$  de surface.

Conformément aux prescriptions de Church et *al.* (1987, GBR) pour les sédiments compris entre 32 et 128 mm, la masse de la plus grosse particule de chaque prélèvement est inférieure à 1 % de la masse totale de chacun de ces prélèvements (entre 0,31 et 0,81 % selon les échantillons) (Tableau 7.1).

Pour la fraction supérieure à 16 mm, les sédiments ont été tamisés (tamis à maille ronde) puis pesés (balance électronique de précision 10 g) sur le terrain. Le restant a été sous-échantillonné (10 kg environ) pour être ensuite séché, tamisé et pesé en laboratoire. La distribution granulométrique des particules inférieures à 2 mm n'a pas été déterminée.

Avec la stratégie d'échantillonnage ici adoptée, l'incertitude relative aux distributions obtenues n'est pas quantifiable (Bunte et Abt, 2001a).



**Figure 7.2** Photographies illustrant la procédure d'échantillonnage volumétrique.

**Tableau 7.1** Masse prélevée pour chacun des échantillonnages de subsurface réalisés.

	Secteur 1		Secteur 2		Secteur 3	
	S1	S5	S2	S3	S1 CP	S1 BS
<b>Épaisseur décapée (cm)</b>	4,2	6,4	7,4	8,5	5,3	6,3
<b>Épaisseur minimum de prélèvement (cm)</b>	14,3	21,3	23,6	28,6	17,2	21,3
<b>Épaisseur de prélèvement (cm)</b>	25	30	40	40	25	25
<b>Masse minimum à prélever (kg)</b>	88	178,4	210,4	282,2	123,8	178,3
<b>Masse prélevée (kg)</b>	227	218	325	372	247	276

### 1.3. TAUX D'ARMURE

Le taux d'armure est exprimé par le rapport entre le  $D_{50}$  de surface ( $D_{50s}$ ) et le  $D_{50}$  de subsurface ( $D_{50ss}$ ) (Hassan et al., 2006 ; Whiting et King, 2003). La comparaison de distributions obtenues à l'aide de différentes méthodes (méthodes d'échantillonnage et/ou méthodes d'analyse granulométrique) nécessite une conversion préalable des données (Kellerhals et Bray, 1971). Pour le passage d'une distribution par poids déterminée à partir d'un prélèvement volumétrique à une distribution par nombre d'unités déterminée à partir d'un prélèvement par grille, le facteur de conversion est égal à un (Kellerhals et Bray, 1971). Cela signifie donc que les distributions de surface et de subsurface dont nous disposons ici sont directement comparables.

## 2. UNE PREDOMINANCE DES GRAVIERS

### 2.1. SURFACE

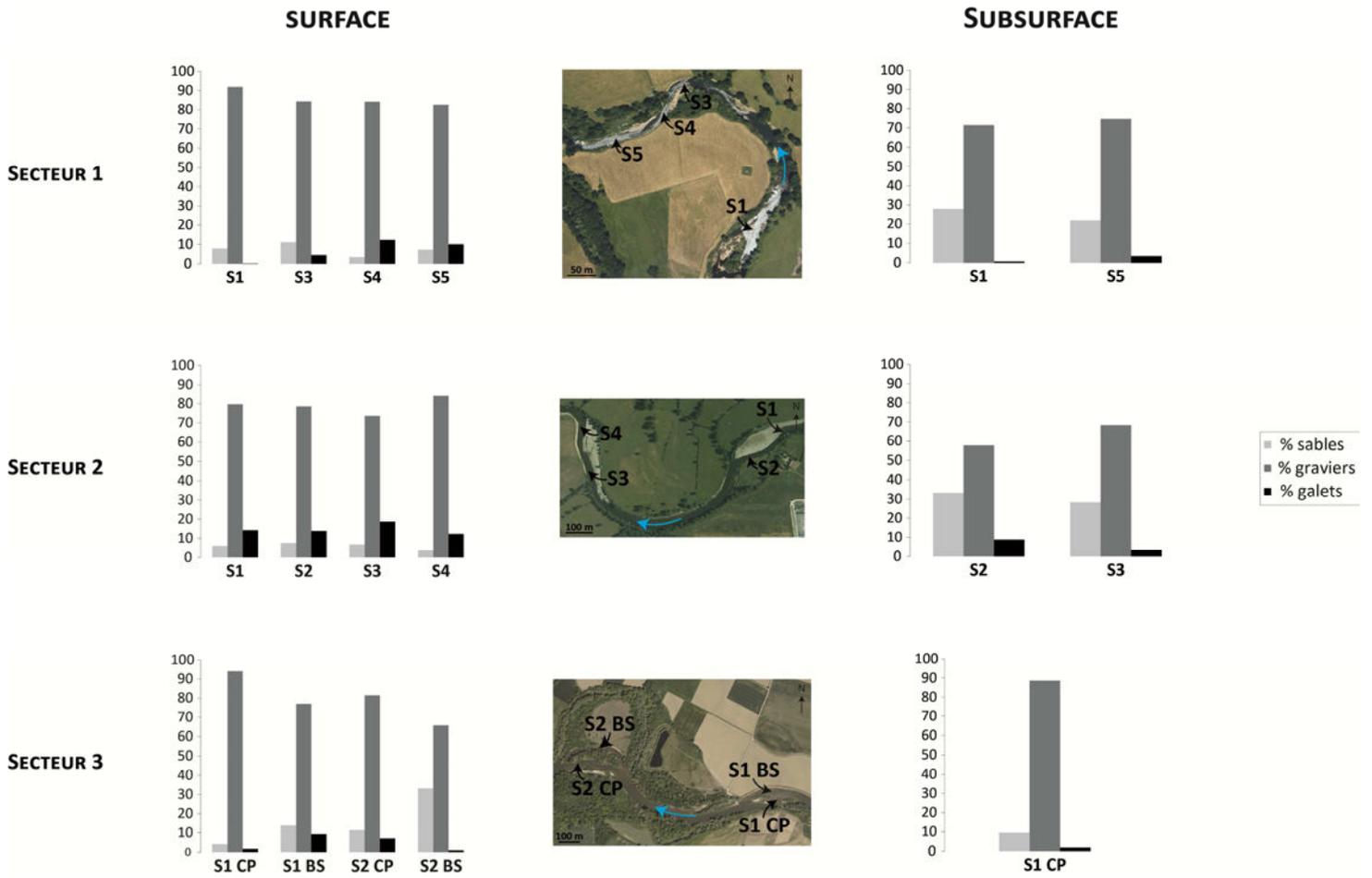
**Sur chacun des secteurs, la couche de surface est presque exclusivement composée de graviers.** Les blocs sont inexistantes et la proportion de sables est faible (Figure 7.3). Elle varie de 3,6 à 11,2 % sur le secteur 1, de 3,2 à 7,5 % sur le secteur 2 et de 4,2 à 13,7 % sur le secteur 3, sans prise en compte du seuil S2 CP (Figure 7.3). Celui-ci, situé sur un bras secondaire, présente une granulométrie bien plus fine (33,2 % de sables).

**Le  $D_{50}$  de chacun des seuils échantillonnés appartient à la classe des graviers grossiers ou très grossiers** (selon la classification Gradistat de Blott et Pye (2001)) (Figure 7.4, Figure 7.5). Sur le secteur 1, les valeurs de  $D_{50}$  et de  $D_{84}$  sont respectivement comprises entre 22,3 et 32,2 mm et entre 37,2 et 59,6 mm (Figure 7.4, Figure 7.5). Sur le secteur 2, ces valeurs sont comprises entre 30,3 et 37,6 mm et entre 60,9 et 71 mm (Figure 7.4, Figure 7.5). Sur le secteur 3, elles varient de 14,1 à 32,4 mm et de 30,2 à 56,5 mm (Figure 7.4, Figure 7.5).

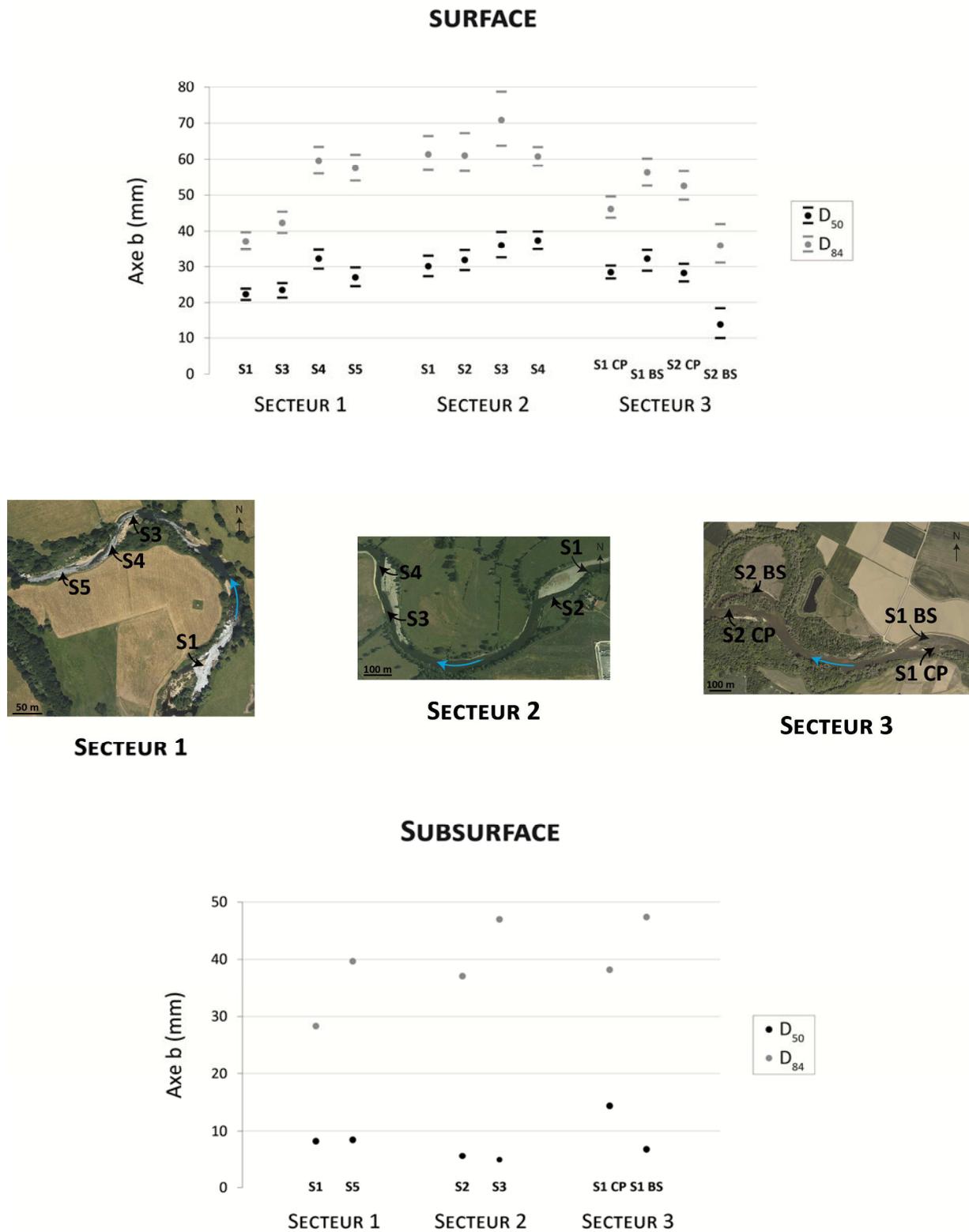
Les sédiments apparaissent mal triés. Les valeurs de l'indice de tri de Folk et Ward (1957) s'étalent ainsi de 0,91 à 1,55 pour l'ensemble des secteurs.

Au sein d'un même secteur, les différences de granulométries peuvent être notables. Le rapport entre le  $D_{50}$  le plus élevé et les autres  $D_{50}$  est compris entre 1,19 et 1,44 sur le secteur 1, entre 1,04 et 1,24 sur le secteur 2. Il est de 1,14 sur le secteur 3 (2,3 pour S2 BS).

**Par ailleurs, on ne constate aucun affinement granulométrique du secteur amont vers le secteur aval.**

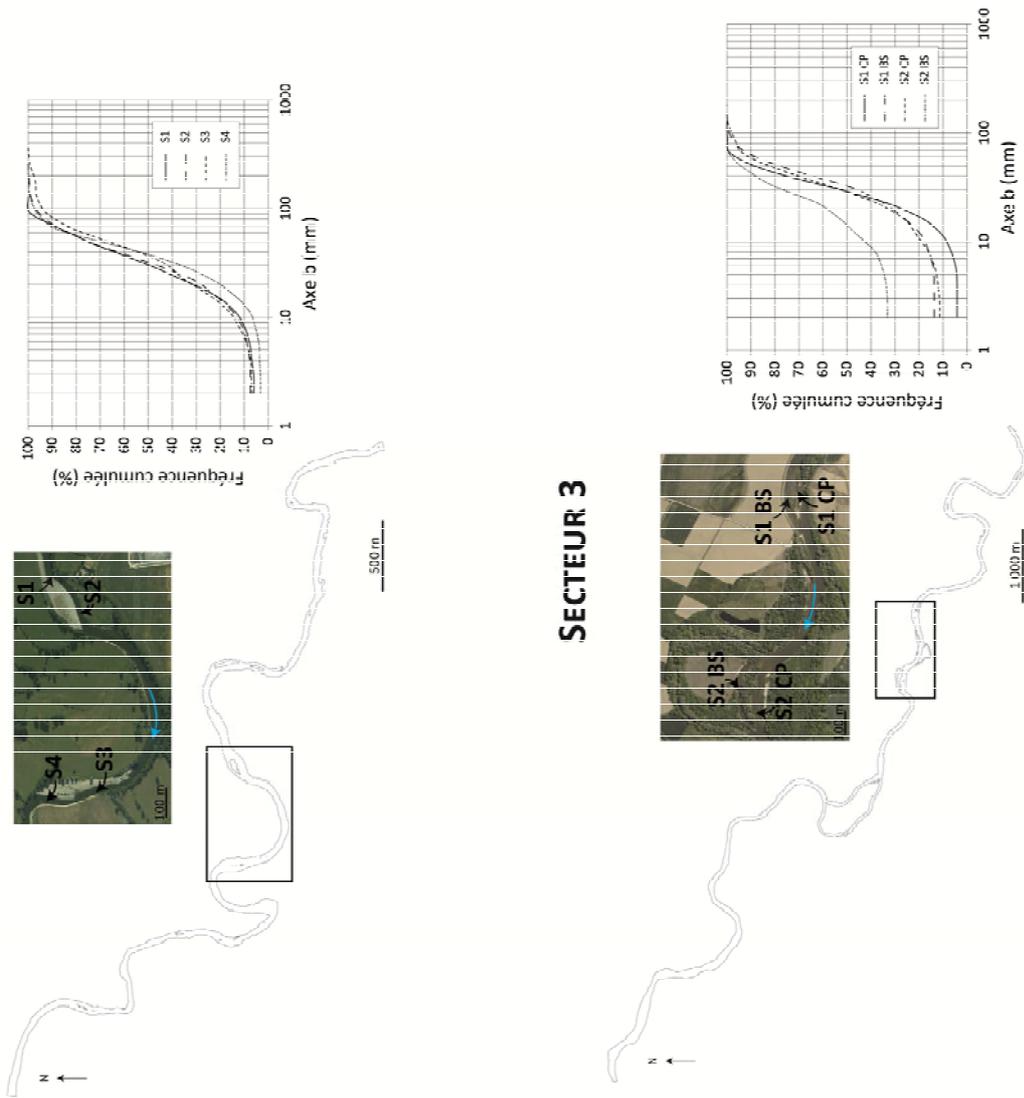


**Figure 7.3** Pourcentages de sables, graviers et galets sur les trois secteurs d'étude. (Source photographies aériennes : IGN).

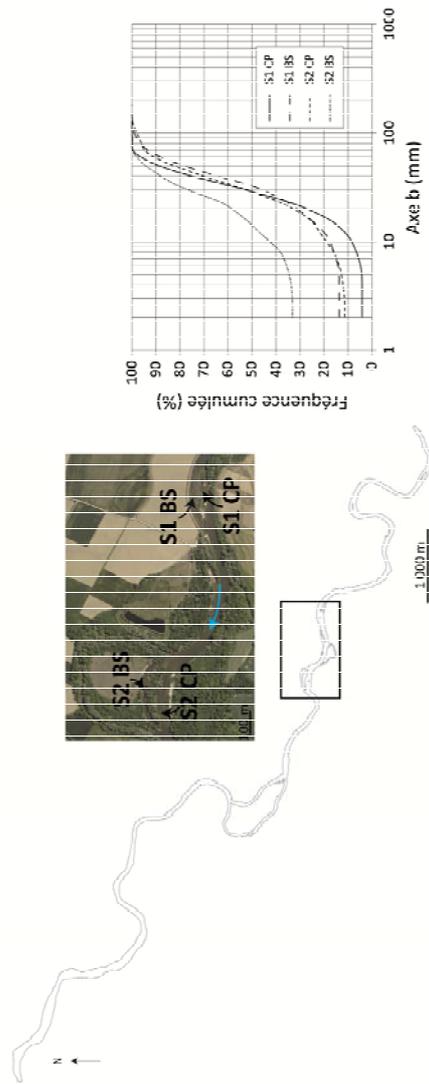


**Figure 7.4**  $D_{50}$  et  $D_{84}$  de surface et de subsurface sur les trois secteurs d'étude.  
 Sur la figure du haut, les barres horizontales indiquent les valeurs minimales et maximales des  $D_{50}$  et  $D_{84}$  lorsque l'erreur statistique est considérée.  
 (Source photographies aériennes : IGN).

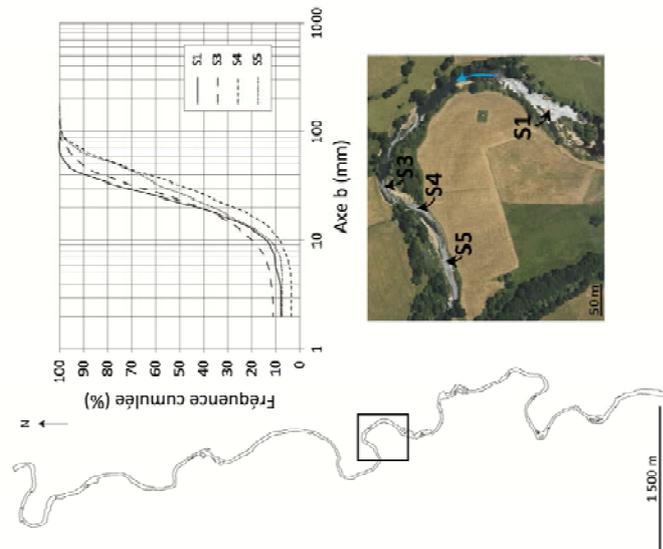
### SECTEUR 2



### SECTEUR 3



### SECTEUR 1



**Figure 7.5** Granulométrie de surface sur les trois secteurs d'étude. (Source photographies aériennes : IGN).

2.2. SUBSURFACE

SECTEUR 2

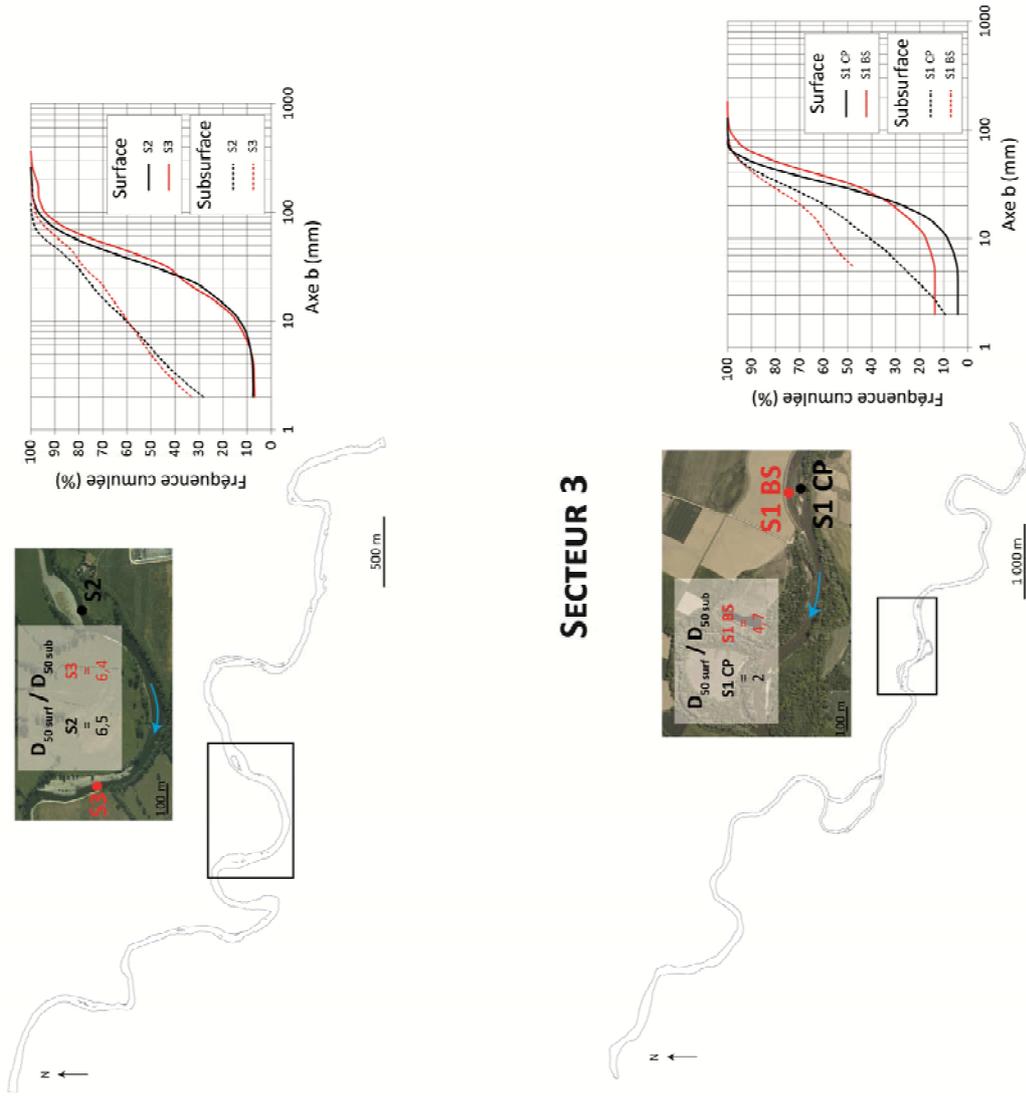


Figure 7.6 Granulométrie de subsurface sur les trois secteurs d'étude. (Source photographies aériennes : IGN).

**Les  $D_{50}$  des différents seuils échantillonnés appartiennent à la classe des graviers fins ou moyens** (Figure 7.4, Figure 7.6).

Sur le secteur 1, les valeurs de  $D_{50}$  et de  $D_{84}$  sont de 8,3 mm et 28,3 mm sur le seuil 1 et de 8,5 et 39,6 mm le seuil 5 (Figure 7.4). Sur le secteur 2, elles sont de 4,9 mm et 46,8 mm sur le seuil 2 et de 5,6 et 37 mm sur le seuil 3 (Figure 7.4). Sur le secteur 3, elles sont de 14,4 mm et 38,2 mm sur le seuil S1 CP et de 6,9 mm et 47,3 mm sur le seuil S1BS (Figure 7.4).

**La proportion de sables augmente nettement par rapport à la couche de surface.** Elle est comprise entre 22 et 27,9 % sur le secteur 1 et entre 28,3 et 33,3 % sur le secteur 2. Elle de 9,5 % sur le seuil S1 CP du secteur 3.

Pour les deux secteurs amont, la structure de la couche de subsurface est à la frontière entre le type *framework-supported* (% sables < 20-25 % (Bunte et Abt, 2001a)) et le type *matrix-supported* (% sables > 30 % (Bunte et Abt, 2001a ; Church et al., 1987)). Sur le secteur aval, elle est de type *framework-supported*.

Comme Le  $D_5$  et le  $D_{16}$  sont systématiquement classés dans les sables et que la granulométrie de ces derniers n'a pas été réalisée, l'indice de tri de Folk et Ward (1957) n'a pu être calculé pour la couche de subsurface.

**Enfin, de la même façon que pour la couche de surface, bien que cela soit ici moins net, on n'observe pas de diminution de la taille des grains du secteur amont vers le secteur aval** (Figure 7.4).

### 3. AFFINEMENT GRANULOMETRIQUE

Bien que l'objectif des analyses granulométriques ici réalisées ne consiste pas en une caractérisation de l'évolution longitudinale de la taille des sédiments, la comparaison des résultats obtenus sur chacun des secteurs appelle néanmoins certains commentaires.

En l'absence de perturbations, la taille des grains des rivières tend globalement à décroître en direction de l'aval (Frings, 2008 ; Morris et Williams, 1997 ; Paola et al., 1992 ; Hoey et Ferguson, 1994). Cet affinement granulométrique longitudinal, s'exprimant généralement sous la forme d'une fonction exponentielle (Singer, 2010 ; Krumbein, 1937 ; Sternberg, 1875 cité dans Brierley et Hickin, 1985), n'est pas observée du secteur 1 au secteur 3. Un tel constat n'est cependant en rien aberrant. Il n'est en effet pas rare que ce modèle de décroissance théorique soit affecté par de très nettes ruptures ou discontinuités résultant de facteurs naturels ou anthropiques. Les premiers se manifestent essentiellement sous la forme d'apports latéraux (Ferguson et al., 2006 ; Rengers et Wohl, 2007) pouvant provenir d'affluents (Rice, 1998 ; Rice et Church, 1998 ; Church et Kellerhals, 1978 ; Ichim et Radoane, 1990 ; Surian, 2002), de versants (Brierley et Hickin, 1985), de terrasses ou encore d'affleurements du substratum (Werrity, 1992). Les seconds s'expriment principalement au travers des effets induits par la présence de barrage (Williams et Wolman, 1984 ; Surian, 2002) ou par les extractions de matériaux (Frings, 2008).

Sur le Cher, le faible nombre de prélèvements effectués ne permet évidemment pas de spatialiser finement le patron d'évolution granulométrique longitudinal. *In fine*, ceci empêche l'identification précise des causes de l'absence de diminution de la taille des grains en direction de l'aval. Cependant, étant donné le cadre morphoclimatique dans lequel évolue la rivière sur le linéaire considéré et étant donné le degré d'aménagement élevé qui limite la mobilité latérale de cette dernière, l'influence des versants et des terrasses est à exclure. De plus, la variabilité de la pente du lit (Montané et al., 2010 ; Marren et al., 2006) ne peut non plus être invoquée puisque cette dernière diminue nettement du secteur amont au secteur aval (pente du secteur 1 dans sa totalité = 0,93 ‰).

penne du tronçon le long duquel ont été effectués les échantillonnages = 0,63 ‰. Penne du secteur 2 dans sa totalité = 0,44 ‰, penne du tronçon le long duquel ont été effectués les échantillonnages = 0,64 ‰. Penne du secteur 3 dans sa totalité = 0,31 ‰ ; penne du tronçon le long duquel ont été effectués les échantillonnages = 0,38 ‰. Demeure donc le rôle potentiel des facteurs suivants :

- Les seuils (selon la définition du SANDRE (Données et Référentiels du Système d'Information sur l'Eau) (cf. Chapitre 2 C.2.1) ;

De nombreux ouvrages interceptent une partie ou la totalité de la charge de fond entre le secteur 2 et le secteur 3. Le tronçon entre le secteur 1 et le secteur 2 n'est pas concerné.

- Les extractions de matériaux ;

Le Cher a été l'objet d'extractions intensives sur une grande part de son linéaire. Les ponctions réalisées ainsi que l'incision du lit qui en a découlé ont très certainement modifié la granulométrie des sédiments du lit. Seul le secteur 1 semble avoir été épargné par ces activités ou par leurs effets induits. Le secteur 2 a subi un enfoncement notable (de 0,2 à 1,2 m depuis 1856 au niveau des seuils échantillonnés (cf. Chapitre 5 C.2)) et le secteur 3 a été l'objet d'extractions importantes, en particulier à proximité immédiate des seuils échantillonnés S1 CP et S1 BS.

- Les apports des affluents ;

On recense une confluence majeure entre le secteur 1 et le secteur 2 (L'Aumance, 24 km à l'amont du secteur 2) et deux confluences majeures entre le secteur 2 et le secteur 3 (L'Yèvre et l'Arnon à respectivement 4,5 et 0 km du secteur 3). On ne dispose cependant d'aucune donnée sur la granulométrie de la charge de fond transportée par ces affluents.

#### 4. TAUX D'ARMURE

Sur le secteur 1, le ratio  $D_{50s}/D_{50ss}$  est de 2,7 pour le seuil S1 et de 3,2 pour le seuil S5. Sur le secteur de 2, il est de 6,4 pour le seuil S2 et 6,5 pour le seuil S3. Sur le secteur 3, il est de 2 sur le seuil S1 CP et de 4,7 sur le seuil S1 BS.

**Ces valeurs, toutes supérieures à 2, indiquent la présence d'une armure bien développée** (Hassan et al., 2006). Deux types principaux de processus, non exclusifs l'un de l'autre (Parker et Sutherland, 1990), sont généralement invoqués pour expliquer la formation d'une telle surface de ségrégation. La sous-représentation des particules les plus fines à la surface du lit résulte soit d'un vannage vertical de ces grains, soit d'un vannage en direction de l'aval (Gomez, 1984 ; Parker et Sutherland, 1990 ; Mao et al., 2011).

Le premier cas concerne les armures qualifiées de mobiles. En présence d'une telle structure, toutes les classes de tailles sont mobilisables. Cet état du lit se rapporte au concept de « mobilité équivalente » (Parker et al., 1982a ; Parker et Kingeman, 1982 ; Andrews et Parker, 1987). Ce dernier postule qu'à l'échelle annuelle ou pluri-annuelle, et pour un cours d'eau en équilibre, les distributions granulométriques de la charge de fond et de subsurface sont identiques (Parker et Toro-Escobar, 2002). La réalisation d'une telle condition impose que soient compensées les différences intrinsèques de mobilité entre grosses et petites particules. Pour ce faire, deux mécanismes sont impliqués : le phénomène de masquage des plus petites particules par les plus grosses d'une part, et, cela s'avérant être une condition nécessaire mais pas suffisante, l'accumulation progressive des particules fines au niveau de la couche de subsurface d'autre part. Le processus est le suivant : lorsqu'une particule grossière est mise en mouvement, elle libère alors un espace à la base duquel se déposent des particules fines. Celles-ci sont ensuite recouvertes à la faveur du dépôt d'une particule

grossière provenant de l'amont (Gomez, 1984 ; Mao et *al.*, 2011). La migration verticale de ces particules fines se poursuit jusqu'à ce que les proportions des différentes fractions granulométriques transportées soient identiques à celles du lit.

Le second type d'armure découle d'une capacité de transport de la rivière supérieure aux apports sédimentaires (Gomez, 1994 ; Diplas et Shaheen, 2007 ; Whiting et King, 2003 ; Dietrich et *al.*, 1989 ; Buffington et Montgomery, 1999 ; Lisle et *al.*, 1993, 2000 ; Barry et *al.*, 2004). Les armures concernées sont qualifiées de statique car elles s'accompagnent d'une réduction de la fréquence de mobilisation des classes de taille les plus grossières. Cette réduction, et l'accroissement concomitant de la granulométrie de surface, sont d'autant plus marqués que le déficit sédimentaire est grand.

Dans le cas du Cher, le développement important des protections de berges contraint fortement la manifestation de l'érosion latérale et prive de ce fait le lit d'une source majeure d'apports sédimentaires. Ceci implique que nous serions en présence d'armures disposant d'une mobilité au moins partiellement limitée. Il s'avère néanmoins délicat de tirer une telle conclusion sur la base des seules données dont nous disposons. En effet, les valeurs élevées des taux d'armure résultent aussi de deux causes totalement indépendantes des conditions d'alimentation en sédiments. La première se rapporte à la méthode d'échantillonnage employée. Celle-ci tend à sous-estimer les proportions de matériaux fins présents en surface, comme cela a été précédemment indiqué. Si ce biais affecte principalement la détermination des centiles inférieurs (Bunte et Abt, 2001a), demeure néanmoins la possibilité d'une sous-estimation du  $D_{50}$  et donc d'une surestimation des taux d'armure. La seconde cause a à voir avec la dynamique sédimentaire des unités géomorphologiques échantillonnées. En basse eaux, les seuils sont sujets à une exportation des particules les plus fines (sables et graviers les plus petits) en direction des mouilles (Lisle et Madej, 1992 ; Milan, 2013a ; Sear, 1996). Ce déficit sédimentaire saisonnier et très localisé est clairement à distinguer d'un déficit chronique provoqué par une réduction marquée et durable de la fourniture en sédiments.

Plus que l'identification des processus responsables de la mise en place des armures auxquelles nous avons ici à faire, ce qui nous intéresse avant tout se rapporte à ce que ces processus impliquent en termes de mobilité des différentes classes granulométriques des sédiments de surface. Cette question est traitée dans le détail dans le sous-chapitre à venir.

## **B - LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE ENTRE 2010 ET 2012**

L'objectif de cette partie est triple : identifier les débits-seuils de mobilisation de la charge de fond, reconstituer les distances et trajectoires de déplacements des sédiments et enfin estimer les volumes annuellement charriés.

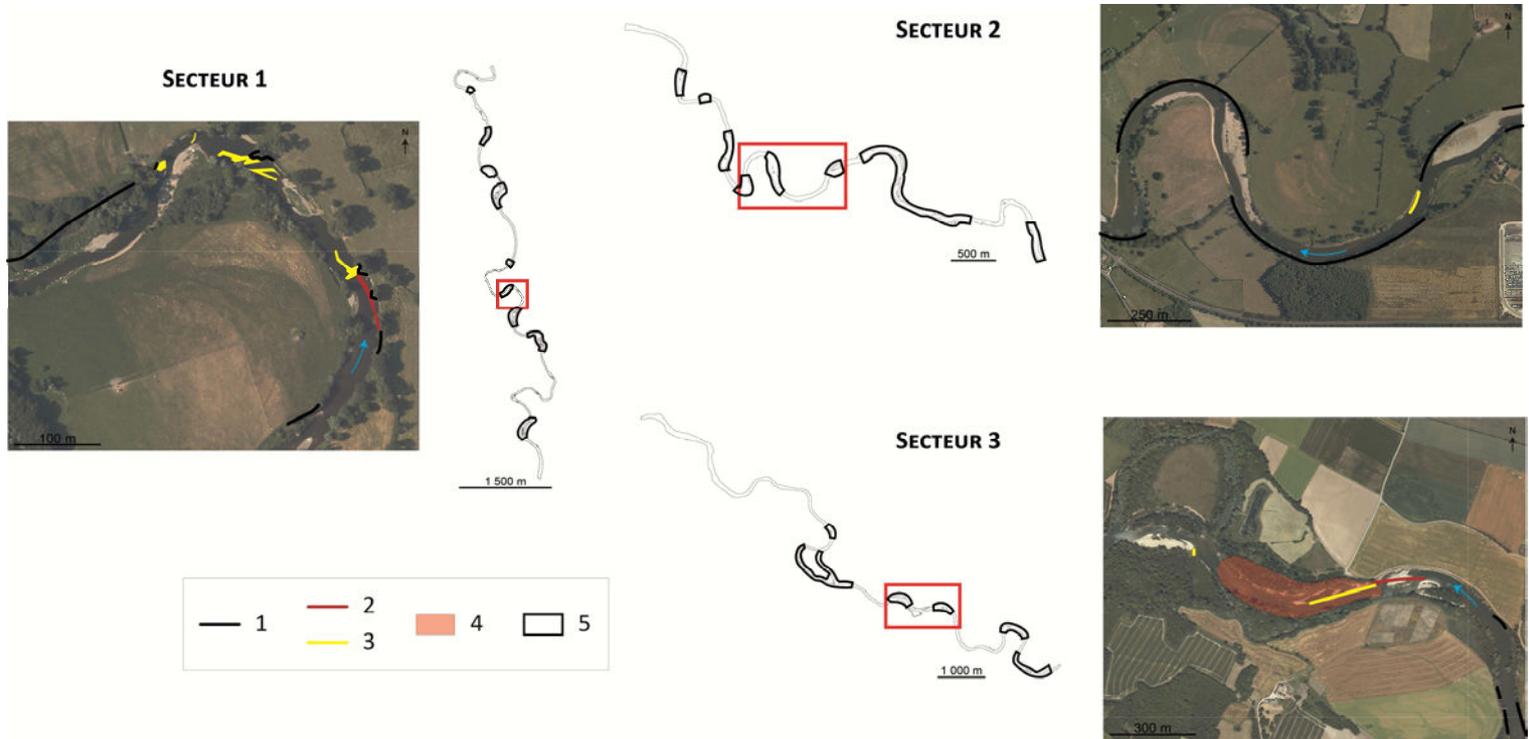
### **1. LOCALISATION DES SITES D'ETUDE A GRANDE ECHELLE**

Les sites retenus sur chacun des secteurs d'études comprennent au minimum une boucle de méandre. Ils intègrent par ailleurs au moins une des zones considérées comme actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique (cf. Chapitre 5 A.3.2) et une des zones considérées comme inactives entre 1950 et 2005 (Figure 7.7).

Les trois sites sont fortement aménagés (Figure 7.7). Y sont implantés protections de berges, vestiges de protections de berges ou encore vestiges d'aménagements, non identifiés, constitués

d’alignements de blocs pluri-décimétriques. Le site du secteur 3 a également fait l’objet d’extractions de matériaux et a subi un recouplement de méandre (recouplement naturel en 1977).

Certaines des caractéristiques hydrauliques et granulométriques de chacun des sites sont exposées dans le Tableau 7.2.



**Figure 7.7** Localisation des sites de suivi du charriage par l’intermédiaire de traceurs.

1 : Protections de berges (la plus part du temps dégradées). 2 : Blocs d’anciennes protections de berges éboulés en pied de berge ou contournés par la rivière. 3 : Vestiges d’aménagements non identifiés. Blocs pluri-décimétriques. 4 : Ancienne zone d’extractions. 5 : Zones actives (zones de concentration de l’activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005).

(Source photographies aériennes : IGN).

**Tableau 7.2** Caractéristiques hydrauliques et granulométriques élémentaires des sites d’étude du charriage.

$w_{PB}$  : Largeur à pleins bords.  $w_{ba}$  : Largeur de la bande active.  $W$  : Puissance spécifique.

	Pente (°/∞)	$w_{PB}$ (m)	$w_{ba}$ (m)	$W$ ( $w \cdot m^{-2}$ )	$D_{50surf}$ (mm)	$D_{84surf}$ (mm)	$D_{50subsurf}$ (mm)	$D_{84subsurf}$ (mm)
<b>Secteur 1</b>	0,93	42	30	22	22,3-32,2	37,2-59,6	8,3-8,5	28,3-39,6
<b>Secteur 2</b>	0,44	69	56	20	30,3-37,6	61,2-71	4,9-5,6	37-46,8
<b>Secteur 3</b>	0,38	88	70	14	28,7-32,4	46,3-56,5	6,9-14,4	38,2-47,3

## 2. METHODOLOGIE

### 2.1. DESCRIPTION DES TRACEURS UTILISES ET DU DISPOSITIF DE SUIVI

Pour reconstituer les déplacements de la charge de fond et déterminer fréquence de charriage et compétence de la rivière, nous avons recouru à des marqueurs de sédiments. Ces deux derniers objectifs pouvaient également être atteints en faisant appel à des échantillonneurs de la charge de fond ou à des pièges à sédiments. En raison des dimensions du Cher, le déploiement des échantillonneurs n'était techniquement pas envisageable. Concernant les pièges à sédiments, l'investissement humain et financier que réclamait leur mise en place dépassait amplement les moyens dont nous disposions.

#### 2.1.1. TYPES DE TRACEURS

La méthode des traceurs a été abondamment et de longue date utilisée pour l'étude de la dynamique de la charge de fond (Hassan et Ergenzinger, 2003 ; Sear et *al.*, 2002). Parmi les très nombreuses technologies qui ont pu être employées, nous avons retenu celle de l'identification par radio fréquence (RFID), en plein essor dans la discipline depuis le premier usage qui en a été fait en 2005 par Lamarre et *al.* (2005) (par exemple Houbrechts et *al.*, 2012 ; Liébault et *al.*, 2012 ; Bradley et Tucker, 2012 ; Milan, 2013a ; Biron et *al.*, 2012 ; Liedermann et *al.*, 2013 ; Lamarre et Roy, 2008a, 2008b ; Phillips et *al.*, 2013 ; MacVicar et Roy, 2011 ; Rollet, 2006 ; Rollet et *al.*, 2008).

Les marqueurs consistent en des transpondeurs à émissions électromagnétiques passives (PIT-tags) insérés dans les sédiments, et dont le signal est activé au passage d'une antenne émettrice-réceptrice (Figure 7.8).

Le principal avantage de cette technologie est qu'elle permet d'assurer un suivi individualisé des particules puisqu'un identifiant différent est associé à chacun des transpondeurs. Elle offre en outre la possibilité de détecter des particules enfouies et en position immergées, l'intégralité du lit pouvant ainsi être prospectée. De plus, comparativement à un marquage classique à la peinture, les taux de détections attendus sont élevés (70-80 % au minimum).

Elle présente néanmoins quelques limites. Tout d'abord, la dimension des transpondeurs actuels interdit tout marquage de particules dont l'axe b est inférieur à 22-23 mm. Ensuite, la détection pose problème lorsque plusieurs particules se trouvent trop proches les unes des autres (<30 cm). De plus, selon Lamarre et *al.*, (2005), les particules ensevelies sous plus de 25 cm de dépôts ne sont plus détectables (valable pour des transpondeurs de 23 mm détectés avec la grande antenne). Enfin, puisque le marquage ne peut être réalisé *in situ*, la position de départ des traceurs après réintroduction ne respecte pas l'agencement naturel des sédiments.

Le matériel de détection et les types de transpondeurs utilisés, ainsi que les différentes portées de détection associées, sont présentés sur la Figure 7.8.

## MATÉRIEL

### TRANSPONDEURS



## PORTÉE DE DÉTECTION

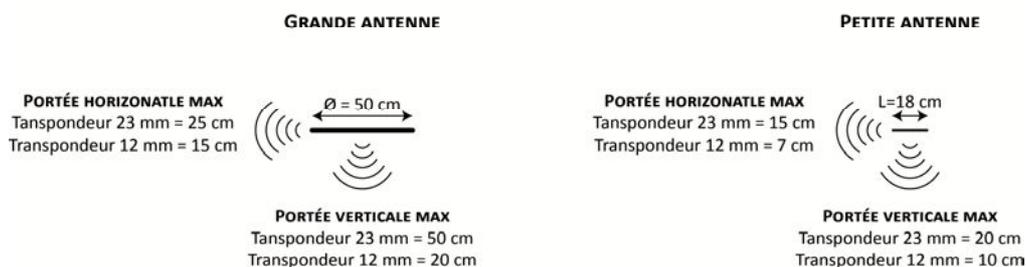


Figure 7.8 Matériel de détection et portée des transpondeurs utilisés.

### 2.1.2. PREPARATION DES PARTICULES

Les particules marquées ont été prélevées sur les seuils et les bancs de chacun des sites d'étude. Elles ont été perforées à l'aide d'une perceuse à eau. Les transpondeurs ont ensuite été insérées et les trous ont été rebouchés au mortier. Les particules ont été pesées et leurs trois axes caractéristiques ont été mesurés au pied à coulisse.

Dans la suite du texte, le terme de traceurs désigne les sédiments équipés de transpondeurs.

### 2.1.3. INJECTION DES TRACEURS DANS LE LIT

Avant que les traceurs ne soient injectés, il a fallu identifier et délimiter les différentes unités géomorphologiques présentes sur chacun des secteurs. La discrimination a été réalisée de façon subjective à l'étiage. Quatre types d'unités ont été retenus : bancs, seuils, mouilles et plats (Figure 7.9). Sur le secteur 1, les trois mouilles amont (M1, M2 et M3) ont été scindées en 2 unités distinctes. La limite entre ces « sous-mouilles » correspond à la présence de blocs anthropiques disposés sur l'intégralité de la largeur du chenal (cf. Chapitre 7 B.4.2).

Deux stratégies d'injection ont été employées.

Pour la détermination des débits-seuils de mobilisation et de la compétence, les traceurs ont été introduits individuellement tous les 50 cm le long de transects situés en tête des seuils (Figure 7.9, Figure 7.10). Le profil topographique d'implantation ainsi que la position de chacun des traceurs ont ensuite été levés au DGPS.

Sur le secteur 1, quatre des cinq seuils présents ont été équipés (Figure 7.9, Figure 7.10). Le nombre total de particules par seuil est compris entre 32 et 53 (Figure 7.9). Sur le secteur 2, seuls deux des quatre seuils ont été équipés. 42 et 61 marqueurs ont été introduits (Figure 7.9). Sur le secteur 3, tous les seuils ont été équipés. Entre 20 et 69 traceurs y ont été injectés (Figure 7.9).

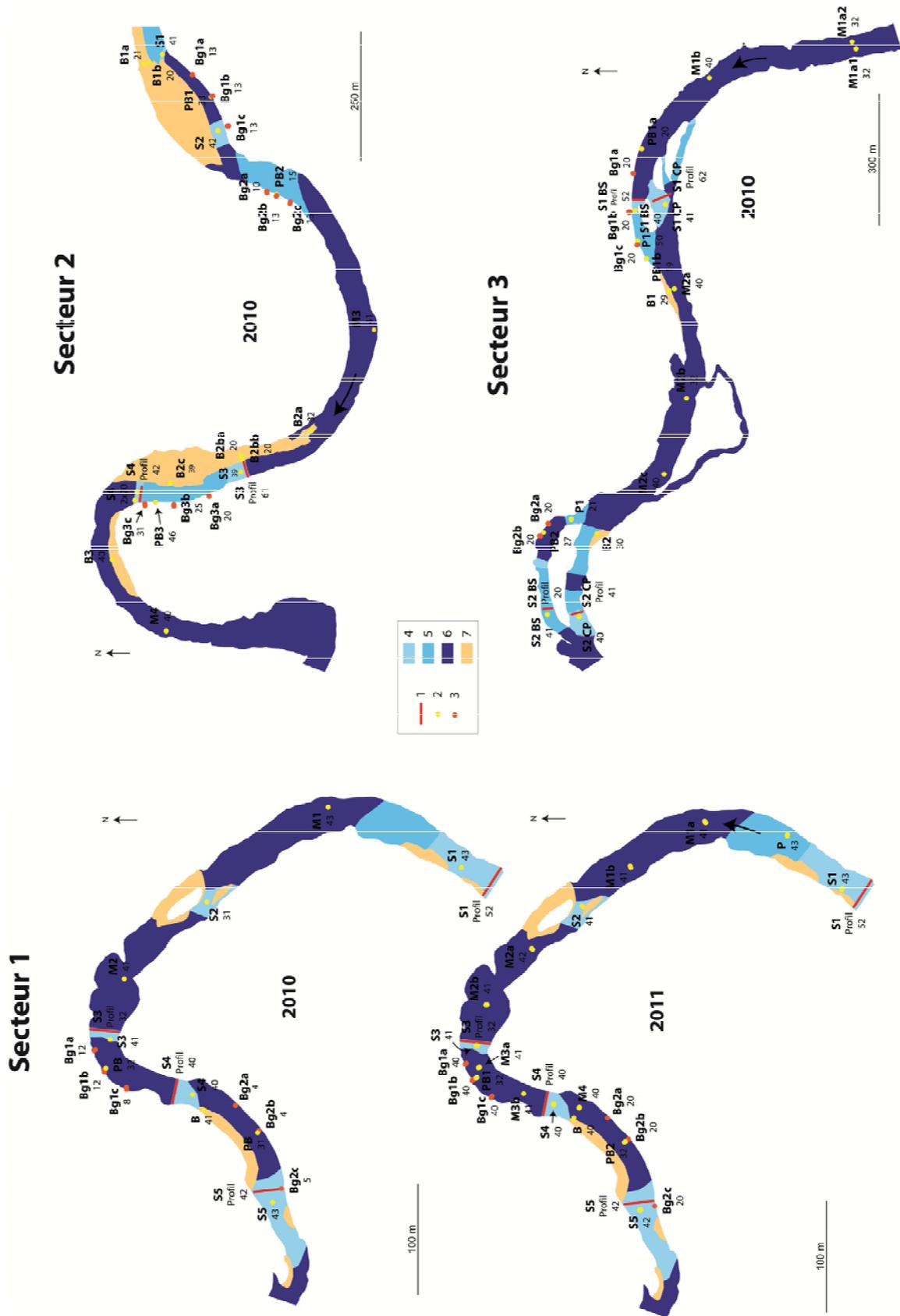
En raison d'une hauteur d'eau trop importante, les profils n'ont pu être rééquipés en traceurs qu'une seule fois lors de l'étiage séparant les deux années de suivi (été-automne 2011).

Pour la reconstitution des distances et trajectoires, d'autres particules ont été introduites en amas (« *clusters* ») positionnés au centre de chacune des unités géomorphologiques identifiées sur les secteurs d'étude (mouilles, seuils, principaux bancs, pieds de berges érodées, berges) (Figure 7.9). Afin de faciliter la détection des particules en cas de non mobilisation, ces dernières ont été disposées de façon non contiguë à l'intérieur d'un cercle d'un rayon de 40 cm en 2010 et de 30 cm en 2011. Les amas sont presque tous constitués d'une quarantaine de particules (Figure 7.9). La position du centre de chaque amas a été levée au DGPS. Enfin, un profil transversal du lit au droit de chaque amas a également été levé.

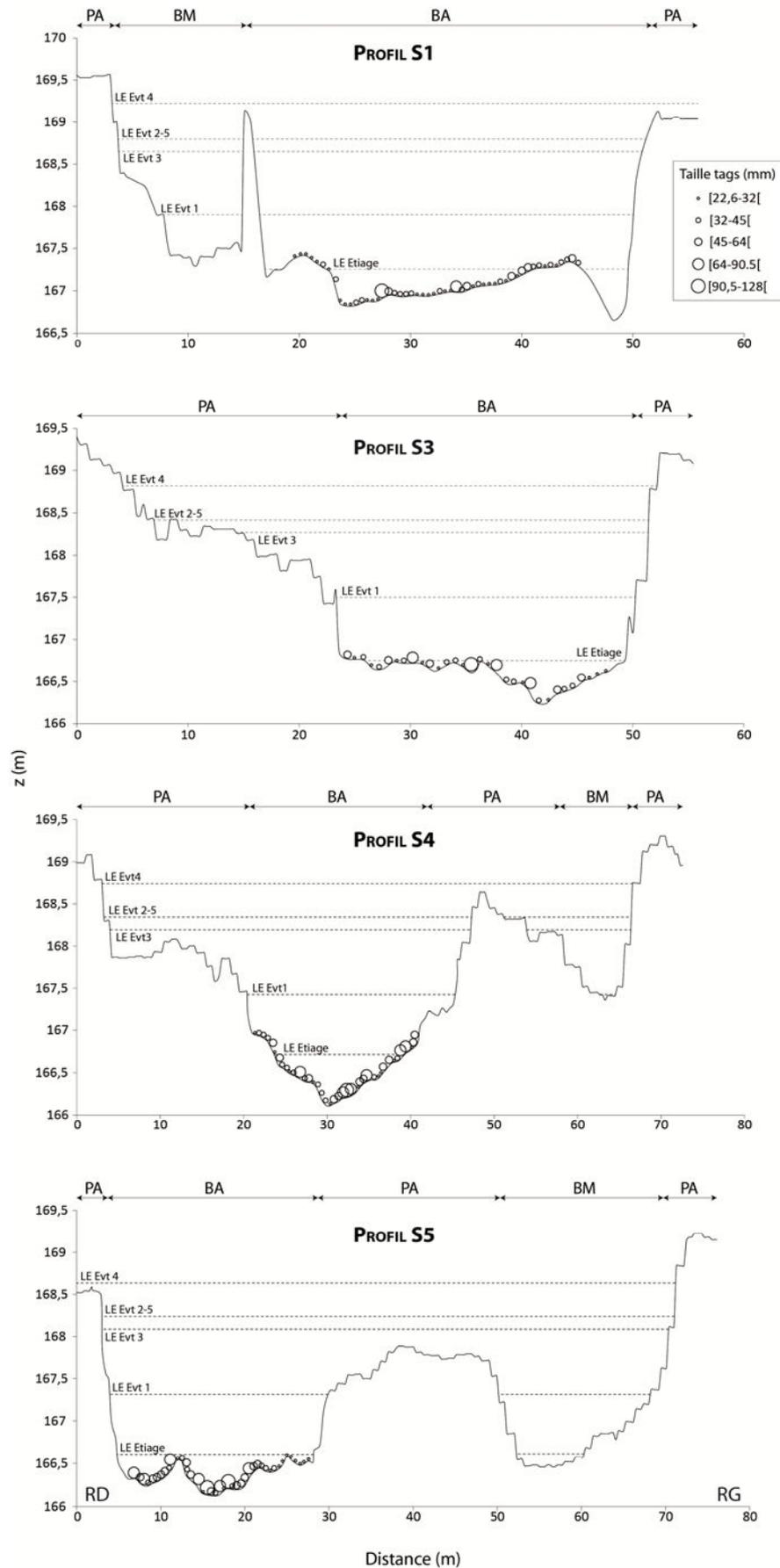
En septembre-octobre 2010, 386 particules ont été introduites dans le chenal sur le secteur 1. Le total s'élève à 521 sur le secteur 2 et à 430 sur le secteur 3. En octobre 2011, le secteur 1 a fait l'objet d'une seconde campagne d'injection. Le nombre d'amas a été augmenté par rapport à l'année précédente. 641 traceurs supplémentaires ont alors été introduits. De plus, afin de réduire les risques de non détection des traceurs demeurés immobiles, leur densité par amas a été diminuée en scindant chaque amas en deux sous-amas distincts espacés d'environ 1,5 m.

Il convient également de préciser que les particules injectées individuellement le long des profils situés en tête de seuils ont également été utilisées pour reconstituer les distances et trajectoires de déplacement de la charge de fond.

Enfin, les particules réintroduites ont toutes été partiellement enfouies pour être insérées à la structure sédimentaire préexistante et éviter ainsi une surexposition artificielle aux écoulements. Cette procédure n'a cependant pu être appliquée au niveau de certaines mouilles trop profondes (Sur le secteur 1 : M1 et M2 en 2010 ; M1a, M1b et M2b en 2011. Sur le secteur 2 : M3. Sur le secteur 3 : M1a1, M1a2, M1b, M2c).

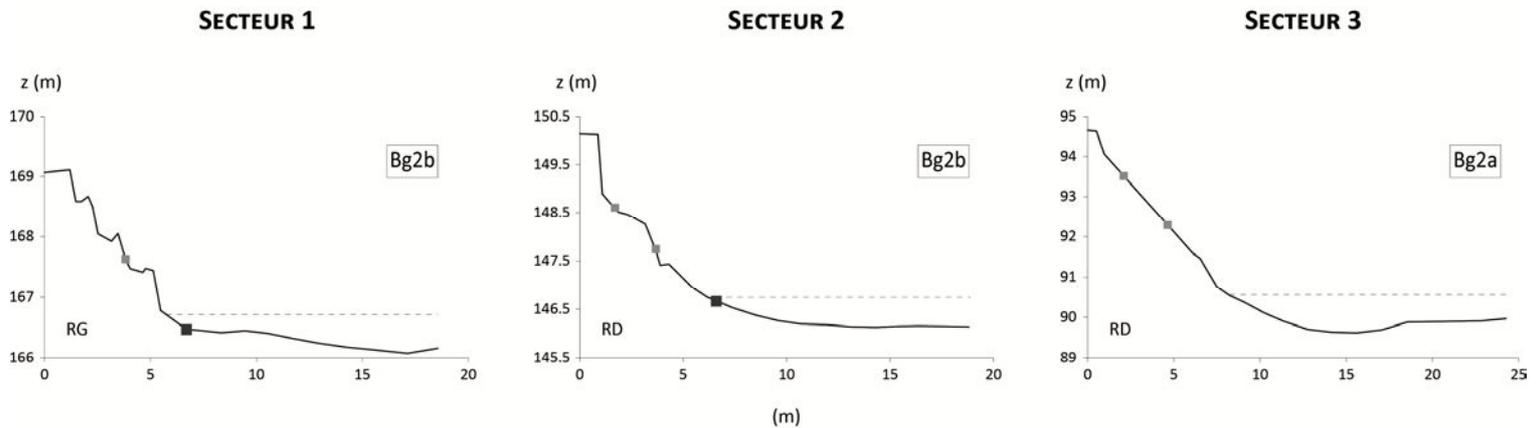


**Figure 7.9** Localisation des points d'injections et nombre de traceurs injectés chaque année.  
 1 : Traceurs sur profils. 2 : Traceurs en amas dans le chenal. 3 : Traceurs en amas dans les berges. 4 : Seuils. 5 : Plats. 6 : Mouilles. 7 : Bancs.



**Figure 7.10** Localisation des traceurs le long des profils d'injection sur le secteur 1.  
 PA : Plaine alluviale. BA : Bande active. BM : Bras-mort. LE : Ligne d'eau. Evt : Evènement.

Afin d'avoir un aperçu de la dynamique de redistribution des sédiments à partir des berges actives, celles-ci ont également été équipées. Les traceurs ont été introduits le long de deux ou trois verticales par berges (Figure 7.11). Un ou deux amas ont été injectés par verticale (Figure 7.11). Les particules ont été disposées soit dans les parois des berges, enfoncées sur une profondeur d'environ 5 cm, soit au niveau de replats. En 2010, 45 particules ont été injectées sur le secteur 1, 151 sur le secteur 2 et 100 sur le secteur 3. En 2011, 180 particules ont été rajoutées sur le secteur 1.



**Figure 7.11** Exemples de localisation de clusters au niveau des berges.

Les carrés gris correspondent aux clusters injectés dans les berges, les carrés noirs aux clusters injectés en pied de berges. En encadré, l'identifiant des clusters concernés (cf. Figure 7.9).

Au final, le nombre total de traceurs introduits en 2010 est de 597 sur le secteur 1, de 632 sur le secteur 2 et de 722 sur le secteur 3. En 2011, ont été ajoutés 987 particules supplémentaires sur le secteur 1.

#### 2.1.4. GRANULOMETRIE DES TRACEURS

La reconstitution fidèle des déplacements de la charge de fond ainsi que l'identification précise des conditions de sa mise en mouvement nécessitent que la taille des traceurs utilisés soit la plus proche possible de celle des sédiments du lit (Hubbell et Sayre, 1964, cité dans Haschenburger et Church, 1998). La granulométrie de référence retenue est celle de surface. Ce choix apparaît évident pour ce qui est de la détermination des débits critiques de mobilisation puisque la mobilité de la totalité des sédiments composant le lit est contrôlée par la mobilité des particules de surface. Un biais est en revanche introduit pour ce qui concerne la reconstitution des déplacements car la taille du matériel transporté est généralement plus proche de celle de subsurface que de surface.

La granulométrie des traceurs injectés au niveau des seuils (en amas ou le long des profils) est identique à celle de chacun des seuils. Cependant, en raison de la dimension des transpondeurs, seules les particules dont la taille excède le  $D_{50}$  ont pu être marquées. Une exception concerne le seuil S2 CP situé sur le secteur 3. Ce seuil est localisé sur un bras secondaire à la granulométrie bien plus fine que le reste du secteur. La taille des plus petites particules marquées est similaire au  $D_{62}$ .

Pour les autres unités géomorphologiques, nous ne disposons pas de données granulométriques. La granulométrie des amas qui y ont été déposés est la plus part du temps identique à celle du seuil situé immédiatement à l'amont.

Les traceurs introduits au niveau des parties supérieures des berges appartiennent à la plus petite des classes de taille marquées (22,6-32 mm). Ils sont la plupart du temps bien plus grossiers que le matériel *in situ*, composé selon les berges de limons sableux, de sables limoneux ou encore de sables et graviers. Les traceurs introduits au niveau des parties inférieures des berges appartiennent aux deux plus petites classes de taille marquées (22,6-32 mm et 32-45 mm). Leur dimension est davantage conforme à celle du matériel en place.

## **2.1.5. DETECTION**

### **2.1.5.a. PROFILS**

Les particules ont été détectées après chaque évènement hydrologique potentiellement mobilisateur (Figure 7.12). Sur le secteur 1, ces évènements sont au nombre de deux la première année et de trois la seconde. Sur les secteurs 2 et 3, une seule détection a été effectuée chaque année.

La procédure mise en place est la suivante. Dans un premier temps, le profil d'implantation est matérialisé à l'aide d'une ficelle tendue entre deux piquets positionnés à chacune des extrémités du profil. Tout d'abord, au moins deux passages avec la grande antenne sont effectués. Ensuite, un levé topographique est effectué afin de s'assurer que les particules non détectées n'aient pas été ensevelies. Toute particule non détectée et non enterrée est alors considérée comme mobilisée. Les particules pour lesquelles un doute subsiste sont systématiquement classées comme non mobilisées.

### **2.1.5.b. AMAS**

Les distances et trajectoires ont été reconstituées uniquement sur le secteur 1. Le lit a été prospecté dans son intégralité une fois par an au cours de la période d'étiage (sur une distance d'environ 850 m, soit 120 m à l'aval du dernier point d'injection) (Figure 7.12).

La détection est organisée en deux temps. Elle est tout d'abord circonscrite à la position initiale de chaque amas et à ses alentours (2-3 m à l'aval). Ces zones d'emprise spatiale très restreinte sont explorées à l'aide de la petite antenne, dont le signal est de faible portée, afin d'optimiser les chances de détection des particules non ou peu mobilisées. Les recherches sont ensuite élargies à l'ensemble du lit. La grande antenne est alors utilisée. Les parties les plus profondes sont prospectées en bateau.

La position de chacun des amas et de chacune des particules retrouvées est levée au DGPS et leur identifiant est noté. Un suivi topographique des profils levés lors de l'introduction est également assuré. Environ 40 jours de travail (10 jours avec un unique opérateur + 15 jours avec deux opérateurs) sont nécessaires pour mener à bien ce programme. La méthode est donc très chronophage.

Sur les deux autres secteurs, seuls les taux de mobilisation ont été déterminés, et ce uniquement lors de la première année. Les particules ont été détectées sur une dizaine de mètres à l'aval de chaque amas. Il avait été originellement prévu de réaliser les mêmes investigations que sur le secteur 1 mais le temps aura manqué.

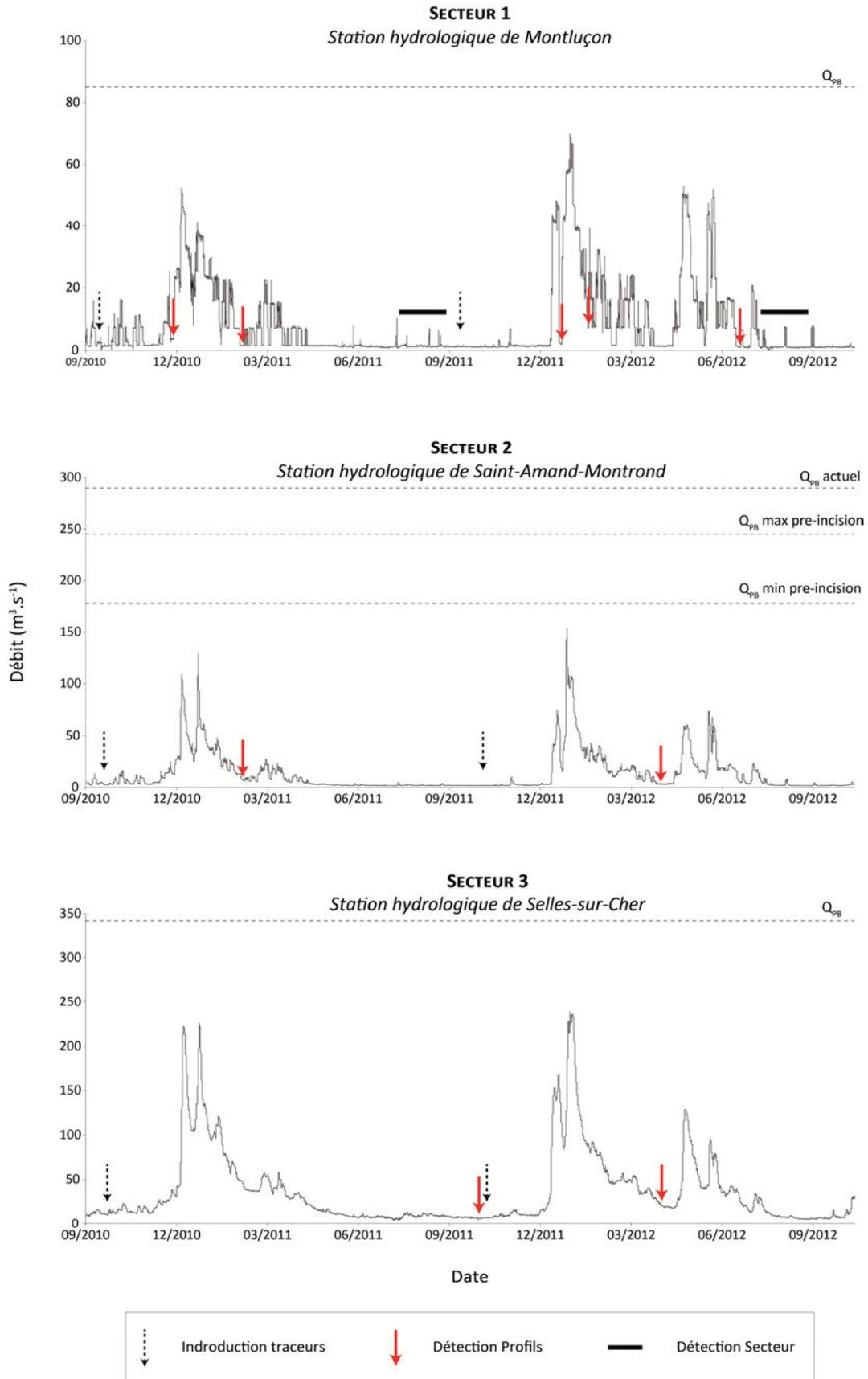


Figure 7.12 Date d'injection et de détection des traceurs.

## **2.1.6. CALCUL DES TAUX DE MOBILISATION ET DETERMINATION DES DISTANCES-SEUILS DE MOBILISATION**

### **2.1.6.a. TAUX DE MOBILISATION**

Pour les profils, les taux de mobilisation ont été calculés à partir de l'ensemble de la population d'origine, exception faite des particules pour lesquelles subsistait un doute relatif à la mobilisation. Il s'agit des particules non détectées et dont la position d'injection a subi un exhaussement de plus de 20 cm.

Pour les amas, les taux de mobilisation ont été calculés à partir des seules particules détectées, puisqu'on ignore si celles non détectées ont été mobilisées.

### **2.1.6.b. DISTANCES-SEUILS DE MOBILISATION**

La distance-seuil de mobilisation correspond à la distance à partir de laquelle les particules peuvent être considérées comme mobilisées.

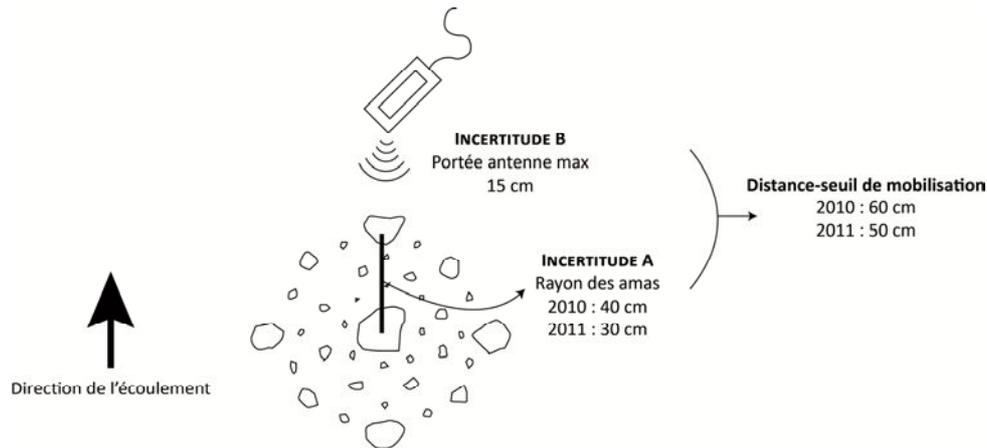
Pour les amas, la détermination de cette distance doit prendre en considération une incertitude liée à la position initiale de chaque particule et une incertitude liée à la localisation des particules lors de leur détection (Figure 7.13). La position initiale de chaque particule n'est pas connue précisément puisqu'on dispose uniquement des coordonnées du centre de chaque amas. De ce fait, la valeur du premier type d'incertitude est égale au rayon des amas (40 cm en 2010 et 30 cm en 2011). Le second type d'incertitude se rapporte à la portée maximale de la petite antenne (15 cm). Pour la plupart des amas, l'incertitude totale, et donc la distance-seuil de mobilisation, a été fixée à 60 cm (40 cm + 15 cm + 5 cm de marge) la première année et à 50 cm (30 cm + 15 cm + 5 cm de marge) la seconde année. Pour certains amas, la plupart situés au niveau de mouilles, la distance-seuil est plus élevée car l'incertitude associée à la position initiale et/ou à la localisation des particules est plus grande (Secteur 1 : M1a, M1b et M2b = 2 m ; M3a, M3b et M4 = 0,8 m. Secteur 2 : B1a, B1b, B2a1, B2a2, M4 = 1,5 m).

De plus, lorsque les amas sont positionnés au niveau d'un profil transversal nettement dissymétrique, tout déplacement perpendiculaire à la direction principale de l'écoulement a été considéré comme résultant de la gravité et les particules concernées n'ont donc pas été classées comme mobilisées (Secteur 1 = PB1, M3B ; Secteur 2 = B1a, B1b, PB1, B2b1, B2b2 ; Secteur 3 = PB1a).

Pour les particules mobilisées en 2011 et en 2012, la distance-seuil de mobilisation en 2012 a été fixée à 1 m.

Pour les traceurs injectés dans les berges, il a également fallu discriminer les déplacements relevant exclusivement de l'action de la gravité de ceux provoqués au moins en partie par les écoulements. Toutes les particules localisées à l'intérieur d'une bande de 1,5 m de large perpendiculaire à la verticale passant par le point d'injection ont été considérées comme non mobilisées.

Enfin, pour les particules injectées individuellement le long des profils, la distance-seuil de mobilisation a été fixée à 40 cm.



**Figure 7.13** Types d'incertitude associés à la détermination de la mobilité des particules introduites au niveau des clusters.

## 2.2. FORMULES DE CALCUL DE LA PUISSANCE SPECIFIQUE ET DES CONTRAINTES DE CISAILEMENT

Pour chaque particule mobilisée le long des profils, a été calculée :

- la contrainte critique de cisaillement  $\tau_c$  :

$$\tau_c = \rho_w g h s$$

avec  $\tau_c$ , la contrainte de cisaillement en  $\text{N.m}^{-2}$ ;  $\rho_w$ , la masse volumique de l'eau ( $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ );  $g$ , l'accélération de la pesanteur ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ );  $h$ , la hauteur d'eau en m;  $s$ , la pente de la ligne d'eau en  $\text{m.m}^{-1}$ .

- le nombre critique de Shields  $\tau_c^*$  :

$$\tau_c^* = \frac{\tau_c}{[g(\rho_s - \rho_w)D]}$$

avec  $\tau_c$ , la contrainte de cisaillement en  $\text{N.m}^{-2}$ ;  $g$ , l'accélération de la gravité ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ),  $\rho_s$  et  $\rho_w$  respectivement la masse volumique du sédiment ( $2650 \text{ kg.m}^{-3}$ ) et la masse volumique de l'eau ( $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ );  $D$ , la taille de l'axe b de la particule exprimé en m.

La hauteur d'eau utilisée est la hauteur d'eau maximale atteinte au droit de chaque profil entre deux relevés consécutifs. Cette hauteur a été déterminée par simple interpolation des valeurs d'altitude mesurées à l'amont et à l'aval des sites d'études. L'altitude au niveau de ces points a été enregistrée à intervalle de temps régulier (toutes les 15 mn) à l'aide de sondes piézométriques Diver disposés dans le lit en bord de berge. La précision de ces mesures a été estimée en les comparant à des mesures d'altitude de la ligne d'eau au DGPS. Elle a été estimée à +/- 5 cm. Pour la pente de la ligne d'eau, cela équivaut à une incertitude de l'ordre de +/- 8 % sur les secteurs 1 et 2 et de +/- 20 % sur le secteur 3.

Le long de chaque profil a également été calculée la puissance spécifique critique  $\omega_c$  :

$$\omega_c = \frac{\rho_w g Q s}{w}$$

avec  $\rho_w$ , la masse volumique de l'eau ( $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ ) ;  $g$ , l'accélération de la pesanteur ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ) ;  $Q$ , le débit en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$  ;  $s$ , la pente du lit en  $\text{m.m}^{-1}$  ;  $w$ , la largeur du lit en m.

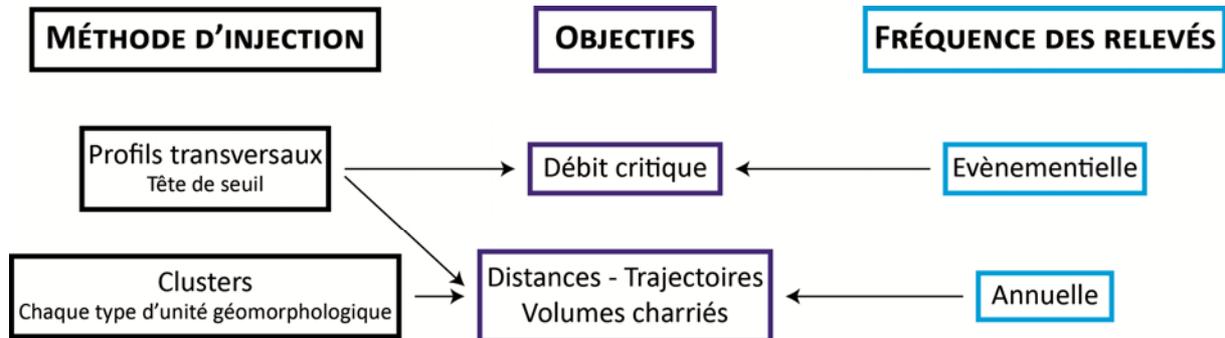
Les débits utilisés sont les débits instantanés enregistrés à un pas de temps horaire au niveau des stations hydrologiques de référence (Montluçon pour le secteur 1, Saint-Amand-Montrond pour le secteur 2 et Selles-sur-Cher pour le secteur 3). En raison de la distance parfois importante séparant site d'étude et station hydrologique, les valeurs de débit ont été corrigées par l'intermédiaire de la formule de Myer :

$$Q = q \left( \frac{A}{a} \right)^{0,7}$$

avec  $Q$ , le débit au niveau du site aval en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$  ;  $q$ , le débit au niveau du site amont en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$  ;  $A$ , la superficie du bassin-versant au niveau du site aval en  $\text{km}^2$  et  $a$ , la superficie du bassin-versant au niveau du site amont en  $\text{km}^2$ .

Aucun affluent majeur ne vient alimenter le Cher entre les sites d'étude et les stations hydrologiques de référence.

La Figure 7.14 résume les principaux objectifs et éléments méthodologiques relatifs au suivi de la charge de fond de 2010 à 2012.

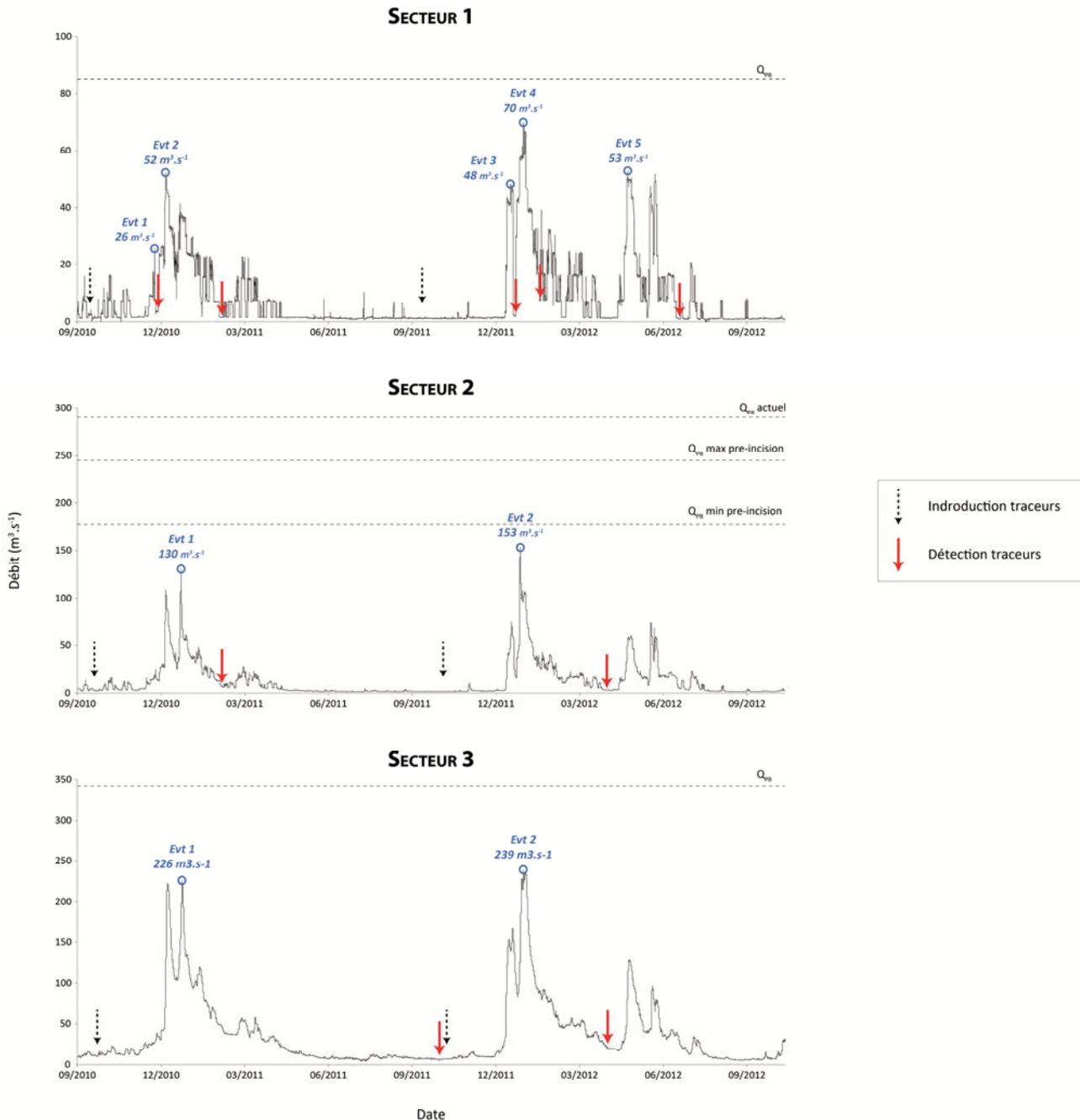


**Figure 7.14** Synthèse des principaux objectifs et éléments méthodologiques relatifs au suivi de la charge de fond entre 2010 et 2012.

### 3. UNE CHARGE DE FOND FREQUEMMENT MOBILISEE

#### 3.1. DESCRIPTION DES EVENEMENTS HYDROLOGIQUES SUIVIS

L'activité hydrologique entre 2010 et 2012 a été très modérée. Aucune crue ne s'est produite et les deux années ont été séparées par un étiage particulièrement sévère (Figure 7.15). Le débit maximal atteint au cours de cette période a été de  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,82 \times Q_{PB}$ ) sur le secteur 1, de  $153 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,53 \times Q_{PB}$ ;  $0,62-0,86 \times Q_{PB}$  pré-incision) sur le secteur 2 et de  $239 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,7 \times Q_{PB}$ ) sur le secteur 3.

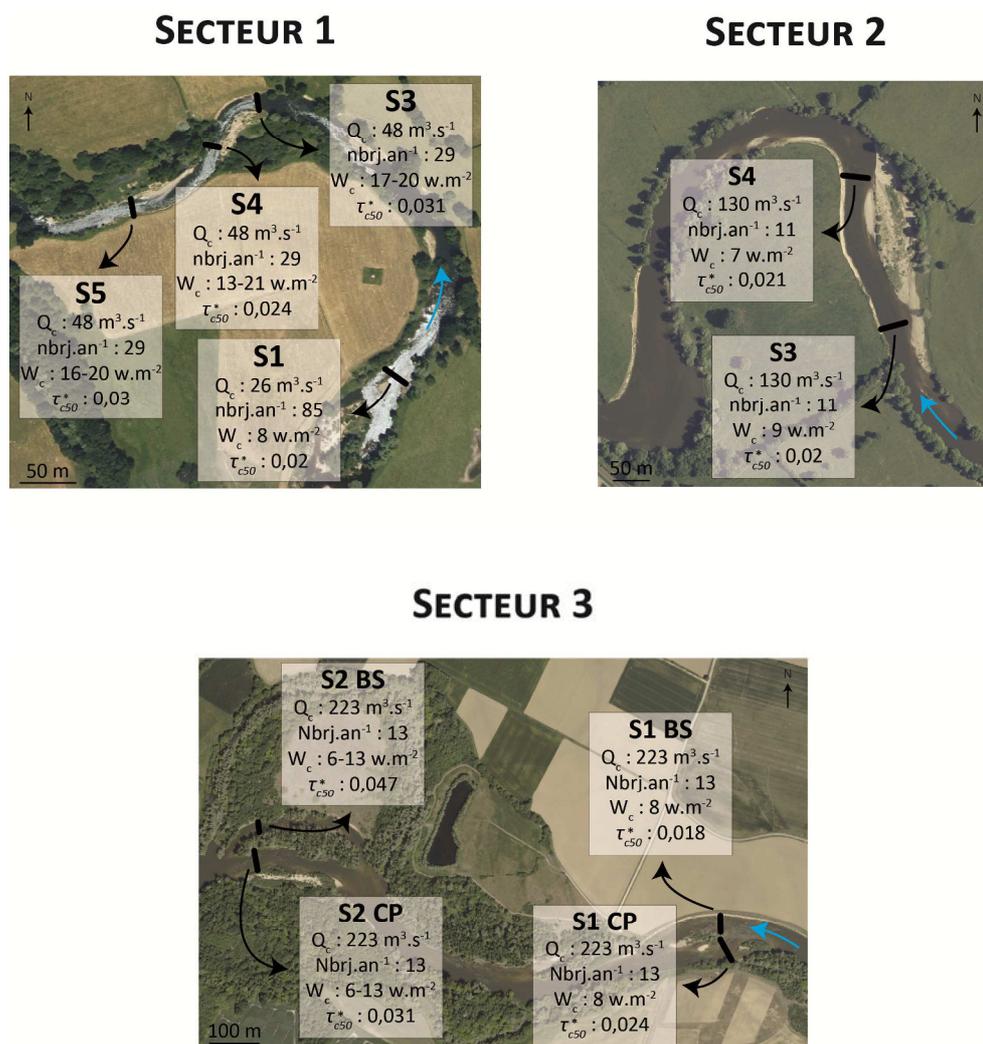


**Figure 7.15** Hydrogramme des deux années de suivi sur chacun des trois secteurs d'étude. Secteur 1 : station hydrologique de Montluçon. Secteur 2 : station hydrologique de Saint-Amand-Montrond. Secteur 3 : station hydrologique de Selles-sur-Cher.

### 3.2. DETERMINATION DES DEBIT-SEUIL DE MOBILISATION ET DES FREQUENCES DE CHARRIAGE

D'une façon générale, il apparaît que les débits de mobilisation sont nettement inférieurs au débit à pleins bords.

Sur le secteur 1, le débit critique de mobilisation (débit à la station hydrologique de référence) est de  $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,3 \times Q_{PB}$ ) pour le profil S1 et de  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour les autres profils ( $0,57 \times Q_{PB}$ ) (Figure 7.16). Cela équivaut à respectivement **85 et 29 jours de charriage par an**. Ces valeurs de débit critique sont surestimées puisqu'elles correspondent au débit instantané maximal enregistré entre deux relevés lorsque qu'au moins une partie des traceurs a été mobilisée.



**Figure 7.16** Débit critique de mobilisation, nombre de jours annuel de charriage, puissance spécifique critique et nombre de Shields pour le  $D_{50}$  sur chacun des seuils équipés de traceurs. (Source photographies aériennes : IGN).

Comparées aux données disponibles dans la littérature, ces valeurs de débits apparaissent relativement faibles. Corrélativement, les fréquences de charriage sont élevées voire très élevées. Par exemple, dans un contexte morfo-climatique similaire à celui du Cher, Houbrecht et al. (2006) rapportent pour de nombreux cours d'eau de dimension variées (taille des b-v :  $0,26-2904 \text{ km}^2$ ) des

débits critiques allant de 29 à 98 % du débit à pleins bords. Les fréquences de charriage associées s'étendent de 0,2 à 19 jours par an. La fréquence de charriage des cours d'eau de dimension équivalente à celle du Cher (taille des b-v > 800 km<sup>2</sup> ; taille du b-v du Cher sur le secteur 1 = 2232 km<sup>2</sup>), n'excède pas 10,5 jours. Dans une étude portant sur 45 cours d'eau américains à régime nival présentant une large gamme de caractéristiques hydrauliques et sédimentaires ( $Q_{PB} = 1-2600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ; Pente = 0,0003-0,05 m.m<sup>-1</sup> ;  $D_{50S} = 27-221 \text{ mm}$ ), Mueller et al. (2005) rapportent des débits critiques compris entre 21 et 123 % du débit à pleins bords, la moyenne atteignant 67 %.

#### SECTEURS 2 ET 3

*Sur le secteur 2, le débit critique de mobilisation (débit à la station hydrologique de référence) est de 130 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (0,44 x QPB. Entre 0,53-0,73 x QPB pre-incision), ce qui équivaut à 11 jours de charriage par an.*

*Sur le secteur 3, le débit critique de mobilisation (débit à la station hydrologique de référence) est de 223 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (0,65 x QPB), ce qui équivaut à 13,4 jours de charriage par an.*

*La gamme de débits documentés sur ces 2 secteurs est relativement étroite. De plus, seuls 2 relevés ont pu être effectués. Pour ces raisons, les valeurs de débit critique proposées sont vraisemblablement plus fortement surestimées que pour le secteur 1.*

### 3.3. UNE COMPÉTENCE ASSEZ ÉLEVÉE

Sur le secteur 1, la compétence de la rivière est également élevée puisque la quasi intégralité du spectre granulométrique est susceptible d'être mobilisée pour des débits largement inférieurs au débit à pleins bords (Figure 7.17).

Pour les quatre profils, l'évènement 2 est le plus compétent (52 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). Le plus gros des traceurs, dont la taille excède le  $D_{90}$  de chacun des seuils, est mobilisé à cette occasion (Figure 7.17). Pour les autres évènements, le plus gros des marqueurs disponibles n'est jamais mobilisé. La taille maximale des particules mobilisées lors de l'évènement 4, évènement pour lequel a été atteint le débit de pointe le plus élevé, est similaire à celle des évènements 3 et 5, d'intensité bien moindre.

D'autre part, pour chaque évènement, la taille de la plus grosse particule mobilisée est très fréquemment au moins supérieure au  $D_{84}$  (Figure 7.17). Sur les profils S3, S4 et S5, l'absence de mobilisation de particules de taille supérieure au  $D_{84}$  au cours des évènements 4 et/ou 5 résulte possiblement d'un biais méthodologique, lié au non remplacement des traceurs entre les évènements 3 et 4 puis 4 et 5. Les particules de taille supérieure au  $D_{84}$  mobilisées lors des évènements 3 ou 4 auraient en effet pu être mobilisées lors des évènements suivants.

Enfin, pour chaque évènement, seule une fraction de chacune des classes granulométriques représentées est mobilisée.

#### SECTEURS 2 ET 3

*La compétence est également élevée sur les secteurs 2 et 3. Pour quasiment tous les profils, la taille des plus gros grains mobilisés chaque année est supérieure au  $D_{90}$  alors que les débits maximaux atteints sont largement inférieurs au débit à pleins bords.*

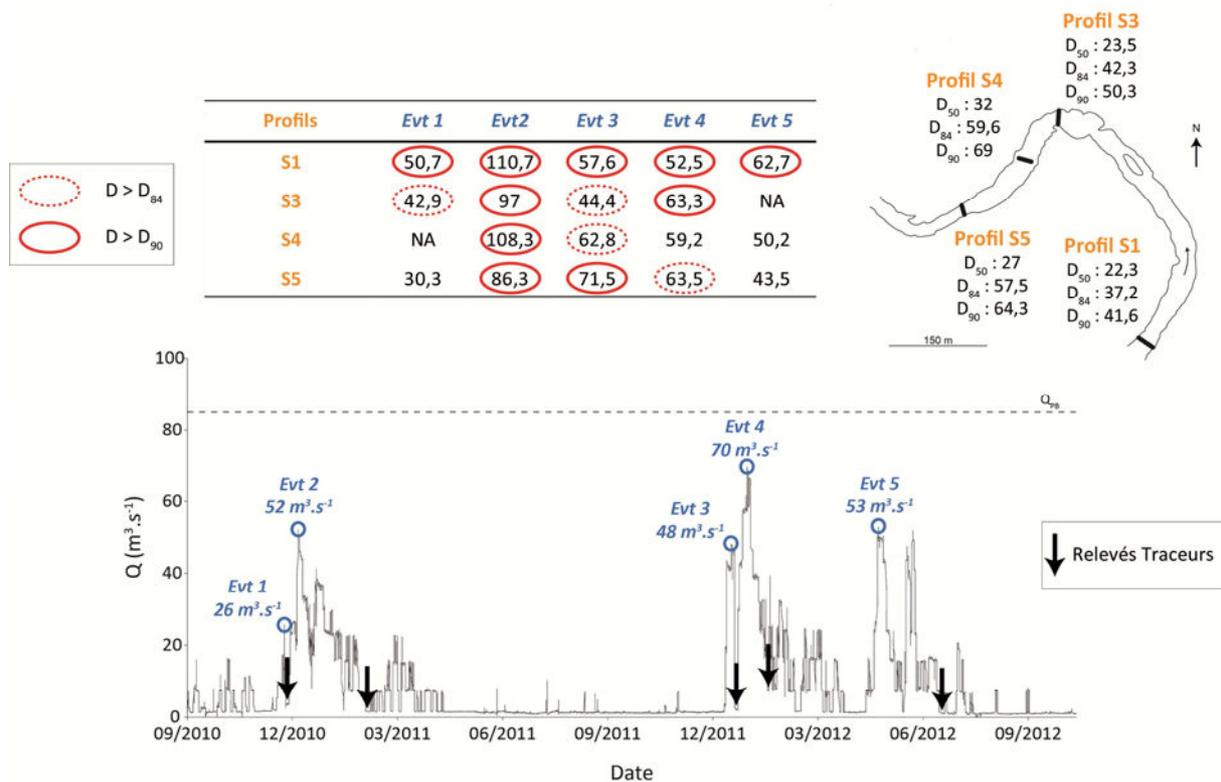


Figure 7.17 Compétence du Cher (en mm) sur le secteur 1 pour chacun des évènements suivis.

### 3.4. CONTRAINTES ET PUISSANCES SPECIFIQUES CRITIQUES

#### 3.4.1. PUISSANCES SPECIFIQUES CRITIQUES

La puissance spécifique critique a été calculée pour chaque profil mais également pour une section moyenne représentative du secteur d'étude. Pour cette section représentative, la largeur de la bande active a été utilisée pour le calcul de la puissance spécifique à  $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (débit critique pour le profil S1) car les eaux sont alors encore intégralement concentrées dans la bande active. En revanche, la largeur à pleins bords, déterminée en appliquant la méthode de Navratil et *al.* (2006), a été utilisée pour le calcul de la puissance spécifique à  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Débit critiques pour les profils S3, S4 et S5). La largeur de la section mouillée pour ce débit est en réalité légèrement inférieure ce qui signifie que la puissance spécifique pour  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  est quelque peu sous-estimée.

Le calcul de la puissance spécifique pour  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  au droit des profils s'est avéré problématique en raison de leur géométrie transversale complexe (Figure 7.10). Pour ces débits, la section mouillée intègre en effet la bande active mais aussi des portions de plaine alluviale très récente (ces dernières correspondent à des unités du lit stabilisées au cours des dernières décennies). De ce fait, une proportion parfois non négligeable du débit total s'écoule en dehors de la bande active. La puissance spécifique a donc été calculée à partir de la largeur de la section mouillée, ce qui fournit une estimation minimale de la puissance spécifique, puis à partir de la largeur de la bande active, ce qui fournit une estimation maximale.

On obtient ainsi pour le profil représentatif du secteur des puissances critiques comprises entre  $10,6 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$  ( $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et  $12,6 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$  ( $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Sur le profil 1, la puissance spécifique critique est d'environ  $8 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16). Elle est comprise entre 17 et  $20 \text{ w.m}^{-2}$  sur le profil S3, entre 13 et  $21 \text{ w.m}^{-2}$  sur le profil S4, et enfin entre 16 et  $20 \text{ w.m}^{-2}$  sur le profil S5 (Figure 7.16).

#### SECTEURS 2 ET 3

Sur le secteur 2, les puissances spécifiques critiques ont pu être déterminées plus précisément puisque emprises de la bande active et du lit mineur sont quasiment confondues. La puissance spécifique critique sur le profil S3 est de  $9,3 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16). Elle est de  $7 \text{ w.m}^{-2}$  sur le profil S4. La puissance critique calculée avec les paramètres moyens du tronçon est comprise entre  $8,7 \text{ w.m}^{-2}$  et  $10,6 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16).

Sur le secteur 3, la puissance critique pour les profils S1 CP et S1 BS est de  $8,3 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16). Au niveau des profils S2 CP et S2 BS, la géométrie du lit est relativement complexe. Le lit mineur est composé de la bande active mais également d'une île et d'un franc-bord. Deux valeurs de puissance ont donc été calculées : la première à partir de la largeur du lit et la seconde à partir de la largeur de la bande active. La puissance critique sur les seuils S2 CP et S2 BS est comprise entre  $6,3$  et  $12,8 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16). La puissance critique calculée avec les paramètres moyens du tronçon est comprise entre  $9,6 \text{ w.m}^{-2}$  et  $13,2 \text{ w.m}^{-2}$  (Figure 7.16).

### 3.4.2. CONTRAINTES CRITIQUES DE CISAILLEMENT

La mobilisation se produit pour des valeurs de  $\tau_c$  comprises entre 4 et  $22 \text{ N.m}^{-2}$ , soit pour un  $\tau_c^*$  compris entre 0,007 et 0,051 (Figure 7.18). La très grande majorité des particules (96,6 %) ont cependant été mobilisées pour des valeurs de  $\tau_c^*$  inférieures à 0,04.

Sur le profil 1, la valeur minimale de  $\tau_c$  est de  $4 \text{ N.m}^{-2}$  alors qu'elle est de  $10\text{-}11 \text{ N.m}^{-2}$  sur les autres profils à l'exception des deux particules mobilisées lors du premier évènement. La valeur minimale de  $\tau_c^*$  est à peu près constante pour toutes les classes granulométriques (0,007-0,008) sur le profil S1 (Figure 7.18). Sur les autres profils, elle diminue lorsque la taille des particules augmente.

Pour les particules dont la taille excède 64 mm (taille largement supérieure au  $D_{84}$  de chacun des seuils), la valeur de  $\tau_c^*$ , à peu près constante, oscille entre 0,007 et 0,01 (Figure 7.18).

Enfin, si on utilise la valeur médiane de  $\tau_c$  le long de chaque profil pour calculer le  $\tau_{c50}^*$ , on obtient des valeurs de 0,02 pour le profil S1 ( $Q_{\text{mob}} 26 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) ; 0,031 pour le profil S3 ; 0,024 pour le profil S4 et 0,03 pour le profil S5 ( $Q_{\text{mob}} 48 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) (Figure 7.16).

Les valeurs de  $\tau_c$  proposées ici présentent un biais majeur puisque n'ont pu être séparées contrainte appliquée aux grains, la seule responsable de la mobilité des particules (Petit, 1990 ; Petit et al., 2005 ; Clifford et al., 1992 ; Robert, 1990 ; Lawless et Robert, 2001) et contrainte « dissipée » par les micro et macro formes du lit. Ces valeurs sont par ailleurs également surestimées car elles ont été calculées pour la hauteur d'eau maximale atteinte entre deux relevés alors que les particules ont pu être mobilisées pour des hauteurs inférieures.

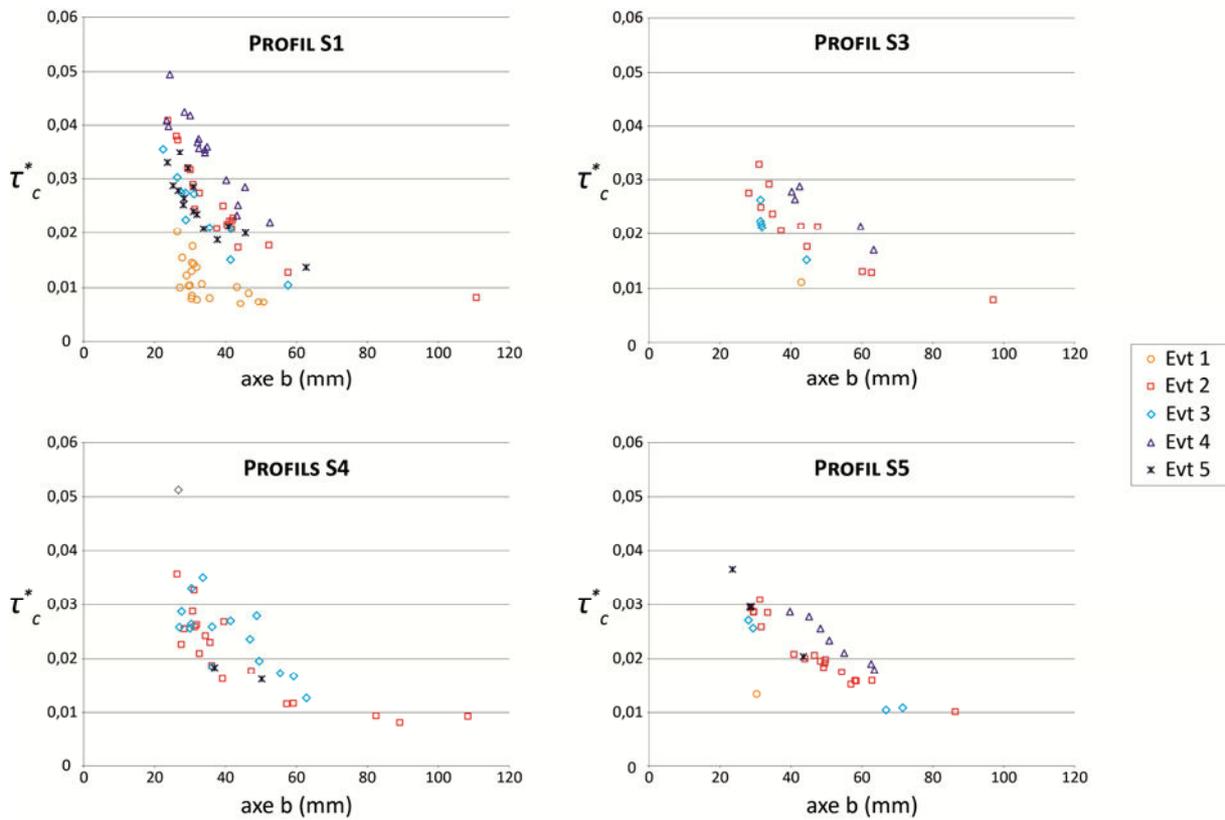


Figure 7.18 Nombre critique de Shields pour chacune des particules mobilisées.

SECTEURS 2 ET 3

Sur le secteur 2, les valeurs de  $\tau_c$  sont comprises entre 8,9 et 14,7  $N.m^{-2}$ , ce qui équivaut à une fourchette de  $\tau_c^*$  de 0,007-0,036. Les  $\tau_{c50}^*$  et  $\tau_{c84}^*$  sont respectivement de 0,02 et 0,01 sur le profil S3 et de 0,021 et 0,013 sur le profil S4.

Sur le secteur 3, les valeurs de  $\tau_c$  sont comprises entre 8,6 et 12,4  $N.m^{-2}$ , ce qui équivaut à un  $\tau_c^*$  compris entre 0,006 et 0,027. Ces gammes de valeurs ne concernent que la première année : les contraintes n’ont pu être calculées la seconde année en raison d’un problème survenu avec une des sondes piézométriques. Les  $\tau_{c50}^*$  et  $\tau_{c84}^*$  sont respectivement de 0,024 et 0,015 sur le profil S1CP, de 0,018 et 0,01 sur le profil S1BS, de 0,026 et 0,014 sur le profil S2CP, de 0,047 et 0,018 sur le profil S2BS.

**3.5. LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND**

**3.5.1. VARIABILITE SPATIALE**

Sur le secteur 1, on observe au cours de la période d’étude une forte variabilité de la mobilité des particules entre les différents profils. Pour chaque évènement suivi et donc pour chaque année au total, le taux de mobilisation est beaucoup plus élevé sur le profil S1 que sur les autres seuils (Figure 7.19). Pour ces derniers, les taux de mobilisation sont relativement proches avec néanmoins une moindre mobilité sur le profil S3 (Figure 7.19).

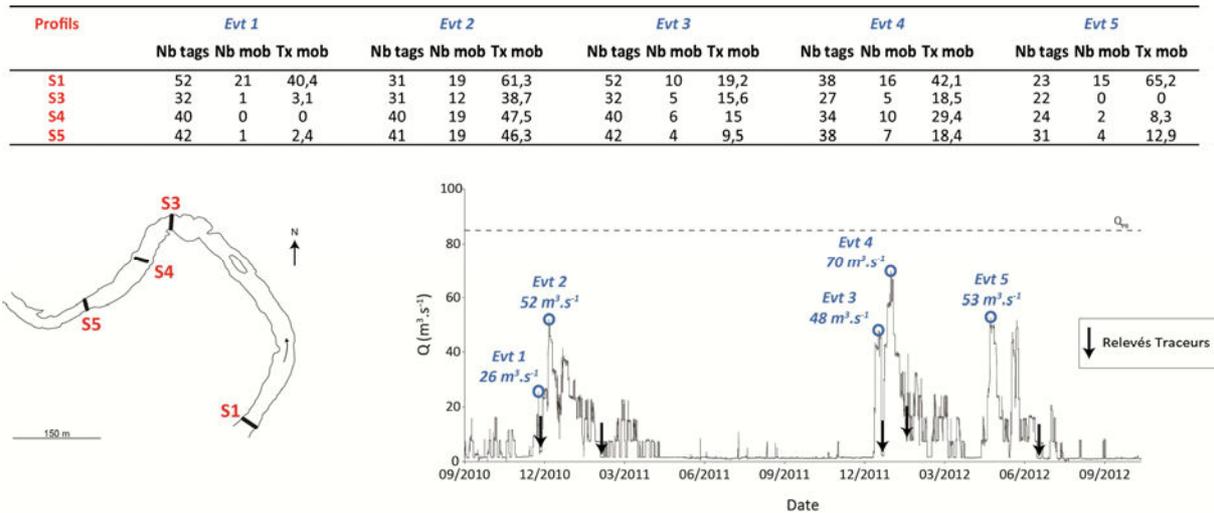


Figure 7.19 Taux de mobilisation événementiel le long de chacun des profils suivis sur le secteur 1.

Par ailleurs, la mobilisation pour chacun des événements suivis est partielle quel que soit le profil considéré. Bien que cela constitue une approximation, on peut assimiler le taux de mobilisation le long de chaque transect à un pourcentage de la largeur du lit sujette au charriage. Inversement, on peut aussi déduire du taux de mobilisation la proportion du lit demeurée immobile. Pour chacune des années de suivi, ce sont ainsi entre 16 et 23 % de la largeur du lit au niveau du profil S1 qui sont restés immobiles. Pour les autres profils, les valeurs vont de 52 à 69 % (Figure 7.20).

Si l'on considère les deux années cumulées, la quasi intégralité du lit a été remaniée le long du profil S1 puisque un peu moins de 4 % de la largeur du lit n'ont pas été mobilisés (Figure 7.20). Pour les autres profils, ce sont entre 30 et 45 % de la largeur du lit qui sont restés inactifs entre 2010 et 2012 (Figure 7.20). Ces portions inactives sont fragmentées puisqu'on retrouve de 5 à 7 segments immobiles selon les profils. La longueur minimum de ces segments est de 0,5 m pour tous les profils. La longueur maximum est de 4,2 m pour le profil S3, de 2 m pour le profil S4 et de 5 m pour le profil S5. Elles ont tendance à être localisées en centre de chenal sur les profils S4 et S5 et en bordure sur le profil S3.

Sur le profil S1, 60 % de la largeur du lit ont été mobilisés à la fois en 2010-2011 et en 2011-2012 (Figure 7.20). Cette proportion diminue nettement pour les autres profils avec des valeurs allant de 16 à 29 %. Ces segments actifs sont très courts, à l'exception du profil S1, avec des longueurs de 0,5 à 2,1 m, et ils sont préférentiellement localisés en marge de chenal (Figure 7.20).

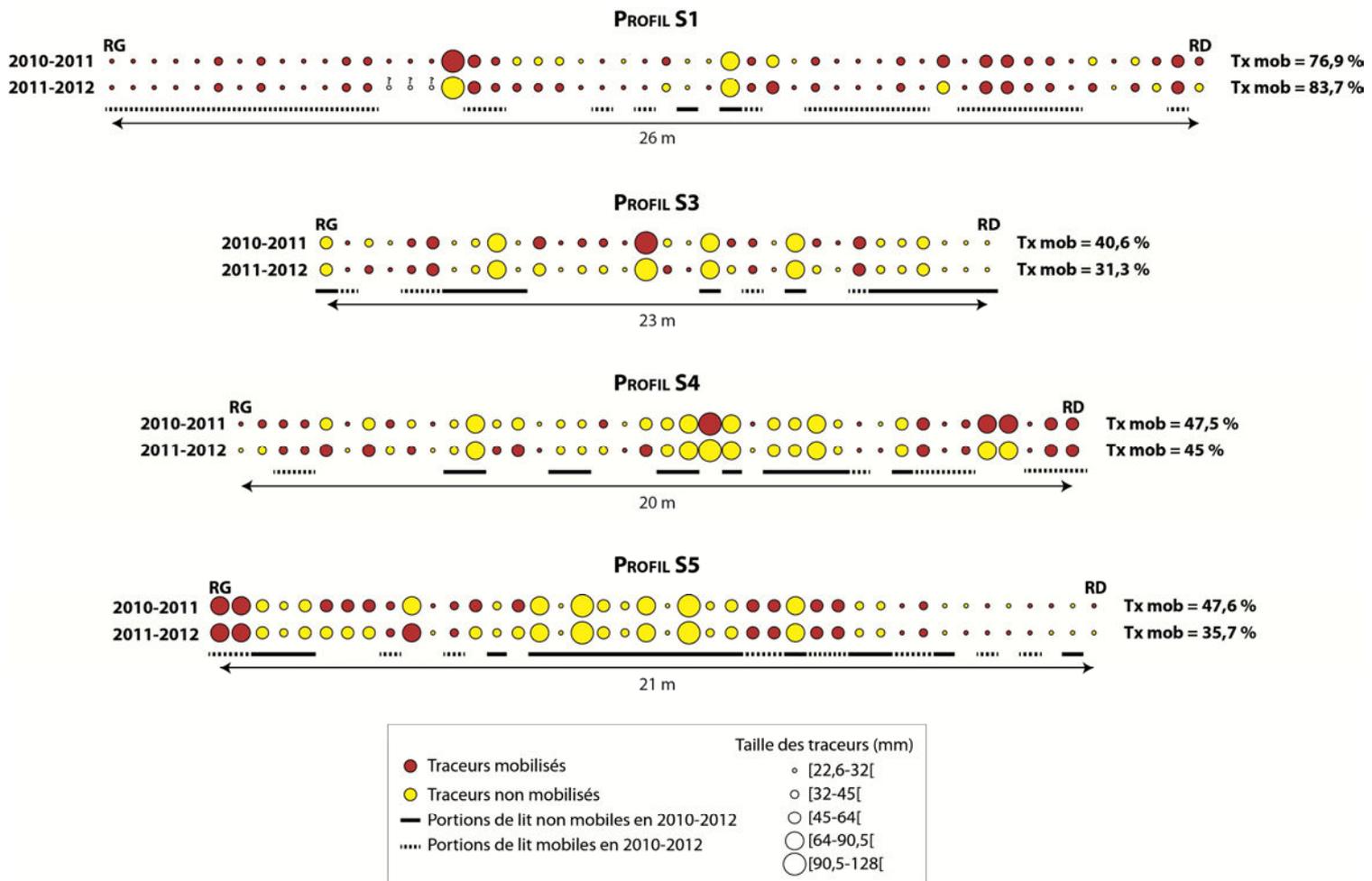


Figure 7.20 Localisation des traceurs mobilisés et non mobilisés chaque année le long de chacun des profils suivis sur le secteur 1.

### 3.5.2. VARIABILITE TEMPORELLE

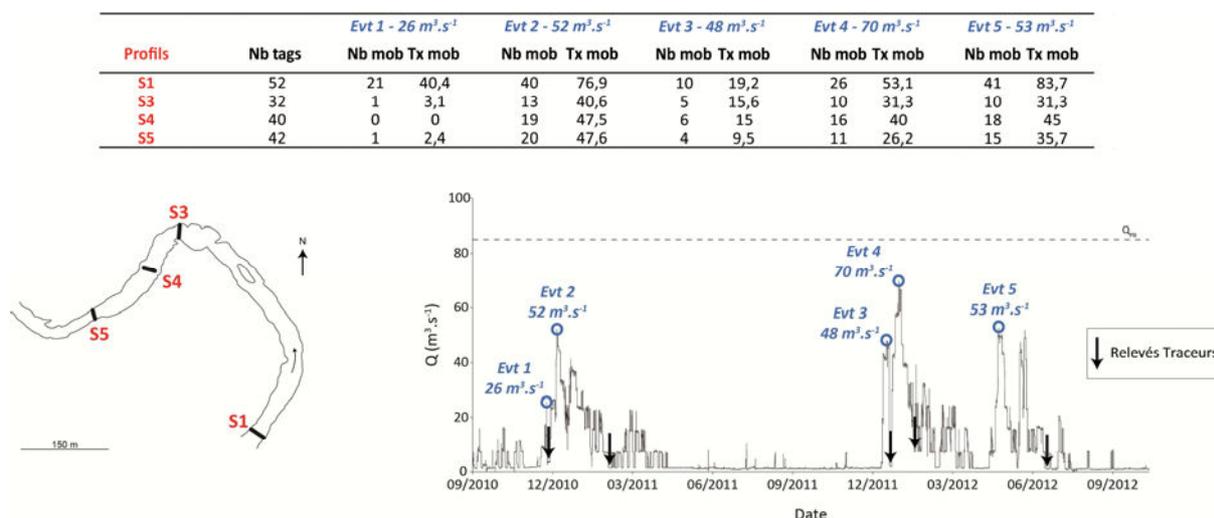
La période d'étude est également caractérisée sur le secteur 1 par une forte variabilité temporelle de la mobilité de la charge de fond.

Pour chacun des profils, seuls les évènements 1 et 3, c'est-à-dire le premier évènement de chacune des années suivies, sont strictement comparables puisque ce sont les seuls pour lesquels tous les profils sont intégralement équipés en traceurs. La mobilisation lors des évènements 2 et 3 peut également être directement comparée pour les profils S3, S4 et S5 car les traceurs sont presque tous demeurés immobiles au cours de l'évènement 1 (Figure 7.19). Pour ces trois profils et ces trois évènements, le taux de mobilisation augmente avec le débit (Figure 7.19). **Le charriage débute entre  $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (évènement 1) et  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (évènement 3)**, puisqu'on passe d'une quasi-absence de mobilisation (évènement 1) à des **taux de mobilisation compris entre 10 % et 15 %** (évènement 3) (Figure 7.19). **Ces taux augmentent nettement pour  $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (évènement 2)**, avec des valeurs comprises entre 39 % et 48 % (Figure 7.19).

Le profil S1 se comporte en revanche de façon très différente. Le débit-seuil de mobilisation y est beaucoup plus faible que sur les autres profils puisqu'on observe un taux de mobilisation de 40,4 % pour un débit de  $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (évènement 1) (Figure 7.19). Etonnamment, le taux de mobilisation pour  $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (évènement 3), qui atteint 19,2 %, est nettement inférieur (Figure 7.19).

La comparaison des autres évènements est plus hasardeuse en raison de l'absence de réalimentation des profils en marqueurs entre deux relevés successifs. De ce fait, la distribution granulométrique des traceurs n'est plus représentative de celle du lit. De plus, le taux de mobilisation peut aussi être biaisé en raison de la possibilité d'une mobilisation spatialement préférentielle.

Ces problèmes de comparaison induits par l'absence de rééquipement des profils entre deux relevés peuvent cependant être partiellement contournés en s'intéressant au taux de mobilisation potentiel maximal (Figure 7.21). Pour les évènements 2, 4 et 5, le taux de mobilisation a ainsi été calculé en comptabilisant les traceurs mobilisés lors de ces évènements mais également ceux mobilisés lors des évènements antérieurs. En procédant de la sorte, les principaux constats précédemment effectués demeurent. L'évènement 2 ( $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) reste le plus mobilisateur, exception faite du profil S1 pour lequel l'évènement 5 ( $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) connaît un taux de mobilisation potentiel légèrement supérieur (Figure 7.21). L'évènement 3 ( $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) conserve des taux de mobilisation très faibles au regard de l'évènement 2 ( $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), avec un débit pourtant tout juste inférieur (Figure 7.21). L'évènement 4 ( $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), malgré le débit de plus forte magnitude observé sur la période d'étude, enregistre des taux de mobilisation bien plus faibles que l'évènement 2 ( $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) (Figure 7.21).



**Figure 7.21** Taux de mobilisation potentiel maximal pour chaque évènement le long de chacun des profils du secteur 1.

On retiendra donc au final que la mise en mouvement de la charge de fond sur le secteur 1 est sujette à une très importante variabilité spatio-temporelle. La charge de fond aura été nettement plus mobile sur le seuil 1 que sur les trois autres seuils. En outre, à débit similaire, les taux de mobilisation d'un évènement à l'autre varient aussi fortement.

### 3.5.3. LES BIAIS RELATIF A LA CARACTERISATION DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA MOBILITE

Concernant ces questions de variabilité spatio-temporelle de la mobilité, et donc de comparaisons inter-profil et/ou inter-évènements, deux biais possibles, concourant à une sous-estimation des taux de mobilisation, doivent être signalés. Le premier se rapporte à un éventuel ensevelissement des particules non mobilisées après la survenue du premier évènement mobilisateur. Il induit une réduction potentielle de la probabilité de mobilisation de ces particules lors du ou des évènements

ultérieurs. Le second biais se rapporte à l'intégration des traceurs à la structure préexistante de la couche de surface. Le risque induit est que les traceurs introduits la seconde année présentent une probabilité de mobilisation plus élevée que les traceurs non mobilisés introduits un an plus tôt. Aucun de ces biais n'aura finalement influencé de façon significative les résultats précédemment présentés. Ils sont donc à considérer comme négligeables. Le détail du raisonnement ayant permis d'arriver à cette conclusion est présenté dans l'Annexe F.

#### SECTEURS 2 ET 3

*Pour les secteurs 2 et 3, les taux de mobilisation sont annuels puisqu'un seul relevé a été effectué chaque année. Comme sur le secteur 1, le transport est partiel.*

*Sur le secteur 2, les taux de mobilisation sont plus faibles sur le profil S3. De plus, ils sont identiques sur le profil S4 (52,4 %) pour les 2 années. Ils diminuent en revanche légèrement sur le profil S3 (36,1 % contre 24,2 %).*

*Sur le secteur 3, les taux de mobilisation sont compris entre 9,4 % et 40 % la première année et entre 20,8 % et 40 % la seconde. Les taux les plus faibles sont enregistrés sur le profil S1 BS. Sur les autres profils, ils sont similaires avec des valeurs s'étalant de 30 à 40 %. Les taux de mobilisation sont relativement stables d'une année sur l'autre pour tous les profils. Le profil S1 BS fait là encore exception puisque le taux double la seconde année.*

### 3.5.4. DISCUSSION : TYPE DE TRANSPORT ET CAUSES DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA MOBILITE

Cette discussion porte exclusivement sur le secteur 1.

#### 3.5.4.a. UN TRANSPORT PRESQUE TOUJOURS PARTIEL

L'inactivité de portions importantes du lit le long de chaque profil étudié ainsi que l'absence de mobilisation d'une partie des particules pour chaque classe de taille constituent autant d'indices d'un **transport sédimentaire partiel**. Celui-ci, défini par Wilcock et Mcardell (1993, 1997), correspond à une mobilisation partielle de l'ensemble des particules constitutives du lit et/ou de chaque classe de taille (Haschenburger et Wilcock, 2003 ; Wilcock et Mcardell, 1997), avec dans ce dernier cas de figure une diminution de la proportion de grains actifs avec la taille des grains.

Le transport partiel peut être apparenté à la phase II du charriage (Carling, 1988 ; Recking, 2010), qui se produit pour un nombre critique de Shields compris entre 0,03 et 0,06 (Lisle et al., 2000) ou au transport marginal de Andrews et Smith (1992) qui se produit pour un nombre critique de Shields compris entre 0,02 et 0,06 (Andrews, 1994). Ces valeurs sont cohérentes avec celles calculées lors des deux années de suivi (0,007-0,051) ou avec la valeur médiane de  $\tau_{c50}^*$  sur chacun des profils (de 0,02 à 0,03).

Par ailleurs, à l'exception de l'évènement 1 sur le profil 1, toutes les valeurs de  $\tau_c^*$  inférieures ou égales à 0,01 concernent des particules dont l'axe b excède le  $D_{90}$  de chacun des seuils ( $D_i/D_{50}$  compris entre 2,5 et 4,7). On retrouve ici la valeur de 0,01 avancée par Fenton et Abbott (1977) pour des particules totalement exposées aux écoulements. Andrews (1983) avait quant à lui calculé une valeur seuil de 0,02 mais pour des rapports  $D_i/D_{50ss}$  supérieurs à 4,2. Sur les seuils S1 et S5, les seuls pour lesquels a été déterminée la distribution granulométrique de subsurface, le rapport  $D_{90}/D_{50ss}$  atteint respectivement 5 et 7,6.

Si la gamme de débit pour laquelle débute le transport partiel a pu être estimée, demeure la question des conditions d'occurrence du transport total ou phase III du charriage, qui correspond à la mise en mouvement de l'intégralité de la charge de fond (Carling, 1988 ; Wilcock et McArdell, 1993 ; Recking, 2010). Il est généralement admis que le transport total se produit pour un  $\tau^*$  en moyenne 2,1 fois supérieure au  $\tau^*_{c84}$  (Wilcock et McArdell, 1993). Recking (2010) et Liébault et al. (2012) se fondent sur la valeur du  $\tau^*_{c84}$  pour établir les conditions d'occurrence du transport total. En s'appuyant sur cette valeur, on peut alors tenter de déterminer le débit critique pour lequel surviendrait le transport total. Pour cela, nous avons calculé au niveau de chacun des profils la contrainte médiane pour le débit mobilisateur. Les valeurs de débit retenues (20 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur le profil 1 et 40 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur les autres profils) sont légèrement inférieures aux valeurs maximums estimées (26 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur le profil 1 et 48 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur les autres profils). Comme ces débits ont été suffisamment compétents pour mobiliser le D<sub>84</sub> au niveau de chacun des profils, on peut dès lors calculer les  $\tau^*_{c84}$  et  $2\tau^*_{c84}$ .

Le transport total commencerait pour des débits supérieurs au débit à pleins bords sur les profils S3, S4 et S5 (Tableau 7.3). Il aurait lieu en revanche en deçà du débit à pleins bords sur le profil 1, avec un  $2\tau^*_{84}$  de 0,018 (Tableau 7.3), ce qui correspond environ à un débit de 35 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Cette conclusion est cependant en contradiction totale avec nos observations de terrain puisque aucun transport total n'a été identifié pour ce débit ni même pour le débit maximum atteint sur la période d'étude (70 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). **Ceci laisserait donc à penser que sur cette rivière, le transport total se produirait en réalité pour des valeurs de  $\tau^*_c$  largement supérieures à  $2\tau^*_c$ .**

**Tableau 7.3** Nombre critique de Shields pour le D<sub>84</sub> et nombre de Shields pour le D<sub>84</sub> au débit à pleins bords.

	S1	S3	S4	S5
$\tau^*_{c84}$	0,009	0,017	0,013	0,014
$2\tau^*_{c84}$	0,018	0,034	0,026	0,028
$\tau^*_{84QPB}$	0,035	0,03	0,022	0,023

Pour les profils S3, S4 et S5, l'absence de données sur l'altitude de la ligne d'eau pour des débits débordants nous empêche de déterminer directement le débit correspondant au  $2\tau^*_c$ . Pour contourner ce problème, nous avons utilisé la formule de Recking (2013) qui, à partir des seules données de débit, de largeur et de pente du lit, permet un calcul du  $\tau^*_{84}$  sur une section transversale moyenne considérée comme représentative du secteur d'étude. Néanmoins, pour que cette formule puisse être appliquée à des débits débordants, il faut pouvoir disposer des valeurs de débits s'écoulant à la verticale du lit mineur. A cette fin, nous avons exploité les résultats d'une modélisation hydraulique réalisée en 1998 (Direction Départementale de l'Allier, 1998) pour sept valeurs de débits débordants au droit de deux transects situés sur la boucle étudiée. Cela a permis d'extraire pour chacun de ces deux transects une loi puissance qui nous fournit une estimation du débit écoulé à la verticale du lit mineur quel que soit le débit débordant total :

$$Q_{channel} = 10,22Q^{0,481}$$

$$Q_{channel} = 6,35Q^{0,609}$$

La valeur du  $2\tau_{84}^*$  (avec  $\tau_{84}^*$  calculé pour un débit de  $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) serait ainsi atteinte pour des débits instantanés compris entre 152 et  $215 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Les périodes de retour correspondantes sont respectivement de 2,7 et 8,2 ans (ajustement de Gumbel sur la période 1988-2012). Le transport total sur cette boucle de méandre se produirait donc pour des débits dont la période de retour est au minimum comprise entre 2,7 et 8,2 ans. Si l'on considère comme cela semble être le cas pour le profil 1, que le transport total se manifeste pour des valeurs de  $\tau_{84}^*$  bien supérieures à  $2\tau_{c84}^*$ , ces valeurs de périodes de retour s'avèreraient alors amplement sous-estimées. Par ailleurs, on pourrait assister sur certaines rivières à une absence d'accroissement de l'énergie dans le lit mineur lors des crues (Ryan et al., 2002 ; Wormleaton et al., 2005). Dans ce cas de figure, le transport total sur le Cher ne serait alors jamais en mesure de se produire.

Au final, le transport de charge de fond sur ce secteur du Cher peut donc être raisonnablement envisagé comme presque intégralement limité aux phases I et II (Carling, 1988 ; Recking, 2010 ; Ashworth et Ferguson, 1989 ; Wilcock et McArdeil, 1993 ; Frey et Church, 2011). Ce constat rejoint au moins en partie celui de Parker et al. (1982a) pour qui le ratio  $\tau^*/\tau_c^*$  sur la plupart des rivières à graviers, qualifiées de *threshold rivers* (Lisle et al., 2000 ; Church, 2006) n'est presque jamais supérieur à 2-3. A titre de comparaison, la rupture totale de la couche d'amure, et donc le transport total, se produit sur l'Aisne et sur l'Ourthe orientale pour des débits inférieurs au  $Q_{10}$  (Houbrechts et al., 2012). Sur la Carnation Creek, (Haschenburger et Wilcock, 2003) la période de retour du débit nécessaire à la mobilisation totale de la surface du lit n'excède pas les 7 ans. Sur un secteur de l'Ebre situé à l'aval d'un barrage, Vericat et al. (2006) rapportent une rupture totale de la couche d'armure pour  $Q_8$ .

### 3.5.4.b. LES CAUSES DE LA VARIABILITE SPATIALE

Les très nettes différences dans les taux de mobilisation et les débits seuils de mobilisation entre le profil 1 et les autres profils ont été imputées à une différence de granulométrie et/ou de structure entre ces profils.

#### ▪ Effet de texture

Le  $D_{50}$  et le  $D_{84}$  sur le seuil S1 sont inférieurs de respectivement 5 % et 14 % par rapport au seuil S3, de 44 % et 60 % par rapport au seuil S4 et de 20 % et 48 % par rapport au seuil S5. Les écarts avec le seuil 3 sont moins marqués qu'avec les autres seuils et sont pour cette raison à prendre avec précaution. De plus, si l'on prend en compte l'incertitude statistique associée au  $D_{50}$ , la gamme des valeurs sur le seuil S1 et sur le seuil S3 se recouvrent partiellement.

#### **Une différence de texture induite par un différentiel d'alimentation sédimentaire ?**

Cette différence de texture est interprétée comme la conséquence probable d'une alimentation en sédiments en provenance de l'amont plus abondante sur le seuil 1 (Hassan et Church, 2001 ; Hassan et al., 2007 ; Buffington et Montgomery, 1999 ; Madej et al., 2009). Une quantité importante de sédiments a en effet été injectée dans le chenal par érosion latérale, de la seconde partie des années 1970 jusqu'au milieu des années 2000. Une partie de ces sédiments a ensuite été emmagasinée sous la forme d'un grand banc central situé à l'amont immédiat du seuil (Figure 7.22). Une portion de ce stock, aujourd'hui presque intégralement végétalisé, a ainsi pu se propager dans le chenal, possiblement sous la forme d'une succession de mini vagues sédimentaires (Nicholas et al., 1995 ; Hoey, 1992 ; Wathen et Hoey, 1998 ; Lisle et al., 2001) (macro-slug au sens de Nicholas et al., 1995) ou de nappes de charriage (*bedload sheets* ou *free patches*) (Whiting et al., 1988 ; Recking et al., 2009 ; Nelson et al., 2009, Venditti et al., 2008). Cette forte disponibilité en sédiments aurait alors

notamment permis de limiter le développement d'une couche d'armure. La différence du rapport  $D_{50s}/D_{50ss}$  entre les seuils S1 et S5, les seuls pour lesquels nous disposons de la distribution granulométrique de subsurface, est cependant assez faible. Le taux d'armure sur le seuil S5 (3,2) est supérieur de seulement 18 % à celui du seuil S1 (2,7).

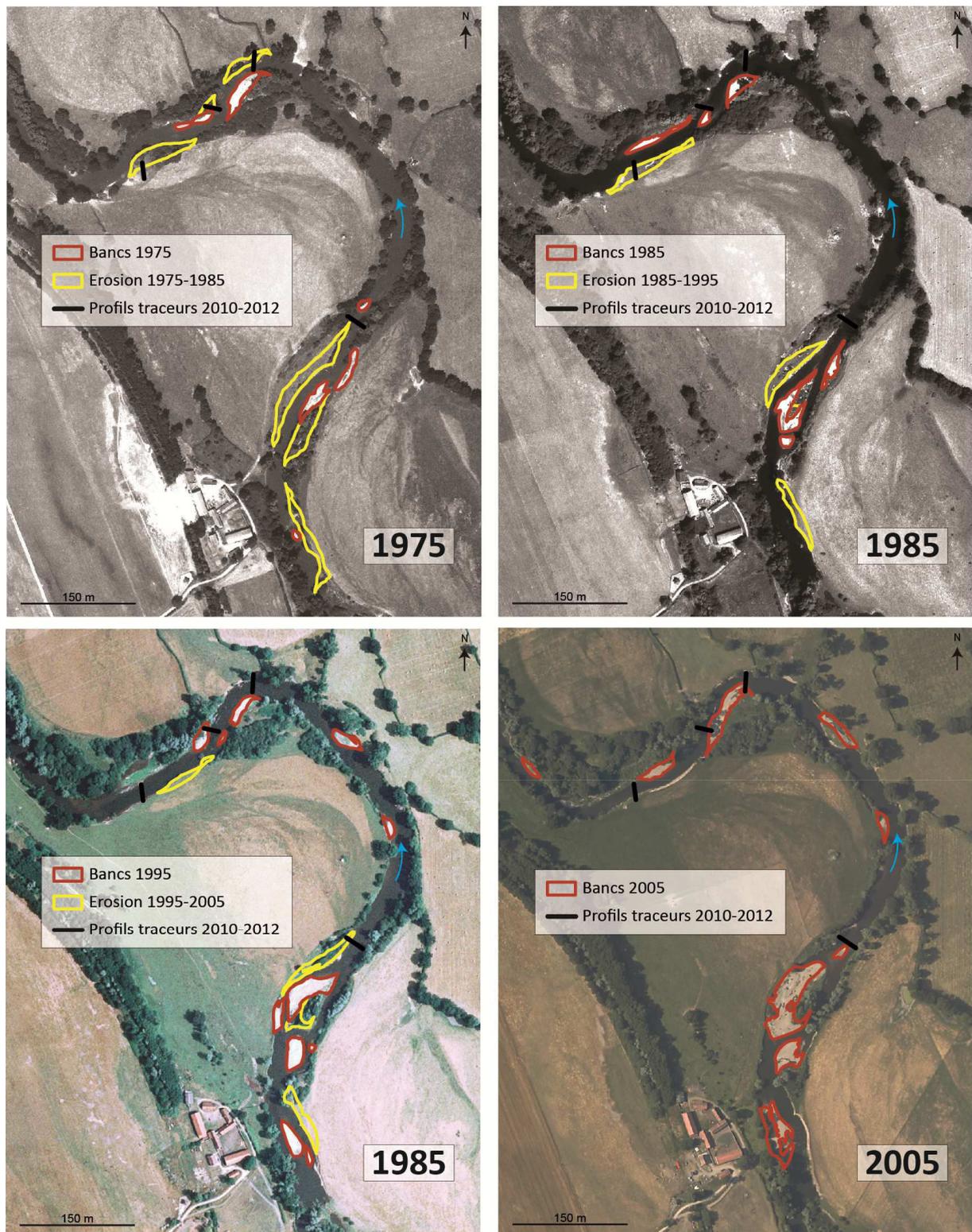
Ce processus d'affinement textural de surface en relation avec une augmentation de la quantité de sédiments de même calibre introduite dans le chenal (ou le phénomène inverse consistant en un accroissement de la granulométrie de surface consécutif à une réduction des apports sédimentaires), est aujourd'hui bien connu et a été notamment décrit par Dietrich *et al.* (1989), Lisle *et al.* (1993), Lisle *et al.* (2000), Buffington et Montgomery (1999) ou encore Nelson *et al.* (2009). Suite à l'introduction de graviers de dimension inférieure à celle de la surface du lit, Venditti *et al.* (2010a, 2010b) rapportent également un affinement de la texture du lit ainsi qu'une augmentation de sa mobilité. Une alimentation avec des sédiments plus grossiers que ceux du lit tendrait en revanche à accroître la granulométrie de ce dernier (Lisle, 2007).

Par ailleurs, un surcroît d'apport sédimentaire augmenterait la proportion du lit actif (Lisle *et al.*, 2000 ; Madej *et al.*, 2009) alors qu'à l'inverse, une réduction de l'alimentation en sédiments provoquerait une rétraction de la largeur active (Lisle *et al.*, 1993 ; Madej *et al.*, 2009). Ces deux mécanismes tendraient donc également à corroborer notre hypothèse de différentiel de mobilité expliqué par un différentiel d'alimentation sédimentaire.

#### **Quantification du différentiel d'alimentation**

Si l'on peut difficilement quantifier le différentiel de disponibilité sédimentaire entre le seuil S1 et les autres seuils puisqu'on ne dispose pas du volume de matériaux grossiers introduits dans le chenal au cours des dernières décennies, on connaît cependant la superficie de plaine alluviale érodée entre 1975 et 2005 (Figure 7.22). Les superficies érodées à l'amont immédiat ou au droit des seuils S3 et S4 sont négligeables. Elles ne concernent par ailleurs que la période 1975-1985. Le ratio entre superficie érodée à l'amont immédiat (200 m) du seuil S1 et superficie érodée à l'amont immédiat (200 m) du seuil S5, égale à 1,7 (2,7 si on comptabilise les superficies érodées sur une distance de 400 m à l'amont de chaque seuil), confirme le différentiel d'alimentation initialement supposé. Pour la période la plus récente, 1995-2005, il s'élève à 3 (4,8 si on comptabilise les superficies érodées sur une distance de 400 m à l'amont de chaque seuil). Les apports sédimentaires lors de cette période nous intéressent plus particulièrement puisque ce sont eux qui influencent directement les conditions de la mobilité entre 2010 et 2012.

La disponibilité en sédiments peut également être abordée via la superficie des bancs situés à l'amont immédiat des seuils (Figure 7.22). Cette superficie a été calculée pour 1985, 1995 et 2005. Le ratio entre la superficie des bancs situés à l'amont immédiat (200 m) du seuil S1 et celle des bancs situés à l'amont immédiat (200 m) du seuil S5 atteint en moyenne 1,8 pour les trois dates réunies. Il est de 2,4 en 2005.



**Figure 7.22** Localisation de l'érosion en plan et des bancs sur la boucle étudiée entre 1975 et 2005. (Source photographies aériennes : IGN).

Par ailleurs, la probabilité de remobilisation des sédiments composant les bancs localisés à l'amont du seuil S5 est vraisemblablement faible. Il s'agit en effet de bancs de convexité au niveau desquels les vitesses d'écoulements sont peu élevées. Ces bancs peuvent être assimilés à de simples zones de dépôt et ne participeraient de ce fait que très modérément au charriage. En revanche, de

par sa position dans le lit, le banc central situé à l'amont du seuil S1 est directement exposé aux écoulements les plus véloces. Les sédiments qui le composent sont pour cette raison fortement susceptibles d'être remobilisés.

A ce stade du raisonnement doit être posée la question suivante : pour quelle raison la propagation du stock sédimentaire en direction de l'aval ne s'est-elle pas fait ressentir sur les profils S3, S4 et S5 ? Selon Lisle et *al.* (2001), dans le cas de lits dont la pente et la largeur sont peu susceptibles de varier, l'évolution vers l'aval des *slugs* est caractérisée par la dispersion plutôt que par la translation. Ceci aurait alors pour effet de fortement atténuer les effets du slug en direction de l'aval. Le banc situé à l'amont du profil S1 pourrait ainsi se trouver à une distance trop grande des profils S3, S4 et S5 (450, 540 et 650 m) pour que la mini-vague sédimentaire générée ait pu atteindre ces derniers.

- **Effet de structure**

Enfin, à l'effet de texture décrit ci-dessus s'ajoute un effet de structure. Une moindre alimentation en sédiments tend à renforcer ou à favoriser le développement de structures stabilisatrices du lit, ce qui a pour effet de diminuer la fréquence de mobilisation (Hassan et Church, 2000 ; Hassan et *al.*, 2007 ; Church et Hassan, 2002 ; Church et *al.*, 1998). Pour une même granulométrie, Powell et Ashworth (1995) avancent par exemple une contrainte critique 7 fois plus forte dans le cas d'un lit bien structuré. A ainsi pu se mettre en place une boucle de rétroaction positive : la plus faible fréquence de mobilisation sur les seuils en aval aurait induit un renforcement des structures stabilisatrices de la couche de surface, renforcement concourant alors à une réduction de la fréquence de mobilisation. Les seuils S3, S4 et S5 présentent de fait un degré de compaction des grains de surface bien plus élevé que le seuil S1. Si cette composante est très difficile à quantifier (Sanguinito et Johnson, 2012), certains indices de terrain permettent néanmoins de l'estimer. Un très net différentiel de résistance a par exemple été observé lors de l'insertion des traceurs, qui a été beaucoup plus aisée sur le seuil S1 que sur les autres seuils.

#### 3.5.4.c. LES CAUSES DE LA VARIABILITE TEMPORELLE

- **Durée et intensité des débits**

Au cours de la période d'étude, taux de mobilisation d'une part et magnitude des évènements hydrologiques ou durée des débits mobilisateurs d'autre part ne sont pas ou peu corrélés (Figure 7.23, Figure 7.24).

Quel que soit le profil considéré, le taux de mobilisation le plus élevé survient lors de l'évènement 2 (évènements 2 et 5 pour le profil S1). C'est également à cette occasion que sont mobilisées les plus grosses particules (Figure 7.25). Sur les profils S3, S4 et S5, les évènements suivants, d'intensité similaire ou largement supérieure, et de durée très proche ou amplement supérieure, aboutissent à des taux de mobilisation et à une taille maximale des grains mobilisés beaucoup plus faibles (Figure 7.23, Figure 7.24, Figure 7.25).

Le profil S1 se comporte de façon quelque peu différente. Pour les 4 derniers évènements suivis, le taux de mobilisation, et dans une moindre mesure la taille maximale des particules mobilisées, augmentent avec la durée de mobilisation. En revanche, en dépit d'une très courte durée de mobilisation, l'évènement 1, avec un taux de mobilisation relativement élevé, proche de celui atteint lors évènements 3 et 4, fait figure d'anomalie. Enfin, comme pour les autres profils, taux de

mobilisation et taille maximum transportée ne semblent pas contrôlés par l'intensité des évènements survenus.

Au final, d'autres facteurs doivent donc être invoqués pour expliquer la variabilité temporelle de la mobilité.

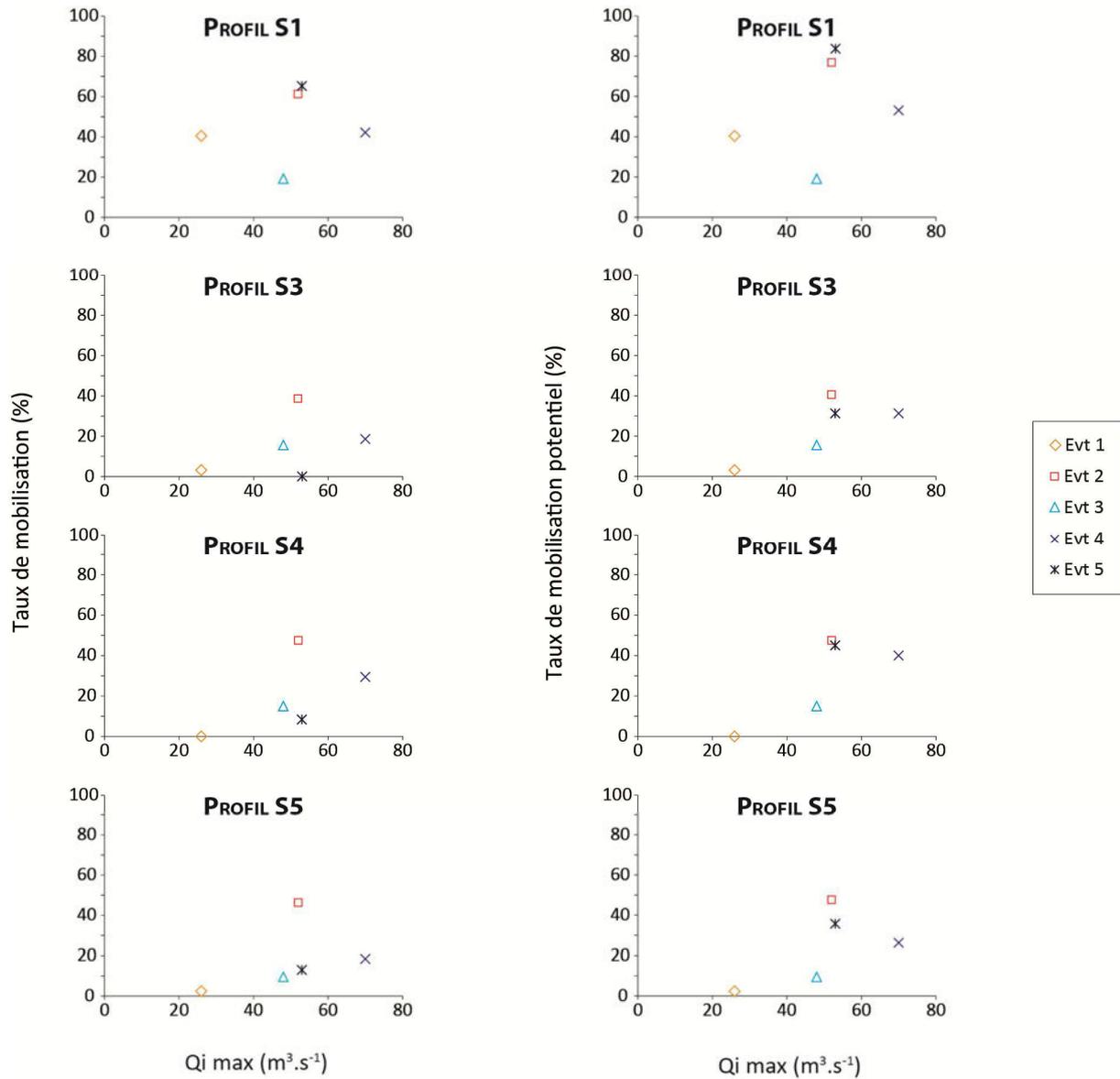


Figure 7.23 Taux de mobilisation et débits évènementiels maximaux.

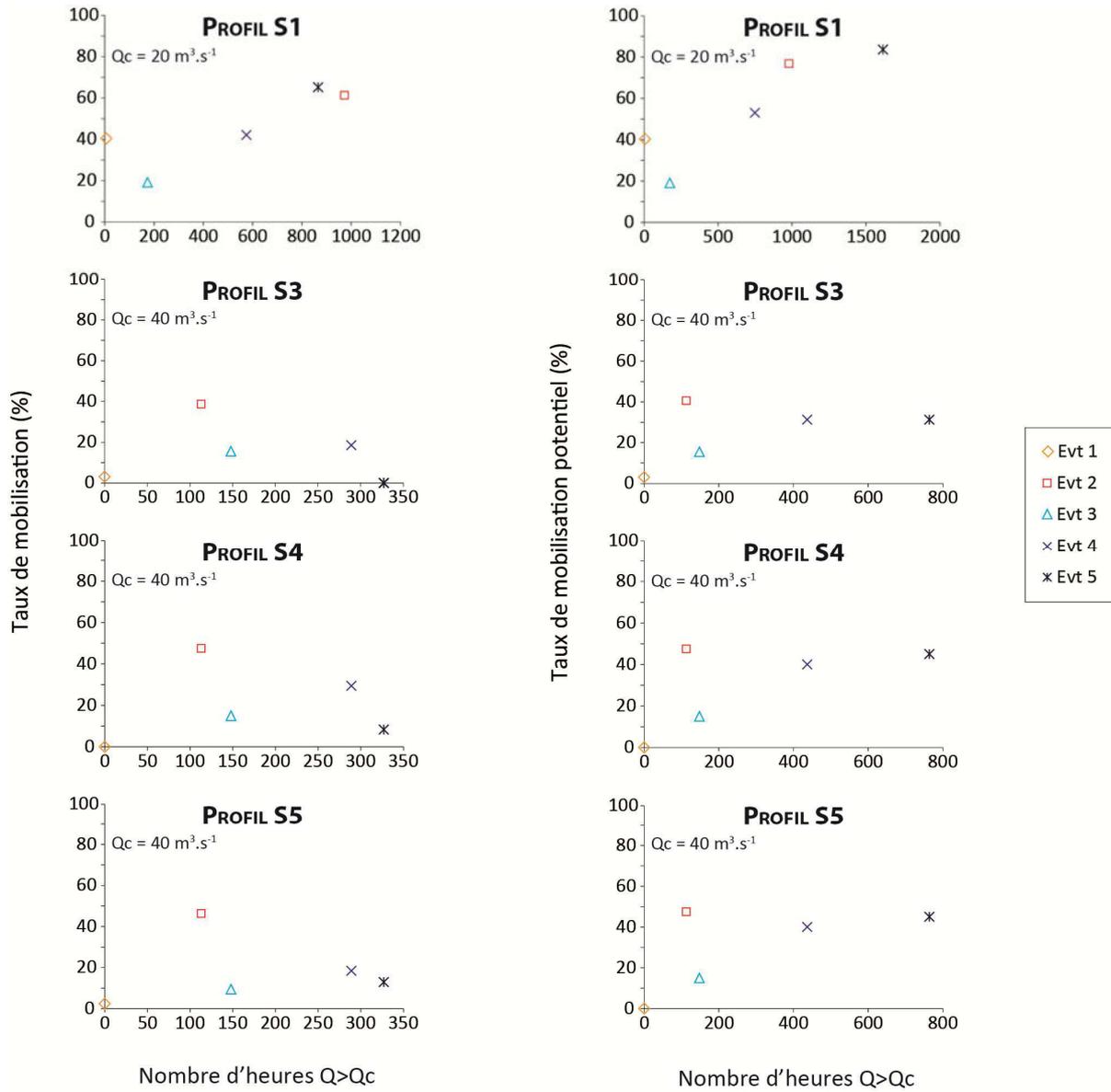


Figure 7.24 Taux de mobilisation et durée des évènements mobilisateurs.

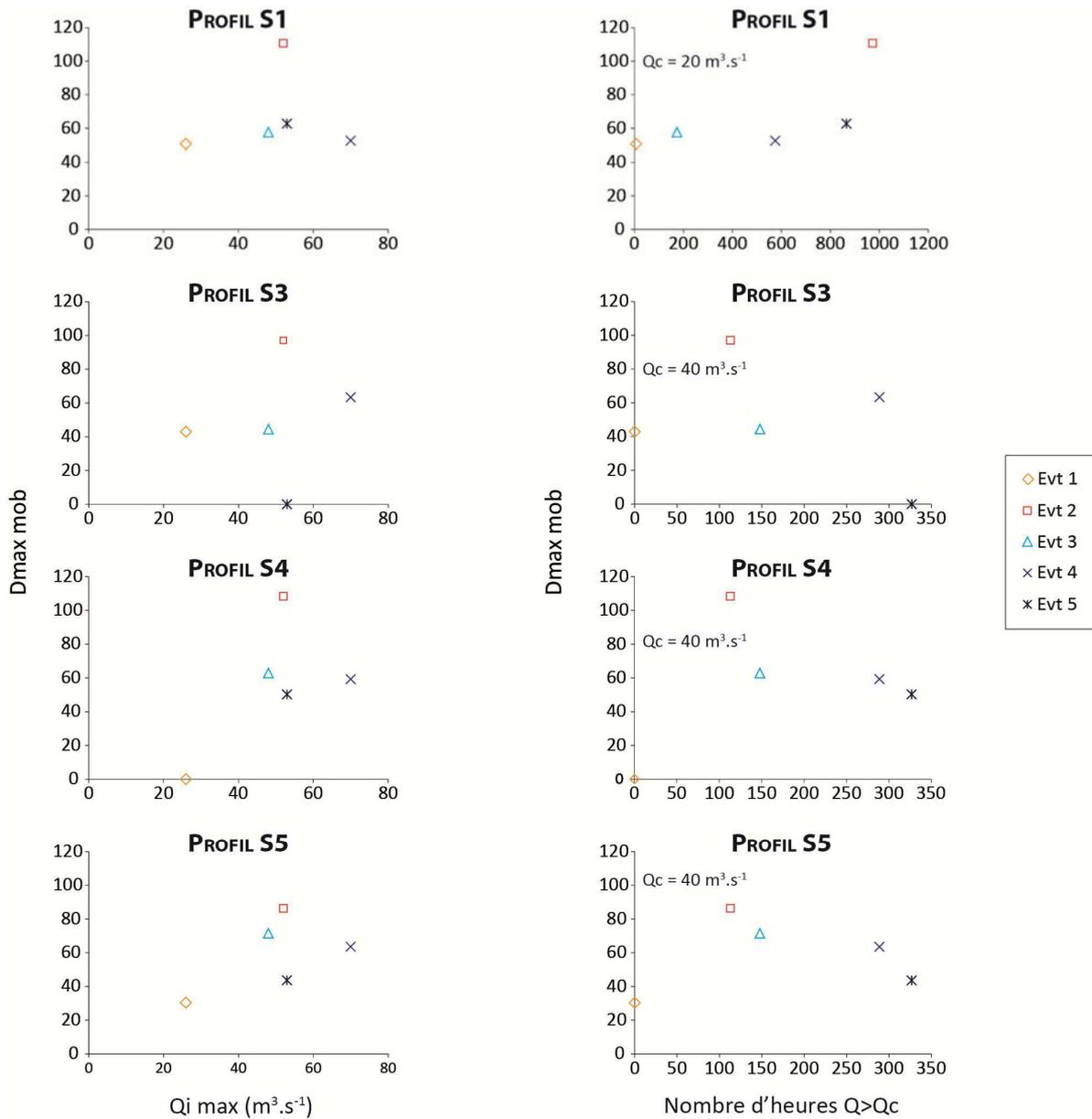


Figure 7.25 Compétence de la rivière pour chaque évènement versus débit événementiel maximal ou durée des évènements.

▪ **Les effets de l'histoire hydrologique récente sur la structuration de la couche de surface**

Le comportement atypique de la charge de fond lors des deux premiers évènements pourrait se rapporter à l'histoire récente des crues et du transport sédimentaire sur la rivière et à ses conséquences sur la structure de la couche d'armure (Figure 7.26) (Hassan et Church, 2001 ; Oldmeadow et Church, 2006 ; Ergenzinger, 1988 ; Reid et al., 1985 ; Hassan et al., 1992 ; Mao, 2012 ; Gomez, 1983a, 1983b, 1991 ; Klingeman et Emmet, 1982 ; Kuhnle, 1992 ; Konrad et al., 2002 ; May et Pryor, 2013 ; Sear, 1992). Sur la Turkey Brook, Reid et al. (1985) ont par exemple distingué deux types de comportement de la charge de fond. Lors de la première crue de la saison, après une longue période d'inactivité du transport sédimentaire, le taux de transport maximal est enregistré durant la phase de descente des eaux. Lors des crues suivantes, le taux maximal est enregistré durant la phase de montée des eaux. Cette inversion de l'hystérèse a été mise sur le compte d'un affaiblissement de

la structure de la couche de surface au cours de la montée des eaux de la première crue de la saison. De façon similaire, la crue du 25 juin 2010 survenue sur le Cher ( $Q_j = 131 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $Q_i = 155 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), dont la période de retour est d'environ 2,7 ans (ajustement de Gumbel à partir du débit maximum annuel entre 1988 et 2013), a pu au moins partiellement déstructurer la couche de surface, rendant ainsi les sédiments composant cette dernière plus aisément mobilisables lors des évènements 1 et 2, survenus cinq mois plus tard (phases 1 et 2 sur la Figure 7.26). Sur la *Turkey Brook*, une durée maximale de deux mois et demi avait cependant suffi à la restructuration de la couche d'armure. Les très faibles valeurs de  $\tau_c^*$  lors l'évènement 1, avec une gamme pour les différentes particules mobilisées s'étalant de 0,007 à 0,02 et avec 52 % des valeurs inférieures à 0,01, plaident également dans le sens d'une faible structuration de la couche de surface. Ces valeurs sont en effet similaires au  $\tau_{c50}^*$  obtenue par Powell et Ashworth (1995) pour une structure de surface libre.

D'autre part, il se pourrait également que la faible magnitude des évènements survenus au cours de la période d'étude ait concouru à un renforcement de la stabilité du lit. Konrad et al. (2002) rapportent ainsi que des évènements mobilisateurs de faible intensité seraient susceptibles de renforcer la stabilité du lit tandis que des évènements de plus forte magnitude seraient à l'inverse en mesure de démanteler ou fragiliser la couche d'armure ou encore de limiter la reformation de structures stabilisatrices du lit. De ce fait, pour un évènement donné, la probabilité de mobilisation après une série de crues de faible intensité sera plus faible qu'après la survenue d'une ou de plusieurs crues de forte magnitude. Dans cette optique, voisine de celle de Reid et al. (1985), les évènements suivis au cours de la période d'étude sont à assimiler à des évènements de faible amplitude alors que la crue de 2010 est à considérer comme un évènement potentiellement perturbateur.

Par ailleurs, au cours des onze mois séparant l'évènement 2 de l'évènement 3, aucun débit mobilisateur n'est survenu et le Cher a subi un étiage sévère pendant près de 8 mois (phase 3 sur la Figure 7.26). Un certain nombre d'auteurs a récemment mis en évidence le rôle fondamental de débits inférieurs aux débits mobilisateurs dans le renforcement de la stabilité de la couche de surface (Paphitis et Collins, 2005 ; Haynes et Pender, 2007 ; Ockelford et Haynes, 2013 ; Monteith et Pender, 2005). Monteith et Pender (2005) ont par exemple examiné dans une expérience menée en flume l'effet sur la stabilité du lit d'évènements hydrologiques de durée et d'intensité variées, mais toujours pour des valeurs de  $\tau$  inférieures à  $\tau_{c50}$ . La stabilité maximale y est atteinte pour les plus faibles débits et les plus longues durées. Il n'est donc pas à exclure que la période d'inactivité du Cher entre les évènements 2 et 3 ait été suffisamment longue pour que s'opère un réarrangement de la structure de surface conduisant à son renforcement et limitant par là-même la mobilité des particules (phases 3 et 4 Figure 7.26). La magnitude des évènements 4 et 5 n'aurait ensuite pas été suffisante pour provoquer une déstructuration de la couche d'armure.

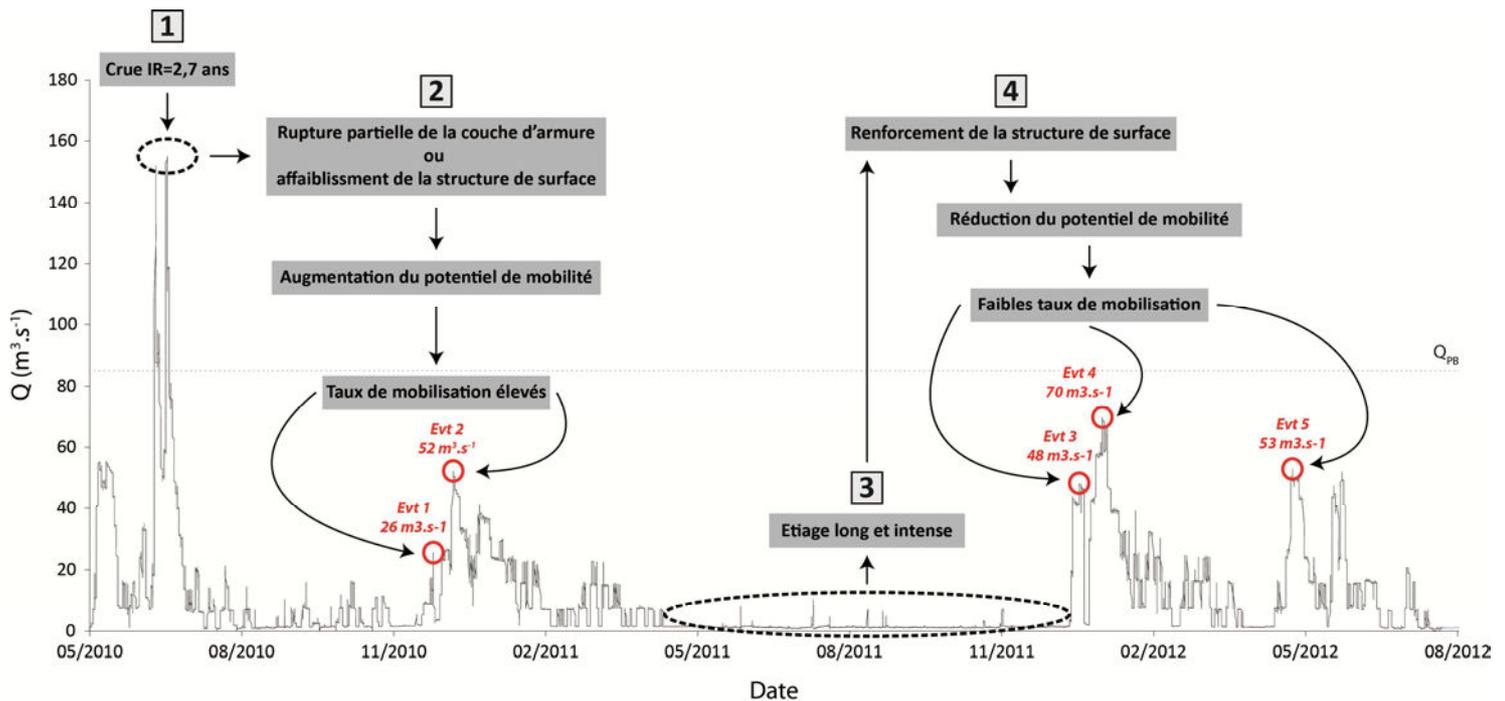


Figure 7.26 Schéma explicatif des processus contrôlant la variabilité temporelle de la mobilité de la charge de fond au cours de la période d'étude.

### SYNTHESE SUR LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND

Pour les trois secteurs d'étude, les débits critiques de mobilisation, largement inférieurs au débit à pleins bords, sont relativement faibles et le charriage est par conséquent fréquent, voire très fréquent. Sur le secteur 1, la charge de fond est mise en mouvement entre 29 et 85 jours par an selon les seuils. Sur les secteurs 2 et 3, la fréquence de charriage est de 11 et 13,4 jours par an. Ces deux dernières valeurs sont par ailleurs vraisemblablement nettement sous-estimées.

La compétence de la rivière est également élevée puisque l'intégralité du spectre granulométrique est mobilisable pour des débits largement inférieurs aux pleins bords.

**Ainsi, l'hypothèse consistant à expliquer la relative stabilité planimétrique des méandres par une incapacité de la rivière à mobiliser fréquemment sa charge de fond doit être clairement rejetée.** Ceci implique que cette stabilité relèverait principalement, si ce n'est exclusivement, des contraintes imposées par les divers aménagements, protections de berges en tête, présents dans le lit du Cher.

Entre 2010 et 2012, le transport sur les 3 secteurs aura été exclusivement partiel. Sur le secteur 1, il a été mis en évidence que le transport total ne pourrait survenir que pour des débits dont la période de retour est au minimum supérieure à 2,7-8 ans. Il est par ailleurs fortement probable que ce transport total ne soit que très rarement, voire jamais, en mesure de se produire. La question des conditions d'occurrence du transport total sur les 2 autres secteurs n'a pas été traitée.

Enfin, a également été mis en évidence sur le secteur 1 une forte variabilité spatio-temporelle de la mobilité de la charge de fond. La variabilité spatiale a été interprétée comme la conséquence directe d'un différentiel d'alimentation en sédiments grossiers en provenance de la

plaine alluviale. L'apport important de sédiments par érosion latérale a très vraisemblablement induit un affaiblissement de la structure de la couche de surface et un affinement de sa granulométrie qui ont alors entraîné une très nette augmentation de la mobilité du lit. La variabilité temporelle a quant à elle été envisagée comme une conséquence des effets de l'histoire hydrologique récente sur la structure de la couche de surface.

Dans le chapitre suivant, sont présentés les résultats relatifs aux distances et trajectoires de déplacement de la charge de fond entre 2010 et 2012.

## **4. LES RELATIONS ENTRE MORPHOGENESE ET DISTANCES/TRAJECTOIRES DE TRANSPORT**

### **4.1. TAUX DE DETECTION DES PARTICULES**

Sauf mention contraire, les résultats ici présentés ne concernent que les particules injectées au niveau des unités géomorphologiques présentes dans le chenal.

Les taux de détection au cours de la période d'étude sont très satisfaisants. Supérieurs à 80 % chaque année, ils correspondent aux valeurs attendues.

#### **4.1.1. 2010-2011**

Le taux de détection en 2010-2011 est de 84,6 % (Figure 7.27). En fonction des lieux et de la méthodologie d'injection (en clusters ou le long de profils transversaux), les taux sont compris entre 55,8 % et 100 % (Figure 7.28). Les plus faibles concernent le profil du seuil S1, les clusters des seuils S1 et S5 et de la mouille M1a, tous inférieurs à 80 % (Figure 7.28). Sur les seuils, les taux relativement bas sont sûrement imputables à l'ensevelissement sur place de la majorité des particules non détectées. Sur la mouille amont, le faible taux est vraisemblablement dû à la présence d'une souche à l'aval immédiat du point d'injection des traceurs. La mobilité des particules a été fortement contrainte par cet obstacle. Les traceurs sont très vraisemblablement demeurés très proches les uns des autres, ce qui a de fait limité les possibilités de détection.

Pour les particules disposées dans les berges, le taux de détection est de 97,8 %.

#### *Secteurs 2 et 3*

*Les taux de détection sur les secteurs S2 et S3 sont respectivement de 74,2 % et 79,1 % (pour les particules injectées dans les berges, ils sont de 51 % et 57 %). Ils sont légèrement plus faibles que sur le secteur 1. Cela s'explique principalement par le fait que seules les zones du lit situées quelques mètres ou quelques dizaines de mètres à l'aval des amas ont été prospectées.*

#### **4.1.2. 2011-2012**

Le taux de détection en 2011-2012 pour l'ensemble des particules (particules injectées en 2010 et 2011) est de 81,5 %.

Pour les particules injectées en 2011, les taux de détection par unité d'injection, toujours supérieurs à 80 %, sont élevés (88% au total (Figure 7.27)). Font exception les clusters situés sur les

seuils S1 (37%) et S5 (S5-11) (50%), et dans une moindre mesure celui située sur la mouille M2b (71 %) (Figure 7.28). Les faibles taux sur les seuils sont vraisemblablement dus à l'exhaussement du lit d'une vingtaine de cm, lié sur le seuil 1 à la propagation vers l'aval d'une mini vague-sédimentaire, et lié sur le seuil 5 au développement de renoncules d'eau au niveau du cluster. Cette croissance de la végétation a eu pour conséquence un piégeage local d'une partie de la charge sédimentaire par effet peigne. Sur ces seuils, la majorité des traceurs non détectés n'a probablement pas été mobilisée.

Le taux de détection pour les traceurs des berges est de 80,6 %.

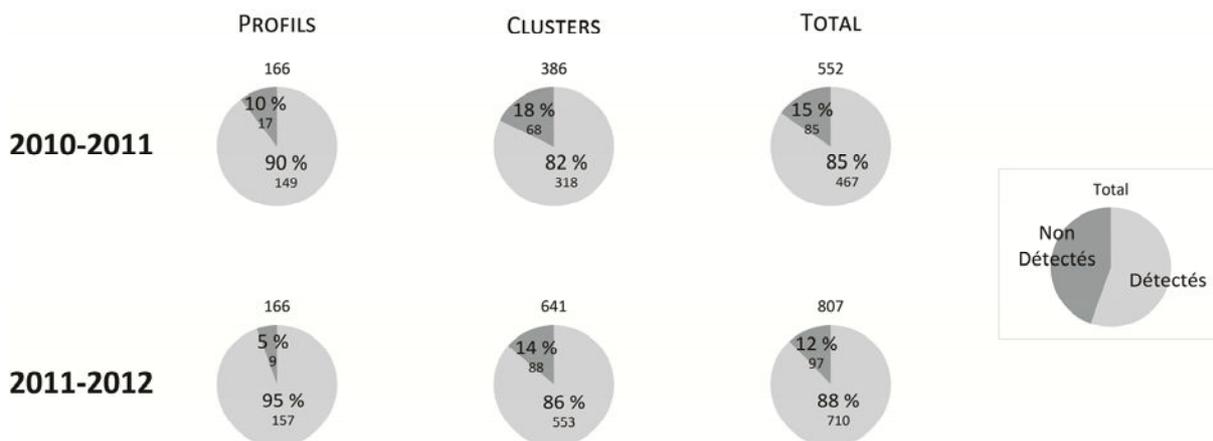
Pour les particules injectées en 2010, le taux de détection total est plus faible (71%). Les taux les plus bas concernent les particules provenant des clusters et profils pour lesquels les taux de détection en 2010-2011 étaient les moins élevés (clusters S1, S5, M1a, profil S1). Ces taux faibles sont de plus largement inférieurs à ceux de 2011. Pour les particules provenant des autres clusters, les taux de détection sont en revanche similaires à ceux de 2011.

*Secteurs 2 et 3*

*Aucune campagne de détection des particules injectées en amas n'a été effectuée en 2011-2012 sur les secteurs 2 et 3.*

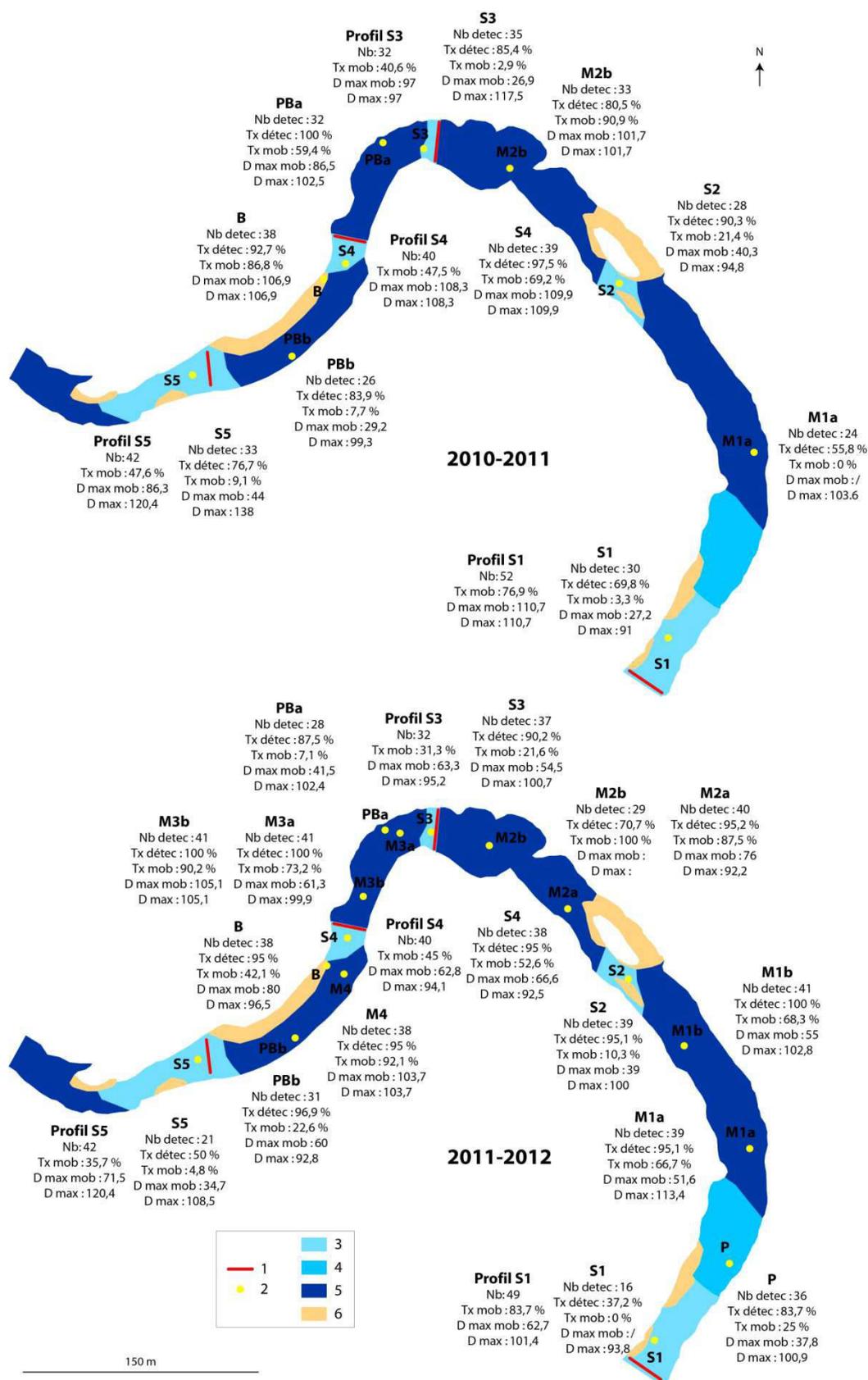
#### 4.1.3. COMPARAISON 2010-2011 / 2011-2012

Le taux de détection en 2011-2012 (81,5 %) est donc légèrement plus faible qu'en 2010-2011 (84,6 %). Il est cependant plus élevé si on ne considère que les particules introduites en 2011 (88 %). Si l'on retient uniquement parmi ces dernières celles introduites au niveau des mêmes emplacements que les particules introduites en 2010, les taux sont identiques les deux années (84,6 %).



**Figure 7.27** Taux de détection en 2010-2011 et 2011-2012.

Les taux de 2011-2012 concernent uniquement les traceurs introduits en 2011.



**Figure 7.28** Taux de détection, taux de mobilisation et taille maximum des sédiments mobilisées en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011 uniquement).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profils. 2 : Traceurs injectés en amas. 3 : Seuils. 4 : Plats. 5 : Mouilles. 6 : Bancs.

## 4.2. TAUX MOBILISATION

Dans cette partie, les taux de mobilisation sont successivement présentés par année, par types d'unités géomorphologiques et enfin par classe de taille.

### 4.2.1. LA MOBILITE A L'ECHELLE ANNUELLE

#### 4.2.1.a. 2010-2011

Le taux de mobilisation est de 44,2 % (Figure 7.29). La mobilisation est plus élevée sur les profils que sur les clusters (55,4 % contre 38,4 %).



**Figure 7.29** Taux de mobilisation en 2010-2011 pour la totalité des traceurs et en 2011-2012 pour les seuls traceurs injectés en 2011.

#### Secteurs 2 et 3

Pour les secteurs 2 et 3, les taux de mobilisation sont respectivement de 22,9 % et 34,4 % (pour les particules injectés dans les berges, ils sont de 11,7 % et 8,8 %). Il s'agit évidemment d'estimations à minima puisque l'essentiel du lit sur chacun de ces secteurs n'a pas été prospecté. Sur le secteur 2, le taux de mobilisation des profils est plus élevé que celui des clusters (42,7 % contre 12,7%). Sur le secteur 3, la situation inverse est observée (28,6 % pour les profils contre 35 % pour les clusters).

#### 4.2.1.b. 2011-2012

Les taux de mobilisation sont tout d'abord présentés pour l'intégralité des traceurs présents dans le lit en début d'année hydrologique. Ils sont ensuite fournis pour les traceurs injectés en 2011, puis pour les traceurs injectés en 2010. Afin de permettre la comparaison entre les deux années, ils sont enfin présentés pour les seuls traceurs injectés sur les mêmes unités qu'en 2010.

**Le taux de mobilisation en 2012 pour l'ensemble des particules est de 48 %** (Figure 7.30).

**Pour les seules particules injectées en 2011, le taux de mobilisation est de 51,8 %** (Figure 7.30). Il est identique pour les clusters et pour les profils (Figure 7.29). Il est supérieur à celui de 2010-2011 (44,2 %). La différence de mobilisation entre les deux années est significative ( $\chi^2$ ,  $p=0,01$ ).

Si l'on considère seulement les traceurs injectés en 2010, le taux de mobilisation est de 39,8 %. Ces traceurs sont moins mobilisés que ceux introduits en 2011 (Figure 7.30). La différence de mobilité est significative ( $\chi^2$ ,  $p < 0,001$ ). Ils sont également moins mobilisés qu'en 2010-2011 (39,8 % contre 44,2 %). La différence n'est cette fois-ci pas significative ( $\chi^2$ ,  $p = 0,251$ ).

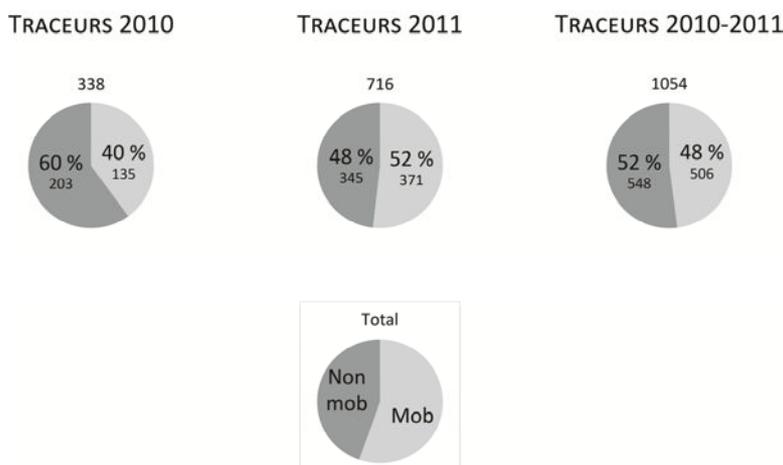


Figure 7.30 Taux de mobilisation des traceurs en 2011-2012.

Nous nous sommes intéressés au taux de mobilisation des traceurs de 2011 injectés au niveau des unités géomorphologiques équipées en 2010 afin d'estimer la différence réelle de mobilité entre les deux années de suivi. Une telle comparaison n'est en effet recevable qu'à la condition de porter sur des emplacements d'introduction identiques. Le taux de mobilisation en 2011-2012, légèrement inférieur à celui de 2010-2011, est de 41,1 %. Si l'on exclut de l'analyse le cluster de la mouille amont, inexploitable en termes de mobilité pour l'année 2010-2011, le taux de mobilisation s'élève à 38,9 % en 2011-2012 (contre 46,5 % en 2010-2011) (Figure 7.31). La différence est significative ( $\chi^2$ ,  $p = 0,02$ ).

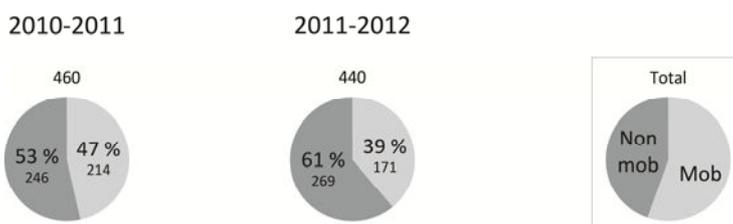


Figure 7.31 Comparaison des taux de mobilisation en 2010-2011 et 2011-2012.

Le taux de 2010-2011 est calculé sans les données de la mouille M3a, inexploitable. Le taux de 2011-2012 est calculé à partir des traceurs injectés sur les mêmes unités que les traceurs 2010.

#### 4.2.2. LA MOBILITE PAR TYPE D'UNITES GEOMORPHOLOGIQUES

Les taux de mobilisation sont très variables d'un type d'unité géomorphologique à l'autre mais également au sein d'un même type d'unité. La mobilité est plus élevée sur les mouilles que sur les seuils (Figure 7.28).

#### **4.2.2.a. LES SEUILS**

##### **▪ Année 2010-2011**

Au niveau des profils, le taux de mobilisation pour l'ensemble des seuils est de 55,4 % (Figure 7.32). Ils sont similaires pour les seuils 3 (Profil S3), 4 (Profil S4) et 5 (Profil S5) (de 40,6 à 47,6 %). Le taux est en revanche plus élevé sur le seuil 1 (Profil S1) (76,9 %) (Figure 7.28). Au niveau des clusters, les taux sont plus faibles, avec des valeurs extrêmes de 3,3 % et 69,2 % (Figure 7.28) et une valeur totale de 23 % (Figure 7.32).

##### **▪ Année 2011-2012**

Au niveau des profils, le taux de mobilisation s'étend de 31,3 à 83,7 % (Figure 7.28) avec une valeur totale de 51,5 % (Figure 7.32). Au niveau des clusters, le taux est plus faible, avec des valeurs extrêmes de 0 et 52,6 % (Figure 7.28) et une valeur totale de 21,9 % (Figure 7.32).

#### **4.2.2.b. LES MOUILLES**

##### **▪ Année 2010-2011**

Le cluster de la mouille amont (M1a) est inexploitable en raison de son positionnement à l'amont immédiat d'une souche, comme cela a été indiqué précédemment. Le taux de mobilisation sur la mouille aval (M2b) atteint 90,9 % (Figure 7.28, Figure 7.32).

##### **▪ Année 2011-2012**

Les taux de mobilisation, élevés, vont de 66,7 à 100 % (Figure 7.28), avec une valeur totale de 81,8 % (Figure 7.32). Au cours de cette année, la mobilisation sur les mouilles est supérieure à celle observée sur les seuils. Que l'on compare le taux de mobilisation sur les mouilles avec celui des profils ou avec celui des clusters sur les seuils, la différence demeure fortement significative ( $\chi^2$ ,  $p < 0,0001$ ).

#### **4.2.2.c. LES AUTRES UNITES DU CHENAL**

##### **▪ Année 2010-2011**

En pieds de berge, la mobilité est relativement réduite. Elle atteint 59,4 % au niveau de la berge amont (PBa) (Figure 7.28). Elle est quasiment nulle au niveau de la berge aval (PBb) (Figure 7.28). Elle est en revanche très forte pour le cluster situé au niveau de la tête du banc principal (B) (86,8 %) (Figure 7.28).

##### **▪ Année 2011-2012**

La mobilité en pied de berges érodées (PBa et PBb) et au niveau du plat (P) est faible avec des valeurs inférieures à 25 % (Figure 7.28). Le taux de mobilisation du cluster situé en tête de banc (B) est de 42,1% (Figure 7.28).

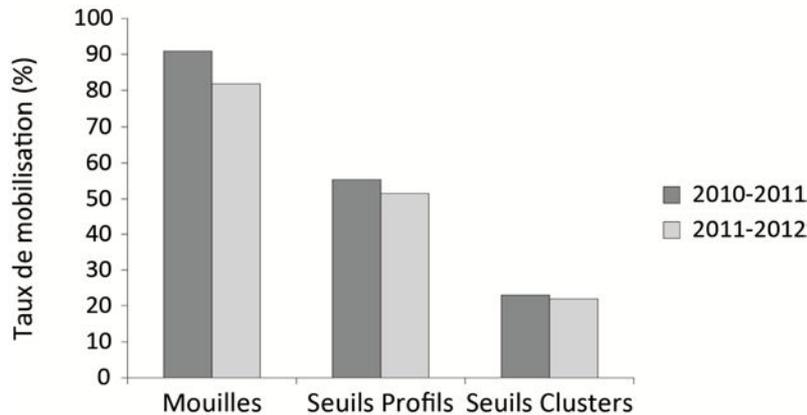
#### **4.2.2.d. LES BERGES**

##### **▪ Année 2010-2011**

Le taux de mobilisation est de 31,8 %. Les clusters des particules mobilisées sont situés à l'amont ou l'aval des berges érodées. Par ailleurs, 20,5 % des particules détectées ont été retrouvées à la verticale de leur point d'injection. Déplacées par simple effet de la gravité, elles ont été de ce fait considérées comme non mobilisées.

- **Année 2010-2011**

Le taux de mobilisation est de 18,6 %. Comme en 2010-2011, seules les particules de clusters situés à l'amont et à l'aval des berges érodées ont été mobilisées. Par ailleurs, 40 % des particules détectées ont été déplacées par simple effet de la gravité.



**Figure 7.32** Taux de mobilisation par type d'unité géomorphologique. Pour les mouilles en 2010-2011, une seule unité est renseignée.

#### 4.2.2.e. COMPARAISON DE LA MOBILITE ENTRE 2010-2011 ET 2011-2012

- **Les seuils**

Au niveau des profils, le taux de mobilisation en 2011-2012 est légèrement inférieur à celui de 2010-2011 pour les seuils S3 et S5 (Figure 7.28). Il est similaire pour le profil S4 et supérieur pour le profil S1 (Figure 7.28). Le taux total est légèrement inférieur en 2011-2012 (51,5 % contre 55,4 %) mais la différence n'est pas significative ( $\chi^2$ ,  $p=0,48$ ).

Sur les clusters, les taux sont en légère diminution, sauf pour le cluster S3 (Figure 7.28). Les taux demeurent très faibles avec une valeur maximale de 21,5 % chacune des années (Figure 7.28). Le cluster S4 fait exception avec un taux de 69,2 % en 2011 et de 52,6 % en 2012 (Figure 7.28). Le taux de mobilisation total en 2011-2012 (21,8 %) est très légèrement inférieur à celui de 2010-2011 (23%). La différence n'est pas significative ( $\chi^2$ ,  $p=0,802$ ).

- **Les mouilles**

La comparaison n'est possible qu'avec la mouille M3b puisqu'elle est la seule pour laquelle on dispose de données en 2010-2011. A l'inverse des seuils, le taux de mobilisation, très important les deux années, augmente légèrement. Il passe de 90,9 % à 100 % (Figure 7.28).

- **Les autres unités du chenal**

En pied de berge amont (PBa), la mobilisation devient quasi nulle en 2011-2012 (Figure 7.28). A l'inverse, elle augmente assez nettement en pied de berge aval (PBb) (de 7,7 à 22,6 %) (Figure 7.28). Elle diminue nettement en tête de banc (B) (Figure 7.28).

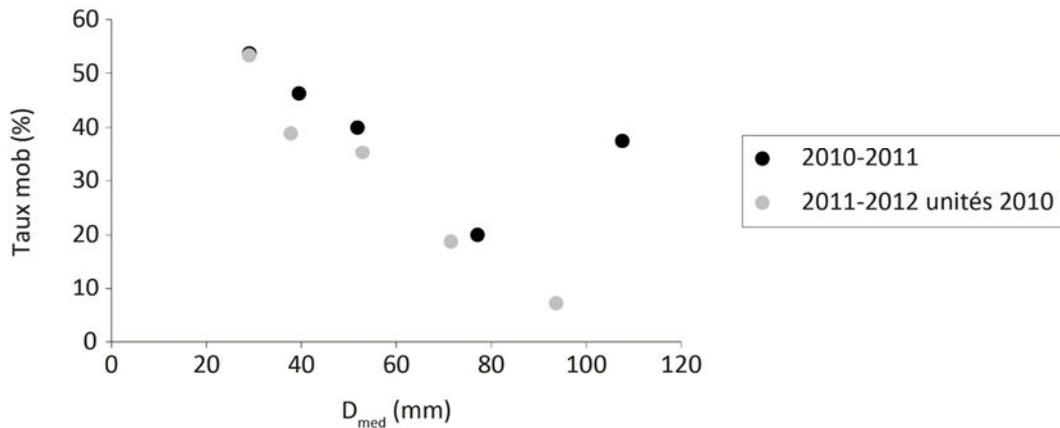
- **Les berges**

Si le taux de mobilisation est nettement supérieur la première année (31,8 % contre 18,6 %), la comparaison est fortement biaisée en raison de la très nette différence entre le nombre de particules injectées (45 en 2010-2011 contre 180 en 2011-2012).

#### 4.2.3. TAUX DE MOBILISATION ET TAILLE DES PARTICULES

Pour chacune des années suivies, le taux de mobilisation diminue en fonction de la classe de taille (Figure 7.33).

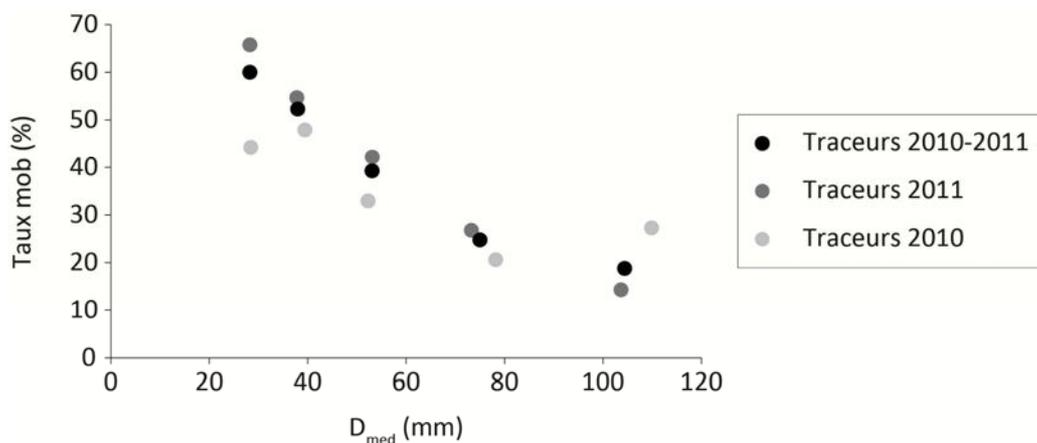
Les taux de mobilisation sont légèrement plus élevés en 2010-2011 pour toutes les classes de taille à l'exception de la plus petite, pour laquelle les taux sont similaires, et de la plus grande, pour laquelle le taux est largement supérieur (Figure 7.33). Les différences ne sont cependant significatives que pour la classe [32-45[ ( $khi^2$ ,  $p=0,005$ ).



**Figure 7.33** Taux de mobilisation par classe de taille en 2010-2011 et en 2011-2012 (sur les mêmes unités qu'en 2010 sans la mouille M2a).

Pour la plus grande des classes de taille, on ne dispose que de trois valeurs en 2010-2011 et d'une valeur en 2011-2012.

Nous avons vu précédemment que lors de l'année 2011-2012, les traceurs introduits en 2010 étaient significativement moins mobiles que ceux introduits en 2011. Cette différence de mobilité se retrouve pour chacune des classes de taille, à l'exception de la plus élevée (Figure 7.34). Elle n'est cependant significative que pour la classe [22,6-32[ ( $khi^2$ ,  $p<0,0001$ ). Par ailleurs, la décroissance de mobilité pour les particules introduites en 2010 est nettement moins marquée et beaucoup plus irrégulière.



**Figure 7.34** Taux de mobilisation 2011-2012 des traceurs 2010 et des traceurs 2011.

## **SYNTHESE SUR LES TAUX DE MOBILISATION DE LA CHARGE DE FOND**

Pour chacune des deux années, la mobilisation pour l'ensemble des traceurs est partielle. Elle est plus élevée en 2011-2012 lorsque l'on considère la totalité des traceurs. Elle en revanche plus faible si l'on compare uniquement les traceurs injectés d'une année sur les autres sur les mêmes unités.

Les taux de mobilisation sont très variables d'un type d'unité géomorphologique à l'autre mais également au sein d'un même type d'unité. La mobilité est plus élevée sur les mouilles que sur les seuils.

La mobilité des particules diminue lorsqu'augmente leur taille.

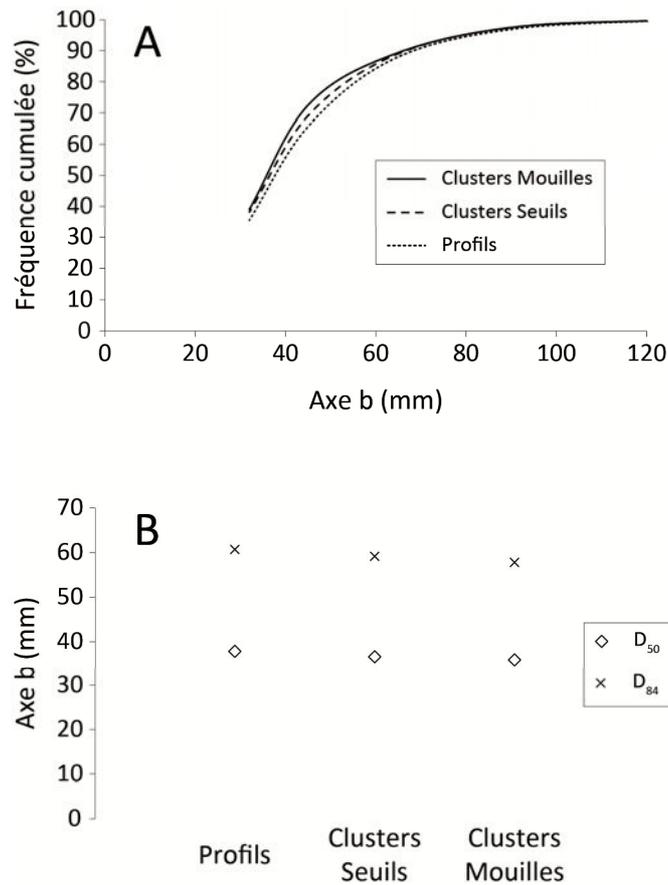
### **4.2.4. DISCUSSION**

#### **4.2.4.a. LA VARIABILITE DE LA MOBILITE ENTRE SEUILS ET MOUILLES**

Nous avons vu qu'au cours des deux années de suivi, les traceurs ont été beaucoup plus mobiles sur les mouilles que sur les seuils. Sur les premières, le taux de mobilisation pour les deux années confondues est de 82,8 %. Le taux annuel par cluster n'est jamais inférieur à 66,7 %. Pour les seuils, le taux de mobilisation pour les deux années confondues au niveau des clusters est de 22,5 %. Le taux annuel par cluster n'excède pas 69,2 %. Sur les profils, le taux pour les deux années confondues est de 53,5 %. Par ailleurs, il se peut que cette différence soit en réalité plus marquée car les taux de mobilisation sur les mouilles M1a, M1b, M2b et M3b sont sans doute sous-évalués en raison d'une moindre précision dans la localisation des particules. La distance-seuil pour laquelle une particule a été considérée comme mobilisée est en effet supérieure à celle retenue pour les autres clusters.

Les clusters disposés en pied de berges érodées et sur le plat présentent également une faible mobilité. La tête de banc se trouve dans une position intermédiaire avec un taux de mobilisation élevé la première année et une mobilisation moindre la seconde.

L'absence de différence marquée entre la granulométrie des tags introduits sur les seuils et celle des tags introduits sur les mouilles (Figure 7.35) (Clusters Seuils / Clusters Mouilles : Kolmogorov-Smirnov,  $p=0,767$ . Profils Seuils / Clusters Mouilles : Kolmogorov-Smirnov,  $p=0,062$ ) laisse à penser que le différentiel de mobilité pourrait être dû à un différentiel d'énergie disponible entre les deux types d'unités. Selon le concept de réversibilité hydraulique, les vitesses et contraintes de cisaillement moyennes en hautes eaux seraient en effet plus élevées au niveau des mouilles (Keller, 1971 ; Keller et Florsheim, 1993 ; Lisle, 1979 ; Petit, 1987 ; Milan et *al.*, 2001 ; Thompson, 2011 ; Thompson et *al.*, 1999 ; Booker et *al.*, 2001 ; MacWilliams et *al.*, 2006 ; Caamano et *al.*, 2009). Ce phénomène n'est cependant pas universel et ne pourrait se produire que lorsque la superficie de la section mouillée des seuils est supérieure à celle des mouilles (Carling, 1991 ; Wilkinson et *al.*, 2004 ; Thompson, 2011 ; Clifford et Richards, 1992 ; Milan, 2013b ; Milan et *al.*, 2002). Cela correspond à une situation peu fréquente dans la nature (Carling et Wood, 1994 ; Thompson, 2011 ; Thompson et *al.*, 1999). La plus forte mobilité du matériel au niveau des mouilles pourrait plus sûrement relever de la convergence des écoulements au niveau de ces unités et de la divergence au niveau des seuils, processus mis en évidence dans de nombreuses études (par exemple Mac Williams et *al.*, 2006 ; Thompson, 2011).



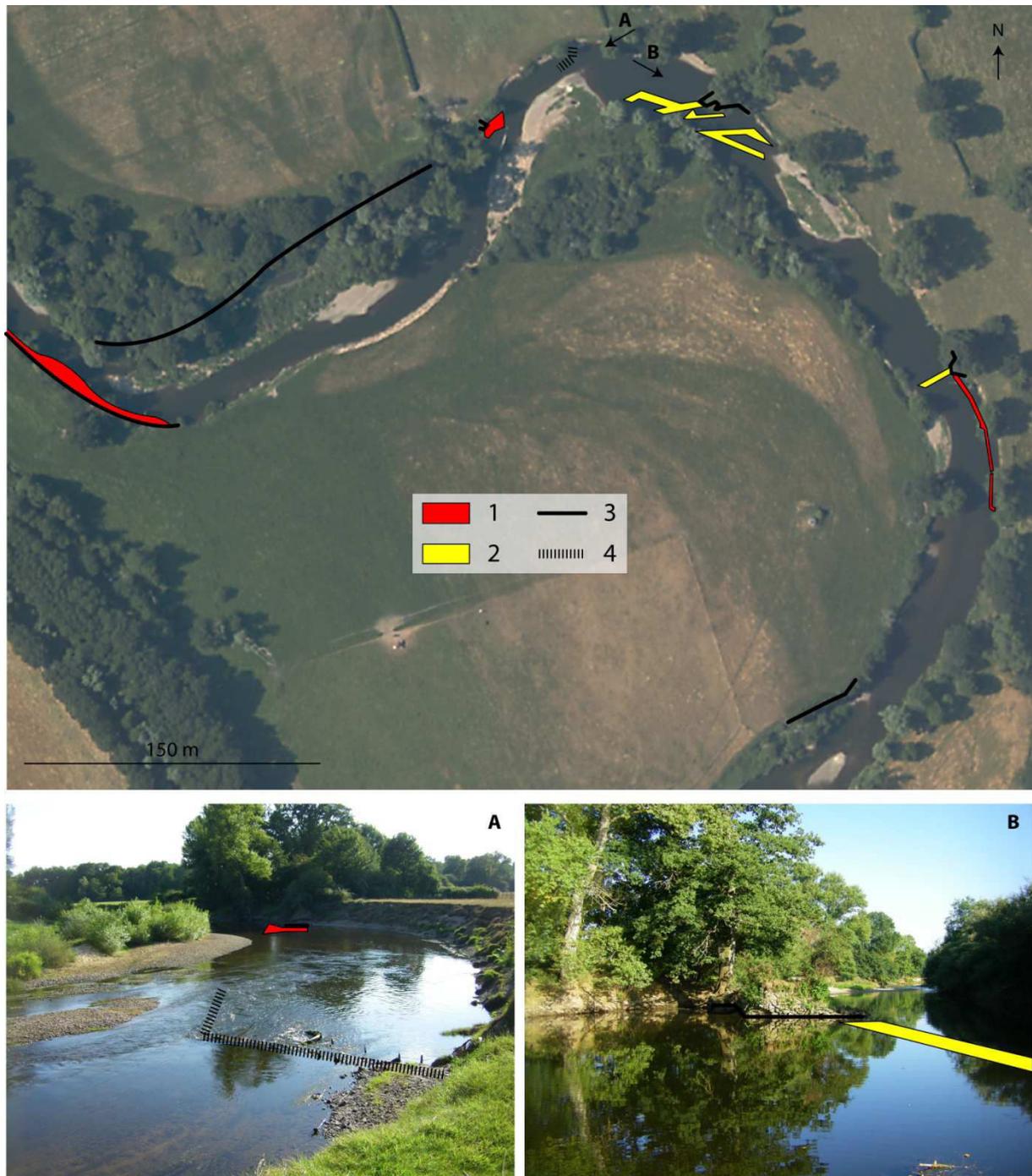
**Figure 7.35** Taille des traceurs injectés dans les mouilles et sur les seuils en 2011.

A : Courbes de fréquence cumulée sur les deux principaux types d'unités. B :  $D_{50}$  et  $D_{84}$  sur les deux principaux types d'unités.

Par ailleurs, des arguments d'ordre sédimentologique peuvent également être avancés. Certains auteurs ont ainsi démontré que la couche de surface des mouilles présente une structuration (degré d'imbrication notamment) et une compaction nettement moins développée que sur les seuils (Sear, 1996 ; Clifford, 1993 ; Hodge et al., 2013).

Une autre raison possible du différentiel de mobilité observé doit être évoquée. Elle découle de l'état de surface du lit au moment de l'introduction des traceurs. En basses eaux, la compétence des seuils excède amplement celle des mouilles (Milan et al., 2002). Les matériaux mobilisables, sables et petits graviers, sont exportés des premiers et viennent s'accumuler dans les secondes (Lisle et Hilton, 1992, 1999 ; Jackson et Beschta, 1982 ; Milan, 2013a ; Sear, 1996). Les mouilles sont ainsi fréquemment tapissées d'une couche plus ou moins épaisse de matériaux fins. Cette différence de granulométrie a été clairement observée sur la boucle étudiée. Lors de leur injection dans le lit, les traceurs ont été partiellement enfoncés pour être intégrés à la structure de surface. Sur les mouilles, ils sont donc entourés de sédiments beaucoup plus fins que sur les seuils. Cet environnement moins rugueux a pu constituer un facteur d'augmentation de leur mobilité (Hassan et al., 1992 ; Sear, 1996). Wilcock (1998), Wilcock et Crowe (2003) ou encore Curran et Wilcock (2005) ont par exemple mis en évidence un très net accroissement de la mobilité des graviers lorsqu'augmente la proportion de sables présents dans le lit. Par ailleurs, les traceurs de trois des clusters présents sur des mouilles

(M1a, M1b et M2b) n'ont pu être intégrés à la structure de surface en raison de profondeurs trop importantes. Cette absence de contrainte structurale a très vraisemblablement favorisé leur mobilité (Hassan *et al.*, 1992).



**Figure 7.36** Localisation des aménagements sur la boucle étudiée.

1 : Blocs d'anciennes protections de berges éboulés en pied de berge ou contournés par la rivière. 2 : Blocs tapissant le fond du lit sur l'intégralité de la largeur du lit. 3 : Protections de berges. 4 : Vestiges d'aménagements barrant une partie du lit.

(Source photographies aériennes : IGN).

Enfin, la mobilité des traceurs sur quatre des sept clusters situés au niveau des mouilles a pu être favorisée par la présence d'aménagements qui contraignent latéralement et verticalement le transport sédimentaire et les écoulements. En effet, des éperons de blocs rocheux, semblables à de petits épis, réduisent localement la largeur du chenal actif (Figure 7.36). Ils sont prolongés par des alignements de blocs tapissant le fond du lit sur l'intégralité de sa largeur. Ils ont induit à leur aval un fort creusement des mouilles, les tronçons en question s'apparentant ainsi à des mouilles forcées (Buffington et *al.*, 2002 ; Thomspson et Wohl, 2009 ; MacVicar et Roy, 2011). Au niveau de ces unités, les écoulements à proximité de la surface du lit sont généralement associés à de fortes turbulences susceptibles de promouvoir la mobilité des sédiments (MacVicar et Roy, 2007a, 2007b, 2011 ; Hassan et Woodsmith, 2004 ; Thompson, 2007 ; Thompson et Wohl, 2009).

En l'absence de données renseignant sur le fonctionnement hydraulique et sur la structure sédimentaire de surface de ces unités, aucune de ces explications potentielles ne peut être privilégiée.

#### **4.2.4.b. LA VARIABILITE DE LA MOBILITE ENTRE LES DEUX ANNEES DE SUIVI**

Les taux de mobilisation en 2010-2011 et 2011-2012 sont très proches, avec néanmoins une mobilité légèrement moindre en 2011-2012 lorsque l'on compare les mêmes unités.

Les débits mobilisateurs de plus longue durée et de plus forte intensité survenus en 2011-2012 n'ont donc pas conduit, comme on pouvait s'y attendre, à un accroissement de la mobilité des particules. Comme cela a été évoqué précédemment, la moindre mobilité de 2011-2012 résulte probablement d'un différentiel de structuration de la couche de surface entre les deux années.

En 2011-2012, les traceurs introduits en 2010 ont été significativement moins mobiles que ceux introduits en 2011. Ils ont également été moins mobiles qu'en 2010-2011, mais cette fois-ci de façon non significative. Ces différences pourraient être liées au fait que les traceurs de 2010 aient été mieux intégrés à la couche de surface au début de la seconde année d'étude. En effet, en dépit de nos efforts pour insérer les traceurs à la structure préexistante lors de leur injection dans le lit, cette tentative aura été très probablement moins efficace que les effets d'une année hydrologique écoulée. Certains des traceurs ont aussi été très vraisemblablement intégrés au matériel de subsurface, et ce malgré l'activité hydrologique modérée enregistrée en 2010-2011. Cette hypothèse tendrait à être validée par le constat suivant : alors que les traceurs 2010 appartenant à la plus petite classe de taille suivi (22,6-32) sont plus mobiles en 2010-2011 que ceux appartenant à la classe de taille immédiatement supérieure (32-45), la situation s'inverse la seconde année. Les plus petites particules présentent en effet une plus grande probabilité d'être intégrées à la couche de subsurface (Milan et *al.*, 2002 ; Ferguson et *al.*, 2002 ; Haschenburger, 2011a, 2012 ; Church et Hassan, 1992). Ceci a pour conséquence de réduire leur mobilité, en particulier pour des événements hydrologiques de faible magnitude comme ceux survenus entre 2010 et 2012. Les plus faibles taux de détection enregistrés pour les traceurs de 2010 plaident également en faveur de leur ensevelissement. Bien que les traceurs puissent être détectés à plusieurs décimètres de profondeur, leur recouvrement par une couche plus ou moins épaisse de sédiments réduit malgré tout la portée du signal émis, les rendant de fait plus difficilement détectables (Lamarre et *al.*, 2005 ; Liébault et *al.*, 2012 ; Milan, 2013a ; Houbrechts et *al.*, 2012).

#### 4.2.4.c. VARIABILITE DE LA MOBILITE ET TAILLE DES MATERIAUX

Nous avons vu que pour chacune des années suivies, les taux de mobilisation diminuent lorsqu'augmente la taille des matériaux. Cette relation correspond à ce qui est généralement rapporté dans la littérature, en particulier pour des particules dont la taille excède le  $D_{50}$  (par exemple Andrews et Erman, 1986 ; Ashworth et Ferguson, 1989 ; Liedermann et *al.*, 2013 ; Haschenburger et Wilcock, 2003 ; MacVicar et Roy, 2011). Selon Ashworth et Ferguson (1989), ce type de relation indiquerait un transport sélectif des particules. Celui-ci se manifeste principalement dans le cas de débits de faible magnitude, ce qui est cohérent avec les évènements hydrologiques survenus au cours de la période d'étude. A l'inverse, des taux de mobilisations identiques quel que soit la taille des sédiments considérés seraient la marque d'une mobilité équivalente. Celle-ci caractérise davantage les épisodes de forte intensité (Wilcock, 1992 ; Powell et *al.*, 2001 ; Mao et Lenzi, 2007 ; Mao et *al.*, 2008 ; Komar et Shih, 1992). Elle ne serait en mesure de se produire que pour des contraintes de cisaillement au moins deux fois supérieure à la contrainte critique (Wilcock, 1992 ; Powell et *al.*, 2001).

#### 4.3. GRANULOMETRIE DES TRACEURS MOBILISEES ET GRANULOMETRIE DU LIT

La taille des traceurs mobilisés en 2010-2011 et 2011-2012 est inférieure à celle de la population d'origine des traceurs, théoriquement représentative de celle du lit (Figure 7.37 A1-A2-A3)). Les distributions sont significativement différentes uniquement pour l'année 2011-2012 (Kolmogorov-Smirnov : 2010-2011,  $p=0,135$  ; 2011-2012,  $p=0,037$ ). Cette différence de granulométrie, fréquemment observée dans des conditions de transport sélectif (Lisle, 1995), tend théoriquement à se réduire puis à disparaître lorsqu'augmentent les débits (Powell et *al.*, 2001). La magnitude des évènements hydrologiques survenus n'a donc pas été suffisamment élevée pour que se produise une telle convergence.

En revanche, les différentes populations de traceurs mobilisées présentent des granulométries relativement similaires (Figure 7.37 B1-B2).

Enfin, en 2011-2012, la taille des traceurs mobilisés introduits en 2010 est supérieure à celle des traceurs mobilisés introduits en 2011 (Figure 7.37 B1-B2). La différence de distribution est significative (Kolmogorov-Smirnov :  $p=0,013$ ). Ce constat va dans le sens des hypothèses précédemment émises au sujet de la moindre mobilité des plus petits traceurs de 2010 au cours de la seconde année (cf. Chapitre 7 B.4.2.4.b). Ceux-ci seraient préférentiellement incorporés à la couche de subsurface et/ou préférentiellement intégrés à la structure de la couche de surface.

L'ensemble de ces comparaisons granulométriques doit être envisagé avec une grande prudence car les distributions sont tronquées. On ne dispose en effet d'aucun renseignement pour les particules inférieures au  $D_{50}$ .

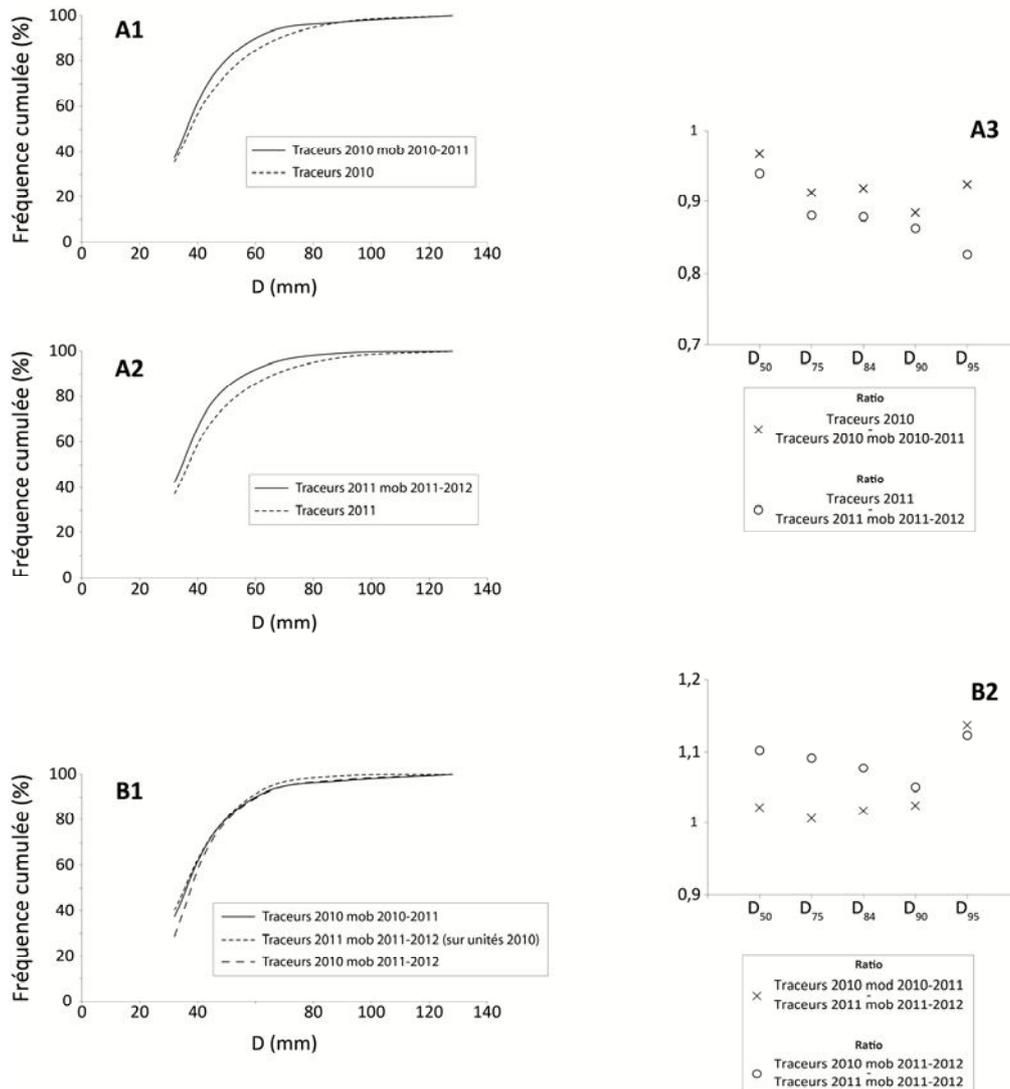


Figure 7.37 Comparaison entre granulométrie des traceurs injectés et granulométrie des traceurs mobilisés.

#### 4.4. DES DISTANCES ET TRAJECTOIRES DE TRANSPORT REDUITES

Sauf mention contraire, les résultats de cette partie ne concernent que les particules injectées au niveau des unités géomorphologiques présentes dans le chenal. Les berges sont exclues.

Sont exposées dans un premier temps les données relatives à la distance parcourue par les traceurs. Elles sont présentées par année hydrologique puis pas type d'unité géomorphologique. Dans un second temps, est abordée la question de la trajectoire des particules.

##### 4.4.1. DISTANCES DE TRANSPORT PAR ANNEE HYDROLOGIQUE

###### 4.4.1.a. DISTANCE 2010-2011

Les 198 particules mobilisées et détectées (214 mobilisées au total) ont parcouru une distance moyenne de 11,2 m (10,2 m en excluant la valeur maximum) et une distance médiane de 4,6 m (Figure 7.38). Les maxima parcourus atteignent 199 et 87 m.

Les 14 particules mobilisées sur les berges ont parcouru une distance moyenne de 18,9 m et une distance médiane de 7,1 m (distance maximale : 83 m).

#### 4.4.1.b. DISTANCE 2011-2012

Sont ici successivement présentés les résultats concernant la totalité des traceurs, puis ceux se rapportant aux traceurs 2011, aux traceurs 2010 et enfin, pour permettre la comparaison entre les deux années, ceux relatifs aux traceurs 2011 introduits sur les mêmes unités que les traceurs 2010.

##### ▪ *Traceurs 2010-2011*

Les 497 particules mobilisées et détectées (506 mobilisées au total) ont parcouru une distance moyenne de 17,9 m (17,6 m en excluant la valeur maximum) et une distance médiane de 8,3 m (Figure 7.39). Les maxima parcourus atteignent 167 et 126 m.

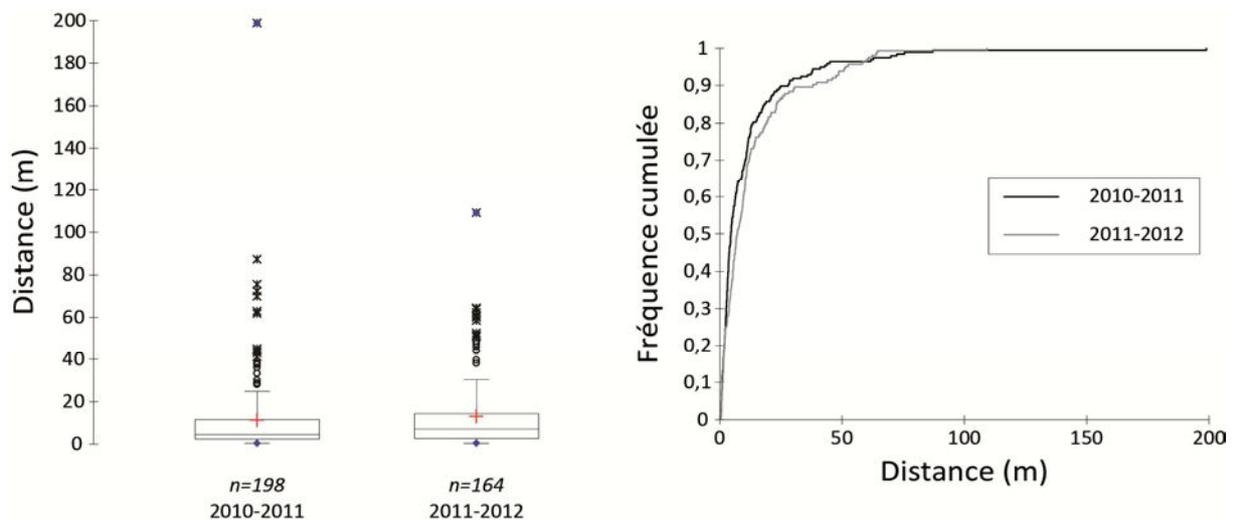
Les distances moyenne et médiane de déplacement des particules introduites en 2010 (18,3 m et 9,7 m) sont très proches, quoique légèrement supérieures, de celles des particules introduites en 2011 (17,7 m et 8,1 m) (Figure 7.39). La différence n'est pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,53$ ).

Les 27 particules mobilisées sur les berges ont parcouru une distance moyenne de 7,7 m et une distance médiane de 3,9 m (distance maximale : 56 m).

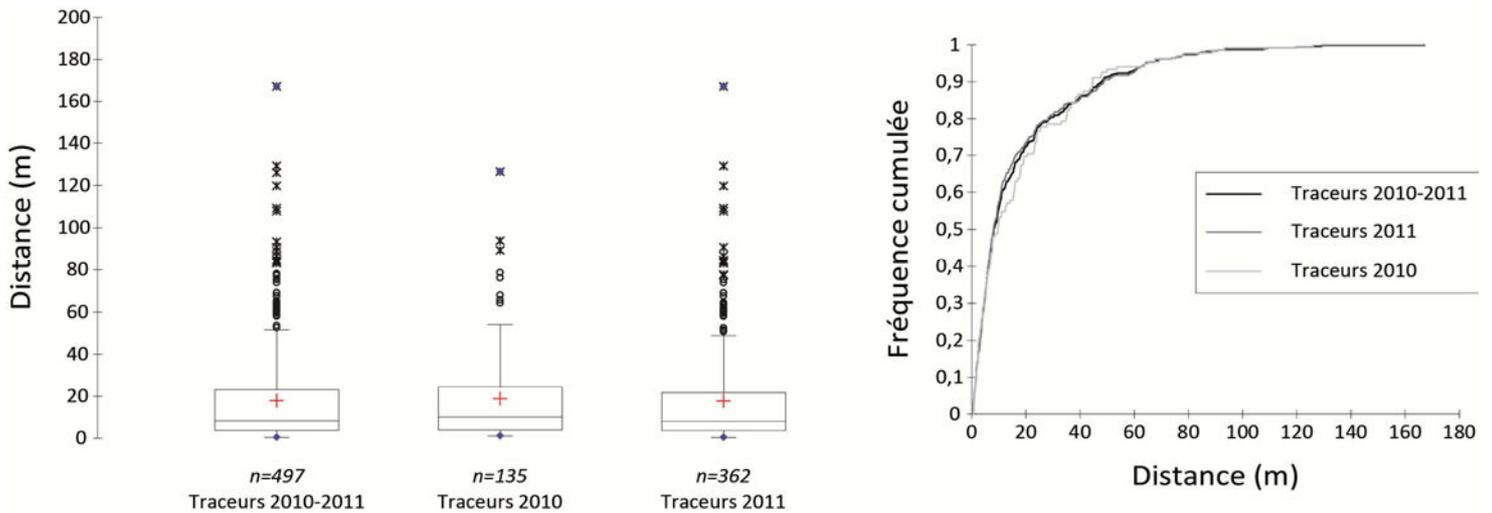
##### ▪ *Comparaison entre 2010-2011 et 2011-2012*

La distance moyenne (13,1 m) de 2011-2012 est légèrement supérieure à celle de 2010-2011 (11,2 m avec le max, 10,2 m sans le max) (Figure 7.38). La distance médiane est en revanche nettement supérieure à celle de 2010-2011 (7,2 m contre 4,6 m). La différence est significative (Mann-Whitney,  $p=0,038$ ).

Pour les traceurs introduits le long des profils, les distances moyennes et médianes sont respectivement de 15,7 m et 9,2 m en 2011-2012 et de 10,6 et 4,4 m en 2010-2011. La différence est significative (Mann-Whitney,  $p=0,043$ ).



**Figure 7.38** Distances de transport en 2010-2011 et 2011-2012 (pour les traceurs introduits sur les mêmes unités qu'en 2010. La mouille amont M2a a été exclue).



**Figure 7.39** Distances de transport en 2011-2012 pour l'intégralité des traceurs, pour les seuls traceurs injectés en 2010 et pour les seuls traceurs injectés en 2011.

#### 4.4.1.c. DISTANCE 2010-2012

Les 104 particules concernées ont parcouru une distance moyenne de 35,7 m et une distance médiane de 23,2 m.

#### 4.4.2. DISTANCES DE TRANSPORT PAR UNITE GEOMORPHOLOGIQUE

Comme pour les taux de mobilité, les distances parcourues par les traceurs varient fortement d'un type d'unité à l'autre mais également en fonction des types d'unités (Figure 7.40). Au cours de la seconde année, la seule pour laquelle une comparaison est raisonnablement envisageable, les distances de transport sont globalement plus élevées pour les traceurs introduits au niveau des mouilles que pour ceux introduits au niveau des seuils. Pour l'année 2011-2012, les distances sont ici données pour les seuls traceurs de 2011.

##### 4.4.2.a. LES SEUILS

###### ▪ **Années 2010-2011**

Pour les particules injectées le long des profils, les distances moyennes sont très variables (de 3,8 m à 20,1 m). La distance moyenne pour tous les profils est de 10,6 m (médiane de 4,4 m). Le constat est similaire pour les particules introduites au niveau des clusters. Les distances moyennes y sont comprises entre 0 m et 21,9 m. La distance moyenne pour tous les clusters est de 19,1 m (médiane de 6,3 m). La différence de distance entre profils et clusters, bien qu'importante, n'est pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,415$ ). Les distances les plus grandes sont observées sur le seuil 4, tant pour les clusters que pour les profils.

###### ▪ **Années 2011-2012**

Pour les particules injectées le long des profils, les distances moyennes (de 16,6 m à 17,6 m) sont relativement proches d'un seuil à l'autre. Le seuil 3, avec une distance moyenne beaucoup plus faible (4,9 m), fait exception. La distance moyenne pour tous les profils est de 15,7 m (médiane de 9,2 m). En dehors du seuil 4 (11,3 m), les distances moyennes pour les clusters sont très faibles ( $< 2,1$  m). La

distance moyenne pour tous les clusters est de 7,6 m (médiane de 3,1 m). La différence de distance entre clusters et profils est significative (Mann-Whitney,  $p=0,001$ ).

#### 4.4.2.b. LES MOUILLES

- **Années 2010-2011**

Seules les données du cluster M2 sont exploitables. La distance moyenne y est de 7,8 m.

- **Années 2011-2012**

La distance moyenne totale est de 20,5 m. Deux principaux groupes s'individualisent. Sur les deux mouilles amont (M1 et M2), les plus grandes du secteur d'étude, les distances de transport sont faibles (de 7,8 à 10,1 m). Seul le cluster amont de la mouille aval (M2a) fait exception avec des distances plus importantes (21,1 m). Il importe cependant de noter que ce cluster est situé en entrée de mouille, voire dans une zone de transition entre seuil et mouille, alors que les autres sont localisés en plein centre de mouille, au niveau des profondeurs les plus importantes. Sur les deux plus petites mouilles (M3 et M4), situées à l'aval du secteur d'étude, les distances de transport sont en revanche élevées (de 25,6 m à 36 m). La différence de distance entre les mouilles amont (M1 et M2) et les mouilles aval est significative (M3 et M4) (Mann-Whitney,  $p<0,0001$ ).

#### 4.4.2.c. LES AUTRES UNITES

- **Années 2010-2011**

Les distances de transport des clusters introduits en pied de berges érodées sont faibles (1,1 m et 3,8 m en moyenne). Les distances moyenne et médiane au niveau de la tête de banc sont proches de la moyenne et de la médiane pour la totalité des particules (11,3 m et 4,8 m).

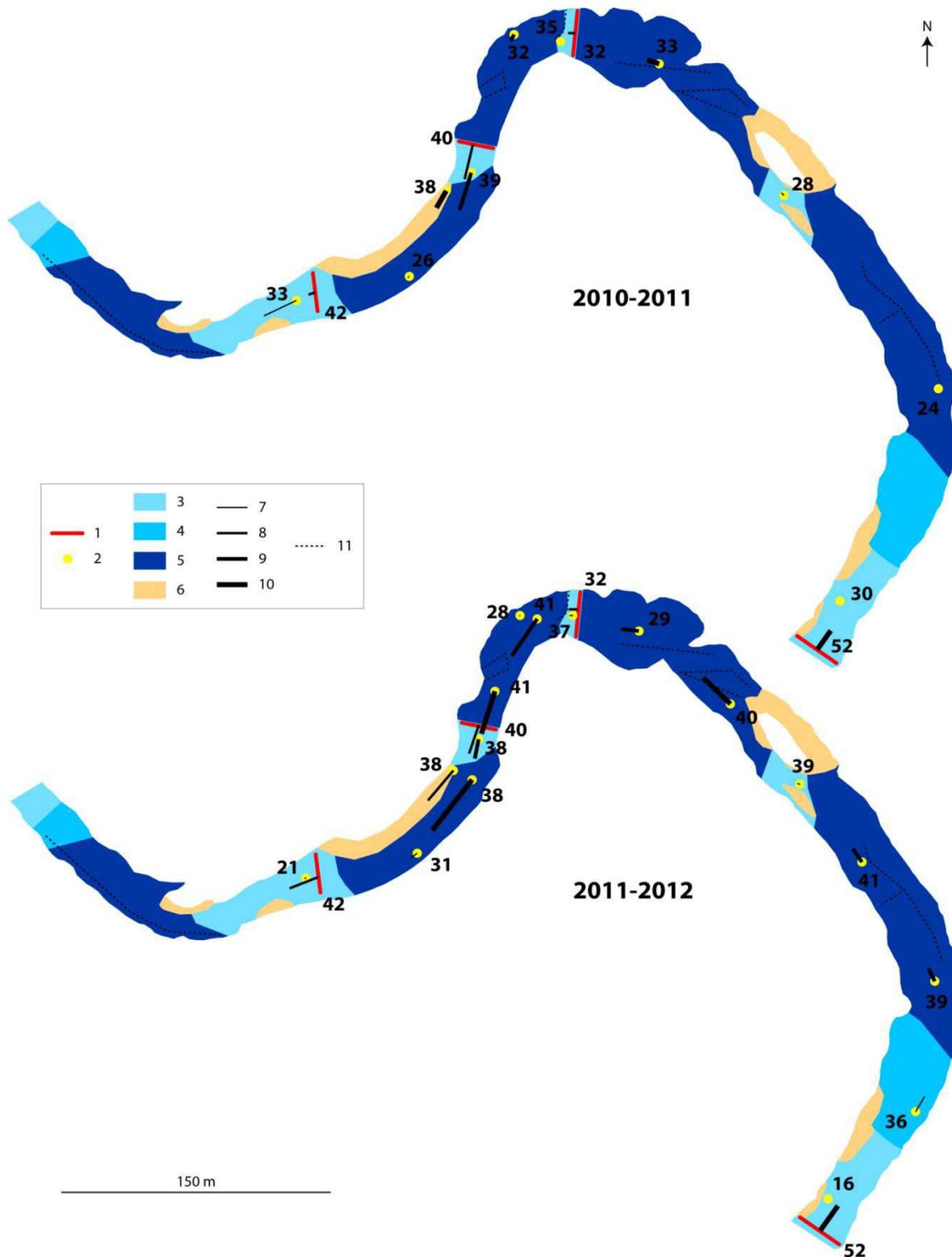
- **Années 2011-2012**

Sur le plat et en pied de berges érodées, les distances de transport moyennes sont très faibles (de 0,7 à 9,5 m). Elles sont similaires aux distances mesurées sur les clusters situés au niveau des seuils et des deux mouilles amont (M1 et M2). La distance moyenne des traceurs situés en tête de banc est en revanche élevée (22,4 m).

#### 4.4.2.d. COMPARAISON ENTRE SEUILS ET MOUILLES

Cette comparaison ne porte que sur l'année 2011-2012. La différence de distances de transport entre traceurs introduits sur les mouilles et traceurs introduits le long des profils en tête de seuils, bien que notable (20,5 m contre 15,7 m en moyenne) n'est pas significative (Mann-Whitney,  $p=0,087$ ). Elle est en revanche très nettement significative lorsqu'on compare les clusters des deux mouilles aval (M3 et M4) avec les profils (29,4 m contre 15,7 m en moyenne) (Mann-Whitney,  $p=0,001$ ). Elle ne l'est pas entre clusters des deux mouilles amont (M1 et M2) et profils (12,8 m contre 15,7 m en moyenne) (Mann-Whitney,  $p=0,912$ ). La différence entre clusters des deux mouilles amont (M1 et M2) (avec ou sans M2a) et clusters des seuils est également significative (12,8 m (9,2 m sans M2a) contre 7,6 m en moyenne) (Mann-Whitney,  $p<0,0001$ ). De plus, la différence est évidemment significative entre clusters de la totalité des mouilles et clusters de la totalité des seuils (20,5 m contre 7,6 m en moyenne) (Mann-Whitney,  $p<0,0001$ ).

Enfin, les traceurs 2010 présents sur des mouilles en début d'année 2011-2012 ont parcouru une distance significativement plus importante que les traceurs 2010 présents en début d'année 2011-2012 sur les seuils (distance moyenne de 22,8 m contre 20,2 m ; Mann-Whitney,  $p=0,005$ ).



**Figure 7.40** Distances moyennes parcourues par les traceurs en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : Seuils. 4 : Plats. 5 : Mouilles. 6 : Bancs. 7 : Taux de mobilisation compris entre 0 et 25 %. 8 : Taux de mobilisation compris entre 25 et 50 %. 9 : Taux de mobilisation compris entre 50 et 75 %. 10 : Taux de mobilisation compris entre 75 et 100 %. 11 : Aménagements. Est également indiqué le nombre de particules détectées pour chaque cluster et pour chaque profil.

#### 4.4.3. LES TRAJECTOIRES

**Les traceurs mobilisés se sont déplacés dans leur très grande majorité à l'intérieur de leur unité géomorphologique d'introduction** (Figure 7.41). Par ailleurs, indépendamment de la distinction entre types d'unités, les distances les plus élevées sont observées le long d'un court tronçon d'une centaine de mètres dont les limites correspondent aux mouilles M3a et M4 (Figure 7.40, Figure 7.41).

**En 2010-2011, seuls 5,5 % des traceurs mobilisés ont été déposés au niveau d'une unité différente de leur unité d'introduction.** Il s'agit pour l'essentiel (8 traceurs sur 11) de traceurs localisés au départ sur le seuil 4. Un seul traceur a été déposé à plus de deux unités de distance de son unité d'introduction.

**En 2011-2012, 15,6 % des traceurs introduits en 2011 ont été déposés sur une unité différente de leur unité d'introduction.** Sur les 57 traceurs concernés, le point de départ de 50 d'entre eux était localisé entre les unités M3a et M4, soit sur 100 m de boucle. Cela apparaît cohérent avec les plus grandes distances et les plus forts taux de mobilisation constatés précédemment sur ce tronçon. Cela reflète aussi au moins en partie la grande densité de particules qui y ont été introduites. De plus, les unités sur ce tronçon sont moins longues que sur le restant de la boucle. Enfin, sept traceurs ont été déposés à plus de deux unités de distance de leur unité d'introduction.

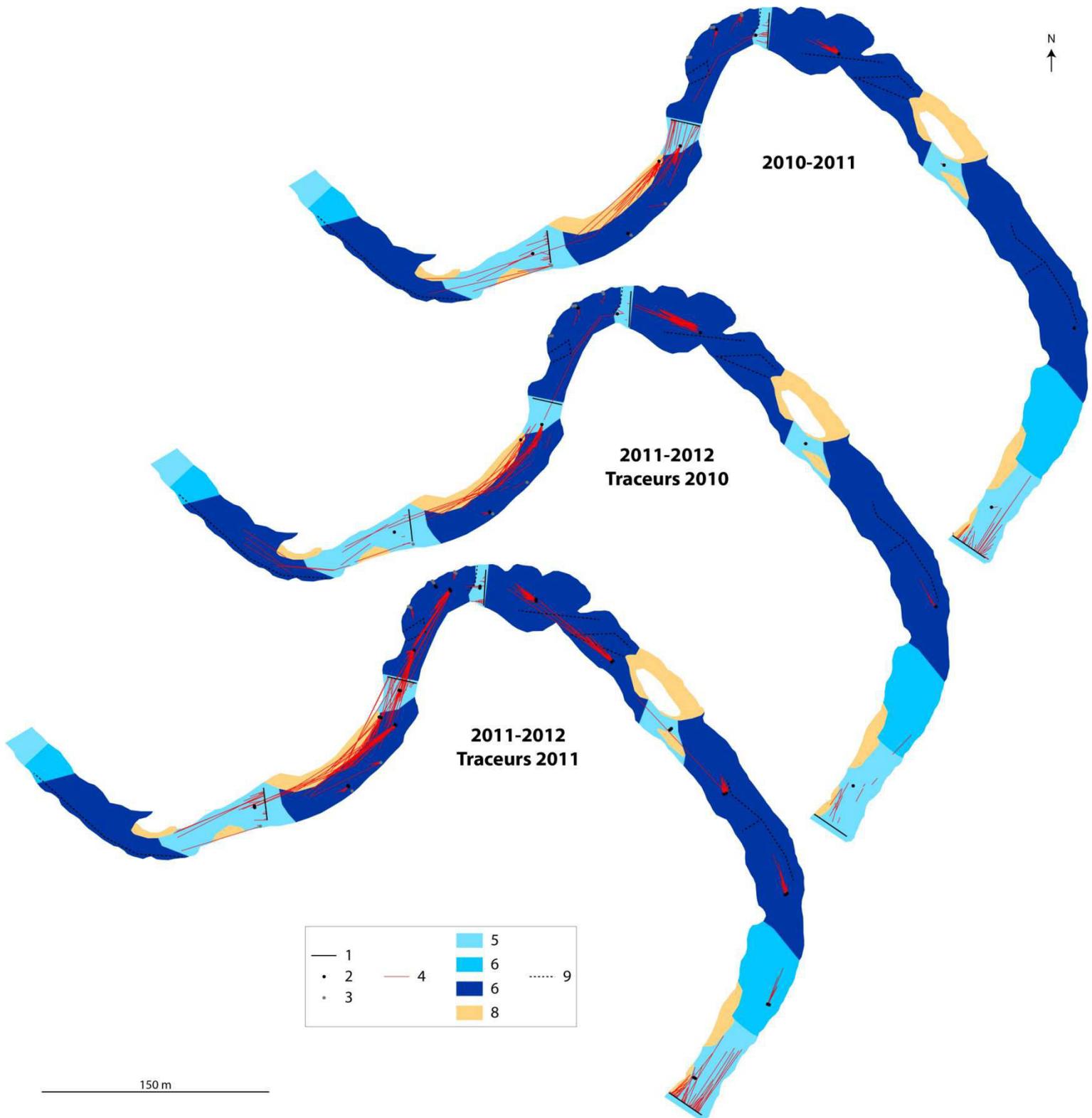
La même année, 20,9 % des traceurs de 2010 ont été déposés sur une unité différente de celle sur laquelle ils étaient situés en début d'année 2011-2012. Deux traceurs ont été déposés à plus de deux unités de distance de leur unité d'introduction.

Enfin, 40 des 41 particules mobilisées sur les berges entre 2010 et 2012 ont été déposées au niveau de l'unité géomorphologique située au droit de leur point d'injection.

La question des trajectoires peut aussi être abordée indirectement en s'intéressant aux distances de transport standardisées par la distance séparant deux unités géomorphologiques successives. La distance parcourue par chacune des particules a ainsi été rapportées à la distance séparant l'unité d'introduction des particules de l'unité située à son aval immédiat.

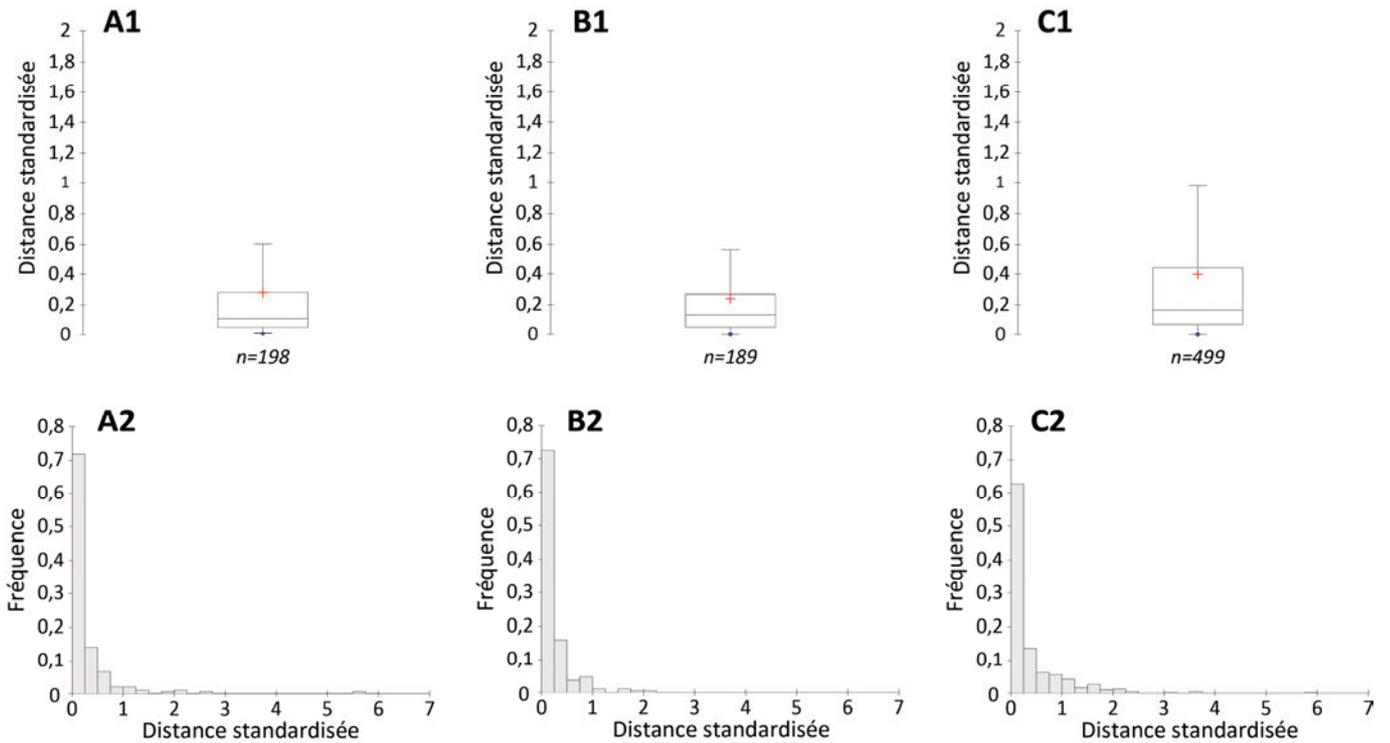
La moyenne et le maximum des distances standardisées sont de 0,3 et 5,7 en 2010-2011 et de 0,4 et 5,9 en 2011-2012 (avec l'intégralité des particules considérées ; 0,2 et 2,1 avec les seules particules introduites sur les mêmes emplacements qu'en 2010) (Figure 7.42).

La première année, 71,7 % des distances étaient inférieures à 0,25 et 5,6 % étaient supérieures à 1. La seconde année, 62,7 % des distances étaient inférieures à 0,25 et 11,8 % étaient supérieures à 1 (avec l'intégralité des particules ; 3,2 % et 72,5 % avec les seules particules introduites sur les mêmes emplacements qu'en 2010).



**Figure 7.41** Carte des trajectoires des traceurs en 2010-2011 et 2011-2011.

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : traceurs injectés en cluster dans les berges actives. 4 : Trajectoires. 5 : Seuils. 6 : Plats. 7 : Mouilles. 8 : Bancs. 9 : Aménagements.



**Figure 7.42** Distances de transport standardisées.

A1-A2 : Année 2010-2011. B1-B2 : Année 2011-2012 avec uniquement les traceurs 2011 introduits sur les mêmes unités que les traceurs 2010. C1-C2 : Année 2011-2012 avec tous les traceurs (2010 et 2011).

### **SYNTHESE SUR LES DISTANCES ET TRAJECTOIRES DE DEPLACEMENT DE LA CHARGE DE FOND**

Les distances parcourues par les traceurs introduits au niveau des mouilles sont significativement supérieures à celles parcourues par les traceurs introduits sur les seuils.

Par ailleurs, indépendamment de la distinction entre types d'unités, les distances les plus élevées sont observées le long d'un court tronçon d'une centaine de mètres dont les limites correspondent aux mouilles M3a et M4.

Les traceurs mobilisés se sont déplacés dans leur grande majorité à l'intérieur de leur unité d'introduction.

Les distances parcourues en 2011-2012 sont significativement supérieures à celles parcourues en 2010-2011.

#### **4.4.4. FACTEURS DE CONTROLE DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES DISTANCES DE TRANSPORT**

Les distances de déplacement des particules sont placées sous le contrôle de très nombreux paramètres qui peuvent être regroupés en trois principales catégories (Hassan et Church, 1992 ; Hassan *et al.*, 1991 ; Pyrcce et Ashmore, 2003a) :

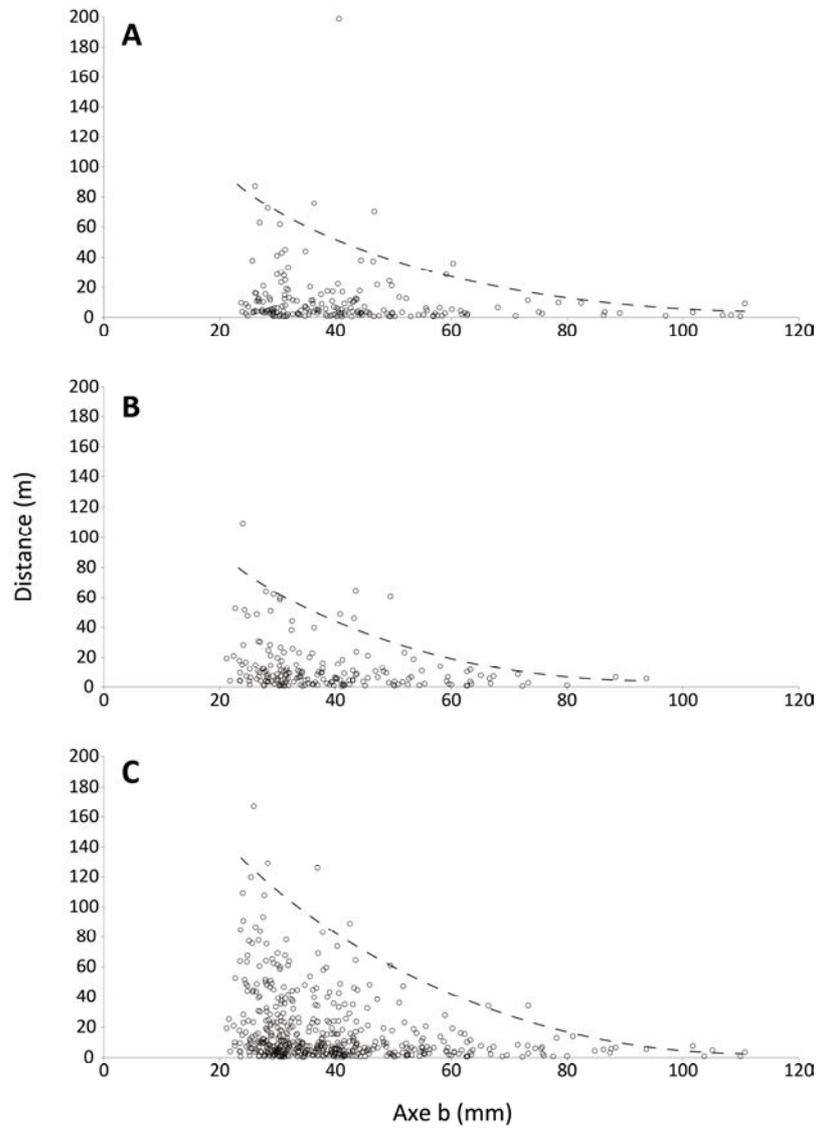
- les caractéristiques structurales (taux d'armure, degré d'imbrication et de compaction des sédiments, existence d'amas ou d'autres types de structures) et texturales du lit (taille, forme, ...),
- la morphologie (structuration en unités géomorphologiques distinctes : seuils, mouilles et bancs principalement),
- les caractéristiques hydrauliques et hydrologiques des événements mobilisateurs (durée et magnitude).

Dans la suite de l'analyse sera principalement abordé le rôle joué par la taille des particules, par les caractéristiques des événements mobilisateurs et par la morphologie du lit. La question de l'influence de la structure ne sera traitée que de façon indirecte. Par ailleurs, il importe de noter que la brièveté de cette étude et le fait que les distances de transport aient été reconstituées à l'échelle annuelle et non événementielle limitent fortement les possibilités de caractérisation des relations entre les distances de transport et leurs variables de contrôle.

##### **4.4.4.a. DISTANCE ET TAILLE DES SEDIMENTS**

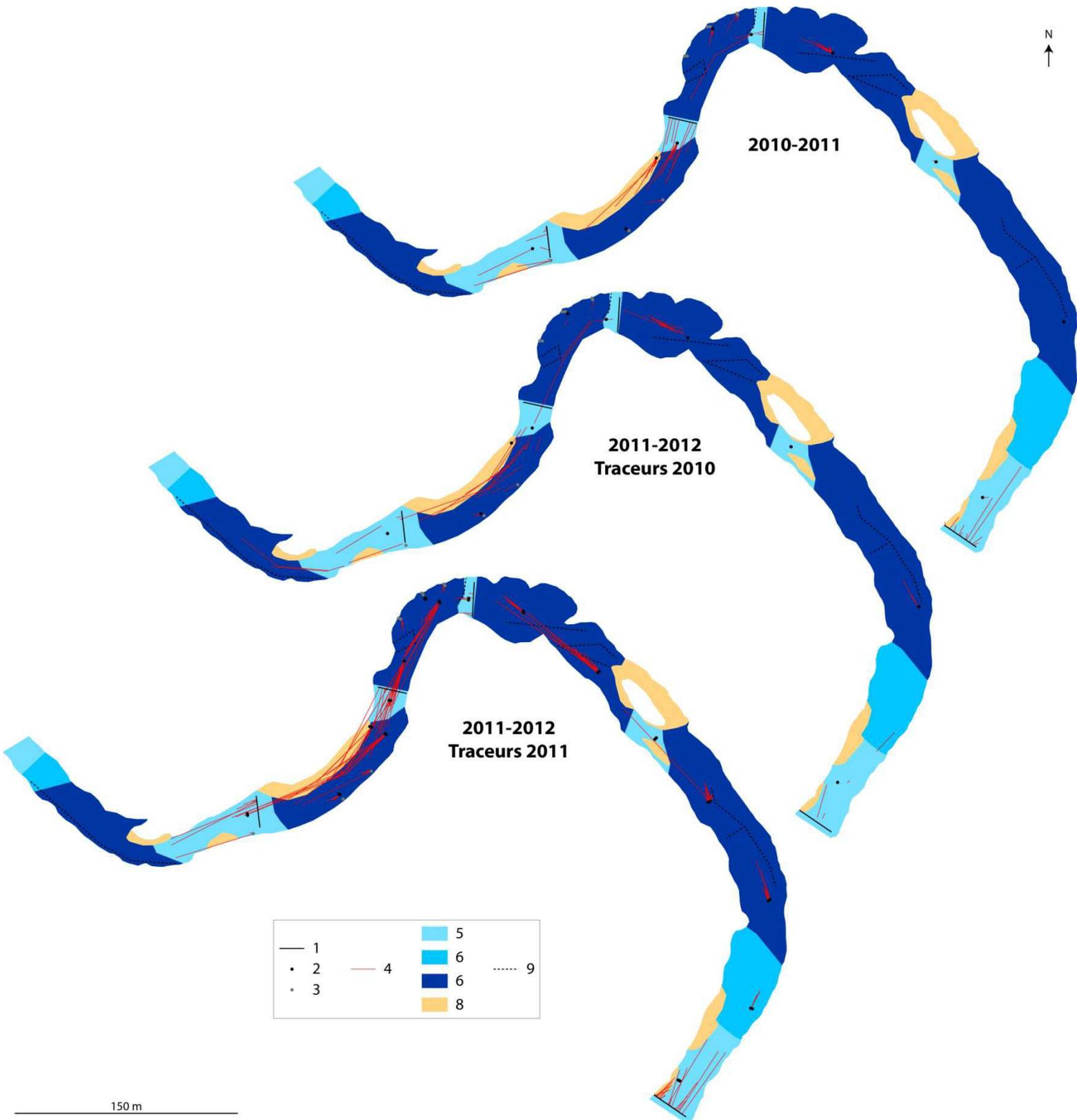
###### **▪ Distances individuelles**

Cette étude montre qu'en dépit d'une très forte variabilité, la distance parcourue chaque année par les particules tend à diminuer lorsque la taille des grains augmente (Figure 7.43 à Figure 7.47). Ce constat est cohérent avec ce qui est généralement admis pour des sédiments présentant une granulométrie relativement étendue (Hassan et Church, 1992).



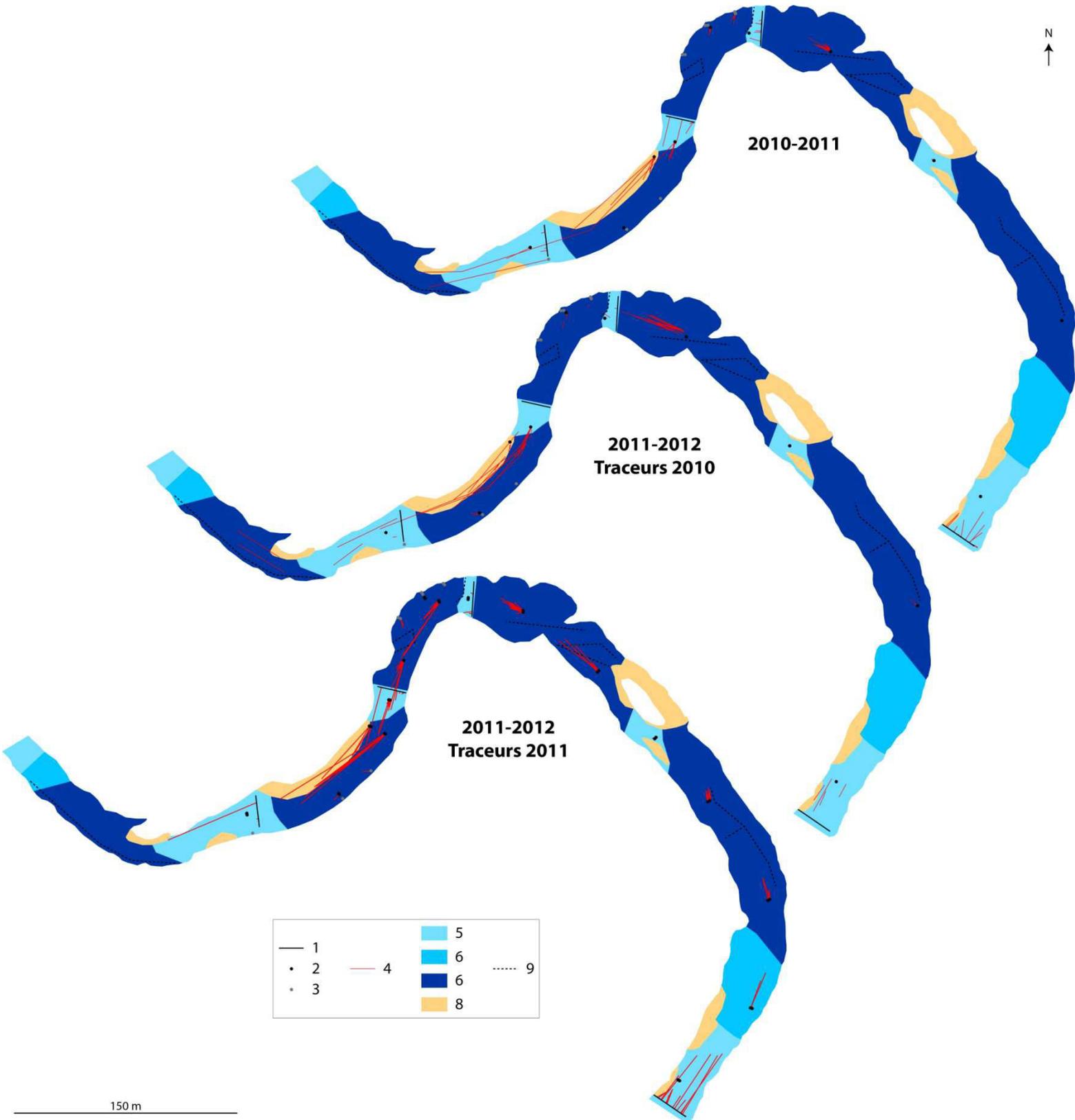
**Figure 7.43** Distances individuelles de déplacement des traceurs.

A : Année 2010-2011. B : Année 2011-2012 avec uniquement les traceurs 2011 injectés sur les mêmes unités que les traceurs 2010. C : Année 2011-2012 avec l'intégralité des traceurs (2010 et 2011).



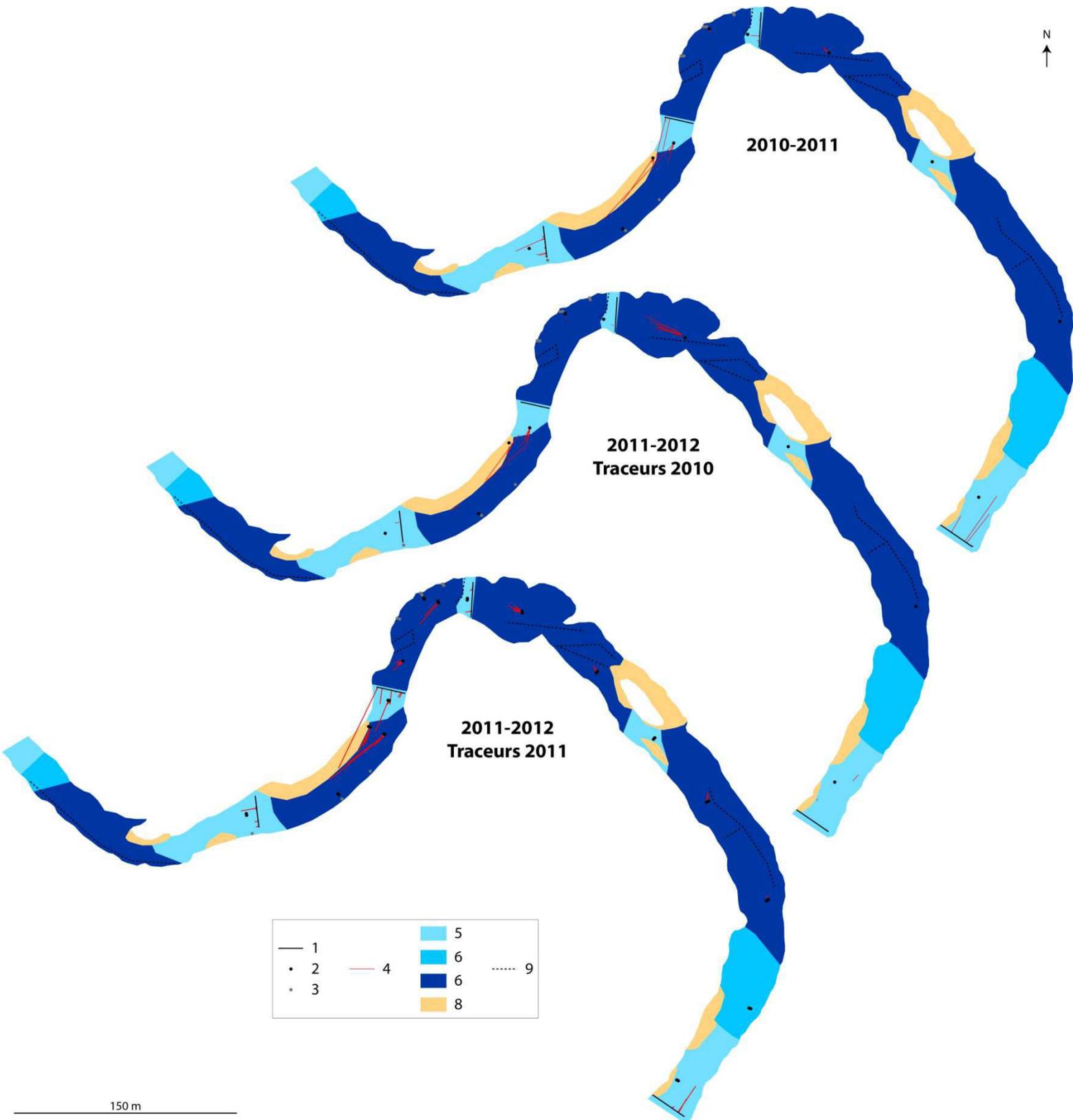
**Figure 7.44** Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [22,6-32[ (en mm).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : traceurs injectés en cluster dans les berges actives. 4 : Trajectoires. 5 : Seuils. 6 : Plats. 7 : Mouilles. 8 : Bancs. 9 : Aménagements.



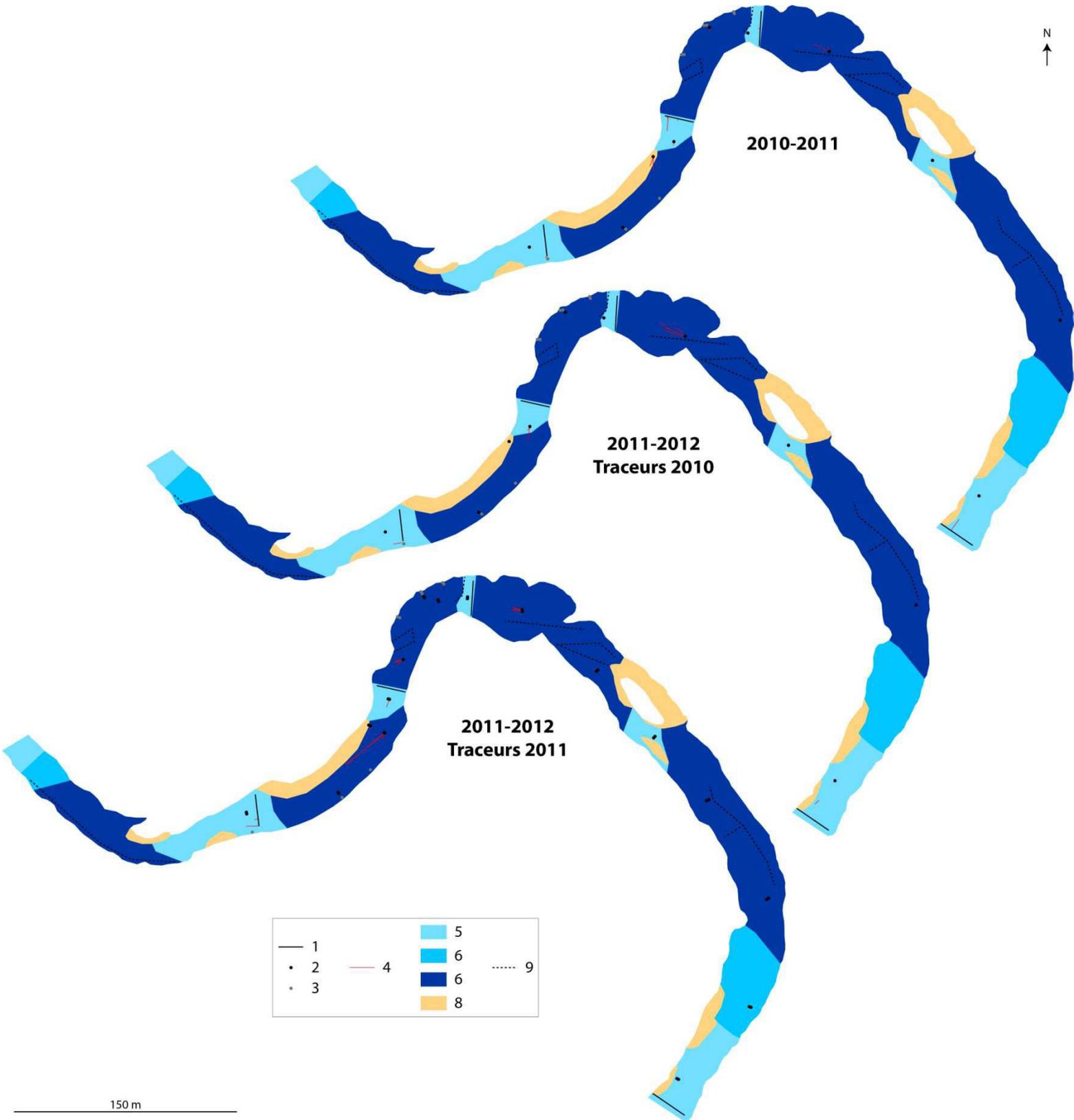
**Figure 7.45** Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [32-45] (en mm).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : traceurs injectés en cluster dans les berges actives. 4 : Trajectoires. 5 : Seuils. 6 : Plats. 7 : Mouilles. 8 : Bords. 9 : Aménagements.



**Figure 7.46** Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [45-64] (en mm).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : traceurs injectés en cluster dans les berges actives. 4 : Trajectoires. 5 : Seuils. 6 : Plats. 7 : Mouilles. 8 : Bacs. 9 : Aménagements.



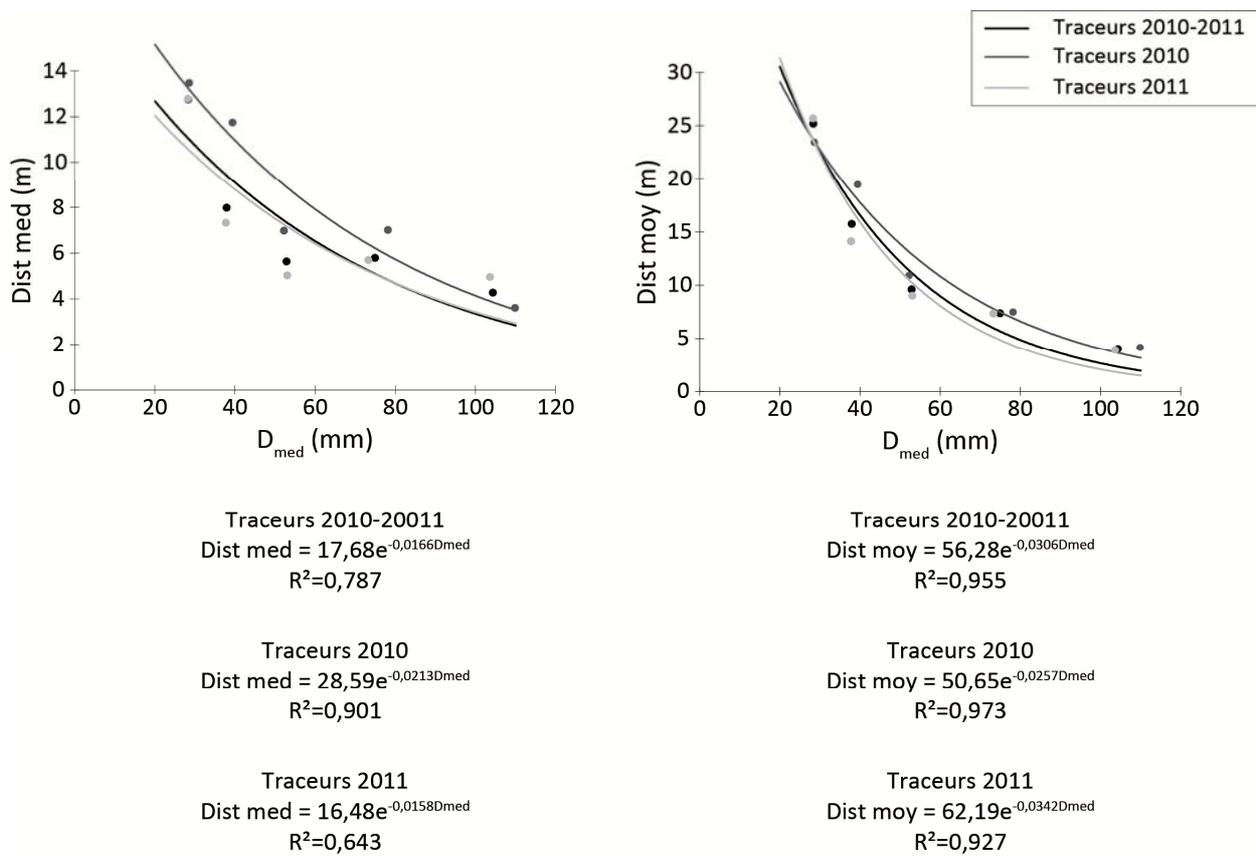
**Figure 7.47** Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [64-128[ (en mm).

1 : Traceurs injectés individuellement le long de profil. 2 : Traceurs injectés en cluster. 3 : traceurs injectés en cluster dans les berges actives. 4 : Trajectoires. 5 : Seuils. 6 : Plats. 7 : Mouilles. 8 : Bancs. 9 : Aménagements.

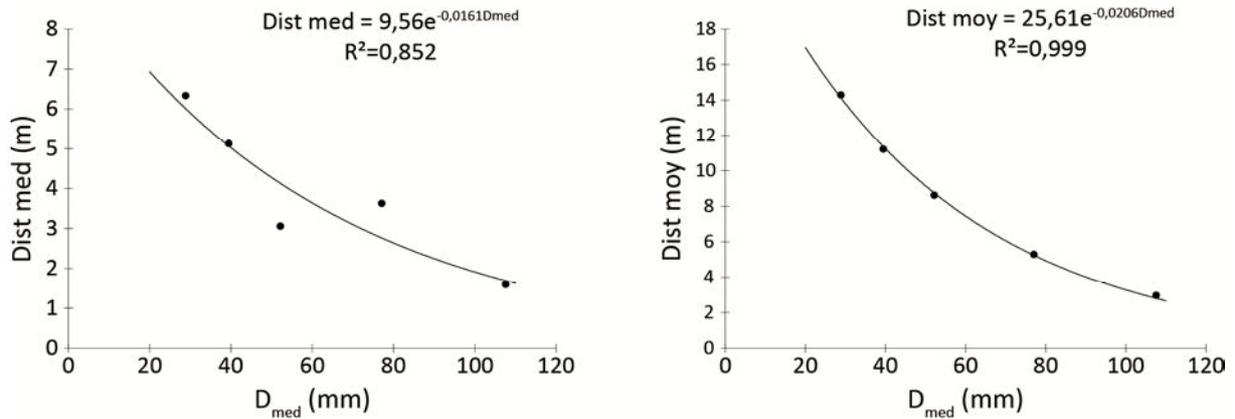
▪ **Distance par classe de taille**

Ce contrôle de la taille des sédiments sur les distances de transport apparaît très clairement lorsque l'on s'intéresse à la relation entre distance moyenne ou médiane parcourue pour chaque classe de taille (Intervalle de classe : demi phi) et taille médiane des traceurs appartenant à chacune de ces classes (Figure 7.49, Figure 7.48).

Ainsi, pour les deux années, les distances moyennes ou médianes parcourues diminuent en fonction de la taille des particules. Des relations inverses entre taille des sédiments et distance de transport sont très fréquemment rapportées dans la littérature (Ferguson et Wathen, 1998 ; Hassan et Church, 1992 ; Milan, 2013b ; Liébault et *al.*, 2012 ; Liebermann et *al.*, 2013 ; Kondolf et Mathews, 1986). Elles seraient l'expression d'un transport sélectif (Ashworth et Ferguson, 1989 ; Mao et Lenzi, 2007 ; Mao et Surian, 2010 ; Marion et Weinrich, 2003 ; Lamarre et Roy, 2008b; Liedermann et *al.*, 2013 ; Milan, 2013b).



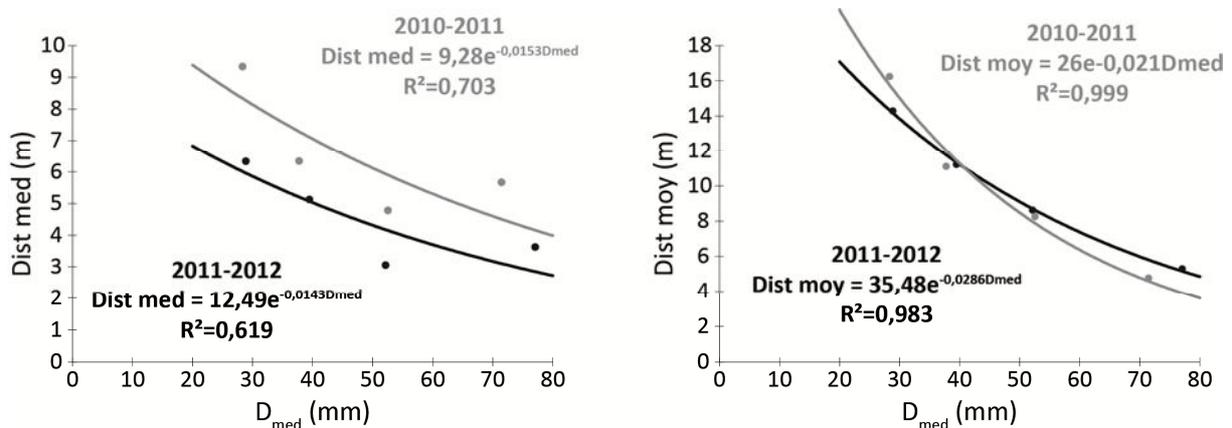
**Figure 7.48** Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2011-2012.



**Figure 7.49** Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2010-2011

▪ **Comparaison 2010-2011 et 2011-2012**

Pour chaque classe de taille, la distance médiane parcourue en 2011-2012 est supérieure à celle parcourue en 2010-2011 (Figure 7.50). Cela était évidemment attendu puisque la distance médiane parcourue par toutes les particules est supérieure en 2011-2012. Cette comparaison interannuelle a été effectuée à partir des particules injectées en 2011 sur les mêmes unités que celles équipées en 2010. Les distances moyennes sont en revanche très similaires pour les deux années.



**Figure 7.50** Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011 injectés sur les mêmes unités que les traceurs 2010).

La plus grande des classes n'est pas prise en compte en raison d'un trop faible nombre d'individus (trois) pour l'année 2011-2012.

▪ **Comparaison avec d'autres rivières**

Les résultats ici obtenus sont conformes avec ce qui a pu être mis en évidence sur d'autres cours d'eau (Figure 7.51).

La comparaison entre rivières et/ou entre évènements impose une standardisation préalable des données. Les usages en la matière, fixés par Church et Hassan (1992), consistent 1) à rapporter la distance moyenne de chaque classe de taille (distance moyenne des particules mobilisées et non mobilisées) à la distance moyenne parcourue par les particules appartenant à la classe de taille du  $D_{50}$  de surface, 2) à rapporter la moyenne géométrique de chaque classe taille au  $D_{50}$  de subsurface.

Une procédure identique a donc été appliquée pour les données de 2010-2011 et pour les traceurs 2011 en 2011-2012. Notre approche diffère cependant quelque peu de celle de Church et Hassan (1992). En effet, alors que ces derniers raisonnent à l'échelle événementielle, les données dont nous disposons sont annuelles. L'équation de la fonction d'ajustement obtenue par Church et Hassan (1992) pour huit rivières différentes est la suivante :

$$\text{Log } L^* = 0,232 + 1,35\text{Log}(1 - \text{Log}D^*)$$

Avec  $L^*$ , la distance standardisée et  $D^*$ , la taille standardisée.

Pour nos données, nous avons privilégié le type de fonction utilisée par Milan (2013b), établie sur la Rede, car l'ajustement ainsi obtenu est de meilleure qualité. L'équation de Milan (2013b) est la suivante :

$$\text{Log } L^* = -0,137D^* + 0,399$$

Pour les données de 2010-2011, on obtient alors (Figure 7.51):

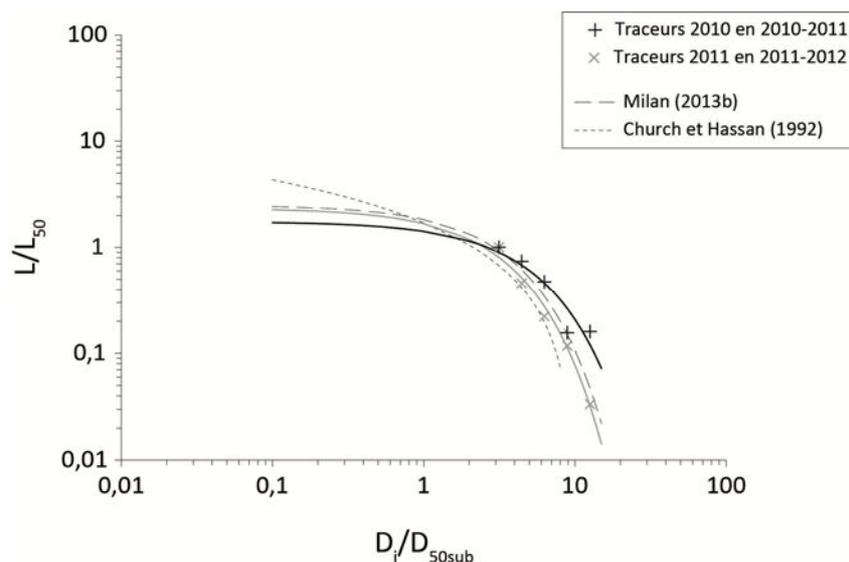
$$\text{Log } L^* = -0,092D^* + 0,244$$

(n=5, p=0,02, R<sup>2</sup>=0,873)

Pour les données de 2011-2012 avec les seuls traceurs de 2011, on obtient (Figure 7.51) :

$$\text{Log } L^* = -0,148D^* + 0,371$$

(n=5, p<0,001, R<sup>2</sup>=0,977)



**Figure 7.51** Relation entre distance de transport standardisée et taille des traceurs standardisée.

▪ **Distances de transport des particules inférieures au  $D_{50}$**

Si les distances de transport pour les particules composant la partie supérieure du spectre granulométrique de surface ( $>D_{50}$ ) sont désormais bien renseignées, on ignore ce qu'il en est des distances parcourues par les particules plus petites.

Pour des sédiments dont la taille rapportée au  $D_{50}$  de subsurface ( $D_i/D_{50ss}$ ) est inférieure à 2, de nombreux auteurs font le constat d'une faible augmentation des distances de transport à mesure que s'affine les sédiments, signe d'une réduction de l'influence de la taille des particules sur leur mobilité (Church et Hassan, 1992 ; Hassan et Church, 1992 ; Milan 2013b ; Ferguson et Wathen, 1998 ; Wilcok, 1997a, 1997b). Pour ces particules, les conditions de transport se rapprochent de la mobilité équivalente (Wilcok, 1997a, 1997b ; MacVicar et Roy, 2011). Sur la boucle étudiée, un rapport  $D_i/D_{50ss}$  égal à 2 équivaut grossièrement au  $D_{30}$  de surface (16,6 mm (=  $D_{32surf}$ ) sur le seuil 1 et 17 mm (=  $D_{29surf}$ ) sur le seuil 5). La valeur de ce  $D_{30}$  appartient à la classe de taille immédiatement inférieure à celle du  $D_{50}$  de surface.

Ce comportement de la partie inférieure du spectre granulométrique, généralement observé pour des particules structurellement contraintes (Church et Hassan, 1992), explique notre choix d'un ajustement des distances avec les fonctions présentées sur les Figure 7.49 et 7.49. Pour les deux années de suivi sur le Cher, les ajustements obtenus à partir d'une fonction puissance sont de meilleure qualité mais ce type de fonction s'applique davantage à des particules dépourvues de toute contrainte structurale, ce qui implique une augmentation toujours plus forte de la distance de transport à mesure que diminue la taille des sédiments (Church et Hassan, 1992 ; MacVicar et Roy, 2011). De plus, cette absence de contrainte ne correspond pas à la situation des traceurs suivis puisque ils ont été dans leur grande majorité intégrés à la structure préexistence lors de leur introduction dans le lit. Si l'on utilise donc les équations de régression présentées sur les Figure 7.49 et 7.49 pour estimer la distance moyenne de transport des plus petits graviers ( $D = 2$  mm), on obtient une valeur de 25 m en 2010-2011 et de 53 m en 2011-2012.

**4.4.4.b. VARIABILITE TEMPORELLE DES DISTANCES : LE ROLE DE LA DUREE ET DE LA MAGNITUDE DES EVENEMENTS HYDROLOGIQUES MOBILISATEURS**

Les distances de transport sont également fonction de la durée et de la magnitude des évènements mobilisateurs. Nous avons vu précédemment que les distances parcourues par les particules en 2010-2011 étaient significativement inférieures aux distances parcourues en 2011-2012. Ceci est cohérent avec le fait que les plus importantes durées de mobilisation et les plus forts débits aient été enregistrés la seconde année (Tableau 7.4, Tableau 7.5). La différence de distance a néanmoins été probablement minimisée par une structure de surface plus fortement développée en 2011-2012 (cf. Chapitre 7 B.3.5), ceci expliquant vraisemblablement les taux de mobilité paradoxalement inférieurs enregistrés lors de cette même année.

**Tableau 7.4** *Durée totale (en h) des débits supérieurs au débit de mobilisation en 2010-2011 et 2011-2012.*

	2010-2011	2011-2012
<b>Durée <math>Q_i \geq 20</math></b>	1022	1633
<b>Durée <math>Q_i \geq 30</math></b>	422	1057
<b>Durée <math>Q_i \geq 40</math></b>	113	765

**Tableau 7.5** Valeurs maximales de débit ( $m^3.s^{-1}$ ) en 2010-2011 et 2011-2012.

	2010-2011	2011-2012
<b>Q<sub>i</sub> max</b>	52,2	69,8
<b>Nbr pics <math>\geq</math> 40</b>	2	7

#### 4.4.4.c. RELATIONS ENTRE MORPHOLOGIE DU LIT ET TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND

Deux points sont ici discutés : la différence de distance de transport entre seuils et mouilles dans un premier temps, les relations entre distances de déplacement et morphogénèse dans un second temps.

##### ▪ **Distances de transport et unité géomorphologiques d'introduction**

Comme pour les taux de mobilité, les distances de transport les plus élevées concernent les particules introduites au niveau des mouilles. Ce constat est en accord avec ce que rapporte Sear (1996) concernant les différences de distances entre seuils et mouilles sur six rivières différentes dans le cas de débits approchant les pleins bords. Ces différences sont essentiellement dues à des contraintes critiques de mobilisation plus faibles sur les mouilles (Sear, 1992, 1996). Les causes qui peuvent être invoquées, de nature hydraulique et sédimentologique (Sear, 1992, 1996), sont identiques à celles qui ont été proposées pour expliquer le différentiel de mobilité entre seuils et mouilles. Nous renvoyons donc le lecteur à la discussion en question (cf. Chapitre 7 B.4.2.4).

##### ▪ **Morphogénèse et transport**

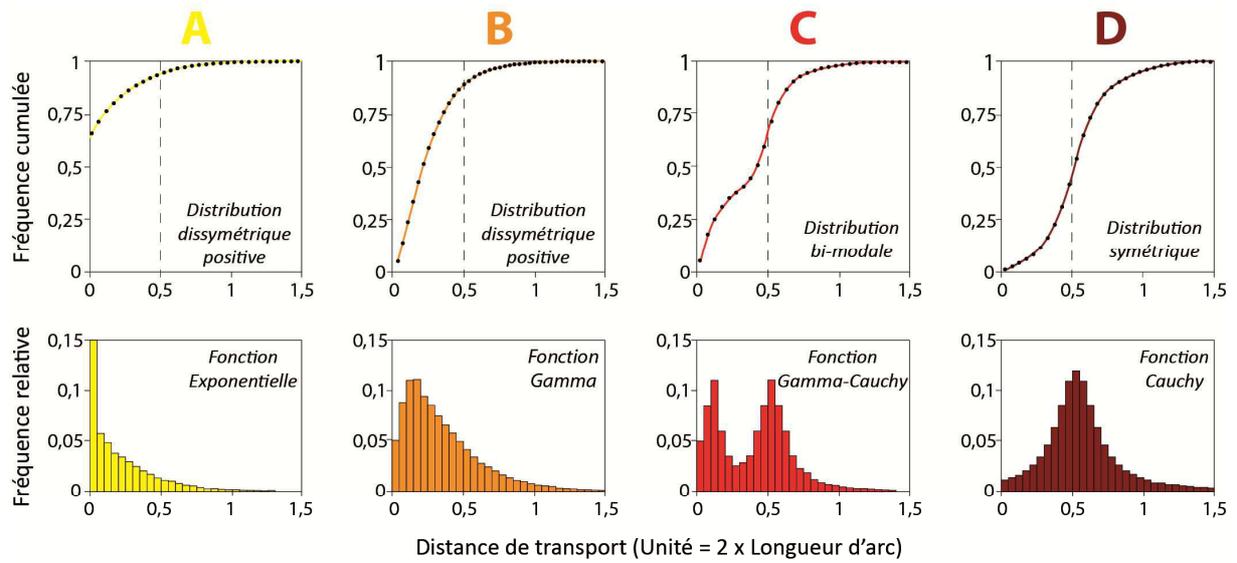
Pour chacune des années, les déplacements se sont pour l'essentiel produits au sein des unités d'introduction, et non d'une unité à l'autre. Ceci est généralement caractéristique d'évènements mobilisateurs de faible intensité (Milan et al., 2002 ; Pyrce et Ashmore, 2003a, 2003b), ce qui est cohérent avec les valeurs maximales de débits enregistrées au cours de la période de suivi ( $52,2 m^3.s^{-1}$  soit  $0,6 \times Q_{PB}$  en 2010-2011 et  $69,8 m^3.s^{-1}$  soit  $0,82 \times Q_{PB}$  en 2011-2012).

Les possibilités de comparaison avec d'autres cours d'eau sont limitées en raison du très faible nombre d'études proposant, sur des rivières à seuils et mouilles et pour une gamme relativement variée de débits, une reconstitution détaillée des distances et trajectoires de déplacements des sédiments. Les deux principales, à notre connaissance, ont concerné une seule et même rivière, la Rede (Milan et al., 2002 ; Milan, 2013a). Les déplacements inter-unités y débutent puis deviennent prédominants pour des débits compris entre  $0,3 \times Q_{PB}$  et  $0,7 \times Q_{PB}$ . L'essentiel du transport se produit alors entre unités adjacentes. De  $0,7 \times Q_{PB}$  à  $0,9 \times Q_{PB}$ , les distances augmentent et les unités de départ et d'arrivée ne sont plus contiguës. La majorité des déplacements se fait alors de seuil à seuil. Comparativement à la Rede, la capacité du Cher à assurer des déplacements d'une unité à l'autre semble nettement réduite. En effet, alors que les débits maximaux survenus chaque année correspondent à ceux des phases 2 et 3 décrites sur la Rede, les déplacements inter-unités sont demeurés très minoritaires (5,5 % des particules mobilisés en 2010-2011 et 15,6 % des particules mobilisées en 2011-2012). De plus, les trajectoires reconstituées sur le Cher sont annuelles et donc pluri-évènementielles, alors qu'elles sont strictement évènementielles sur la Rede. Ces différences sont possiblement dues, au moins en partie, à une puissance spécifique légèrement plus faible sur le Cher ( $22 w.m^{-2}$  contre  $28-56 w.m^{-2}$ ) et à une taille relative des traceurs largement inférieure sur la Rede. Sur cette dernière, le  $D_{50}$  des traceurs est en effet inférieur au  $D_{50}$  de surface alors que sur le Cher les traceurs utilisés sont de taille égale ou supérieure au  $D_{50}$  de surface.

Pour des débits proches ou supérieurs au débit à pleins bords, Milan et *al.* (2002), Milan (2013a) ou encore Sear (1996, ESPL) rapportent des déplacements se produisant dans leur majorité selon une distance égale ou supérieure à la longueur d'une unité seuil-mouille. Cette correspondance entre distance parcourue par la charge de fond au cours d'un évènement donné et morphologie du lit n'est en rien un hasard. En effet, l'une et l'autre interagissent fortement. De nombreux auteurs ont ainsi soit supposé soit mis en évidence un contrôle de la morphologie des lits sur les distances de déplacement (Pyrce et Ashmore, 2003a, 2003b, 2005 ; Ashmore et Church, 1998 ; Church, 2006 ; Hassan et Church, 1992 ; Hassan et *al.*, 1991 ; Kondolf et Matthews, 1986 ; Lane et *al.*, 1995). Celles-ci sont alors équivalentes à la distance séparant deux unités géomorphologiques identiques successives (Neill, 1971 (cité dans Church, 2006), 1984, 1987 ; Pyrce et Ashmore, 2003a, 2003b, 2005 ; Ashmore et Church, 1998). Pyrce et Ashmore (2003a, 2003b) ont par exemple distingué quatre types de distribution des distances de transport en fonction de l'intensité et de la durée des évènements mobilisateurs de la charge de fond (Figure 7.52). Les types A et B correspondent à des débits non morphogènes, avec une grande majorité de particules non mobilisées ou ayant parcouru une très faible distance. Les types C et D correspondent en revanche à des évènements morphogènes. Pour ces deux types, les distances de transport deviennent fortement indépendantes de la durée et de la magnitude des crues. Une grande partie du matériel mobilisé est alors déposée au niveau des bancs.

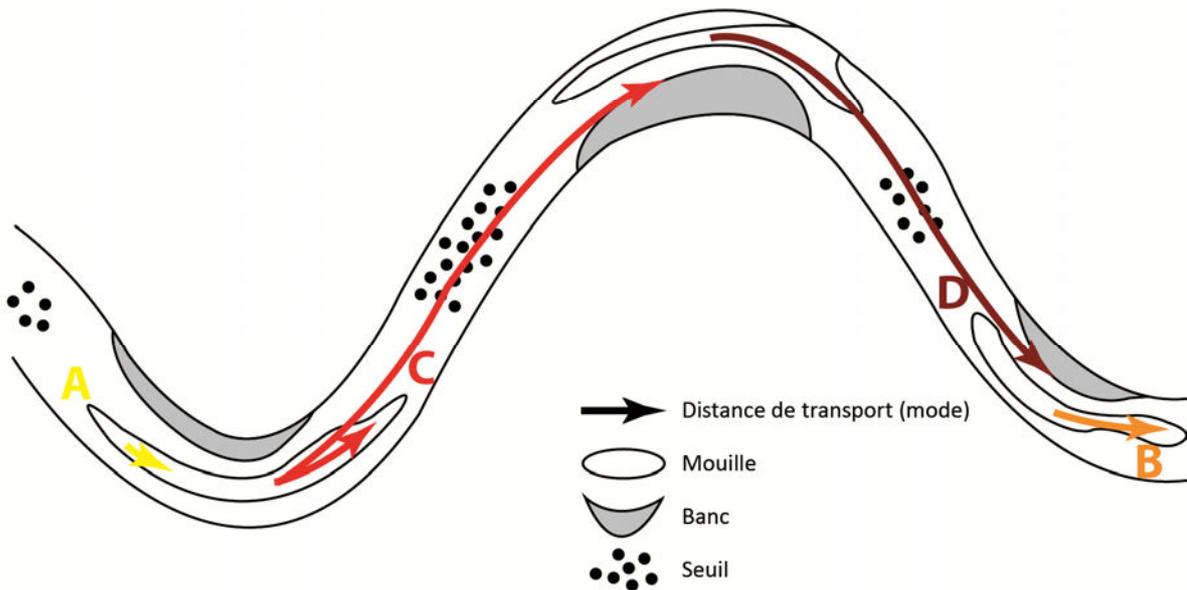
Si, dans certaines conditions, la structuration morphologique contraint donc les déplacements des sédiments, il est également considéré qu'en retour, **le développement et le maintien de cette structuration nécessite l'occurrence d'épisodes hydrologiques capables de transporter la charge de fond sur des distances au moins égales à la longueur d'une unité seuil-mouille** (Pyrce et Ashmore, 2003b, 2005).

Au regard de l'ensemble de ces considérations, il apparaît donc d'une part, que les évènements hydrologiques documentés sur le Cher de 2010 à 2012 ont été d'une très faible efficacité morphologique et, d'autre part, que la distance parcourue par la charge de fond n'a pas été contrôlée par la morphologie du lit. Ces deux points sont illustrés par la Figure 7.53. Y sont représentées les distributions des distances annuelles de transport. Elles ont été établies pour la totalité des particules mais aussi pour les seules particules mobilisées. Les distances individuelles ont été standardisées par la distance moyenne et regroupées par classes de taille dont la longueur d'intervalle est égale à 0,25 (Hassan et *al.*, 1991). Pour chacune des années, les distributions présentent des formes très similaires (Figure 7.53). Elles sont monotones, unimodales et positivement dissymétriques, avec une très faible distance du mode, celui-ci correspondant à la première classe de distance. Ces distributions sont identiques à celle du type A de la Figure 7.52, caractéristique des débits peu ou non morphogènes (Pyrce et Ashmore, 2003a, 2003b). Des fonctions de type exponentiel ou gamma s'ajustent théoriquement le mieux à ces distributions. Cela a été testé à l'aide d'un test de Kolmogorov-Smirnov et d'un test du  $\chi^2$  (Hassan et *al.*, 1991 ; Liébault et *al.*, 2012). A l'exception des données 2011-2012 sur les unités 2010 (avec l'intégralité des particules) (fonction gamma à deux paramètres :  $\chi^2$ ,  $p=0,062$ ) toutes les distributions sont significativement différentes des distributions de type gamma ou exponentiel. Visuellement, les fonctions gamma apparaissent néanmoins bien mieux ajustées que les fonctions exponentielles.



Augmentation de la mobilité des sédiments (contrainte de cisaillement et débit) →

Influence des bancs (contrainte morphologique) →



**Figure 7.52** Schéma des relations entre distances de transport et morphologie du lit en fonction de l'intensité des débits (d'après Pyrcce et Ashmore (2003b) et Keller (1972)).

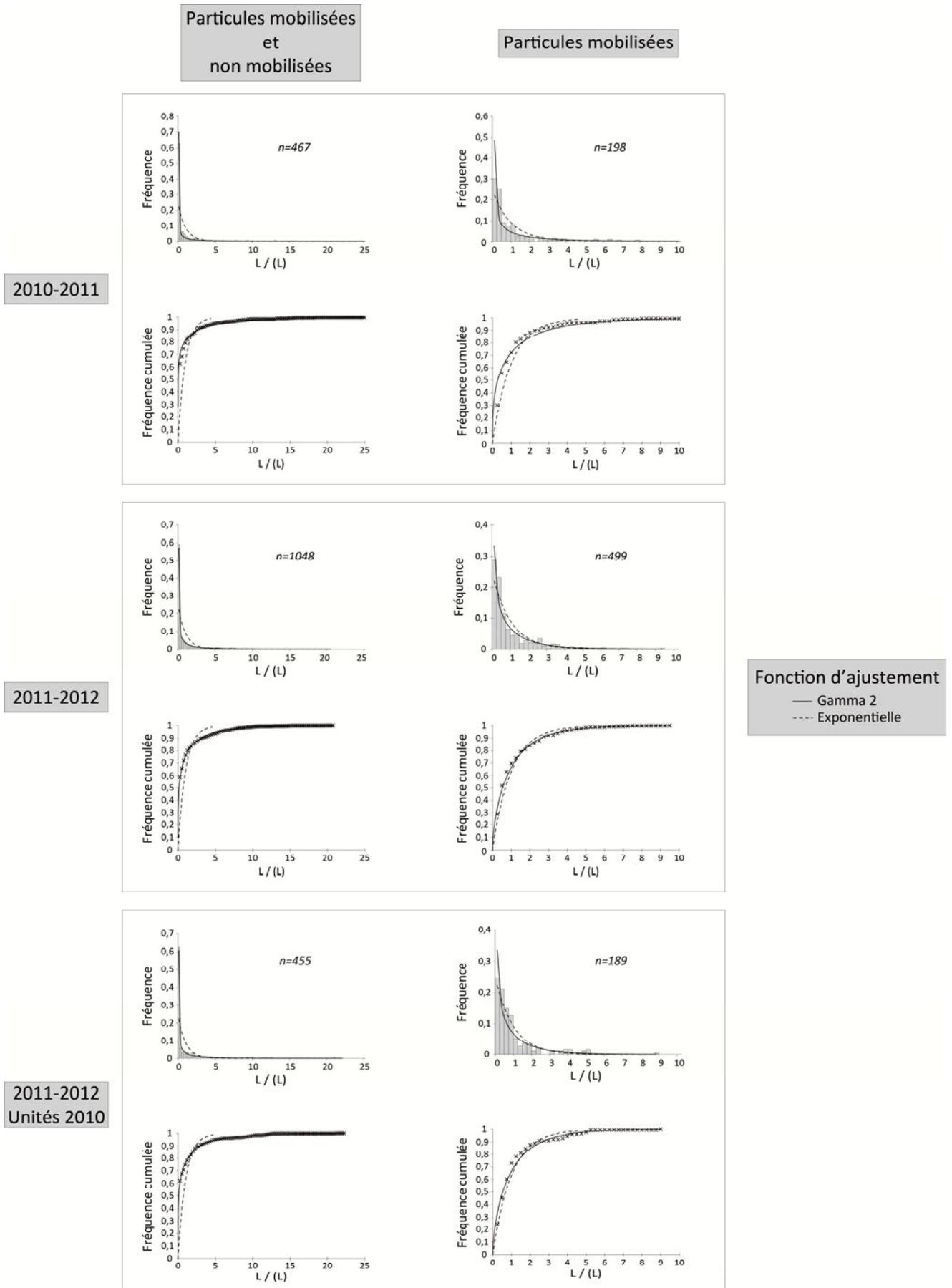


Figure 7.53 Distances de transport standardisées et fonctions d'ajustement.

## **SYNTHESE GLOBALE SUR LES TAUX DE MOBILISATION ET LES DISTANCES ANNUELLES DE TRANSPORT ENTRE 2010 ET 2012**

Les distances de transport ont été plus élevées la seconde année. Elles sont associées à une durée et une magnitude des événements hydrologiques mobilisateurs largement supérieures à la première année.

Paradoxalement, les taux de mobilisation ont été plus faibles la seconde année. Cela résulte vraisemblablement d'une structure de surface nettement moins développée lors de la première année. De ce fait la différence de distance de transport entre les deux années a été sûrement minimisée.

Taux de mobilisation et distances décroissent lorsque que la taille des particules augmente. Cette relation indique un probable transport sélectif de la charge de fond.

Taux de mobilisation et distances sont plus élevés sur les mouilles que sur les seuils. Deux causes possibles ont été avancées. La première se rapporte à un supposé différentiel de structuration de la couche de surface entre les deux types d'unités. Les sédiments composant la couche de surface des seuils présenteraient en effet un degré de compaction et d'imbrication nettement plus élevé, limitant de fait les possibilités de mobilisation. La seconde cause est liée à une organisation des écoulements qui induit vraisemblablement une quantité d'énergie disponible plus importante au niveau des mouilles.

Les traceurs mobilisés se sont déplacés dans leur grande majorité à l'intérieur de leur unité géomorphologique d'introduction. Ceci traduit la très faible efficacité morphogène des événements hydrologiques survenus.

Dans la partie suivante, mesures de terrain et formule de transport solide sont utilisés afin de proposer pour la boucle étudié sur le secteur 1 une estimation des volumes annuellement charriés lors de la période 2010-2012.

## **5. ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIES**

### **5.1. SUIVI-TOPOGRAPHIQUE ET TRACEURS : UNE FORTE SOUS-ESTIMATION DES VOLUMES TRANSPORTES**

#### **5.1.1. METHODOLOGIE**

Les volumes charriés peuvent être mesurés en recourant à deux types distincts de méthodes :

- **Les méthodes directes**

Elles reposent sur l'emploi d'échantillonneurs (Helley et Smith, 1971 ; Vericat et *al.*, 2006 ; Sterling et Church, 2002 ; Houbrecht et *al.*, 2012 ; Diplas et *al.*, 2008 ; Hubbell, 1987 ; Bunte et Abt, 2004 ; Pitlick, 1988) ou de pièges à sédiments (Sterling et Church, 2002 ; Gob et *al.*, 2005 ; Liébault et Laronne, 2008 ; Houbrecht et *al.*, 2012 ; Reid et *al.*, 1980 ; Laronne et *al.*, 1992b ; Carling, 1983). Au-delà des problèmes de mise en œuvre liés à la dimension du Cher, déjà évoqués précédemment (cf. Chapitre 7 B.2.1), les échantillonneurs présentent de nombreux désavantages. Ils peinent ainsi à rendre compte de la très forte variabilité spatio-temporelle du charriage (voir par exemple Hoey (1992) ou Gomez et *al.* (1989) pour les questions relatives à la variabilité du charriage). En effet, leur

utilisation ne permet que l'acquisition très brèves de données très localisées (Garcia et *al.*, 2000 ; Sear et *al.*, 2002). Par ailleurs, de nombreux biais limitent leur efficacité et aboutissent à d'importantes erreurs dans la détermination des distributions granulométriques du matériel charrié ou dans l'estimation des quantités réellement transportées (Sterling et Church, 2002 ; Hubbell et *al.*, 1985 ; Bunte et Abt, 2008). Ces biais peuvent par exemple provenir d'un mauvais positionnement de l'échantillonneur à la surface du lit, de durées de prélèvements inadéquates ou encore de l'utilisation d'appareils dont la dimension est inadaptée à la taille maximum des particules mobilisées (Bunte et *al.*, 2008 ; Ryan et Troendle, 1997 ; Gaudet et *al.*, 1994 ; Gomez et *al.*, 1989 ; Sterling et Church, 2002 ; Vericat et *al.*, 2006).

Ces erreurs sont en revanche minimales avec les pièges à sédiments (Sterling et Church, 2002 ; Houbrechts et *al.*, 2012 ; Diplas et *al.*, 2008). Lorsqu'ils sont déployés sur toute la largeur du lit, ils permettent d'autre part de s'affranchir (en partie) des problèmes inhérents à la variabilité temporelle et latérale du charriage, puisqu'ils assurent un piégeage intégral et continu de la charge de fond (Reid et *al.*, 1980 ; Reid et Frostick, 1986). Comme cela a déjà été précisé, l'investissement financier et humain réclamé excédait les moyens dont nous disposons. Une tentative, très artisanale, avec insertion de seaux dans le lit, a bien été tentée sur le secteur 1 mais la récupération du contenu des pièges entre deux crues n'a pu se faire en raison de niveaux d'eau trop élevés. Et une fois le lit accessible, les seaux étaient remplis.

Pour les différentes raisons évoquées ci-dessus, aucune des deux méthodes de mesure directe n'a donc été employée.

#### ▪ **Les méthodes indirectes**

Deux catégories de méthodes peuvent là aussi être distinguées.

La première fait appel à des détecteurs actifs, tels les ADCP, ou passifs, tels les géophones ou hydrophones (Gray et *al.*, 2010 ; Rickenmann et *al.*, 2012, 2013). Ce type de dispositif n'a pas été utilisé ici.

La seconde regroupe l'ensemble des méthodes dites « morphologiques » (ou inverse) (Ashmore et Church, 1998 ; Church, 2006). Fondées sur le principe de continuité sédimentaire, les différentes variantes existantes possèdent le point commun de s'appuyer sur une reconstitution des modifications topographiques du chenal pour inférer les volumes transportés le long d'un secteur donné ou au niveau d'une simple section transversale. Elles nécessitent en outre de connaître soit le débit solide au droit d'un des profils suivis, soit les distances de transport. Elles ont été abondamment employées au cours des vingt dernières années (par exemple Carson et Griffith, 1989 ; Surian et Cissoto, 2007 ; Eaton et Lapointe, 2001 ; McLean et Church, 1999 ; Martin et Church, 1995 ; Ham et Church, 2000 ; Lane, 1997 ; Lane et *al.*, 1995 ; Liébault et Laronne, 2008), notamment en raison des récents et nombreux progrès des technologies permettant l'acquisition de données topographiques (Liébault et Laronne, 2008 ; Hooke, 2003b).

Sur le Cher, les volumes charriés ont été mesurés en 2010-2011 et 2011-2012 sur le secteur 1 au droit de quatre profils distincts en exploitant l'une de ces méthodes inverses. Le terme de volumes charriés (*bedload*) est néanmoins ici en partie impropre car les volumes calculés concernent en théorie l'ensemble des sédiments composant le lit (*bed-material load*) (Church, 2006 ; Ashmore et Church, 1998), les plus fins d'entre eux pouvant être transportés par suspension.

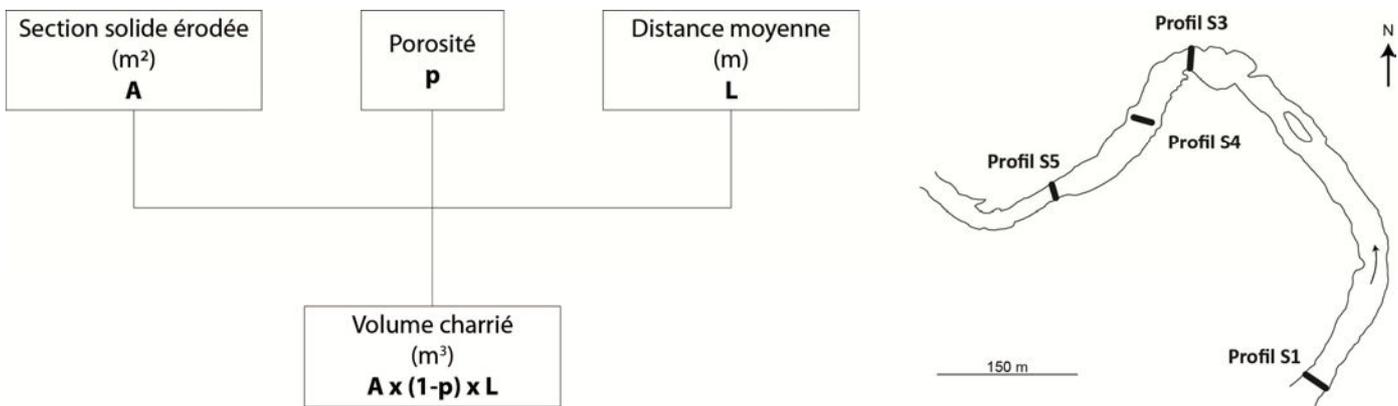
L'équation de continuité du transport de la charge de fond adaptée à la méthode choisie est la suivante (Laronne et *al.*, 1992a ; Sear et *al.*, 2003) (Figure 7.54):

$$Q = A \times (1 - p) \times U$$

avec  $Q$ , le débit solide ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) ;  $A$ , la section solide remaniée (en  $\text{m}^2$ ) ;  $p$ , la porosité et  $U$ , la vitesse moyenne des sédiments.

Comme  $Q = V/t$  avec  $V$ , le volume charrié ( $\text{m}^3$ ) sur une durée  $t$  (en s) ; et  $U = L/t$  avec  $L$  (en m), la distance parcourue par les sédiments sur une durée  $t$  (en s), l'équation de continuité peut alors s'écrire :

$$V/t = A \times (1 - p) \times L/t \quad \text{soit} \quad V = A \times (1 - p) \times L$$



**Figure 7.54** Equation de continuité et variables nécessaires à la détermination des volumes annuellement charriés sur le Cher entre 2010 et 2012.

A partir de cette formule, les volumes charriés sont généralement reconstitués à l'échelle événementielle (Laronne et *al.*, 1992a ; Haschenburger et Church 1998 ; Liébault 2003 ; Liébault et Laronne 2008 ; Rollet, 2003 ; Houbrechts et *al.*, 2012 ; Sear et *al.*, 2003 ; Hassan et *al.*, 1992, 1995). Une telle fréquence de suivi n'a pu être assurée sur le Cher en raison de l'impossibilité de prospecter l'intégralité du lit lors de la période des hautes eaux. Les volumes ont donc été calculés annuellement au droit des quatre transects le long desquels les traceurs ont été injectés individuellement.

Comme cela est indiqué sur la Figure 7.54, trois grandeurs sont nécessaires au calcul des volumes charriés :

- La distance parcourue par la charge de fond ( $L$ ) déterminée par l'intermédiaire des traceurs. Elle correspond pour chaque profil à la moyenne des distances parcourues par les traceurs mobilisés et détectés.
- La section mobilisée ( $A$ ), déterminée par simples relevés topographiques. Seules les modifications correspondant à un creusement du lit ont été retenues. On dispose d'une évolution topographique la première année et de trois la seconde année (Figure 7.55).
- La porosité ( $P$ ).

La porosité est définie par le rapport entre le volume occupé par l'espace séparant les particules sédimentaires et le volume total de sédiment (Bunte et Abt, 2001a ; Frings et *al.*, 2011). Nous avons retenue pour le Cher une fourchette de valeurs relativement étendue, allant de 0,15 à 0,35<sup>1</sup>.

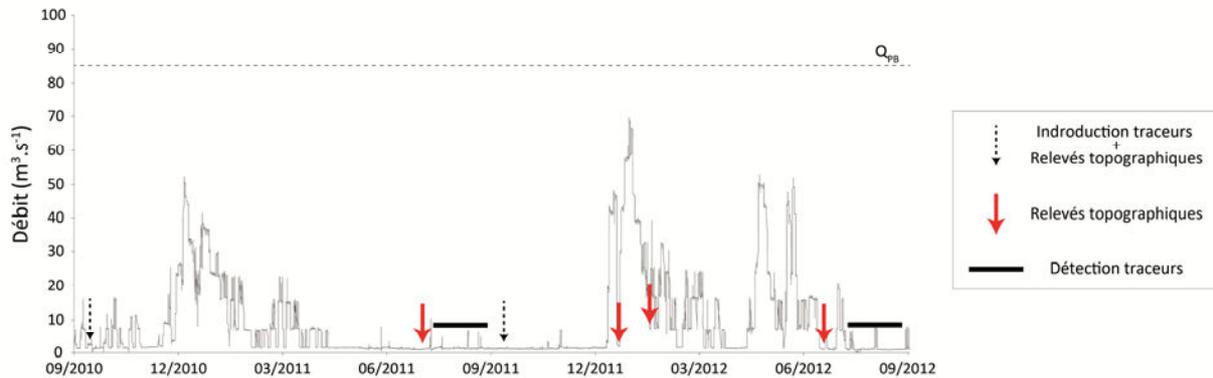


Figure 7.55 Date des relevés et des prospections effectués sur la boucle étudiée.

Enfin, l'utilisation de cette méthode pose la question du nombre minimal de traceurs nécessaire au calcul des volumes charriés. Si aucune procédure ne permet de déterminer ce nombre, Haschenburger et Church (1998) ont mesuré sur la Carnation Creek, rivière de dimension comparable à celle du Cher (largeur à pleins bords de la Carnation Creek = 15 m ; largeur à pleins bords du Cher sur la boucle étudiée = 41 m), des débits solides événementiels avec un minimum de sept particules disponibles. Sur le Cher, on dispose de 9 à 37 marqueurs pour chacun des profils. Le nombre de traceurs ici utilisés est donc vraisemblablement suffisant pour le calcul des volumes charriés.

### 5.1.2. DETERMINATION DE L'INCERTITUDE

Une incertitude est associée à chacun des paramètres intervenant dans le calcul des volumes.

Pour les évolutions topographiques entre deux relevés successifs, l'incertitude est associée à la mesure du DGPS (+/- RMSE) et à la rugosité du lit (+/-  $D_{50}$ ). Ces deux erreurs étant indépendantes, elles ont été combinées de la façon suivante :

$$\sqrt{(RMSE\ DGPS)^2 + D_{50}^2}$$

Pour les distances de transport, l'incertitude correspond à l'écart-type des distances annuelles (Haschenburger et Church, 1998).

<sup>1</sup> Il existe plusieurs équations empiriques permettant d'estimer la valeur de porosité (par exemple Wooster et *al.*, 2008 ; Wu et Wang, 2006 ; Carling et Reader, 1982), et ce à partir de simples grandeurs telles que le  $D_{50}$  ou l'écart-type de la distribution granulométrique. Ces équations ne sont cependant valables que pour les rivières sur lesquelles elles ont été élaborées (Frings et *al.*, 2011). Des équations théoriques, nettement plus fiables (Frings et *al.*, 2011), sont également disponibles mais elles sont complexes à appliquer. En l'absence de mesure de terrains, mais également du fait de la possible variabilité spatiale de la porosité, de l'inadaptabilité des formules empiriques et des difficultés d'application des formules théoriques, nous avons donc fait le choix de retenir une large gamme de valeurs. Elle recouvre les valeurs généralement utilisées dans la littérature pour des cours d'eau à graviers ou à graviers et sables (par exemple Frings et *al.*, 2008 ; Raven et *al.*, 2010 ; Piégay et *al.* 2004 ; Lane et *al.*, 1995 ; Martin et Church, 1995 ; Haschenburger et Church, 1998 ; Liébault et Laronne, 2008).

Pour la porosité, la fourchette de valeurs utilisées s'étend de 0,15 à 0,35. Une incertitude de +/- 0,1 avec une valeur centrale de 0,25, a donc été retenue.

L'erreur totale a ensuite été calculée à partir de la formule suivante (Haschenburger et Church, 1998) :

$$E_{tot} = \sqrt{\sum \left\{ \left( \frac{\partial Q}{\partial L} \times \delta L \right)^2 + \left( \frac{\partial Q}{\partial A} \times \delta A \right)^2 + \left( \frac{\partial Q}{\partial p} \times \delta p \right)^2 \right\}}$$

avec  $\delta L$ , l'incertitude associée à la distance de transport ;  $\delta A$ , l'incertitude associée à la section solide érodée et  $\delta p$ , l'incertitude associée à la porosité.

Dans la suite de l'analyse, les volumes charriés sont présentés pour chacune des années suivies.

### 5.1.3. DE FAIBLES VOLUMES CHARRIÉS

#### 5.1.3.a. 2010-2011

Les volumes charriés en 2010-2011 sont présentés sur la Figure 7.56. Les volumes unitaires (volume / largeur de la bande active) sont largement supérieurs sur le profil S1. Si l'on considère une porosité invariante entre profils, ils sont de 1,5 à 19,3 fois plus élevés que sur les autres profils. Les volumes unitaires les plus faibles sont enregistrés sur le profil S3.

#### 5.1.3.b. 2011-2012

Les volumes charriés en 2011-2012 sont proposés sur la Figure 7.56. Comme pour l'année 2010-2011, les volumes unitaires sont largement supérieurs sur le profil S1. Ils sont entre 1,8 et 9,5 fois plus élevés que sur les autres profils. Les volumes unitaires les plus faibles sont de nouveau enregistrés sur le profil S3.

Le fait que les volumes charriés au niveau du profil S1 soient plus élevés que pour les autres profils résulte principalement de modifications topographiques plus importantes (Tableau 7.6). En effet, comparativement aux autres profils, le profil S1 présente une érosion standardisée (érosion / largeur de la bande active) entre 1,1 et 6,2 fois plus forte la première année et entre 1,8 et 5 fois plus élevée la seconde. Ceci reflète la plus forte mobilité des sédiments précédemment discutée (Chapitre 7 B.3.5). Les très faibles volumes mesurés sur le seuil 3 découlent à la fois de très faibles sections érodées et de très faibles distances de transport (Tableau 7.6).

A l'exception du profil S4, les volumes augmentent nettement la seconde année. Sur les profils S1 (volume 2011-2012 / volume 2010-2011 = 3,3) et S5 (volume 2011-2012 / volume 2010-2011 = 6,7), cela est dû à un accroissement à la fois des distances et des sections érodées (Tableau 7.6). Sur le profil 3 (volume 2011-2012 / volume 2010-2011 = 6,7), cela résulte principalement de l'augmentation de la section érodée (Tableau 7.6). Le profil S4 (volume 2011-2012 / volume 2010-2011 = 0,91) se comporte en revanche de façon différente des autres profils, avec une section remaniée quasiment identique et, assez étrangement, une diminution de la distance de transport (Tableau 7.6). Cette diminution explique la très légère réduction des volumes charriés constatée la seconde année.

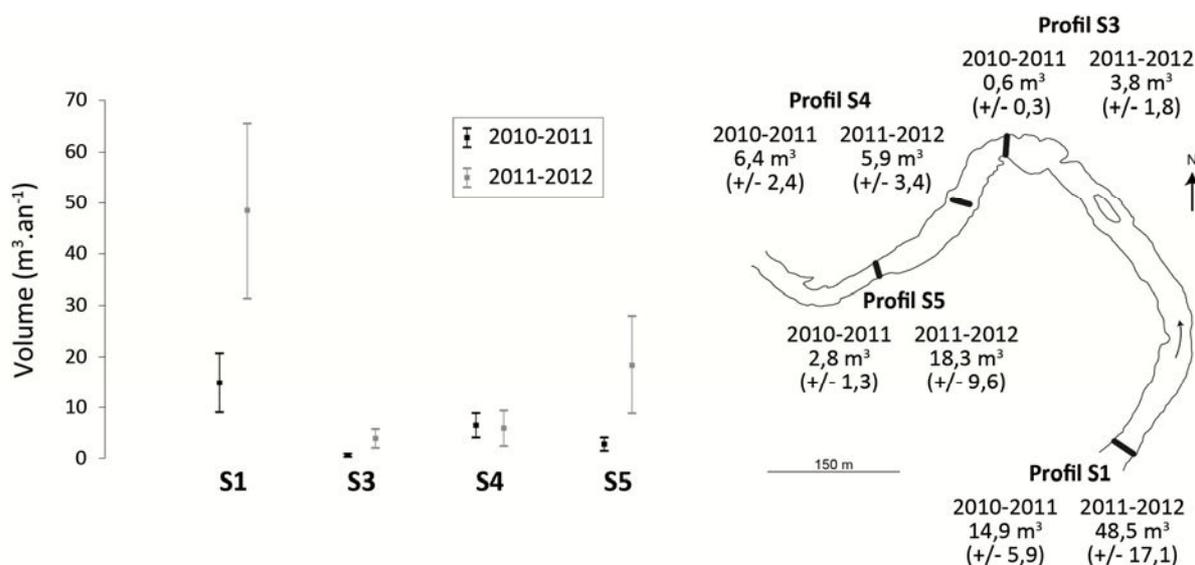


Figure 7.56 Volumes annuellement charriés estimés par la méthode morphologique au droit des quatre profils suivis.

Tableau 7.6 Section érodée et distance de transport annuelles au droit de chacun des profils suivis.

2010-2011	S1	S3	S4	S5
Section érodée (m <sup>2</sup> )	1,56 (+/- 0,37)	0,19 (+/- 0,18)	0,43 (+/- 0,22)	0,95 (+/- 0,35)
Distance moyenne (m)	12,6	4,1	20,1	3,9
Distance médiane (m)	9,2	3,2	17,9	1,6
Ecart-type	13,8	4,8	18,1	5,2
Nombre de traceurs	25	13	18	20
2011-2012	S1	S3	S4	S5
Section érodée (m <sup>2</sup> )	3,75 (+/-1,29)	1,04 (+/- 1,23)	0,47 (+/- 0,6)	1,39 (+/- 0,84)
Distance moyenne (m)	17,2	4,9	16,6	17,6
Distance médiane (m)	10,3	3,7	7,9	5,9
Ecart-type	15,8	3,5	19,2	24,4
Nombre de traceurs	37	9	18	14

#### 5.1.4. DISCUSSION : BIAIS ET DEGRE DE FIABILITE DE LA METHODE

Cette méthode, comme toute méthode d'estimation du transport solide, comporte des biais qu'il convient d'identifier et, si possible, de quantifier. Leur prise en compte est en effet nécessaire pour que puissent être déterminée la fiabilité des résultats obtenus

#### **5.1.4.a. SOURCES DE SURESTIMATION DES VOLUMES**

Trois biais principaux participent potentiellement à la surestimation. Les deux premiers se rapportent à la détermination des sections érodées, le dernier concerne les distances de transport.

- Tout d'abord, les sections érodées intègrent une proportion de matériel sableux dont la majeure partie est transportée par suspension. De ce fait, ce matériel devrait être exclu de l'analyse pour obtenir les volumes véritablement charriés. La question de la distinction entre sables charriés et sables transportés en suspension est cependant complexe car leurs quantités et proportions respectives varient fortement en fonction des débits. En l'absence de pièges à sédiments ou de prélèvements par échantillonneurs, il est impossible de déterminer les volumes de sables réellement impliqués dans le charriage. Nous nous contenterons donc seulement de rappeler que le lit du Cher comporte en surface de 3,6 % à 11,2 % de sables. En subsurface, les seuils 1 et 5 sont respectivement composés de 27,9 % et 22 % de sables.

- Ensuite, la surface des lits peut être soumise à des variations topographiques notables sans que survienne le moindre déplacement de sédiments en direction de l'aval. Sur un petit cours d'eau québécois (largeur à pleins bords = 6m), Marquis et Roy (2012) ont ainsi observé des dilatations et contractions verticales du lit en l'absence de toute mobilité longitudinale des grains. Ces processus, liés à des réorganisations de la structure sédimentaire, peuvent concerner jusqu'à 40 % de la superficie du lit. Leur amplitude moyenne est d'environ 5-6 cm (soit l'équivalent du  $D_{50}$  sur leur secteur d'étude) et peut atteindre localement jusqu'à 10 cm. Elle excède la marge d'erreur maximale associée à nos mesures des évolutions topographique ponctuelles, qui est de l'ordre de +/- 2,5 cm. Ainsi, il n'est pas exclu qu'une partie des sections considérées comme érodées, correspondant en réalité à des zones de contraction du lit, n'aient pas participé au transport sédimentaire.

- Enfin, en raison de la très nette asymétrie des distributions des distances de transport pour chacune des années (sureprésentation des courtes distances), l'utilisation de la moyenne arithmétique plutôt que de la médiane ou de la moyenne géométrique tend à surestimer les distances de transport. Pour des distributions de distances également dissymétriques, Liébault et Laronne (2008) obtiennent néanmoins une meilleure estimation des volumes charriés à partir de la moyenne des distances.

#### **5.1.4.b. SOURCES DE SOUS-ESTIMATION DES VOLUMES**

Deux causes de sous-estimation des volumes ont été identifiées.

- Tout d'abord, les sections érodées sont estimées *a minima* car un simple suivi topographique ne permet pas d'enregistrer la survenue éventuelle de phases successives d'érosion et de dépôt entre deux relevés consécutifs. Il est pourtant fréquent que se produisent au cours d'une même crue, au moins sur certaines portions du lit, de tels processus (Liébault et Laronne, 2008 ; Marquis et Roy, 2012 ; Haschenburger et Church, 1998). Pour 20 événements hydrologiques distincts, Marquis et Roy (2012) ont par exemple montré qu'en moyenne 40 % de la surface du lit étaient sujets à creusement puis à remblaiement sans que soit constatée au final une quelconque variation topographique. Ce biais inhérent au suivi topographique peut être compensé, au moins partiellement, par l'emploi de chaînes d'érosion (Laronne et al., 1992a ; Laronne et al., 1994 ; Leopold et al., 1964 ; Haschenburger et Church, 1998 ; Liébault et Laronne, 2008 ; Lisle, 1989 ; Hassan et Woodsmith, 2004). Cette technique a été testée sur le Cher mais elle s'est avérée totalement inefficace en raison de la submersion quasi-intégrale de la bande active à l'étiage, mais aussi en raison des vitesses d'écoulement trop élevées au niveau des seuils. Les sections mobilisées peuvent aussi être

déterminées assez précisément en estimant l'épaisseur et la largeur de la couche active par l'intermédiaire de traceurs (Sear et *al.*, 2003 ; Haschneburger et Church, 1998). Cette méthode fournit des résultats équivalents à ceux obtenus en recourant à la fois aux chaînes d'érosion et aux suivis topographiques (Haschenburger et Church, 1998). Elle n'a pu être appliquée sur le Cher, là aussi du fait de la submersion quasi totale du lit.

- Ensuite, la méthode employée ici ne permet de rendre compte que de façon très incomplète du transport des particules provenant soit de patches de sédiments fins, soit de la couche de subsurface. L'essentiel des volumes charriés pour des événements hydrologiques de faible intensité, tels que ceux survenus sur le Cher entre 2010 et 2012, provient pourtant de ces deux sources de sédiments (Garcia et *al.*, 1999 ; Laronne et *al.*, 2001 ; Church et Hassan, 2005 ; Vericat et *al.*, 2008 ; Batalla et *al.*, 2010 ; Recking, 2010 ; Lisle, 1995). Lors de ces épisodes, caractérisés par un transport partiel de la charge de fond, les sables et petits graviers composant les patches de sédiments fins sont dans un premier temps mobilisés (Garcia et *al.*, 1999 ; Vericat et *al.*, 2008 ; Laronne et *al.*, 2001). Ces mobilisations se produisent pour des débits inférieurs aux débits critiques du  $D_{50}$  de surface et donc pour des débits inférieurs au débit critique de mobilisation déterminé sur le Cher par l'intermédiaire du suivi des traceurs. Dans un second temps, certains des grains composant la couche de subsurface sont mis en mouvement çà et là à la faveur de ruptures locales de la couche de surface (Recking, 2010 ; Vericat et *al.*, 2008). Si la granulométrie des particules charriées augmente avec les débits, elle demeure pour ce type d'épisodes de transport partiel largement inférieure à celle de la couche de subsurface, et par conséquent à celle de surface (Garcia et *al.*, 1999 ; Vericat et *al.*, 2008 ; Houbrechts et *al.*, 2012 ; Wilcock, 1997a ; Lisle, 1995 ; Pitlick et *al.*, 2008 ; Clayton et Pitlick, 2007, WRR ; Komar et Shih, 1992). Ainsi, on peut raisonnablement considérer que les sédiments charriés sur le Cher lors de chacune des années de suivi présentent une granulométrie largement inférieure à celle des particules marquées (taille des particules marquées  $> D_{50}$  de surface). De plus, une grande part de ces sédiments a vraisemblablement été plus fréquemment mobilisée et a donc parcouru de plus grandes distances que les particules marquées. L'ensemble de ces considérations induit *in fine* une sous-estimation des volumes charriés avec la méthode ici utilisée.

#### 5.1.4.c. CORRECTION DES BIAIS ET FIABILITE DE LA METHODE

Aucun des biais précédemment exposés n'a malheureusement pu être corrigé. De ce fait, il apparaît délicat de se prononcer sur le degré de précision de la méthode. En l'absence de telles corrections, deux principales voies sont habituellement empruntées pour estimer la fiabilité des volumes déduits de méthodes morphologiques. Ces derniers sont comparés soit à des mesures de terrain considérées comme justes ou très proches de la réalité, obtenues à partir de pièges à sédiments (Liébault et Laronne, 2008 ; Sear et *al.*, 2003 ; Houbrechts et *al.*, 2012), soit à des résultats issus de formules de transport solide (Carson et Griffith, 1989 ; Martin et Church, 1995 ; McLean et Church, 1999 ; Ham et Church, 2000).

Concernant notre méthode combinant traceurs et suivi topographique, seules trois études ont, à notre connaissance, proposé une comparaison avec d'autres types de mesure. Chacune d'entre elle utilise des pièges à sédiments comme moyen de contrôle (Liébault et Laronne, 2008 ; Sear et *al.*, 2003 ; Houbrechts et *al.*, 2012). Alors que Liébault et Laronne (2008) et Sear et *al.* (2003) ont conclu à l'efficacité de la méthode, Houbrechts et *al.* (2012) ont en revanche mis en évidence une très forte sous-estimation des volumes.

Les premiers obtiennent pour quatre crues successives des volumes seulement inférieurs de 12 % aux volumes estimés *via* le piégeage de la charge de fond. Les seconds aboutissent pour cinq

événements distincts à une précision moyenne estimée à +/- 130 % des volumes piégés. Plusieurs différences méthodologiques existent néanmoins par rapport à ce qui a été réalisé sur le Cher. Dans ces deux études, les sections remaniées sont estimées de façon très fine puisque le suivi est évènementiel et que chaînes d'érosion ou traceurs sont employés afin de déterminer l'épaisseur de la couche active. Sur le Cher, ces techniques n'ont pu être utilisées, interdisant ainsi toute détection de creusements et remblaiements successifs au cours d'une même crue. De plus, plusieurs événements mobilisateurs séparent presque systématiquement deux relevés topographiques consécutifs. Par ailleurs, dans l'étude de Liébault et Laronne (2008), les volumes charriés sont estimés de façon très juste en raison à la fois de l'absence de matériel sableux et d'une granulométrie des traceurs représentative de l'intégralité du lit. En effet, la totalité du spectre granulométrique a pu être marquée et les granulométries de surface et de subsurface sont identiques. Sur le Cher, en revanche, les distances de transport des particules composant la couche de subsurface ou la moitié inférieure de la distribution granulométrique de surface ne sont pas renseignées.

A la différence de Liébault et Laronne (2008) et de Sear et *al.* (2003), Houbrechts et *al.* (2012) font le constat, sur plusieurs rivières, d'une très nette sous-estimation des volumes évènementiels lorsque sont utilisés traceurs (PIT-Tags) et chaînes d'érosion. Ils expliquent cela par une incapacité de la méthode à rendre compte des volumes charriés pour les plus petites particules (2-20 mm), qui ne peuvent être marquées. Sur la Berwinne, pour une crue équivalente à  $0,5 \times Q_{PB}$ , 93 % du matériel accumulé dans les pièges à sédiments sont ainsi inférieurs à 20 mm. Pour une crue proche des pleins bords, 85 % du matériel accumulé sont inférieurs à 20 mm. Lorsque le volume occupé par les sédiments inférieurs à 20 mm est retranché du volume total, le volume piégé est alors similaire au volume estimé par la méthode des traceurs et des chaînes d'érosion. Par ailleurs, ces proportions de matériel fin accumulé dans les pièges excèdent amplement celles constatées en surface (28 % des sédiments < 20 mm) et en subsurface (57 % des sédiments < 20 mm). Selon les auteurs, cette différence pourrait être due au fait que les particules fines sont transportées sur de plus grandes distances et sont plus fréquemment mobilisées. Ces explications, qui se rapportent au rôle des patches de sédiments fins et à celui des ruptures locales de la couche d'armure lors des épisodes de transport partiel, ont été précédemment évoquées comme cause potentielle de sous-estimation des volumes charriés par la méthode des traceurs.

**Au regard de l'ensemble des éléments qui viennent d'être présentés, nous pouvons raisonnablement conclure à une probable forte sous-estimation des volumes charriés sur le Cher par la méthode des traceurs et du suivi topographique.**

Afin de déterminer de façon un peu moins approximative les volumes réellement charriés sur le Cher, nous nous sommes appuyés sur les résultats des travaux de Houbrechts et *al.* (2012). Pour les quelques cas qui y sont présentés, les volumes piégés sont environ dix fois supérieurs aux volumes estimés par la méthode combinant traceurs et suivi topographique. Une différence identique a été appliquée sur le Cher. Procéder de la sorte permet vraisemblablement d'obtenir une valeur plus juste des volumes réellement charriés. Il s'agit néanmoins encore très certainement d'une sous-estimation puisque subsiste notamment le problème de la non-prise en compte d'éventuelles phases successives de creusement-remblaiement. Ces volumes corrigés sont présentés dans le Tableau 7.7.

**Tableau 7.7** Valeurs corrigées des volumes annuellement charriés (en m<sup>3</sup>) estimés par la méthode morphologique au droit des quatre profils suivis.

	Profil S1	Profil S3	Profil S4	Profil S5
<b>2010-2011</b>	149	6	64	28
<b>2011-2012</b>	485	38	59	183

#### 5.1.5. CONCLUSION SUR LA METHODE

Au final, la méthode employée pour estimer les volumes charriés apparaît très peu satisfaisante. Si elle offre de nombreux avantages en comparaison des méthodes dites directes (possibilité de documenter des crues de fortes magnitude, main d'œuvre limitée, présence non nécessaire lors des évènements mobilisateurs, coût limitée (Laronne et *al.*, 1992a ; Sear et *al.*, 2003)), elle présente de façon générale, et plus encore dans le cas qui nous concerne ici, de nombreux inconvénients. Tout d'abord, d'un point de vue pratique, elle est très chronophage, tant pour la phase de préparation des traceurs que pour celle de prospection du lit. Cette dernière s'est avérée particulièrement problématique sur le Cher en raison de l'immersion de l'essentiel de la bande active en basses eaux, ce qui rallonge grandement la durée de recherche des traceurs, ainsi que de la présence de portions de rivière uniquement praticables en bateau. Ensuite, du point de vue des résultats obtenus, la méthode présente un très faible niveau de fiabilité. Cela est dû essentiellement aux caractéristiques hydrologiques et granulométriques du tronçon étudié. Tout d'abord, l'immersion du lit empêche l'emploi de chaînes d'érosion, ce qui nuit à la qualité de l'estimation des sections érodées. Ensuite, étant donné la dimension des PIT-tags existant aujourd'hui, la granulométrie du lit interdit le marquage de particules de taille inférieure au D<sub>50</sub> de surface. Ceci conduit à fournir une image peu représentative des distances de transport. Enfin, le régime hydrologique rend généralement le lit inaccessible durant l'intégralité de la période des hautes eaux, interdisant tout suivi topographique évènementiel.

Ainsi, de nombreuses conditions, très restrictives lorsqu'elles sont considérées conjointement, semblent devoir être remplies pour que la méthode combinant PIT-tags et suivi topographique (couplé à l'emploi de chaînes d'érosion) soit en mesure de fournir une estimation fiable des volumes charriés :

- un régime hydrologique très sporadique laissant l'essentiel de la bande active émergée entre deux crues,
- une taille des sédiments suffisamment grossière pour que l'intégralité du spectre granulométrique puisse être marquée,
  - l'absence de couche d'armure,
  - un substrat très pauvre en sables.

Si le degré de fiabilité des résultats obtenus n'a pu être testé à l'aide de données issues de pièges à sédiments, demeure la possibilité de recourir aux formules de transport solide. Dans le chapitre suivant, la formule de Recking (2010, 2013) est sollicitée afin de déterminer les volumes annuellement charriés entre 2010 et 2012. Ces résultats sont ensuite comparés à ceux obtenus par l'intermédiaire de la méthode des traceurs.

## 5.2. UNE APPROCHE COMPLEMENTAIRE : ESTIMATION DES VOLUMES PAR LA FORMULE DE RECKING

### 5.2.1. METHODOLOGIE

#### 5.2.1.a. LA FORMULE UTILISEE

L'un des principaux problèmes posés par les formules de transport solide est le caractère souvent très restreint de leur domaine de validité. De ce fait, elles perdent en puissance de prédiction dès qu'elles sont appliquées pour des conditions hydrauliques et granulométriques qui s'écartent de ce domaine de validité (Recking et *al.*, 2012 ; Gomez et Church, 1989 ; Hicks et Gomez, 2003). Ainsi, la marge d'erreur qui leur est associée est généralement très élevée (Bathurst et *al.*, 1987 ; Gomez et Church, 1989 ; Barry et *al.*, 2004 ; Khorram et Ergil, 2010). Elle excède fréquemment plusieurs ordres de grandeur (Recking, 2010). Par ailleurs, ces formules échouent également à rendre compte des deux premières phases du charriage (Recking et *al.*, 2012 ; Malavoi et *al.*, 2011). Ce dernier point est particulièrement problématique pour le Cher puisque nous avons vu précédemment que le transport total sur cette rivière ne serait que très rarement en mesure de se produire.

Des travaux récents ont cependant abouti à l'élaboration d'une nouvelle formule adaptée à la totalité des phases du charriage et présentant un niveau de fiabilité élevé pour une vaste gamme de conditions hydrauliques et granulométriques ( $0,0002 < \text{pente (m.m}^{-1}) < 0,07$  ;  $0,9 < \text{axe } b \text{ (mm)} < 558$  ;  $0,3 < \text{Largeur (m)} < 200$  ;  $0,06 < \tau_{84}^*/\tau_{c84}^* < 41$ ) (Recking, 2009, 2010, 2013 ; Recking et *al.*, 2008 ; Malavoi et *al.*, 2011). Son niveau de fiabilité a été testé et validé en se référant au ratio [ $Q_s$  calculé /  $Q_s$  mesuré], calculé sur plus de 3000 données de terrain (Recking, 2010) acquises sur 56 cours d'eau différents. Ce ratio est compris entre 0,1 et 10 pour 86 % des données de contrôle, entre 0,2 et 5 pour 72 % d'entre elles, et entre 0,5 et 2 pour 38 % (Malavoi et *al.*, 2011).

Cette formule présente en outre le double avantage d'être simple à appliquer et de ne faire appel qu'à un nombre limité de paramètres, tous assez aisés à acquérir. Il s'agit des débits, de la largeur et de la pente du lit et enfin du  $D_{50}$  et du  $D_{84}$  de surface (Recking, 2010, 2013). Pour toutes les raisons évoquées ci-dessus, cette formule a été retenue pour le Cher.

Les volumes charriés sont obtenus en quatre étapes :

- Calcul du nombre critique de Shields pour le  $D_{84}$  de surface :

$$\tau_{c84}^* = (5S + 0,06) \left( \frac{D_{84}}{D_{50}} \right)^{4,4\sqrt{S}-1,5}$$

avec  $S$ , la pente du lit (en  $\text{m.m}^{-1}$ ) ;  $D_{50}$ , la taille médiane de l'axe  $b$  des sédiments de surface (en m) et  $D_{84}$ , le 84<sup>ème</sup> centile de la distribution granulométrique de surface (en m).

- Calcul du nombre de Shields appliqué au  $D_{84}$  pour un débit donné :

$$\tau_{84}^* = \frac{S}{(s-1)D_{84} \left[ \frac{2}{w} + 74p^{2,6}(gS)^p q^{-2p} D_{84}^{3p-1} \right]}$$

avec  $S$ , la pente du lit (en  $\text{m.m}^{-1}$ ) ;  $w$ , la largeur du lit à pleins bords (en m) ;  $g$ , l'accélération de la pesanteur ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ) et  $p = 0,3$  lorsque, comme c'est ici le cas,  $\frac{q}{\sqrt{gSD_{84}^3}} > 100$ .

- Calcul du paramètre adimensionnel d'Einstein :

$$\Phi = \frac{14\tau_{84}^{*2,5}}{[1 + (\frac{\tau_{c84}^*}{\tau_{84}^*})^4]}$$

- Calcul du taux de transport volumique (en  $m^3.s^{-1}$ ) :

$$q_{sv} = w \sqrt{g(s-1)D_{84}^3} \Phi$$

avec  $w$ , la largeur de la bande active (en m) et  $s$ , le ratio entre densité des sédiments et densité de l'eau (=2,65).

Les volumes charriés en 2010-2011 et 2011-2012 ont été estimés pour une section moyenne représentative de la totalité de la boucle et pour chacun des profils transversaux équipés de traceurs. Les données utilisées pour le calcul des volumes sont présentées ci-dessous. Lorsque cela était possible, les incertitudes associées à chacun des paramètres de la formule ont été considérées.

#### 5.2.1.b. LES DONNEES

##### ▪ **Les débits**

Les débits utilisés sont ceux de la station de Montluçon, située 28 km à l'amont du site d'étude. Il s'agit de débits instantanés, déterminés à un pas de temps horaire. Ils ont été corrigés par l'intermédiaire de la formule de Myer (cf. Chapitre 6 A.1.1).

##### ▪ **La pente**

La pente du lit à l'étiage, mesurée au DGPS sur l'intégralité de la boucle étudiée, a été utilisée.

##### ▪ **La largeur**

Deux largeurs distinctes doivent être connues, celle du lit à pleins bords et celle de la bande active (Tableau 7.8) :

- La largeur du lit à pleins bords permet de déterminer le débit liquide unitaire, indispensable au calcul du nombre de Shields pour le  $D_{84}$ , et, *in fine*, au calcul du débit solide unitaire. Pour l'estimation des volumes charriés à l'échelle de la boucle, la largeur moyenne à pleins bords sur la boucle a été retenue (cf. Chapitre 7 B.3.4). Pour l'estimation des volumes charriés au droit de chacun des profils, l'estimation du débit unitaire présente une incertitude non négligeable en raison de la complexité topographique de ces profils. De ce fait, deux valeurs de débits unitaires ont été retenues pour chaque profil. L'une est identique pour tous les profils et a été obtenue à partir de la largeur moyenne à pleins bords sur la boucle. L'autre a été obtenue à partir de la largeur à pleins bords au droit de chacun des profils. Cette largeur a été déterminée à partir du MNT lidar de la vallée du Cher.

La variation de la largeur de la section mouillée avec les débits n'a en revanche pu être prise en compte puisque la géométrie du lit est ici considérée comme rectangulaire.

- La largeur de la bande active permet de calculer le débit solide total transitant le long de chacun des profils. Elle a été mesurée sur terrain.

▪ **La granulométrie**

Pour le calcul des volumes à l'échelle de la boucle, le  $D_{50}$  et le  $D_{84}$  utilisés ont été obtenus à partir de l'intégralité des particules échantillonnées sur chacun des quatre seuils (Tableau 7.8). Pour le calcul des volumes au droit de chacun des profils, les  $D_{50}$  et le  $D_{84}$  retenus sont ceux des seuils sur lesquels sont implantés les profils. L'incertitude statistique associée à ces deux centiles (cf. Chapitre 7 A.1.1) a été prise en compte. L'incertitude liée à l'opérateur n'a en revanche pu être déterminée.

**Tableau 7.8** Largeur du lit,  $D_{50}$  et  $D_{84}$  au niveau des profils au droit desquels la formule de Recking a été utilisée pour calculer les volumes charriés.

	S1	S3	S4	S5	Boucle
<b>Largeur pleins bords (m)</b>	38,5	48	59	65	41,8
<b>Largeur bande active (m)</b>	31,6	23,7	19,9	21,5	25,9
<b><math>D_{50}</math> (mm)</b>	20,7-23,8	21,3-25,4	29,4-34,7	24,6-29,8	24,6-26,7
<b><math>D_{84}</math> (mm)</b>	34,8-39,7	39,5-45,4	56-63,4	54-61,2	48-52,6

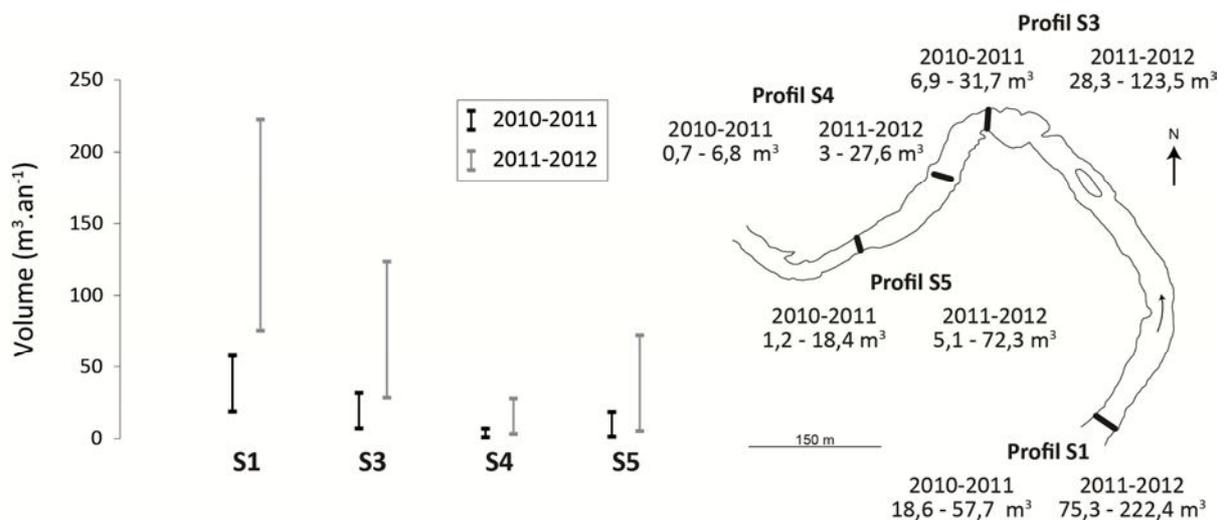
**5.2.2. RESULTATS**

**5.2.2.a. 2010-2011**

Le volume charrié en 2010-2011 sur la boucle est estimé à **11,3-19 m<sup>3</sup>**. Il est compris entre 18,6 et 57,7 m<sup>3</sup> sur le profil S1 ; 6,9 et 31,7 m<sup>3</sup> sur le profil S3 ; 0,7 et 6,8 m<sup>3</sup> sur le profil S4 et 1,2 et 18,4 m<sup>3</sup> sur le profil S5 (Figure 7.57).

**5.2.2.b. 2011-2012**

Le volume charrié en 2011-2012 sur la boucle est estimé à **45,9-75,6 m<sup>3</sup>**. Il est compris entre 75,3 et 222,4 m<sup>3</sup> sur le profil S1 ; 28,3 et 123,5 m<sup>3</sup> sur le profil S3 ; 3 et 27,6 sur le profil S4 m<sup>3</sup> et 5,1 et 72,3 m<sup>3</sup> sur le profil S5 (Figure 7.57).



**Figure 7.57** Volumes annuellement charriés calculés avec la formule de Recking (2013) au droit des quatre profils suivis.

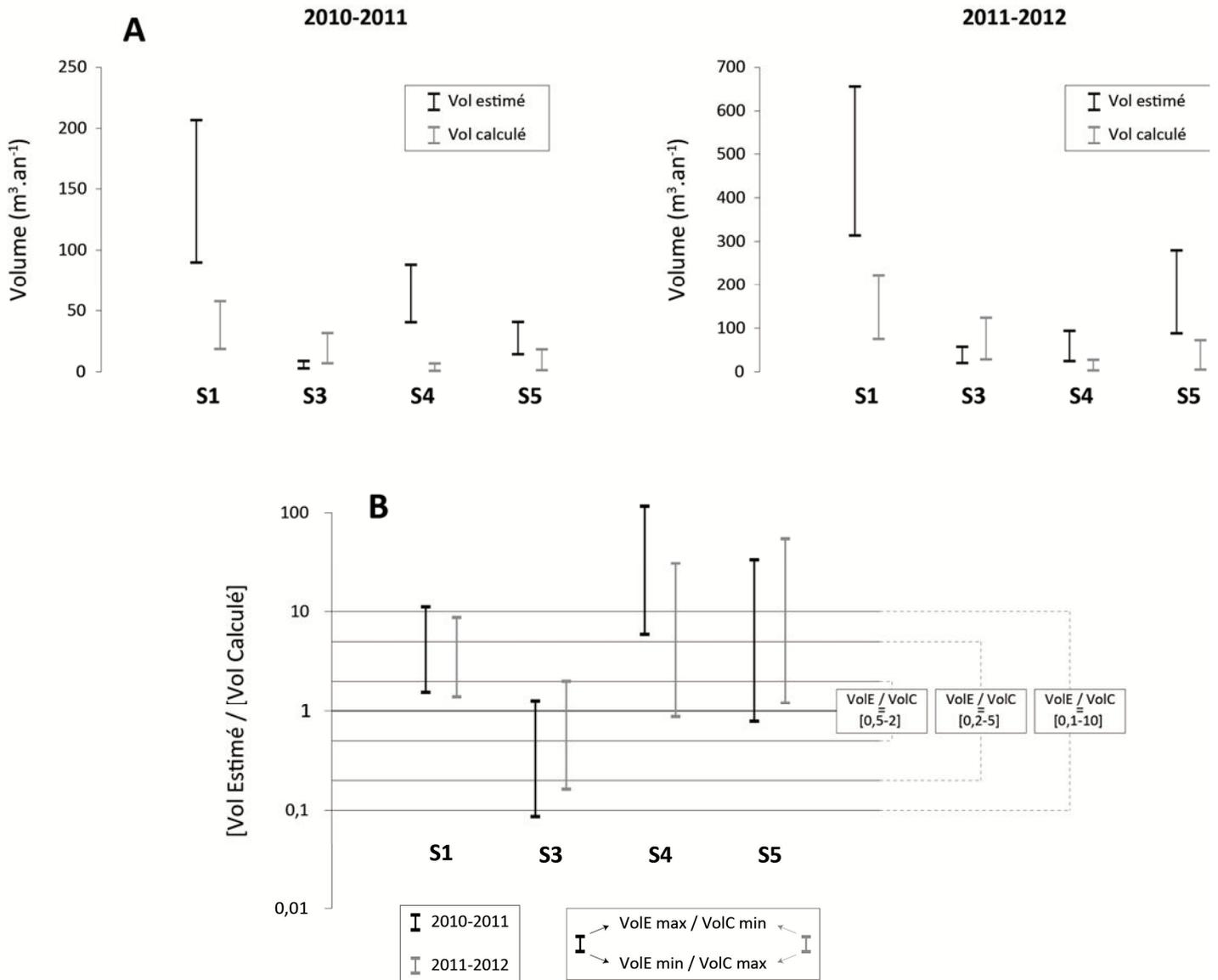
### 5.2.2.c. DISCUSSION

Si les incertitudes relatives à la granulométrie et au calcul du débit liquide unitaire ont été au moins en partie prises en compte, de nombreuses autres sources d'erreur n'ont pu être quantifiées. Elles se rapportent principalement à l'estimation des grandeurs hydrauliques (Recking, 2013). Tout d'abord, la largeur du lit est considérée ici comme constante alors qu'elle varie en réalité avec les débits. Ceci affecte la détermination des débits liquides unitaires et donc des contraintes de cisaillement. Par ailleurs, en toute rigueur, la pente de la ligne d'énergie, variable selon le débit, aurait dû être utilisée. Comme cela n'était pas envisageable, lui a été substituée la pente du lit à l'étiage. Enfin, en l'absence d'une station hydrologique à proximité immédiate de la boucle étudiée, la connaissance des débits écoulés demeure approximative. Cela influence principalement le calcul des contraintes de cisaillement.

### 5.3. COMPARAISON DES DEUX APPROCHES, LEURS LIMITES RESPECTIVES

Dans le premier paragraphe de cette partie, nous avons vu que les volumes mesurés par la méthode des traceurs et du suivi topographiques étaient vraisemblablement sous-estimés et qu'une correction de ces valeurs par un facteur 10 fournissait une estimation sans doute plus juste des volumes réellement charriés. Ce sont donc ces volumes corrigés qui ont été comparés aux volumes calculés avec la formule de Recking (2010, 2013). Par ailleurs, il convient de rappeler que cette comparaison porte sur deux grandeurs de nature sensiblement différente. En effet, les volumes mesurés correspondent théoriquement au déplacement de l'ensemble des sédiments constitutifs du lit (*bed-material load*). Ces derniers incluent la totalité des particules déplacées par charriage mais aussi certaines particules pouvant être transportées en suspension. En revanche, les volumes calculés à l'aide de la formule correspondent uniquement aux volumes charriés (*bedload*).

**Si l'on considère les volumes calculés par l'intermédiaire de la formule de Recking (2010, 2013) comme fiables à un ordre de grandeur près, alors les volumes mesurés (corrigés) sur le Cher constituent une estimation correcte des volumes réellement charriés pour les profils S1 et S3 (Figure 7.58). Ils sont en revanche possiblement surestimés pour les profils S4 et S5. De plus, à l'exception du profil S3, ils sont systématiquement supérieurs aux volumes calculés (Figure 7.58).**



**Figure 7.58** Comparaison des volumes charriés estimés à l'aide de la méthode morphologique et de la formule de Recking (2013).

A : Gammes des volumes charriés en 2010-2011 et 2011-2012 estimés à partir des mesures de terrain ou de la formule de Recking. B : Rapport entre volumes charriés estimés à partir des mesures de terrain et volumes charriés estimés à partir de la formule de Recking. VolE : Volumes estimés. VolC : Volumes charriés.

Les volumes estimés correspondent aux volumes mesurés sur le terrain corrigés d'un facteur 10 (cf. Chapitre 7 B.5.1.4.C).

### **SYNTHESE SUR LES VOLUMES CHARRIÉS ENTRE 2010 ET 2012**

Les volumes annuellement charriés entre 2010 et 2012 ont été déterminés sur le secteur 1 au droit de quatre profils distincts par l'intermédiaire de deux méthodes.

La première repose sur la détermination, par des mesures de terrain, des sections solides remaniées et de la distance parcourue par la charge de fond. Elle s'est révélée peu satisfaisante car relativement inadaptée aux caractéristiques hydrologiques et granulométriques du secteur étudié. Les volumes ainsi mesurés semblent largement inférieurs aux volumes réellement charriés.

La seconde méthode s'appuie sur une formule de transport solide récemment élaborée (Recking, 2010, 2013) et dont le degré de fiabilité est théoriquement élevé. Les résultats obtenus ont servi de référence pour estimer la précision des volumes mesurés.

Après correction d'un facteur 10, les volumes mesurés semblent cohérents avec ceux calculés sur au moins deux des quatre profils étudiés.

Au final, ces deux méthodes n'auront pas permis de déterminer avec justesse les volumes réellement transportés sur la rivière. Conformément à ce qui a été rapporté à de nombreuses reprises dans la littérature, un tel objectif ne pourrait être atteint que par l'emploi de pièges à sédiments.



# CHAPITRE 8

## LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE

### A L'ECHELLE PLURI-DECENNALE

<b>A - LE CHARRIAGE ENTRE 1988 ET 2012</b> .....	329
<b>B - LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 1950 ET 2005</b> .....	347



## ***INTRODUCTION***

L'activité hydrologique très modérée enregistrée entre 2010 et 2012 n'a que partiellement permis d'identifier les conditions pour lesquelles se réalise la morphogénèse. Améliorer notre compréhension de cette dernière nécessite donc de disposer d'informations relatives aux volumes charriés et aux distances parcourues par la charge de fond pour une gamme d'évènements mobilisateurs bien plus variée que ceux survenus au cours de cette période.

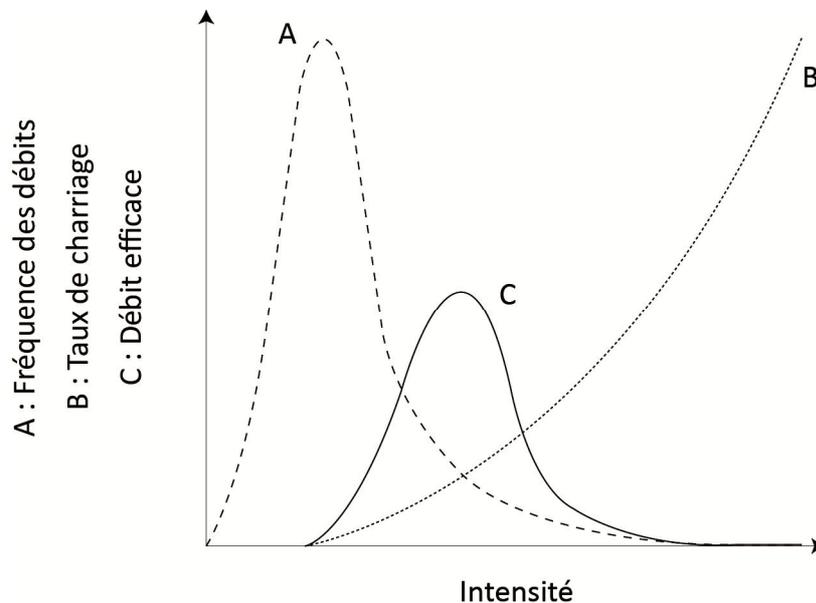
Ce chapitre, structuré en deux ensembles distincts, vise à combler ces manques. Dans un premier temps, sont tour à tour abordées les questions de la détermination des débits efficaces, de l'estimation des volumes moyens annuellement charriés et enfin des relations entre distances évènementielles de transport et forme en plan des méandres. La période traitée, pour laquelle nous disposons d'une chronique de débit journalier quasi-continue, s'étend de 1988 à 2012. Dans un second temps, est évalué le degré de connectivité sédimentaire grossière entre zones actives au cours de la période 1950-2005.



## A - LE CHARRIAGE ENTRE 1988 ET 2012

### 1. DETERMINATION DES DEBITS EFFICACES

Le débit efficace désigne le débit pour lequel un maximum de sédiments est transporté sur le long terme (Wolman et Miller, 1960 ; Benson et Thomas, 1966). Sa détermination s'avère primordiale dans la mesure où il est généralement considéré comme représentatif des conditions hydrologiques responsables du façonnement et de l'entretien de la morphologie des rivières (Carling, 1988 ; Wolman et Miller, 1960 ; Biedenharn et Thorne, 1994 ; Goodwin, 2004). Le concept n'est théoriquement applicable qu'aux cours d'eau en situation d'équilibre dynamique, c'est-à-dire aux cours d'eau dont l'ensemble des dimensions présente une relative stabilité à l'échelle de plusieurs décennies (Pickup et Rieger, 1979 ; Carling, 1988). Le débit efficace correspond au pic de la courbe résultant du produit de deux fonctions (Wolman et Miller, 1960 ; Andrews, 1980) (Figure 8.1). La première exprime les débits en termes de fréquence de distribution. La seconde indique les taux de transport, c'est-à-dire les volumes charriés pour chaque valeur de débit.



**Figure 8.1** Schéma conceptuel de détermination du débit efficace.

A l'origine exclusivement appliqué aux matières transportées en suspension (Wolman et Miller, 1960) le concept a ensuite été étendu à la charge de fond (Whiting et *al.*, 1999 ; Emmet et Wolman, 2001 ; Lenzi et *al.*, 2006 ; Barry et *al.*, 2008 ; Pickup et Warner, 1976 ; Carling, 1988 ; Torizzo et Pitlick, 2004 ; Batalla et Sala, 1995 ; Andrews et Nankervis, 1995) ou à la charge totale (Andrews, 1980). Dans le cas des rivières à sédiments grossiers (taille > 2 mm), identifier le débit efficace pour la seule charge de fond semble pertinent dans la mesure où cette dernière est la principale responsable de la morphogénèse (Leopold, 1992 ; Knighton, 1998 ; Andrews et Nankervis, 1995 ; Whiting et *al.*, 1999). De ce fait, l'approche ici développée sera uniquement centrée sur cette composante du transport solide.

Recourir à une valeur unique de débit efficace demeure cependant très insatisfaisant dans la mesure où cette valeur ne renseigne que sur un très faible pourcentage de la totalité des volumes charriés. De fait, la morphologie des rivières résulte davantage d'une gamme de débits (Wolman et

Miller, 1960 ; Segura et Pitlick, 2010 ; Pickup et Warner, 1976 ; Pickup et Rieger, 1979 ; Surian *et al.*, 2009a ; Lenzi *et al.*, 2006 ; Phillips, 2002 ; Andrews et Nankervis, 1995 ; Powell *et al.*, 2001 ; Knighton, 1998). Pour cette raison, seront ici présentés à la fois le débit efficace et la gamme de débits pour laquelle se produit l'essentiel du charriage.

### 1.1. APPROCHE METHODOLOGIQUE

Le débit efficace a été reconstitué de 1988 à 2012, période pour laquelle nous disposons d'une chronique de débit journalier quasi-continue, même si l'année hydrologique 2002-2003 manque. Deux tronçons d'emprise différente ont été considérés : le secteur dans sa totalité et la boucle sur laquelle ont été suivis les déplacements de la charge de fond entre 2010 et 2012. En l'absence de volumes mesurés sur le terrain, les débits solides ont été estimés l'aide de la formule de Recking (2010, 2013).

Les débits, disponibles à la station hydrologique de Montluçon, ont été corrigés par l'intermédiaire de la formule de Myer (cf. Chapitre 6 A.1.1).

Par ailleurs, pour que la formule de calcul du charriage puisse être appliquée à des débits débordants, il faut pouvoir disposer des valeurs de débits s'écoulant à la verticale du lit mineur. A cette fin, nous avons exploité les résultats d'une modélisation hydraulique réalisée en 1998 (Direction Départementale de l'Allier, 1998) pour sept valeurs de débits débordants.

Pour l'estimation des débits à la verticale du lit mineur au niveau de la boucle étudiée, les deux transects situés sur la boucle ont été utilisés. Une loi puissance a ainsi été extraite pour chacun de ces transects ; elle nous fournit une estimation du débit écoulé à la verticale du lit mineur quel que soit le débit débordant total :

$$Q_{lit} = 10,22Q_{tot}^{0,481}$$

$$Q_{lit} = 6,35Q_{tot}^{0,609}$$

Pour l'estimation des débits débordants sur le secteur, la totalité des transects situés sur le secteur a été utilisée. Une seule loi puissance a été générée. La régression dont elle est issue prend en compte simultanément l'ensemble de ces transects. Pour chaque valeur de débit total, on dispose ainsi en quelque sorte d'une valeur moyenne du débit écoulé à la verticale du lit mineur pour l'ensemble du secteur. L'équation obtenue est la suivante :

$$Q_{lit} = 4,79Q_{tot}^{0,67}$$

Par ailleurs, certains auteurs évoquent la possibilité d'une absence d'augmentation des taux de transport dans le lit mineur pour des débits débordants (Atabay *et al.*, 2005 ; Tang et Knight, 2006 ; Karamisheva *et al.*, 2006 ; Wormleaton *et al.*, 2005 ; Goodwin, 2004). De ce fait, les débits solides ont également été estimés en considérant cette éventualité.

Nous disposons donc au final de trois valeurs de débit solide pour la boucle (deux valeurs calculées avec une augmentation des taux de transport pour les débits débordants et une valeur sans augmentation des taux de transport) et de deux valeurs pour le secteur considéré dans sa totalité

(une valeur calculée avec une augmentation des taux de transport pour les débits débordants et une valeur sans augmentation des taux de transport lors des crues).

Le débit efficace a été déterminé en deux étapes. Tout d'abord, le volume charrié a été calculé pour chacune des journées pour lesquelles nous disposons d'une valeur de débit. Ensuite, les débits ont été rangés en classes d'égal intervalle ( $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et les volumes charriés pour chacune de ces classes ont été calculés pour l'intégralité de la période d'étude (1988-2012). La classe associée au volume de sédiments le plus élevé correspond alors à la classe de débit dominant. Le centre de classe a été retenu comme valeur de débit dominant (Crowder et Knapp, 2005).

## 1.2. DES DEBITS EFFICACES DE FAIBLE MAGNITUDE

### 1.2.1. LE DEBIT EFFICACE

#### 1.2.1.a. L'ENSEMBLE DU SECTEUR

Dans le cas d'une absence d'augmentation du taux de transport pour des débits débordant, le débit efficace est de  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station hydrologique de Montluçon ;  $0,71 \times Q_{PB}$  ; 16,9 jours par an) (Figure 8.2 A1). Si l'on considère que le taux de transport augmente lors des crues, deux modes se distinguent : le premier à  $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $108 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station hydrologique de Montluçon ;  $1,33 \times Q_{PB}$  ; 3,2 jours par an) et le second à  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figure 8.2 A2).

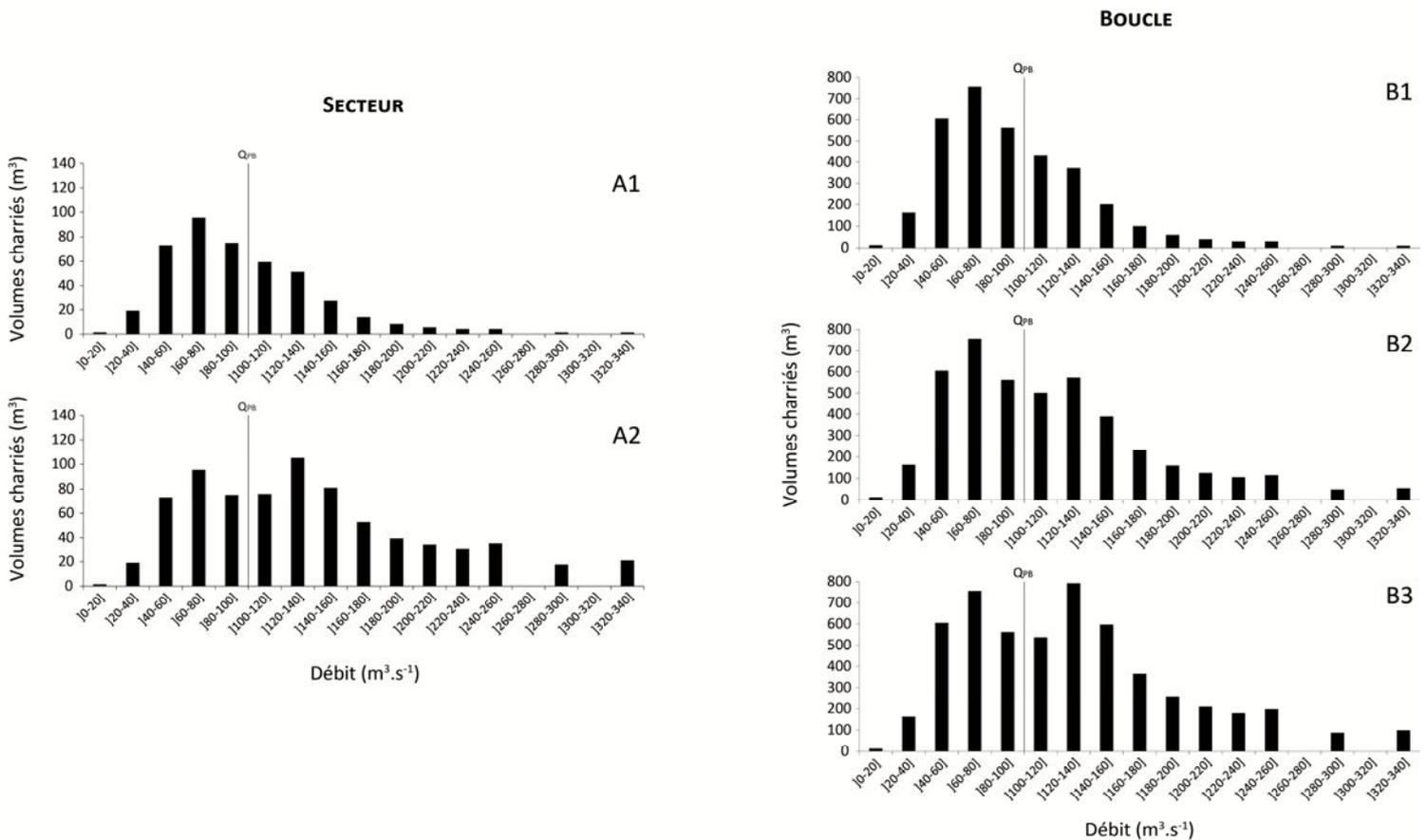


Figure 8.2 Débit efficace entre 1988 et 2012 sur la boucle étudiée et sur l'intégralité du secteur 1.

### 1.2.1.b. LA BOUCLE ETUDIEE

Les valeurs de débits efficaces sont identiques à celles du secteur. Sans augmentation du taux de transport pour des débits débordant, le débit dominant est de  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figure 8.2 B1). Avec augmentation du taux de transport, le débit dominant est bimodal. Un premier pic se produit à  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et un second à  $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figure 8.2 B2-B3).

Ces valeurs présentent une incertitude non négligeable qui relève ici de deux causes principales :

- le choix du nombre de classes, qui introduit de la subjectivité dans le mode de calcul (Sichingabula, 1999 ; Crowder et Knapp, 2005 ; Goodwin, 2004).

Par exemple, pour le secteur, le débit dominant déterminé avec un intervalle de classe de  $2,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  est de  $96,25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (contre  $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  avec un intervalle de  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sans augmentation du taux de transport lors des crues. Il est de  $133,75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (contre  $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  avec un intervalle de  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) avec augmentation du taux de transport. Avec un intervalle de classe de  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , les débits dominants sont de  $65 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $135 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Par ailleurs, l'augmentation du nombre de classes tend à produire des histogrammes à pics multiples, ce qui complique l'identification du débit dominant. A l'inverse, la diminution du nombre de classe tend à lisser les histogrammes, rendant alors d'autant plus imprécise la détermination du débit dominant.

- le type et les valeurs de débits utilisés.

Pour un cours d'eau de la dimension du Cher, les variations hydrologiques quotidiennes peuvent être notables. De ce fait, le recours aux débits journaliers plutôt qu'aux débits instantanés introduit une source supplémentaire d'approximation. De plus, les valeurs de débits utilisées sont des valeurs approchées puisqu'elles proviennent d'une station hydrologique relativement éloignée du secteur d'étude.

### 1.2.2. LA GAMME DES DEBITS EFFICACES

Tant sur la boucle que sur l'intégralité du secteur, l'essentiel du charriage se produit pour des débits relativement peu élevés et donc fréquents.

#### 1.2.2.a. L'ENSEMBLE DU SECTEUR

Sur le secteur, les débits inférieurs aux pleins bords transportent de 36 à 62 % du volume total charrié (Figure 8.3 A1).

Sans augmentation du taux de charriage pour des débits débordants, 80 % du transport de la charge de fond surviennent pour un débit inférieur à  $132 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $110 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon, période de retour  $\sim 1,5$  ans) (Figure 8.3 A2). Avec augmentation du taux de transport pour des débits débordants, 80 % du charriage se produisent pour un débit inférieur à  $190 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $158 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon, période de retour  $\sim 3$  ans) (Figure 8.3 A2).

Andrews et Nankervis (1995) identifient la gamme des débits dominants en se référant aux 80 % centraux du volume total annuellement charrié. Sur le Cher, ces 80 % sont transportés pour des débits équivalents à 38,2 % de l'écoulement liquide total sans augmentation du taux de transport et à 32,2 % avec augmentation (Figure 8.3 A3). Cela correspond à des débits compris entre  $47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $158 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (soit  $0,45-1,54 \times Q_{PB}$  ou 37,5 jours de transport par an) dans le premier cas et entre  $56 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $232 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  dans le second cas (soit  $0,55-2,27 \times Q_{PB}$  ou 26 jours de transport par an) (Figure 8.3 A3).

Si, en procédant de la même façon que Biedenharn et Thorne (1994), on retient comme gamme de débits dominants la partie la plus raide de la courbe de fréquence cumulée des volumes charriés,

on obtient alors une gamme allant de  $42 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à  $139 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,4-1,4 \times \text{QPB}$  soit 56 jours de charriage par an) en l'absence d'augmentation du taux de transport pour des débits débordants. Ces débits couvrent environ 79 % du volume total transporté (Figure 8.3 A4). Avec augmentation du taux de transport, la gamme de débits dominants est de  $43-182 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $0,4-1,8 \times \text{QPB}$  soit 55 jours de charriage par an). Ces débits couvrent environ 75 % du volume total transporté (Figure 8.3 A4).

### 1.2.2.b. LA BOUCLE ETUDIEE

Sur la boucle, 40 à 64 % du volume solide charrié se produisent pour un débit inférieur aux pleins bords (Figure 8.3 B1). 80 % du transport surviennent pour un débit compris entre  $129$  ( $107 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon, fréquence de retour  $\sim 1,5$  ans) et  $176 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ( $146 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la station de Montluçon, fréquence de retour  $\sim 2,5$  ans) (Figure 8.3 B2).

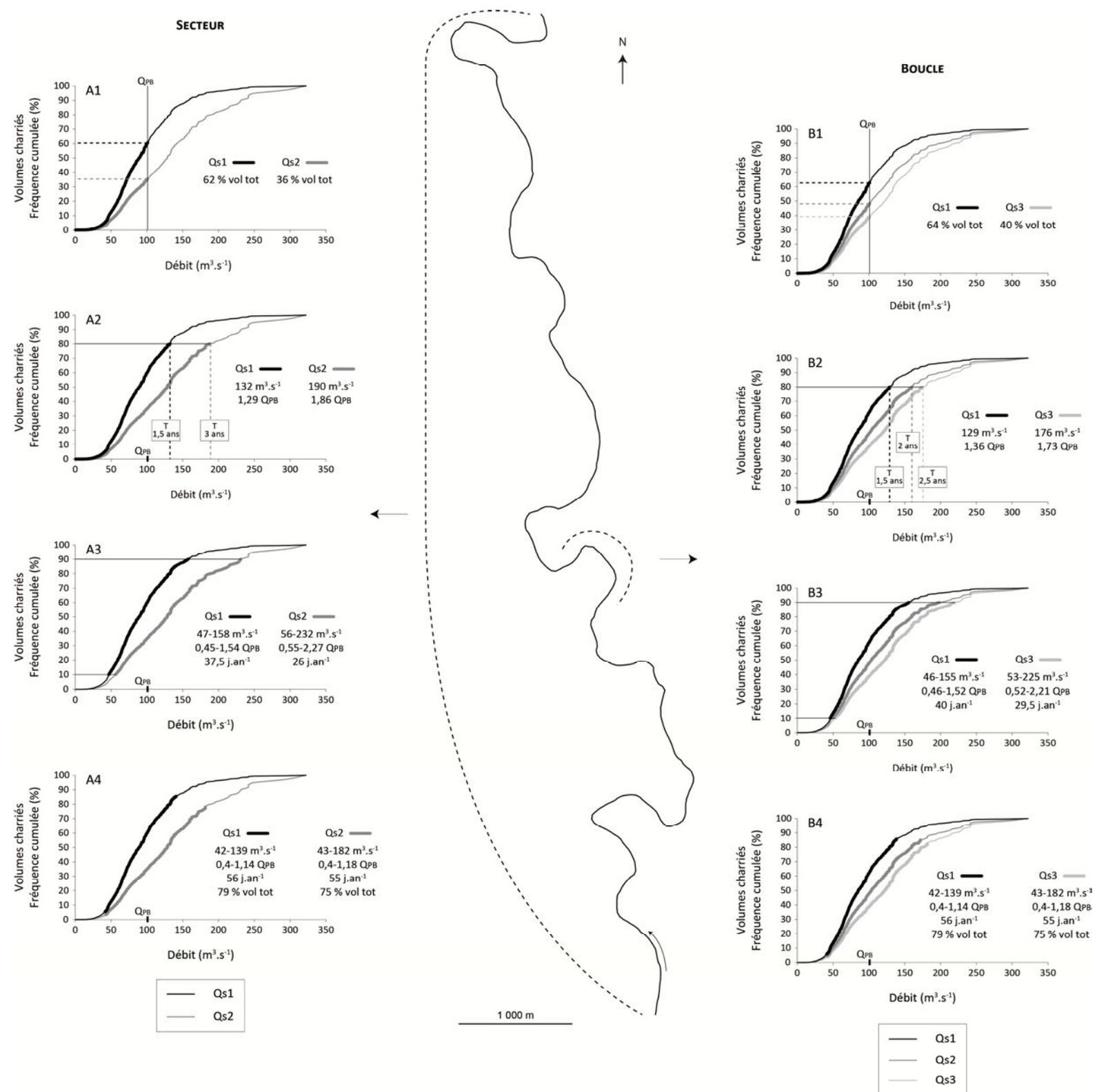
Comparativement au secteur, les gammes des débits dominants déterminées avec la méthode de Biedenharn et Thorne (1994) sont identiques (Figure 8.3 B4). Avec la méthode de Andrews et Nankervis (1995), elles sont très similaires (Figure 8.3 B3). 80 % des volumes sont transportés pour des débits équivalents à 40,1 % de l'écoulement liquide total sans augmentation du taux de transport et à 34,8 % avec l'augmentation du taux la plus forte. Cela correspond à des débits compris entre  $46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $155 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (soit  $0,46-1,52 \times \text{Q}_{\text{PB}}$  ou encore 40 jours de transport par an) dans le premier cas et entre  $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $225 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  dans le second cas (soit  $0,52-2,21 \times \text{QPB}$  ou encore 29,5 jours de transport par an).

## 1.3. DISCUSSION

Pour les rivières de plaine de milieux tempérés en état d'équilibre dynamique, il est généralement admis que la grande majorité du volume solide, notamment du volume charrié, est transportée pour des débits relativement fréquents et donc de magnitude peu élevée (Andrews, 1980 ; Wolman et Miller, 1960 ; Nash, 1994). De ce point de vue, les résultats précédemment exposés apparaissent cohérents puisque 80 % du charriage sur le Cher surviennent pour des débits dont la fréquence de retour est inférieure à 1,5-3 ans.

La rareté des études portant sur la détermination du débit efficace pour la charge de fond limite les possibilités de comparaison avec d'autres rivières. La majorité de ces travaux concernent des cours d'eau de plaine intramontagnarde à régime nival. Par ailleurs, de telles comparaisons s'avèrent approximatives dans la mesure où elles imposent la plupart du temps de se référer au débit à pleins bords, l'estimation ce dernier étant associée à une forte incertitude. En dépit de ce biais, les résultats sur le Cher s'avèrent similaires à ceux obtenus dans ces études.

Par exemple, sur 17 tronçons de rivières du Colorado, Andrews et Nankervis (1995) rapportent que 80 % du volume annuel charrié sont transportés pour des débits compris entre 0,8 et 1,6 fois le débit à pleins bords (entre 0,45 et 1,54 ou entre 0,55 et 2,27 sur le Cher) tandis qu'en moyenne 39 % de ce volume sont transportés pour des débits inférieurs aux pleins bords (entre 36 et 62 % sur le Cher). Dans la même région, sur 12 tronçons de rivières, Torizzo et Pitlick (2004) indiquent que les débits inférieurs aux pleins bords sont responsables en moyenne de 69 % du charriage total. Enfin, sur cinq rivières des Rocheuses, 50 % du charriage surviennent pour des débits allant de 0,9 à 1,32 fois le débit à pleins bords (Emmet et Wolman, 2001) ( $0,79-1,15$  sur le Cher).



**Figure 8.3** Gamme des débits efficaces entre 1988 et 2012 sur la boucle d'étude et sur l'intégralité du secteur 1.

A1-B1 : Pourcentage des volumes charriés pour des débits inférieurs aux pleins bords. A2-B2 : Débit en deçà duquel sont transportés 80 % du volume total annuellement charrié. A3-B3 : Gamme des débits dominants identifiés par la méthode Andrews et Nankervis (1995). A4-B4 : Gamme des débits dominants identifiés par la méthode Biedenharn et Thorne (1994). T : période de retour.

Le fait que l'essentiel du transport, et par conséquent de la morphogénèse, se produise pour des événements hydrologiques fréquents résulte de deux principaux facteurs : un régime hydrologique modéré (Pickup et Warner, 1976 ; Wolman et Miller, 1960) et un seuil de mobilisation de la charge de fond peu élevé (Baker, 1977 ; Andrews, 1980 ; Carling, 1988). Les systèmes fonctionnant de la sorte disposent d'une faible sensibilité et sont donc fortement résilients. Si les réponses morphologiques aux crues les plus importantes peuvent y être marquées, les effets de ces dernières sont rapidement gommés par les crues fréquentes survenant ultérieurement. Le temps de relaxation, c'est-à-dire la durée nécessaire au rétablissement de l'équilibre du système, est ainsi largement inférieure à la durée séparant les événements hydrologiques majeurs. Ceci garantit alors un retour rapide à la morphologie initiale. En l'absence de modifications durables des variables de contrôle, ces rivières évoluent en équilibre dynamique et leurs formes fluctuent donc autour de conditions moyennes.

A l'inverse, sur de nombreux cours d'eau de têtes de bassins montagnards ou de milieux arides, la morphogénèse est en grande partie contrôlée par des débits de forte magnitude. Les débits efficaces y sont donc élevés. Ces systèmes sont peu résilients et évoluent de ce fait préférentiellement dans des conditions de déséquilibre ou de non-équilibre dynamique (Powell, 2009 ; Tooth, 2000). Ils présentent ainsi une morphologie instable et fortement changeante. Ces caractéristiques ressortent de régimes hydrologiques très contrastées et/ou de seuils de mobilisation de la charge de fond élevés (Baker, 1977) ainsi que de l'absence de végétation (Wolman et Gerson, 1978).

L'influence des crues sur la morphogénèse peut être envisagée d'un point de vue strictement quantitatif, comme ici, ou du point de vue de l'importance des modifications morphologiques générées comme cela est davantage le cas dans le Chapitre 6.A., portant sur les relations entre durée/intensité des débits et érosion planimétrique (Andrews, 1980 ; Andrews et Nankervis, 1995 ; Kochel, 1988 ; Costa et O'Connor, 1995 ; Knighton, 1998 ; Sloan et *al.*, 2001 ; Fuller, 2007 ; Wolman et Gerson, 1978). Quelle que soit l'approche considérée, ce secteur à méandres apparaît comme principalement, voire exclusivement, commandé par les événements hydrologiques de faible magnitude.

## 2. DES TAUX DE TRANSPORT SPECIFIQUE REDUITS

**De 1988 à 2012, entre 19 et 33 m<sup>3</sup> de sédiments ont été charriés chaque année sur l'intégralité du secteur.** Cela équivaut à un transport spécifique de 0,009-0,015 m<sup>3</sup>.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (0,023-0,039 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>). Sur la boucle, les volumes annuellement charriés sont compris entre 146 et 235 m<sup>3</sup> (0,065-0,1 m<sup>3</sup>.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> ; 0,17-0,28 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>). Cette très nette augmentation par rapport aux volumes estimés sur le secteur (entre 6,7 et 7,7) est principalement due à la grande différence de pente entre ces deux tronçons de rivière (0,626 ‰ sur le secteur contre 0,93 ‰ sur la boucle).

**Comparées aux valeurs proposées dans la littérature, le charriage sur le Cher apparaît comme très faible.** En Belgique, dans un contexte morpho-climatique voisin de celui du Cher, les taux de transport rapportés à ceux d'autres types d'environnements sont qualifiés de modestes par Houbrechts et *al.* (2006). Mesurés sur treize rivières différentes, ils sont compris entre 0,3 et 3,9 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Le plus faible de ces taux est au minimum 7,7 fois supérieur à celui calculé sur le Cher. Seul la Rulles d'Anlier fait exception avec une valeur de 0,02 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, très proche de celle du Cher.

Si l'on s'intéresse, toujours en Belgique, aux cours d'eau présentant des dimensions similaires à celles du Cher, les taux sont cette fois au moins dix fois supérieurs. Sur l'Ourthe, pour une période d'environ 30 ans, ils sont compris entre 0,44 et 0,73 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (Houbrechts et al., 2006) (Tableau 8.1). Sur la Semois et l'Amblève, ils atteignent respectivement 1,07 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (entre 1997 et 2001) (Gob et al., 2005) et 0,43 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (période inconnue) (Petit et al., 1996a) (Tableau 8.1).

Pour le bassin de la Loire, peu de valeurs existent. Sur un tronçon à dominante sableuse de la Loire, à hauteur de Bréhémont, Claude et al. (2012) ont par exemple estimé pour 2010 un taux de 9 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Au niveau de Brioude, au commencement de l'Allier alluvial, Peiry rapporte une valeur de 1,2 m<sup>3</sup>.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> entre 1989 et 2003 ([http://loirenature.com/IMG/pdf/Modelisation\\_des\\_flux.pdf](http://loirenature.com/IMG/pdf/Modelisation_des_flux.pdf)).

Cette indigence du transport sur le Cher apparaît paradoxale au regard de la fréquence de charriage relativement élevée de la rivière (entre 29 et 85 jours par an). Ainsi, sur les rivières belges précédemment évoquées, les taux de transport sont largement supérieurs à ceux du Cher alors que la fréquence de charriage est nettement plus réduite (de 5 à 10 jours) (Tableau 8.1). Les faibles volumes rapportés pour le Cher pourraient néanmoins être interprétés comme une conséquence possible des distances de transport limitées et/ou des protections de berges puisque celles-ci privent la rivière d'une source majeure d'apports sédimentaires.

Il n'est cependant pas à exclure que les taux proposés pour le Cher soient fortement sous-estimés. Il convient en effet de rappeler que les résultats fournis par la formule de Recking (2010, 2013) sont associés à une incertitude non négligeable. Si l'on considère que les volumes calculés sont justes à un ordre de grandeur près, on peut alors proposer une estimation maximale des volumes charriés annuellement sur le secteur. Ces derniers seraient alors tout au plus de 330 m<sup>3</sup>, ce qui équivaut à un volume spécifique de 0,15 m<sup>3</sup>.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (0,39 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>). Si cette valeur demeure faible, elle se rapproche néanmoins davantage de celles proposées pour la Belgique.

**Tableau 8.1** Quelques valeurs de taux de transport spécifique sur des cours d'eau belges de dimension similaire à celle du Cher.

	Taille bassin-versant (km <sup>2</sup> )	D <sub>50</sub> (mm)	Puissance spécifique (w.m <sup>-2</sup> )	Quantité charriés (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )	Nbr jours charriage par an
<b>Ourthe</b>	940-1597 <sup>1</sup>	44-78 <sup>1</sup>	41-54 <sup>1</sup>	0,44-0,73 <sup>1</sup>	5,2-6,3 <sup>1</sup>
<b>Semois</b>	1070-1235 <sup>2</sup>	70 <sup>2</sup>	23 <sup>2</sup>	1,12 <sup>2</sup>	10,1 <sup>2</sup>
<b>Lhomme</b>	429 <sup>1</sup> -474 <sup>3</sup>	58 <sup>3</sup>	83 <sup>3</sup>	1,34 <sup>1</sup>	12 <sup>3</sup>
<b>Cher</b>	2232	22,3-27	22	0,022-0,039	29-85

<sup>1</sup> Houbrechts et al., 2006. <sup>2</sup> Gob et al., 2005. <sup>3</sup> Petit et al., 1996.

### **SYNTHESE SUR LE DEBIT EFFICACE ET LE TAUX DE TRANSPORT SPECIFIQUE**

Sur le Cher, l'essentiel du transport de la charge de fond, et par conséquent de la morphogénèse, se produit pour des évènements hydrologiques fréquents. Ainsi, 80 % des volumes sont charriés pour des débits dont la période de retour est inférieure à 1,5-3 ans. La gamme des débits efficaces ici constatée est cohérente avec ce qui est rapporté dans la littérature pour des rivières évoluant dans des contextes morfo-climatiques similaires.

Le taux de transport spécifique, compris entre 0,022 et 0,039 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, est très faible. Cette indigence du charriage résulte probablement des distances de transport réduites et/ou de la présence des protections de berges, qui privent la rivière de sa principale source d'alimentation en sédiments. Si l'on considère l'incertitude associée à la formule de transport utilisée pour calculer les volumes charriés, on obtient néanmoins une valeur maximale de 0,39 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Bien que demeurant peu élevée, cette estimation est plus en adéquation avec les taux de transport constatés pour des cours d'eau disposant de caractéristiques voisines.

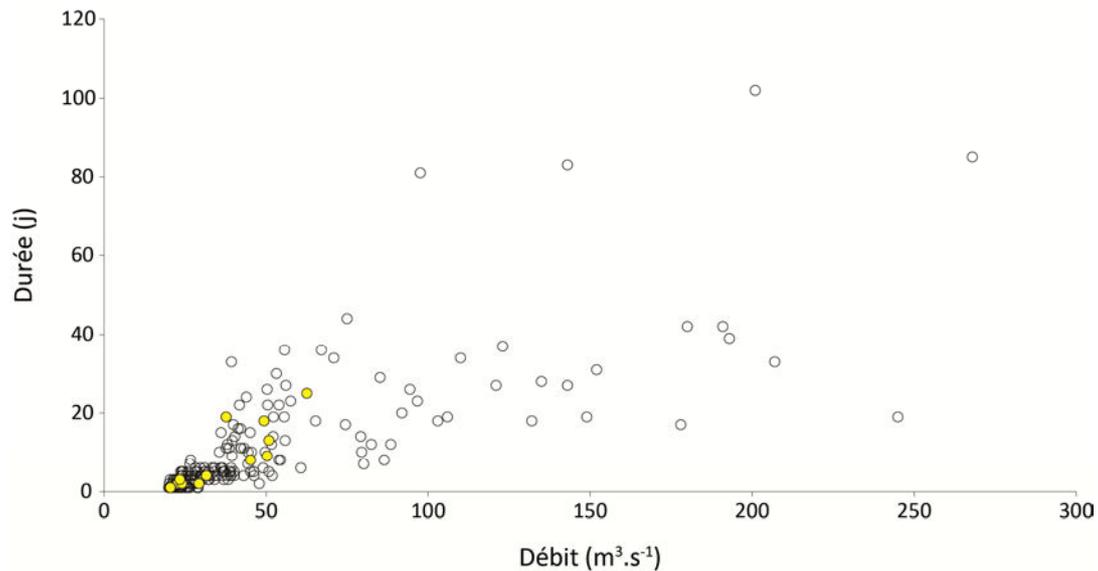
Si la quantification des volumes charriés nous a en partie permis d'éclairer les conditions de la morphogénèse, d'autres critères, parmi lesquels les distances et trajectoires parcourues par la charge de fond lors de chaque évènement, doivent également être considérés. Dans le sous-chapitre suivant sont explorées les relations entretenues entre ces distances de transport évènementielles et la morphologie actuelle des méandres.

## **3. L'ANALYSE DES DISTANCES DE TRANSPORT A DIFFERENTES ECHELLES DE TEMPS**

### **3.1. LES RELATIONS ENTRE DISTANCES EVENEMENTIELLES DE TRANSPORT ET FORMES EN PLAN DES MEANDRES**

Cet examen des relations entre distance de transport évènementielle et morphogénèse repose sur l'hypothèse suivante : le maintien ou le façonnement d'une morphologie donnée nécessite l'occurrence d'évènements hydrologiques au cours desquels la distance de transport de la charge de fond est au moins égale à la distance séparant deux unités géomorphologiques identiques successives (Pyrce et Ashmore, 2003b, 2005).

Nous l'avons vu précédemment, les distances annuelles de transport de la charge de fond mesurées entre 2010 et 2012 sont largement inférieures à la longueur de la boucle de méandre étudiée ou encore, à la distance séparant deux unités géomorphologiques successives. Cela résulte d'une activité hydrologique très modérée qui, si l'on se réfère à l'hypothèse précédemment formulée, aura au final abouti à une très faible efficacité morphogénique. Ces deux années de suivi ne sont cependant représentatives que de la frange inférieure de la large gamme des évènements mobilisateurs de la charge de fond survenus depuis 25 ans (Figure 8.4). Se pose donc la question des conséquences de ces évènements sur les distances parcourues par les sédiments. Certains d'entre eux ont-ils été de durée et/ou de magnitude suffisante pour avoir permis un entretien de la morphologie préexistante ? Plus largement, quels sont les rapports entretenus entre distance de transport, morphologie du lit et dimension planimétrique des méandres ?

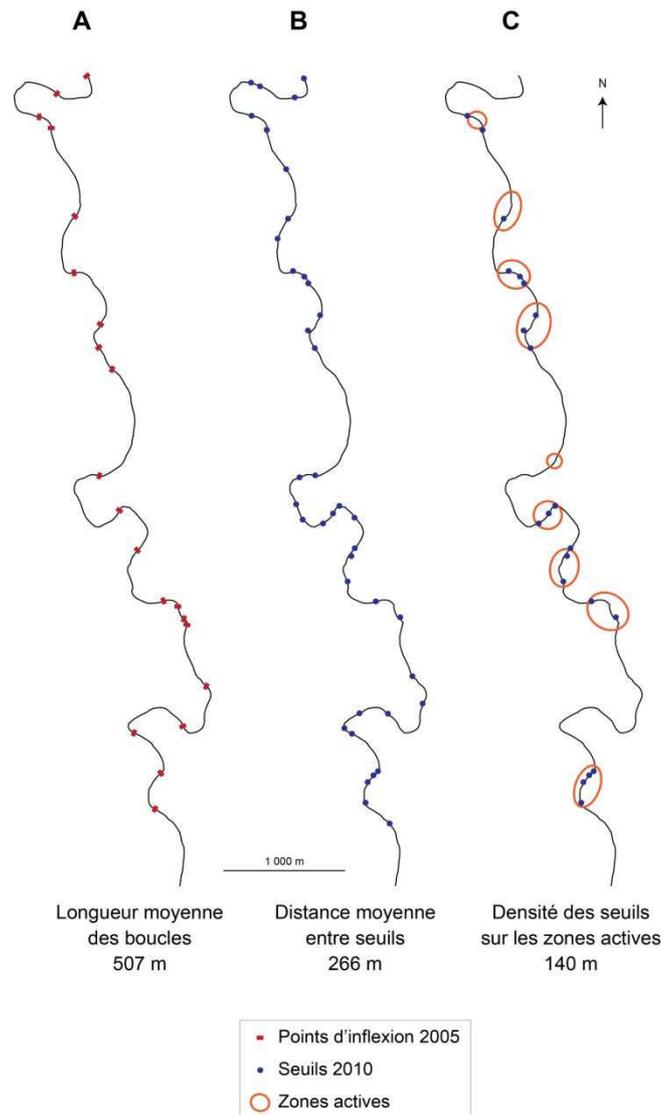


**Figure 8.4** *Durée et magnitude des évènements potentiellement mobilisateurs survenus entre 1988 et 2012.*

*Le débit critique a été fixé à  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (cf. infra 3.1.1). Les évènements survenus entre 2010 et 2012 sont matérialisés en jaune. La période de retour du débit maximal atteint sur la période est de 24 ans ( $268 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). L'année 2003 est manquante.*

Afin d'estimer le potentiel morphogène de ces évènements hydrologiques au cours de la période 1988-2012, les distances de transport ont donc été rapportées à la distance séparant deux unités géomorphologiques identiques successives. Trois grandeurs distinctes ont été retenues (Figure 8.5) :

- la longueur moyenne de boucle en 2005 (507 m). Elle correspond à la distance théorique séparant deux unités identiques successives (Tinkler, 1970 ; Keller et Melhorn, 1978 ; Leopold et *al.*, 1964 ; Hey et Thorne, 1986) ;
- la distance moyenne séparant deux seuils consécutifs sur la totalité du secteur (266 m). Elle a été calculée après identification et localisation au DGPS de l'intégralité des seuils présents sur le secteur en 2010 ;
- la distance moyenne séparant deux seuils consécutifs sur les zones historiques de concentration de l'érosion. Afin de pouvoir prendre en compte la totalité de ces seuils, a en réalité été utilisée la densité des seuils sur ces zones (1 seuil tous les 140 m).



**Figure 8.5** Distance de références utilisées pour comparer les distances événementielles de transport.

### 3.1.1. METHODOLOGIE

En l'absence de données de terrain pour l'essentiel de la période 1988-2012, les distances de transport ont été reconstituées pour chaque évènement mobilisateur à partir de la formule empirique de Hassan et *al.* (1992) :

$$V_b = 0,000256(\omega - \omega_0)^{2,02}$$

avec  $V_b$ , la vitesse virtuelle de déplacement de la charge de fond en  $\text{m.h}^{-1}$ ;  $\omega$ , la puissance spécifique maximale en  $\text{w.m}^{-2}$ ;  $\omega_0$ , la puissance spécifique critique en  $\text{w.m}^{-2}$ .

Cette formule exprime la vitesse virtuelle moyenne des particules en fonction de l'excès de puissance spécifique atteint lors du pic de crue. La vitesse virtuelle est donnée par le rapport entre distance de transport et durée de mobilisation (Hassan et *al.*, 1992 ; Haschenburger et Church, 1998).

La détermination de l'excès de puissance spécifique implique de connaître le débit critique de mise en mouvement. L'estimation des distances de déplacement pour un évènement donné est donc

ici uniquement fonction du débit critique choisi. Par ailleurs, débit critique de mobilisation et débit de dépôt ont été considérés comme identiques. Ceci constitue une simplification puisque ces deux débits peuvent être différents (Reid et Frostick, 1984).

Afin de retenir la valeur de débit critique la plus adaptée, la formule a été appliquée aux deux années pour lesquelles on dispose des distances réelles. Trois valeurs de débit ont été testées :  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Tableau 8.2). Ces valeurs couvrent la gamme de débits critiques mise en évidence par l'intermédiaire des traceurs entre 2010 et 2012. De plus, la formule a été appliquée pour des débits instantanés ainsi que pour des débits journaliers (débits corrigés par la formule de Myer).

**Tableau 8.2** Distances annuelles de transport (en m) entre 2010 et 2012 mesurées sur le terrain et déterminées par l'intermédiaire de la formule de Hassan et al. (1992).

	2010-2011			2011-2012		
	Distance calculée	Distance calculée	Distance mesurée	Distance calculée	Distance calculée	Distance mesurée
	Qi	Qj	(moyenne)	Qi	Qj	(moyenne)
$Q_{c20}$	8,9	9,5		38,8	31,9	
$Q_{c30}$	2,2	1,7	11,2	16,6	10,8	17,9
$Q_{c40}$	0,3	0,2		5,7	3,3	

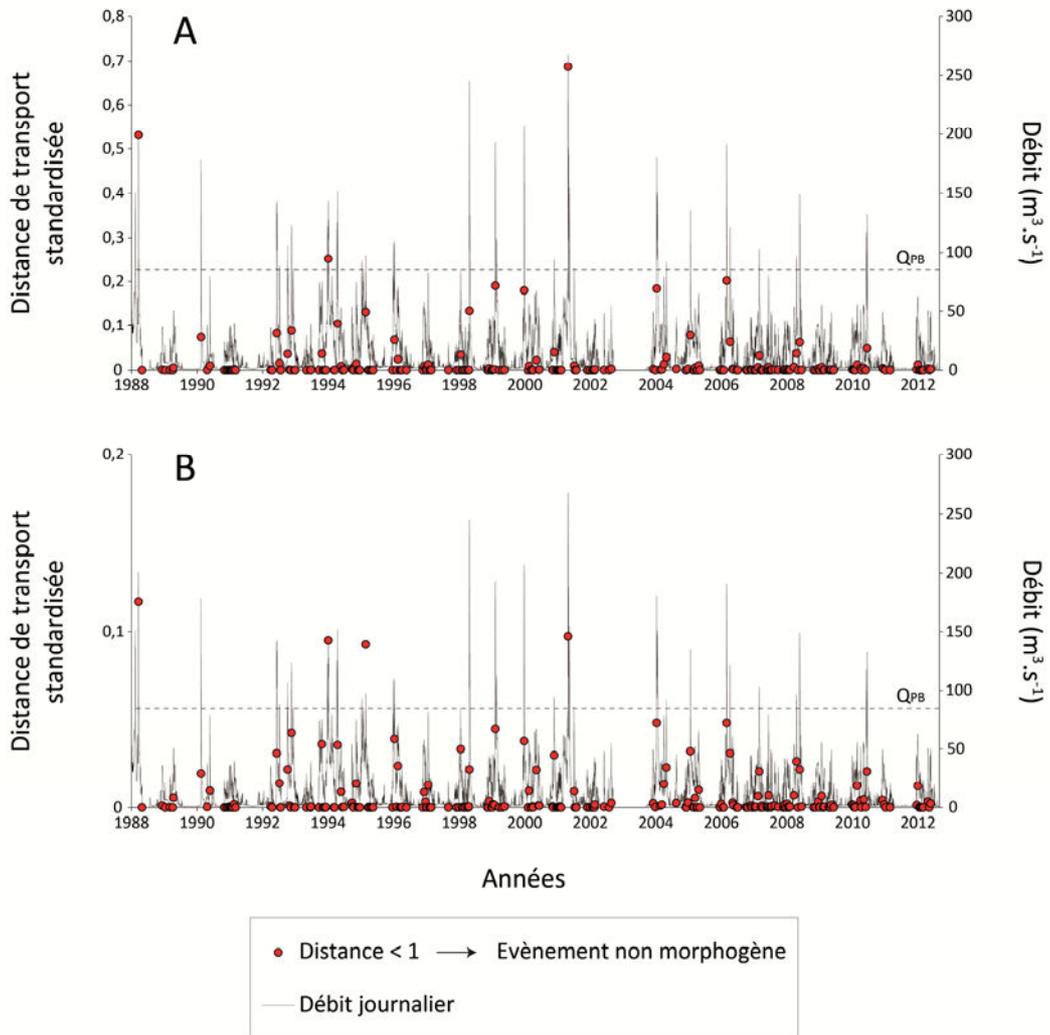
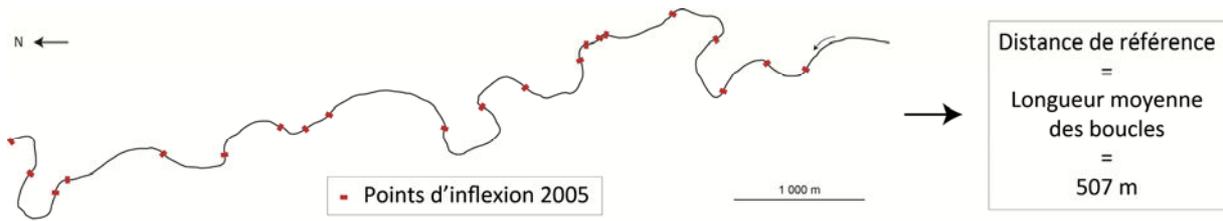
Les meilleures estimations de distance sont fournies pour un débit critique de  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  la première année, et pour un débit critique de  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  la seconde année (Tableau 8.2). Un débit critique de  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  lors de cette seconde année surestime les distances de transport déterminées avec les traceurs (Tableau 8.2). Cependant, comme ces dernières sont très vraisemblablement sous-estimées par rapport aux distances de transport réelles (cf. Chapitre 7 B.4.4), un débit critique de  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a été retenu pour l'application de la formule de Hassan et al. (1992).

Ensuite, la formule a été appliquée avec cette valeur de débit critique à l'intégralité de la chronique des débits journaliers disponible sur le secteur (débits modifiés avec la formule de Myer), soit de 1988 à 2012, avec un hiatus d'une année en 2003. Les distances ont ainsi pu être calculées pour chaque évènement mobilisateur. Un évènement correspond à une série ininterrompue de jours pour lesquels le débit est supérieur au débit critique.

Enfin, on dispose pour chaque évènement débordant de deux estimations de puissance et donc de deux estimations de distance. La première estimation a été calculée en considérant une absence d'accroissement de l'énergie dans le lit mineur lors des crues (Ryan et al., 2002 ; Wormleaton et al., 2005). La puissance spécifique pour chaque évènement débordant a alors été déterminée à partir d'une valeur constante de débit, égale au débit à pleins bords. La seconde estimation a été calculée en considérant un accroissement de l'énergie dans le lit mineur lors des crues. La puissance spécifique pour chaque évènement débordant a alors été déterminée à partir des débits obtenus par l'intermédiaire de la troisième équation du Chapitre 8 A.1.1.

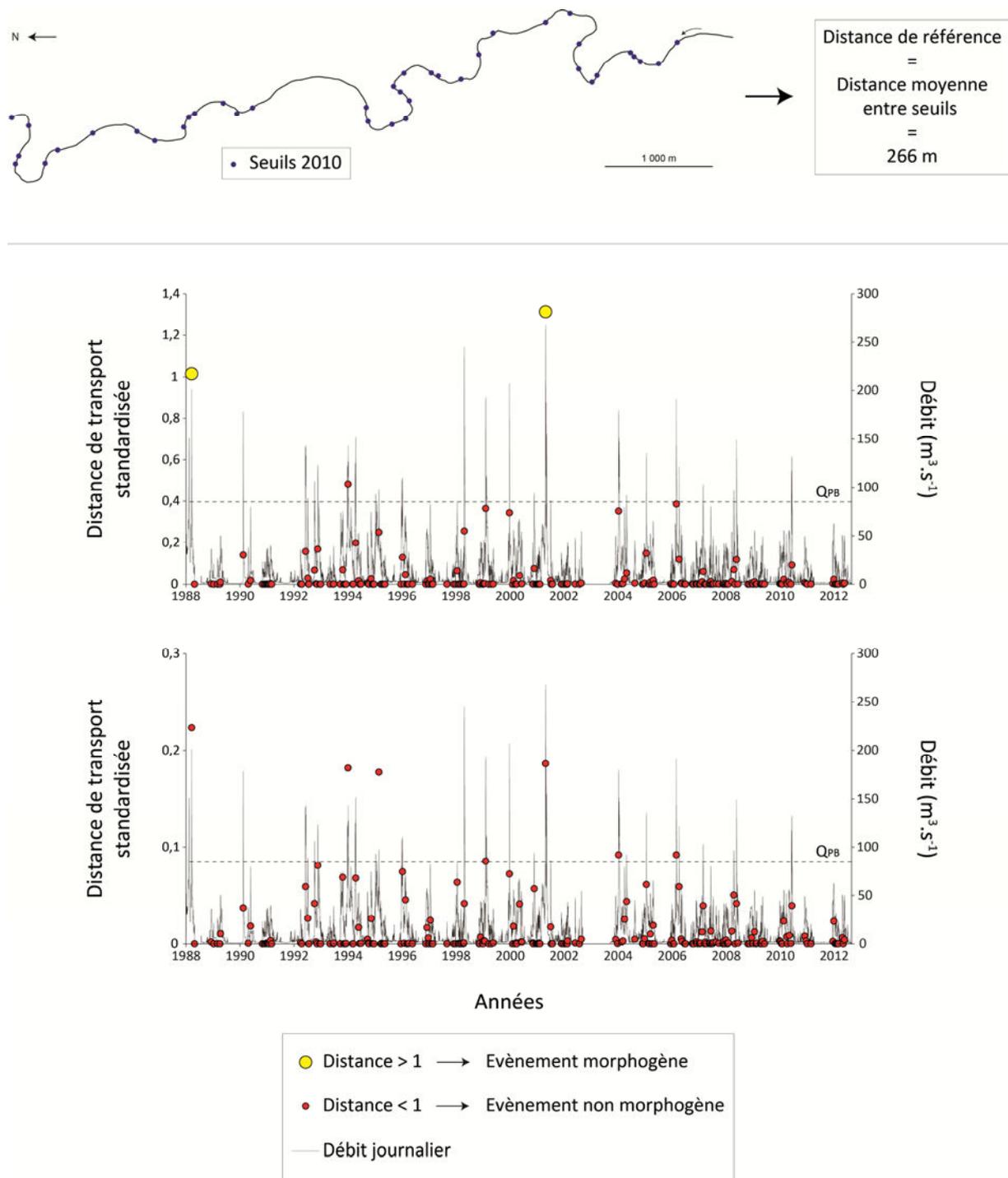
### 3.1.2. RESULTATS – DES DISTANCES TRES LIMITEES

Entre 1988 et 2012, les distances évènementielles sont presque toutes nettement inférieures à chacune des trois distances de référence auxquelles elles ont été rapportées (Figure 8.6 à Figure 8.8).



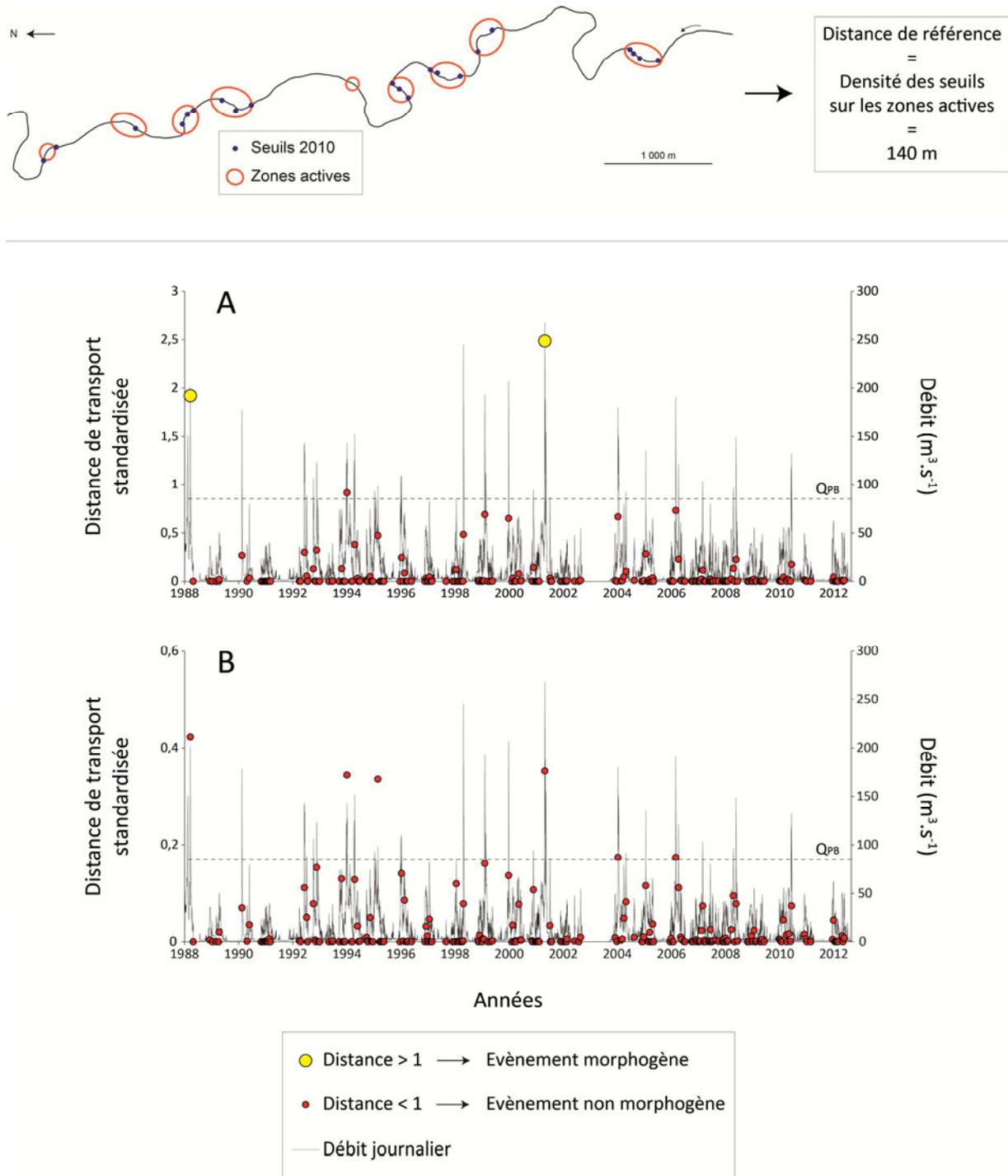
**Figure 8.6** Distances évènementielles de transport standardisées par la longueur moyenne de boucles en 2005.

A : avec les débits de crues calculés en considérant une augmentation de l'énergie pour des débits débordants. B : avec des valeurs de débits de crues égales au débit à pleins bords (absence d'augmentation de l'énergie pour des débits débordants).



**Figure 8.7** Distances événementielles de transport standardisées par la distance moyenne entre seuils en 2010 sur l'intégralité du secteur d'étude.

A : avec les débits de crues calculés en considérant une augmentation de l'énergie pour des débits débordants. B : avec des valeurs de débits de crues égales au débit à pleins bords (absence d'augmentation de l'énergie pour des débits débordants).



**Figure 8.8** Distances événementielles de transport standardisées par la densité de seuils présents en 2010 sur les zones de concentration historique de l'activité érosive planimétrique.

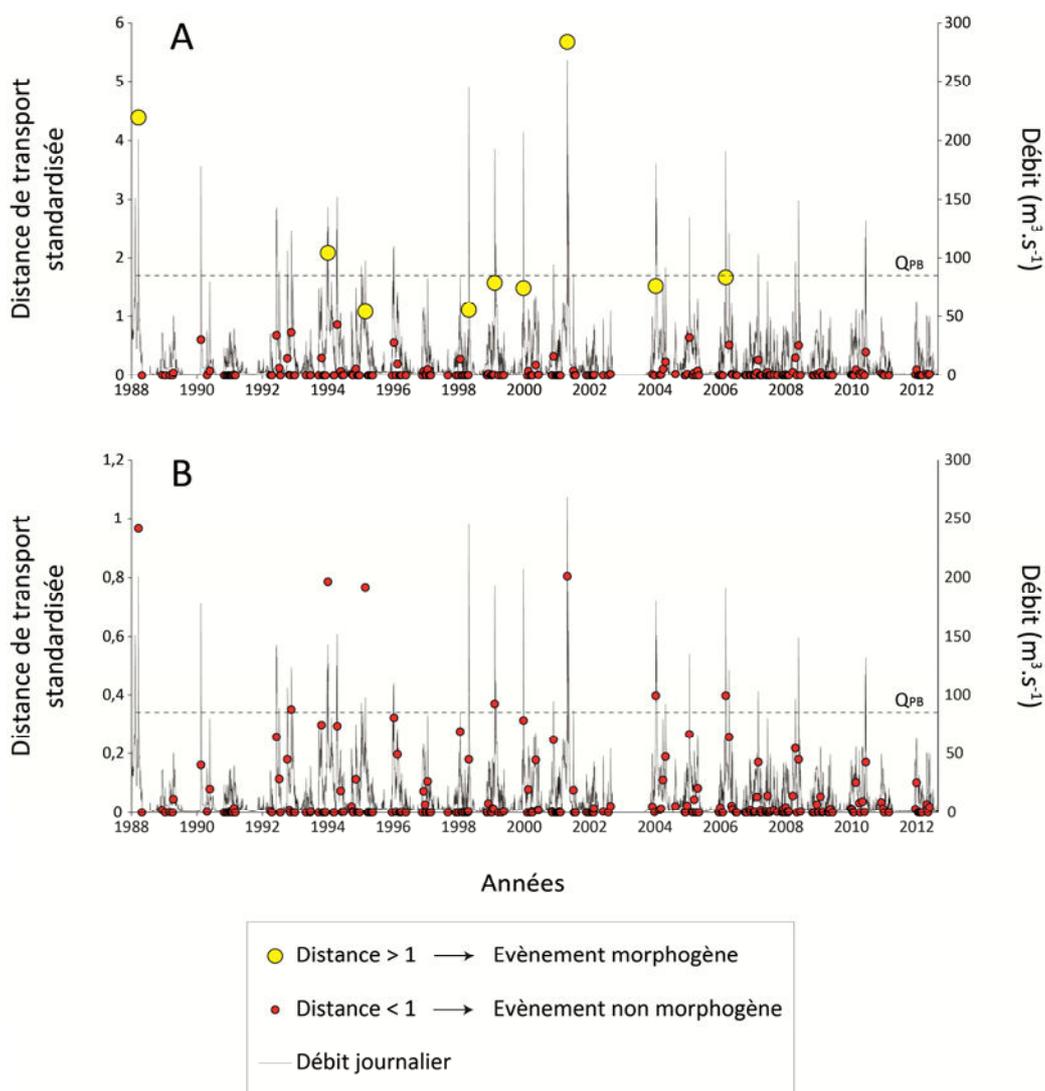
A : avec les débits de crues calculés en considérant une augmentation de l'énergie pour des débits débordants. B : avec des valeurs de débits de crues égales au débit à pleins bords (absence d'augmentation de l'énergie pour des débits débordants).

Ainsi, aucun évènement n'aurait été en mesure de transporter la charge de fond sur une distance égale ou supérieure à la longueur moyenne d'une boucle de méandre (Figure 8.6). De plus,

à l'exception de deux évènements, la distance est systématiquement inférieure à 1/3 de longueur moyenne de boucle (Figure 8.6).

Enfin, la distance moyenne séparant deux seuils successifs (distance pour la totalité du secteur ou uniquement pour les zones actives) n'aurait pu être dépassée que pour deux évènements (le premier en 1988, le second en 2001) (Figure 8.7, Figure 8.8).

Ces constats diffèrent grandement de ceux effectués par Milan et *al.* (2002), Milan (2013a) ou encore Sear (1996). Pour des évènements avoisinant les pleins bords, ces auteurs rapportent en effet des distances de déplacements de la charge de fond égales ou supérieures à la longueur d'une unité seuil-mouille.



**Figure 8.9** Distances évènementielles de transport calculées à partir des paramètres géométriques moyens des zones actives et standardisées par la densité de seuils présents en 2010 sur les zones de concentration historique de l'activité érosive.

A : avec les débits de crues calculés en considérant une augmentation de l'énergie pour des débits débordants. B : avec des valeurs de débits de crues égales au débit à pleins bords (absence d'augmentation de l'énergie pour des débits débordants).

Pour les distances de transport standardisées par la densité de seuils sur les zones actives, nous serions attendus à davantage d'évènements morphogènes. Ces distances ont cependant été calculées à partir des paramètres géométriques moyens de la totalité du secteur. Or, sur les zones actives, la pente, et par conséquent la puissance disponible, sont largement supérieures à ces valeurs moyennes. Si l'on calcule les distances de transport à partir des paramètres hydrauliques moyens des zones actives, le nombre potentiel d'évènements hydrologiques morphogènes augmente alors sensiblement ( $n=9$ ) (Figure 8.9).

### 3.1.3. DISCUSSION

Deux hypothèses non conciliables peuvent être émises pour interpréter les constats précédemment effectués.

Si, en suivant Pyrcce et Ashmore (2003b), l'on considère que le maintien ou le développement d'une morphologie donnée nécessite l'occurrence de distances de transport au moins égales à la distance séparant deux unités géomorphologiques identiques successives, **alors les caractéristiques planimétriques des méandres de ce secteur du Cher sont à considérer comme largement surdimensionnées**. En effet, dans les systèmes à méandres, la distance entre deux seuils consécutifs est généralement comprise entre une demi longueur de boucle (pour les boucles composées, les boucles les plus longues ou encore les boucles présentant les plus fortes courbures) et une longueur de boucle (pour les boucles simples) (Hooke et Harvey, 1983 ; Lofthouse et Robert, 2008 ; Tinkler, 1970 ; Keller et Melhorn, 1978 ; Leopold et *al.*, 1964 ; Hey et Thorne, 1986). Sur ce secteur du Cher, nous venons de voir que les distances de transport événementielles depuis 1988 n'excèdent presque jamais  $1/3$  de longueur moyenne de boucles. De ce fait, les conditions hydrologiques récentes n'auraient pas été en mesure d'assurer le maintien de la morphologie planimétrique actuelle des méandres. Ce maintien serait alors à interpréter comme la conséquence directe de la présence des protections de berges. Celles-ci auraient en quelque sorte entraîné une fossilisation du tracé en plan. En l'absence de protections, la longueur moyenne des boucles, du moins sur les zones de concentration historique de l'érosion (1950-2005), serait vraisemblablement inférieure à leur longueur actuelle. Cette réduction aurait pu se traduire par une complexification des formes en plan, avec la mise en place de boucles composées ou de sinuosités de faible longueur d'onde venant se surimposer à la sinuosité initiale. En Hongrie, Kiss et Blanka (2012) ont documenté une évolution analogue sur la Hernad. Survenues en quelques décennies, ces modifications morphologiques ont été mises sur le compte d'une incapacité des méandres à maintenir leur longueur de boucle initiale suite à une réduction des débits moyens et efficaces. Des processus similaires sont également rapportés par Phillips et Robert (2007) sur la East Humber (Canada). Après le passage d'un ouragan, les méandres étudiés se sont peu à peu réadaptés à un régime hydrologique « normal », développant des boucles de plus faible longueur d'onde à partir du motif originel. Cette hypothèse du surdimensionnement implique donc une réduction de l'activité hydrologique de la rivière. Sur le Cher, celle-ci aurait pu être liée à la fin du PAG et/ou au barrage de Rochebut, érigé au début du XX<sup>e</sup> siècle.

Plusieurs éléments exigent néanmoins de considérer cette hypothèse avec prudence. Tout d'abord, elle s'appuie sur des distances de transport déduites d'une formule et non pas mesurées sur le terrain. Une incertitude demeure donc toujours quant à la fiabilité des valeurs obtenues. Ensuite, les sédiments du Cher comportent une proportion importante de sables qui jouent possiblement un rôle important dans la morphogénèse.

La seconde hypothèse impose de conclure à une inadaptation de la théorie de Pyrcce et Ashmore au cas du Cher. Selon ces auteurs, les épisodes de transport morphogène, c'est-à-dire ceux pour lesquels la distance de déplacement de la charge de fond serait au moins égale à deux unités identiques successives, se produiraient uniquement en cas de transport total (Pyrcce et Ashmore, 2003b). Or, il a été précédemment démontré que ce type de transport ne surviendrait que rarement, si ce n'est jamais, sur le Cher (cf. Chapitre 7 B.3.5). **Ceci signifie donc que la morphologie des méandres du Cher ne serait façonnée que par retouches mineures successives**, avec des distances de transport toujours, ou presque toujours, inférieures à la distance séparant deux unités identiques successives. Dans cette optique, les méandres ne seraient donc pas surdimensionnés.

En l'absence de toute caractérisation de l'évolution du régime hydrologique sur le long terme (100-200 dernières années), il apparaît délicat de trancher entre ces deux hypothèses.

### **3.2. EVALUATION DE LA VITESSE DE PROPAGATION DE LA CHARGE DE FOND A L'ECHELLE SECLAIRE**

A partir des distances évènementielles calculées sur la période 1988-2012, il est possible de proposer une estimation de la vitesse de propagation de la charge de fond sur le long terme. **Les valeurs obtenues pour le secteur sont de 2,9 km.siècle<sup>-1</sup> sans augmentation des contraintes de cisaillement pour des débits débordants et de 7,8 km.siècle<sup>-1</sup> avec augmentation des contraintes.** Il s'agit néanmoins ici d'une estimation maximale. Il est en effet clairement établi que les vitesses virtuelles évènementielles obtenues à partir des distances parcourues par des traceurs initialement disposés à la surface des lits, excédaient amplement les vitesses atteintes sur de plus longues durées (Ferguson et Hoey, 2002 ; Ferguson et *al.*, 2002 ; Haschenburger, 2011, 2013). Ces différences résultent de l'incorporation progressive des traceurs à la couche de subsurface et du stockage prolongé de certaines de ces particules au niveau des bancs, voire de leur intégration à la plaine alluviale (Ferguson et *al.*, 2002 ; Haschenburger, 2011). Ces deux facteurs tendent ainsi à fortement diminuer la probabilité de mobilisation des traceurs. Après injection des traceurs, les vitesses diminuent rapidement et une fois un mélange d'équilibre atteint, elles tendent à se stabiliser (Haschenburger, 2011). Sur la Carnation Creek, Haschenburger (2011) rapporte une valeur de vitesse virtuelle finale égale à 28 % de la valeur initiale. Ferguson et *al.* (2002) font état d'une réduction de 50 %.

Si l'on applique le plus faible de ces taux de réduction au Cher, on obtient alors une vitesse maximale de 3,9 km. siècle<sup>-1</sup>. Cette valeur est cohérente avec les vitesses proposées en Belgique (Houbrechts et Petit, 2003 ; Houbrechts et *al.*, 2011 ; Sluse et Petit, 1998) pour des rivières évoluant dans un contexte morpho-climatique assez similaire à celui du Cher (Tableau 8.3).

**Tableau 8.3** Quelques exemples de vitesses de déplacements de la charge de fond sur le long terme.

Rivière	Vitesse (km.s <sup>1</sup> )	Pente (m.m <sup>-1</sup> )	Puissance spécifique (w.m <sup>-2</sup> )	D <sub>50</sub> (mm)	D <sub>90</sub> (mm)	Référence
Rulles, Belgique	3,3-4,4	0,0016 - 0,0032	27-30	36 - 72	69 - 130	Houbrechts et <i>al.</i> , 2011
Viroin, Belgique	3,1 min	0,0012 - 0,0022	36-64	28 - 78	46 - 124	Houbrechts et <i>al.</i> , 2011
Ourthe, Belgique	1,8-2,3	0,002	71-78			Houbrechts et Petit, 2003
Aisne, Belgique	1,4 min	0,004 - 0,007	94-115			Houbrechts et Petit, 2003
Lembrée, Belgique	1,6 min	0,004 - 0,009	72-115			Houbrechts et Petit, 2003
Semois, Belgique	3	0,001	27			Sluse et Petit, 1998
Hérault, France	20 max	Forte	Forte (gorges)			Tricart et Vogt, 1967
Isère, France	10					Salvador, 1991
Bez, France	8					Thévenet et <i>al.</i> , 2003 (cité dans Houbrechts et <i>al.</i> , 2011)
Rivières torrentielles des Préalpes du Sud, France	30-50	0,02 - 0,05		34 - 91		Liébault, 2003
Cher, France	2,2-3,9 max	0,00063	12,4	22,3 - 32,2	41,6-69	Cette étude

## B - LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 1950 ET 2005

Dans le Chapitre 5 A.3.2, une très nette compartimentation de l'activité érosive planimétrique doublée d'une superposition marquée entre zones d'érosion et zones de végétalisation a été mise en évidence entre 1950 et 2005. Ces zones accueillent par ailleurs la grande majorité des bancs recensés sur le secteur au cours de cette période. Elles présentent également en 2010 une concentration bien plus élevée de seuils que les zones stables. Cette alternance de zones actives (zones de concentration de l'activité érosive) et de zones qui semblent presque figées à cette échelle d'analyse, pose la question de la transmission spatiale de cette activité, et par conséquent celle de la connectivité sédimentaire, d'une zone active à l'autre.

Le concept de connectivité sédimentaire découle en droite ligne de celui de connectivité hydrologique. Ce dernier désigne les transferts et échanges d'énergie et de matière, organique comme minérale, assurés par la circulation de l'eau au sein ou entre les différents compartiments

d'un système (Tetzlaff et *al.*, 2007 ; Bracken et Crocke, 2007 ; Bracken et *al.*, 2012 ; Pringle, 2003 ; Ali et Roy, 2009 ; Ward et Stanford, 1995 ; Ward et *al.*, 2002). En géomorphologie, il se rapporte directement au concept de couplage, initialement théorisé par Brunsden et Thorne (1979). En outre, et bien que cela soit la plupart du temps implicite (Cavalli et *al.*, 2013), il sous-tend l'ensemble des approches fondées sur l'établissement d'un budget sédimentaire (Cavalli et *al.*, 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013).

Deux types de connectivité sont généralement distingués. Le premier, qualifié de structurel ou statique, est défini par l'organisation spatiale des éléments composant un système et par leur degré de contiguïté physique (Lexartat-Artza et Wainwright, 2009 ; Wainwright et *al.*, 2011 ; Bracken et Crocke, 2007 ; Turnbull et *al.* 2008 ; Jain et Tandon, 2009). Le second, qualifié de fonctionnel ou temporel, renseigne sur les processus et les échanges régissant les relations entre éléments ou unités adjacents (Lexartat-Artza et Wainwright, 2009 ; Wainwright et *al.*, 2011 ; Bracken et Crocke, 2007 ; Turnbull et *al.* 2008 ; Jain et Tandon, 2009). La question de la connectivité sédimentaire est étroitement associée à celle de l'identification et de la localisation des obstacles au transfert des particules (Fryirs, 2013 ; Fryirs et *al.*, 2007a, 2007b). La distribution de ces obstacles à travers un système donné, ainsi que les temps de stockage impliqués, et donc la fréquence avec laquelle les sédiments sont en mesure d'être remobilisés, constituent les principaux indicateurs du degré de connectivité de ce système. Ce degré de connectivité contrôle par ailleurs la capacité du système à transmettre ou au contraire à amortir les effets d'une perturbation affectant les variables de contrôle. La connectivité constitue ainsi un élément clé de la détermination de la sensibilité des paysages (Brunsden, 2001 ; Harvey, 2001, 2002, 2007 ; Hooke, 2003b ; Fryirs, 2013).

Les bases théoriques du concept de connectivité grossière appliqué aux rivières, ainsi que les éléments de méthodologie permettant son application, ont été formalisés par Hooke (2003b). La connectivité grossière désigne la capacité d'un système à transporter les particules constitutives de sa charge de fond sur l'intégralité de son linéaire, le degré de connectivité étant évidemment susceptible de varier en fonction de la taille des matériaux et des échelles spatio-temporelles prises en compte. On peut trouver des exemples de démarches visant à caractériser la connectivité de la charge de fond au niveau de tronçons de rivières dans les travaux réalisés par Hooke, évidemment (Hooke, 2003b, 2004 ; Sandercock et *al.*, 2007 ; Sandercock et Hooke, 2011), mais aussi dans ceux d'autres auteurs tels que Warner (2006), Boix-Fayos et *al.* (2007), Toone et *al.* (2014), Hardy et *al.* (2010) ou encore Harvey (2002).

Dans cette partie, nous nous intéresserons à la connectivité des particules composant le lit du Cher, puisque c'est cette gamme de sédiments qui est pour l'essentiel responsable du façonnement des formes fluviales (Leopold, 1992 ; Ashmore et Church, 1998 ; Andrews et Nankervis, 1995 ; Church, 2006). Seuls les grains dont la taille excède le  $D_{50}$  de surface ont pu être renseignés. La période traitée court de 1950 à 2005, soit la période au cours de laquelle a été réalisée l'étude diachronique de l'évolution des formes fluviales du Cher. Enfin, les secteurs 2 et 3 ne sont pas ici concernés.

Traiter de façon exhaustive de ce problème impose :

- d'identifier et de quantifier les sources et stocks de sédiments,
- de déterminer pour ces derniers dans quelle proportion et à quel rythme ils sont renouvelés,

- d'examiner les relations entretenues entre ces sources et ces stocks, ce qui nécessite notamment de disposer d'informations sur les distances et trajectoires de déplacements de la charge de fond et sur la compétence de la rivière au sein des différents compartiments du système.

Le chantier est vaste et ne pourra être ici abordé qu'à la marge. Les deux premiers points ne sont explorables dans le détail qu'à travers l'élaboration d'un budget sédimentaire. Les données dont nous disposons sont malheureusement trop incomplètes pour qu'un tel budget soit réalisé. En s'appuyant sur les résultats relatifs à l'évolution des formes en plan de la rivière, il demeure néanmoins possible d'identifier et de localiser les principaux types de sources et de stocks des sédiments pour la période 1950-2005. D'un point de vue temporel, les différentes zones actives et inactives composant le secteur d'étude ont été traitées indistinctement. Il s'agit évidemment d'une simplification puisque les rythmes auxquels se sont manifestés l'érosion et les dépôts ont fortement varié d'une zone à l'autre.

Le point relatif aux distances de transport et à la compétence a en revanche pu faire l'objet d'investigations plus poussées. Ont ainsi été calculés pour chacune des zones actives et inactives le débit critique de mobilisation des sédiments les plus grossiers (ici le  $D_{84}$  de surface) et la distance de transport moyenne annuelle de la charge de fond. Distance et débit critique ont ensuite été combinés afin d'estimer le degré de connectivité potentielle de chacune des zones actives et inactives. Le croisement des informations relatives aux sources et stocks de sédiments d'une part et à la connectivité potentielle d'autre part nous ont finalement permis de proposer un modèle de connectivité sédimentaire grossière entre zones actives successives. Notre propos s'organise en deux parties distinctes. La première est centrée sur la méthodologie mise en place. Dans la seconde, sont présentés les résultats.

## **1. DESCRIPTION DE L'APPROCHE**

### **1.1. LE DEBIT CRITIQUE DE MOBILISATION DU $D_{84}$**

Déterminer le débit critique de mobilisation au niveau de chacune des zones délimitées nécessite de connaître la puissance spécifique critique ou la contrainte critique de cisaillement. Le recours à cette dernière impose néanmoins de disposer de données topographiques et de relations hauteurs-débits pour les différentes zones traitées, données dont nous n'avons pu faire l'acquisition. De ce fait, la puissance critique a été utilisée.

La démarche adoptée repose sur deux simplifications majeures puisque on postule ici que granulométrie et puissance spécifique critique sont identiques pour toutes les zones. Leurs valeurs respectives correspondent à celles calculées sur la boucle de suivi de la mobilité charge de fond entre 2010 et 2012 par l'intermédiaire des traceurs. Au cours de cette période, la puissance spécifique n'a pu être estimée pour différentes classes granulométriques puisque la taille maximale des particules mises en mouvements lors des événements mobilisateurs documentés est presque toujours au moins supérieure au  $D_{84}$ . De ce fait, les débits critiques de mobilisation déterminés sur chacune des zones concernent uniquement la frange supérieure du spectre granulométrique.

La valeur de puissance spécifique retenue est de  $10 \text{ w.m}^{-2}$ . Elle est égale à la valeur minimale estimée pour l'ensemble de la boucle de suivi de la mobilité charge de fond entre 2010 et 2012. Pour déterminer le débit critique sur les différentes zones, il nous faut ensuite connaître pour chacune d'entre elles la pente et la largeur du lit. La pente retenue est celle du lit à l'étiage mesurée au DGPS

en 2010. Deux valeurs de largeur du lit ont été utilisées : la largeur de bande active et la largeur à pleins bords (cf. Chapitre 7 B.3.4). La première fournit une estimation basse du débit critique et la seconde une estimation haute. Pour les valeurs de débit critique supérieures au débit à pleins bords, l'estimation haute est la plus vraisemblable car l'intégralité de la largeur du lit mineur est alors en eau.

La procédure exposée ci-dessus permet uniquement de connaître le débit s'écoulant dans le lit mineur. Lorsque les débits critiques obtenus dépassent le débit à pleins bords, il est alors nécessaire d'estimer le débit total. A cette fin, nous avons exploité les résultats d'une modélisation hydraulique réalisée en 1998 (Direction Départementale de l'Allier, 1998) pour sept valeurs de débits débordants au droit d'une série de transects situés sur le secteur d'étude. Pour chaque zone traitée, on dispose de données pour un ou deux profils transversaux. Une loi puissance exprimant le débit dans le lit mineur en fonction du débit total a été extraite pour chacun de ces profils. Enfin, l'éventualité d'une absence d'augmentation de la puissance dans le lit pour des débits débordants (Ryan et *al.*, 2002 ; Wormleaton et *al.*, 2005) n'a pas été considérée. De ce fait, les débits critiques de mobilisation supérieurs au débit à pleins bords constituent des estimations *a minima*.

Une fois calculés, les débits critiques de mobilisation ont été discriminés en quatre classes indicatives de la fréquence de mobilisation du  $D_{84}$  et un indice a été attribué à chacune de ces classes :

- mobilisation rare ou inexistante : estimation minimale du débit critique  $\gg Q_{20}$  ( $260 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) (indice 1),
- mobilisation peu fréquente : estimation minimale du débit critique  $> Q_{PB}$  (indice 2),
- mobilisation fréquente :  $\frac{1}{2} Q_{PB} <$  estimation minimale du débit critique  $< Q_{PB}$  (indice 3),
- mobilisation très fréquente : estimation minimale du débit critique  $< \frac{1}{2} Q_{PB}$  (indice 4).

## 1.2. LES DISTANCES ANNUELLES DE TRANSPORT

La distance moyenne annuelle de transport de la charge de fond pour la période 1988-2012 a été calculée au niveau de chacune des zones à partir de la formule de Hassan et *al.* (1992).

La méthodologie employée pour déterminer les distances au niveau de chacune des zones est la même que celle développée dans le Chapitre 8 A.3.1. La puissance spécifique critique retenue est identique à celle obtenue au niveau de la boucle de suivi de la charge de fond entre 2010 et 2012 à partir de la formule de Hassan et *al.* (1992). La largeur du lit à pleins bords et la pente du lit à l'étiage de chacune des zones ont été utilisées. Pour les événements débordants, on dispose de deux estimations de puissance et donc de deux estimations de distance. La première estimation a été calculée en considérant une absence d'accroissement de l'énergie dans le lit mineur lors des crues (Ryan et *al.*, 2002 ; Wormleaton et *al.*, 2005). La puissance spécifique pour chaque événement débordant a alors été déterminée à partir d'une valeur constante de débit, égale au débit à pleins bords. La seconde estimation a été calculée en considérant un accroissement de l'énergie dans le lit mineur lors des crues. La puissance spécifique pour chaque événement débordant a alors été déterminée à partir des débits obtenus par l'intermédiaire de la modélisation hydraulique de 1998 (cf. sous-chapitre précédent).

Une fois calculées, les distances annuelles de transport ont été rangées en quatre classes distinctes auxquelles a été attribué un indice :

- Distance faible : estimation maximale de distance < largeur à pleins bords ( $L_{PB}$ ) (indice 1),
- Distance moyenne :  $L_{PB} \leq$  estimation maximale de distance <  $3 \times L_{PB}$  (indice 2),
- Distance élevée :  $3 \times L_{PB} \leq$  estimation maximale de distance <  $6 \times L_{PB}$  (indice 3),
- Distance très élevée :  $6 \times L_{PB} \leq$  estimation maximale de distance (indice 4).

Enfin, les distances annuelles ont été utilisées afin d'estimer la durée nécessaire à la charge de fond pour parcourir la longueur totale de chacune des zones.

### **1.3. LE DEGRE DE CONNECTIVITE POTENTIELLE**

Sur chaque zone, les indices relatifs aux distances de transport et aux débits critiques ont été combinés (produit des deux indices) dans le but d'établir une indice de connectivité potentielle. Cinq classes ont alors été distinguées :

- Connectivité potentielle très faible ou inexistante : Indice = 1,
- Connectivité potentielle faible :  $1 < \text{Indice} < 4$ ,
- Connectivité potentielle moyenne :  $4 \leq \text{Indice} < 8$ ,
- Connectivité potentielle forte :  $8 \leq \text{Indice} < 12$ ,
- Connectivité potentielle très forte :  $8 \leq \text{Indice} < 12$ .

### **1.4. IDENTIFICATION ET LOCALISATION DES SOURCES ET STOCKS DE SEDIMENTS, ESTIMATION DE LA GRANULOMETRIE DE SURFACE DU LIT**

Les données dont nous disposons proviennent des analyses relatives à l'évolution diachronique des formes en plan du lit (cf. Chapitre 5 A), des relevés de terrain effectués en 2010 sur l'intégralité du secteur et enfin des résultats portant sur la détermination du degré de connectivité potentielle des différentes zones actives et inactives.

Pour chacune des zones actives et inactives, ces données nous ont permis d'identifier et de localiser les types de sources et de stocks sédimentaires, discriminés en se référant à la typologie élaborée par Hooke (2003b), ainsi que d'estimer la granulométrie du lit. Celle-ci a été précisément déterminée en 2010 sur quatre des cinq seuils situés sur la boucle de suivi de la mobilité charge de fond entre 2010 et 2012. Pour le restant du secteur, la taille des grains a été évaluée visuellement. Il n'existe aucune donnée granulométrique pour la période 1950-2005.

## **2. UNE CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE LIMITEE**

### **2.1. VARIABILITE SPATIALE DE LA MOBILITE DU $D_{84}$**

**Sur 15 des 19 zones délimitées sur le secteur, l'intégralité du spectre granulométrique est mobilisable pour des débits inférieurs au débit à pleins bords, et donc pour des débits fréquents ou très fréquents (Figure 8.10). Sur les quatre zones restantes (zones 1, 11, 16, 19), la fréquence de mobilisation du  $D_{84}$  est faible ou très faible (Figure 8.10).**

Pour sept des neuf zones actives, la mobilisation est très fréquente. Pour les deux restantes (zones 16 et 18), elle est fréquente. Les fréquences de mobilisation sur les zones inactives sont dans l'ensemble évidemment plus faibles. Sur un total de dix zones inactives, la mobilisation est ainsi très fréquente pour seulement trois d'entre elles. Elle est fréquente pour trois autres. Sur les quatre

restantes, trois connaissent une mobilisation peu fréquente. Sur la dernière (zone 11), le  $D_{84}$  n'est que très rarement voire jamais mobilisable.

Si l'on fait abstraction de la distinction entre zones actives et inactives, deux tronçons à la fréquence de mobilisation élevée sont à distinguer (Figure 8.10). Le premier s'étend de la zone 2 à la zone 10 (50 % de la longueur totale du secteur), le second de la zone 12 à la zone 16 (15 % de la longueur totale du secteur). Ils sont séparés l'un de l'autre par un long tronçon (990 m) (zone 11) le long duquel les plus grosses particules semblent ne pas pouvoir être transportées. Enfin, le début et la fin du secteur sont caractérisés par une fréquence de mobilisation du  $D_{84}$  relativement faible.

## **2.2. DE COURTES DISTANCES ANNUELLES DE TRANSPORT**

Les distances annuelles de charriage sont faibles (< 50 m) sur huit des dix-neuf zones (Figure 8.10). Elles sont moyennes sur trois zones, élevées sur cinq et très élevées sur trois (Figure 8.10).

Sur dix zones inactives, sept présentent des distances de transport faibles, deux des distances élevées et une seule une distance très élevée. Les distances sur les zones actives sont évidemment supérieures. Sur un total de neuf zones, une seule présente une faible distance de charriage. Les distances sont moyennes sur trois zones, élevées sur trois et très élevées sur deux.

Si l'on fait abstraction de la distinction entre zones actives et inactives, trois tronçons présentant de faibles distances de transport (< 10 m) sont identifiables (Figure 8.10). Ils sont localisés en début (zone 2), milieu (zone 11) et fin (de la zone 15 à la zone 19) de secteur. Par ailleurs, ils sont assez nettement superposables aux tronçons disposant d'une fréquence de mobilisation peu élevée précédemment décrits.

## **2.3. SPATIALISATION DE LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE POTENTIELLE**

La connectivité sédimentaire potentielle semble être assurée, à des degrés divers, sur tout le secteur, exception faite de la zone centrale (zone 11) (Figure 8.10). Sur cette dernière, les distances moyennes de transport sont très faibles et les particules les plus grossières ne sont vraisemblablement pas en mesure d'être charriées (Figure 8.10).

Par ailleurs, deux tronçons à la connectivité potentielle élevée sont distinguables (Figure 8.10). Le premier s'étend de la zone 2 à la zone 10. On y recense deux zones de moindre connectivité (zones 3 et 5). Le second tronçon s'étend de la zone 12 à la zone 16, avec une connectivité plus marquée sur la partie amont (zones 12 à 14).

Sur les dix-neuf zones composant le secteur, la connectivité est très forte sur huit d'entre elles, forte sur deux, moyenne sur cinq, faible sur trois et très faible sur une.

La connectivité est plus élevée sur les zones actives. Elle est très forte sur cinq des neuf zones concernées, forte sur deux et moyenne sur deux. Elle est très forte sur trois des dix zones inactives, moyenne sur trois, faible sur trois et très faible sur une.

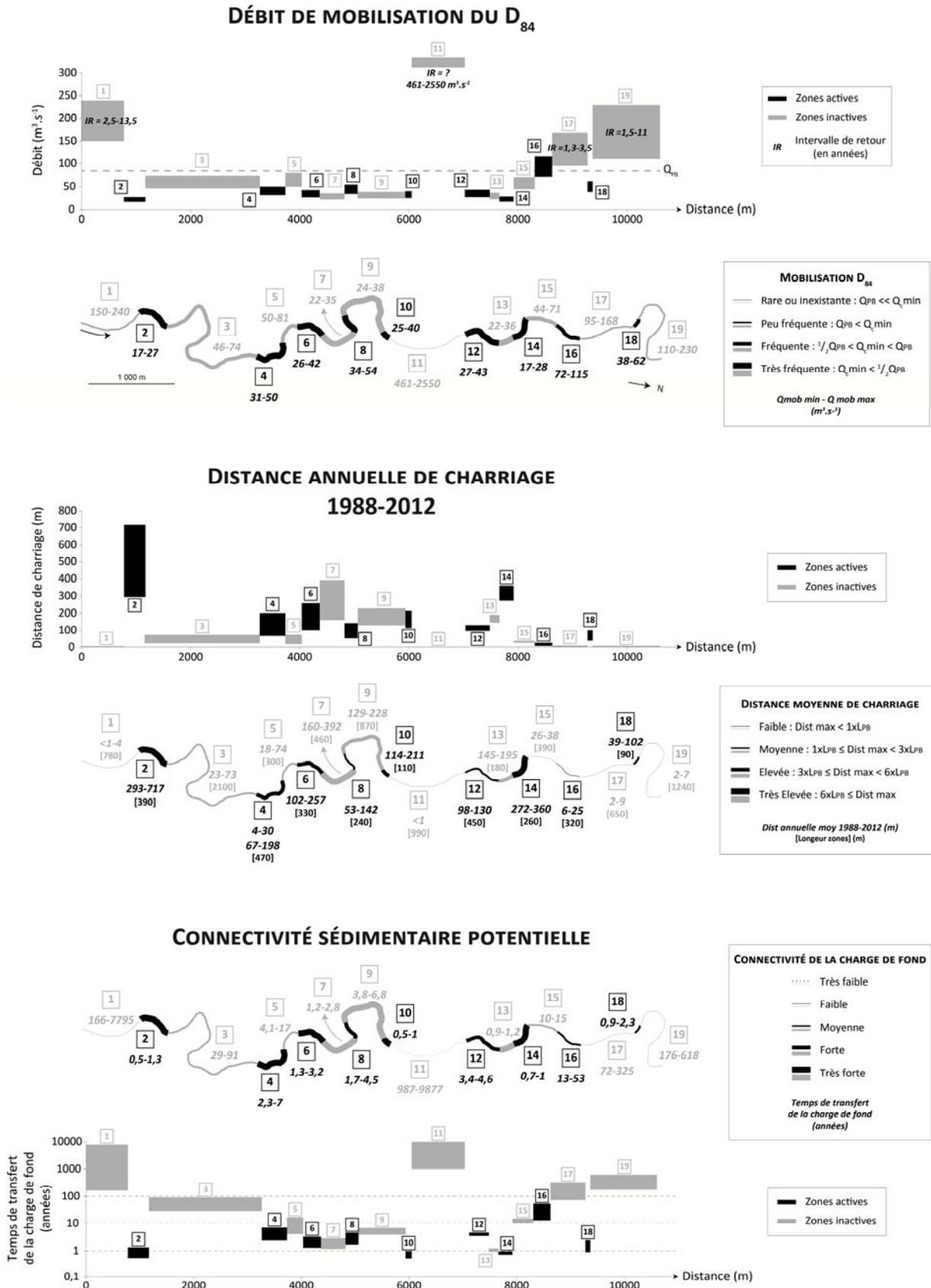


Figure 8.10 Débit critique de mobilisation du  $D_{84}$ , distances moyennes annuelles de transport et connectivité sédimentaire potentielle de la charge de fond sur chacune des zones actives et inactives du secteur 1.

Enfin, les possibilités de propagation des perturbations d'une zone active à l'autre, ont été envisagées à travers le temps nécessaire à la charge de fond pour passer d'une zone active à celle située immédiatement à son aval, assimilable au temps nécessaire pour que la charge de fond parcoure l'intégralité de chaque zone inactive (durée calculée à partir de l'estimation basse des distances) (Figure 8.10). Couplée aux valeurs de débits critiques de mobilisation du  $D_{84}$ , ces durées définissent le degré de connectivité potentielle entre zones actives successives.

Si l'on fixe comme cadre temporel les 65 années sur lesquelles porte l'étude diachronique des formes en plan entre 1950 et 2005, trois zones principales de déconnexion apparaissent. Il s'agit des zones 3, 11 et 17 (Figure 8.10). Au cours de cette période, on peut dès lors distinguer quatre tronçons fonctionnant indépendamment les uns des autres. Ils se composent respectivement des zones 2, 4 à 10, 12 à 16 et 18 (Figure 8.10). Au sein de ces tronçons, les zones actives successives dont le potentiel de connectivité les unes aux autres est élevé sont les zones 6 et 8, 8 et 10 et enfin 12 et 14.

Les durées de transport ici avancées sont probablement sous-estimées puisque les distances de transport concernent théoriquement les seules particules de surfaces (cf. Chapitre 8 A.3.2).

## **2.4. SOURCES ET STOCKS POTENTIELS DE MATERIAUX, GRANULOMETRIE DU LIT**

Sur le secteur, quatre types potentiels de sources de sédiments ont été recensés (Tableau 8.4). Ces sources peuvent être internes. Elles proviennent dans ce cas de l'amont, du lit ou des bancs. Elles peuvent aussi être externes. Elles proviennent alors exclusivement de la plaine alluviale (érosion des berges).

Concernant les stockages, les trois types potentiels identifiés par Hooke (2003b) sont concernés. Il s'agit du lit, des bancs et des surfaces végétalisées, c'est-à-dire des surfaces réintégrées à la plaine alluviale (île et plaine alluviale s.s) (Tableau 8.4).

### **2.4.1. LES STOCKS SEDIMENTAIRES**

- Le lit (Tableau 8.4).

Entre 1950 et 2005, le lit n'a très vraisemblablement subi aucun exhaussement (cf. Chapitre 5 C.2.1). De ce fait, il n'aura pas participé à un stockage additionnel de matériaux.

- Les bancs et les surfaces végétalisées (Tableau 8.4, Figure 8.11).

Il s'agit des deux principaux stocks de sédiments. Leurs emprises spatiales respectives se superposent assez nettement et les tronçons concernés correspondent quasiment tous aux zones actives. Le stockage au niveau des zones inactives peut ainsi être considérée comme très faible. Deux courts tronçons font exception. Le premier est situé au niveau de la zone 4 et le second au niveau de la zone 9. Si ces tronçons n'ont pas été classés comme des zones de concentration de l'érosion planimétrique, ils ont néanmoins été l'objet d'une érosion non négligeable.

### **2.4.2. LES SOURCES SEDIMENTAIRES**

- Les apports amont (Tableau 8.4, Figure 8.11).

Les possibilités d'apport sédimentaire en provenance de l'amont de chacune des zones ont été estimées à partir des valeurs de débit critique de mobilisation du  $D_{84}$ . A l'exception de la zone active 12, située à l'aval immédiat de la seule zone pour laquelle la connectivité sédimentaire potentielle

est très faible voire inexistante, toutes les zones sont susceptibles d'être alimentées en sédiments grossiers par la zone située immédiatement à leur amont.

- Le lit (Tableau 8.4).

Au cours de la période d'étude, le lit s'est au moins par endroits légèrement incisé (cf. Chapitre 5 C.2.1). Cela signifie que ce dernier a pu opérer comme source majeure de sédiments. Les données dont nous disposons sont cependant bien trop parcellaires pour que l'évolution verticale puisse être caractérisée à l'échelle de chacune des zones actives et inactives. Par ailleurs, cet enfoncement n'aura pas été suffisamment important pour entraîner un épuisement du matelas alluvial.

- Les bancs (Tableau 8.4, Figure 8.11).

Cela a été précédemment évoqué, la très grande majorité des bancs sont situés au niveau des zones actives ou à leur proximité immédiate. De ce fait, une possible alimentation en sédiments par reprise du matériel composant les bancs ne concerne quasiment que les zones actives. A l'exception des deux courts tronçons précédemment évoqués, les volumes disponibles au niveau des bancs situés sur les zones inactives sont très faibles.

- La plaine alluviale (Tableau 8.4, Figure 8.11).

Les zones actives sont par définition les seules à avoir bénéficié de l'apport de sédiments par érosion latérale. Il s'agit du seul type d'apports dont on ait la certitude qu'il ait été effectif.

**Tableau 8.4** Sources et stocks de sédiments grossiers sur chacune des zones actives et inactives du secteur 1 entre 1950 et 2005.

*En gris, les zones inactives. Les volumes potentiellement stockés ou apportés au cours de la période d'étude sont classés de très faibles ou inexistantes (--) à très importants (++)*

	STOCKS				SOURCES		
	Lit	Banc	Plaine alluviale	Amont	Lit	Banc	Plaine alluviale
Secteur 1	-	-	--	?	+ ?	-	--
Secteur 2	-	++	++	-	+ ?	++	++
Secteur 3	-	-	-	++	+ ?	-	-
Secteur 4	-	++	++	+	+ ?	++	++
Secteur 5	-	-	--	++	+ ?	-	--
Secteur 6	-	++	++	+	+ ?	++	++
Secteur 7	-	-	--	++	+ ?	-	--
Secteur 8	-	++	++	++	+ ?	++	++
Secteur 9	-	-	-	++	+ ?	-	-
Secteur 10	-	++	++	++	+ ?	++	++
Secteur 11	-	--	--	++	+ ?	--	--
Secteur 12	-	++	++	--	+ ?	++	++
Secteur 13	-	-	-	++	+ ?	-	--
Secteur 14	-	++	++	++	+ ?	++	++
Secteur 15	-	-	--	++	+ ?	-	--
Secteur 16	-	++	++	+	+ ?	++	++
Secteur 17	-	-	--	+	+ ?	-	--
Secteur 18	-	++	++	-	+ ?	++	++
Secteur 19	-	-	--	+	+ ?	-	--

### 2.4.3. GRANULOMETRIE

En 2010, la surface du lit et des bancs au niveau de chacune des zones est majoritairement composée de graviers et galets. S'il n'existe aucune zone à dominante sableuse, la proportion de sables sur la zone inactive 11 semble toutefois plus importante que sur les autres zones. Pour la période 1950-2005, nous faisons le postulat que le lit et les bancs disposaient d'une granulométrie similaire à l'actuelle.

### 2.5. ESTIMATION DU DEGRE DE CONNECTIVITE REELLE ENTRE ZONES ACTIVES

Dans les paragraphes précédents, nous avons vu que sur la période 1950-2005, aucune connexion sédimentaire grossière n'avaient pu être assurée entre les zones actives successives 2-4, 10-12 et 16-18. Reste donc à déterminer dans quelle mesure les autres zones actives sont réellement connectées les unes aux autres. En simplifiant quelque peu, cela équivaut à répondre pour chaque zone active à la question suivante : dans le volume de matériel grossier introduit dans le lit par érosion de la plaine alluviale, quelle est la part ayant ensuite été stockée au niveau de la zone active d'injection et quelle est celle parvenue aux zones actives situées à l'aval ? Si une réponse quantifiée s'avère impossible à apporter à partir des données dont nous disposons, il apparaît néanmoins probable qu'une grande proportion des sédiments ayant alimenté le lit par érosion latérale au niveau des zones actives a été déposé de façon plus ou moins durable à proximité immédiate de leur point d'injection. De ce fait, la connectivité réelle entre deux zones actives successives est probablement limitée (Figure 8.11). Cela peut être démontré de façon indirecte en examinant les causes possibles du très faible développement des bancs au niveau des zones inactives, en particulier de celles disposant d'une compétence élevée.

Selon Hooke (2003) l'absence de stockage de matériaux sous la forme de bancs sur un tronçon donné de rivière peut être imputable à :

- Un épuisement du stock alluvionnaire :

Nous avons vu que sur ce secteur du Cher, toutes les zones disposent encore d'un matelas alluvial plus ou moins épais. Cette cause est donc ici à exclure.

- La traversée du tronçon considéré en un seul et unique trajet :

Au regard de la longueur des zones inactives, les distances de transport de la charge de fond apparaissent bien trop faibles pour que les sédiments aient pu passer directement d'une zone active à l'autre (Figure 8.10). Cette option doit donc également être rejetée.

- Une trop faible compétence de transport :

Cela a vraisemblablement joué un rôle sur la zone 11 et dans une moindre mesure sur les zones 1, 17 et 19 puisque les débits critiques de mobilisation du  $D_{84}$  y sont très élevés (Figure 8.10).

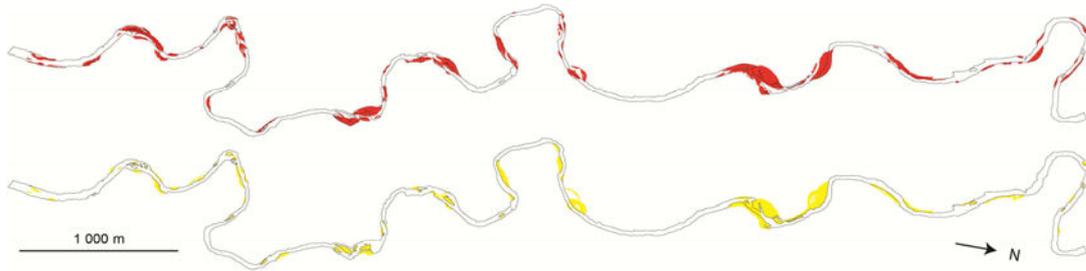
- Un manque d'alimentation en sédiments grossiers :

Par élimination, ne reste donc plus que cette cause pour expliquer la rareté des bancs au niveau des autres zones inactives. Les zones inactives de faible compétence sont néanmoins aussi très probablement concernées. Cela tendrait donc à indiquer que le transfert vers les zones inactives des sédiments introduits dans le lit par érosion latérale serait très réduit, et ce quel que soit le degré de connectivité potentielle des zones inactives. Si ce transfert était important, l'emprise des bancs au niveau des zones inactives, et plus particulièrement sur celles disposant d'une connectivité potentielle élevée, serait bien plus élevée que ce qui a été constaté. Sur le pas de temps étudié, **les sédiments grossiers injectés dans le lit par érosion de la plaine alluviale sont donc pour l'essentiel très probablement stockés à proximité immédiate de leur point d'injection.**

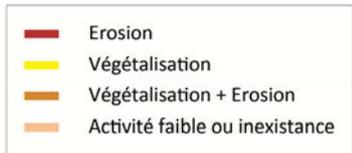
**UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES**



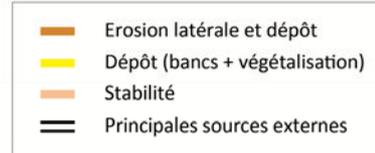
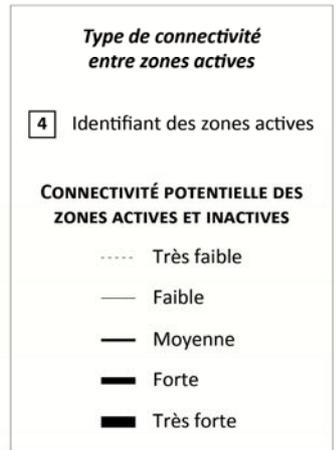
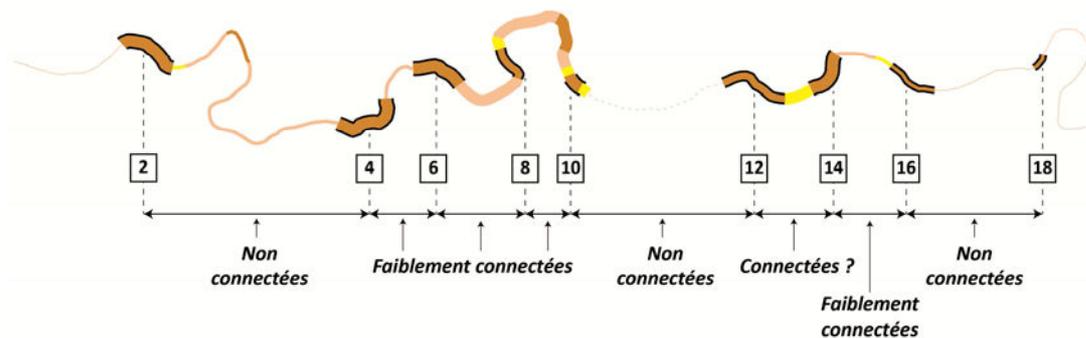
**ACTIVITÉ PLANIMÉTRIQUE 1950-2005**



**CONCENTRATION DE L'ACTIVITÉ PLANIMÉTRIQUE 1950-2005**



**CONNECTIVITÉ ENTRE ZONES ACTIVES 1950-2005**



**Figure 8.11** Connectivité sédimentaire grossière entre les zones actives pour la période 1950-2005.

Du point de vue du transport des sédiments grossiers (la moitié supérieure du spectre granulométrique de surface), les zones actives répertoriées sur le Cher pour la période 1950-2005 semblent donc faiblement ou non connectées (Figure 8.11). Elles auraient ainsi fonctionné indépendamment les unes des autres, la majorité du matériel introduit par érosion de la plaine

alluviale étant stockée à proximité des points d'injection. Cela signifie qu'à l'échelle de temps ici considérée (de quelques années à quelques décennies), une instabilité latérale se manifestant en un point donné du Cher ne pourrait se propager vers l'aval que sur de courtes distances. Enfin, trois zones de déconnexion totale sont recensées. Ces déconnexions relèvent de l'existence de zones inactives trop longues (zones inactives 3, 11 et 17) et/ou de compétence réduite (zones inactives 11 et dans une moindre mesure 17). Ces conclusions sont très similaires à celles effectués par Hooke sur la Dane (2003b, 2007b), rivière pourtant beaucoup moins contrainte latéralement que le Cher.

### **SYNTHESE SUR LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE GROSSIERE ENTRE 1950 ET 2005**

La question de la connectivité sédimentaire grossière (moitié supérieure du spectre granulométrique de surface) a été traitée sur la base d'un découpage spatial préalable du secteur étudié. Les zones discriminées correspondent aux zones de concentration de l'activité érosive planimétrique (zones actives) et aux zones présentant une forte stabilité (zones inactives) entre 1950 et 2005.

A l'exception d'une longue zone inactive (1 km) localisée au centre du linéaire étudié et qui sépare le secteur 1 en deux tronçons peu ou pas connectés, le Cher est ici en mesure d'assurer le transport de l'intégralité de la gamme de taille des sédiments qui composent son lit. La fréquence de mobilisation est inférieure au débit à pleins bords pour la grande majorité des zones considérées. On recense toutefois deux tronçons, situés aux extrémités amont et aval du secteur, sur lesquels la charge de fond est plus rarement mise en mouvement. Les débits critiques de mobilisation y excèdent largement le débit à pleins bords, les périodes de retour associés étant de l'ordre de 10-15 ans au maximum.

Au cours de la période 1950-2005, les sédiments injectés dans le lit par érosion latérale au niveau des zones actives ont probablement été dans leur grande majorité stockés à proximité immédiate de leur point d'injection. De ce fait, les zones actives successives ont fonctionné de façon indépendante les unes des autres. Cela implique enfin que les effets de l'instabilité latérale ne pourraient se faire ressentir que sur de courtes distances.

## SYNTHESE SUR LA TROISIEME PARTIE

### ***DYNAMIQUE DE LA CHARGE DE FOND ET MORPHOGENESE***

Sur les trois secteurs étudiés, le Cher est sans équivoque à définir comme une rivière à graviers. Les couches de surface et subsurface du lit sont respectivement composées d'une majorité de graviers grossiers ou très grossiers et de graviers fins ou moyens.

L'intégralité de la charge de fond est fréquemment mobilisée (au minimum 29-85 jours par an sur le secteur 1, 11 jours par an sur le secteur 2 et 13 jours par an sur le secteur 3), avec des débits critiques amplement inférieurs au débit à pleins bords ( $0,65 \times Q_{PB}$  au maximum). De ce fait, contrairement à l'hypothèse initialement émise dans ce travail, la faible mobilité des méandres ne relève pas d'une incapacité de la rivière à mettre en mouvement sa charge de fond.

Les autres investigations réalisées au sujet de la dynamique de la charge de fond ont concerné uniquement le secteur 1. Les distances de transport, annuelles comme événementielles, y sont très faibles. Sur la période 1988-2012, ces dernières n'auraient presque jamais excédé le tiers de la longueur moyenne des boucles de méandres. Cela implique un surdimensionnement possible des méandres au regard des conditions hydrologiques actuelles (6-7 dernières décennies au minimum). Dans cette optique, le maintien de ces dimensions en plan résulterait uniquement des contraintes exercées par les protections de berges.

Les volumes charriés sont également très faibles, ce qui apparait contradictoire avec la fréquence élevée de mobilisation de la charge de fond. Cette indigence des volumes charriés pourrait néanmoins être imputable à la fois aux faibles distance de transport et à un déficit d'alimentation en sédiments, lié à la présence des protections de berges.

Par ailleurs, l'essentiel du transport de la charge de fond se produit pour des événements hydrologiques fréquents. Ainsi, 80 % des volumes sont charriés pour des débits dont la période de retour est inférieure à 1,5-3 ans. Dans la partie portant sur l'évolution diachronique des formes en plan, nous avons vu que l'érosion planimétrique est contrôlée par la fréquence et la durée des crues plutôt que par leur intensité. Ces observations relatives à la gamme des débits efficaces d'une part et aux relations entretenues entre érosion en plan et durée/intensité des débits d'autre part indiquent que le fonctionnement de ce système serait principalement, voire exclusivement, commandé par les événements hydrologiques de faible magnitude.

Enfin, du point de vue de la connectivité sédimentaire grossière, les méandres semblent être organisés en une succession de tronçons indépendants les uns des autres puisque les matériaux introduits dans le lit par érosion latérale sont dans leur majorité probablement stockés à proximité immédiate de leurs points d'injection. Cela implique enfin que les effets de l'instabilité latérale ne pourraient se faire ressentir que sur de courtes distances.



# CONCLUSION GENERALE



L'intérêt porté à la question de la dynamique actuelle et historique des méandres du Cher est né d'un double constat. Le premier est celui d'un manque patent de connaissances sur le fonctionnement géomorphologique des affluents de la Loire en général et du Cher en particulier. Ceci constitue un handicap majeur concernant la détermination de l'orientation des politiques de gestion de ces cours d'eau. Le second constat se rapporte à la coexistence en apparence contradictoire sur ces méandres d'une faible mobilité en plan depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle et d'une érosion latérale active au cours des trente dernières années, au minimum. Cette recherche porte par ailleurs sur un patron fluvial peu répandu à l'échelle du bassin de la Loire. De plus, elle s'inscrit pleinement dans les enjeux actuels de gestion du Cher mais également de la Loire. Ceux-ci concernent principalement le maintien ou la restauration de milieux naturels alluviaux ainsi que la recharge des lits en sédiments grossiers.

L'objectif de cette thèse était donc à la fois de combler une partie de ce déficit de connaissances et de caractériser le plus finement possible le comportement *a priori* atypique de ces systèmes à méandres afin d'en identifier les causes précises. Les différentes investigations réalisées ont porté sur la moyenne vallée du Cher, c'est-à-dire le Cher « libre » en amont du Cher canalisé, et plus spécifiquement sur trois secteurs distincts, séparés les uns des autres par une ou deux confluences majeures. Ces investigations visaient à vérifier les deux hypothèses explicatives, non exclusives l'une de l'autre, initialement énoncées pour expliquer la stabilité du tracé des méandres. La première hypothèse postulait que les mécanismes naturels de migration des méandres auraient été inhibés, voire bloqués, par la présence ancienne de protections de berges. Selon la seconde, une diminution de la fréquence et/ou de l'intensité des événements hydrologiques morphogènes depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle auraient conduit à une diminution de la fréquence de mobilisation de la charge de fond et à une réduction de la capacité de la rivière à éroder ses berges, aboutissant en quelque sorte à une « fossilisation » de son tracé.

Notre analyse s'est organisée autour de deux approches complémentaires du point de vue spatio-temporel. Ces approches sont centrées sur :

- la reconstitution de la trajectoire évolutive des méandres sur le temps long (période 1830-2005).
- la caractérisation des relations entre morphogénèse et transport de la charge de fond sur des pas de temps allant de l'évènement hydrologique à quelques décennies (25-70 dernières années).

### **Les apports essentiels de la thèse**

Deux conclusions majeures sont à retenir de cette étude :

- Depuis 1950, mais aussi probablement depuis 1830, la faible mobilité du tracé des méandres, confirmée par l'analyse diachronique des formes en plan de la rivière, relève essentiellement des contraintes exercées par les aménagements présents dans le lit mineur.

Sur les secteurs 1 et 2, ces aménagements consistent presque exclusivement en des protections de berges. En 2010-2011, elles occupent plus de la moitié du linéaire respectif de chacun de ces secteurs. Si l'époque de leur mise en place n'a pu être datée, la grande majorité d'entre elles est avec certitude antérieure à 1950. Elles sont par ailleurs vraisemblablement âgées d'au moins une centaine d'années. Sur le secteur 3, les types de structures anthropiques responsables des déplacements modérés des méandres sont plus variés. Le tracé du tiers aval du secteur, placé sous l'influence direct du barrage du Boutet, est figé depuis plus de deux siècles. Les protections jouent un rôle apparemment moins important que sur les deux autres secteurs du fait d'une emprise plus réduite (un peu plus du quart du linéaire). De nombreux autres vestiges d'aménagements, dont le type et la

fonction sont souvent non identifiés, ont également été recensés. Ils sont composés de blocs pluridécimétriques qui excèdent largement la compétence de la rivière.

- Les méandres du Cher disposent encore aujourd'hui d'une très forte capacité intrinsèque à balayer la plaine alluviale dans laquelle ils s'inscrivent. La morphogénèse au niveau de ce système fluvial est principalement commandée par les événements hydrologiques de faible magnitude.

Sur les trois secteurs, l'activité érosive planimétrique entre 1950 et 2005 a été essentiellement contrôlée par le nombre annuel de jours atteignant ou dépassant le débit à pleins bords et le nombre annuel de crues, l'intensité de ces dernières ne jouant qu'un rôle négligeable. Sur le secteur 1, la majorité du transport de la charge de fond se serait produite pour des événements hydrologiques fréquents, puisque 80 % des volumes auraient été charriés pour des débits dont la période de retour est inférieure à 1,5-3 ans.

### ***Les formes en plan de 1830 à 2005 : une évolution contrastée***

Entre 1830 et 1950, on ne dispose pas de données à des dates intermédiaires. Pour cette raison, l'évolution des formes fluviales est mal documentée. Le principal enseignement est celui d'une importante colonisation végétale du lit (de 25 à 45 % selon les secteurs), probablement liée à l'abandon des pratiques d'entretien du lit assurées jusque vers 1850-1880 pour la navigation.

La période 1950-2005 est en revanche décrite de façon bien plus détaillée avec un état du lit renseigné à des intervalles de temps compris entre 9 et 15 ans. Le patron temporel des évolutions surfaciques est identique sur les trois secteurs d'études. Cette période est en outre caractérisée par un élargissement de la bande active (de 10 à 30 % selon les secteurs) provoquée par la survenue d'une mini-crise érosive entre le milieu des années 1970 et le milieu des années 1980. Cette mini-crise a été provoquée par un net accoissement de la durée cumulée des crues (nombre annuel de jours à pleins bords) et de leur fréquence. A la différence de la Loire, on ne constate donc pas de poursuite de la rétraction de la bande active dans la seconde partie du XX<sup>ème</sup> siècle (Gautier et Grivel, 2006 ; Grivel, 2008).

D'un point de vue spatial, on observe une très nette tendance à la compartimentation de l'activité morphodynamique avec l'alternance de tronçons stables et de tronçons instables (ils occupent selon les secteurs de 27 à 32 % de la superficie totale de la bande active). Ces tronçons instables concentrent l'essentiel de l'érosion et de la végétalisation en plan survenues entre 1950 et 2005. Ils accueillent en outre la majorité des bancs recensés au cours de la même période, ainsi que la plupart des seuils identifiés sur le terrain en 2010-2011. Cette concentration est cependant moins marquée sur le secteur 2, probablement du fait de l'importante incision qui y est survenue au cours de la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Le recours à un modèle de régression logistique indique que la compartimentation de l'activité érosive sur ces trois secteurs résulte principalement de la variabilité longitudinale de la pente du lit, et, secondairement, de la répartition des protections de berges. Sur les tronçons actifs, l'érosion se manifeste par ailleurs de façon relativement intense, puisque les taux de retrait sont similaires à ceux de rivières à méandres très mobiles. En valeur annuelle, ils représentent selon les secteurs de 1,3 à 4,7 % de la largeur de bande active. Un autre point original est à souligner : on note un report non négligeable de l'érosion en rive convexe, réponse probable à la forte densité des protections de berges.

La seconde partie de la thèse s'est intéressée à la façon dont la mobilité de la charge de fond contrôle la mobilité planimétrique des méandres. Il s'agissait notamment d'établir les conditions de mise en mouvement de cette charge, mais également de déterminer dans quelle mesure ses

déplacements avaient pu être susceptibles de participer à la transmission de l'instabilité latérale d'une zone active à l'autre.

***Dynamique actuelle et récente de la charge de fond : une forte mobilité mais des distances de transport et des volumes charriés réduits***

Entre 2010 et 2012, la mobilité de la charge de fond a été mesurée par l'intermédiaire de traceurs (PIT-Tags) sur les trois secteurs étudiés. Ceci a révélé le fait que l'intégralité du spectre granulométrique était fréquemment mobilisable (pour des débits compris entre  $0,3xQ_{PB}$  et  $0,65xQ_{PB}$  selon les secteurs). Par ailleurs, le suivi au DGPS du recul des berges érodées entre 2009 et 2013 a mis en évidence la faiblesse des débits-seuils de déclenchement de l'érosion latérale (pour des débits compris entre  $0,45xQ_{PB}$  et  $0,6xQ_{PB}$  selon les secteurs). Ces constats, couplés à celui d'une intensité relativement élevée des retraits des berges sur la période historique, permettent de rejeter l'hypothèse d'une mobilité modérée des méandres qui aurait pu être liée à une trop faible puissance disponible.

Les investigations approfondies réalisées sur le secteur 1 ont mis en évidence les caractères et facteurs principaux de la mobilité de la charge de fond. Tout d'abord, cette mobilité est sujette à une très forte variabilité spatio-temporelle. Celle-ci a été mise sur le compte de l'histoire hydrologique récente et des conditions locales d'alimentation en sédiments en provenance de la plaine alluviale. Ensuite, les distances événementielles de transport sont faibles. Mesurées sur le terrain à partir des déplacements des traceurs entre 2010 et 2012 ou estimées *via* une formule de transport solide pour la période 1988-2012, ces distances sont largement inférieures à la longueur moyenne des boucles de méandres. Cela implique un possible surdimensionnement des méandres au regard des conditions hydrologiques actuelles (6-7 dernières décennies au minimum). Dans cette optique, le maintien de ces dimensions en plan résulterait des contraintes exercées par les protections de berges. Un troisième point essentiel se rapporte aux volumes annuels charriés. Calculés pour la période 1988-2012 en recourant à la formule de Recking (2010, 2013), ils apparaissent très réduits. Ce constat, contradictoire avec celui de la fréquence élevée de mobilisation de la charge de fond, pourrait être dû aux faibles distances de transport précédemment évoquées et/ou à un déficit d'alimentation en sédiments engendré par la présence des protections de berges. En outre, comme évoqué précédemment, les débits efficaces sont de faible magnitude. Enfin, la connectivité sédimentaire grossière entre zones actives (zones de concentration de l'activité érosive planimétrique) au cours de la période 1950-2005 est vraisemblablement limitée. En effet, les sédiments injectés dans le lit par érosion latérale au niveau des zones actives ont probablement été dans leur grande majorité stockés à proximité immédiate de leur point d'injection. De ce fait, les zones actives successives ont vraisemblablement fonctionné de façon indépendante les unes des autres au cours de la période considérée. Cela implique enfin que les effets de l'instabilité latérale ne seraient en mesure de se faire ressentir que sur de courtes distances.

**Perspectives de recherches**

***Analyse du style fluvial à méandres à l'échelle de l'Holocène***

La reconstitution de la trajectoire évolutive du tracé des méandres est très mal renseignée avant 1950 du fait de l'absence de données cartographiques exploitables en dehors de celles du Cadastre Napoléonien (1830 environ). Le recours à des méthodes de datation OSL (Rodnight et *al.*, 2005 ; Rowland et *al.*, 2005) (datation des sédiments composant le toit de la nappe de graviers du remblaiement alluvial) permettrait cependant de pallier une partie de ces manques, offrant la

possibilité de reconstituer les phases et vitesses de déplacement de certaines boucles avant 1950, et ce en remontant sur plusieurs siècles, ainsi que de dater l'ultime interruption de leur migration, ce qui pourrait constituer un indice indirect de l'édification des protections de berges. Leur époque de mise en place n'a en effet pu être précisément déterminée du fait de l'absence de documents d'archive. Si elles sont dans leur grande majorité très vraisemblablement antérieures à 1950, une estimation plus précise de leur âge minimal pourrait sûrement être obtenue par datation des plus vieux arbres qui les recouvrent.

Plus largement, tout reste à découvrir au sujet de la dynamique holocène de ces systèmes. Le programme AGES (Ancient Geomorphological EvolutionS - 2012-2015), qui porte sur les évolutions géomorphologiques anciennes de l'hydrosystème ligérien, devrait permettre d'apporter de nombreuses réponses quant aux modalités de la morphogénèse au cours de cette période et de dater l'apparition de ce style fluvial sur certains tronçons de la vallée du Cher.

### ***Les avancées possibles concernant l'estimation de la charge de fond***

L'association de différentes méthodes a permis d'évaluer le transport de la charge de fond sur le Cher moyen. Cependant, certains des résultats de la thèse relatifs à l'estimation des distances de transport et aux volumes charriés sont associés à une incertitude non négligeable du fait qu'ils aient été obtenus à partir de formules de transport solide. En outre, ils n'ont pu être que partiellement validés par des mesures de terrain, car la gamme des événements hydrologiques ainsi documentés aura été très réduite. Les méthodes mises en œuvre pour effectuer ces mesures se sont par ailleurs révélées par certains aspects inadaptées aux caractéristiques de ce type de rivière. La largeur du chenal et, plus encore la submersion permanente de la bande active, rendent par exemple très longues et difficiles les campagnes de relevés. Pour toutes ces raisons, émerge la nécessité de mise en œuvre d'outils complémentaires, tels que les modélisations numériques par exemple, mais aussi de nouvelles méthodes de terrain permettant l'acquisition de jeux de données plus fiables et plus précises, et ce pour une large fourchette de débits.

Sur la question des distances de déplacement des sédiments, certains des problèmes méthodologiques auxquels nous avons été confrontés pourraient être contournés en recourant à des systèmes fixes d'enregistrement du passage de traceurs. De nombreuses thématiques seraient explorables en jouant par exemple sur les unités géomorphologiques et la profondeur d'injection des particules, ou encore sur la distance séparant les points d'injection de l'antenne. Les données ainsi obtenues seraient notamment susceptibles de renseigner sur la vitesse de propagation de la charge de fond à différentes échelles temporelles, sur la variabilité de cette vitesse en fonction de la taille des particules et donc, sur le tri granulométrique, sur le degré de connectivité sédimentaire de différents tronçons de rivières (mise en place de plusieurs antennes positionnées sur des secteurs à la dynamique nettement différenciée)... Il demeure cependant deux limitations majeures liées à la technologie des PIT-Tags qui serait ici employée. Tout d'abord, la détection simultanée de plusieurs particules reste à ce jour impossible. De ce fait, le stockage d'une particule à une distance de l'antenne inférieure à la portée de détection de cette dernière suffirait à rendre le dispositif inopérant. Ensuite, seule la fraction supérieure du spectre granulométrique de cette rivière pourrait être renseignée.

Sur la question de l'estimation des volumes charriés, seul le recours à des pièges à sédiments permettrait de disposer de valeurs précises, à l'échelle annuelle ou événementielle. Cela renseignerait également sur l'importance des particules les plus fines (sables et petits graviers) dans

le transport de la charge de fond. En raison des dimensions de la rivière, le déploiement d'un tel dispositif ne pourrait être envisagé que sur le secteur amont.

Il serait aussi intéressant de pouvoir caractériser de façon beaucoup plus robuste le degré de connectivité sédimentaire, afin notamment d'affiner notre connaissance des mécanismes de propagation de l'instabilité latérale. Cela implique de pouvoir précisément identifier le devenir des apports sédimentaires provenant de la plaine alluviale sur des pas de temps allant de l'évènement hydrologique à quelques décennies. La réalisation d'un tel objectif nécessite l'établissement de budgets sédimentaires et la détermination, par l'intermédiaire de traceurs, des trajectoires des particules composant les berges. Cette thématique présente en outre des liens de parenté évidents avec celle de la dynamique spatio-temporelle des bancs. La compréhension de cette dynamique passe notamment par la mise en évidence des cycles de vie de ces formes et des relations qu'elles entretiennent avec la variabilité des débits, les zones d'injection sédimentaire en provenance de la plaine alluviale ou encore les paramètres géométriques des boucles de méandres (longueur d'onde, sinuosité, courbure, ratio largeur/profondeur).

Cette thèse n'aura pu aborder que de façon superficielle la question des interactions entre hydraulique et morphogénèse. Avec l'avènement d'appareils de mesures acoustiques tels que les ADCP, la mesure des profils de vitesses et la caractérisation de structure des écoulements sont devenues plus accessibles, ce qui a grandement contribué à élargir le champ des thématiques de recherche susceptibles d'être abordées. Sur le Cher, il serait par exemple judicieux de faire appel à ce type d'appareil afin de calculer précisément les contraintes critiques de cisaillement ou de déterminer l'effet des divers aménagements rencontrés dans le lit des méandres sur les mécanismes d'érosion et de dépôt. Cela pourrait notamment permettre d'examiner dans quelle mesure les protections de berges contribuent au report de l'érosion planimétrique en rive convexe. Lorsque ces protections ont pu être contournées par la rivière, elles occupent pour une durée plus ou moins longue une partie du chenal. Il serait intéressant de déterminer de quelle façon elles affectent alors les écoulements et concourent ou non à contrôler les processus impliqués dans le recul des berges.

Il conviendrait enfin de recourir des modélisations numériques afin par exemple de relier mobilité et trajectoire des sédiments avec la variabilité spatio-temporelle des vitesses et des contraintes de cisaillement.

### **Implications en matière de gestion : un espace de mobilité à restaurer**

Les résultats obtenus fournissent des éléments de compréhension du fonctionnement de la rivière susceptibles de guider les gestionnaires dans leurs choix décisionnels. Ils constituent notamment une première étape indispensable à l'identification à la fois des actions à engager et des secteurs au niveau desquels intervenir. Ils participent en outre à mieux cerner les besoins en matière d'acquisition des connaissances destinées à l'amélioration des pratiques de gestion. De nombreux enjeux de gestion, affichés pour la plupart dans les deux SAGE du Cher, se rapportent assez directement aux thématiques abordées dans cette thèse, en particulier à celles ayant trait au transport de la charge de fond et à la disponibilité en sédiments grossiers. Ce sont :

- le rétablissement de la continuité écologique et sédimentaire,
- le rehaussement de la ligne d'eau, en particulier sur la partie amont,
- la restauration, l'entretien et la valorisation des milieux naturels et du paysage.

Dans cette perspective, trois des principaux apports de notre travail nous semblent présenter un intérêt notable. Il s'agit du poids des héritages anthropiques sur la dynamique fluviale, du caractère intrinsèquement mobile de la rivière et enfin de la probable faible connectivité sédimentaire grossière à une échelle pluri-décennale. A notre sens, l'appropriation de ces résultats par les gestionnaires passe avant tout par leur nécessaire prise en compte ou intégration à la définition et à la délimitation de l'espace de mobilité de la rivière. L'aménagement du lit du Cher est ancien et relativement marqué. Les ouvrages qui y ont été installés, seuils et protections de berges en particulier, ont apposé de façon durable leur empreinte sur le paysage fluvial et sur le comportement morphodynamique de la rivière. Bien que pour la plupart dégradés et obsolètes, ils n'en constituent pas moins des héritages difficilement contournables qui structurent très fortement l'hydrosystème. Cette problématique de l'espace de liberté a été amplement abordée sur la Loire et l'Allier, depuis une vingtaine d'années. Malheureusement, le Cher a été peu pris en compte par ces démarches. En 2010, dans le cadre du Plan Loire Grandeur Nature, s'est mis en place un réseau européen « espace de mobilité » sous la houlette de la Fédération des Conservatoires d'Espaces Naturels. Les résultats de notre travail posent la question de l'intégration éventuelle de certains tronçons du Cher à ce réseau.

De plus, le lit mineur et la plaine alluviale ont été l'objet d'extractions intenses de matériaux. Ces prélèvements ont été à l'origine d'une part, d'une incision importante du chenal sur une grande proportion du Cher alluvial (227 km entre Lavault-Saint-Anne et Saint-Aignan) et d'autre part, de l'anéantissement définitif de l'espace de liberté sur certains tronçons de rivière. Du fait de ces ouvrages et carrières, le Cher est aujourd'hui fortement contraint latéralement (Cossalter, 2011), ce qui tend à nettement réduire les possibilités de réalimentation en matériaux grossiers. Cette limitation constitue un frein majeur, possiblement rédhibitoire, au rehaussement de la ligne d'eau d'étiage ainsi qu'au renouvellement, et donc à l'entretien, des milieux naturels alluviaux. Au regard de ces constats, il semble impératif que soit développé un diagnostic relatif à l'espace de mobilité de la rivière à l'échelle de l'intégralité de son linéaire. Dans l'optique de la préservation ou de la restauration de cet espace, trois actions prioritaires émergent :

- Identifier les tronçons dotés d'une énergie suffisante à la manifestation de processus d'érosion latérale.

Ceci implique de procéder à une sectorisation du linéaire du Cher alluvial en fonction de la puissance spécifique disponible. En se référant au suivi évènementiel des berges érodées assuré au cours de la thèse, le seuil à retenir serait de l'ordre de  $10-20 \text{ w.m}^{-2}$ . En outre, eu égard à la très forte variabilité des valeurs de puissances sur de courtes de distance, il est recommandé de procéder à une sectorisation selon un intervalle très fin (quelques centaines de mètres).

- Préserver la ressource alluvionnaire sur les tronçons précédemment identifiés afin qu'elle demeure une source potentielle de sédiments pour le lit mineur.

Ne sont évidemment pas concernées les portions de plaine alluviale au niveau desquelles les enjeux socio-économiques préexistants imposent de fixer le tracé du lit.

- Dresser un état des lieux cartographique des aménagements interdisant ou inhibant, de façon non définitive, les possibilités de divagation du lit.

Les aménagements concernés sont principalement les seuils et protections de berges. Si les premiers sont aujourd'hui recensés de façon exhaustive, l'emprise des secondes reste à déterminer sur l'essentiel du linéaire. Cette tâche s'avère cependant particulièrement délicate du fait de la rareté ou de l'absence d'informations disponibles dans les archives, mais aussi en raison du caractère très peu visible de ces protections, puisque nombre d'elles sont en permanence immergées. Si prospecter

l'intégralité du Cher apparaît difficilement réalisable, il semble en revanche indispensable de vérifier de façon systématique l'existence de protections sur les tronçons potentiellement mobiles identifiés par le biais de la procédure de sectorisation. Une telle démarche serait par exemple à appliquer dans le cadre de l'examen des demandes d'extension ou d'ouvertures de carrières à proximité du lit mineur. De façon plus générale, rétablir les conditions de la mobilité de la rivière nécessiterait donc la réalisation de travaux de suppression d'ouvrages. Si de telles actions devaient être engagées, elles seraient également à appliquer aux protections de berges les plus dégradées puisque celles-ci demeurent très efficaces.

Enfin, il importe de garder à l'esprit qu'une grande partie des sédiments grossiers introduits dans le lit par érosion de plaine alluviale est susceptible d'être stockée durablement à proximité de leur point d'injection. Cela signifie par exemple que les effets géomorphologiques d'actions locales de restauration de l'espace de liberté par enlèvement de protections de berges ne pourraient se faire ressentir à court terme (quelques années à quelques décennies) que sur de courtes distances.

Le développement de nouvelles connaissances relatives à la continuité sédimentaire et aux conséquences morphosédimentaires et écologiques de l'enfoncement du lit sont aujourd'hui également indispensables. Les données acquises au cours de cette thèse au sujet de la vitesse de propagation de la charge de fond constituent une information précieuse dans le cadre des projets de rétablissement de la continuité sédimentaire (projets d'arasement ou de dérasement des seuils de Bigny et du Boutet par exemple). On ignore cependant tout du réel degré d'interruption du transit de la charge de fond au niveau de la très grande majorité des seuils ou des pseudo-captures (anciennes fosses d'extractions au droit desquelles le lit mineur présente de fortes sur-largeurs). Quelle est la proportion des matériaux charriés qui y est piégée ? Quelles sont les tailles de grains pour lesquelles la transparence est assurée ? Quel est le degré de remplissage des biefs ou des fosses ? Pour ces dernières, cette question est d'autant plus cruciale que le déficit sédimentaire à leur proximité continuera à s'aggraver tant que leur comblement ne sera pas effectif. Le problème de la reprise ou de la poursuite de l'incision se pose également avec le risque de capture de la rivière, et donc de piégeage de la charge solide, au niveau des tronçons bordés d'anciennes gravières. Des inspections de terrain réalisées sur le secteur de Montluçon-Nassigny (31 km) en 2010 ont par exemple révélé une insuffisance des protections de berges le long des minces bandes de terre séparant les plans d'eau du lit actif. Un diagnostic méticuleux de l'emprise réelle et de l'état de conservation de ces aménagements nous semble devoir être urgemment réalisé afin d'en pallier les déficiences le plus rapidement possible. De façon plus générale, la gestion de la problématique de l'incision gagnerait en efficacité avec une réactualisation fréquente des connaissances. Celle-ci pourrait être assurée par la mise en place d'un suivi de l'évolution verticale du lit à un pas de temps compris entre cinq et dix ans.

Reste également à dresser l'inventaire des sections du Cher au niveau desquelles le matelas alluvial a été intégralement déstocké en raison de l'incision provoquée par les extractions. Ces sections d'affleurement du substrat sont en général considérées comme des zones d'appauvrissement marqué de la diversité écologique et de réduction de la capacité auto-épuratrice des eaux. De ce fait, elles sont vraisemblablement à considérer comme des zones prioritaires en termes d'actions de restauration à engager. La mise en œuvre de telles actions nécessiterait au préalable que soit caractérisée la dynamique sédimentaire de ces secteurs.

Enfin, dans ce contexte général de mobilité latérale fortement contrainte, il est à noter que les pseudo-captures constituent possiblement des zones privilégiées de diversification des habitats

puisqu'elles offrent à mesure de leur remplissage de nouvelles surfaces à coloniser par la végétation. Pour cette raison, ces milieux devraient faire l'objet à l'avenir d'une attention particulière de la part des gestionnaires.

Au regard de l'ensemble des éléments qui viennent d'être développés, le renforcement des relations entre chercheurs et gestionnaires ainsi que la mise en œuvre de travaux scientifiques à visée opérationnelle apparaissent pour cette rivière plus que jamais nécessaires. De telles actions trouveraient idéalement leur place dans le cadre d'une poursuite du Plan Loire Grandeur Nature.

# REFERENCES

## ARTICLES ET OUVRAGES SCIENTIFIQUES

- Abernethy B., Rutherford I.D., 1998. Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks. *Geomorphology* 23, 55-75
- Abernethy B., Rutherford I.D., 2001. The distribution and strength of riparian tree roots in relation to riverbank reinforcement. *Hydrological Processes* 15 (1), 63-79.
- Ackers P., Charlton F.G., 1970. Meander geometry arising from varying flows. *Journal of Hydrology* 11, 230-252.
- Alber A., Piégay H., 2011. Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale: Application to the Rhône basin (France). *Geomorphology* 125 (3), 343-360.
- Ali G.A., Roy A.G., 2009. Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate systems. *Geography Compass* 3, 350-374.
- Akهوري R., Schmeckle M.W., Topping D.J., Melis T.S., 2008. Erosion properties of cohesive sediments in the Colorado river in Grand Canyon. *River Research and Applications* 24, 1160-1174.
- Allmendinger N.E., Pizzuto J.E., Potter Jr. N., Johnson T.E., Cully W., 2005. The influence of riparian vegetation on stream width, eastern Pennsylvania, USA. *Geological Society of America Bulletin* 117, 229-243.
- Alsac E., 1989. *Terrasse alluviale et sites archéologiques dans la vallée du Cher à Saint-Amand-Montrond. Rocade nord de Saint-Amand-Montrond*. Mémoire de maîtrise de Géologie, Université d'Orléans, 7 p.
- Anderson R.J., Bledsoe B.P., Hession W.C., 2004. Width of streams and rivers in response to vegetation, bank material, and other factors. *Journal of the American Water Resources Association* 40 (5), 1159-1172.
- Andrews E.D., 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology* 46, 311-330.
- Andrews E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1225-1231.
- Andrews E.D., 1994. Marginal bed load transport in a gravel bed stream, Sagehen Creek, California. *Water Resources Research* 30, 2241-2250.
- Andrews E.D., Erman D.C., 1986. Persistence in the size distribution of surficial bed material during an extreme snowmelt flood. *Water Resources Research* 22 (2), 191-197.
- Andrews E.D., Nankervis J.M., 1995. Effective discharge and the design of channel maintenance flows for gravel-bed rivers. In Costa J.E., Miller A.J., Potter K.W., Wilcock P.R. (ed.), *Natural and anthropogenic influences in fluvial geomorphology*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 151-164
- Andrews E.D., Parker G. 1987. Formation of coarse surface layer as the response to gravel mobility. In Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R.D (ed.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, 269-300.
- Andrews E.D., Smith J.D., 1992. A theoretical model for calculating marginal bedload transport rates of gravel. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 41-48.
- Anthony D.J., Harvey M.D., 1991. Stage-dependent cross-section adjustments in a meandering reach of Fall River, Colorado. *Geomorphology* 4, 187-203.
- Arnaud-Fassetta G., 2003. River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: Geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Ashmore P.E., Church M., 1998. Sediment transport and river morphology: A paradigm for study. In Klingeman P.C., Beschta R.L., Komar P.D., Bradley J.B. (ed.), *Gravel-bed rivers in the environment*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 115-148.
- Ashworth P.J., Ferguson R.I., 1989. Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams. *Water Resources Research* 25, 627-634.
- Astrade L., Dumont A., 2000. L'évolution du profil en long d'un cours d'eau navigable sous l'effet des aménagements, la grande Saône du début du XIXe s. à aujourd'hui. *Géocarrefour* 75 (4), 317-326.
- Atabay S., Knight D.W., Seckin G., 2005. Effects of overbank flow on fluvial sediment transport rates. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers Water Management* 158, 25-34.

- Aubry P., Piégay H., 2001. Pratique de l'analyse de l'autocorrélation spatiale en géomorphologie : définitions opératoires et tests. *Géographie Physique et Quaternaire* 55, 111-129.
- Babonaux Y., 1970. *Le lit de la Loire : étude d'hydrodynamique fluviale*. Comité des Travaux historiques et scientifiques, Bibliothèque Nationale, Paris, 252 p.
- Bagnold R.A., 1960. Some aspects of the shape of river meanders. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 282-E, 135-144.
- Bak P., Chen K., 1991. Self-organised criticality. *Scientific American*, 246, pp. 26-33.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K., 1987. Self-Organized Criticality: An explanation of  $1/f$  noise. *Physical Review Letters* 59, 381-384.
- Baker V.R., 1977. Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *Geological Society of America Bulletin* 88 (8), 1057-1071.
- Baker V.R., 1988. Flood erosion. In Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. (ed.), *Flood geomorphology*, Wiley Interscience, New York, 81-95.
- Barraud R., 2007. *Vers un « tiers-paysage » ? Géographie paysagère des fonds de vallées sud-armoricaines. Héritage, évolution, adaptation*. Thèse de doctorat de Géographie, Université de Nantes, 407 p.
- Barry J.J., Buffington J.M., Goodwin P., King J.G., Emmett W.W., 2008. Performance of bed-load transport equations relative to geomorphic significance: Predicting effective discharge and its transport rate. *Journal of Hydraulic Engineering* 134 (5), 601-615.
- Barry J.J., Buffington J.M., King J.G., 2004. A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers. *Water Resources Research* 40, W 10401, 1-22.
- Barzilai R., Laronne J.B., Reid I., 2012. Effect of changes in fine-grained matrix on bedload sediment transport in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (5), 441-448.
- Batalla R.J., Sala M., 1995. Effective discharge for bedload transport in a subhumid Mediterranean sand-bed river (Arbucies, NE Spain). In Hickin, E.J. (ed.), *River geomorphology*, Wiley & Sons, 93-104.
- Batalla R.J., Vericat D., Gibbins C.N., Garcia C., 2010. Incipient bed-material motion in a gravel-bed river: Field observations and measurements. In Gray J.R., Laronne J.B., and Marr J.D.G. (ed.), *Bedload-surrogate monitoring technologies: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091*, 1-15.
- Bathurst J.C., 2013. Critical conditions for particle motion in coarse bed materials of non uniform size distribution. *Geomorphology* 197, 170-184.
- Bathurst J.C., Graf W.H., Cao H.H., 1987. Bed load discharge equations for steep mountain rivers. In Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R. (ed.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, 463-467.
- Bathurst J.C., Thorne C.R., Hey R.D., 1977. Direct measurements of secondary currents in river bends. *Nature* 269, 504-506.
- Beaudelin P., 1989. Conséquences de l'exploitation des granulats dans la Garonne. *Revue de Géographie des Pyrénées et du sud-ouest* 60 (4), 603-616.
- Beeson C.E., Doyle P.F., 1997. Comparison of bank erosion at vegetated and non-vegetated channel bends. *Journal of the American Water Resources Association* 31 (6), 983-990.
- Belleudy P., Lefort P., 2001. La continuité sédimentaire et sa rupture. *La Houille Blanche* 8, 29-34.
- Benda L., Poff N.L., Miller D., Dunne T., Reeves G., Pess G., Pollock M., 2004. The network dynamics hypothesis: How channel networks structure riverine habitats. *BioScience* 54 (5), 413-427.
- Benjamin J.R., and Cornell C.A., 1970. *Probability, statistics, and decision for civil engineering*, McGraw-Hill, New York, 684 p.
- Benson M.A., Thomas D.M., 1966. A definition of dominant discharge. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin* 11 (2), 76-80.
- Bergeron N., Roy A.G., 1985. Le rôle de la végétation sur la morphologie d'un petit cours d'eau. *Géographie Physique et Quaternaire* 39 (3), 323-326.
- Biedenharn D., Rappett N., Montague C., 1984. Long-term stability of the Ouchita River. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 126-137.
- Biedenharn D.S., and Thorne C.R., 1994. Magnitude-frequency analysis of sediment transport in the lower

- Mississippi River. *River Research and Applications* 9, 237-251.
- Bili P., Rinaldi M., 1997. Human impact on sediment yield and channel dynamics in the Arno River basin (central Italy). In Walling D.E., Probst J.L. (ed.), *Human impact on erosion and sedimentation* (Proceedings of Rabat Symposium S6, April 1997), IAHS 245, 301-311.
- Biron P.M., Carver R.B., Carré D.M., 2012. Sediment transport and flow dynamics around a restored pool in a fish habitat rehabilitation project: Field and 3D numerical modelling experiments. *River Research and Applications* 28 (7), 926-939.
- Blanckaert K., 2009. Saturation of curvature-induced secondary flow, energy losses, and turbulence in sharp open-channel bend: Laboratory experiments, analysis, and modeling. *Journal of Geophysical Research* 114, F03015, 1-23.
- Blanckaert K., 2011. Hydrodynamic processes in sharp meander bends and their morphological implications. *Journal of Geophysical Research* 116, F01003, 1-22.
- Blanckaert K., Duarte A., Chen Q., Schleiss A.J., 2012. Flow processes near smooth and rough (concave) outer banks in curved open channels. *Journal of Geophysical Research* 117, F04020, 1-17.
- Blanckaert K., Graf W.H., 2001. Mean flow and turbulence in open-channel bend. *Journal of Hydraulic Engineering* 127 (10), 835-847.
- Blanckaert K., Kleinhans M.G., McLelland S.J., Uijttewaal W.S.J., Murphy B.J., van deKrujjs A., Parsons D.R., Chen Q., 2012. Flow separation at the inner (convex) and outer (concave) banks of constant-width and widening open-channel bends. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (7), 696-716.
- Blondeaux P., Seminara G., 1985. A unified bar-bend theory of river meanders. *Journal of Fluid Mechanics* 157, 449-470.
- Blott S.J., Pye K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- Boix-Fayos C., Barbera G.G., Lopez-Bermudez F., Castillo V.M., 2007. Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology* 91, 103-123.
- Bolla Pittaluga M., Seminara G., 2011. Nonlinearity and unsteadiness in river meandering: A review of progress in theory and modelling. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 20-38.
- Booker D.J., Sear D.A., Payne A.J., 2001. Modelling three-dimensional flow structures and patterns of boundary shear stress in a natural pool-riffle sequence. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 553-576.
- Bracken L.J., Croke J., 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes* 21 (13), 1749-1763.
- Bracken L.J., Wainwright J., Ali G.A., Tetzlaff D., Smith M.W., Reaney S.M., Roy A.G., 2013. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth-Science Reviews* 119, 17-34.
- Bradley C., Smith D., 1984. Meandering channel response to altered flow regime: Milk River, Alberta and Montana. *Water Resources Research* 20 (12), 1913-1920.
- Bradley D.N., Tucker G.E., 2012. Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 1034-1045.
- Branson J., Lawler D.M., Glen J.W., 1996. Sediment inclusion events during needle ice growth: A laboratory investigation of the role of soil moisture and temperature fluctuations. *Water Resources Research* 32 (2), 459-466.
- Bravard J.P., 1994. L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. *Géocarrefour* 69 (1), 5-10.
- Bravard J.P., 1999. Le flottage du bois et le changement du paysage fluvial des montagnes françaises. *Médiévales* 36, 53-61.
- Bravard J.P., Amoros C., Pautou G., Bornette G., Bournaud M., Creuze Des Châtelliers M., Gibert J., Peiry J.L., Perrin J.F., Tachet H., 1997. River incision in South-east France: Morphological phenomena and ecological effects. *River Research and Applications* 13, 75-90.
- Bravard J.P., Kondol G.M., Piégay H., 1999. *Environmental and societal effects of channel incision and remedial strategies*. In Darby S.E., Simon A. (ed.), *Incised river channels: Processes, forms, engineering and management*, Wiley & Sons, UK, 303-341.

- Bravard J.P., Magny M. (dir.), 2002. *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, Paris, 312 p.
- Bravard J.P., Petit F., 2000. *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*, Armand Colin, Collection U, Paris, 222 p.
- Brenden T.O., Wang L., Seelbach P.W., Clark Jr. R.D., Wiley M.J., Sparks-Jackson B.L., 2008. A spatially constrained clustering program for river valley segment delineation from GIS digital river networks. *Environmental Modelling and Software* 23, 638-649.
- Brice J.C., 1974. Evolution of meander loops. *Geological Society of America Bulletin* 85, 581-586.
- Bridge J.S., Jarvis J., 1976. Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 1, 303-336.
- Brierley G.J., Hickin E.J., 1985. The downstream gradation of particle sizes in the Squamish river, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 597-606.
- Brooks G.R., 2003. Holocene lateral migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada. *Geomorphology* 54, 197-215.
- Brookes A., 1985. River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices. *Progress in Physical Geography* 9 (1), 44-73.
- Brookes A., 1987. The distribution and management of channelized streams in Denmark. *River Research and Applications* 1, 3-16.
- Brookes A., Gregory K.J., 1983. An assessment of river channelization in England and Wales. *The Science of the Total Environment* 27, 97-111.
- Brousse G., Arnaud-Fassetta G., Cordier S., 2011. Evolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud) de 1956 à 2004 : contribution à la gestion des crues. *Géomorphologie* 3, 307-318.
- Brunsdon D., 2001. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena* 42, 99-123.
- Brunsdon D. et Thorne J.B., 1979. Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, New Series 4 (4), 463-484.
- Buffington J.M., Montgomery D.R., 1999. Effects of sediment supply on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research* 35, 3523-3530.
- Buffington J.M., Lisle T.E., Woodsmith R.D, Hilton S., 2002. Controls on the size and occurrence of pools in coarse-grained forest rivers. *River Research and Applications* 18, 507-531.
- Bull W.B., Scott K.M., 1974. Impact of mining gravel from urban stream beds in the Southwestern United States. *Geology* 1974 (2), 171-174.
- Bunte K., Abt S.R., 2001b. Sampling frame for improving pebble count in coarse gravel-bed streams. *Journal of the American Water Resources Association* 37 (4), 1001-1014.
- Bunte K., Abt S.R., Potyondy J.P., Ryan S.E., 2004. Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. *Journal of Hydraulic Engineering* 130 (9), 879-893.
- Bunte K., Abt S.R., Potyondy J.P., Swingle K.W., 2008. A comparison of coarse bedload transport measured with bedload traps and Helley-Smith samplers. *Geodinamica Acta* 21 (1-2), 53-66.
- Burckhardt J.C., Todd, 1998. Riparian forest effect on lateral stream channel migration in the glacial till plains. *Journal of the American Water Resources Association* 34 (1), 179-184.
- Burnouf J., Carcaud N., 1999. Le Val de Loire en Anjou Touraine : un cours forcé par les sociétés riveraines. *Médiévales* 18 (36), 17-29.
- Caamaño D., Goodwin P., Buffington J.M., Liou J.C.P., Daley-Laursen S., 2009. Unifying criterion for the velocity reversal hypothesis in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering* 135 (1), 66-70.
- Cancienne R.M., Fox G.A., Simon A., 2008. Influence of seepage undercutting on the stability of root-reinforced streambanks. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1769-1786.
- Carling P., 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 1-18.
- Carling P., 1988. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 355-367.

- Carling P., 1991. An appraisal of the velocity-reversal hypothesis for stable pool-riffle sequences in the River Severn, England. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 19-31.
- Carling P., Orr H.G., 2000. Morphology of riffle-pool sequences in the River Severn, England. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 369-384.
- Carling P., Reader N.A., 1982. Structure, composition and bulk properties of upland stream gravels. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 349-365.
- Carling P., Wood N., 1994. Simulation of flow over pool-riffle topography: A consideration of the velocity reversal hypothesis. *Earth Surface Processes and Landforms* 19, 319-332.
- Carlston C.W., 1965. The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal of Science* 263, 864-885.
- Carré C., Chartier M., 2002. La gestion d'une ressource non renouvelable : entre gestion durable et aménagement des nuisances, le cas des granulats alluvionnaires en Île-de-France. *Annales de Géographie* 111 (626), 406-418.
- Carson M.A., Griffith G.A., 1989. Gravel transport in the braided Waimakariri River: Mechanisms, measurements and predictions. *Journal of hydrology* 109, 201-220.
- Carson M.A., Lapointe M.F., 1983. The inherent asymmetry of river meander planform. *Journal of Geology* 91 (1), 41-55.
- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi (ed.)L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31-41.
- Chang T.P., Toebes G.H., 1970. A statistical comparison of meander of planforms in the Wabash basin. *Water Resources Research* 6 (2), 557-578.
- Chien N., 1985. Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 143-159.
- Church M., 1983. Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In Collinson J.D., Lewin J. (ed.), *Modern and ancient fluvial systems*, Special Publications of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 169-180.
- Church M., 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325-354.
- Church, M., Hassan, M.A., 1992. Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Water Resources Research* 28 (1), 299-303.
- Church M., Hassan M.A., 2002. Mobility of bed material in Harris Creek. *Water Resources Research* 38, 1237, doi: 10.1029/2001WR000753.
- Church M. Hassan M. 2005. Upland gravel-bed rivers with low sediment transport. In Garcia C., Batalla R.J. (ed.), *Catchment dynamics and river processes. mediterranean and other climate regions*, Elsevier, 141-168.
- Church M., Hassan M.A., Wolcott J.F., 1998. Stabilizing self-organized structures in gravel-bed stream channels: Field and experimental observations. *Water Resources Research* 34, 3169-3179.
- Church M., Kellerhals R., 1978. On the statistics of grain size variation along a gravel river. *Canadian Journal of Earth Science* 15, 1151-116.
- Church M., Jones D., 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (ed.), *Gravel-bed rivers: Fluvial processes, engineering and management*, Wiley & Sons, Chichester, 291-324.
- Church M., Mclean D.G., Wolcott J.F., 1987. River bed gravels: Sampling and analysis. In Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R. (ed.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, 43-79.
- Claude N., Rodrigues S., Bustillo V., Bréhéret J.G., Macaire J.J., Jugé P., 2012. Estimating bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulas. *Geomorphology* 179, 40-57.
- Clayton J.A., Pitlick J., 2007. Spatial and temporal variations in bed load transport intensity in a gravel bed river bend. *Water Resources Research*, 43, W02426, doi:10.1029/2006WR005253.
- Clement P., Piégay H., 2003. Statistics and fluvial geomorphology. In Kondolf M.G., Piégay H. (ed.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, U.K., 597-630.
- Clifford N.J., 1993. Differential Bed Sedimentology and the Maintenance of Riffle-pool Sequences. *Catena* 20, 447-468.

- Clifford N.J., Richards K.S., 1992. The reversal hypothesis and the maintenance of pool-riffle sequences: A review and field appraisal. In Carling P.A., Petts G.E. (ed.), *Lowland floodplain rivers: Geomorphological perspectives*, Wiley & Sons, Chichester, 43-70.
- Clifford N.J., Robert A., Richards K.S., 1992. Estimation of flow resistance in gravel-bedded rivers: a physical explanation of the multiplier of roughness length. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 111-126.
- Collet D., 2003. *Modelling binary data*, Second Edition, Chapman & Hall, London, 387 p.
- Collins B.D., Dunne T., 1989. Gravel transport, gravel harvesting, and channel-bed degradation in rivers draining the Southern Olympic mountains, Washington, U.S.A. *Environmental Geology and Water Science* (13), 213-224.
- Collins B.D., Dunne T., 1990. Fluvial geomorphology and river-gravel mining. *Division of Mines and Geology, California Department of Conservation, Special Publication* 98, 29 p.
- Comiti F., Da Canal M., Surian N., Mao L., Picco L., Lenzi M.A., 2011. Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. *Geomorphology* 125, 147-159.
- Corbonnois J., Jacquemot T., Giovannacci L., Beck T., El Ghachi M., 2011. Les indicateurs de l'évolution actuelle des lits fluviaux. Etude de cours d'eau du nord-est de la France. *Revue Géographique de l'Est*, 51 (3-4).
- Cossalter F., 2011. *Des carrières alluviales aux captures dans la vallée du Cher. Analyses spatiales et méthodes de mesures des impacts hydrologiques et sédimentaires*. Mémoire de Master 2 de Géographie, Université Paris 1, 174 p.
- Corenbilt D., Steiger J., Gurnell A.M., Tabacchi E., Roques L., 2009. Control of sediment dynamics by vegetation key function driving biogeomorphic succession within fluvial corridors. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1790-1810.
- Corenbilt D., Tabacchi E., Steiger J., Gurnell A.M., 2007. Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors : A review of complementary approaches. *Earth-Science Reviews* 84, 56-86.
- Costa J.E., O'Connor J.E., 1995. Geomorphically effective floods. In Costa J.E., Miller A.J., Potter K.W., Wilcock P.R. (ed.), *Natural and anthropogenic influences in fluvial geomorphology*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 151-164.
- Couper P.R., 2003. Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology* 56, 96-108.
- Couper P.R., Maddock I.P., 2001. Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 631-646.
- Couper P.R., Stott T., Maddock I.P., 2002. Insights into river bank erosion-pin recordings: Observations from three recent UK studies. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 59-79.
- Crepet F., 2000. Impact des aménagements hydrauliques sur le régime et la dynamique de la Loire amont. Implications pour la gestion du fleuve. *Géocarrefour* 75 (4), 365-374.
- Crowder D.W., Knapp H.V., 2005. Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. *Geomorphology* 64, 167-184.
- Csiki S., Rhoads B.L., 2010. Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Progress in Physical Geography* 34, 755-780.
- Csiki S., Rhoads B.L., 2013. Influence of four run-of-river dams on channel morphology and sediment characteristics in Illinois, U.S.A. *Geomorphology* <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.009>.
- Curran J.C., Hession W.C., 2013. Vegetative impacts on hydraulics and sediment processes across the fluvial system. *Journal of Hydrology* 505 (15), 364-376.
- Curran J.C., Wilcock P.R., 2005. Effect of sand supply on transport rates in a gravel-bed channel. *Journal of Hydraulic Engineering* 131 (11), 961-967.
- Dacharry M., 1974. *Hydrologie de la Loire en amont de Gien*. N.A.L., Paris, 2 vol., 619 p.
- Daniel J.F., 1971. Channel movement of meandering Indiana streams. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 732-A, 23 p.
- Daniels M.D., McCusker M.H., 2010. Operator bias characterizing stream substrates using Wolman pebble counts with a standard measurement template. *Geomorphology* 115, 194-198.

- Dapporto S., Rinaldi M., Casagli N., Vannocci P., 2003. Mechanisms of riverbank failure along the Arno River, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1303-1323.
- Darby S.E., Rinaldi M., Dapporto S., 2007. Coupled simulations of fluvial erosion and mass wasting for cohesive river banks. *Journal of Geophysical Research* 112 (F3), doi: 10.1029/2006JF000722.
- Darby S.E., Thorne C.R., 1996. Development and testing of river-bank stability analysis. *Journal of Hydraulic Engineering* 122 (8), 443-454.
- Darby S.E., Trieu H.Q., Carling P.A., Sarkkula J., Koponen J., Kumm M., Conlan I., Leyland J., 2010. A physically based model to predict hydraulic erosion of fine-grained riverbanks: The role of form roughness in limiting erosion. *Journal of Geophysical Research* 115 (F4), doi: 10.1029/2010JF001708.
- Davies T.R.H., Tinker C.C., 1984. Fundamental characteristics of stream meanders. *Geological Society of America Bulletin* 95, 505-512.
- Dean D.J., Schmidt J.C., 2011. The role of feedback mechanisms in historic channel changes of the lower Rio Grande in the Big Bend region. *Geomorphology* 126, 333-349.
- Dépret T., 2013. Évolution géomorphologique du Cher. Impacts des usages et des aménagements sur le fonctionnement de son lit mineur (XVIIIe- XIXe siècle). In Serna V. (dir.), *Le Cher, histoire et archéologie d'un cours d'eau*, 43e Supplément à la Revue Archéologique du Centre de la France, 245-265.
- Despriée J., Voinchet P., Bahain J.J., Tissoux H., Falguères C., Dépont J., Dolo J.M., 2007. Les nappes alluviales pléistocènes de la vallée moyenne du Cher (région Centre, France) : contexte morphosédimentaire, chronologie ESR et préhistoire. Premiers résultats. *Quaternaire* 18 (4), 349-368.
- Despriée J., Voinchet P., Tissoux H., Bahain J.J., Falguères C., Courcimault G., Dépont J., Moncel M.H., Robin S., Arzarello M., Sala R., Marquer L., Messenger E., Puaud S., Abdessadok S., 2011. Lower and Middle Pleistocene human settlements recorded in fluvial deposits of the middle Loire River Basin, Centre Region, France. *Quaternary Science Reviews* 30, 1474-1485.
- Despriée J., Voinchet P., Tissoux H., Moncel M.H., Arzarello M., Robin S., Bahain J.J., Falguères C., Courcimault G., Dépont J., Gageonnet R., Marquer L., Messenger E., Abdessadok S., Puaud S., 2010. Lower and middle Pleistocene human settlements in the Middle Loire River Basin, Centre Region, France. *Quaternary International* 223-224, 345-359.
- Dietrich W.E., 1987. Mechanics of flow and sediment transport in river bends. In Richards K.S. (ed.), *River channels: Environment and process*, Institute of British Geographers Special Publication 18, Blackwell, 179-227.
- Dietrich W.E., Kirchner J.W., Ikeda H., Iseya F., 1989. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature* 340, 215-217.
- Dietrich W.E., Smith J.D., 1983. Influence of the Point Bar on Flow Through Curved Channels. *Water Resources Research* 19 (5), 1173-1192.
- Dietrich W.E., Smith J.D., 1984. Bed load transport in a river meander. *Water Resources Research* 20 (10), 1355-1380.
- Dietrich W.E., Smith J.D., Dunne T., 1979. Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology* 87, 305-315.
- Dietrich W.E., Smith J.D., Dunne T., 1984. Boundary shear stress, sediment transport and bed morphology in a sand-bedded river meander during high and low flow. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 632-639.
- Dion R., 1934. *Le Val de Loire. Etude de géographie régionale*, Arrault et Cie, 752 p.
- Dion R., 1961. *Histoire des levées de la Loire*, Paris, Flammarion, 312 p.
- Diplas P., Fripp J.B., 1992. Properties of various sediment sampling procedures. *Journal of Hydraulic Engineering* 118 (7), 955-970.
- Diplas P., Kuhnle R.A., Gray J., Glysson D., Edwards T., 2008. Sediment transport measurements. In Garcia M.H. (ed.), *Sedimentation engineering: Processes, measurements, modeling and practice*, ASCE Manual of Practice 110, 307-353.
- Diplas P., Shaheen H., 2007. Bed load transport and streambed structure in gravel streams. In Habersack H., Piégay H., Rinaldi M. (ed.), *Gravel-bed rivers VI: From process understanding to river restoration*, Elsevier, Amsterdam, 291-312.

- Downward S.R., Gurnell A.M., Brookes A., 1994. A methodology for quantifying river channel planform change using GIS. In Olive L.J., Loughran R.J., Kesby J.A. (ed.), *Variability in stream erosion and sediment transport* (Proceedings of the Canberra Symposium, December 1994), IAHS 224, 449-456.
- Dufour S., 2005. *Contrôles naturels et anthropiques de la structure et de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau du bassin rhodanien (Ain, Arve, Drôme et Rhône)*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Lyon 3, 244p.
- Dunaway D., Swanson S.R., Wendel J., Clary W., 1994. The effect of herbaceous plant communities and soil textures on particle erosion of alluvial streambanks. *Geomorphology* 9 (1), 47-56.
- Dury G.H., 1964. Principles of Underfit Streams. *U.S Geological Survey Professional Paper* 452-A, 72 p.
- Dutens J.M., 1829. *Histoire de la navigation intérieure de la France : avec une exposition des canaux à entreprendre pour en compléter le système*, Sautet, Paris, 651 p.
- Eaton B.C., Church M., 2007. Predicting downstream hydraulic geometry: A test of rational regime theory. *Journal of Geophysical Research* 112 (F03025), doi:10.1029/2006JF000734
- Eaton B.C., Giles T.R., 2009. Assessing the effect of vegetation-related bank strength on channel morphology and stability in gravel-bed streams using numerical models. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 712-724.
- Eaton B.C., Millar R.G., 2004. Optimal alluvial channel width under a bank stability constraint. *Geomorphology* 62, 32-45.
- Eaton B.C., Millar R.G., Davidson S., 2010. Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology* 120, 353-364.
- Eaton B.C., Lapointe M.F., 2001. Effects of large floods on sediment transport and reach morphology in the cobble-bed Sainte Marguerite River. *Geomorphology* 40, 291-309.
- Emmet W.W., Wolman M.G., 2001. Effective discharge and gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1369-1380.
- Engel F.L., Rhoads B.L., 2012. Interaction among mean flow, turbulence, bed morphology, bank failures and channel planform in an evolving compound meander loop. *Geomorphology* 163-164, 70-83.
- Ergenzinger P., 1988. The nature of coarse material bed load transport. In Bordas M.P., Walling D.E. (ed.), *Sediment budgets* (Proceedings of the Porto Alegre Symposium, December 1988), IAHS 174, 207-216.
- Erskine W.D., 1992. Channel response to large-scale river training works: Hunter River, Australia. *River Research and Applications* 7, 261-278.
- Erskine W.D., Geary P.M., Outhet D.N., 1985. Potential impacts of sand and gravel extraction on the Hunter River, New South Wales. *Australian Geographical Studies* 23, 71-86.
- Everitt B., 1993. Channel responses to declining flow on the Rio Grande between Ft. Quitman and Presidio, Texas. *Geomorphology* 6, 225-242.
- Falissard B., 2005. *Comprendre et utiliser les statistiques dans les sciences de la vie*, 3<sup>e</sup> édition, Masson, Paris, 80 p.
- Fenton J.D., Abbott J.E., 1977. Initial movement of grains on a stream bed: The effect of relative protrusion. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A, Mathematical and Physical Sciences* 352, 523-537.
- Ferguson R.I., 1975. Meander irregularity and wavelength estimation. *Journal of Hydrology* 26, 315-333.
- Ferguson R.I., 1981. Channel change and channel forms. In Lewin J. (ed.), *British rivers*, Allen & Unwin, London, 90-125.
- Ferguson R.I., 1984. Kinematic model of meander migration. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 942-951.
- Ferguson R.I., Bloomer D.J., Hoey T.B., Werrity A., 2002. Mobility of river tracer pebbles over different timescales. *Water Resources Research* 38 (5), 1045, 10.1029/2001WR000254.
- Ferguson R.I., Cudden J.R., Hoey T.B., Rice S.P., 2006. River system discontinuities due to lateral inputs: Generic styles and controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1149-1166.
- Ferguson R.I., Hoey T.B., 2002. Long-term slowdown of river tracer pebbles: Generic models and implications for interpreting short-term tracer studies. *Water Resources Research* 38 (8), 1142, 10.1029/2001WR000637.

- Ferguson R.I., Parsons D.R., Lane S.N., Hardy R.J., 2003. Flow in meander bends with recirculation at the inner bank. *Water Resources Research* 39 (11), 1322, doi:10.1029/2003WR001965.
- Ferguson R.I., Wathen S.J., 1998. Tracer-pebble movement along a concave river. *Water Resources Research* 34 (8), 2031-2038.
- Fisk H.N., 1944. *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River*. U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, 78 p.
- Fisk, H.N., 1947, *Fine-grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity: Vicksburg, Mississippi*. U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, 82 p.
- Flahaut B., 2001. L'autocorrélation spatiale comme outil géostatistique d'identification des concentrations spatiales des accidents de la route. *Cybergéo* 185, 1-12.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(1), 3-26.
- Fox G.A., Wilson G.V., Simon A., Langendoen E.J., Akay O., Fuchs J.W., 2007. Measuring streambank erosion due to ground water seepage: Correlation to bank pore water pressure, precipitation and stream stage. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1558-1573.
- Franquelin, C. 1998. *Evolution diachronique des formes et de la dynamique fluviale du Cher entre Vierzon et Saint-Aignan*. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université d'Orléans, 262 p.
- Frey P., Church M., 2011. Bedload: A granular phenomenon. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 58-69.
- Friedkin J.F., 1945. *A laboratory study of the meandering of alluvial rivers*. US Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 40 p.
- Friedman J.M., Osterkamp W.R., Scott M.L., Auble G.T., 1998. Downstream effects of dams on channel geometry and bottomland vegetation: regional patterns in the Great Plains. *Wetlands* 18 (4), 619-633.
- Frings R.M., 2008. Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth-Science Reviews* 87, 39-60.
- Frings R.M., Kleinhans M.G., Vollmer S., 2008. Discriminating between pore-filling load and bed-structure load: A new porosity-based method, exemplified for the river Rhine. *Sedimentology* 55, 1571-1593.
- Frings R.M., Schüttrumpf H., Vollmer S., 2011. Verification of porosity predictors for fluvial sand-gravel deposits. *Water Resources Research* 47, W07525, doi:10.1029/2010WR009690.
- Fripp J.B., Diplas P., 1993. Surface sampling in gravel streams. *Journal of Hydraulic Engineering* 119 (4), 473-490.
- Frothingham K.M., Rhoads B.L., 2003. Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander loop, Embarras River, Illinois. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 625-644.
- Fryirs K. A., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (1), 30-46.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M., 2007. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49-67.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Spencer J., 2007. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 84, 297-316.
- Fuller I., 2007. Geomorphic Work during a "150-Year" Storm: Contrasting Behaviors of River Channels in a New Zealand Catchment. *Annals of the Association of American Geographers* 97 (4), 665-676.
- Furbish D.J., 1988. River-bend curvature and migration: How are they related? *Geology* 16, 752-755.
- Furbish D.J., 1991. Spatial autoregressive structure in meander evolution. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1576-1589.
- Galay V.J., 1983. Causes of river bed degradation. *Water Resources Research* 19 (5), 1057-1090.
- Garcia C.G., Laronne J.B., Sala M., 1999. Variable source areas of bedload in a gravel-bed stream. *Journal of Sedimentary Research* 69 (1), 27-31.
- Garcia C.G., Laronne J.B., Sala M., 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology* 34, 23-31.
- Garcin M., Carcaud N., Gautier E., Burnouf J., Castanet C., Fouillet N. (2006). Loire des vals, loire des digues :

- contraintes récentes sur un hydrosystème – contraintes actuelles et futures. In Allée P., Lespez L. (ed.), *Actes de la Table ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot : L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Presses Universitaires Blaise Pascal, 225-236.
- Garnier P. 1993. *Le Cher, étude hydrologique*. Thèse de géographie, Université d'Angers, 675 p.
- Garnier P., 2000. Travaux dans le lit mineur du Cher, bilan des interventions, problèmes posés. *Annales de Géographie* 109, 259-278.
- Gasowski Z., 1994. L'enfoncement du lit de la Loire. *Géocarrefour* 69 (1), 41-45.
- Gaudet J.M., Roy A.G., Best J.L., 1994. Effect of orientation and size of Helley-Smith sampler on its efficiency. *Journal of Hydraulic Engineering* 120 (6), 758-766.
- Gaueman D.A., Schmidt J.C., 2003. Evaluation of in-channel gravel storage with morphology-based gravel budgets developed from planimetric data. *Journal of Geophysical research* 108 (F1), 6001, doi:10.1029/2002JF000002.
- Gautier E., 1994. Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - L'exemple du Buëch (Alpes du sud). *Géocarrefour* 69 (1), 57-62.
- Gautier G., Grivel S., 2006. Multi-scale analysis of island formation and development in the Middle Loire River, France. In Rowan J.S., Duck R.W., Werritty A., *Sediment dynamics and the hydromorphology of fluvial systems* (Proceedings of Dundee symposium, July 2006), IAHS 306, 179-187.
- Gautier E., Burnouf J., Carcaud N., Chambaud F., Garcin M., 2007. Les interrelations entre les sociétés et le fleuve Loire depuis le Moyen Âge. In Trémolières M., Schnitzler A. (ed.), *Protéger, restaurer et gérer les zones alluviales, pourquoi et comment ?*, Tec & Doc, Paris, 83-97.
- Gautier E., Brunstein D., Vauchel P., Jouanneau J.M., Roulet M., Garcia C., Guyot J.L., Castro M., 2010. Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (15), 1838-1853.
- Gautier E., Brunstein D., Vauchel P., Roulet M., Fuertes O., Guyot J.L., Darozzes J., Bourrel L., 2007. Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (2) 230-248.
- Geerling G.W., Ragas A.M.J., Leuven R.S.E.W., van den Berg J.H., Breedveld M., Liefhebber D., Smits A.J.M., 2006. Succession and rejuvenation in floodplains along the river Allier (France). *Hydrobiologia* 565, 71-86.
- Gilvear D., Winterbottom S., Sickingabula H., 2000. Character of channel planform change and meander development: Luangwa river, Zambia. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 421-436.
- Giret A., 1990. Essai sur la dynamique fluviale du Cher aux temps historiques. *Géo-Centre-Ouest* 2, 41-49.
- Gob F., Houbrechts G., Hiver J.M., Petit F., 2005. River dredging, channel dynamics and bedload transport in an incised meandering river (the River Semois, Belgium). *River Research and Applications* 21, 791-804.
- Gomez B., 1983a. Temporal variations in bedload transport rates: The effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 41-54.
- Gomez B., 1983b. Temporal variations in the particle size distribution of surficial bed material: the effect of progressive bed armouring. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 65, 183-192.
- Gomez, 1984. Typology of segregated (armoured/paved) surfaces: Some comments. *Earth Surface Processes and Landforms* 9, 19-24.
- Gomez B., 1991. Bedload transport. *Earth-Science Reviews* 31, 89-132.
- Gomez B., 1994. Effects of particle shape and mobility on stable armor development. *Water Resources Research* 30, 2229-2239.
- Gomez B., Church M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research* 25 (6), 1161-1186.
- Gomez B., Naff R.L., Hubbell D.W., 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 135-156.
- Goodwin P., 2004. Analytical solutions for estimating effective discharge. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 130 (8), 729-738.

- Gray J.R., Laronne J.B., Marr J.D.G., 2010. Bedload-surrogate monitoring technologies. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2010–5091, 37 p.
- Green T.R., Beavis S.G., Dietrich C.R., Jakeman A.J., 1999. Relating stream-bank erosion to in-stream transport of suspended sediment. *Hydrological Processes* 13, 777-787.
- Griffin E.R., Kean J.W., Vincent K.R., Smith J.D., Friedman J.M., 2005. Modeling effects of bank friction and woody bank vegetation on channel flow and boundary shear stress in the Rio Puerco, New Mexico. *Journal of Geophysical Research* 110 (F4), doi: 10.1029/2005JF000322.
- Grivel S., 2008. *La Loire des îles, du Bec d'Allier à Gien : rythmes d'évolution et enjeux de gestion*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Paris 8, 517 p.
- Grivel S., Gautier E., 2012. Mise en place des îles fluviales en Loire moyenne, du 19e siècle à aujourd'hui. *Cybergéo* 615, 19 p.
- Güneralp I., Rhoades B.L., 2008. Continuous characterization of the planform geometry and curvature of meandering rivers. *Geographical Analysis* 40, 1-25.
- Güneralp I., Rhoades B.L., 2009. Empirical analysis of the planform curvature-migration relation of meandering rivers. *Water Resources Research* 45, W09424, doi:10.1029/2008WR007533.
- Güneralp I., Rhoades B.L., 2011. Influence of floodplain erosional heterogeneity on planform complexity of meandering rivers. *Journal of Geophysical Research* 38, L14401, doi:10.1029/2011GL048134.
- Gurnell A.M., Bertoldi W., Corenblit D., 2012. Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews* 111, 129-141.
- Gurnell A.M., Downward S.R., Jones R., 1994. Channel planform change on the River Dee meanders, 1876-1992. *River Research and Applications* 9, 187-204.
- Gurnell A.M., Peiry J.L., Petts G.E., 2003. Using historical data in fluvial geomorphology. In Kondolf M.G., Piégay H. (ed.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, U.K., 77-101.
- Ham D.G., Church M., 2000. Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1123-1142.
- Hardy F., Bariteau L., Lorrain S., Thériault I., Gagnon G., Messier D., Rougerie J.F., 2010. Geochemical tracing and spatial evolution of the sediment bed load of the Romaine River, Québec, Canada. *Catena* 81, 66-76.
- Harvey A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42, 225-250.
- Harvey A.M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Harvey A.M., 2007. Differential recovery from the effects of a 100-year storm: Significance of long-term hillslope-channel coupling; Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology* 84, 192-208.
- Harvey M.D., Watson C.C., 1986. Fluvial processes and morphological thresholds in incised channel restoration. *Journal of the American Water Resources Association* 22 (3), 359-368.
- Haschenburger J.K., 2011a. Vertical mixing of gravel over a long flood series. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1044-1058.
- Haschenburger J.K., 2011b. The rate of fluvial gravel dispersion. *Geophysical Research Letters* 38, L24403, doi:10.1029/2011GL049928.
- Haschenburger J.K., 2012. On gravel exchange in natural channels. In Church M., Biron P.M., Roy A.G. (ed.), *Gravel-bed rivers: Processes, tools, environments*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 56-67.
- Haschenburger J.K., 2013. Tracing river gravels: Insights into dispersion from a long-term field experiment. *Geomorphology* 200, 121-131.
- Haschenburger J.K., Church M., 1998. Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 791-808.
- Haschenburger J.K., Wilcock P.R., 2003. Partial transport in a natural gravel bed channel. *Water Resources Research* 39, 1020, doi: 10.1029/2002WR001532.
- Hassan M.A., Church M., 1992. The movement of individual grains on the streambed. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 159-175.

- Hassan M.A., Church M., 2000. Experiments on surface structure and partial sediment transport on a gravel bed. *Water Resources Research* 36, 1885-1895.
- Hassan M.A., Church M., 2001. Sensitivity of bed load transport in Harris Creek: Seasonal and spatial variation over a cobble-gravel bar. *Water Resources Research* 37, 813-825.
- Hassan M. A., Church M., Ashworth P.J., 1992. Virtual rate and mean distance of travel of individual clasts in gravel-bed channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 617-627.
- Hassan M.A., Church M., Schick A.P., 1991. Distance of movement of coarse particles in gravel Bed streams. *Water Resources Research* 27 (4), 503-511.
- Hassan M.A., Egozi R., Parker G., 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resources Research* 42, W09408, doi:10.1029/2005WR004707.
- Hassan M.A., Ergenzinger P., 2003. Use of tracers in fluvial geomorphology. In Kondolf M.G., Piégay H. (ed.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, U.K., 397-423.
- Hassan M.A., Schick A.P., Shaw P., 1995. Movement of pebbles on a sand bed river, Botswana. In Adar E.M., Leibundgut C. (ed.), *Application of Tracers in Arid Zone Hydrology* (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1994), IAHS 232, 437-442.
- Hassan M.A., Smith B.J., Hogan D.L., Luzi D.S., Zimmermann A.E., Eaton B.C., 2007. Sediment storage and transport in coarse bed streams: scale considerations. In Habersack H., Piégay H., Rinaldi M. (ed.), *Gravel-bed rivers VI: From process understanding to river restoration*, Elsevier, Amsterdam, 473-496.
- Hassan M.A., Woodsmith R.D., 2004. Bed load transport in an obstruction-formed pool in a forest, gravelbed stream. *Geomorphology* 58, 203-221.
- Haynes H., Pender G., 2007. Stress history effects on graded bed stability. *Journal of Hydraulic Engineering* 133 (4), 343-349.
- Heckmann T., Schwanghart W., 2013. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* 182, 89-103.
- Helley E.J., Smith W., 1971. Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler. *USGS Open-File Report* 73-108, 38 p.
- Hession W.C., Pizzuto J.E., Johnson T.E., Horwitz R.J., 2003. Influence of bank vegetation on channel morphology in rural and urban watersheds. *Geology* 31, 147-150.
- Hey R.D., 1976. Geometry of river meanders. *Nature* 262, 482-484.
- Hey R.D., 1984. Plan geometry of river meanders. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 30-43.
- Hey R.D., Thorne C.R., 1975. Secondary flows in river channels. *Area* 7 (3), 191-195.
- Hey R.D., Thorne C.R., 1986. Stable channels with mobile gravel beds. *Journal of Hydraulic Engineering* 112 (8), 671-689.
- Hickin E.J., 1974. Development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science* 274 (4), 414-442.
- Hickin E.J., 1977a. The analysis of river planform responses to changes in discharge. In Gregory K.J. (ed.), *River channel changes*, Wiley & Sons, New York, 249-263.
- Hickin E.J., 1977b. Hydraulic factors controlling channel migration. In Davidson-Arnott R.E., Nickling W. (ed.), *Research into fluvial systems*, GeoAbstracts, Norwich, 59-66.
- Hickin E.J., 1978. Mean flow structure in meanders of Squamish River, British-Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15 (11), 1833-1849.
- Hickin E.J., 1984. Vegetation and river channel dynamics. *The Canadian Geographer* XXVIII (2) 111-126.
- Hickin E.J., 1988. Lateral migration rates of river bends. In Cheremisinoff N., Cheremisinoff N.P., Cheng S.L. (ed.), *Handbook of civil engineering, Vol 2: Hydraulics mechanics*, Technomic publishing, Lancaster, USA, 419-445.
- Hickin E.J., Nanson G.C., 1975. The character of channel migration on the Beaton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 86, 487-494.
- Hickin E.J., Nanson G.C., 1984. Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (11), 1557-1567.

- Hicks D.M., Gomez B., 2003. Sediment transport. In Kondolf M.G., Piégay H. (ed.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, U.K., 425-461.
- Hodge R.A., Sear D.A., Leyland J., 2013. Spatial variations in surface sediment structure in riffle–pool sequences: A preliminary test of the Differential Sediment Entrainment Hypothesis (DSEH). *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (5), 449-465.
- Hoey T., 1992. Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography* 16 (3), 319-338.
- Hoey T.B., Ferguson R.I., 1994. Numerical simulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers: Model development and illustration. *Water Resources Research* 30 (7), 2251-2260.
- Hoffman T., Thorndycraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E., 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change* 72, 87-98.
- Hooke J.M., 1980. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 5 (2), 143-157.
- Hooke J.M., 1984a. Meander behaviour in relation to slope characteristics. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 67-76.
- Hooke J.M., 1984b. Changes in river meanders – a review of techniques and results of analyses. *Progress in Physical Geography* 8 (4), 473-508.
- Hooke J.M., 1987. Changes in meander morphology. In Gardiner V. (ed.), *International geomorphology* (Proceedings of the first International Conference on Geomorphology, Manchester, 15-21 September 1985), Wiley, Chichester, 591-609.
- Hooke J. M., 1995. Processes of channel planform change on meandering channels in the UK. In Gurnell, A. and Petts, G. (ed.), *Changing River Channels*, Wiley, Chichester, 87-115.
- Hooke J.M., 1997. Styles of channel change. In Thorne C., Hey R. Newson M. (ed.), *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 237-268.
- Hooke J.M., 2003a. River meander behaviour and instability; a framework for analysis. *Transactions of Institute of British Geographers* 28, 238-253.
- Hooke J.M., 2003b. Coarse sediment connectivity in river channel systems: A conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- Hooke J.M., 2004. Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. *Geomorphology* 61 (3-4), 225-238.
- Hooke J.M.M., 2007a. Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. *Geomorphology* 91, 236-258.
- Hooke J.M., 2007b. Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277-296.
- Hooke J.M., 2008. Temporal variations in fluvial processes on an active meandering river over a 20-year period. *Geomorphology* 100 (1-2), 3-13.
- Hooke J.M., 2013. River Meandering. In Wohl E. (ed.), *Treatise on geomorphology*, San Diego, Academic Press, 260-288.
- Hooke J.M. Harvey A.M., 1983. Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In Collinson J.D., Lewin J. (ed.), *Modern and ancient fluvial systems*, Special Publications of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 121-132.
- Hooke J.M., Yorke L., 2010. Rates, distributions and mechanisms of change in meander morphology over decadal timescales, River Dane, UK. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (13), 1601-1614.
- Hooke J.M., Yorke L., 2011. Channel bar dynamics on multi-decadal timescales in an active meandering river. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1910-1928.
- Hooke R.L.B., 1975. Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *Journal of Geology* 83 (5), 543-565.
- Houben P., Wunderlich J., Schrott L., 2009. Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems. *Geomorphology* 108, 1-7.
- Houbrecht G., Hallot E., Gob F., Mols J., Defechereux O., Petit F., et al. 2006. Fréquence et importance du charriage dans les rivières du Massif ardennais. *Géographie physique et Quaternaire* 60 (3), 241-251.

- Houbrechts G., Levecq Y., Vanderheyden V., Petit F., 2011. Long-term bedload mobility in gravel-bed rivers using iron slag as a tracer. *Geomorphology* 126, 233-244.
- Houbrechts G., Petit F., 2003. Utilisation des scories métallurgiques en dynamique fluviale : détermination de la compétence effective des rivières et estimation des vitesses de progression de leur charge de fond. *Géomorphologie* 9 (1), 3-12.
- 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.
- Howard A.D., 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology. In Anderson M.G., Walling D.E., Bates P.D. (ed.), *Floodplain processes*, Wiley & Sons, Chichester, 15-62.
- Howard A.D., Knutson T. R., 1984. Sufficient conditions for river meandering: A simulation approach. *Water Resources Research*, 20 (11), 1659-1667.
- Huang H.Q., Nanson G.C., 1997. Vegetation and channel variation; a case study of four small streams in southeastern Australia. *Geomorphology* 18, 237-249.
- Huang H.Q., Nanson G.C., 1998. The influence of bank strength on channel geometry: An integrated analysis of some observations. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 865-876.
- Hubbell D.W., 1987. Bed load sampling and analysis. In, Thorne C.R, Bathurst J.C., Hey R.D (ed.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, 89-118.
- Hubbell D.W., Sayre W.W. 1964. Sand transport studies with radioactive tracers. *Journal of the Hydraulic Engineering* 90, 39-68.
- Hubbell D.W., Stevens H.H, Skinner J.V., Beverage J.P., 1985. New approach to calibrating bed load samplers. *Journal of Hydraulic Engineering* 111 (4), 677-694.
- Hughes M.L., McDowell P.F., Marcus W.A., 2006. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology* 74, 1-16.
- Hubert P., 2000a. The segmentation procedure as a tool for discrete modeling of hydrometeorological regimes. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 14, 297-304.
- Hubert P., 2000b. Segmentation. In Kundzewicz Z.W., Robson A. (ed.), *Detecting trend and other changes in hydrological data*, World Climate Programme - Data and Monitoring, WMO, Geneva, 113-119.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology* 110, 349-367.
- Hudson P.F., Kessel R.H., 2000. Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. *Geology* 28, 531-534.
- Hugues D.J., 1977. Rates of erosion on meander arcs. In Gregory K.J. (ed.), *River channel changes*, Wiley & Sons, New York, 193-205.
- Ichim I., Radoane M., 1990. Channel sediment variability along a river: A case study of the Siret River (Romania). *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 211-225.
- Ikeda H., 1989. Sedimentary controls on channel migration and origin of point bars in sand-bedded meandering rivers. In Ikeda S., Parker G. (ed.), *River meandering*, Water Resources Monograph 12, American Geophysical Union, Washington D.C., 51-68.
- Ikeda S., Parker G., Sawai K., 1981. Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development. *Journal of Fluid Mechanics* 112, 363-377.
- Isik S., Dogan E., Kalin L., Sasal M., Agiralioglu N., 2008. Effects of anthropogenic activities on the Lower Sakarya River. *Catena* 75, 172-181.
- Jackson W.L., Beschta R.L., 1982. A model of two-phase bedload transport in an Oregon coast range stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 517-527.
- Jain V., Tandon S.K., 2009. Conceptual assessment of (dis)connectivity and its application to the Ganga River dispersal system. *Geomorphology* 118, 349-358.
- Julian J.P., Torres R., 2006. Hydraulic erosion of cohesive riverbanks. *Geomorphology* 76, 193-206.
- Julien P.Y., Anthony D.J., 2001. Bed load motion and grain sorting in a meandering stream. *Journal of Hydraulic Research* 40 (2), 125-133.
- Karamisheva R.D., Lyness J.F., Myers W.R.C., O'Sullivan J., 2006. Sediment discharge prediction in meandering compound channels. *Journal of Hydraulic Research*, 44 (5), 603-613.

- Karmaker T., Dutta S., 2013. Modeling seepage erosion and bank retreat in a composite river bank. *Journal of Hydrology* 476, 178-187.
- Kasvi E., Vaaja M., Alho P., Hyyppä H., Hyyppä J., Kaartinen H., Kukko A., 2013. Morphological changes on meander point bars associated with flow structure at different discharges. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (6), 577-590.
- Kean J.W., Smith J.D., 2004. Flow and boundary shear stress in channels with woody bank vegetation. In Bennett S.J., Simon A. (ed.), *Riparian vegetation and fluvial geomorphology*, American Geophysical Union, Washington D.C., 237-252.
- Keller E.A., 1971. Areal sorting of bed-load material: The hypothesis of velocity reversal. *Geological Society of America Bulletin* 82, 753-756.
- Keller E.A., 1972. Development of Alluvial Stream Channels: A Five-Stage Model. *Geological Society of America Bulletin* 83, 1531-1536.
- Keller E.A., Florsheim J.L., 1993. Velocity-reversal hypothesis: A model approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 18,733-740.
- Keller E.A., Melhorn W.N., 1978. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. *Geological Society of America Bulletin* 89, 723-730.
- Kellerhals R., Bray D. I., 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of Hydraulic Engineering* 103, 1165-1180.
- Khorrarn S., Ergil M., 2010. Most influential parameters for the bed-load sediment flux equations used in alluvial rivers. *Journal of the American Water Resources Association* 46 (6), 1065-1090.
- Kiss T., Blanka V. 2012. River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175–176, 115-125.
- Kiss T., Fiala K., Sipos G., 2008. Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology* 98, 96-110.
- Kleinhans M.G., van den Berg J.H., 2011. River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 721-738.
- Klingeman P.C., Emmett W.W., 1982. Gravel bedload transport processes. In Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (ed.), *Gravel-bed rivers: Fluvial processes, engineering and management*, Wiley & Sons, Chichester, 141-169.
- Knighton D., 1998. *Fluvial forms and processes, a new perspective*, Arnold, UK, 383 p.
- Kochel, 1988, Geomorphic impact of large floods: Review and new perspectives on magnitude and frequency. In Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. (ed.), *Flood geomorphology*, Wiley Interscience, New York, 169-187.
- Kolb C.R., 1963. Sediments forming the bed and banks of the Lower Mississippi River and their effect on river migration. *Sedimentology* 2, 227-234.
- Komar P.D., Shih S.M., 1992. Equal mobility versus changing bedload grain sizes in gravel-bed streams. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 73-106.
- Kondolf G.M., 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning* 28, 225-243.
- Kondolf G.M., 1997a. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21 (4), 533-551.
- Kondolf G.M., 1997b. Application of the pebble count: Notes on purpose, method, and variants. *Journal of the American Water Resources Association* 33 (1), 79-87.
- Kondolf G.M., Larson M., 1995. Historical channel analysis and its application to riparian and aquatic habitat restoration. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 5, 109-126.
- Kondolf G.M., Mathews W.V.G., 1986. Transport of tracer gravels on a coastal California river. *Journal of Hydrology* 85, 265-280.
- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N., 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: Contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45, 35-51.
- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N., 2007. Changes in the riparian zone of the lower Eygues River, France, since 1830. *Landscape Ecology*, 22, 367-384.

- Kondolf G.M., Swanson M.L., 1993. Channel adjustments to reservoir construction and gravel extraction along Stony Creek, California. *Environmental Geology* 21, 256-269.
- Konrad C.P., Booth D.B., Burges S.J., Montgomery D.R., 2002. Partial entrainment of gravel bars during floods. *Water Resources Research* 38, 1104, doi: 10.1029/2001WR000828.
- Korpak J., 2007. The influence of river training on mountain channel changes (Polish Carpathian Mountains). *Geomorphology* 92, 166-181.
- Krumbein W.C., 1937. Sediments and Exponential Curves. *Journal of Geology* 45 (6), 577-601.
- Kuhnle R. A., 1992. Bed load transport during rising and falling stages on two small streams. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 191-197.
- Kummu M., Lu X.X., Rasphone A., Sarkkula J., Koponen J., 2008. Riverbank changes along the Mekong River: Remote sensing detection in the Vientiane–Nong Khai area. *Quaternary International* 186, 100-112.
- Lach J., Wyzga B., 2002. Channel incision and flow increase of the upper Wisloka River, Southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 445-462.
- Lamarre H., MacVicar B., Roy a. G., 2005. Using Passive Integrated Transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed Rivers. *Journal of Sedimentary Research* 75, 736-741.
- Lamarre H., Roy A.G., 2008a. A field experiment on the development of sedimentary structures in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1064-1081.
- Lamarre H., Roy A.G., 2008b. The role of morphology on the displacement of particles in a step–pool river system. *Geomorphology* 99, 270-279.
- Landon N., 1996. L'évolution du profil en long des affluents du Rhône moyen : du constat aux principes de gestion. *Géocarrefour* 71 (4), 363-376.
- Landon N., Piégay H., 1994. L'incision d'affluents méditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche. *Géocarrefour* 69 (1), 63-72.
- Landon N., Piégay H., Bravard J.P., 1998. The Drôme river incision (France): From assessment to management. *Landscape and Urban Planning* 43, 119-131.
- Lane S.N., 1997. The reconstruction of bed material yield and supply histories in gravel-bed streams. *Catena* 30, 183-196.
- Lane S.N., Richards K.S., Chandler J.H., 1995. Morphological estimation of the time-integrated bed load transport rate. *Water Resources Research* 31 (3), 761-772.
- Lang M., Ouarda T.B.M.J., Bobée B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225, 103-117.
- Langbein W., Leopold L.B., 1966. River meanders – theory of minimum variance. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 422-H, 20 p.
- Lanzoni S., Seminara G., 2006. On the nature of meander instability. *Journal of Geophysical Research* 111, F04006, doi:10.1029/2005JF000416.
- Lapointe M.F., Carson M.A., 1986. Migration patterns of an asymmetric meandering river: The Rouge River, Quebec. *Water Resources Research* 22 (5), 731-743.
- Laronne J.B., Outhet D.N., Carling P.A., McCabe T.J., 1994. Scour chain employment in gravel bed rivers. *Catena* 22, 299-306.
- Laronne J.A., Outhet D.N., Duckham J.L., McCabe T.J., 1992a. Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N.S.W., Australia. In Bogen J., Walling D.E., Day T.J. (ed.), *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins* (Proceedings of the Oslo Symposium, August 1992), IAHS 210, 87-94.
- Laronne J.B., Reid I., Yitshak Y., Frostick L.E., 1992b. Recording bedload discharge in a semiarid channel, Nahal Yatir, Israel. In Bogen J., Walling D.E., Day T.J. (ed.), *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins* (Proceedings of the Oslo Symposium, August 1992), IAHS 210, 79-86.
- Laronne J.B., Garcia C., Reid I., 2001. Mobility of patch sediment in gravel bed streams: Patch character and its implications for bedload. In Mosley M.P. (ed.), *Gravel-Bed Rivers V*, New Zealand Hydrological Society, Wellington, 249-289.
- Larsen E.W., Fremier A.K., Girvetz E.H., 2006a. Modeling the effects of variable annual flow on river channel meander migration patterns, Sacramento River, California, USA. *Journal of the American Water Resources Association* 42 (4), 1063-1075.

- Larsen E.W., Fremier A.K., Greco S.E., 2006b. Cumulative effective stream power and bank erosion on the Sacramento River, California, USA. *Journal of the American Water Resources Association* 42 (4), 1077-1097.
- Larue J.P., 1981. Les nappes alluviales de la vallée du Cher dans le bassin de Montluçon. *Norois* 111, 345-360.
- Larue J.P., 1993. La dynamique fluviale du Cher dans la région de Saint-Amand-Montrond : évolution naturelle et impacts des prélèvements alluviaux. *Norois* 158, 273-280.
- Larue J.P., 1994. L'évolution morphodynamique de la vallée du Cher dans la région de Saint-Amand-Montrond (Cher, France). *Revue de Géomorphologie Dynamique* 43 (3), 81-92.
- Larue J.P., 2000. Les réorganisations hydrographiques du bassin du Cher dans le sud du Bassin Parisien. *Géomorphologie* 6 (2) 105-124.
- Larue J.P., 2004. Les obstacles à l'encaissement des vallées supérieures : l'exemple des bassins de la petite Creuse du Cher supérieur (nord du Massif Central, France). *Géographie physique et Quaternaire* 58 (1), 5-44.
- Larue J.P., 2011. Longitudinal profiles and knickzones: The example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. *Proceedings of the Geologists' Association* 122, 125-142.
- Latapie A., 2011. *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : application à la Loire moyenne*. Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université de Tours, 277 p.
- Lawler D.M., 1986. River bank erosion and the influence of frost: A statistical examination. *Transactions of the Institute of British Geographers* 11 (2), 227-242.
- Lawler D.M., 1992. Process dominance in bank erosion systems. In Carling P.A., Petts, G.E. (ed.), *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives*, Wiley & Sons, Chichester, 117-143.
- Lawler D.M., Couperthwaite J., Bull L.J., Harris N.M., 1997. Bank erosion events and processes in the Upper Severn basin. *Hydrology and Earth systems Sciences* 1 (3), 523-534.
- Lawler D.M., Grove J.R., Couperthwaite J.S., Leeks G.J.L., 1999. Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system, northern England. *Hydrological Processes* 13, 977-992.
- Lawler D.M., Thorne C.R., Hooke J.M., 1997. Bank erosion, stability and retreat. In Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (ed.), *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, Wiley & Sons, Chichester, 137-172.
- Lawless M., Robert A., 2001. Scales of boundary resistance in coarse-grained channels: Turbulent velocity profiles and implications. *Geomorphology* 39, 221-238.
- Le Cœur C., Gautier E., 2005. Les enjeux des friches hydrauliques : entretien, ré-affectation, dés-aménagements. Présentation d'un programme de recherche. In Serna V., Gallicé A. (coord.), *La rivière aménagée : entre héritages et modernité. Formes, techniques et mise en œuvre*, Aestuarina n°7, 495-508.
- Leeder M.R. and Bridges P.H., 1975. Flow separation in meander bends. *Nature* 253, 338-339.
- Leteinturier B., Engels P., Petit F., Chiffaut A., Malaisse F., 2000. Morphodynamisme d'un tronçon de Loire bourbonnaise depuis le XVIIIe siècle. *Géomorphologie* 6 (4), 239-251.
- Lemaitre F., 2002. *Recensement des tests de détection de tendances ou de ruptures adaptés à l'analyse de stationnarité des régimes de crues en France*. Rapport de fin d'étude TPE, CEMAGREF, 94 p.
- Lenzi M.A., Mao L., Comiti F., 2006. Effective discharge for sediment transport in a mountain river: Computational approaches and geomorphic effectiveness. *Journal of Hydrology* 326, 257-276.
- Leopold L.B., 1992. Sediment size that determines channel morphology. In Billi P., Hey, R.D., Thorne C.R., Tacconi P., (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 297-311.
- Leopold L.B., Langbein W.B., 1966. River meanders. *Scientific American* 214 (6),60-70.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1957. River channel patterns: Braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 282-B, 85 p.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1960. River meanders. *Geological Society of America Bulletin* 71, 769-794.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman Press, San Francisco, 522 p.
- Leviandier T., Alber A., Le Ber F., Piégay H., 2012. Comparison of statistical algorithms for detecting

- homogeneous river reaches along a longitudinal continuum. *Geomorphology* 138 (1), 130-144.
- Lewin J., 1977, Channel pattern changes. In Gregory K.J. (ed.), *River channel changes*, Wiley & Sons, New York, 167-184.
- Lewin J., Brewer P.A., 2001. Predicting channel patterns. *Geomorphology* 40, 329-339.
- Lexartat-Artza I., Wainwright J., 2009. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena* 79, 146-152.
- Liébault F., 2003. *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Lyon 2, 357 p.
- Liébault F., Bellot H., Chapuis M., Klotz S., Deschâtres M., 2012. Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 385-399.
- Liébault F., Clément P., Piégay H., Rogers C.F., Kondolf G.M., Landon N., 2002. Contemporary channel changes in the Eygues basin, southern French Prealps: The relationship of subbasin variability to watershed characteristics. *Geomorphology* 45, 53-66.
- Liébault F., Lallias-Tacon S., Cassel M., Talaska N., 2013. Long profile responses of alpine braided rivers in SE France. *River Research and Applications* 29 (10), 1253-1266.
- Liébault F., Laronne J.B., 2008. Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: The case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps). *Geodinamica Acta* 21 (1-2), 23-34.
- Liébault F., Piégay H., 2001. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology* 36, 167-186.
- Liébault F., Piégay H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 425-444.
- Liedermann M., Tritthart M., Habersack H., 2013. Particle path characteristics at the large gravel-bed river Danube: results from a tracer study and numerical modelling. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (5), 512-522.
- Lisle T.E., 1979. A sorting mechanism for a riffle-pool sequence: Summary. *Geological Society of America Bulletin* 90, 616-617.
- Lisle T.E., 1989. Sediment transport and resulting deposition in spawning gravels, North coastal California. *Water Resources Research* 25 (6), 1303-1319.
- Lisle T.E., 1995. Particle size variations between bed load and bed material in natural gravel bed channels. *Water Resources Research* 31 (4), 1107-1118.
- Lisle T.E., 2007. The evolution of sediment waves influenced by varying transport capacity in heterogeneous rivers. In Habersack H., Piégay H., Rinaldi M. (ed.), *Gravel-bed rivers VI: From process understanding to river restoration*, Elsevier, Amsterdam, 443-472.
- Lisle T.E., Cui Y., Parker G., Pizzuto J.E., Dodd A.M., 2001. The dominance of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1409-1420.
- Lisle T.E., Hilton S., 1992. The volume of fine sediment in pools: An index of sediments supply in gravel-beds streams. *Journal of the American Water Resources Association* 28(2), 371-383.
- Lisle T.E., Hilton S., 1999. Fine bed material in pools of natural gravel bed channels. *Water Resources Research* 35 (4), 1291-1304.
- Lisle T.E., Iseya F., Ikeda H., 1993. Response of a channel with alternate bars to a decrease in supply of mixed-size bed load: A flume experiment. *Water Resources Research* 29, 3623-3629.
- Lisle T.E., Madej M.A., 1992. Spatial variation in armouring in a channel with high sediment supply. In Billi P., Hey, R.D., Thorne C.R., Tacconi P., (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 277-291.
- Lisle T.E., Nelson J.M., Pitlick J., Madej M.A., Barkett B.L., 2000. Variability of bed mobility in natural , gravel-bed channels and adjustments to sediment load at local and reach scales model to examine relations between local boundary shear stress channels with widely differing annual sediment values channels. *Water Resources Research* 36, 3743-3755.
- Lofthouse C., Robert A., 2008. Riffle-pool sequences and meander morphology. *Geomorphology* 99, 214-223.
- Luppi L., Rinaldi M., Teruggi L.B., Darby S.E., Nardi L., 2009. Monitoring and numerical modelling of riverbank erosion processes: A case study along the Cecina River

- (central Italy). *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 530-546.
- Macaire J.J., 1976. Sur les alluvions anciennes du Cher dans son cours inférieur (de Chabris à Tours). *Revue de Géomorphologie dynamique* 18 (1) 19-48.
- Macaire J.J., 1983. Evolution du réseau hydrographique dans le sud-ouest du Bassin Parisien pendant le Pliocène et le Quaternaire. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 20 (4), 183-195.
- Macaire J.J., 1984. Les vallées et formations alluviales plioquaternaires dans le sud et le sud-ouest du Bassin de Paris ; genèse et signification dynamique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 21 (1), 37-40.
- Macaire J.J., 1986. Apports de l'altération superficielle à la stratigraphie – Exemple des formations alluviales et éoliennes plio-quaternaires de Touraine (France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 23 (3), 233-245.
- MacVicar B.J., Roy A.G., 2007a. Hydrodynamics of a forced riffle pool in a gravel bed river: 1. Mean velocity and turbulence intensity. *Water Resources Research* 43, W12401, doi:10.1029/2006WR005272.
- MacVicar B.J., Roy A.G., 2007b. Hydrodynamics of a forced riffle pool in a gravel bed river: 2. Scale and structure of coherent turbulent events. *Water Resources Research* 43, W12402, doi:10.1029/2006WR005274.
- MacVicar B.J., Roy A. G., 2011. Sediment mobility in a forced riffle-pool. *Geomorphology* 125, 445-456.
- MacWilliams Jr. M.L., Wheaton J.M., Pasternack G.B., Street R.L., Kitanidis P.K., 2006. Flow convergence routing hypothesis for pool-riffle maintenance in alluvial rivers. *Water Resources Research* 42, W10427, doi:10.1029/2005WR004391.
- Maddock Jr. T., 1960. Erosion control on Five Mile Creek, Wyoming. In *Assemblée générale de Helsinki, Erosion continentale, précipitations, évaporation et évapotranspiration, instruments, standardisation, substances dissoutes*, IAHS 53, 170-181.
- Madej M.A., 1999. Temporal and spatial variability in thalweg profiles of a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1153-1169.
- Madej M.A., Sutherland D.G., Lisle T.E., Pryor B., 2009. Channel responses to varying sediment input: A flume experiment modeled after Redwood Creek, California. *Geomorphology* 103, 507-519.
- Magdaleno F., Fernandes-Yuste J.A., 2011. Meander dynamics in a changing river corridor. *Geomorphology* 130, 197-207.
- Magilligan F.J., McDowell P.F., 1997. Stream channel adjustments following elimination of cattle grazing. *Journal of the American Water Resources Association* 33 (4), 867-878.
- Maillard P., 1981. Observations sur l'enfoncement du lit de la Loire. In Fédération Rég. Ass. Protect. Env. Centre (ed.), *L'écologie et l'aménagement de la Loire* (colloque de Tours, 29-30 nov.), 1-13.
- Mantellier P., 1867. *Histoire de la communauté des marchands fréquentant la rivière de Loire et fleuves descendant en icelle*, 501 p.
- Mao L., 2012. The effect of hydrographs on bed load transport and bed sediment spatial arrangement. *Journal of Geophysical Research* 117, F03024, doi: 10.1029/2012JF002428.
- Mao L., Cooper J.R., Frostick L.E., 2011. Grain size and topographical differences between static and mobile armor layers. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1321-1334.
- Mao L., Lenzi M.A., 2007. Sediment mobility and bedload transport conditions in an alpine stream. *Hydrological Processes* 21, 1882-1891.
- Mao L., Surian N., 2010. Observations on sediment mobility in a large gravel-bed river. *Geomorphology* 114, 326-337.
- Mao L., Uyttendaele G.P., Iroumé A., Lenzi M.A., 2008. Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. *Geomorphology* 93, 368-383.
- Marcus W.A., Scott C.L., Stoughton J.A., Stock J.W., 1995. Pebble counts and the role of user-dependent bias in documenting sediment size distributions. *Water Resources Research* 31 (10), 2625-2631.
- Marion D.A., Weinrich F., 2003. Equal-mobility bed load transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. *Geomorphology* 55 139-154.
- Markham A.J., Thorne C.R., 1992. Geomorphology of gravel-bed rivers. In Billi P., Hey, R.D., Thorne C.R., Tacconi P.,

- (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 433-456.
- Marquis G.A., Roy A.G., 2012. Using multiple bed load measurements: Toward the identification of bed dilation and contraction in gravel-bed rivers. *Journal of Geophysical Research* 117, F01014, doi:10.1029/2011JF002120.
- Marren P.M., McCarthy T.S., Tooth S., Brandt D., Stacey G.G., Leong A., Spottiswoode B., 2006. A comparison of mud- and sand-dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology* 190, 213-226.
- Marston R.A., Bravard J.P., Green T., 2003. Impacts of reforestation and gravel mining on the Malnant River, Haute-Savoie, French Alps. *Geomorphology* 55, 65-74.
- Martin Y., Church M., 1995. Bed-material transport estimated from channel surveys: Vedder River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 347-361.
- May C.L., Pryor S., 2013. Initial motion and bedload transport distance determined by tracking in a large regulated river. *River Research and Applications* doi: 10.1002/rra.2665.
- McBride M., Hession W.C., Rizzo D.M., 2008. Riparian reforestation and channel change: A case study of two small tributaries to Sleepers River, northeastern Vermont, USA. *Geomorphology* 102, 445-459.
- McBride M., Hession W.C., Rizzo D.M., Thompson D.M., 2007. The influence of riparian vegetation on near-bank turbulence: A flume experiment. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 2019-2037.
- McLean D.G., Church M., 1999. Sediment transport along lower Fraser River 2. Estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resources Research* 35 (8), 2549-2559.
- Mendrop K.B., Little P.E., 1997. Grade stabilization requirements for incised channels. In Wang S.S.Y., Langendoen E.J., Shields Jr. F.D. (Ed.), *Management of landscapes disturbed by channel incision*, University of Mississippi, Oxford, MS, 223-228.
- Messerli B., Grosjean M., Hofer T., Nunez L., Pfister C., 2000. From nature-dominated to human-dominated environmental changes. *Quaternary Science Reviews* 19 459-479.
- Métivier F., Barrier L., 2012. Alluvial landscape evolution: What do we know about metamorphosis of gravel-bed meandering and braided streams? In Church M., Biron P.M., Roy A.G. (ed.), *Gravel-bed rivers: Processes, tools, environments*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 474-501.
- Michalkova M., Piégay H., Kondolf G.M., Greco S.E., 2011. Lateral erosion of the Sacramento River, California (1942–1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 257-272.
- Micheli E.R., Kirchner J.W., 2002. Effects of wet meadow riparian vegetation on streambank erosion. 1. Remote sensing measurements of streambank migration erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 627-639.
- Micheli E.R., Kirchner J.W., Larsen E.W., 2004. Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meander migration rates, central Sacramento River, California, USA. *River Research and Applications* 20, 537-548.
- Milan D.J., 2013a. Sediment routing hypothesis for pool-riffle maintenance. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (14), 1623-1641.
- Milan D.J., 2013b. Virtual velocity of tracers in a gravel-bed river using size-based competence duration. *Geomorphology* 198, 107-114.
- Milan D.J., Heritage G.L., Large A.R.G., 2002. Tracer pebble entrainment and deposition loci: Influence of flow character and implications for riffle–pool maintenance. In Jones S.J., Frostick L.E. (ed.), *Sediment flux to basins: Causes, controls and consequences*, Geological Society of London Special Publications, 191, 133–148.
- Milan D.J., Heritage G.L., Large A.R.G., Charlton M.E., 2001. Stage dependent variability in tractive force distribution through a riffle–pool sequence. *Catena* 44, 85-109.
- Millar R.G., 2000. Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research* 36 (4), 1109-1118.
- Montané A., Arnaud-Fassetta G., Reynard E., 2010. Analyse statistique et modélisation de la variabilité longitudinale du gradient granulométrique du Rhône suisse. *Bulletin de la Murithienne*, 127, 19-27.

- Monteith H., Pender G., 2005. Flume investigations into the influence of shear stress history on a graded sediment bed. *Water Resources Research* 41, W12401, doi:10.1029/2005WR004297.
- Montgomery K., 1993. Non-linear dynamics and river meandering. *Area*, 25 (2), 97-108.
- Morris P.H., Williams D.J., 1997. Exponential longitudinal profiles of streams. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 143-163.
- Mosselman E., Shishikura T., Klaassen G.J., 2000. Effect of bank stabilization on bend scour in anabranches of braided rivers. *Physics and Chemistry of Earth* 25 (7-8), 699-704.
- Mount N.J., Louis J., 2005. Estimation and propagation of error in measurements of river channel movement from aerial imagery. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 635-643.
- Mount N.J., Louis J., Teeuw R.M., Zukowskyj P.M., Stott T., 2003. Estimation of error in bankfull width comparisons from temporally sequenced raw and corrected aerial photographs. *Geomorphology* 56, 65-77.
- Motta D., Abad J.D., Langendoen E.J., Garcia M.H., 2012. The effects of floodplain soil heterogeneity on meander planform shape. *Water Resources Research* 48, W09518, doi:10.1029/2011WR011601.
- Mueller E.R., Pitlick J., Nelson J.M., 2005. Variations of the reference Shields stress for bedload transport in gravel-bed streams and rivers. *Water Resources Research* 41, W04006, doi:10.1029/2004WR003692.
- Murgatroyd A.L., Ternan J.L., 1983. The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 357-369.
- Nabet F., 2013. *Etude du réajustement du lit actif en Loire moyenne, bilan géomorphologique et diagnostic du fonctionnement des chenaux secondaires en vue d'une gestion raisonnée*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Paris 8, 442 p.
- Nanson G.C., Hickin E.J., 1983. Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering* 109 (3), 327-337.
- Nanson G.C., Hickin E.J., 1986. A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of America Bulletin* 97, 497-504.
- Nanson G.C., Page K.J., 1983. Lateral accretion of fine grained concave benches on meandering rivers. In Collinson J., Lewin J. (ed.), *Modern and ancient fluvial systems*, Special Publications of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 133-145.
- Nanson R.A., 2010. Flow fields in tightly curving meander bends of low width-depth ratio. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 119-135.
- Nardi L., Rinaldi M., Solari L., 2012. An experimental investigation on mass failures occurring in a riverbank composed of sandy gravel. *Geomorphology* 163-164, 56-69.
- Nash D.B., 1994. Effective sediment-transporting discharge from magnitude-frequency analysis. *Journal of Geology* 102 (1), 79-95.
- Navratil O., 2005. *Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques*. Thèse de doctorat de Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement, INPG, 308 p.
- Navratil O., Albert M., Hérouin E., Gresillon J., 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.
- Neill C.R., 1971. River bed transport related to meander migration rates. *Journal of the Waterways, Harbors, and Coastal Engineering Division* 97, 783-786.
- Neill C.R., 1984. Bank erosion versus bedload transport in a gravel river. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering*, (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 204-211.
- Neill C.R., 1987. Sediment balance considerations linking long-term transport and channel processes. In Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R.D. (ed.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, 225-240.
- Nelson J.M., Smith J.D., 1989. Flow in Meandering Channels with Natural Topography. In Ikeda S., Parker G. (ed.), *River meandering*, Water Resources Monograph 12, American Geophysical Union, Washington D.C., 69-102.
- Nelson N.C., Erwin S.O., Schmidt J.C., 2014. Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake

- River downstream from Jackson Lake dam, Wyoming. *Geomorphology* 200, 132-142.
- Nelson P.A., Venditti J.G., Dietrich W.E., Kirchner J.W., Ikeda H., Iseya F., Sklar L.S., 2009. Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply. *Journal of Geophysical Research* 114, F02005, doi:10.1029/2008JF001144.
- Nicholas A.P., Ashworth P.J., Kirkby M.J., Macklin M.G., Murray T., 1995. Sediment slugs: Large-scale fluctuations in transport rates and storage volumes. *Progress in Physical Geography* 19 (4), 500-519.
- Nicoll T.J., Hickin E.J., 2010. Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology* 116 (1-2), 37-47.
- Ockelford A.M., Haynes H., 2013. The impact of stress history on bed structure. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (7), 717-727.
- O'Connor J.E., Jones M.A., Haluska T.L., 2003. Flood plain and channel dynamics of the Quinault and Queets Rivers, Washington, USA. *Geomorphology* 51, 31-59.
- Oldmeadow D.F., Church M., 2006. A field experiment on streambed stabilization by gravel structures. *Geomorphology* 78, 335-350.
- Ollero A., 2010. Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology* 117, 247-260.
- O'Neill M.P., Abrahams A.D., 1984. Objective Identification of Pools and Riffles. *Water Resources Research* 20 (7), 921-926.
- O'Neill M.P., Abrahams A.D., 1986. Objective identification of meanders and bends. *Journal of Hydrology* 83, 337-353.
- Osuch B., 1968. Problemy wynikające z nadmiernej eksploatacji kruszywa rzecznoego na przykładzie rzeki Wisłoki. *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej* 219, 283-301.
- Ottevanger W., Blanckaert K., Uijttewaal W.S.J., 2011. Processes governing the flow redistribution in sharp river bends. *Geomorphology* 163-164, 45-55.
- Padmalal D., Maya K., Sreebha S., Sreeja R., 2008. Environmental effects of river sand mining: a case from the river catchments of Vembanad lake, Southwest coast of India. *Environmental Geology* 54, 879-889.
- Page K.J., Heerdegen R.G., 1985. Channel change in the lower Manawatu River. *New Zealand Geographer* 41, 34-38.
- Paphitis D., Collins M.B., 2005. Sand grain threshold, in relation to bed 'stress history': An experimental study. *Sedimentology* 52, 827-838.
- Paola C., Parker G., Seal R., Sinha S.K., Southard J.B., Wilcock P.R., 1992. Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume. *Science* 258, 1757-1760.
- Parker G. and Andrew E.D., 1986. On the time development of meander bends. *Journal of Fluids Mechanics*, 162, 139-156.
- Parker G., Diplas P., Akiyama J., 1983. Meander Bends of High Amplitude. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109 (10), 1323-1337.
- Parker G., Klingeman P.C., 1982. On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research* 18, 1409-1423.
- Parker G., Klingeman P.C., McLean D.L., 1982a. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of Hydraulic Engineering* 108, 544-571.
- Parker G., Sawai K., Ikeda S., 1982b. Bend theory of river meanders. Part 2. Nonlinear deformation of finite-amplitude bends. *Journal of Fluid Mechanics* 115, 303-314.
- Parker G., Shimizu Y., Wilkerson G.V., Eke E.C., Abad J.D., Lauer J.W., Paola C., Dietrich W.E., Voller V.R., 2011. A new framework for modeling the migration of meandering rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 70-86.
- Parker G., Sutherland A.J., 1990. Fluvial armor. *Journal of Hydraulic Research* 28 (5), 529-544.
- Parker G., Toro-Escobar C.M., 2002. Equal mobility of gravel in streams: The remains of the day. *Water Resources Research* 38, 1264, doi: 10.1029/2001WR000669.
- Peiry J.L., 1987. Channel degradation in the middle Arve River, France. *River Research and Applications* 1, 183-188.
- Peiry J.L., Salvador P.G., Nougier F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Géocarrefour* 69 (1), 47-56.
- Persoiu I., Radoane M., 2011. Spatial and temporal controls on historical channel responses – study of an atypical

- case: Someșu Mic River, Romania. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1391-1409.
- 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.
- Petit F., 1990. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 135-148.
- Petit F., Gob F., Houbrechts G., Assani A. A., 2005. Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology* 69, 92-101.
- Petit F., Pauquet A., 1997. Bankfull discharge recurrence interval in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 685-693.
- Petit F., Pauquet A., Pissart A., 1996a. Fréquence et importance du charriage dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Géomorphologie* 2, 3-12.
- Petit F., Poinart D., Bravard J.P., 1996b. Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône River upstream of Lyon, France (“canal de Miribel”). *Catena* 26, 209-226.
- Petit S., 2006. Reconstitution de la dynamique du paysage alluvial de trois secteurs fonctionnels de la rivière Allier (1946-2000), Massif central, France. *Géographie Physique et Quaternaire* 60 (3), 271-287.
- Petrie J., Diplas P., 2000. Statistical approach to sediment sampling accuracy. *Water Resources Research* 36 (2), 597-605.
- Petrow T., Merz B., 2009. Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. *Journal of Hydrology* 371, 129-141.
- Petts G.E., Moller H., Roux A.L. (ed.), 1989. *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*, Wiley & Sons, Chichester, 355 p.
- Phillips C.B., Martin R.L., Jerolmack D.J., 2013. Impulse framework for unsteady flows reveals superdiffusive bed load transport. *Geophysical Research Letters* 40, doi:10.1002/grl.50323.
- Phillips J.D., 2002. Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology* 269 (3-4), 236-250.
- Phillips J.D., 2003. Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography* 27, 1-23.
- Phillips J.D., 2007. Perfection and complexity in the lower Brazos River. *Geomorphology* 91 (3–4), 364-377.
- Phillips R.T.J., Robert A., 2007. Hydrologic control of waveforms on small meandering rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1533-1546.
- Pickup G., Rieger W.A., 1979. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. *Earth Surface Processes and Landforms* 4 (1), 37-42.
- Pickup G., Warner R.F., 1976. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of Hydrology* 29, 51-75.
- Piégay H., Arnaud D., Souchon Y., 2003a. Effets de la végétation riveraine sur la géométrie des lits fluviaux : études de cas dans le Massif central (France). *Géomorphologie* 9 (2), 111-127.
- Piégay H., Gazelle F., Peiry J.L., 2003b. Effets des ripisylves sur la dynamique du lit fluvial et de son aquifère. In Piégay H., Pautou G., Ruffinoni C. (ed.), *Les forêts riveraines des cours d'eau : écologie, fonctions, gestion*, Institut pour le Développement Forestier, Paris, 94-122.
- Piégay H., Peiry J.L., 1997. Long profile evolution of a mountain stream in relation to gravel load management: Example of the middle Giffre River (French Alps). *Environmental Management* 21 (6), 909-919.
- Piégay H., Walling D.E., Landon N., He Q., Liébault F., Petiot R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena* 55, 183-212.
- Pinter N., Ickes B.S., Wlosinski J.H., van der Ploeg R.R., 2006. Trends in flood stages: Contrasting results from the Mississippi and Rhine River systems. *Journal of Hydrology* 331, 554-566.
- Pisut P., 2002. Channel evolution of the pre-channelized Danube River in Bratislava, Slovakia (1712-1886). *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 369-390.
- Pitlick J., 1988. Variability of bed load measurement. *Water Resources Research* 24 (1), 173-177.

- Pitlick J., Mueller E.R., Segura C., Cress R., Torizzo M., 2008. Relation between flow, surface-layer armoring and sediment transport in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1192–1209.
- Pizzuto J.E., 2008. Streambank erosion and river width adjustment. In Garcia M.H. (ed.), *Sedimentation engineering: Processes, measurements, modeling and practice*, ASCE Manual of Practice 110, 387-438.
- Poux A.S., 2009. *Étude du dispositif hydrologique pour le flottage du bois en Morvan (XVI<sup>e</sup>-XX<sup>e</sup> s.) : statistique des étangs, reconstitution des débits des lâchers et évaluation des impacts géomorphologiques*. Mémoire de master 1 de Géographie, Université Lyon 2, 96 p.
- Poux A.S., Gob F., Jacob-Rousseau N., 2011. Reconstitution des débits des crues artificielles destinées au flottage du bois dans le massif du Morvan (centre de la France, XVIe-XIXe siècles) d'après les documents d'archive et la géomorphologie de terrain. *Géomorphologie* 2, 143-156.
- Powell D.M., 1998. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography* 22 (1), 1-32.
- Powell D.M., 2009. Dryland rivers: Processes and forms. In Parsons A.J., Abrahams A.D. (ed.), *Geomorphology of desert environments 2nd edition*, Springer, New York, 333-373.
- Powell D.M., Ashworth P.J., 1995. Spatial pattern of flow competence and bed load transport in a divided gravel bed river. *Water Resources Research* 31, 741-752.
- Powell D.M., Reid I., Laronne J.B., 2001. Evolution of bed load grain size distribution with increasing flow strength and the effect of flow duration on the caliber of bed load sediment yield in ephemeral gravel bed rivers. *Water Resources Research* 37 (5), 1463-1474.
- Pringle C., 2003. The need for a more predictive understanding of hydrologic connectivity. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 13 (6), 467-471.
- Prosser I.P., Hughes A.O., Rutherford I.D., 2000. Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1085-1101.
- Pyrce R.S., Ashmore P.E., 2003a. The relation between particle path length distributions and channel morphology in gravel-bed streams: A synthesis. *Geomorphology* 56, 167-187.
- Pyrce R.S., Ashmore P.E., 2003b. Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams: Results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 951-966.
- Pyrce R.S., Ashmore P.E., 2005. Bedload path length and point bar development in gravel-bed river models. *Sedimentology* 52, 839-857.
- Raven E.K., Lane S.N., Ferguson R.I., 2010. Using sediment impact sensors to improve the morphological sediment budget approach for estimating bedload transport rates. *Geomorphology* 119, 125-134.
- Recking A., 2009. Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bed load motion. *Water Resources Research* 45, W04401, doi: 10.1029/2008WR006826.
- Recking A., 2010. A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resources Research* 46, W03518, doi: 10.1029/2009WR008007.
- Recking A., 2013. A simple method for calculating reach-averaged bedload transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 139 (1), 70-75.
- Recking A., Frey P., Paquier A., Belleudy P., Champagne J.Y., 2008. Feedback between bed load transport and flow resistance in gravel and cobble bed rivers. *Water Resources Research* 44, W05412, doi:10.1029/2007WR006219.
- Recking A., Liébault F., Peteuil C., Jolimet T., 2012. Testing bedload transport equations with consideration of time scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 774-789.
- Reid I., Frostick L.E. 1984. Particle interaction and its effect on the thresholds of initial and final bedload motion in coarse alluvial channels. In Koster E.H., Steel R.J. (ed.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*, Canadian Society of Petroleum Geologists 10, 61-68.
- Reid I., Frostick L.E., 1986. Dynamics of bedload transport in Turkey Brook, a coarse-grained alluvial channel. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 143-155.
- Reid I., Frostick L.E., 1994. Fluvial sediment transport and deposition. In Pye K. (ed.), *Sediment transport and depositional processes*, Blackwell Scientific Publications, 89-155.
- Reid I., Frostick L.E., Layman J.T., 1985. The incidence and nature of bedload transport during flood flows in

- coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 33–44.
- Reid I., Layman J.T., Frostick L.E., 1980. The continuous measurement of bedload discharge. *Journal of Hydraulic Research*, 18 (3), 243-249.
- Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., Niel H., Gailhard J., Laurent C., Neppel L., Sauquet E., 2006. Evolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées. *La Houille Blanche* 6, 48-53.
- Rengers F., Wohl E., 2007. Trends of grain sizes on gravel bars in the Rio Chagres, Panama. *Geomorphology* 83, 282-293.
- Rhoads B.L., Miller M.V., 1991. Impact of flow variability on the morphology of a low-energy meandering river. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 357-367.
- Rhoads B.L., Welford M.R., 1991. Initiation of river meandering. *Progress in Physical Geography* 15 (2), 127-156.
- Rice S., 1996. *Bed material texture along gravel bed rivers with confluences*. Thèse de doctorat de Géographie, British Columbia University, 238 p.
- Rice S., 1998. Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers? *Geomorphology* 22, 39-56.
- Rice S., Church M., 1996. Sampling surficial fluvial gravels: The precision of size distribution percentile estimates. *Journal of Sedimentary Research* 66 (3), 654-665.
- Rice S., Church M., 1998. Bed material texture in low order streams on the Queen Charlotte islands, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 1-18.
- Richard G.A., Julien P.Y., Baird D.C., 2005. Statistical analysis of lateral migration of the Rio Grande, New Mexico. *Geomorphology* 71, 139-155.
- Richards K.S., 1978. Channel geometry in the riffle-pool sequence. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 60 (1-2), 23-27
- Rickenmann D., Turowski J.M., Fritschi B., Klaiber A., Ludwig A., 2012. Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 1000-1011.
- Rickenmann D., Turowski J.M., Fritschi B., Wyss C., Laronne J., Barzilai R., Reid I., Kreisler A., Aigner J., Seitz H., Habersack H., 2013. Bedload transport measurements with impact plate geophones: comparison of sensor calibration in different gravel-bed streams. *Earth Surface Processes and Landforms* doi: 10.1002/esp.3499.
- Rinaldi M., 2003. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 587-608.
- Rinaldi M., Casagli N., 1999. Stability of streambanks formed in partially saturated soils and effects of negative pore water pressures: the Sieve River (Italy). *Geomorphology* 26, 253-277.
- Rinaldi M., Casagli N., Dapporto S., Gargini A., 2004. Monitoring and modelling of pore water pressure changes and riverbank stability during flow events. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 237-254.
- Rinaldi M., Darby, S.E., 2007. Modelling river-bank erosion processes and mass failure mechanisms: Progress towards fully coupled simulations. In Habersack H., Piegay H., Rinaldi M. (ed.), *Gravel-Bed Rivers VI: From process understanding to river restoration*, Elsevier, Amsterdam, 213-239.
- Rinaldi M., Simon A., 1998. Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology* 22, 57-71.
- Rinaldi M., Wyzga B., Surian N., 2005. Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications* 21, 805-828.
- Robert A., 1990. Boundary roughness in coarse-grained channels. *Progress in Physical Geography* 14 (1), 42-70.
- Rodnight H., Duller G.A.T., Tooth S., Wintle A.G., 2005. Optical dating of a scroll-bar sequence on the Klip River, South Africa, to derive the lateral migration rate of a meander bend. *The Holocene* 15 (6), 802-811.
- Rodrigues S., 2004. *Dynamique sédimentaire et végétation : évolution des chenaux fluviaux en Loire moyenne (France)*. Thèse de doctorat de Sciences de la Terre, Université de Tours, 426 p.
- Rollet A.J., 2006. *Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain*. Thèse doctorat de Géographie, Université Lyon 3, 305 p.

- Rollet A.J., MacVicar B., Piégay H., Roy A., 2008. Utilisation de transpondeurs passifs pour l'estimation du transport sédimentaire : premiers retours d'expérience. *La Houille Blanche* 2008 4, 110-116.
- Rollet A.J., Piégay H., Citterio A., 2006. Impact des extractions de graviers dans le lit mineur sur la géométrie des zones aquatiques périfluviales du Doubs (France). *Géographie Physique et Quaternaire* 60 (3), 253-269.
- Rovira A., Batalla R.J., Sala M., 2005. Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). *River Research and Applications* 21, 829-847.
- Rowland J.C., Lepper K., Dietrich W.E., Wilson C.J., Sheldon R., 2005. Tie channel sedimentation rates, oxbow formation age and channel migration rate from optically stimulated luminescence (OSL) analysis of floodplain deposits. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1161-1179.
- Ryan S.E., Porth L.S., Troendle C.A., 2002. Defining phases of bedload transport using piecewise regression. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 971-990.
- Ryan S.E., Troendle C.A., 1997. Measuring bedload in coarse-grained mountain channels: Procedures, problems, and recommendations. *Journal of the American Water Resources Association* 29 (3), 949-958.
- Saabe A., 2012. *Diagnostic géomorphologique et préconisation pour le suivi du Cher en amont et aval du barrage de Bigny*. Mémoire de Master 1 de Géographie, Université Paris 8.
- Salvador P.G., 1991. *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère, bassin de Malville et ombilic de Moirans, Bas-Dauphine*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Lyon 3, 498 p.
- Sandercock P.J., Hooke J.M., 2011. Vegetation effects on sediment connectivity and processes in an ephemeral channel in SE Spain. *Journal of Arid Environments* 75, 239-254.
- Sandercock P.J., Hooke J.M., Mant J.M., 2007. Vegetation in dryland river channels and its interaction with fluvial processes. *Progress in Physical Geography* 31 (2), 107-129.
- Sanguinito S., Johnson J., 2012. Quantifying gravel overlap and dislodgement forces on natural river bars: Implications for particle entrainment. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 134-141.
- Schumm S.A., 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin* 74, 1089-1100.
- Schumm S.A., 1968. River adjustment to altered hydrologic regime – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 598, 65 p.
- Schumm S.A., 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In Morisawa M. (ed.), *Fluvial Geomorphology*, The «Binghamton» Symposia in Geomorphology International Series n°4, 299-310.
- Schumm S.A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley & Sons, New York, 338 pp.
- Schumm S.A., 1979. Geomorphic thresholds: The concept and its application. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4 (4), 484-515.
- Schumm S.A., 1999. Causes and controls of channel incision. In Darby S.E., Simon A. (ed.), *Incised river channels: Processes, forms, engineering and management*, Wiley & Sons, UK, 20-33.
- Schumm S.A., Harvey M.D., Watson C.C., 1984. *Incised channels: Morphology, dynamics, and control*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 200 p.
- Schumm S.A., Lichty R.W., 1965. Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science* 263, 110-119.
- Sear D.A., 1992. Sediment transport processes in riffle-pool sequences in a river experiencing hydropower regulation. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 629-650.
- Sear D.A., 1996. Sediment transport process in pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 241-262.
- Sear D.A., Archer D., 1998. Effects of gravel extractions on stability of gravel-bed rivers: The Wooler Water, Northumberland, UK. In Klingeman P.C., Beschta R.L., Komar P.D., Bradley J.B. (ed.), *Gravel-bed rivers in the environment*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 415-432.
- Sear D.A., Lee M.W.E., Carling P.A., 2003. An assessment of the accuracy of the Spatial Integration Method (SIM)

- for estimating coarse bedload transport in gravel-bedded streams using tracers. In Bogen J., Fergus T., Walling D.E. (ed.), *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances* (Proceedings of the Oslo Workshop, June 2002), IAHS 283, 164-171.
- Sear D.A., Lee M.W.E., Oakley R.J., Carling P.A., Collins, M.B., 2002. Coarse sediment tracing technology in littoral and fluvial environments a review. In Foster I. (ed.) *Tracers in the Environment*, Special issue, Earth Surface Processes and Landforms, Wiley & Sons, Chichester, UK, 21-55.
- Segura C., Pitlick J., 2010. Scaling frequency of channel-forming flows in snowmelt-dominated streams. *Water Resources Research* 46, W06524, doi:10.1029/2009WR008336.
- Seminara G., 2006. Meanders. *Journal of Fluid Mechanics* 554, 271-297.
- Seminara G., Bolla Pittaluga M., 2012. Reductionist versus holistic approaches to the study of river meandering: An ideal dialogue. *Geomorphology* 163-164, 110-117.
- Seminara G., Tubino M., 1989. Alternate bars and meandering: Free, forced and mixed interactions. In Ikeda S., Parker G. (ed.), *River meandering*, Water Resources Monograph 12, American Geophysical Union, Washington D.C., 267-320.
- Seminara G., Tubino M., 1992. Weakly nonlinear theory of regular meanders. *Journal of Fluid Mechanics* 244, 257-288.
- Serna V. (dir.), 2013. *Le Cher, histoire et archéologie d'un cours d'eau*, 43e Supplément à la Revue Archéologique du Centre de la France, 326 p.
- Shields Jr. F.D., Bowie A.J., Cooper C.M., 1995. Control of streambank erosion due to bed degradation with vegetation and structure. *Journal of the American Water Resources Association* 31 (3) 475-489.
- Shields Jr. F.D., Simon A., Steffen L.J., 2000. Reservoir effects on downstream river channel migration. *Environmental Conservation* 27 (1), 54-66.
- Sichingabula, 1999. Magnitude-frequency characteristics of effective discharge for suspended sediment transport, Fraser River, British Columbia, Canada. *Hydrological Processes* 13, 1361-1380.
- Simon A., 1989. A model of channel response in disturbed alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 11-26.
- Simon A., Collison A.J.C., 2001. Pore-water pressure effects on the detachment of cohesive streambeds: Seepage forces and matric suction. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1421-1442.
- Simon A., Collison A.J.C., 2002. Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 527-546.
- Simon A., Curini A., Darby S.E., Langendoen E.J., 2000. Bank and near-bank processes in an incised channel. *Geomorphology* 35, 193-217.
- Simon A., Darby S.E., 1999. The nature and significance of incised river channels. In Darby S.E., Simon A. (ed.), *Incised river channels: Processes, forms, engineering and management*, Wiley & Sons, UK, 3-18.
- Simon A., Darby S.E., 2002. Effectiveness of grade-control structures in reducing erosion along incised river channels: The case of Hotophia Creek, Mississippi. *Geomorphology* 42 229-254.
- Simon A., Rinaldi M., 2006. Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *Geomorphology* 79, 361-383.
- Simon-Coinçon R., Thiry M., Quesnel F., 2000. Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *Earth and Planetary Sciences* 330, 693-700.
- Singer M.B., 2010. Transient response in longitudinal grain size to reduced gravel supply in a large river. *Geophysical Research Letters* 37, L18403, doi:10.1029/2010GL044381.
- Skarpich V., Hradecky J., Dusek R., et al., 2013. Complex transformation of the geomorphic regime of channels in the forefield of the Moravskoslezské Beskydy Mts.: Case study of the Morávka River (Czech Republic). *Catena* 111, 25-40.
- Sloan J., Miller J.R., Lancaster N., 2001. Response and recovery of the Eel River, California, and its tributaries to floods in 1955, 1964, and 1997. *Geomorphology* 36, 129-154.
- Sluse P., Petit F., 1998. Evaluation de la vitesse de déplacement de la charge de fond caillouteuse dans le

- lit de rivières ardennaises au cours des trois derniers siècles, à partir de l'étude des scories métallurgiques. *Géographie physique et Quaternaire* 52 (3), 1-8.
- Sreebha S., Padmalal D., 2011. Environmental impact assessment of sand mining from the small catchment rivers in the Southwestern coast of India: A case study. *Environmental Management* 47, 130-140.
- Steiger J., Corenblit D., Vervier P., 2000. Les ajustements morphologiques contemporains du lit mineur de la Garonne, France, et leurs effets sur l'hydrosystème fluvial. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 122, 227-246.
- Steiger J., Gurnell A.M., Ergenzinger P., Snelder D., 2001. Sedimentation in the riparian zone of an incising river. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 91-108.
- Steiger J., James M., Gazelle F., 1998. Channelization and consequences on floodplain system functioning on Garonne River, SW France. *River Research and Applications* 14, 13-23.
- Sterling S.M., Church M., 2002. Sediment trapping characteristics of a pit trap and the Helley-Smith sampler in a cobble gravel bed river. *Water Resources Research* 38 (8) 1144, 10.1029/2000WR000052.
- Sternberg H., 1875. Über längen- und querprofil geschiebeführender flüsse. *Zeitschrift für Bauwesen* 25, 483-506.
- Stolum H.H., 1996. River meandering as a self-organization process. *Science* 271 (5256), 1710-1713.
- Stolum H.H., 1998. Planform geometry and dynamics of meandering rivers. *Geological Society of American Bulletin*, 110 (11), 1485-1498.
- Sun T., Meakin P., Jossang T. and Schwarz K., 1996. A simulation model for meandering rivers. *Water Resources Research* 32 (9) 2937-2954.
- Surian N., 1999. Channel changes due to river regulation: The case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1135-1151.
- Surian N., 2002. Downstream variation in grain size along an Alpine river: Analysis of controls and processes. *Geomorphology* 43, 137-149.
- Surian N., Cissoto A., 2007. Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1641-1656.
- Surian N., Mao L., Giacomini M., Ziliani L., 2009a. Morphological effects of different channel forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1093-1107.
- Surian et Rinaldi, 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-326.
- Surian N., Ziliani L., Comiti F., Lenzi M.A., Mao L., 2009b. Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed rivers of North-eastern Italy: Potentials and limitations for channel recovery. *River Research and Applications* 25, 551-567.
- Swanson B.J., Meyer G.A., Coonrod J.E., 2011. Historical channel narrowing along the Rio Grande near Albuquerque, New Mexico in response to peak discharge reductions and engineering: Magnitude and uncertainty of change from air photo measurements. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 885-900.
- Tang X., Knight D.W., 2006. Sediment transport in river models with overbank flows. *Journal of Hydraulic Engineering* 132 (1), 77-86.
- Tetzlaff D., Soulsby C., Bacon P.J., Youngson A.F., Gibbins C., Malcolm I.A., 2007. Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrological Processes* 21 (10), 1385-1389.
- Thevenet G., Astrade L., Bravard J.P., 2003. La métamorphose des lits torrentiels à la fin du 19e siècle. Un effet du changement climatique ou du reboisement. *Cahiers de Géographie* 1, 115-122.
- Thompson A., 1986. Secondary flows and the pool-riffle unit: A case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 631-641.
- Thompson D.M., 2007. The characteristics of turbulence in a shear zone downstream of a channel constriction in a coarse-grained forced pool. *Geomorphology* 83, 199-214.
- Thompson D.M., 2011. The velocity-reversal hypothesis revisited. *Progress in Physical Geography* 35 (1), 123-132.
- Thompson D.M., Whol E.E., 2009. The linkage between velocity patterns and sediment entrainment in a forced-pool and riffle unit. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 177-192.

- Thompson D.M., Wohl E.E., Jarrett R.D., 1999. Velocity reversals and sediment sorting in pools and riffles controlled by channel constrictions. *Geomorphology* 27, 229-241.
- Thorne C.R., 1982. Processes and mechanisms of river bank erosion. In Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (ed.), *Gravel-bed rivers: Fluvial processes, engineering and management*, Wiley & Sons, Chichester, 227-271.
- Thorne C. R. 1990. Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. In Thornes J.B. (ed.), *Vegetation and erosion: Processes and environments*, Wiley & Sons, Chichester, UK. 125-144.
- Thorne C.R., 1991. Bank erosion and meander migration of the Red and Mississippi Rivers, USA. In van de Ven F.H.M., Gutknecht D., Loucks K.A.D.P. (ed.), *Hydrology for the water management of large river basins* (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991), IAHS 201, 301-313.
- Thorne C.R., 1992. Bend scour and bank erosion on the meandering Red River, Louisiana. In Carling P.A., Petts G.E. (ed.), *Lowland floodplain rivers: Geomorphological perspectives*, Wiley & Sons, Chichester, 95-115.
- Thorne C.R., Hey R.D., 1979. Direct measurements of secondary currents at a river inflexion point. *Nature* 280, 226-228.
- Thorne C.R. and Lewin J., 1979. Bank processes, bed material movement and planform development in a meandering river. In Rhodes D.D., Williams G.P. (ed.), *Adjustments of the fluvial system* (Proceedings volume of the tenth annual geomorphology symposium, Binghampton, New York, U.S.A.), Kendall/Hunt, Dubuque, U.S.A., 117-137.
- Thorne C.R., Osman A.M., 1988. Riverbank stability analysis. II: Applications. *Journal of Hydraulic Engineering* 114 (2), 151-172.
- Thorne C.R., Rais S., 1984. Secondary current measurements in a meandering river. In Elliott C.M. (ed.), *River Meandering* (Proceedings of the Conference Rivers '83, New Orleans), LA, 675– 686.
- Thorne C.R., Tovey N.K., 1981. Stability of composite river banks. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 469-484.
- Thorne C.R., Zevenbergen L.W., Pitlick J.C., Rais S., Bradley J.B., Julien P.Y., 1985. Direct measurements of secondary currents in a meandering sand-bed river. *Nature* 315, 746-747.
- Thorne S.D., Furbish D.J., 1995. Influences of coarse bank roughness on flow within a sharply curved river bend. *Geomorphology* 12, 241-257.
- Tiegs S.C., Pohl M., 2005. Planform channel dynamics of the lower Colorado River: 1976-2000. *Geomorphology* 69, 14-27.
- Tinkler K.J., 1970. Pools, Riffles, and Meanders. *Geological Society of America Bulletin* 81, 547-552.
- Tombozafy M., 2011. *Méthodologie d'analyse de l'enfoncement du lit mineur d'un fleuve : approche combinée modélisation hydraulique-géochimie. Application à la Loire forézienne (France)*. Thèse de doctorat de Sciences et Génie de l'Environnement, Ecole Nationale supérieure des Mines de Saint-Etienne, 221 p.
- Toone J., Rice S.P., Piégay H., 2014. Spatial discontinuity and temporal evolution of channel morphology along a mixed bedrock-alluvial river, upper Drôme River, southeast France: Contingent responses to external and internal controls. *Geomorphology* 205, 5-16.
- Tooth, 2000. Process, form and change in dryland rivers: A review of recent research. *Earth-Science Reviews* 51, 67-107.
- Torizzo M., Pitlick J., 2004. Magnitude-frequency of bed load transport in mountain streams in Colorado. *Journal of Hydrology* 290, 137-151.
- Tricart J., Vogt H., 1967. Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 49 (2-4), 351-366.
- Trimble S.W., 1998. Dating fluvial processes from historical data and artifacts. *Catena* 31, 283-304.
- Trimble S.W., Cooke R.U., 1991. Historical sources for geomorphological research in the United States. *The Professional Geographer* 43 (2), 212-228.
- Trimble S.W., Mendel A.C., 1995. The cow as a geomorphic agent – A critical review. *Geomorphology* 13, 233-253.
- Tsujimoto T., 1999. Sediment transport processes and channel incision: Mixed size sediment transport, degradation and armouring. In Darby S.E., Simon A. (ed.), *Incised river channels: Processes, forms, engineering and management*, Wiley & Sons, UK, 37-66.

- Tubino M., Seminara G., 1990. Free-forced interactions in developing meanders and suppression of free bars. *Journal of Fluid Mechanics* 214, 131-159.
- Turnbull L., Wainwright J., Brazier R.E., 2008. A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. *Ecohydrology* 1 (1), 23-34.
- Uribelarrea D., Perez-Gonzalez A., Benito G., 2003. Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews* 22, 2209-2221.
- USWRC, 1976. Guidelines for determining flood flow frequency. United States Water Resources Council, *Bulletin 17B of the Hydrology Subcommittee*, Washington DC, 73 p.
- van Balen R.T., Kasse C., De Moor J., 2008. Impact of groundwater flow on meandering; example from the Geul River, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 2010-2028.
- Van den Berg J.H., 1995. Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology* 12, 259-279.
- VandenBerghe J., de Moor J.J.W., Spannjaard G., 2012. Natural change and human impact in a present-day fluvial catchment: The Geul River, Southern Netherlands. *Geomorphology* 159-160 1-14.
- Van de Wiel M.J., 2003. *Numerical modelling of channel adjustment in alluvial meandering rivers with riparian vegetation*. Thèse de doctorat de Géographie, University of Southampton.
- van Dijk W.M., van de Lageweg W.I., Kleinhans M.G., 2012. Experimental meandering river with chute cutoffs. *Journal of Geophysical Research* 117, F03023, doi:10.1029/2011JF002314.
- VanLooy J.A., Martin C.W., 2005. Channel and vegetation change on the Cimarron River, Southwestern Kansas, 1953-2001. *Annals of the Association of American Geographers* 95 (4), 727-739.
- Venditti J.G., Dietrich W.E., Nelson P. A., Wyzdga M. A., Fadde J., Sklar L., 2010 a. Effect of sediment pulse grain size on sediment transport rates and bed mobility in gravel bed rivers. *Journal of Geophysical Research* 115, F03039, doi: 10.1029/2009JF001418.
- Venditti J.G., Dietrich W.E., Nelson P.A., Wyzdga M.A., Fadde J., Sklar L., 2010b. Mobilization of coarse surface layers in gravel - bedded rivers by finer gravel bed load. *Water Resources Research* 46, W07506, doi: 10.1029/2009WR008329.
- Venditti J.G., Nelson P.A., Dietrich W.E., 2008. The domain of bedload sheets. In Parsons D., Best J.L., Trentesaux A. (ed.), *Marine sandwave and river dune dynamics III*, Leeds University, Leeds, 315-321.
- Vericat D., Batalla R.J., Garcia C., 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *Geomorphology* 76, 122-136.
- Vericat D., Batalla R.J., Gibbins C.N., 2008. Sediment entrainment and depletion from patches of fine material in a gravel-bed river. *Water Resources Research* 44, W11415, doi:10.1029/2008WR007028.
- Vericat D., Church M., Batalla R.J., 2008. Bed load bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel bed river. *Water Resources Research* 42, W01402, doi:10.1029/2005WR004025.
- Vignon, 1851. Études statistiques sur la navigation de la rivière Yonne. *Annales des Ponts et Chaussées* 1, 334-385.
- Voinchet P., Despriée J., Gageonnet R., Bahain J.J., Tissoux H., Falguères C., 2007. Datation ESR de quartz fluviatiles dans le bassin de la Loire moyenne en région Centre: mise en évidence de l'importance de la tectonique quaternaire et de son influence sur la géométrie des systèmes de terrasses. *Quaternaire* 18 (4), 335-347.
- Voinchet P., Despriée J., Tissoux H., Falguères C., Bahain J.J., Gageonnet R., Dépont J., Dolo J.M., 2011. ESR chronology of alluvial deposits and first human settlements of the Middle Loire Basin (Region Centre, France). *Quaternary Geochronology* 5 (2-3), 381-384.
- Vollmer S., Kleinhans M.G., 2007. Predicting incipient motion, including the effect of turbulent pressure fluctuations in the bed. *Water Resources Research* 43, W05410, doi: 1029/2006WR004919.
- Wainwright J., Turnbull L., Ibrahim T.G., Lexartza-Artza I., Thornton S.F., Brazier R.E., et al., 2011. Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126, 387-404.

- Wallick J.R., Lancaster S.T., Bolte J.P., 2006. Determination of bank erodibility for natural anthropogenic bank materials using a model of lateral migration and observed erosion along the Willamette River, Oregon, USA. *River Research and Applications* 22, 631-649.
- Ward J.V., Stanford J.A., 1995. Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its distribution by flow regulation. *River Research and Applications* 11, 105-119.
- Ward J.V., Tockner K., Arscott D.B., Claret C., 2002. Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* 47, 517-539.
- Warner R.F., 1994. Instability in channels and floodplains in Southeast Australia: Natural processes and human activity impacts. *Géocarrefour* 69 (1), 17-24.
- Warner R.F., 2006. Natural and artificial linkages and discontinuities in a Mediterranean landscape: Some case studies from the Durance Valley, France. *Catena* 66, 236-250.
- Warrick J.A., Rubin D.M., Ruggiero P., Harney J.N., Draut A.E., Buscombe D., 2009. Cobble cam: Grain-size measurements of sand to boulder from digital photographs and autocorrelation analyses. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1811-1821.
- Wathen S.J., Hoey T.B., 1998. Morphological controls on the downstream passage of a sediment wave in a gravel-bed stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 715-730.
- Watson C.C., Biedenharn D.S., Bledsoe B.P., 2002. Use of incised channel evolution models in understanding rehabilitation alternatives. *Journal of the American Water Resources Association* 38 (1), 151-160.
- Werrity A., 1992. Downstream fining in a gravel-bed river in southern Poland: Lithologic controls and the role of abrasion. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 333-350.
- Whiting P.J., Dietrich W.E., 1993a. Experimental studies of bed topography and flow patterns in large-amplitude meanders. 1. Observations. *Water Resources Research* 29, 3605-3614.
- Whiting P.J., Dietrich E., 1993b. Experimental studies of bed topography and flow patterns in large-amplitude meanders. 2. Mechanisms. *Water Resources Research* 29, 3615-3622.
- Whiting P.J., Dietrich W.E., Leopold L.B., Drake T.G., Shreve R.L., 1988. Bedload sheets in heterogeneous sediment. *Geology* 16, 105-108.
- Whiting P.J., King J.G., 2003. Surface particle sizes on armoured gravel streambeds: Effects of supply and hydraulics. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1459-1471.
- Whiting P.J., Stamm J.F., Moog D.B., Orndorff R.L., 1999. Sediment-transporting flows in headwater streams. *Geological Society of America Bulletin* 111 (3), 450-466.
- Wilcock P.R., 1992. Experimental investigation of the effect of mixture properties on transport dynamics. In Bili P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P (ed.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, Wiley & Sons, Chichester, UK, 109-139.
- Wilcock P.R., 1997a. The components of fractional transport rate. *Water Resources Research* 33 (1), 247-258.
- Wilcock P.R., 1997b. Entrainment, displacement and transport of tracer gravels. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 1125-1138.
- Wilcock P.R., 1998. Two-fraction model of initial sediment motion in gravel-bed rivers. *Science* 280 (5362), 410-412.
- Wilcock P.R., Crowe J.C., 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering* 129 (2), 120-128.
- Wilcock P.R., Mcardell B.W., 1993. Surface-based fractional transport rates: Mobilization thresholds and partial transport. *Water Resources Research* 29, 1297-1312.
- Wilcock P.R., Mcardell B.W., 1997. Partial transport of a sand / gravel sediment flume. *Water Resources Research* 33, 235-245.
- Wilkinson S.N., Keller R.J., Rutherford I.D., 2004. Phase-shifts in shear stress as an explanation for the maintenance of pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 737-753.
- Williams G.P., 1978. Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research* 14 (6), 1141-1154.
- Williams G.P., 1986. River meanders and channel size. *Journal of Hydrology* 88, 147-164.

- Williams G.P., Wolman M.G., 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1286 83 p.
- Winterbottom S.J., 2000. Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology* 34, 195-208.
- Wishart D., Warburton J., Bracken L., 2008. Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river: The River Wear, Northern England. *Geomorphology* 94, 131-152.
- Wohl E.E., 2006. Human impacts to mountain streams. *Geomorphology* 79, 217-248.
- Wohl E.E., Anthony D.J., Madsen S.W., Thompson D.M., 1996. A comparison of surface sampling methods for coarse fluvial sediments. *Water Resources Research* 32 (10), 3219-3226.
- Wolman M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union* 35 (6), 951-956.
- Wolman M.G., Gerson R., 1978. Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 3, 189-208.
- Wolman M.G., Miller J.P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68 (1), 54-74.
- Wooster J.K., Dusterhoff S.R., Cui Y., Sklar L.S., Dietrich W.E., Malko M., 2008. Sediment supply and relative size distribution effects on fine sediment infiltration into immobile gravels. *Water Resources Research* 44, W03424, doi:10.1029/2006WR005815.
- Wormleaton P.R., Hey R.D., Sellin R.H.J., Bryant T., Loveless J., Catmur S.E., et al., 2005. Behavior of Meandering Overbank Channels with Graded Sand Beds. *Journal of Hydraulic Engineering* 131 (8), 665-681.
- Wu W., Wang S.S.Y., 2006. Formulas for sediment porosity and settling velocity. *Journal of Hydraulic Engineering* 132(8), 858-862.
- Wynn T.M., Henderson M.B., Vaughan D.H., 2008. Changes in streambank erodibility and critical shear stress due to subaerial processes along a headwater stream, southwestern Virginia, USA. *Geomorphology* 97, 260-273.
- Wyzga B., 1991. Present-day downcutting of the Raba River channel (Western Carpathians, Poland). *Catena* 18, 551-566.
- Wyzga B., 1993. River response to channel regulation: Case study of the Raba River, Carpathians Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 541-556.
- Wyzga B., 2001. Impact of the channelization-induced incision of the Skawa and Wisloka Rivers, Southern Poland, on the conditions of overbank deposition. *River Research and Applications* 17, 85-100.
- Wyzga B., 2007. A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century. In Habersack H.M., Piégay H., Rinaldi M. (ed.), *Gravel-bed rivers VI: From processes understanding to river restoration*, Elsevier, Amsterdam, 525-555.
- Xu J., 1998. Naturally and anthropogenically accelerated sedimentation in the Lower Yellow River, China, over the past 13000 years. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 80 (1), 67-78.
- Xu J., 2004. Comparison of hydraulic geometry between sand- and gravel-bed rivers in relation to channel pattern discrimination. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 645-657.
- Zimmerman R.C., Goodlett J.C., Comer G.H., 1967. The influence of vegetation on channel form of small streams. In *Assemblée générale de Berne, Colloque sur la morphologie des rivières*, IAHS 75, 255-275.
- Zolezzi G., Seminara G., 2001. Downstream and upstream influence in river meandering. Part 1. General theory and application to overdeepening. *Journal of Fluid Mechanics* 438, 183-211.

## RAPPORTS

- Beture - Cerec, 2003. *Etude préalable à la mise en place d'une gestion concertée de l'eau dans le bassin-versant du Cher. Etape 1 : état des lieux et diagnostic*, 64 p. + annexes.
- Brice J.C., 1975. Air photo interpretation of the form and behavior of alluvial rivers. *Final report to the U.S. Army Research Office*, Washington University, St. Louis, 10 p.
- Brice J.C., 1982. Stream channel stability assessment. *Federal Highway Administration Report RHWA/RD-82/021*, 41 p.
- Bunte K., Abt S.R., 2001a. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. *Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74*. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 428 p.
- Dambre J.L., 1995. *Les extractions de matériaux dans le lit mineur et le lit majeur de la Loire et de ses affluents de 1981 à 1993*, Rapport 93-232, 52 p.
- Direction Départementale de l'Allier, 1998. *Plan de Prévention du Risque Inondation du Val de Cher*.
- Institut d'Ecologie appliquée, Aquascop, ISL, 1999. *Etude préalable à la mise en place d'un contrat de rivière dans les vallées du Cher et de l'Aumance, Département de l'Allier*, 99 p.
- Gautier E., Bacchi M., Barbier J., Berton J.P., Chambaud F., Couderchet L., Denis A., Dieu N., Grosbois C., Josselin D., Kunesch S., Lewis N., Moine A., Négrel, P., Oberti D., Petelet-Giraud E., Rousseau O., De Sède M.H., 2001. *La détermination d'un espace de liberté pour le système fluvial ligérien : identification et spatialisation des unités morphodynamiques et écologiques fonctionnelles dans les vals libres et endigués de la Loire, enjeux et acteurs sociaux*, PNRZH Loire, rapport final, 211 p.
- Géo-Hyd, 2007. *Etat des lieux de la ressource en eaux, des milieux aquatiques et des usages*, Rapport, SAGE Cher amont, 238 p.
- Gressette S., 2005. *Plan de gestion 2006/2011, L'île de Rozay, l'île du Prieuré*. Conservatoire du Patrimoine Naturel de la Région Centre, 61 p. + annexes.
- Gressette S., Chorein A., Gonzaga S., Giffaut A., 2010. *Plan de gestion 2010/2015, Bocage de Noirlac*. Conservatoire du Patrimoine Naturel de la Région Centre, 106 p + annexes.
- Lagasse P.F., Zevenbergen L.W., Spitz W.J., Thorne C.R., 2004. Methodology for predicting channel migration. *NCHRP Web-Only Document 67 (Project 24-16). Report prepared for TRB* (Transportation Research Board of the National Academies of the US) [http://onlinepubs.trb.org/onlinepubs/nchrp/nchrp\\_w67.pdf](http://onlinepubs.trb.org/onlinepubs/nchrp/nchrp_w67.pdf)
- Malavoi J.R., 2003. *Stratégie d'intervention de l'Agence de l'Eau sur les seuils en rivière*. Rapport Agence de l'Eau Loire-Bretagne, 134 p.
- Malavoi J.R., Bravard J.P., 2010. *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA, 223 p.
- Malavoi J.R., Garnier C.C., Landon N., Recking A., Baran P., 2011. *Éléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. ONEMA, 215 p.
- Mauret-Cribellier, 2005. La navigation sur le Cher du XVIe au XIXe siècle. In Serna V. (dir.), *PCR Navigation et navigabilités des rivières, Rapport 2005*, 28-43.
- Mauret-Cribellier, 2006. Les ouvrages liés à la navigation sur la rivière du Cher entre Montluçon et le Bec du Cher (1783-1841). In Serna V. (dir.), *PCR Navigation et navigabilités des rivières, Rapport 2006*, 44-68.
- Mauret-Cribellier, 2008. Le flottage des bois sur la rivière du Cher au XVIIIe siècle et XIXe siècle. In Serna V. (dir.), *PCR Navigation et navigabilités des rivières, Rapport 2008*, 37-42.
- Sogreah, 2011. *Etude préalable à la transparence du barrage du Boutet. Diagnostic*. Rapport n° 4-56-0851\_R1, 150 p. + Annexes.

**CARTES**

Lablanche G., 1994. *Carte géologique de France (1/50000), feuille de Saint-Amand-Montrond (572)*, BRGM, Orléans.

Lablanche G., Marchand D., Lefavaraux-Raymond A., Debrand-Passard S., Gros Y., Debégia N., Maget P., Lallier D., 1994. *Notice explicative, carte géologique de France (1/50000), feuille de Saint-Amand-Montrond (572)*, BRGM, Orléans, 81 p.

Manivit J., Debrand-Passard S., 1994. *Carte géologique de France (1/50000), feuille de Vierzon (491)*, BRGM, Orléans.

Manivit J., Debrand-Passard S., Gros Y., Desprez N., 1994. *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille de Vierzon (491)*, BRGM, Orléans, 50 p.

Turland M., Cojean R., Brulhet J., Morice E., Grolier J., Lacour A., 1989a. *Carte géologique de France (1/50000), feuille de Hérisson (596)*, BRGM, Orléans.

Turland M., Hottin A.M., Cojean R., Ducreux J.L., Debégia N., d'Arcy D., Mathis V., Carroué J.P., Piboule M., 1989b. *Notice explicative, carte géologique de France (1/50000), feuille de Hérisson (596)*, BRGM, Orléans, 118 p.

**SITOGRAPHIE**

<http://infoterre.brgm.fr>  
Consulté le 29/12/13

<http://www.plan-loire.fr/fr/le-plan-loire/presentation-plgn/index.html>  
Consulté le 29/12/13

<http://www.za-loire.org/>  
Consulté le 29/12/13

[http://loirenature.com/IMG/pdf/Modelisation\\_des\\_flux.pdf](http://loirenature.com/IMG/pdf/Modelisation_des_flux.pdf)  
Consulté le 29/12/13



# LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE 1

<b>Figure 1.1</b> Paramètres morphométriques des méandres et localisation des seuils et mouilles sur les méandres.....	18
<b>Figure 1.2</b> Types de méandres (Brice, 1975, cité dans Lagasse, 2004 modifié) et types de boucles de méandres (Brice, 1974, modifié). .....	19
<b>Figure 1.3</b> A : Relations entre taux de retrait des berges concaves et rayon de courbure (Hooke, 2003a, modifié). B : Typologie des changements morphologiques susceptibles d'affecter les boucles de méandres (Hooke, 1984b, modifié). .....	20
<b>Figure 1.4</b> Structure des écoulements dans les boucles de méandres.. .....	24

## CHAPITRE 2

<b>Figure 2.1</b> Localisation du bassin-versant du Cher et des sites d'études. ....	31
<b>Figure 2.2</b> Géologie du bassin-versant du Cher (Rodrigues, 2004, modifié). .....	32
<b>Figure 2.3</b> Débits mensuels aux stations hydrologiques de Chambonchard (1920-2013), Vierzon (1965-2013) et Tours (1966-2013) (Données Banque Hydro). .....	34
<b>Figure 2.4</b> Pluviométrie annuelle sur le bassin-versant du Cher (Rodrigues, 2004, modifié). .....	35
<b>Figure 2.5</b> Localisation i) des ports recensés au cours des siècles passés et ii) des seuils sur le Cher en 1809 entre Montluçon et la confluence avec la Loire.....	39
<b>Figure 2.6</b> Aménagements associés au moulin de Rozay à Saint-Georges-sur-la-Prée en 1849 (ADC, 3 S 190, 1849).....	41
<b>Figure 2.7</b> Dignes et voies marinières des moulins ou usines de Bigny, Châteauneuf et Houet en 1836 (ADC, DDE 319, 1836). .....	41
<b>Figure 2.8</b> Exemple de recoupements prévus lors du premier projet du canal (AN, F <sup>14</sup> 10091, 1809). .....	44
<b>Figure 2.9</b> Dignes des Oceries construite en 1849 (ADC, 3 S 190).....	45
<b>Figure 2.10</b> Types de protections de berges dont la mise en place a été envisagée suite à la grande crue de 1856 (ADC, 3 S 309, 1857). .....	52
<b>Figure 2.11</b> Types de protections de berges mises en place par les riverains avant 1857 sur le tronçon Châteauneuf – Selles (ADC, 3 S 309, 1857). .....	53

## CHAPITRE 3

<b>Figure 3.1</b> Secteurs étudiés à grande échelle. ....	57
---	----

<b>Figure 3.2</b> Carte de présentation du secteur 1, tronçon amont. ....	60
<b>Figure 3.3</b> Carte de présentation du secteur 1, tronçon aval. ....	61
<b>Figure 3.4</b> Carte de présentation du secteur 2. ....	62
<b>Figure 3.5</b> Carte de présentation du secteur 3, tronçon amont. ....	64
<b>Figure 3.6</b> Carte de présentation du secteur 3, tronçon aval. ....	65

## CHAPITRE 5

<b>Figure 5.0</b> Localisation des secteurs d'étude.....	75
<b>Figure 5.1</b> Exemple de documents utilisés pour reconstituer le tracé du Cher. ....	79
<b>Figure 5.2</b> Erosion et végétalisation entre les dates $t$ et $t+1$ . ....	81
<b>Figure 5.3</b> Typologie des changements susceptibles d'affecter les boucles de méandres (Hooke, 1984b, modifié). ....	83
<b>Figure 5.4</b> Superficies érodées et végétalisées annuellement entre 1830 et 1950 exprimées en % par an de la superficie initiale du lit mineur. ....	87
<b>Figure 5.5</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur la partie amont du secteur 1 entre 1833 et 1950. ....	89
<b>Figure 5.6</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 2 entre 1827 et 1950. ....	90
<b>Figure 5.7</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 3 entre 1825 et 1950. ....	91
<b>Figure 5.8</b> Superficies érodées et végétalisées annuellement entre 1950 et 2005 exprimées en % par an de la superficie initiale du lit mineur. ....	93
<b>Figure 5.9</b> Tracés du lit mineur de 1830 et des bandes actives de 1950 et 2005. ....	94
<b>Figure 5.10</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 1 entre 1950 et 2005. ....	96
<b>Figure 5.11</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 2 entre 1950 et 2005. ....	97
<b>Figure 5.12</b> Evolutions planimétriques, taux de recul et types de changements morphologiques des boucles de méandres sur le secteur 3 entre 1950 et 2005. ....	98
<b>Figure 5.13</b> Superficies annuelles érodées et végétalisées pour chaque sous-période exprimées en % de la superficie initiale de bande active. ....	100
<b>Figure 5.14</b> Distribution de la largeur de la bande active pour chacun des dates étudiées.....	102
<b>Figure 5.15</b> Localisation des zones d'entretiens et d'extractions sur le secteur 3 entre 1950 et 2005. ....	103
<b>Figure 5.16</b> Exemples illustrant la procédure utilisée pour délimiter les zones de concentration de l'activité. ....	107

<b>Figure 5.17</b> Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 1 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale. ....	108
<b>Figure 5.18</b> Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 2 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale. ....	109
<b>Figure 5.19</b> Carte des zones de concentration de l'activité morphodynamique entre 1950 et 2005 sur le secteur 3 élaborée à partir de l'autocorrélation spatiale. ....	110
<b>Figure 5.20</b> Superficie des zones de concentration et part de l'activité localisée au niveau de ces zones de concentration.....	111
<b>Figure 5.21</b> Distribution des longueurs standardisées des zones actives et inactives sur les trois secteurs d'étude (secteur 3 sans le tronçon influencé par le barrage du Boutet). ....	112
<b>Figure 5.22</b> Pourcentage de la superficie des bancs localisés au niveau des zones de concentration de l'érosion. ....	115
<b>Figure 5.23</b> Pourcentage de seuils localisés sur les zones actives et inactives. ....	116
<b>Figure 5.24</b> Localisation des bancs entre 1950 et 2005 et des seuils en 2010-2011. ....	116
<b>Figure 5.25</b> Superficies érodées au niveau des zones de concentration de l'érosion pour chaque sous-période (en m <sup>2</sup> ). ....	117
<b>Figure 5.26</b> Concentration de l'activité érosive entre 1830 et 2005. ....	119
<b>Figure 5.27</b> Linéaire de berges érodées (exprimé en % annuel de la longueur totale des berges) pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005.....	121
<b>Figure 5.28</b> Taux de recul annuel normalisés (exprimés en % de la largeur initiale de la bande active) pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005. ....	121
<b>Figure 5.29</b> Recul de berges maximal observé sur les trois secteurs entre 1950 et 2005. ....	122
<b>Figure 5.30</b> Taux de retrait annuels sur le Cher et sur des rivières à méandres mobiles exprimés en fonction de la largeur initiale du lit ou de la bande active. ....	124
<b>Figure 5.31</b> Taux de retrait annuels sur le Cher et sur des rivières à méandres mobiles exprimés en fonction de la superficie du bassin-versant (Adapté de Van de Wiel, 2003, modifié par Kummu et al., 2008).....	124
<b>Figure 5.32</b> Exemple de report de l'érosion en rive convexe sur les secteurs 1 et 2.....	125
<b>Figure 5.33</b> Proportion de l'érosion latérale localisée en rive convexe et en rive concave (exprimées en % de l'érosion latérale totale). ....	126
<b>Figure 5.34</b> Proportion de la végétalisation localisée en rive convexe et en rive concave (exprimées en % de la végétalisation latérale totale).....	127
<b>Figure 5.35</b> Localisation des portions de berges suivies au DGPS. ....	129
<b>Figure 5.36</b> Hydrogramme au cours de la période d'étude sur chacun des secteurs suivis. ....	130
<b>Figure 5.37</b> Exemples de berges érodées sur le Cher. ....	136
<b>Figure 5.38</b> Exemple de profil en long levé en 1934 entre Vallon-en-Sully (km 31) et Orval (km 65). .	138
<b>Figure 5.39</b> Evolution de la cote du lit entre 1856 et 2010 sur les secteurs 1 et 2. ....	143
<b>Figure 5.40</b> Evolution de la ligne d'eau d'étiage pour les différentes périodes étudiées. ....	144

**Figure 5.41** Evolution de la hauteur d'eau minimale annuelle au niveau de l'échelle hydrométrique de Saint-Amand-Montrond. .... 145

**Figure 5.42** Principales caractéristiques spatiales de l'évolution des méandres depuis la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle. .... 147

## CHAPITRE 6

**Figure 6.1** Localisation des profils utilisés pour déterminer la largeur à pleins bords sur chacun des secteurs d'étude. .... 152

**Figure 6.2** Localisation du niveau à pleins bords. .... 152

**Figure 6.3** Localisation des secteurs d'étude et des stations hydrologiques de référence. .... 155

**Figure 6.4** Types d'approches, de données et de tests statistiques utilisés pour caractériser l'évolution temporelle des crues du Cher. .... 157

**Figure 6.5** Régression linéaire entre débits restitués et débits reconstitués à la station de Teillet-Argenty. .... 159

**Figure 6.6** Nombre annuel de jours de crues, de crues et durée des crues aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher. .... 162

**Figure 6.7** Nombre annuel de jours de crues et nombre annuel de crues aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher. .... 163

**Figure 6.8** Débits journalier maximal atteint par les crues aux stations de Teillet-Argenty et Selles-sur-Cher. .... 164

**Figure 6.9** Fréquence des crues aux stations de Teillet-Argenty et Selles-sur-Cher en fonction de leur saison d'occurrence. .... 165

**Figure 6.10** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de jours de crues, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 1. .... 166

**Figure 6.11** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de jours de crues, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 3. .... 168

**Figure 6.12** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de crues et durée des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur le secteur 2. .... 169

**Figure 6.13** Les cinq plus forts pics de crues (débits journaliers) enregistrés pour chacune des sous-périodes étudiées. .... 170

**Figure 6.14** Erosion planimétrique annuelle, nombre annuel de jours à pleins bords, nombre annuel de crues, durée moyenne et magnitude des crues pour les différentes périodes d'étude diachronique de l'évolution des formes en plan du Cher sur les secteurs 1 et 3. .... 172

**Figure 6.15** Localisation et datation des protections de berges. .... 177

**Figure 6.16** Exemples de protections de berges recensées en 2010 et 2011. .... 178

<b>Figure 6.17</b> Contournement de protections de berges sur le secteur 3.....	180
<b>Figure 6.18</b> Aménagements et vestiges d'aménagements sur le secteur 3. ....	181
<b>Figure 6.19</b> Profil en long du secteur 3 (avec le bras droit de l'île de Rozay) et localisation approximative de la limite d'influence morphodynamique du barrage du Boutet. ....	182
<b>Figure 6.20</b> Plan du moulin de Rozay et de ses infrastructures attenantes (ADC, 3 S 190, 1849). ....	183
<b>Figure 6.21</b> Vestiges actuels des infrastructures associées au moulin de Rozay. ....	183
<b>Figure 6.22</b> Vestiges actuels des infrastructures associées au moulin Perriot. ....	184
<b>Figure 6.23</b> Coupes stratigraphiques schématiques du remblaiement alluvial sur chacun des secteurs d'étude.....	186
<b>Figure 6.24</b> Coupes stratigraphiques du Cher sur le secteur 2 (Larue, 1994, modifié).....	186
<b>Figure 6.25</b> Stratigraphie et granulométrie de certaines berges actives. ....	187
<b>Figure 6.26</b> Origine des alluvions remaniées entre 1950 et 2005. ....	188
<b>Figure 6.27</b> Carte du remblaiement alluvial sur la partie amont du secteur 1. ....	189
<b>Figure 6.28</b> Carte du remblaiement alluvial sur la partie aval du secteur 1. ....	190
<b>Figure 6.29</b> Carte du remblaiement alluvial du secteur 2. ....	191
<b>Figure 6.30</b> Carte du remblaiement alluvial sur la partie amont du secteur 3. ....	192
<b>Figure 6.31</b> Carte du remblaiement alluvial sur la partie aval du secteur 3. ....	193
<b>Figure 6.32</b> Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 1.....	197
<b>Figure 6.33</b> Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 2.....	197
<b>Figure 6.34</b> Pourcentage du linéaire des zones actives et inactives dépourvu de protections de berges sur le secteur 3.....	198
<b>Figure 6.35</b> Modèle d'évolution non linéaire du retrait des berges en fonction du rapport entre rayon de courbure et largeur du lit (Hooke, 2003a (d'après Hickin et Nanson, 1975), modifié).....	200
<b>Figure 6.36</b> Séquence de développement d'une boucle de méandre (Hooke, 1995, modifié). ....	200
<b>Figure 6.37</b> Distribution des courbures moyennes au niveau des zones actives et inactives en 1950 et 2005.....	202
<b>Figure 6.38</b> Pentés moyennes et médianes en 2010-2011 au niveau des zones actives et inactives. ....	204
<b>Figure 6.39</b> Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 1. ....	204
<b>Figure 6.40</b> Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 2. ....	205
<b>Figure 6.41</b> Relations entre pente du lit et activité érosive planimétrique sur le secteur 3. ....	206
<b>Figure 6.42</b> Pente des zones actives et inactives en 2010-2011 exprimées en fonction du débit à pleins bords.....	208
<b>Figure 6.43</b> Pente des zones actives et inactives en 2010-2011 exprimées en fonction du débit à pleins bords adimensionnel. ....	208

<b>Figure 6.44</b> <i>Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie amont du secteur 1.</i> .....	209
<b>Figure 6.45</b> <i>Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie aval du secteur 1.</i> .....	210
<b>Figure 6.46</b> <i>Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur le secteur 2.</i> .....	211
<b>Figure 6.47</b> <i>Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie amont du secteur 3.</i> .....	212
<b>Figure 6.48</b> <i>Facteurs potentiels de contrôle de la stabilité des zones inactives sur la partie aval du secteur 3.</i> .....	213
<b>Figure 6.49</b> <i>Coefficients normalisés des différentes variables considérées.</i> .....	216

## CHAPITRE 7

<b>Figure 7.1</b> <i>Localisation des seuils pour lesquels a été déterminée la granulométrie de surface et de subsurface.</i> .....	230
<b>Figure 7.2</b> <i>Photographies illustrant la procédure d'échantillonnage volumétrique.</i> .....	232
<b>Figure 7.3</b> <i>Pourcentages de sables, graviers et galets sur les trois secteurs d'étude.</i> .....	234
<b>Figure 7.4</b> <i><math>D_{50}</math> et <math>D_{84}</math> de surface et de subsurface sur les trois secteurs d'étude.</i> .....	235
<b>Figure 7.5</b> <i>Granulométrie de surface sur les trois secteurs d'étude.</i> .....	236
<b>Figure 7.6</b> <i>Granulométrie de subsurface sur les trois secteurs d'étude.</i> .....	237
<b>Figure 7.7</b> <i>Localisation des sites de suivi du charriage par l'intermédiaire de traceurs.</i> .....	241
<b>Figure 7.8</b> <i>Matériel de détection et portée des transpondeurs utilisés.</i> .....	243
<b>Figure 7.9</b> <i>Localisation des points d'injections et nombre de traceurs injectés chaque année.</i> .....	245
<b>Figure 7.10</b> <i>Localisation des traceurs le long des profils d'injection sur le secteur 1.</i> .....	246
<b>Figure 7.11</b> <i>Exemples de localisation de clusters au niveau des berges.</i> .....	247
<b>Figure 7.12</b> <i>Date d'injection et de détection des traceurs.</i> .....	249
<b>Figure 7.13</b> <i>Types d'incertitude associés à la détermination de la mobilité des particules introduites au niveau des clusters.</i> .....	251
<b>Figure 7.14</b> <i>Synthèse des principaux objectifs et éléments méthodologiques relatifs au suivi de la charge de fond entre 2010 et 2012.</i> .....	252
<b>Figure 7.15</b> <i>Hydrogramme des deux années de suivi sur chacun des trois secteurs d'étude.</i> .....	253
<b>Figure 7.16</b> <i>Débit critique de mobilisation, nombre de jours annuel de charriage, puissance spécifique critique et nombre de Shields pour le <math>D_{50}</math> sur chacun des seuils équipés de traceurs.</i> .....	254
<b>Figure 7.17</b> <i>Compétence du Cher (en mm) sur le secteur 1 pour chacun des événements suivis.</i> .....	256
<b>Figure 7.18</b> <i>Nombre critique de Shields pour chacune des particules mobilisées.</i> .....	258
<b>Figure 7.19</b> <i>Taux de mobilisation événementiel le long de chacun des profils suivis sur le secteur 1.</i> .....	259

<b>Figure 7.20</b> Localisation des traceurs mobilisés et non mobilisés chaque année le long de chacun des profils suivis sur le secteur 1. ....	260
<b>Figure 7.21</b> Taux de mobilisation potentiel maximal pour chaque évènement le long de chacun des profils du secteur 1. ....	261
<b>Figure 7.22</b> Localisation de l'érosion en plan et des bancs sur la boucle étudiée entre 1975 et 2005. ....	266
<b>Figure 7.23</b> Taux de mobilisation et débits évènementiels maximaux. ....	268
<b>Figure 7.24</b> Taux de mobilisation et durée des évènements mobilisateurs. ....	269
<b>Figure 7.25</b> Compétence de la rivière pour chaque évènement versus débit évènementiel maximal ou durée des évènements. ....	270
<b>Figure 7.26</b> Schéma explicatif des processus contrôlant la variabilité temporelle de la mobilité de la charge de fond au cours de la période d'étude. ....	272
<b>Figure 7.27</b> Taux de détection en 2010-2011 et 2011-2012. ....	274
<b>Figure 7.28</b> Taux de détection, taux de mobilisation et taille maximum des sédiments mobilisées en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011 uniquement). ....	275
<b>Figure 7.29</b> Taux de mobilisation en 2010-2011 pour la totalité des traceurs et en 2011-2012 pour les seuls traceurs injectés en 2011. ....	276
<b>Figure 7.30</b> Taux de mobilisation des traceurs en 2011-2012. ....	277
<b>Figure 7.31</b> Comparaison des taux de mobilisation en 2010-2011 et 2011-2012. ....	277
<b>Figure 7.32</b> Taux de mobilisation par type d'unité géomorphologique. ....	279
<b>Figure 7.33</b> Taux de mobilisation par classe de taille en 2010-2011 et en 2011-2012 (sur les mêmes unités qu'en 2010 sans la mouille M2a). ....	280
<b>Figure 7.34</b> Taux de mobilisation 2011-2012 des traceurs 2010 et des traceurs 2011. ....	280
<b>Figure 7.35</b> Taille des traceurs injectés dans les mouilles et sur les seuils en 2011. ....	282
<b>Figure 7.36</b> Localisation des aménagements sur la boucle étudiée. ....	283
<b>Figure 7.37</b> Comparaison entre granulométrie des traceurs injectés et granulométrie des traceurs mobilisés. ....	286
<b>Figure 7.38</b> Distances de transport en 2010-2011 et 2011-2012 (pour les traceurs introduits sur les mêmes unités qu'en 2010. La mouille amont M2a a été exclue). ....	287
<b>Figure 7.39</b> Distances de transport en 2011-2012 pour l'intégralité des traceurs, pour les seuls traceurs injectés en 2010 et pour les seuls traceurs injectés en 2011. ....	288
<b>Figure 7.40</b> Distances moyennes parcourues par les traceurs en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011). ....	290
<b>Figure 7.41</b> Carte des trajectoires des traceurs en 2010-2011 et 2011-2011. ....	292
<b>Figure 7.42</b> Distances de transport standardisées. ....	293
<b>Figure 7.43</b> Distances individuelles de déplacement des traceurs. ....	295
<b>Figure 7.44</b> Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [22,6-32[ (en mm). ....	296

<b>Figure 7.45</b> Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [32-45[ (en mm).....	297
<b>Figure 7.46</b> Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [45-64[ (en mm).....	298
<b>Figure 7.47</b> Trajectoires des traceurs appartenant à la classe de taille [64-128[ (en mm).....	299
<b>Figure 7.48</b> Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2011-2012. ....	300
<b>Figure 7.49</b> Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2010-2011 .....	301
<b>Figure 7.50</b> Distance moyenne et distance médiane pour chaque classe de taille des particules en 2010-2011 et 2011-2012 (traceurs 2011 injectées sur les mêmes unités que les traceurs 2010).....	301
<b>Figure 7.51</b> Relation entre distance de transport standardisée et taille des traceurs standardisée... 302	
<b>Figure 7.52</b> Schéma des relations entre distances de transport et morphologie du lit en fonction de l'intensité des débits (d'après Pyrcce et Ashmore (2003b) et Keller (1972)).....	306
<b>Figure 7.53</b> Distances de transport standardisées et fonctions d'ajustement. ....	307
<b>Figure 7.54</b> Equation de continuité et variables nécessaires à la détermination des volumes annuellement charriés sur le Cher entre 2010 et 2012. ....	310
<b>Figure 7.55</b> Date des relevés et des prospections effectués sur la boucle étudiée. ....	311
<b>Figure 7.56</b> Volumes annuellement charriés estimés par la méthode morphologique au droit des quatre profils suivis. ....	313
<b>Figure 7.57</b> Volumes annuellement charriés calculés avec la formule de Recking (2013) au droit des quatre profils suivis. ....	320
<b>Figure 7.58</b> Comparaison des volumes charriés estimés à l'aide de la méthode morphologique et de la formule de Recking (2013).....	322

## CHAPITRE 8

<b>Figure 8.1</b> Schéma conceptuel de détermination du débit efficace. ....	329
<b>Figure 8.2</b> Débit efficace entre 1988 et 2012 sur la boucle étudié et sur l'intégralité du secteur 1....	331
<b>Figure 8.3</b> Gamme des débits efficaces entre 1988 et 2012 sur la boucle d'étude et sur l'intégralité du secteur 1. ....	334
<b>Figure 8.4</b> Durée et magnitude des évènements potentiellement mobilisateurs survenus entre 1988 et 2012.....	338
<b>Figure 8.5</b> Distance de références utilisées pour comparer les distances évènementielles de transport. ....	339
<b>Figure 8.6</b> Distances évènementielles de transport standardisées par la longueur moyenne de boucles en 2005. ....	341
<b>Figure 8.7</b> Distances évènementielles de transport standardisées par la distance moyenne entre seuils en 2010 sur l'intégralité du secteur d'étude.....	342

<b>Figure 8.8</b> Distances évènementielles de transport standardisées par la densité de seuils présents en 2010 sur les zones de concentration historique de l'activité érosive planimétrique. ....	343
<b>Figure 8.9</b> Distances évènementielles de transport calculées à partir des paramètres géométriques moyens des zones actives et standardisées par la densité de seuils présents en 2010 sur les zones de concentration historique de l'activité érosive. ....	344
<b>Figure 8.10</b> Débit critique de mobilisation du $D_{84}$ , distances moyennes annuelles de transport et connectivité sédimentaire potentielle de la charge de fond sur chacune des zones actives et inactives du secteur 1. ....	353
<b>Figure 8.11</b> Connectivité sédimentaire grossière entre les zones actives pour la période 1950-2005. ....	357

## ANNEXE A

<b>Figure A.1</b> Localisation du linéaire étudié. ....	423
<b>Figure A.2</b> Exemple de profil en long levé en 1934 entre Vallon-en-Sully (km 31) et Orval (km 65)...	425
<b>Figure A.3</b> Synthèse du dispositif méthodologique. ....	432
<b>Figure A.4</b> Evolution verticale du lit entre 1856 et 1932. ....	435
<b>Figure A.5</b> Evolution verticale du lit entre 1932 et 1989. ....	436
<b>Figure A.6</b> Carte de l'évolution verticale du lit du Cher entre 1932 et 1989. ....	437
<b>Figure A.7</b> Affleurement du substratum dans le lit du Cher. ....	438
<b>Figure A.8</b> Evolution verticale du lit entre 1989 et 2005. ....	439
<b>Figure A.9</b> Exemples de seuils présents sur le cours du Cher en 2013. ....	442
<b>Figure A.10</b> Evolution de la cote du lit entre 1856 et 2011 entre les km 35 et 42 (secteur 1) et entre les km 66 et 73 (secteur 2). ....	443
<b>Figure A.11</b> Evolution de la hauteur d'eau minimale annuelle aux échelles hydrométriques de Saint-Amand-Montrond (km 65) et Vierzon (km 148) ; Saint-Florent-sur-Cher (km 112), Mennetou-sur-Cher (km 170) et Selles-sur-Cher (km 203). ....	445
<b>Figure A.12</b> Incision moyenne et volume de sédiments perdus dans le lit mineur du Cher entre 1932 et 1989. ....	446
<b>Figure A.13</b> Quantités de sédiments extraits sur les affluents de la Loire entre 1981 et 1994 (en milliers de tonnes). ....	451
<b>Figure A.14</b> Quantités de sédiments extraits sur le Cher entre 1981 et 1993 (sans prise en compte du curage du bassin d'aviron de Tours Saint-Avertin pour l'Indre-et-Loire). ....	452
<b>Figure A.15</b> Schéma de synthèse des processus responsables de l'incision des lits à partir des fosses d'extraction (Kondolf, 1994, modifié). ....	453
<b>Figure A.16</b> Exemples de pseudo-captures sur le Cher. ....	454
<b>Figure A.17</b> Exemple d'un tronçon du Cher corseté par d'anciennes carrières installées dans la plaine alluviale. ....	455

<b>Figure A.18</b> Schéma de synthèse des types de données et des tronçons et périodes traités pour le calcul du déficit sédimentaire engendré par les extractions. ....	456
<b>Figure A.19</b> Estimation des volumes extraits sur le Cher entre 1950 et 1993 dans sa traversée des départements de l'Allier, du Cher et du Loir-et-Cher (jusqu'à la confluence avec la Sauldre). ....	457
<b>Figure A.20</b> Estimation des volumes extraits sur le Cher entre 1950 et 1993 d'une confluence majeure à l'autre à partir des données relatives à l'incision du lit. ....	458
<b>Figure A.21</b> Ratio Volumes extraits / Volumes charriés sur le Cher dans sa traversée des départements de l'Allier, du Cher et du Loir-et-Cher (jusqu'à la confluence avec la Sauldre). ....	460
<b>Figure A.22</b> Ratio Volumes extraits / Volumes charriés sur le Cher entre les confluences de l'Aumance et de l'Yèvre puis de l'Yèvre et de la Sauldre. ....	461
<b>Figure A.23</b> Principaux points durs anthropiques présents en 2013 sur le Cher : seuils et ponts. ....	464
<b>Figure A.24</b> Seuils présents sur le Cher et points d'interruption du transit sédimentaire longitudinal en 2013. ....	465

# LISTE DES TABLEAUX

## CHAPITRE 2

<b>Tableau 2.1</b> Débits caractéristiques du Cher au niveau des principales stations hydrologiques de la rivière (Données Banque Hydro).....	33
<b>Tableau 2.2</b> Date de construction des moulins recensés entre Saint-Georges-sur-la-Prée et Saint-Aignan (Franquelin, 1998). .....	38
<b>Tableau 2.3</b> Répartition des moulins sur le Cher entre Montluçon et la confluence avec la Loire.....	40
<b>Tableau 2.4</b> Longueurs estimées des zones de remous pour chacun des seuils de moulins répertoriés en 1855-1856 entre Bruère-Allichamps et Preuilly. ....	42
<b>Tableau 2.5</b> Exemples de l'état de la navigabilité du Cher entre le XVI <sup>e</sup> et le XX <sup>e</sup> siècle (Mauret-Cribellier 2005, modifié ; Serna, 2013, modifié). ....	46
<b>Tableau 2.6</b> Longueur des corrosions sur le Cher en 1857 (ADC, DDE 309, 1858). ....	51
<b>Tableau 2.7</b> Longueur des protections de berges envisagés sur le Cher en 1857 (ADC, DDE 309, 1858). ....	52

## CHAPITRE 3

<b>Tableau 3.1</b> Quelques paramètres morphométriques et hydrauliques relatifs à chacun des secteurs d'étude.....	58
<b>Tableau 3.2</b> Quelques débits ( $m^3.s^{-1}$ ) caractéristiques des stations hydrologiques utilisées comme référence pour chacun des secteurs d'étude. ....	59

## CHAPITRE 5

<b>Tableau 5.1</b> Débits journaliers du Cher (en $m^3.s^{-1}$ ) à la date de réalisation des prises de vues utilisées pour l'analyse diachronique. ....	80
<b>Tableau 5.2</b> Valeurs d'erreur (en m) appliquées pour chaque date au calcul des évolutions de surface des formes fluviales. ....	85
<b>Tableau 5.3</b> Superficies érodées et végétalisées entre 1830 et 1950 exprimées en $m^2$ et en % de la superficie initiale du lit mineur. ....	86
<b>Tableau 5.4</b> Evolution de la largeur du lit mineur entre 1830 et 1950. ....	87
<b>Tableau 5.5</b> Taux de recul moyen annuel, taux de recul moyen annuel pondéré (exprimé en % de la largeur initiale du lit), gamme des taux de recul et % du linéaire de berges touché par l'érosion latérale entre 1830 et 1950. ....	88
<b>Tableau 5.6</b> Evolution des largeurs de bande active entre 1950 et 2005 exprimée en m et en % de la largeur initiale de la bande active. ....	92

<b>Tableau 5.7</b> <i>Superficies érodées et végétalisées entre 1950 et 2005 exprimées en m<sup>2</sup> et en % de la superficie initiale de la bande active.</i> .....	93
<b>Tableau 5.8</b> <i>Taux de recul moyen annuel, taux de recul moyen annuel pondéré (exprimé en % de la largeur initiale de la bande active), gamme des taux de recul et % du linéaire de berges touché par l'érosion latérale entre 1950 et 2005.</i> .....	94
<b>Tableau 5.9</b> <i>Superficies érodées et végétalisées annuellement pour chaque sous-période entre 1950 et 2005.</i> .....	100
<b>Tableau 5.10</b> <i>Evolution des largeurs de bande active entre deux dates successives.</i> .....	101
<b>Tableau 5.11</b> <i>Médiane et moyenne des longueurs standardisées des zones actives et inactives.</i> .....	113
<b>Tableau 5.12</b> <i>Moyenne des largeurs moyennes (en m) de la bande active sur les zones actives et inactives (significativité des différences à partir d'un test de Mann-Whitney).</i> .....	113
<b>Tableau 5.13</b> <i>Taux de recul des berges et % du linéaire de berges érodées pour chacune des sous périodes comprises entre 1950 et 2005.</i> .....	122
<b>Tableau 5.14</b> <i>Débits-seuils journaliers et instantanés de déclenchement de l'érosion latérale (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>).</i> .....	131
<b>Tableau 5.15</b> <i>Moyenne des surfaces et longueurs érodées et des taux de retrait entre 2009 et 2013.</i> .....	132
<b>Tableau 5.16</b> <i>Caractéristiques moyennes de l'érosion latérale pour chaque évènement.</i> .....	132
<b>Tableau 5.17</b> <i>Corrélation (Spearman) entre durée ou intensité des évènements hydrologiques d'une part et chacune des trois grandeurs relatives à l'érosion d'autre part.</i> .....	134
<b>Tableau 5.18</b> <i>Ratio entre les valeurs d'érosion latérale annuelles moyennes au cours de la période 2009-2013 et les valeurs d'érosion latérale annuelles moyennes maximales et minimales au cours des sous-périodes comprises entre 1950 et 2005.</i> .....	135
<b>Tableau 5.19</b> <i>Date de réalisation et système de nivellement des profils de ligne d'eau utilisés.</i> .....	138
<b>Tableau 5.20</b> <i>Gamme de débits (en m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) à la station de Selles-sur-Cher au moment des levés des lignes d'eau.</i> .....	140
<b>Tableau 5.21</b> <i>Bornes inférieures et supérieures de l'incertitude appliquée à l'évolution altitudinale brute du lit (en m).</i> .....	141

## CHAPITRE 6

<b>Tableau 6.1</b> <i>Débit à pleins bords sur chacun des secteurs d'étude.</i> .....	154
<b>Tableau 6.2</b> <i>Résultats des tests statistiques permettant la détection d'une tendance ou d'une rupture dans la série de données relatives au débit maximal atteint annuellement aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.</i> .....	160
<b>Tableau 6.3</b> <i>Limites des différentes périodes homogènes en termes de nombres de crues identifiées entre 1948 et 2009 à la station de Teillet-Argenty par l'intermédiaire du test d'Hubert.</i> .....	160

<b>Tableau 6.4</b> <i>Limites des différentes périodes homogènes en termes de nombres de crues identifiées entre 1948 et 2009 et 1951 et 2005 à la station de Selles-sur-Cher par l'intermédiaire du test d'Hubert.</i> .....	161
<b>Tableau 6.5</b> <i>Résultats des tests statistiques permettant la détection d'une tendance ou d'une rupture dans les séries de données relatives au nombre annuel de jour de crue, au nombre annuel de jour à pleins bords, au nombre annuel de crues, à leur durée et à leur intensité aux niveaux des stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.</i> .....	161
<b>Tableau 6.6</b> <i>Durée des crues (en jours) en fonction des saisons aux stations de Teillet-Argenty et de Selles-sur-Cher.</i> .....	165
<b>Tableau 6.7</b> <i>Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues sur le secteur 1 entre 1950 et 2005.</i> .....	167
<b>Tableau 6.8</b> <i>Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues sur le secteur 3 entre 1950 et 2005.</i> .....	168
<b>Tableau 6.9</b> <i>Coefficient de détermination de Spearman entre superficies annuellement érodées sur le secteur 2 et nombre annuel de jours à pleins bords ou nombre annuel de crues aux stations de Teillet-Argenty ou de Selles-sur-Cher entre 1950 et 2005.</i> .....	169
<b>Tableau 6.10</b> <i>Débit de pointe instantané le plus élevé enregistré entre 1950 et 2005 sur les stations hydrologiques de chacun des secteurs d'étude.</i> .....	171
<b>Tableau 6.11</b> <i>Nombre total de jours à pleins bords (la moyenne annuelle est indiquée entre parenthèses) et nombre total de crues (la moyenne annuelle est indiquée entre parenthèses) entre 1951 et 2005 sur les secteurs 1 et 3.</i> .....	173
<b>Tableau 6.12</b> <i>Longueur des protections de berges sur chacun des secteurs.</i> .....	179
<b>Tableau 6.13</b> <i>Coefficient de détermination (Spearman) entre intensité de l'érosion sur les zones actives (période 1950-2005) et pente des zones actives (2010-2011).</i> .....	207
<b>Tableau 6.14</b> <i>Variables prises en compte dans le modèle de régression logistique.</i> .....	214
<b>Tableau 6.15</b> <i>Nombre de zones correctement prédites par les modèles de régression.</i> .....	214
<b>Tableau 6.16</b> <i>Coefficients de détermination pour chacune des régressions.</i> .....	215
<b>Tableau 6.17</b> <i>Coefficients normalisés des différentes variables considérées.</i> .....	216
<b>Tableau 6.18</b> <i>Coefficients normalisés des différentes variables considérées dans le modèle réduit.</i> .....	217
<b>Tableau 6.19</b> <i>Nombre de zones correctement prédites par les modèles « réduits ».</i> .....	217
<b>Tableau 6.20</b> <i>Coefficients de détermination pour chacune des régressions obtenues avec le modèle « réduit ».</i> .....	217
<b>Tableau 6.21</b> <i>AIC pour les deux séries de modèle (initial et « réduit ») et les deux régressions.</i> .....	218

## CHAPITRE 7

<b>Tableau 7.1</b> Masse prélevée pour chacun des échantillonnages de subsurface réalisés. ....	233
<b>Tableau 7.2</b> Caractéristiques hydrauliques et granulométriques élémentaires des sites d'étude du charriage. ....	241
<b>Tableau 7.3</b> Nombre critique de Shields pour le $D_{84}$ et nombre de Shields pour le $D_{84}$ au débit à pleins bords. ....	263
<b>Tableau 7.4</b> Durée totale (en h) des débits supérieurs au débit de mobilisation en 2010-2011 et 2011-2012. ....	303
<b>Tableau 7.5</b> Valeurs maximales de débit ( $m^3.s^{-1}$ ) en 2010-2011 et 2011-2012. ....	304
<b>Tableau 7.6</b> Section érodée et distance de transport annuelles au droit de chacun des profils suivis. ....	313
<b>Tableau 7.7</b> Valeurs corrigées des volumes annuellement charriés (en $m^3$ ) estimés par la méthode morphologique au droit des quatre profils suivis. ....	317
<b>Tableau 7.8</b> Largeur du lit, $D_{50}$ et $D_{84}$ au niveau des profils au droit desquels la formule de Recking a été utilisée pour calculer les volumes charriés. ....	320

## CHAPITRE 8

<b>Tableau 8.1</b> Quelques valeurs de taux de transport spécifique sur des cours d'eau belges de dimension similaire à celle du Cher. ....	336
<b>Tableau 8.2</b> Distances annuelles de transport (en m) entre 2010 et 2012 mesurées sur le terrain et déterminées par l'intermédiaire de la formule de Hassan et al. (1992). ....	340
<b>Tableau 8.3</b> Quelques exemples de vitesses de déplacements de la charge de fond sur le long terme. ....	347
<b>Tableau 8.4</b> Sources et stocks de sédiments grossiers sur chacune des zones actives et inactives du secteur 1 entre 1950 et 2005. ....	355

## ANNEXE A

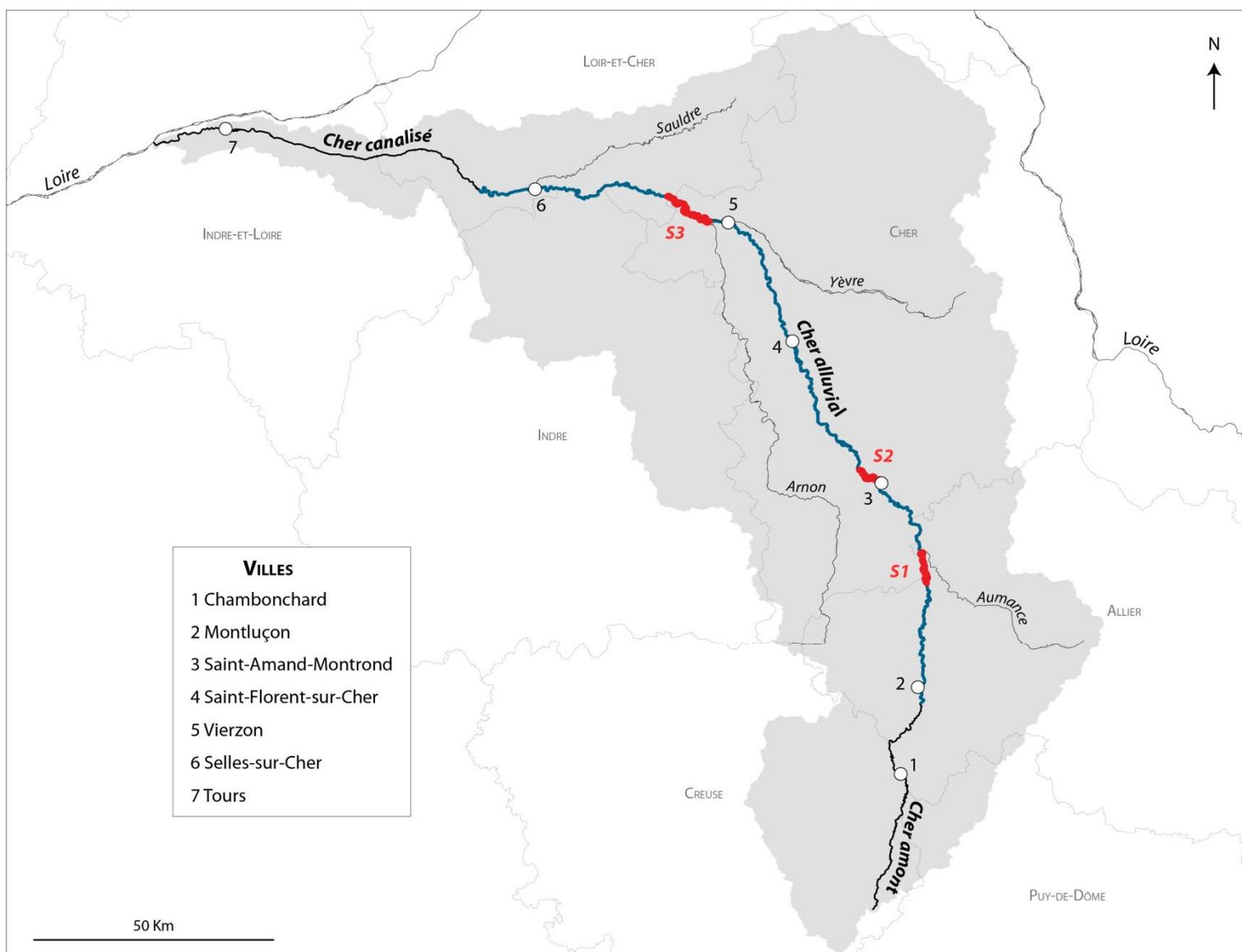
<b>Tableau A.1</b> Date de réalisation et système de nivellement des profils de ligne d'eau utilisés. ....	425
<b>Tableau A.2</b> Gamme de débits (en $m^3.s^{-1}$ ) à la station de Selles-sur-Cher au moment des levés des lignes d'eau. ....	427
<b>Tableau A.3</b> Bornes inférieures et supérieures de l'incertitude appliquée à l'évolution altitudinale brute du lit (en m). ....	428
<b>Tableau A.4</b> Volumes annuels charriés ( $m^3$ ). ....	459
<b>Tableau A.5</b> Ratio entre volumes extraits et volumes charriés sur quelques rivières dans le monde. ....	462

# ANNEXES



## ANNEXE A – ÉVOLUTION VERTICALE DU LIT MINEUR DU CHER SUR SON COURS ALLUVIAL ENTRE 1856 ET 2005

Le lit du Cher a subi ces dernières décennies une incision qui n'a été ni spatialisée ni quantifiée. Ce chapitre vise à précisément documenter ce processus. L'approche développée est principalement fondée sur la caractérisation de l'évolution verticale du plancher alluvial depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle et sur l'identification des facteurs responsables du processus. Le linéaire étudié s'étend sur 220 km (Figure A.1), du sortir des gorges du Cher, à Montluçon, jusqu'à Noyers-sur-Cher, commencement du Cher canalisé. Ce travail s'articule en quatre parties distinctes. Est tout d'abord présentée une brève synthèse des connaissances relatives à la question de l'enfoncement des lits. Dans un second temps, est détaillée la méthodologie mise en place pour reconstituer les évolutions survenues. Sont ensuite exposés les principaux résultats. Pour finir, sont discutées les causes potentielles des transformations constatées.



**Figure A.1** Localisation du linéaire étudié.

*En bleu le linéaire étudié. En rouge, les secteurs à méandres étudiés dans le cadre de la thèse.*

## A - ETAT DE L'ART

Alors que dans des « conditions naturelles » les cours d'eau sont la plupart du temps considérés, sauf circonstances exceptionnelles, comme verticalement stables à l'échelle séculaire, nombre d'entre eux ont subi au cours du siècle précédent, et plus encore au cours de sa seconde moitié, un enfoncement marqué et accéléré de leur lit mineur (par exemple Bili et Rinaldi, 1997 ; Rinaldi, 2003 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Rovira et *al.*, 2005 ; Uribelarrea et *al.*, 2003 ; Wyzga, 1993, 2007 ; Bull et Scott, 1974 ; Collins et Dunne, 1989 ; Kondolf, 1994 ; Maddock, 1960 ; Warner, 1994 ; Erskine et *al.*, 1985 ; Chien, 1985 ; Sreebha et Padmalal, 2011 ; Persoiu et Radoane, 2011 ; Isik et *al.*, 2008 ; Radoane et *al.*, 2010 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Skarpich et *al.*, 2013). La grande attention portée à ces évolutions tient essentiellement au vaste cortège de perturbations d'ordre écologique ou socio-économique qu'elles ont induites (Bravard et *al.*, 1997, 1999 ; Kondolf, 1994a).

Si les causes de l'incision peuvent être aussi bien naturels qu'anthropiques (Schumm, 1999 ; Galay, 1983), l'intensification du phénomène ces dernières décennies a résulté en majorité d'aménagements et de pratiques des sociétés qui ont entraîné de profondes altérations des modalités d'expression des écoulements liquides ou solides. Quels que soient les facteurs impliqués, les processus mis en jeu demeurent identiques : l'incision résulte presque toujours d'une capacité de transport supérieure à la quantité de matériaux disponibles (Simon et Rinaldi, 2006 ; Simon et Darby, 1999).

Ces causes peuvent être classées en deux grands types en fonction de l'échelle spatiale à laquelle elles opèrent (Landon, 1996). Sont ainsi généralement distingués causes locales, qui se manifestent à l'échelle du tronçon, souvent de façon immédiate, et causes agissant à l'échelle du bassin-versant, généralement de façon différée. Parmi les premières, on retrouve par exemple les extractions de matériaux (Rinaldi et *al.*, 2005 ; Rovira et *al.*, 2005 ; Marston et *al.*, 2003), les travaux de chenalisation (Brooks, 1985, 1987) ou encore la disparition des pratiques agro-pastorales traditionnelles en fond de vallée (Liébault et Piégay, 2002). Pour les secondes, on peut notamment citer la stabilisation des versants par reconquête végétale au niveau des cours d'eau de tête de bassins (Liébault et Piégay, 2001 ; Kondolf et *al.*, 2002, 2007) ou l'interruption totale du transit sédimentaire au niveau de barrages (Kondolf, 1997a ; Williams and Wolman, 1984).

Au final, il s'avère cependant très délicat de déterminer les facteurs exacts de l'incision car il est fréquent qu'ils se cumulent ou interagissent (Schumm, 1999). De plus, le fait qu'ils soient susceptibles de se manifester à des échelles spatio-temporelles variées complique encore un peu plus leur identification ainsi que l'estimation de leur influence respective.

En France, l'incision des lits consécutive aux actions anthropiques a été constatée sur de nombreuses rivières. La plupart des publications scientifiques qui en rendent compte concernent le bassin du Rhône (par exemple Astrade et Dumont, 2000 ; Rollet, 2006 ; Rollet et *al.*, 2006 ; Gautier, 1994 ; Peiry, 1987 ; Peiry et *al.*, 1994 ; Landon, 1996 ; Landon et Piégay, 1994 ; Landon et *al.*, 1998 ; Bravard et *al.*, 1997 ; Marston et *al.*, 2003 ; Petit et *al.*, 1996 ; Piégay et Peiry, 1997 ; Liébault et *al.*, 2013). Ailleurs, les données disponibles sont pour l'essentiel issues de la « littérature grise » et sont pour cette raison peu accessibles. On peut néanmoins citer les travaux de Beaudouin (1989) et Steiger et *al.* (1998, 2000) sur la Garonne ou encore de Corbonnois et *al.* (2011) sur les rivières de l'est de la France.

Dans le bassin de la Loire, la majeure partie des informations disponibles porte sur le fleuve lui-même (Latapie, 2011 ; Grivel, 2008 ; Grivel et Gautier, 2012 ; Nabet, 2013 ; Crepet, 2000 ; Gasowski, 1994 ; Garcin et *al.*, 2006 ; Tombozafy, 2011). Sur la Loire moyenne, une première phase d'incision,

possiblement liée au développement des aménagements destinés à améliorer la navigation, a ainsi été amorcée dès la seconde partie du XIX<sup>e</sup> siècle (Grivel, 2008 ; Maillard, 1981, cité dans Bravard, 1994 ; Garcin *et al.*, 2006 ; Grivel et Gautier, 2012 ; Nabet, 2013). Une seconde phase est ensuite survenue après 1950. Elle résulte principalement de l'essor des activités extractrices dans le lit mineur et secondairement de la mutation des pratiques agro-pastorales dans la plaine alluviale interlevées (Grivel, 2008 ; Nabet, 2013 ; Latapie, 2011 ; Gasowski, 1994).

## B - METHODOLOGIE

Trois types de données ont été utilisés pour reconstituer l'évolution verticale du lit du Cher :

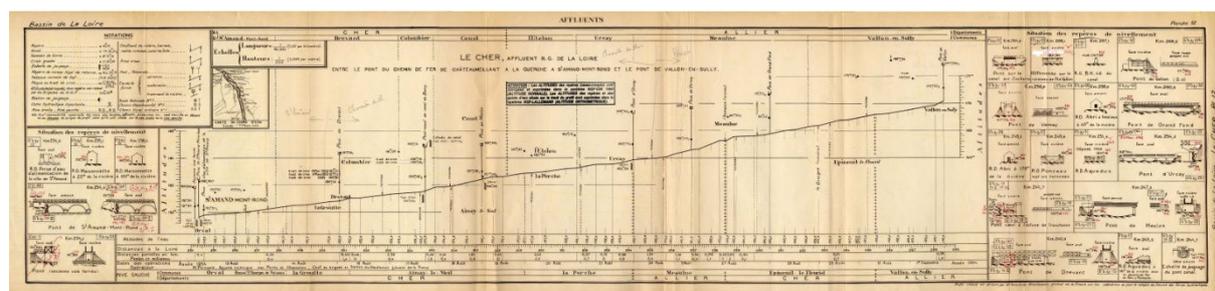
- des profils de lignes d'eau levés à différentes dates (1855-1859, 1932-1935, 1989, 2005-2008),
- des profils en long du lit (1856 et 2010),
- des chroniques de hauteurs d'eau tenues au niveau d'échelles hydrométriques (1910-2012).

### 1. PROFILS DE LIGNE D'EAU DE 1856 A 2005

La reconstitution de l'évolution diachronique du plancher du lit mineur d'un cours d'eau fait fréquemment appel, notamment pour des linéaires étendus, à des profils de ligne d'eau d'étiage levés à des dates différentes (Trimble, 1998 ; Trimble et Cooke, 1991 ; Gurnell *et al.*, 2003 ; Landon *et al.*, 1998). Quatre profils ou séries de profils ont été ici utilisés (Tableau A.1, Figure A.2).

**Tableau A.1** Date de réalisation et système de nivellement des profils de ligne d'eau utilisés.

Date des profils	Producteur	Réseau de nivellement	Lieu de conservation
1855 à 1859	Service des Ponts et Chaussées	Bourdaloue régional	Archives dptles Cher
1932 à 1935	Service du Nivellement Général de la France	Lallemand	IGN (site web)
1989	Cabinet Bodin	NGF 69	DREAL Centre
2005 et 2008	DREAL Centre	NGF 69	DREAL Centre



**Figure A.2** Exemple de profil en long levé en 1934 entre Vallon-en-Sully (km 31) et Orval (km 65).

Source : IGN.

La comparaison des profils deux à deux ne présente aucune ambiguïté aux seules conditions qu'elle soit effectuée en des lieux identiques et pour des débits similaires. Pour chaque profil, il a ainsi fallu d'une part, s'assurer de la correspondance spatiale des points comparés, et donc déterminer précisément leur localisation, et, d'autre part, corriger les altitudes des lignes d'eau en fonction des différences de débits observées entre deux profils. Enfin, des corrections ont également été apportées afin que les données de chacun des profils soient exprimées dans un seul et même système de nivellement.

### **1.1. CORRESPONDANCE SPATIALE**

La correspondance des points entre deux dates peut généralement se faire en se reportant au point kilométrique auquel est rattaché chacune des cotes altimétriques levées. Un problème de taille se pose néanmoins lorsque les levés ont été effectués à des dates très éloignées puisqu'il n'est alors pas rare, comme sur le Cher, que le système de points kilométriques diffère d'un profil à l'autre. Dans ce cas de figure, la correspondance des points entre deux dates peut alors être assurée en exploitant la toponymie. En l'absence de repères toponymiques, il est parfois possible de mesurer la distance séparant chacune des cotes levées. Cette distance est directement indiquée sur les profils des années 1850. Pour celui de 1932, elle est reconstituée à partir de repères équidistants de 100 m matérialisés sur le profil. Un tel procédé n'est cependant autorisé que pour les tronçons dont le tracé est resté relativement stable entre les deux dates considérées. Ces distances étant par ailleurs souvent assez imprécises, la comparaison ne peut se pratiquer que pour des points peu éloignés d'un repère commun. Pour le profil de 2005, mais aussi pour les profils antérieurs lorsque les sources sont disponibles, ces distances peuvent aussi être directement mesurées à partir de documents géoréférencés : cartes (cartes d'Etat-Major pour les profils des années 1850, cartes topographiques IGN pour les années 2000), photographies aériennes et images satellites (Géoportail, Google Earth).

Au final, seuls les points présentant une très forte probabilité de correspondance spatiale entre deux dates ont été conservés pour le calcul des évolutions verticales du lit.

### **1.2. SYSTEME DE NIVELLEMENT**

Comme les profils utilisés ont été levés dans trois systèmes de nivellement différents (Tableau A.1), les données ont été converties dans un système unique, le NGF69.

### **1.3. DEBITS ET MARGE D'ERREUR**

Pour que deux profils puissent être comparés et pour que les évolutions calculées soient représentatives de celles du lit, les débits à chacune des dates doivent être le plus faible et le plus proche possible.

Pour les profils des années 1850, aucun débit et aucune date ne sont disponibles. Ils sont cependant présentés comme ayant été levés à l'étiage.

Pour le profil des années 1930, seules deux stations hydrologiques existaient alors. La première est située en tête de bassin, à Chambonchard, bien à l'amont du barrage de Rochebut (Figure A.3). La seconde est située sur la partie terminale du Cher non canalisée, à Selles-sur-Cher. Sur ces deux stations, les débits sont suffisamment faibles pour que la ligne d'eau soit ici aussi considérée comme levée à l'étiage. Seul le secteur situé entre Vierzon (km 149) et Selles-sur-Cher (km 203) fait exception puisque les levés y ont été effectués lors d'une crue. Il a donc été exclu de l'analyse.

Enfin, pour les profils de 1989 et de 2005, les débits tirés des différentes stations hydrologiques présentes sur l'intégralité du linéaire de la rivière indiquent un niveau d'étiage.

Comme les lignes d'eau utilisées ont été levées pour des débits différents (Tableau A.2), une incertitude est nécessairement associée à la comparaison des altitudes entre deux dates (Tableau A.3). Cette incertitude a été estimée pour chacun des couples de ligne d'eau à partir du barème de tarage 2005-2008 de la station de Selles-sur-Cher.

Idéalement, l'incertitude aurait dû être calculée pour chacune des stations hydrologiques existantes en se référant au barème de tarage en vigueur au moment de la réalisation de chacun des profils. Malheureusement, à l'exception des profils de 1989 et 2005, très peu de stations hydrologiques étaient en service. Au final, celles de Chambonchard et Selles-sur-Cher étaient les seules pour lesquelles nous disposions d'une part, de données hydrologiques pour l'ensemble des profils, celui de 1856 excepté, et d'autre part, d'un barème de tarage pour au moins l'un des profils (2005-2008). Le calcul des évolutions entre deux dates a par conséquent impliqué deux types d'approximations. La première revient à considérer que le barème de 2005 peut être appliqué comme référence pour la comparaison des profils de 1856 et 1932 et pour la comparaison des profils de 1932 et 1989. La seconde consiste à poser comme postulat que ce barème peut être appliqué à l'intégralité du linéaire étudié. Seul le barème de Selles a été retenu car il est le plus représentatif du secteur du Cher étudié.

Au final, on dispose donc en chaque point d'un maximum de trois valeurs d'évolution. Il s'agit de la différence brute entre les cotes de lignes d'eau et de cette valeur corrigée avec une incertitude positive et/ou négative.

Est exposée ci-dessous pour chaque couple de profils étudié le détail de la méthodologie employée pour l'estimation de l'incertitude.

**Tableau A.2** Gamme de débits (en  $m^3.s^{-1}$ ) à la station de Selles-sur-Cher au moment des levés des lignes d'eau.

	Q	Module	Q Août	QMNA5*
<b>1856</b>	2-60			
<b>1932</b>	11,9-23,3			
<b>1989</b>	5,6-9,75	61,8	16,9	7
<b>2005</b>	5,45-6,79			
<b>2010</b>	9,3-10			

\*QMNA5 : débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/5 de ne pas être dépassé une année donnée

○ 1856-1932 (Tableau A.3)

En l'absence de valeurs de débits disponibles en 1856, on ignore tout de l'amplitude et du sens des écarts de débits entre 1856 et 1932. Deux cas de figure extrêmes ont alors été considérés pour 1856 : un débit très faible et un débit élevé. Deux valeurs d'incertitude ont ainsi été calculées. La première, positive, correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal supposé de 1856 et le débit minimal enregistré en 1932. L'autre, négative, correspond à l'écart d'altitude entre le débit minimal supposé de 1856 et le débit maximal enregistré en 1932.

L'erreur positive est vraisemblablement largement surestimée puisqu'il apparaît peu probable que la ligne d'eau de 1856 ait été levée pour un débit aussi élevé.

Par ailleurs, sur la partie du linéaire de la rivière pour laquelle on dispose de la cote du fond du lit de 1856 (entre les km 35 et 95), la différence entre cette altitude et celle de la ligne d'eau de 1932 a été calculée. Ce delta fournit une estimation *a minima* de l'évolution verticale dans les cas d'incision. Lorsqu'elle était disponible, cette valeur a été retenue comme erreur positive.

- 1856-1989 (Tableau A.3)

La démarche appliquée est identique à celle présentée ci-dessus.

- 1932-1989 (Tableau A.3)

Les débits à Chambonchard et à Selles-sur-Cher sont systématiquement supérieurs en 1932. Une seule valeur d'incertitude, positive, a donc été ici retenue. Elle correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal enregistré en 1930 et le débit minimal enregistré en 1989.

- 1989-2005 (Tableau A.3)

Sur l'intégralité des stations, les débits de 1989 sont systématiquement supérieurs. Une seule valeur d'incertitude, positive, a donc aussi été retenue. Elle correspond à l'écart d'altitude entre le débit maximal enregistré en 1989 et le débit minimal enregistré en 2005.

**Tableau A.3** Bornes inférieures et supérieures de l'incertitude appliquée à l'évolution altitudinale brute du lit (en m).

	Incertitude positive	Incertitude négative
<b>1856-1932</b>	0,7	-0,5
<b>1856-1989</b>	0,9	-0,25
<b>1856-2005</b>	0,8	-0,15
<b>1932-1989</b>	0,4	/
<b>1932-2005</b>	0,4	/
<b>1989-2005</b>	0,15	/

Enfin, les variations altitudinales absolues de ligne d'eau inférieures à 0,1 m ont été considérées comme non significatives. En effet, même pour des conditions d'étiage, il est possible d'observer des variations non négligeables de l'altitude de la ligne d'eau au cours d'une même journée, notamment en raison de la survenue de lâchers d'eau au niveau du barrage de Rochebut.

## 2. COTE ALTIMETRIQUE DU LIT – 1856 ET 2010

Sur les sept derniers km du secteur à méandres n°1 et sur l'intégralité du secteur à méandres n°2 (Figure A.3), nous disposons en un certain nombre de points de la cote du fond du lit de 1856 et de la cote de la ligne d'eau d'étiage de 2010.

Pour 1856, les données sont issues des profils en long de la ligne d'eau sur lesquels étaient également reportées entre les km 35 et 95 les altitudes du fond du lit et des berges. Pour 2010, les données proviennent de levés de ligne d'eau réalisées au GPS différentiel dans des conditions d'étiage marqué. La comparaison de ces deux jeux de données permet de s'affranchir, ou tout du moins de grandement diminuer, la forte incertitude associée à la comparaison des lignes d'eau de 1856 et 1989 ou 2005.

L'altitude du fond du lit de 2010 est estimée puisque nous ne disposons que de la cote de la ligne d'eau. Cette estimation est d'autant plus précise que la différence entre altitude de la ligne d'eau et altitude du fond du lit est faible. Seuls les points remplissant cette condition, c'est-à-dire ceux situés en tête de seuil, ont donc été retenus. Pour chaque point de 2010, on dispose de deux valeurs. La première correspond à une estimation haute de l'altitude du lit. Elle est égale à l'altitude de la ligne d'eau. La seconde correspond à une estimation basse. Elle est égale à l'altitude de la ligne d'eau abaissée de 40 cm. Ces 40 cm correspondent à l'épaisseur maximale de la tranche d'eau observée en tête de seuil lors du levé de la ligne d'eau.

Pour 1856, la grande majorité des points utilisés indique un positionnement au niveau de hauts fonds (seuils), puisque la différence entre altitude de la ligne d'eau et altitude du lit excède rarement les 50 cm. Dans les rares cas où cette différence est bien plus élevée, si l'altitude du lit a été levée au niveau d'une mouille par exemple, elle conduit, dans le contexte présent d'incision quasi-généralisée du lit, à une sous-estimation de l'enfoncement.

Par ailleurs, la comparaison entre les deux dates n'est valable qu'à la seule condition de porter sur des points localisés au même emplacement. Si le positionnement pour 2010 ne pose aucun problème, celui de 1856 apparaît en revanche plus équivoque. Pour replacer les points levés en 1856 par rapport à ceux de 2010, nous avons mesuré la distance les séparant de points connus localisés sur les profils. Ces distances ont ensuite été reportées sur la carte d'Etat-Major de 1841-1842.

En raison de l'incertitude pesant sur la position des points de 1856, chaque point levé à cette date a été comparé, lorsque cela était possible, aux points de 2010 situés immédiatement à l'amont et à l'aval (200 m au maximum). De ce fait, on dispose pour la grande majorité des points de 2 valeurs d'évolution verticale. La première (point de 2010 en amont du point de 1856) sous-estime cette évolution en cas d'incision et la surestime en cas d'exhaussement ; à l'inverse, la seconde (point de 2010 en aval du point de 1856) surestime l'évolution en cas d'incision et la sous-estime en cas d'exhaussement.

### **3. MINIMUM ANNUEL AUX STATIONS HYDROMETRIQUES**

L'évolution verticale du lit a également été reconstituée par l'intermédiaire du suivi du minimum annuel (par exemple Wyzga, 1991, 1993, 2001 ; Korpak, 2007) entre 1910 et 2012 au niveau de stations hydrométriques (Figure A.3). Les données proviennent des chroniques journalières de hauteur d'eau tenues à ces stations. Ces observations ont localement permis de compléter l'approche fondée sur la comparaison des lignes d'eau et de dater précisément les processus décrits.

Les chroniques n'ont pu être exploitées intégralement que sur deux stations : celles de Saint-Amand-Montrond (km 68) et de Vierzon (km 148) (Figure A.3). Les stations de Saint-Florent-sur-Cher (km 113), Mennetou-sur-Cher (km 171) et Selles-sur-Cher (km 203) ont également été utilisées mais sur une durée plus courte, en raison notamment de données lacunaires ou peu fiables.

### **4. ESTIMATION DES VOLUMES PERDUS PAR INCISION ENTRE 1932 ET 1989**

Le volume de matériaux grossiers (sables, graviers, galets) évacués entre 1932 et 1989 a été estimé à l'aide de la formule suivante (Landon, 1996 ; Landon et al., 1998) :

$$V = \sum_{i=1}^n I_i \times L \times l$$

avec  $V$ , le volume total de sédiments perdus (en  $\text{m}^3$ ) ;  $I$ , l'évolution verticale du lit (en m) ;  $L$ , la longueur du chenal entre deux points successifs pour lesquels l'évolution verticale est connue (en m) ;  $l$ , la largeur de la bande active (en m) et  $n$ , le nombre de tronçons renseignés.

Les valeurs de largeur retenue sont constantes d'une confluence majeure à l'autre. Elle est de 30 m entre Montluçon et la confluence avec l'Aumance, de 40 m entre cette confluence et celle de l'Arnon, de 60 m entre cette dernière et la confluence avec la Sauldre, et enfin de 70 m jusqu'au commencement du Cher canalisé.

## 5. ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIÉS

Le lit mineur du Cher a fait l'objet d'extractions massives au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Afin de tenter d'estimer le déficit sédimentaire engendré, les volumes moyens annuels charriés par le Cher ont été reconstitués pour différentes périodes en recourant à la formule de transport solide récemment développée par Recking (2010, 2013) (cf. Chapitre 7 B.5.2). Plus simple d'utilisation que les formules classiques, elle offre également un niveau de prédiction du transport bien plus élevé. Son application nécessite les seules données suivantes : les valeurs de débits sur la période d'étude, la pente du lit, les  $D_{50}$  et  $D_{84}$  de surface, la largeur moyenne de la bande active et celle du lit à pleins bords.

Elle a été appliquée en retenant les valeurs granulométriques et de largeurs à pleins bords déterminées sur deux secteurs considérés comme représentatifs des tronçons compris entre les confluences avec l'Aumance et l'Yèvre d'une part, et entre les confluences avec l'Yèvre et la Sauldre d'autre part (Figure A.3).

Le premier secteur, situé sur les communes de Nozières et Bruères-Allichamps (Figure A.3), s'étend sur deux km. La largeur moyenne estimée de la bande active entre les confluences avec l'Aumance et l'Yèvre, soit 40 m, a été utilisée. La granulométrie du lit a été déterminée par échantillonnage de surface selon la méthode de Wolman (Wolman, 1954). Les quatre seuils présents sur le secteur ont été échantillonnés, avec un minimum de 400 particules mesurées sur chacun d'entre eux. La pente retenue est celle de la ligne d'eau d'étiage de 2005 entre la confluence avec l'Aumance et celle avec l'Yèvre (données DREAL Centre). Les débits journaliers enregistrés à la station de Saint-Amand-Montrond ont été utilisés.

Une procédure identique à celle présentée ci-dessus a été mise en œuvre sur le second secteur, d'une longueur de deux km, situé à l'aval de la confluence avec l'Arnon sur les communes de Méry-sur-Cher et Saint-Georges-sur-la-Prée (Figure A.3). L'intégralité des quatre seuils présents ont également été échantillonnés. La pente retenue est celle de la ligne d'eau d'étiage de 2005 entre la confluence avec l'Yèvre et celle avec la Sauldre (données DREAL Centre). La largeur moyenne de la bande active a été estimée à 65 m. Les débits journaliers enregistrés à la station de Selles-sur-Cher ont été utilisés.

## 6. IDENTIFICATION DES AMENAGEMENTS ET ACTIVITES ANTHROPIQUES

Les aménagements et activités anthropiques susceptibles d'exercer un contrôle sur l'évolution verticale du lit ont été recensés et localisés.

### 6.1. SEUILS

Les seuils sont ici entendus selon la définition du SANDRE (Données et Référentiels du Système d'Information sur l'Eau) (cf. Chapitre 2 C.2.1). Ce sont des ouvrages fixes ou mobiles, d'une hauteur généralement inférieure à cinq m, qui barrent tout ou partie du lit mineur d'un cours d'eau. Ils se distinguent des barrages qui sont le plus souvent fixes, d'une hauteur supérieure à cinq m et qui barrent plus que le lit mineur. Un seul seuil à vanne mobile a été recensé sur le secteur étudié (Saint-Victor, km 7,9). Tous les autres sont des seuils fixes.

Les seuils ont été localisés pour chaque date étudiée. Pour 1856 et 1932, leur position est indiquée sur les profils en long. Pour 1989, l'identification a été effectuée à partir de photographies aériennes et du profil en long. Pour 2005, les photographies aériennes et la base de données ONEMA ont été exploitées. Enfin, l'intégralité des seuils recensés pour ces différentes dates ont fait l'objet d'une inspection de terrain à l'été 2013.

### 6.2. LOCALISATION DES PROTECTIONS DE BERGES

Les protections de berges ont été repérées et localisées au DGPS en 2010 et 2011 sur une longueur totale de 36,5 km au niveau des trois secteurs à méandres étudiés dans la thèse ainsi que sur un tronçon situé 4,5 km à l'aval du secteur à méandres n°2 (pour ce secteur, les données proviennent du travail de Saabe (2012)) (Figure A.3).

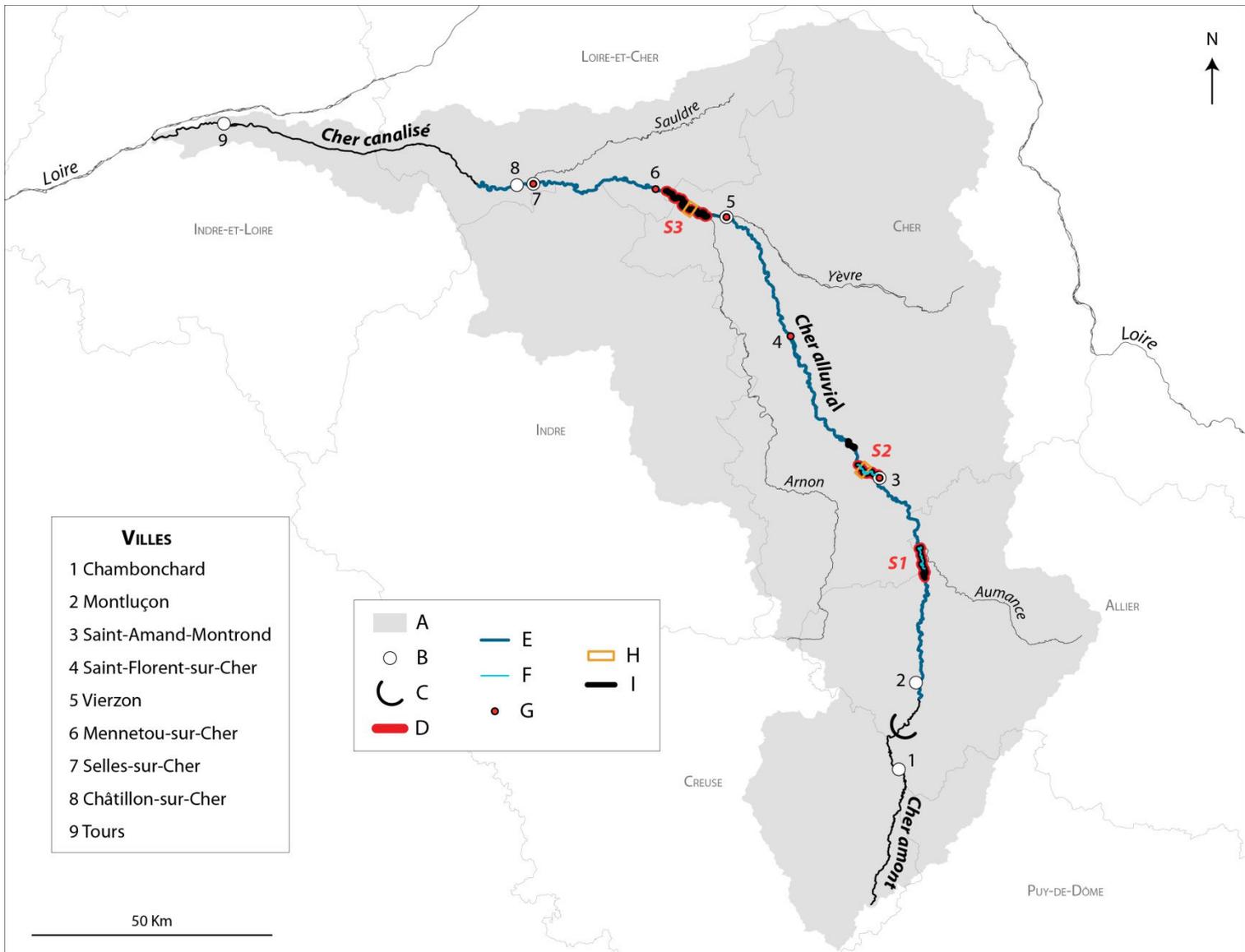
### 6.3. LOCALISATION ET QUANTIFICATION DES EXTRACTIONS

Les données relatives aux extractions de granulats dans le lit mineur du Cher sont très parcellaires. En théorie archivées par les différentes DRIRE et DDT des départements concernés, les documents permettant d'en reconstituer l'histoire n'ont souvent pas été conservés ou restent difficilement accessibles. Trois types de documents permettent habituellement de déterminer les quantités prélevées et les durées d'exploitation ainsi que de localiser précisément les sites d'extraction (Rollet et *al.*, 2006) : les arrêtés préfectoraux (obligatoires à partir de 1979), les attestations d'occupation temporaire (établies par les anciennes DDE) et les fiches de bilan des exploitations. Aucun de ces documents n'a été retrouvé aux archives de la DRIRE et de la DDT Allier et de la DDT Cher. Ceux récupérés à la DRIRE Cher et à la DRIRE Loir-et-Cher ne concernent qu'un nombre très restreint de sites et les données ne renseignent bien souvent que sur une courte période d'activité. De plus, les quantités extraites sont rarement précisées.

D'anciens documents de synthèse (Franquelin, 1998 ; Dambre, 1995) offrent néanmoins la possibilité de préciser à la fois la localisation de certains sites d'extraction et les quantités prélevées. Pour ces dernières, les renseignements sont disponibles soit à l'échelle des sites d'extraction, soit à l'échelle départementale.

Enfin, les lacunes relatives à la localisation des sites d'extraction ont pu être en grande partie comblées grâce à la consultation de l'intégralité des photographies aériennes disponibles sur le secteur entre 1950 et 1993. Ce recensement quasi-exhaustif a également permis d'estimer les

périodes et durée d'activité. Par ailleurs, quelques sites ont été localisés grâce à la banque de données « Carrières et matériaux » du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr>).



**Figure A.3** Synthèse du dispositif méthodologique.

A : Bassin-versant du Cher. B : Principales stations hydrologiques. C : Barrage de Rochebut. D : Secteurs à méandres étudiés dans la thèse. E : Evolution verticale du lit - Lignes d'eau d'étiage (1852-1932-1989-2005). F : Evolution verticale du lit - Cotes du lit (1856 et 2010-2011). G : Evolution verticale du lit - Hauteur minimale annuelle (de 1910 à 2012). H : Secteurs d'acquisition des données nécessaire à la détermination des volumes charriés. I : Secteurs le long desquels ont été détectées les protections de berges.

## C - RESULTATS

### 1. EVOLUTION DES PROFILS DE LIGNE D'EAU D'ETIAGE ENTRE 1856 ET 2005

#### 1.1. 1856-1932

On dispose pour cette période de 64 mesures communes soit une moyenne de un point tous les 3,4 km. 57 de ces points sont situés sur les 113 premiers kilomètres, ce qui ramène la moyenne sur ce tronçon à un point tous les deux km (Figure A.4).

La comparaison des seules valeurs brutes fournies par les profils de lignes d'eau indique que le Cher, au moins sur la première moitié du secteur étudié (km 0-113), aurait déjà commencé à s'inciser par endroits au cours de cette période. L'évolution de la cote du minimum annuel aux stations hydrométriques de Saint-Amand-Montrond (km 65) et Vierzon (km 148) confirme cette tendance (Figure A.11). Si l'on exclut les évolutions absolues inférieures à 0,1 m et les cas particuliers des seuils, 74 % des points ont connu une incision et 26 % un exhaussement. L'incision excède 0,5 m pour 38 % de la totalité des points. L'exhaussement excède les 0,5 m pour seulement 8 % des points.

Entre les km 10 et km 42, le lit apparaît relativement stable (Figure A.4). Ensuite jusqu'au km 85, l'incision est marquée avec des valeurs comprise entre 0,5 et 1 m pour la plupart des points. Entre les km 85 et 112, la grande majorité des valeurs ne porte que sur des points localisés à l'amont et à l'aval immédiat des seuils (Figure A.4). Aucun constat ne peut être fait pour le restant du secteur en raison d'une part, du faible nombre de données disponibles pour 1856 après le km 113 et, d'autre part, de l'impossibilité d'exploiter le profil de 1932 entre les km 149 et 200 (Figure A.4) (en raison de levés de 1932 réalisés au moment d'une crue).

Si l'incertitude est trop grande sur cette période pour que la plupart des évolutions constatées puissent être considérées comme avérées, il semble toutefois que l'incertitude positive ait vraisemblablement été surestimée. La différence d'altitude en 1856 entre le fond du lit et la ligne d'eau (données disponibles entre les km 35 et 95), inférieure à 0,7 m pour la plupart des points, vient le confirmer. Cette faible différence indique que la ligne d'eau a été très probablement levée à l'étiage et donc que la valeur d'incertitude maximale serait plutôt de 0,4-0,5 m. On peut ainsi raisonnablement considérer qu'il y a effectivement eu incision lorsque l'évolution brute est inférieure à -0,5 cm. **L'enfoncement du lit serait dès lors bien réel au moins entre les km 54 et 64, entre les km 73 et 83, ainsi qu'aux km 24, 118 et 145.**

#### 1.2. 1932-1989

89 points ont pu être comparés, soit une densité de 1 point tous les 2,5 km (Figure A.5, Figure A.6).

**L'incision est très marquée. Elle concerne la quasi-intégralité du secteur étudié.** Elle a entraîné sur certaines sections un épuisement intégral du stock alluvionnaire (km 12 et 147 par exemple) et la roche-mère a donc été atteinte (Figure A.5, Figure A.7). Aucun gradient longitudinal n'est observé.

Concernant les évolutions brutes, et si l'on exclut les évolutions absolues inférieures à 0,1 m et les cas particuliers des seuils, 96 % des points ont connu une incision et 4 % un exhaussement. L'incision dépasse 0,5 m pour 77 % de la totalité des points, 1 m pour 36 % et 1,5 m pour 17 %. L'enfoncement maximal atteint 2,3 m. Si l'on prend en compte la marge d'erreur, l'incision a dépassé 0,5 m de façon certaine pour 36 % des points.

En considérant les seules données brutes, les évolutions se répartissent de la façon qui suit. Entre les km 3 et 14, l'incision, supérieure à 1 m (max 1,7 m), est élevée (Figure A.5, Figure A.6). Elle diminue ensuite jusqu'au km 22. Puis, jusqu'au km 50, le lit apparaît stable ou en légère incision. Du km 53 au km 72, elle augmente légèrement, oscillant pour la plupart des points entre 0,5 et 1 m (Figure A.5, Figure A.6). Entre les km 72 et 84, elle redevient très forte, atteignant localement 2 m. Ensuite, jusqu'au km 115, elle varie pour l'essentiel entre 0,5 et 1 m, avec cependant quelques points stables et d'autres qui présentent au contraire une incision très nette, allant jusqu'à 2,4 m (Figure A.5, Figure A.6). Entre les km 115 et 145, l'incision est comprise entre 0,5 et 1 m, mais l'incertitude est plus élevée en raison de l'augmentation du débit sur ce tronçon lors du levé de la ligne d'eau de 1932 (Figure A.5, Figure A.6). L'incision maximale y est de 1,5 m. Jusqu'au km 204, la ligne d'eau de 1932 n'est pas exploitable puisqu'elle correspond à des débits de crue et l'évolution est donc indiquée pour la période 1856-1989. Pour les rares points disponibles, l'incision est importante. Elle est comprise entre 1 et 2 m. L'exhaussement du km 166 constitue une exception. Ce point est situé dans la zone de remous du barrage du Boutet, 1,5 km à l'amont de celui-ci. Le barrage bloquant vraisemblablement l'intégralité de la charge de fond, l'élévation constatée correspondrait donc grossièrement à l'épaisseur de sédiments accumulés sur la période 1856-1989.

### 1.3. 1989-2005

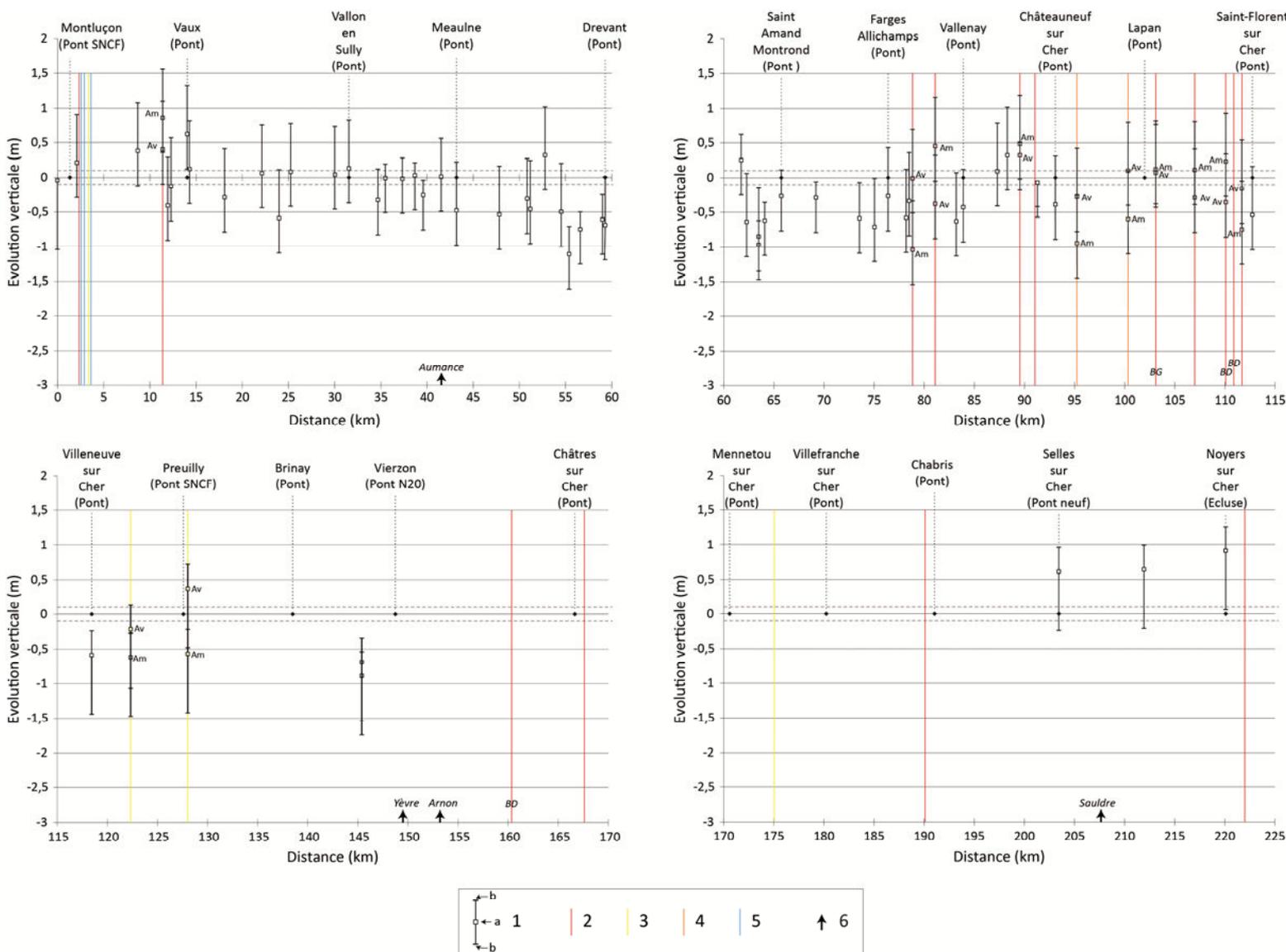
73 points communs ont été exploités, soit une densité de un point tous les trois km (Figure A.8).

Les variations sont la plupart du temps d'une trop faible amplitude pour être significatives : exception faite des seuils, seules 28 % d'entre elles peuvent être considérées comme avérées. 20 % sont positives (13) et 8 % négatives (5). Sur les treize cas d'exhaussements, quatre présentent une valeur minimale supérieure à 0,2 m. Les autres sont compris entre 0,1 et 0,2 m. Sur les cinq cas d'incision, un seul présente une valeur minimale inférieure à -0,2 m. Les autres sont compris entre -0,1 et -0,2 m.

Six des treize cas d'exhaussement concernent des points ayant connu une incision entre 1932 et 1989. Sur les sept restants, cinq n'étaient pas renseignés ou ne présentaient pas d'évolution significative entre 1932 et 1989 et les deux derniers sont situés dans la zone de remous du barrage du Boutet, situé à Châtres-sur-Cher. Deux des cinq cas d'incision concernent des points ayant connu une incision entre 1932 et 1989. Les trois derniers ne sont pas renseignés ou ne présentaient pas d'évolution significative sur cette période.

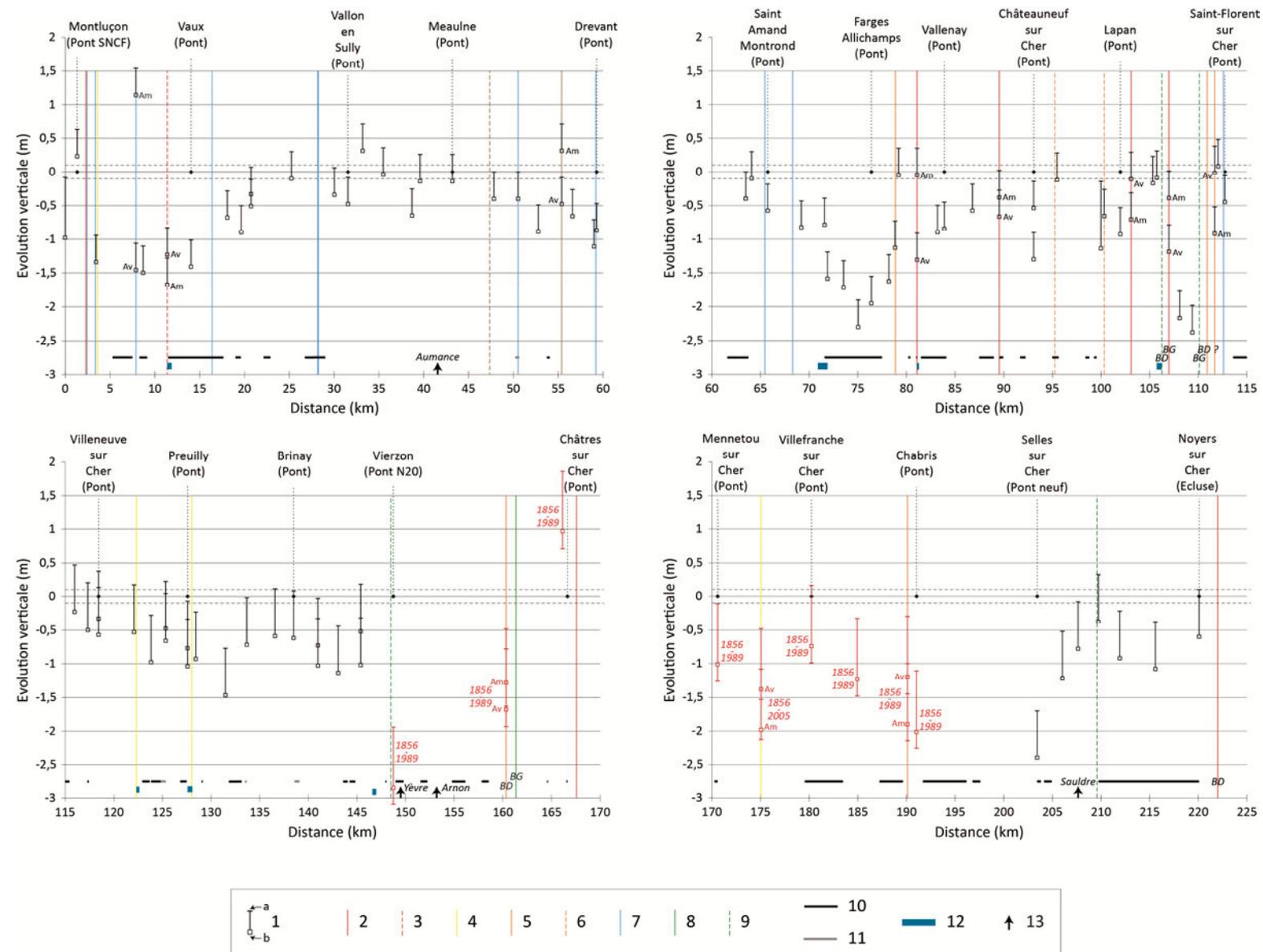
Au final, aucune tendance ne se dégage véritablement. Trois cas de figure peuvent dès lors être envisagés pour l'essentiel du linéaire :

- Le lit du Cher est en cours d'exhaussement mais l'amplitude est trop faible pour que le phénomène ait pu être détecté sur la courte période 1989-2005.
- L'incision poursuit, mais, pour les mêmes raisons que celles avancées ci-dessus, elle n'a pu être décelée.
- Le profil s'est stabilisé. Soit parce qu'a été mis à nu un substrat qui résiste aux processus d'érosion mécaniques et biochimiques susceptibles d'entretenir l'incision. Soit parce qu'un nouveau profil d'équilibre a été atteint.

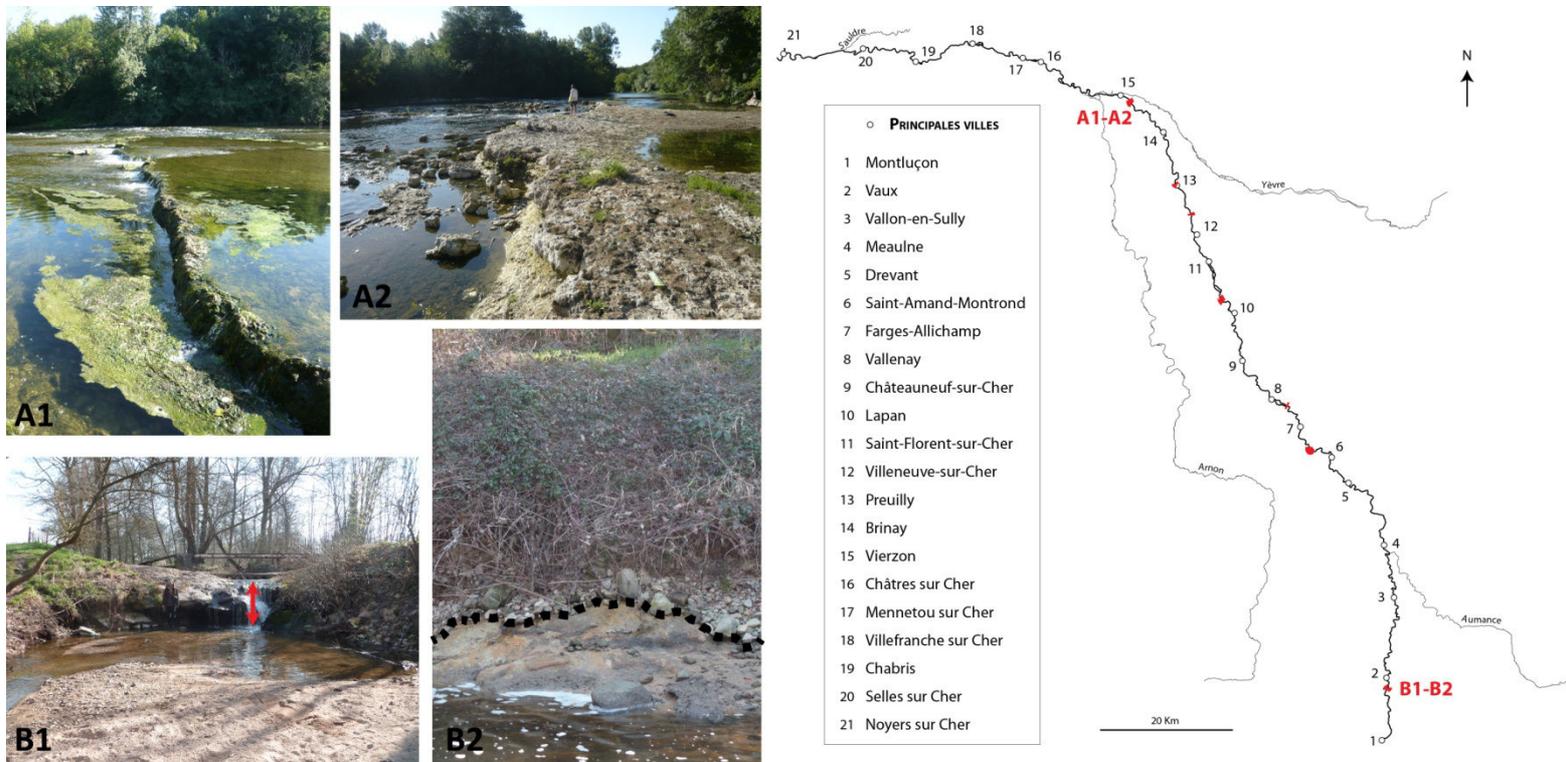


**Figure A.4** Evolution verticale du lit entre 1856 et 1932.

1 : Evolution verticale. 1a : Evolution brute. 1b : Evolution corrigée. 2 : Seuils antérieurs à 1856 présents en bon état en 1932. 3 : Seuils antérieurs à 1856 absents en 1932. 4 : Seuils antérieurs à 1856 dégradés en 1932. 5 : Seuils construits entre 1856 et 1932. 6 : Confluences principales. 7 : Am = Evolution à l'amont immédiat d'un seuil. Av = Evolution à l'aval immédiat d'un seuil. BD = Seuil situé sur un bras droit du Cher. BG = Seuil situé sur un bras gauche du Cher.







**Figure A.7** Affleurement du substratum dans le lit du Cher.

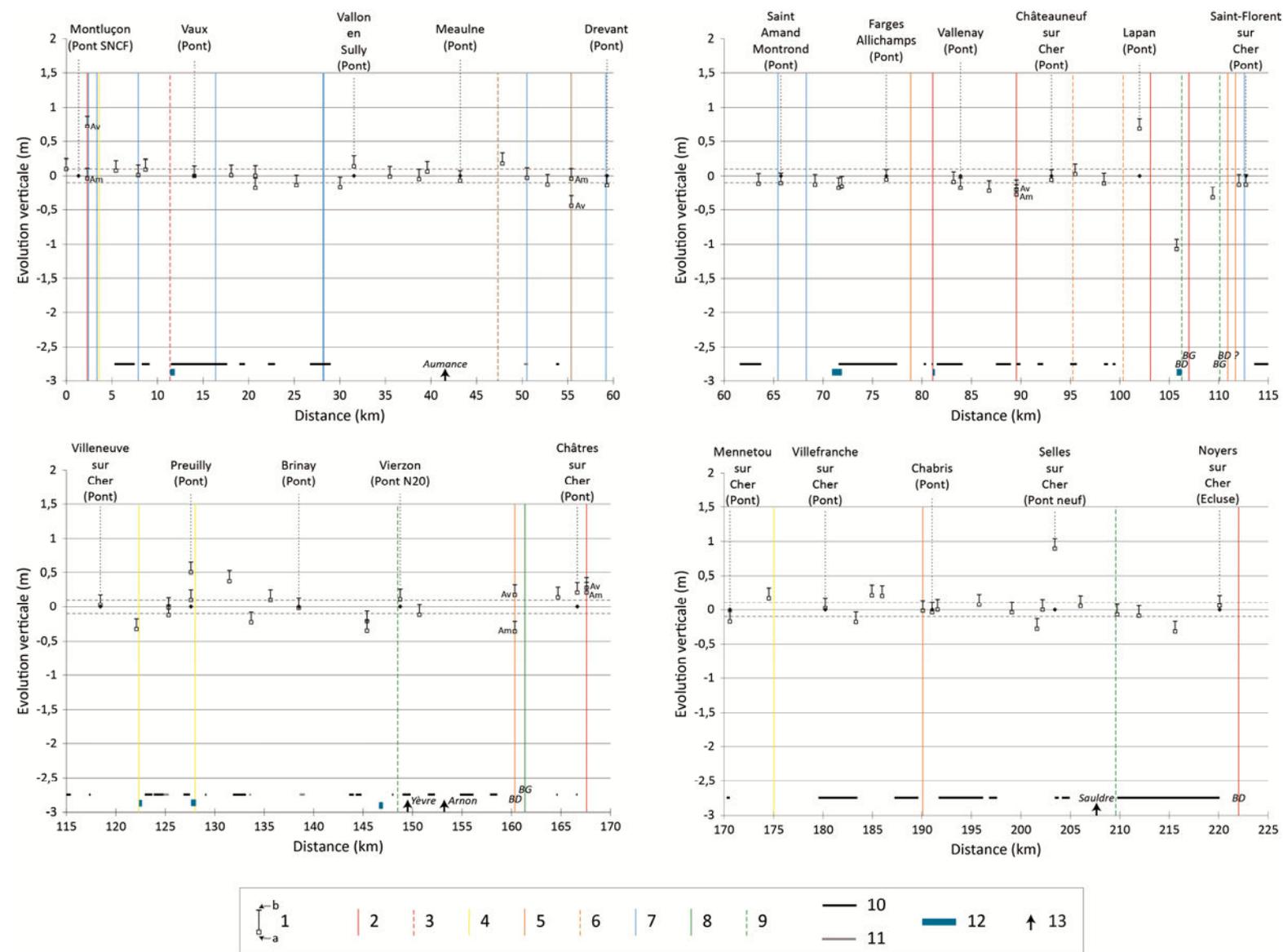
Les traits rouges épais indiquent les affleurements répertoriés sur le terrain en 2013.

A1-A2 : Affleurement du substratum sur la commune de Vierzon, km 147.

B1 : Erosion régressive sur le Thizon, 30 m à l'amont de sa confluence avec le Cher. La flèche indique l'ampleur approximative de l'enfoncement. Commune d'Estivareilles, km 12.

B2 : Affleurement du substratum, délimité en pointillés noirs, rive droite du Cher. Commune d'Estivareilles, km 12.

Les affleurements répertoriés ne sont évidemment pas exhaustifs. Par ailleurs, leur présence ne résulte pas nécessairement d'une mise à jour liée à l'incision du lit. Certains, comme par exemple celui situé à l'aval de Saint-Amand-Montrond (communes de Nozières et de Bruère-Allichamp, km 71), préexistaient à l'enfoncement.



**Figure A.8** Evolution verticale du lit entre 1989 et 2005.

1 : Evolution verticale. 1a : Evolution brute. 1 b : Evolution corrigée. 2 : Seuils antérieurs à 1856 en bon état en 1989 ou 2005. 3 : Seuils antérieurs à 1856 légèrement dégradés en 1989 ou 2005. 4 : Seuils antérieurs à 1856 absents en 1932. 5 : Seuils antérieurs à 1856, présents en 1932 et dégradés en 1989 ou 2005. 6 : Seuils antérieurs à 1856 dégradés en 1932 et disparus en 1989 ou 2005 (vestiges). 7 : Seuils construits entre 1932 et 1989 ou 2005. 8 : Seuils construits à une date inconnue et en bon état en 1989 ou 2005. 9 : Seuils construits à une date inconnue dégradés en 1989 ou 2005. 10 : Secteurs d'extractions en lit mineur entre 1950 et 1993. 11 : Secteurs possibles d'extractions en lit mineur entre 1950 et 1993. 12 : : Zones répertoriées d'affleurement du substratum en 2013. 13 : Confluences principales. Am = Evolution à l'amont immédiat d'un seuil. Av = Evolution à l'aval immédiat d'un seuil. BD = Seuil situé sur un bras droit du Cher. BG = Seuil situé sur un bras gauche du Cher.

## 1.4. EVOLUTION AU NIVEAU DES SEUILS

Les seuils anthropiques constituent des singularités qui structurent le profil en long de la rivière (Figure A.9). Lorsqu'ils sont entretenus et conservés en bon état, ils sont susceptibles de constituer des points de blocage, partiel ou intégral, du transit de la charge de fond (Csiki et Rhoads, 2010, 2013). Celui-ci ne redevient possible qu'après comblement sédimentaire des biefs ou détérioration suffisante des seuils. En cas d'interruption totale, les évolutions théoriquement attendus sont une stabilisation ou un exhaussement à leur amont et une stabilisation ou une incision à leur aval (Csiki et Rhoads, 2010, 2013 ; Belleudy et Lefort, 2001). Pour les seuils les plus anciens, édifiés avant le XIX<sup>e</sup> siècle, il est possible que le profil en long ait déjà atteint un nouvel équilibre avant même la date de début de l'étude.

Sont examinées dans ce paragraphe les évolutions mesurées à l'amont et à l'aval immédiat des seuils. En raison de l'incertitude élevée associée à chaque point de mesure, l'amplitude des variations reportées est rarement significative. De ce fait, les évolutions non avérées ont été exclues de la description à suivre. Par ailleurs, les évolutions enregistrées à l'amont des seuils doivent être envisagés avec circonspection car elles pourraient résulter de simples rehaussements ou abaissements de la crête des seuils.

### 1.4.1. 1856-1932 (FIGURE A.4)

- *Seuils antérieurs à 1856 en bon état en 1932*

Nous disposons de données sur huit seuils antérieurs à 1856 supposément en bon état en 1932. Les évolutions peuvent être considérées comme certaines au niveau de l'amont de deux d'entre eux. L'amont du seuil du km 11 (Figure A.9A) enregistre un exhaussement. Ceci correspond aux évolutions attendues. L'incision à l'amont du seuil 78 est en revanche plus inattendue. Elle serait à mettre en relation avec une forte dégradation du seuil, non détectée à partir des documents de travail, qui aurait alors abouti à l'exportation d'une partie des matériaux accumulés dans la retenue.

- *Seuils antérieurs à 1856 et dégradés en 1932*

Sur les deux seuils concernés (km 95 et 100), une incision amont se produit de façon certaine pour le premier et de façon très probable pour le second. Ceci est cohérent avec un supposé rétablissement de la continuité sédimentaire, au moins partielle, consécutif à la détérioration des seuils.

- *Seuils antérieurs à 1856 et détruits en 1932*

L'évolution au niveau des seuils des km 123 et 128 ne paraît pas non plus aberrante. On y observe pour tous deux une incision à l'amont.

### 1.4.2. 1932-1989(2005) (FIGURE A.5)

- *Seuils construits entre 1932 et 1989 ou 2005*

On dispose de données uniquement pour le seuil du km 8 (Figure A.9H). On y note entre 1932 et 2005 un exhaussement à son amont et un enfoncement à son aval. Ces observations doivent néanmoins être envisagées avec précaution, en particulier pour l'amont du seuil. Il s'agit en effet d'un seuil mobile et pour cette raison l'exhaussement amont pourrait correspondre à une simple élévation du niveau d'eau liée à un relèvement du seuil et non à une accumulation de sédiments.

- *Seuils construits à une période inconnue et pas ou peu dégradé en 1989 ou 2005*

Sur le seuil du km 55, érigé entre le début la première partie du XIX<sup>e</sup> siècle et la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle, on observe un léger exhaussement à son amont et un faible enfoncement à son aval.

- *Seuils antérieurs à 1856 et en bon état en 1989 ou 2005*

Quatre seuils sont renseignés (km 82, 89, 103, 107). Une incision est répertoriée à l'aval pour trois d'entre eux, (km 82, 89 et 107), ce qui est conforme au schéma théorique. Les causes de l'incision sont cependant ici équivoques. Elle pourrait en effet résulter directement des extractions de matériaux survenues à proximité entre 1932 et 1989 (seuils km 82 et 89).

Au niveau du seuil du km 103 (Figure A.9I), l'amont a enregistré une incision qui pourrait être due à la reprise d'une partie du stock sédimentaire du bief consécutive à une dégradation non répertoriée du seuil. Cela pourrait également être lié à un abaissement de la crête du seuil ou à l'extraction de matériaux dans la retenue. Aucune activité extractrice n'a cependant été détectée à partir des photographies aériennes.

- *Seuils antérieurs à 1856, en bon état en 1932 et légèrement dégradé en 1989 ou 2005*

Au niveau du seuil du km 11 (Figure A.9A), le seul concerné par ce cas de figure, une incision a touché l'amont et l'aval. Ce seuil a été effacé pendant plusieurs années lorsque le secteur situé à son aval immédiat a été exploité par l'industrie extractrice. Il a ensuite été reconstruit. L'enfoncement du lit à l'amont peut donc s'expliquer par une exportation en direction de l'aval du stock sédimentaire au cours de la période d'effacement et/ou par le prélèvement direct des matériaux au niveau du bief.

- *Seuils antérieurs à 1856 et détruits ou fortement dégradés entre 1932 et 2005*

Des données sont disponibles pour trois de ces seuils, situés aux km 112 et 160 (Figure A.9G) et 190 (évolution sur la période 1856-1989 pour ces deux derniers). Les incisions constatées à l'amont correspondent là aussi aux évolutions attendues. L'aval des seuils des km 160 et 190 subit également un enfoncement.

### **1.4.3. 1989-2005 (FIGURE A.8)**

- *Seuils antérieurs à 1856 et en bon état en 1989 ou 2005*

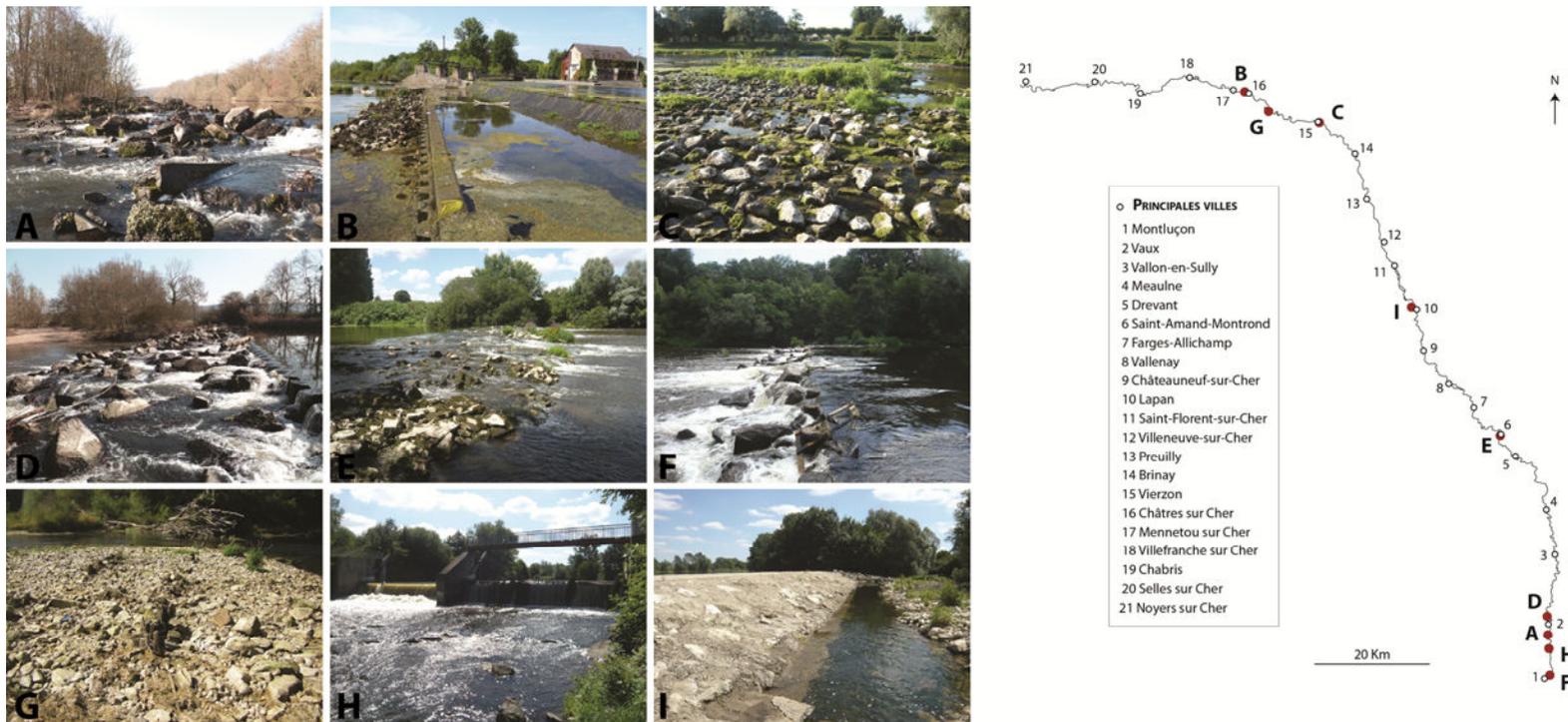
Seuls trois seuils ont pu être renseignés. Celui du km 2 enregistre un exhaussement surprenant à son aval qui pourrait résulter des nombreux travaux de contrôle du lit survenus sur cette portion de rivière. La légère incision constatée à l'aval du seuil du km 89 pourrait être l'expression de la poursuite entre 1989 et 2005 d'un réajustement du lit consécutif aux extractions de matériaux pratiquées à cet emplacement jusqu'au début des années 1970. L'exhaussement amont au niveau du seuil du km 168 (Figure A.9B) implique un possible rehaussement du seuil. L'exhaussement enregistré à son aval est en revanche difficilement explicable. Il pourrait résulter de travaux de renforcement de la base du seuil.

- *Seuils antérieurs à 1856 et détruits entre 1932 et 2005*

L'incision amont et l'exhaussement aval enregistrés au niveau du seuil du km 160 (Figure A.9G) traduisent probablement l'exportation toujours active d'une partie des matériaux anciennement accumulés à l'amont du seuil.

- *Seuils construits à une période inconnue et pas ou peu dégradé en 1989 ou 2005*

Seul le seuil du km 55 est concerné. On y constate à l'amont comme à l'aval une stabilité du lit.



**Figure A.9** Exemples de seuils présents sur le cours du Cher en 2013.

**A** = Seuil de l'ancien moulin d'Enchaume. Antérieur à 1856. Aujourd'hui dégradé. Hauteur de chute = 1,2 m. Commune d'Estivareilles, km 11.

**B** = Seuil de l'ancien moulin du Boutet. Antérieur à 1856. Aujourd'hui en bon état. Hauteur de chute = 3 m. Commune de Châtres-sur-Cher, km 168.

**C** = Vestiges de seuil (écoulement vers la gauche). Période de construction inconnue. Vraisemblablement antérieur à 1932 ou 1856. Aujourd'hui très dégradé. Pas de chute. Commune de Vierzon, km 149.

**D** = Seuil de contrôle du profil en long (maintien du niveau de la nappe alluviale : puits de captage). Erigé entre 1932 et 2005. Aujourd'hui en bon état. Hauteur de chute = 2 m. Commune de Vaux, km 16

**E** = Seuil de contrôle du profil en long (maintien du niveau de la nappe alluviale : puits de captage) (écoulement de la gauche vers la droite). Erigé entre 1932 et 1989 ou 2005. Aujourd'hui légèrement dégradé. Hauteur de chute : 0,7 m. Commune de Saint-Amand-Montrond (RD) et d'Orval (RG), km 65.

**F** = Seuil de contrôle du profil en long. Erigé entre 1932 et 1989 ou 2005. Aujourd'hui en bon état. Hauteur de chute = 0,8 m. Commune de Montluçon, km 4.

**G** = Seuil de l'ancien moulin de Rozay (écoulement vers la droite). Antérieur à 1856. Aujourd'hui ruiné. Pas de chute. Commune de Saint-Georges-sur-la-Prée, km 160.

**H** = Seuil à vanne mobile. Erigé entre 1932 et 1989 ou 2005. Aujourd'hui en bon état. Hauteur de chute = 2 m max (?). Commune de Saint-Victor, km 8.

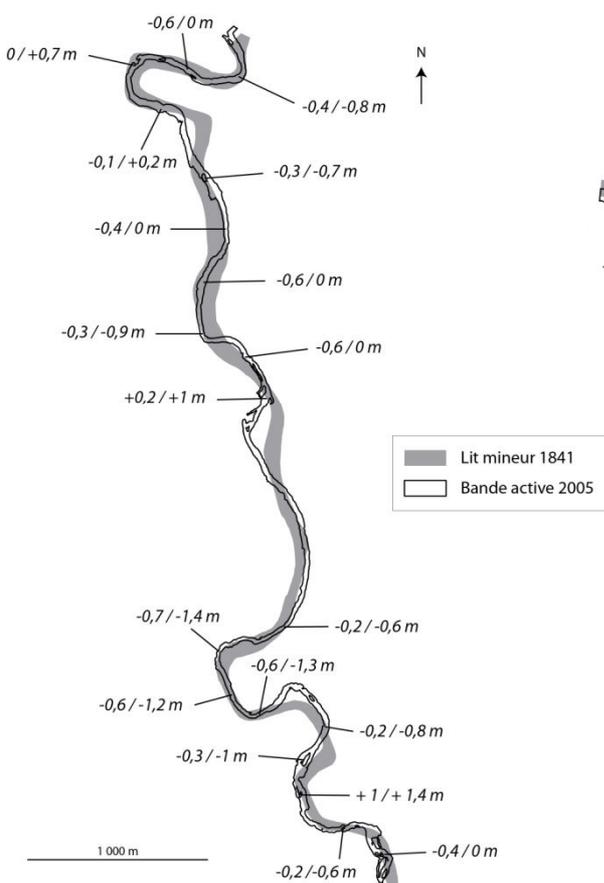
**I** = Seuil du moulin du Breuil. Antérieur à 1856. Aujourd'hui en bon état. Hauteur de chute = 1,8 m. Commune de Lunery (RG) et de Lapan (RD), km 103.

## 2. EVOLUTION DE LA COTE ALTIMETRIQUE DU LIT ENTRE 1856 ET 2010 : SECTEURS A MEANDRES 1 ET 2

Le secteur 1 (km 34-41) a été épargné par les extractions massives de granulats. Dix-neuf points y ont été mesurés sur 6,8 km, soit un point tous les 350 m en moyenne. L'incision y est modérée (Figure A.10). Elle est plus marquée à l'amont avec des valeurs s'étalant de 0,2 à 1,4 m. On observe sur cette portion une exception avec un exhaussement compris entre 1 et 1,4 m au niveau du troisième point en partant de l'amont. Cette très nette différence avec les valeurs d'incision enregistrées immédiatement à l'amont et à l'aval constitue une anomalie difficilement explicable. Sur la partie aval, le lit est stable ou s'incise légèrement pour la majorité des points. L'incision se produit avec certitude au niveau de trois points, avec des valeurs allant de 0,1 à 0,9 m.

Le secteur 2 (km 66-73) a été directement touché par les extractions, en particulier dans sa partie aval. Il se situe au commencement d'une des sections du Cher les plus incisées. Douze points ont été mesurés sur sept km, soit un point tous les 580 m en moyenne. L'incision y est très forte (Figure A.10). Trois parties s'individualisent. A l'amont, l'enfoncement est compris entre 0,9 et 1,5 m. Il est plus faible sur la section médiane, avec des valeurs comprises entre 0,2 et 1,2 m. Il augmente ensuite nettement sur la partie aval pour atteindre des valeurs allant de 0,9 à 2,3 m.

### SECTEUR 1



### SECTEUR 2

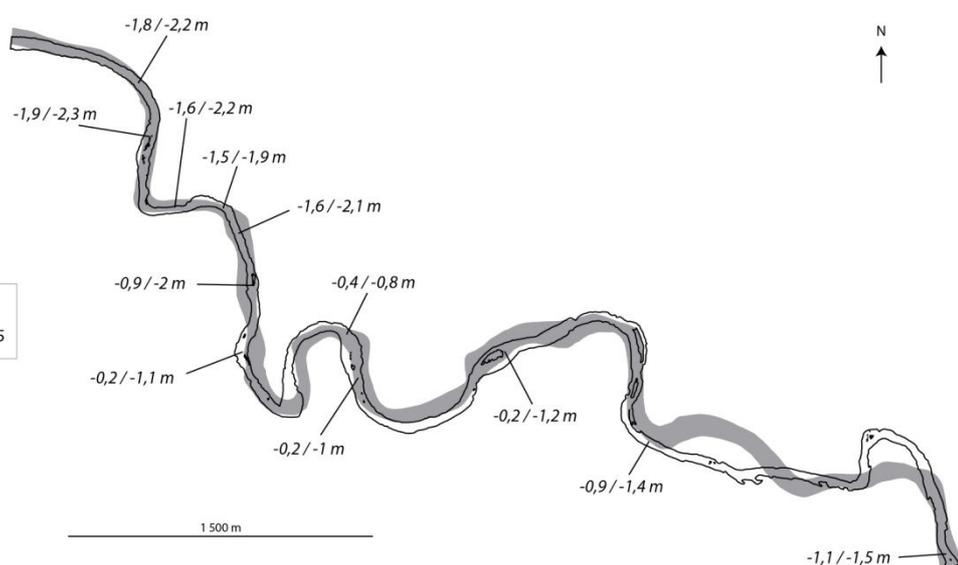


Figure A.10 Evolution de la cote du lit entre 1856 et 2011 entre les km 35 et 42 (secteur 1) et entre les km 66 et 73 (secteur 2).

Les valeurs reportées confirment les observations faites à partir de la comparaison des lignes d'eau. De plus, on constate au sein de chaque secteur une grande variabilité de l'évolution verticale du lit, et ce même sur de courtes distances.

### **3. EVOLUTION DES MINIMA ANNUELS ENTRE 1910 ET 2012**

Au niveau des deux échelles hydrométriques pour lesquelles nous disposons de données en continu de 1910 à 2012, la tendance est à une très nette incision du lit (Figure A.11).

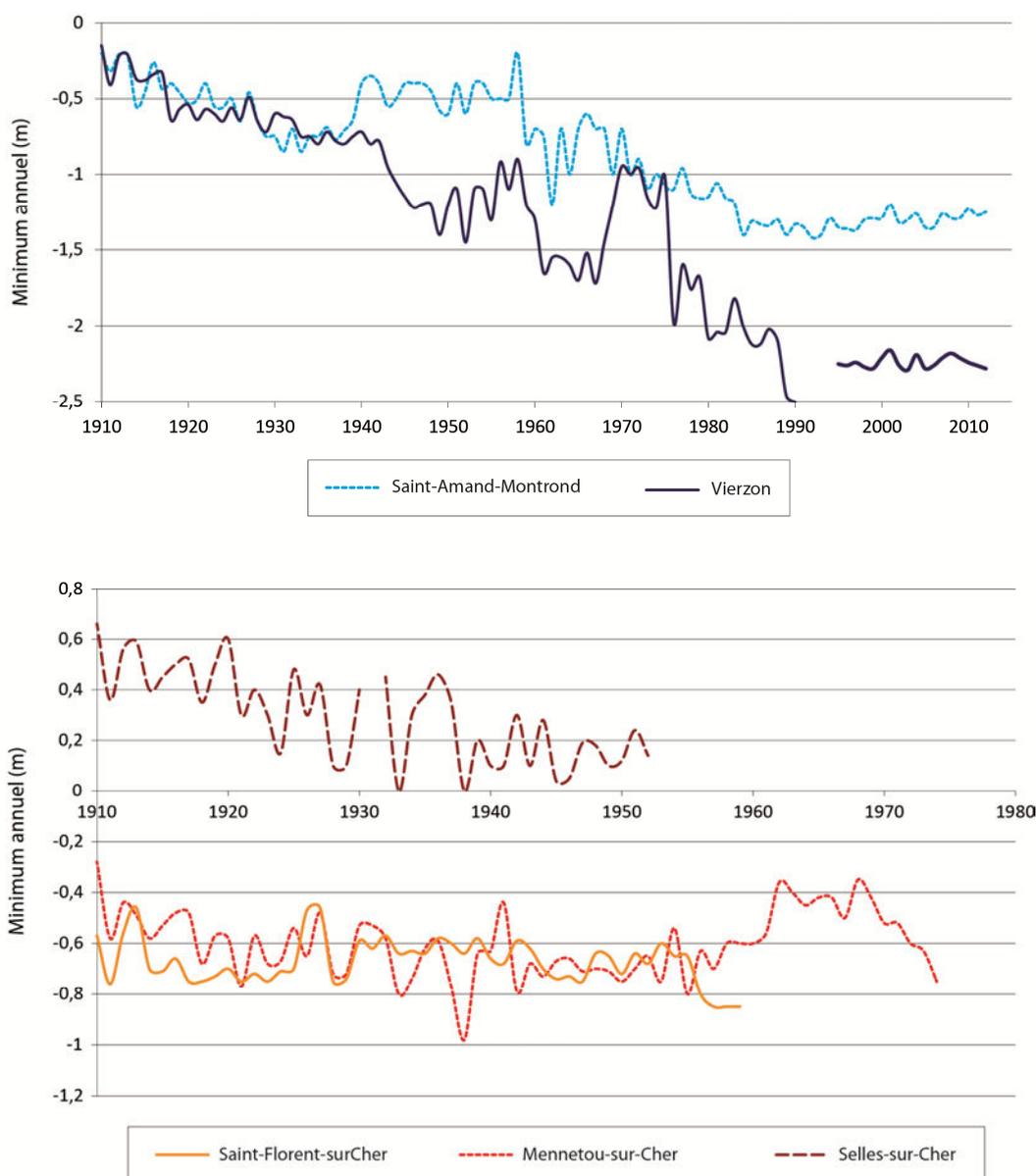
A Saint-Amand-Montrond (km 65), l'enfoncement est compris entre 0,65 et 1,2 m (Figure A.11). Ces valeurs sont cohérentes avec les 1,1-1,5 m d'incision enregistrés 200 m à l'aval entre 1856 et 2011 à partir de la comparaison des cotes du lit.

A Vierzon (km 148), l'enfoncement a atteint entre 1,5 et 2,35 m (Figure A.11). La comparaison des lignes d'eau de 1856 et 2005 indique en ce point un enfoncement compris entre 1,8 et 2,9 m.

Dans le détail, l'évolution n'est pas linéaire (Figure A.11). A Saint-Amand-Montrond, l'incision est régulière jusqu'à la fin des années 1920 puis survient une phase de stabilité jusqu'à la fin des années 1930. On observe alors une brusque élévation suivie d'une nouvelle phase de stabilité jusqu'à la fin des années 1950. Après une reprise brutale de l'incision, le lit semble se stabiliser entre 1958 et 1963, mais la forte variabilité du minimum annuel de la ligne d'eau sur cette période ne permet pas d'être affirmatif. L'ultime phase d'incision démarre ensuite à compter de 1970 pour prendre fin en 1984. Depuis cette date, le niveau du lit est stable.

A Vierzon, l'incision est régulière jusqu'au début des années 1940. Elle s'intensifie ensuite jusqu'au début des années 1950. Le lit se stabilise alors pendant une dizaine d'années puis alternent à partir du début des années 1960 phases de stabilité et brusques élévations ou incisions, avec cependant une très nette tendance globale à l'enfoncement. L'altitude minimale est atteinte en 1990. Le lit s'exhausse ensuite possiblement d'une vingtaine de centimètres pour atteindre enfin un niveau constant à compter de 1995.

Les modifications soudaines et marquées du minimum annuel observé au niveau des deux stations pourraient résulter de déplacements d'échelles hydrométriques, mais aucune des archives consultées n'a permis de valider cette hypothèse. Elles pourraient aussi être liées à des travaux pratiqués dans le lit. Si la reconstitution précise de telles actions est impossible, il est cependant avéré que plusieurs tentatives de stabilisation du lit à l'aide de seuils de fortune ont été effectuées entre les années 1960 et 1980 (Limandat, com. pers.). La présence de ces seuils expliquerait alors également les phases temporaires de stabilisation du lit. Ces modifications pourraient enfin découler de l'impact de grandes crues. L'élévation du lit à Saint-Amand-Montrond en 1940 pourrait être par exemple la conséquence directe de la crue de fréquence de retour centennale survenue cette même année.



**Figure A.11** Evolution de la hauteur d'eau minimale annuelle aux échelles hydrométriques de Saint-Amand-Montrond (km 65) et Vierzon (km 148) ; Saint-Florent-sur-Cher (km 112), Mennetou-sur-Cher (km 170) et Selles-sur-Cher (km 203).

Au niveau des trois échelles hydrométriques pour lesquelles nous disposons de données sur une période plus restreinte, le lit apparaît relativement stable (Figure A.11). C'est le cas à Saint-Florent-sur-Cher (km 112) entre 1910 et 1959 et à Mennetou-sur-Cher (km 170) entre 1910 et 1974. La station de Selles-sur-Cher (km 203), renseignée jusqu'en 1952, indique en revanche une possible légère incision (de 0,1 à 0,6 m), enrayée au plus tard à la fin des années 1930. La forte amplitude de variation d'une année sur l'autre empêche cependant là encore d'être affirmatif. Le lit se stabilise ensuite.

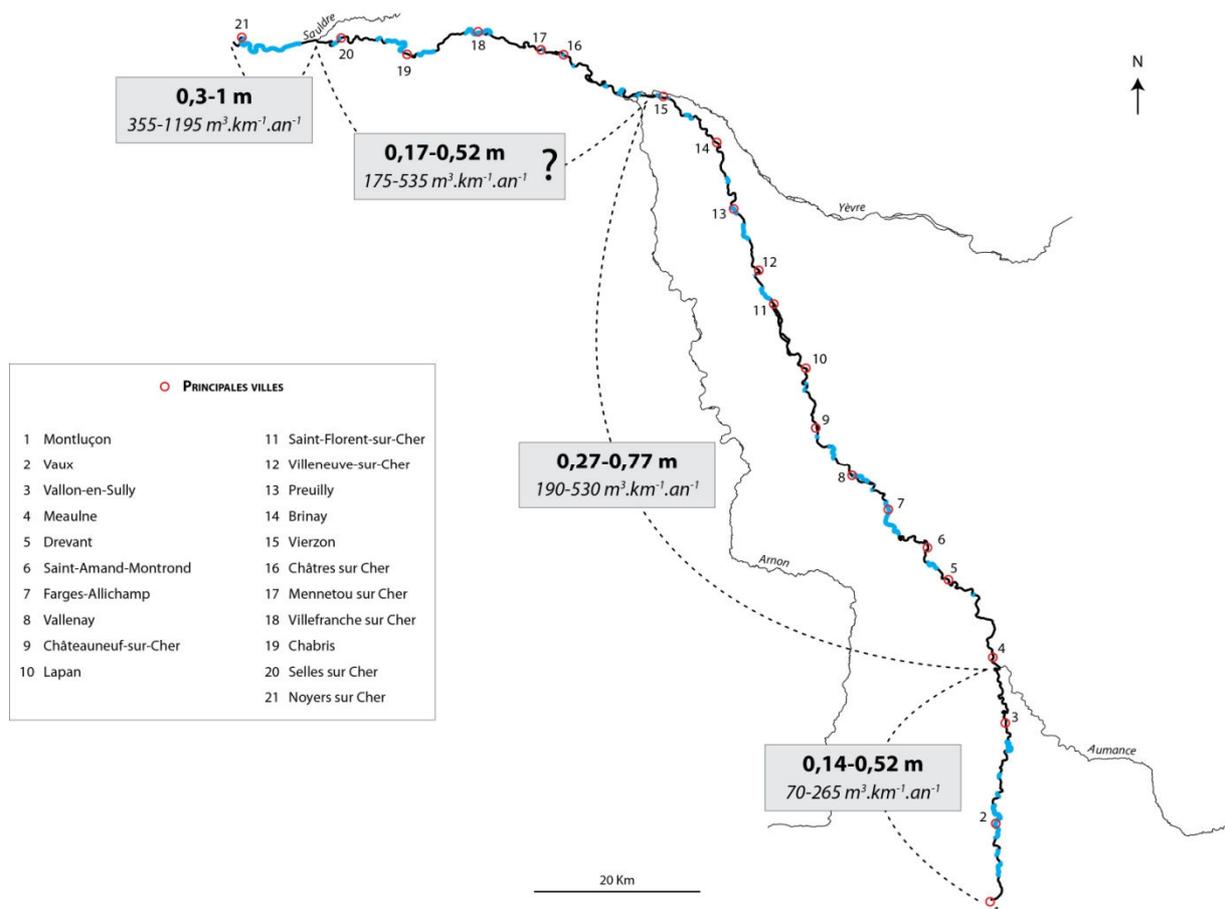
Pour les périodes concernées, aucune donnée d'évolution de ligne d'eau au droit de ces trois stations n'est disponible pour permettre une comparaison directe avec l'évolution du minimum annuel. Le recours aux lignes d'eau offre cependant la possibilité de dater le commencement du processus d'incision. A Saint-Florent-sur-Cher, l'incision de 0,2-0,6 m enregistrée entre 1932 et 2005

se serait ainsi produite après 1955. A Selles-sur-Cher, l'incision de 1,7-2,4 m survenue entre 1930 et 1989 aurait été déclenchée après 1952.

#### 4. ESTIMATION DES VOLUMES PERDUS PAR INCISION ENTRE 1932 ET 1989

Ce volume a pu être directement estimé entre l'aval de Montluçon (km 3) et Vierzon (km 145) puis entre Selles-sur-Cher (km 203) et Noyers-sur-Cher (km 220). Au total, 1,6-4,9 Mm<sup>3</sup> de matériaux ont été évacués sur la totalité du Cher, soit une moyenne de 175-535 m<sup>3</sup>.km<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup> perdus entre 1932 et 1989. Le volume atteint 155-455 m<sup>3</sup>.km<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup> sur le premier tronçon et 355-1195 m<sup>3</sup>.km<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup> sur le second (Figure A.12).

Il s'agit évidemment de valeurs indicatives qui doivent composer avec deux biais principaux. Premièrement, une grande partie des variations verticales du lit ne sont pas détectées en raison de la distance importante séparant deux points successifs. Et on a précédemment vu que ces variations pouvaient être marquées sur de très courtes distances. Deuxièmement, les variations temporelles et spatiales de la largeur du lit ne sont pas prises en compte puisque une seule valeur de largeur est utilisée entre deux confluences majeures.



**Figure A.12** Incision moyenne et volume de sédiments perdus dans le lit mineur du Cher entre 1932 et 1989.

Les traits bleus matérialisent les secteurs touchés par les extractions. Le point d'interrogation indique que l'estimation pour ce tronçon est très approximative puisqu'en l'absence de données sur l'incision pour cette période, a été appliqué le taux moyen de pertes calculé sur les autres tronçons.

Par tronçons principaux, c'est-à-dire par tronçons séparés par les confluences majeures, cette estimation des volumes évacués nous a permis d'évaluer l'épaisseur de la tranche de sédiments perdus dans le lit du Cher. On obtient ainsi les valeurs suivantes (Figure A.12) :

- 0,14-0,52 m entre Montluçon et l'Aumance,
- 0,27-0,77 m entre l'Aumance et l'Yèvre,
- 0,17-0,52 m entre l'Yèvre et la Sauldre. L'estimation est ici très approximative puisqu'en l'absence de données sur l'incision au niveau de ce tronçon, y a été appliqué le taux moyen de pertes calculé sur les autres tronçons.
- 0,3-1 m entre la Sauldre et Noyers sur Cher.

### **SYNTHESE SUR L'ÉVOLUTION VERTICALE DU LIT ENTRE 1856 ET 2005**

De 1856 à 2005, le lit du Cher entre Montluçon (km 0) et Noyers-sur-Cher (220 km) s'est enfoncé sur une quasi-intégralité de son linéaire, avec des valeurs dépassant très fréquemment 0,5 m et des maxima supérieurs à 2,5 m.

L'incision ne présente aucun gradient amont-aval. Débutée localement entre 1856 et 1932, Elle s'est produite pour l'essentiel entre 1932 et 1989, selon un rythme semble-t-il irrégulier. Aucune tendance à l'inversion ou à la poursuite du processus n'a été observée depuis. Il est par ailleurs à noter qu'une première phase d'enfoncement a pu se manifester avant 1856 entre Saint-Victor (km 10) et Colombiers (km 55) suite au recoupement de cinq boucles de méandres effectués entre 1810 et 1929 pour permettre l'implantation du tracé du canal de Berry dans la plaine alluviale (Dutens, 1829).

## **D - FACTEURS DE CONTROLE**

Une incision d'une telle amplitude sur une durée aussi courte est généralement imputée à des facteurs d'origine anthropique. Les facteurs d'ordre géologique et géomorphologique sont d'emblée à exclure (Schumm, 1999). Ils impliquent tous deux des processus ou des temps de réponse qui ne peuvent être observés à l'échelle temporelle qui nous intéresse ici et qui ne correspondent ni au contexte tectonique dans lequel s'inscrit la vallée du Cher ni à la dynamique fluviale récente de la rivière.

Une diminution rapide de la fourniture en sédiments grossiers constitue le facteur le plus plausible des évolutions constatées. Un tarissement de l'alimentation en sédiments en provenance de l'amont est ici hors de propos. En effet, l'intégralité du linéaire traité a été touchée par l'incision et aucun gradient amont-aval n'a été constaté. Ceci signifie donc que l'incision du lit ne peut être expliquée par la propagation d'un éventuel déficit de charge solide grossière en provenance du Cher supérieur. Un tel déficit aurait pu provenir soit d'une réduction des apports des versants (Liébault et Piégay, 2002 ; Bravard, 1994 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Kondolf *et al.*, 2002 ; Lach et Wyzga, 2002) ou des affluents, soit du blocage intégral du transit de la charge de fond au niveau de la retenue du barrage de Rochebut (Galay, 1983 ; Kondolf, 1997a), édifié au début du XX<sup>e</sup> siècle. La première option est en outre à évaluer dans la mesure où elle concerne exclusivement des cours d'eau dont l'alimentation en charge grossière provient pour l'essentiel, au moins en tête de bassin, d'apports

directs des versants (production primaire), ce qui n'est pas le cas du Cher. Concernant la seconde option, la vitesse de déplacement de la charge de fond est très vraisemblablement beaucoup trop faible pour que le déficit sédimentaire induit par le barrage ait pu toucher en 90 ans les 220 km de rivière ici étudiés. Les vitesses de propagation de la charge de fond estimée sur le Cher ou sur d'autres rivières disposant d'une puissance spécifique bien supérieure (cf. Chapitre 8 A.3.2) indiquent en effet que seule la partie amont du linéaire traité (40 premiers kilomètres au plus) aurait éventuellement pu être affectée. Par ailleurs, même avec une vitesse de déplacement de la charge de fond suffisamment élevée pour que le déficit ait pu se manifester sur tout le linéaire en quelques décennies, les nombreux seuils se succédant sur la rivière en auraient très certainement bloqué la propagation.

Il nous faut dès lors opter pour des causes locales. Trois options principales, non exclusives les unes des autres, sont à considérer : la présence de protections de berges, la rétraction du lit mineur et les extractions de matériaux.

## **1. PROTECTIONS DE BERGES**

La présence de protections de berges sur un linéaire non négligeable de la rivière a pu, au moins localement, accentuer, si ce n'est déclencher, le phénomène d'incision. Leur présence inhibe en effet les processus de recharge sédimentaire latérale. Lorsque ces apports constituent la source principale d'alimentation en particules grossières, comme cela est vraisemblablement le cas sur le Cher, le cours d'eau tend alors à combler le déficit sédimentaire engendré par l'existence des protections en s'approvisionnant en fond de lit. De nombreux auteurs ont ainsi mis en avant le rôle déterminant des protections dans l'aggravation, voire dans le déclenchement du processus d'incision (par exemple Mosselman et *al.*, 2000 ; Peiry et *al.*, 1994, Geocarrefour ; Brookes, 1985, Schumm et *al.*, 1984 ; Bravard et *al.*, 1997 ; Rinaldi et *al.*, 2005 ; Surian, 1999 ; Kiss et *al.*, 2008 ; Steiger et *al.*, 2000), en particulier dans des conditions de réduction des apports en provenance de l'amont ou de prélèvements directs de matériaux dans le chenal (Piégay et Peiry, 1997 ; Rinaldi et Simon, 1998 ; Kondolf et *al.*, 2002 ; Lach et Wyzga, 2002).

Malgré nos recherches en archives, on ne dispose d'aucune information détaillée pour l'ensemble de la rivière, tant du point de vue de la chronologie de mise en place des protections que de leur localisation. Cependant, de nombreuses observations de terrain laissent à penser que ces protections marquent fortement de leur empreinte la dynamique actuelle et récente du Cher (cent dernières années au minimum). Sur les quatre secteurs distincts au niveau desquels elles ont été détectées, 37 % du linéaire du lit sont aujourd'hui équipés d'enrochements composés de blocs pluri-décimétriques. Sur les secteurs à méandres étudiés dans la thèse, ces protections ont vraisemblablement plus d'une centaine d'années. Cette estimation se fonde sur l'âge de chênes, ormes, aulnes et peupliers dont les racines pénètrent actuellement nombre des protections. On rappellera par ailleurs, comme cela a été évoqué précédemment (cf. Chapitre 6.B1.1), que des protections en dur étaient avec certitude déjà présentes sur le Cher avant 1856 tandis que d'autres ont été édifiés entre 1856 et 1900.

Le développement probable des protections de berges à partir de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> pourrait donc être, au moins en partie, responsables du déclenchement de l'incision du lit, en particulier au cours de la période 1856-1932. Par la suite, elles ont très vraisemblablement concouru à son amplification.

## 2. RETRACTION DU LIT

Le Cher a connu entre 1830 et 1950 une très nette rétraction de sa bande active (entre 23 et 44 % de sa superficie initiale) (Dépret, 2013 ; cf. Chapitre 5 A.2.1) qui découle possiblement de l'abandon de la navigation et du flottage du bois. Ces deux activités ont brutalement cessé entre 1850 et 1880 (cf. Chapitre 2 C.3.1).

La disparition concomitante des pratiques d'entretien du lit qui leurs étaient associées a alors pu déboucher sur une colonisation végétale rapide de la bande active (Gautier et *al.*, 2007 ; Grivel, 2008), avec comme conséquence une limitation de la disponibilité en matériaux grossiers obligeant la rivière à s'alimenter verticalement et/ou latéralement. Dans l'hypothèse probable d'un renforcement de la résistance des berges, en lien avec le développement des protections de berges et/ou avec celui de la végétation rivulaire ligneuse (Hickin, 1984 ; Hey et Thorne, 1986 ; Micheli et *al.*, 2004 ; Anderson et *al.*, 2004 ; Lach et Wyzga, 2002), les possibilités d'apports latéraux se seraient nettement amenuisées. Le plancher alluvial aurait dès lors constitué la principale, voire l'unique, source de sédiments, ce qui aurait conduit localement à l'incision du lit constatée entre 1856 et 1932. Concernant l'aptitude de la végétation arborée à protéger les berges des processus érosifs, il convient d'être prudent puisque de nombreux cas opposés, fonction principalement de la taille, de la forme, de la hauteur et de la composition granulométrique des berges ainsi que de la dimension des cours d'eau ont été répertoriés dans la littérature (Piégay et *al.*, 2003a, 2003b ; Mc Bride et *al.*, 2007 ; Anderson et *al.*, 2004 ; Allmendinger et *al.*, 2005). Il est néanmoins généralement admis que la présence d'une végétation ligneuse renforce la résistance des berges (Thorne, 1990 ; Simon et Collison, 2002 ; Hey et Thorne, 1986 ; Abernethy et Rutherford, 2001 ; Micheli et *al.*, 2004 ; Huang et Nanson, 1997 ; Allmendinger et *al.*, 2005 ; McBride et *al.*, 2008 ; Burckardt et Todd, 1998 ; Beeson et Doyle, 1997), en particulier lorsque ces dernières sont composées d'un matériel peu cohésif (Piégay et *al.*, 2003a).

Par ailleurs, la rétraction de la bande active est parfois envisagée comme facteur d'augmentation de l'énergie de la rivière (Rinaldi, 2003), ce qui tendrait également à favoriser l'incision du lit. Cette relation apparaît néanmoins équivoque, en particulier lors de la phase initiale de colonisation végétale, puisque le développement de la végétation tendrait plutôt dans un premier temps à accroître la rugosité du lit et donc à diminuer les vitesses d'écoulement et les contraintes de cisaillement (Kean et Smith, 2004 ; Griffin et *al.*, 2005). Elle serait en revanche davantage envisageable après exhaussement des surfaces initialement colonisées et réduction concomitante de la rugosité.

Il ne faut cependant pas perdre de vue que la chaîne de causalité a pu être en réalité inverse, l'incision du lit étant alors le facteur déclencheur de la fermeture du lit par végétalisation (Dufour, 2005 ; Liébault et Piégay, 2002 ; Rinaldi, 2003 ; Winterbottom, 2000 ; Tsujimoto, 1999 ; Comiti et *al.*, 2011).

Au final, en l'absence de connaissances plus précises sur la chronologie de ces processus, il s'avère délicat de se prononcer sur le rôle éventuel de la diminution de la largeur de la bande active dans l'incision du lit.

### 3. EXTRACTIONS DE GRANULATS

Les extractions de granulats constituent la dernière explication plausible à l'enfoncement du lit du Cher. Celles-ci sont généralement considérées, avec la multiplication des barrages, comme le facteur principal de déclenchement ou d'accélération de l'incision des lits au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Les granulats étant définis comme des grains de dimension inférieure à 125 mm (Norme AFNOR cité dans Carré et Chartier, 2002), c'est l'intégralité du spectre granulométrique grossier du Cher alluvial ( $D_{95}$  max = 115 mm) qui est concerné par les extractions.

Pour en estimer les effets sur l'évolution verticale du Cher, il nous faut au préalable synthétiser l'ensemble des informations disponibles sur la rivière au sujet de ces pratiques.

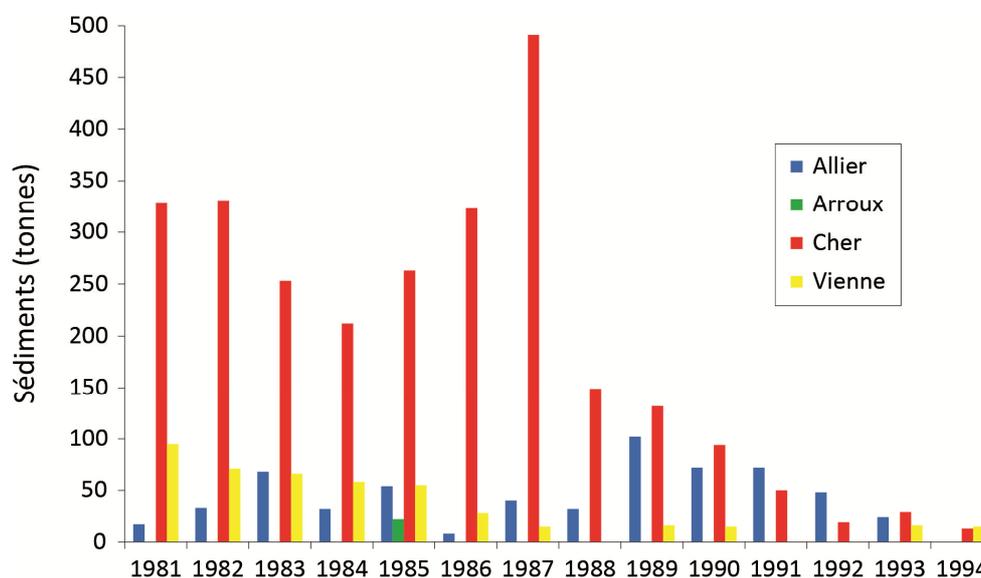
#### 3.1. SYNTHÈSE DES DONNÉES DISPONIBLES

##### 3.1.1. QUANTITÉS

Si les prélèvements de sédiments dans le lit des rivières ont été de tout temps pratiqués, il semble cependant qu'avec la mécanisation des moyens d'extractions et l'augmentation des besoins, ces ponctions se soient nettement intensifiées à compter de fin du XIX<sup>e</sup>. Sur le Cher, des zones de prélèvements parsemaient par ailleurs déjà tout le linéaire étudié (Archives départementales du Cher et de l'Allier (ADC, ADA)) à cette époque. Les tronçons de rivière situés de part et d'autre des ponts constituent alors vraisemblablement des secteurs privilégiés d'extractions. C'est également à ce moment qu'apparaissent les premières machines. Après la deuxième guerre mondiale, les farineux besoins en matière de reconstruction, le développement des grandes infrastructures de transport (autoroute puis TGV), l'essor de la mécanisation ainsi que l'avènement du béton comme matériau de construction vont concourir à une surexploitation massive et sans précédents des sédiments fluviaux (Malavoi et *al.*, 2011 ; Carré et Chartier, 2002). Ce type de granulats est de plus particulièrement recherché en raison des nombreux avantages qu'ils présentent : accessibilité et exploitation faciles et peu onéreuses, résistance des matériaux, faible coût de transport lié à la proximité des lieux de valorisation (Kondolf, 1994, 1997a).

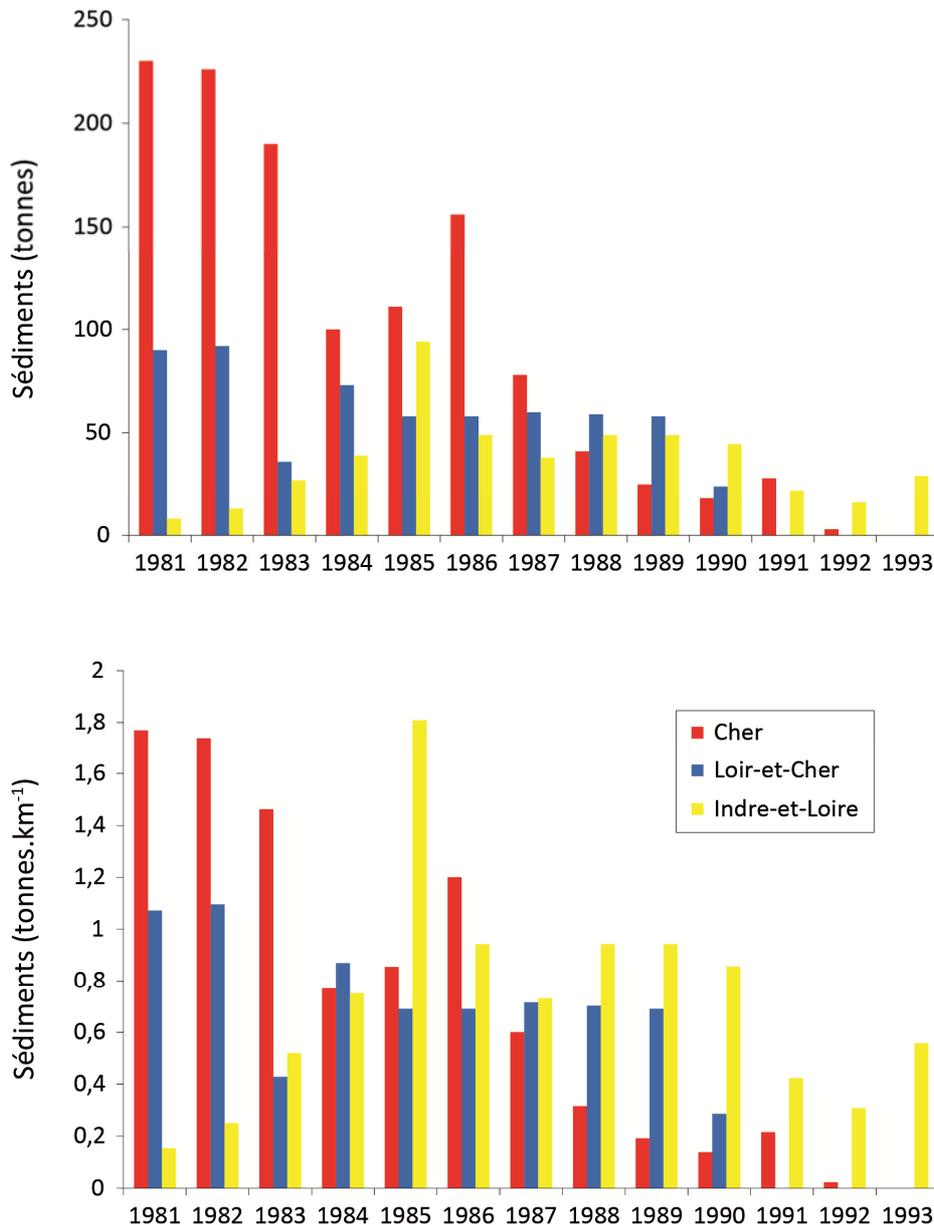
Avant 1950, nous disposons de données quantitatives uniquement pour l'année 1910. Entre Foëcy et Châtres-sur-Cher, soit sur environ 30 km de cours d'eau, 4135 m<sup>3</sup> de matériaux ont été extraits (ADC).

Après 1950, les volumes prélevés sont renseignés sur quelques sites et sur des périodes relativement courtes (entre un et cinq ans). Par site, les volumes annuels vont de 5000 à 60000 m<sup>3</sup> (DRIRE Cher ; Franquelin, 1998). Entre 1981 et 1994, année de fin d'autorisation des prélèvements en lit mineur, une vue plus synthétique sur les quantités annuelles extraites nous est fournie par un rapport des Ponts et Chaussées de 1995 (Dambre, 1995) portant sur la Loire et ses principaux affluents. Après la Loire, le Cher est le cours d'eau le plus sollicité (Dambre, 1995 ; Nabet, 2013) (Figure A.13). Ce constat est néanmoins à mesurer puisque les quantités brutes devraient en effet être standardisées (exprimées en tonnes par km linéaire de cours d'eau) pour pouvoir être réellement comparées avec justesse.



**Figure A.13** Quantités de sédiments extraits sur les affluents de la Loire entre 1981 et 1994 (en milliers de tonnes).

A l'échelle de la rivière, en tonnage brut, le département du Cher est le plus touché (Figure A.14). Lorsque ces quantités sont exprimées par km linéaire de cours d'eau, ce n'est plus le cas que pour quatre des treize années renseignées (Figure A.14). Le Cher dans l'Allier apparaît épargné, mais il s'agit selon toute vraisemblance d'une erreur ou d'une omission puisque les photographies aériennes montrent sans équivoque des traces d'activité en différents sites au cours des années 1980. De fait, si le protocole d'accord Val de Cher, signé en 1979 entre les carriers et le département, interdisait toute exploitation de carrière sur l'intégralité du linéaire du Cher de l'aval de Montluçon à la limite départementale de l'Allier et du Cher, il autorisait cependant la poursuite des extractions au niveau des quatre zones alors en activité (Institut d'Ecologie appliquée et *al.*, 1999, cité dans Beture - Cerec, 2003).



**Figure A.14** Quantités de sédiments extraits sur le Cher entre 1981 et 1993 (sans prise en compte du curage du bassin d'aviron de Tours Saint-Avertin pour l'Indre-et-Loire).

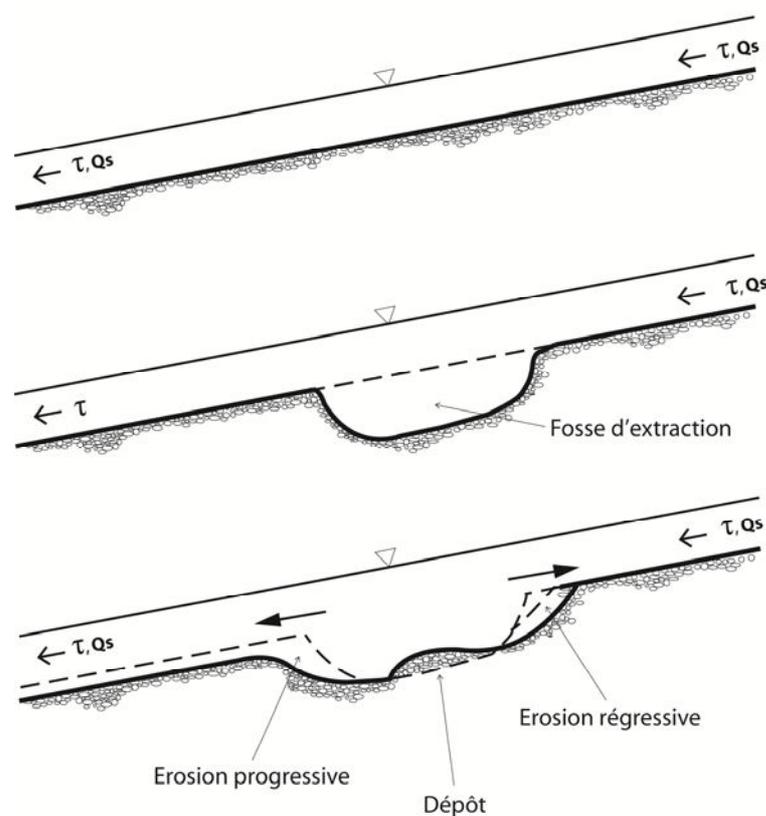
### 3.1.2. LOCALISATION

A partir de 1950, la rareté des documents renseignant sur la localisation des zones d'extractions a pu être en partie contournée grâce à l'examen de l'intégralité des prises de vues aériennes disponibles sur la rivière et des apports de la base de données « Carrières et matériaux » du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr>). Entre 1950 et 1993, le Cher a ainsi été l'objet de prélèvements sur au moins 63 km, soit environ 29 % du linéaire étudié. Cette distance est sous-estimée : lorsque nous disposons de documents d'archives permettant de délimiter très précisément les secteurs touchés par les extractions, leur emprise spatiale excédait en effet toujours nettement celle déterminée à l'aide des photographies aériennes.

41 tronçons distincts de prélèvements ont été recensés, dont 15 ont également pu être repérés dans les archives des services de l'Etat (DTT, DRIRE).

### 3.1.3. METHODES DE PRELEVEMENTS ET CONSEQUENCES SUR LE TRANSPORT SEDIMENTAIRE

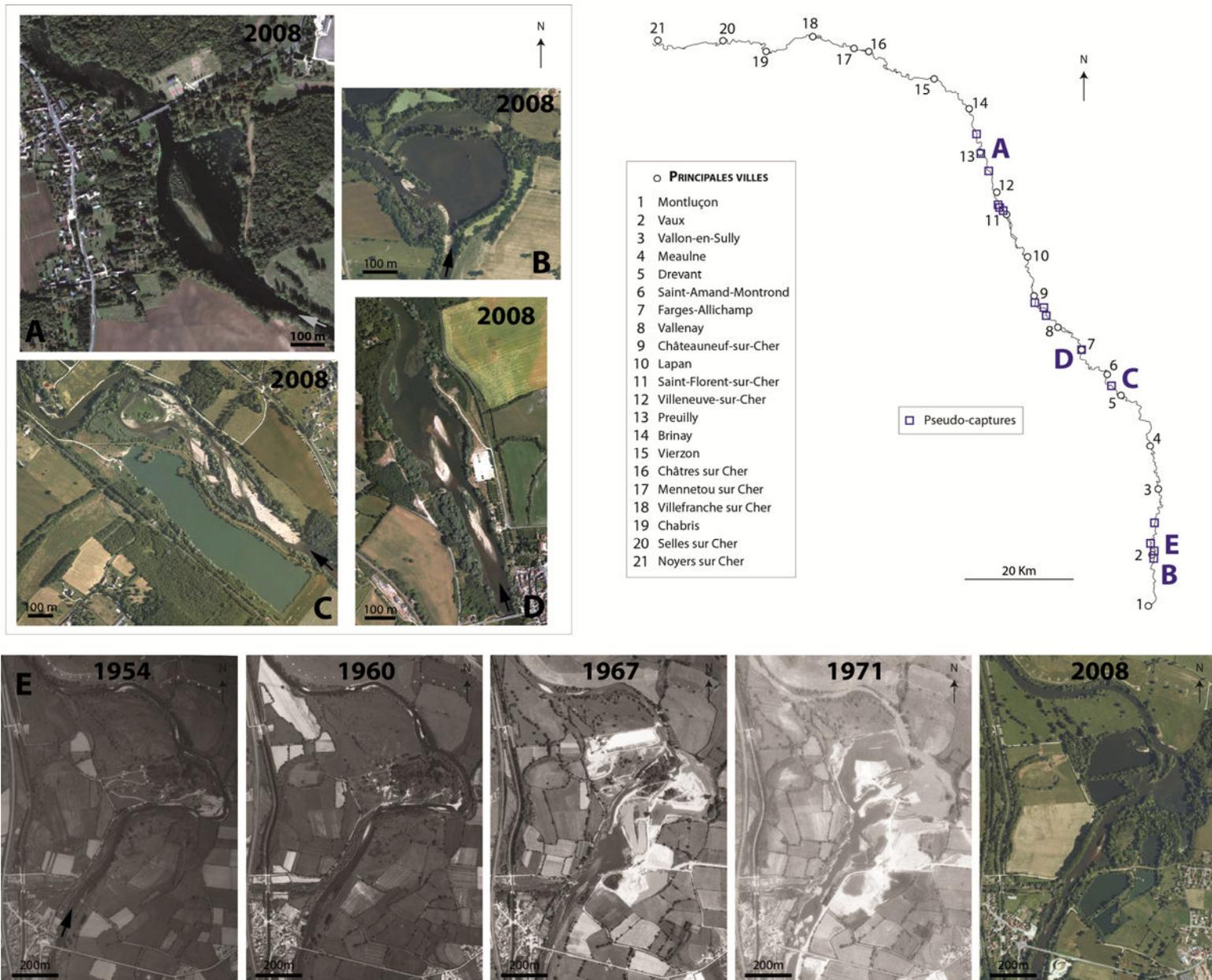
En lit mineur, les sédiments sont généralement prélevés soit par excavation au niveau de fosses, soit par décapage de la partie supérieure des bancs (Kondolf, 1994). Dans les deux cas, se produit une rupture entre capacité de transport et quantité de sédiments disponibles. Le déficit sédimentaire créé devra alors être compensé avec pour conséquence un réajustement possible de la géométrie de la rivière. Par ailleurs, l'excavation provoque la modification directe et radicale du profil en long avec comme corollaire la propagation de fronts d'érosion progressive et régressive susceptibles de toucher le cours d'eau à des kilomètres de distance du lieu d'extraction. Les premiers sont liés à un déficit sédimentaire créé à l'aval par le piégeage partiel ou total de la charge de fond dans les fosses. Les seconds découlent d'un accroissement de la puissance de la rivière, consécutif de l'augmentation de la pente à l'entrée des fosses (Kondolf, 1997a) (Figure A.15).



**Figure A.15** Schéma de synthèse des processus responsables de l'incision des lits à partir des fosses d'extraction (Kondolf, 1994, modifié).

$Q_s$  : Charge solide.  $\tau$  : Contrainte de cisaillement.

Sur le département du Loir-et-Cher, les extractions en lit mineur étaient strictement circonscrites aux limites du chenal. Sur l'Allier et le Cher, les méthodes employées étaient en revanche plus brutales. Elles ont ainsi fréquemment modifié de façon directe la géométrie en plan du lit. Sur de nombreux sites, les extractions en lit mineur ont en effet été accompagnées d'un grignotage méthodique des berges. Ce procédé a engendré la formation de tronçons présentant de très fortes sur-largeurs. Dans les cas les plus extrêmes, cela a abouti à la création de véritables plans d'eau au sein même de la rivière (Figure A.16).

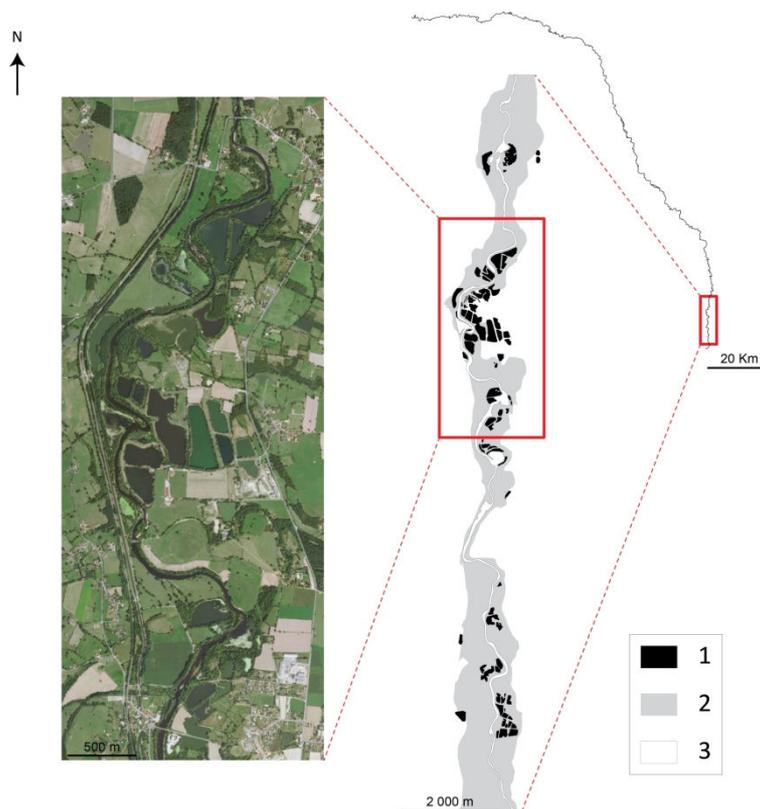


**Figure A.16** Exemples de pseudo-captures sur le Cher.

A, B, C et D : Pseudo-captures en cours de comblement plus ou moins avancé. A : Communes de Preuilly et Sainte-Thorette, km 127. B : Communes de Vaux et Estivareilles, km 13. C : Communes de Saint-Amand-Montrond, Bouzais et Drevant, km 57. D : Communes de Bruère-Allichamps et Farges-Allichamps, km 77. E : Exemple de prélèvements effectués dans la plaine alluviale à partir du mineur. Communes de Vaux et Estivareilles, km 14. (Sources photographies aériennes : IGN).

Bien que générées différemment des captures de gravières en lit majeur, ces plans d'eau n'en présentent pas moins *in fine* des conséquences identiques en terme de continuité longitudinale du transport sédimentaire. Ils opèrent en effet comme des pièges pour l'essentiel voire pour l'intégralité de la charge de fond (Kondolf, 1997a ; Belleduy et Lefort, 2001). La durée d'interruption du transit est principalement fonction du volume des apports ainsi que de la superficie et de la profondeur des anciennes fosses d'extraction. En raison de l'analogie avec les captures en termes à la fois de morphologie et de conséquences sur les processus de transport de charge de fond, ces plans d'eau

seront désignés dans la suite sous le vocable de pseudo-captures. Par ailleurs, il convient de préciser que de nombreuses extractions ont également été pratiquées, et le sont encore aujourd'hui, en lit majeur. Une proportion importante de ces carrières, anciennes comme actuelles, sont localisées de façon contiguë au chenal de sorte que l'espace de liberté de la rivière a été totalement anéanti (Cossalter, 2011) (Figure A.17). Le secteur le plus gravement touché est situé à l'amont du Cher, entre Montluçon (km 0) et Vallon-en-Sully (km 31).



**Figure A.17** Exemple d'un tronçon du Cher corseté par d'anciennes carrières installées dans la plaine alluviale.

Communes de Vaux, Audes et Reugny, km 14-21.

1 : Carrières en lit majeur. 2 : Plaine alluviale. 3 : Bande active 2008. Les données sont tirées du travail de Cossalter (2011) (Sources photographies aériennes 2008 : IGN).

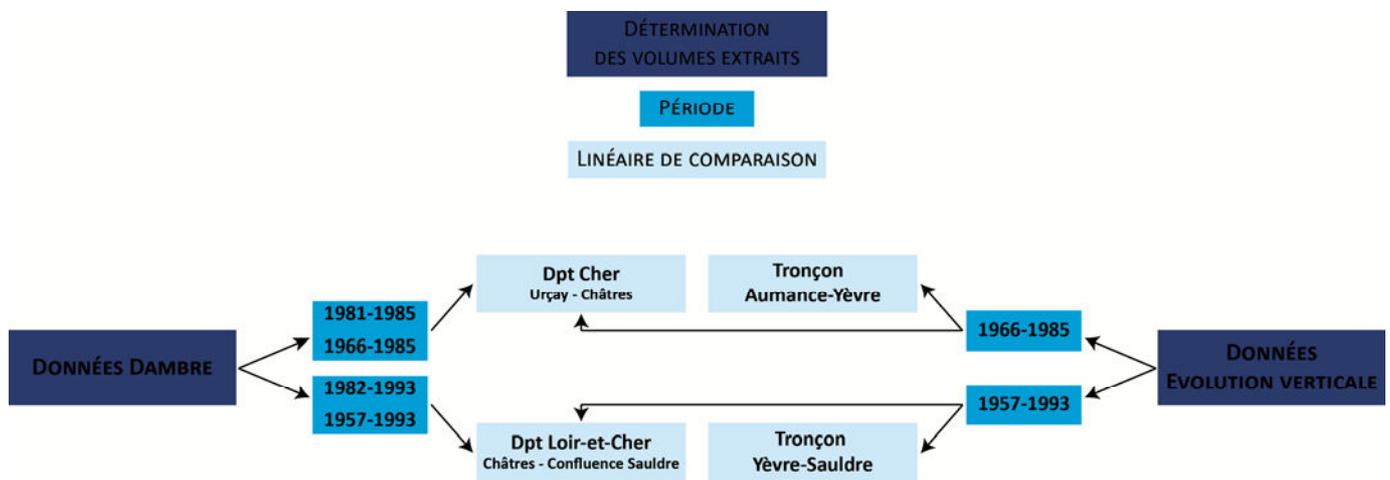
### 3.2. ESTIMATION DU DEFICIT ENGENDRE

Pour que le déficit engendré par les extractions puisse être déterminé, les volumes de sédiments charriés doivent être comparés aux volumes prélevés (Wishart et *al.*, 2008 ; Kondolf, 1994). On dispose de deux types de sources pour quantifier ces derniers : les données fournies par le rapport de Dambre (1995) pour la période 1981-1993 d'une part, et l'estimation du volume de sédiments perdus par incision entre 1932 et 1989, d'autre part.

Le ratio volumes prélevés / volumes charriés a été calculé pour différents linéaires et différentes périodes. Ces dernières sont fonction des chroniques de débit disponibles. Pour le Cher dans le département éponyme et pour le tronçon Aumance-Yèvre, la plus large période renseignée s'étend de 1966, première année pour laquelle nous disposons de débits à la station de référence (Saint-

Amand-Montrond) à 1985 (Figure A.18). Le calcul des volumes charriés a été stoppé à cette date car à l'exception de 1989, les débits n'ont pas été enregistrés entre 1986 et 1993. Pour le tronçon Yèvre-Sauldre et pour le Cher dans le département du Loir-et-Cher, la chronique de débit, établie à la station de Selles-sur-Cher, s'étend de 1957 à 1993 avec un hiatus d'une année, en 1981 (Figure A.18). Le ratio n'a en revanche pu être calculé à l'amont, c'est-à-dire entre Montluçon et la confluence avec l'Aumance, et pour le département de l'Allier, car les premières valeurs de débits à la station de Montluçon ne sont disponibles qu'à partir de 1988.

Le ratio calculé à partir des quantités prélevées indiquées dans le rapport de Dambre (1995) concerne la rivière sur le département du Cher et sur le département du Loir-et-Cher jusqu'à la confluence avec la Sauldre (Figure A.18). Le ratio calculé à partir des quantités tirées des données sur l'incision du lit concerne ces deux précédents tronçons mais également ceux compris entre les confluences avec l'Aumance et avec l'Yèvre d'une part, et entre les confluences avec l'Yèvre et la Sauldre d'autre part (Figure A.18).



**Figure A.18** Schéma de synthèse des types de données et des tronçons et périodes traités pour le calcul du déficit sédimentaire engendré par les extractions.

### 3.2.1. ESTIMATION DES QUANTITES EXTRAITES ENTRE 1950 ET 1993

#### 3.2.1.a. ESTIMATION A PARTIR DES DONNEES DU RAPPORT DAMBRE (1995)

Les quantités extraites entre 1950 et 1993 ont été estimées en appliquant à compter de 1950 un taux de prélèvement identique à celui de la période 1981-1993.

##### ▪ Département du Cher

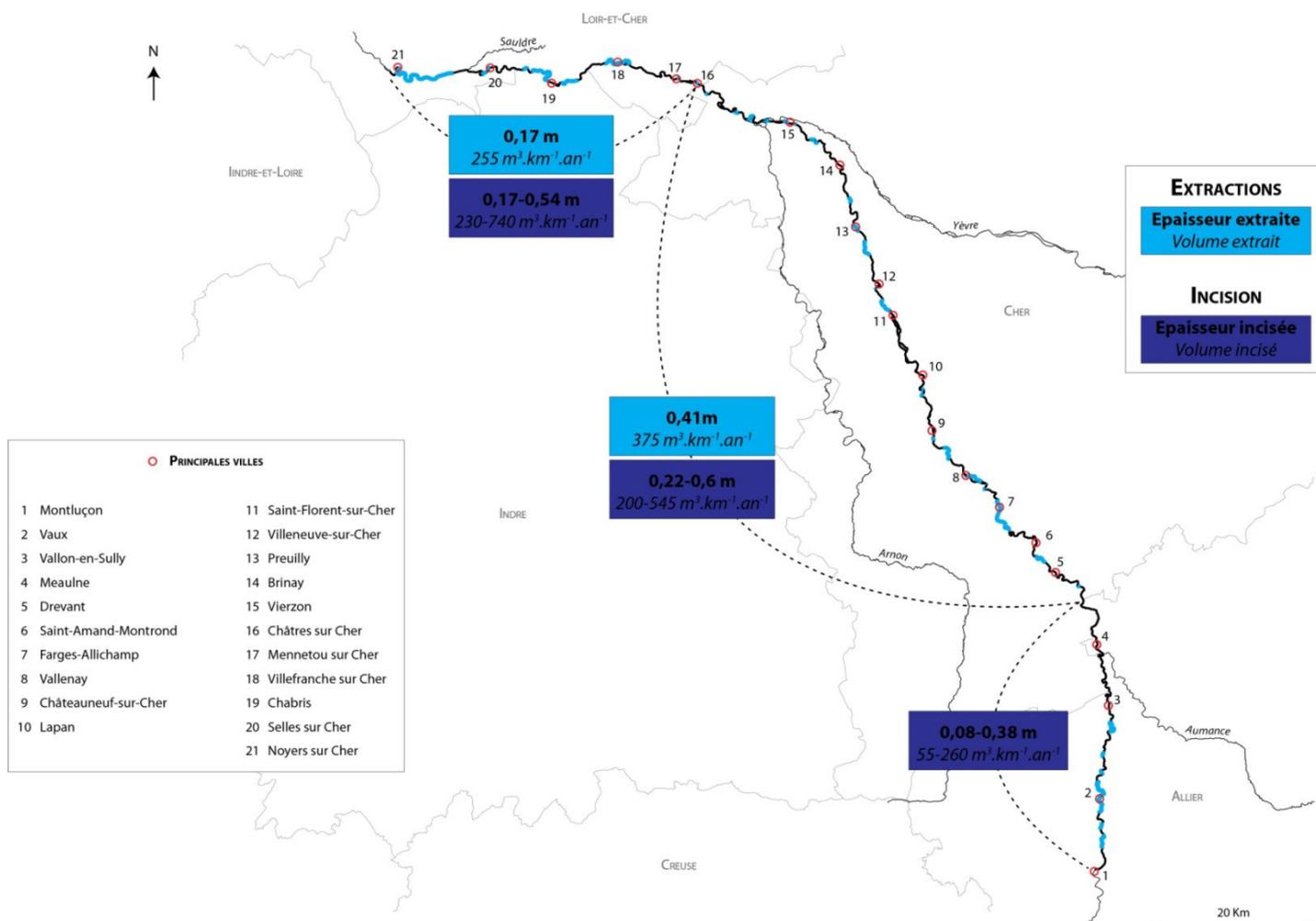
Sur le département, environ 16 km de rivière ont été directement touchés par les extractions entre 1981 et 1993. Sur ces 16 km, les quantités prélevées (1206 milliers de tonnes soit  $455000 \text{ m}^3$ ) représentent l'équivalent d'une tranche d'une épaisseur de 0,84 m (avec une largeur moyenne de bande active de 40 m et une porosité de 0,2). Cette valeur est vraisemblablement sous-estimée car il est habituellement considéré que les quantités déclarées par les exploitants sont nettement inférieures aux quantités réelles extraites (Malavoi et al., 2011). **Sur les 112 km de rivière dans le département** (d'Urçay jusqu'à Châtres-sur-Cher et sans les bras secondaires), cela représente une tranche d'une épaisseur de 0,12 m pour un **taux de prélèvement de  $375 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$**  (avec une

porosité de 0,2). A partir de ce taux, on obtient **entre 1950 et 1993 une épaisseur de 0,41 m de sédiments retirés dans le lit du Cher** (Figure A.19).

#### ▪ Département du Loir-et-Cher

La rivière dans le département s'écoule sur 82,5 km mais le secteur étudié s'étend seulement sur 56,5 km, dont la moitié a fait l'objet d'extractions. Pour estimer les quantités extraites sur ces 56,5 km, a été appliqué le taux linéaire d'extractions calculé pour l'intégralité du département.

Sur les 82,5 km, 608 milliers de tonnes (soit 229400 m<sup>3</sup>) ont été prélevés entre 1981 et 1993. Pour cette période, cela représente d'une épaisseur de 0,05 m (avec une largeur moyenne de bande active de 65 m et une porosité de 0,2) pour un **taux de 255 m<sup>3</sup>.km<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup>** (avec une porosité de 0,2). **Entre 1950 et 1993**, on obtient à partir de ce taux une **épaisseur retirée de 0,17 cm** (Figure A.19).



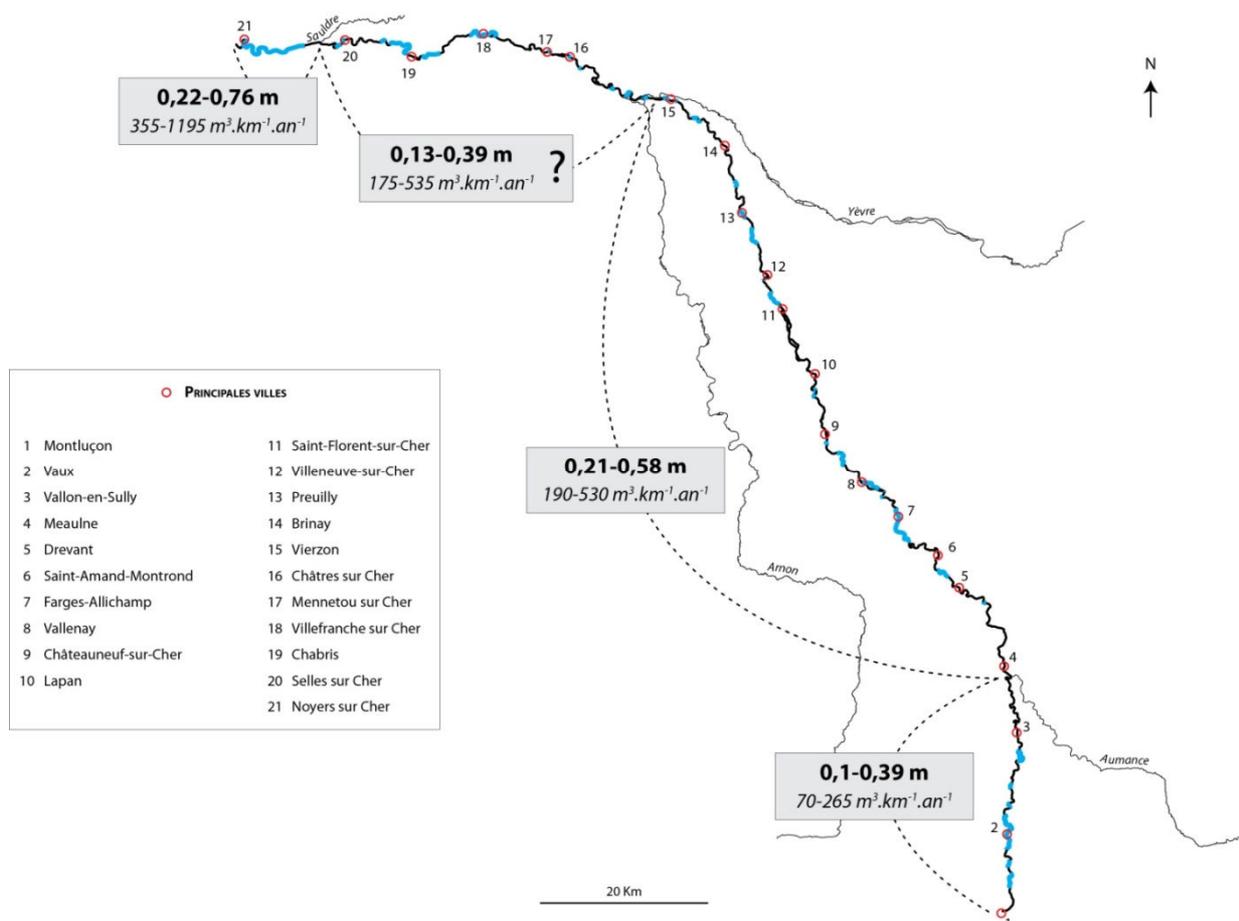
**Figure A.19** Estimation des volumes extraits sur le Cher entre 1950 et 1993 dans sa traversée des départements de l'Allier, du Cher et du Loir-et-Cher (jusqu'à la confluence avec la Sauldre). En bleu clair, les valeurs estimées à partir des données du rapport de Dambre (1995). En bleu foncé, les valeurs estimées à partir de l'incision du Cher. Les traits bleus matérialisent l'emprise des zones d'extraction.

### 3.2.1.b. ESTIMATION A PARTIR DES DONNEES RELATIVES A L'EVOLUTION VERTICALE DU LIT

Pour proposer une estimation des quantités extraites en se fondant sur les volumes perdus par le Cher par érosion verticale, il nous faut passer par deux hypothèses simplificatrices. La première consiste à considérer que l'intégralité de l'incision survenue entre 1950 et 1993 résulte des extractions. La seconde revient à considérer le taux de perte annuel sur la période 1932-1989 comme constant puis à l'appliquer à la période 1950-1993. Ces volumes sont sous-estimés car ne sont pas pris en compte ici les apports partiellement compensateurs des affluents et de l'érosion latérale et car l'incision a été très vraisemblablement plus intense après 1950.

Au final, d'une confluence majeure à l'autre, les extractions auraient représenté entre 1950 et 1993 une épaisseur de sédiments de (Figure A.20):

- 0,1-0,39 m entre Montluçon et l'Aumance, soit un volume de  $70-265 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ ,
- 0,21-0,58 m entre l'Aumance et l'Yèvre, soit un volume de  $190-530 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$  ;
- 0,13-0,39 m entre l'Yèvre et la Sauldre, soit un volume de  $175-535 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ . En l'absence de données sur ce tronçon, les pertes liées aux extractions ont été déterminées en appliquant le taux moyen calculé au niveau des autres tronçons.
- 0,22-0,76 m entre la Sauldre et Noyers-sur-Cher, soit un volume de  $355-1195 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ .



**Figure A.20** Estimation des volumes extraits sur le Cher entre 1950 et 1993 d'une confluence majeure à l'autre à partir des données relatives à l'incision du lit. Les traits bleus matérialisent l'emprise des zones d'extraction.

Sur le département du Cher jusqu'à Vierzon, on obtient une valeur de 0,22-0,6 m qui semble cohérente avec les 0,41 m estimés à partir des données du rapport de Dambre (1995) (Figure A.19). Sur le département du Loir-et-Cher, on obtient une valeur de 0,17-0,54 m, elle aussi cohérente avec les 0,17 m estimés à partir des données du rapport de Dambre (1995) (Figure A.19).

**Ceci indique que l'incision du Cher constatée au cours de la seconde partie du XX<sup>e</sup> siècle résulterait principalement des extractions pratiquées dans le lit mineur.**

### 3.2.2. ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIÉS

La formule de transport solide utilisée est entachée, comme toute formule de transport solide, d'une incertitude. Elle présente néanmoins un degré de fiabilité largement supérieur aux formules préexistantes et offre l'avantage d'être adaptée aux différentes phases de transport de la charge de fond. Ce degré de fiabilité a été testé et validé par l'auteur de la formule (Recking, 2010) en recourant au ratio  $[Q_s \text{ calculé}] / [Q_s \text{ mesuré}]$ , calculé sur plus de 3000 données de terrain acquises sur 56 cours d'eau différents. Ce ratio est compris entre 0,1 et 10 pour 86 % des données de contrôle, entre 0,2 et 5 pour 72 % d'entre elles, et entre 0,5 et 2 pour 38 % (Malavoi et al., 2011). Bien que cela constitue une approximation, on considérera dans la suite de l'analyse les volumes charriés calculés à partir de la formule de Recking comme justes à un ordre de grandeur près.

Le tronçon amont du Tableau A.4 correspond au secteur compris entre les confluences de l'Aumance et de l'Yèvre. Le tronçon aval correspond au secteur compris entre les confluences de l'Yèvre et de l'Aumance. Les volumes annuels charriés sur chaque tronçon sont relativement similaires : entre 1966 et 1985, période la plus longue pour laquelle la comparaison est possible, ils sont de 53 m<sup>3</sup> sur le tronçon amont et de 61 m<sup>3</sup> sur le tronçon aval. Les valeurs sont proposées à un ordre de grandeur près, ce qui correspond, comme annoncé précédemment, au spectre de l'incertitude associée à la formule utilisée.

**Tableau A.4** Volumes annuels charriés (m<sup>3</sup>).

*Tronçon amont : secteur compris entre les confluences de l'Aumance et de l'Yèvre. Tronçon aval : secteur compris entre les confluences de l'Yèvre et de l'Aumance.*

TRONÇON AMONT		TRONÇON AVAL	
1966-1985	1981-1985	1957-1993	1982-1993
53 [5,3-530]	84 [8,4-840]	95 [9,5-950]	84 [8,4-840]

Les valeurs calculées ne constituent évidemment qu'une estimation approchée des volumes réellement charriés. Divers biais, non quantifiables y sont associés. Ils se rapportent aux différentes grandeurs impliquées dans la formule de Recking (2010, 2013) :

- Granulométrie, pente du lit, largeur du lit à pleins bords et largeur de la bande active.

Les variations spatio-temporelles de ces différents paramètres n'ont pu être prises en compte.

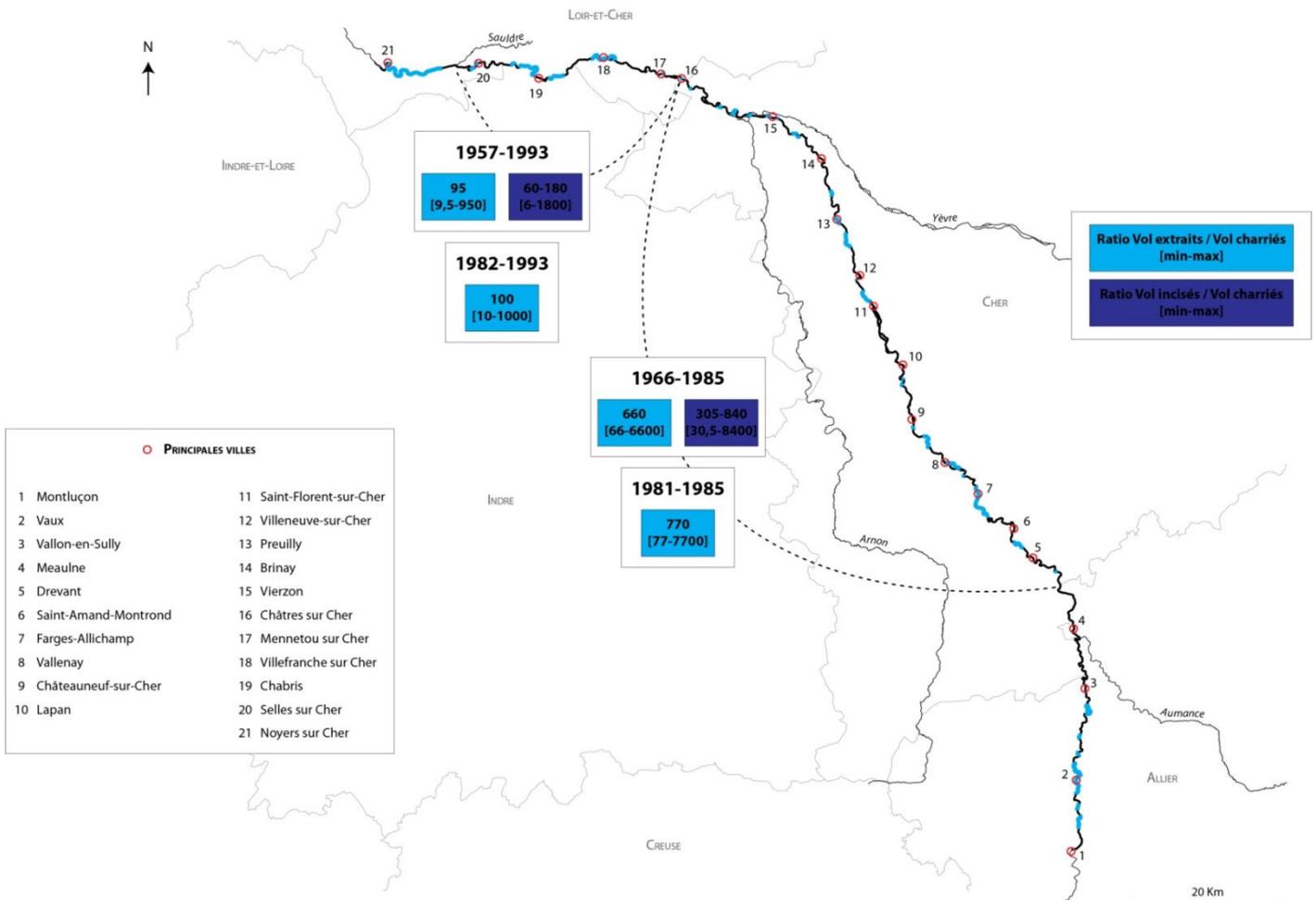
- Les débits.

Pour les événements de crue, la totalité des débits débordants a été considérée alors qu'en réalité seuls les débits s'écoulant à la verticale du lit mineur participent au charriage. Ceci constitue une source de surestimation des volumes charriés.

### 3.2.3. LE DÉFICIT SEDIMENTAIRE : RATIO VOLUMES EXTRAITS / VOLUMES CHARRIÉS

Les ratios les plus fiables sont fournis pour les périodes les plus courtes, c'est-à-dire 1981-1985 et 1982-1993, et pour le département du Cher, car ils sont calculés à partir de données officielles d'extractions qui n'ont par ailleurs pas fait l'objet d'extrapolation spatiale. Celles-ci peuvent donc être considérées comme les moins inexacts dont nous disposons. Le plus faible degré de fiabilité concerne les ratios calculés sur le département du Loir-et-Cher (jusqu'à la confluence à la Sauldre) pour la période 1957-1993.

Apparaissent entre crochets les valeurs minimales et maximales de chaque ratio (Figure A.21, Figure A.22). Elles ont été obtenues en rapportant les volumes extraits aux valeurs extrêmes des volumes charriés, ces dernières correspondant aux bornes de l'incertitude associée à la formule de calcul du transport.

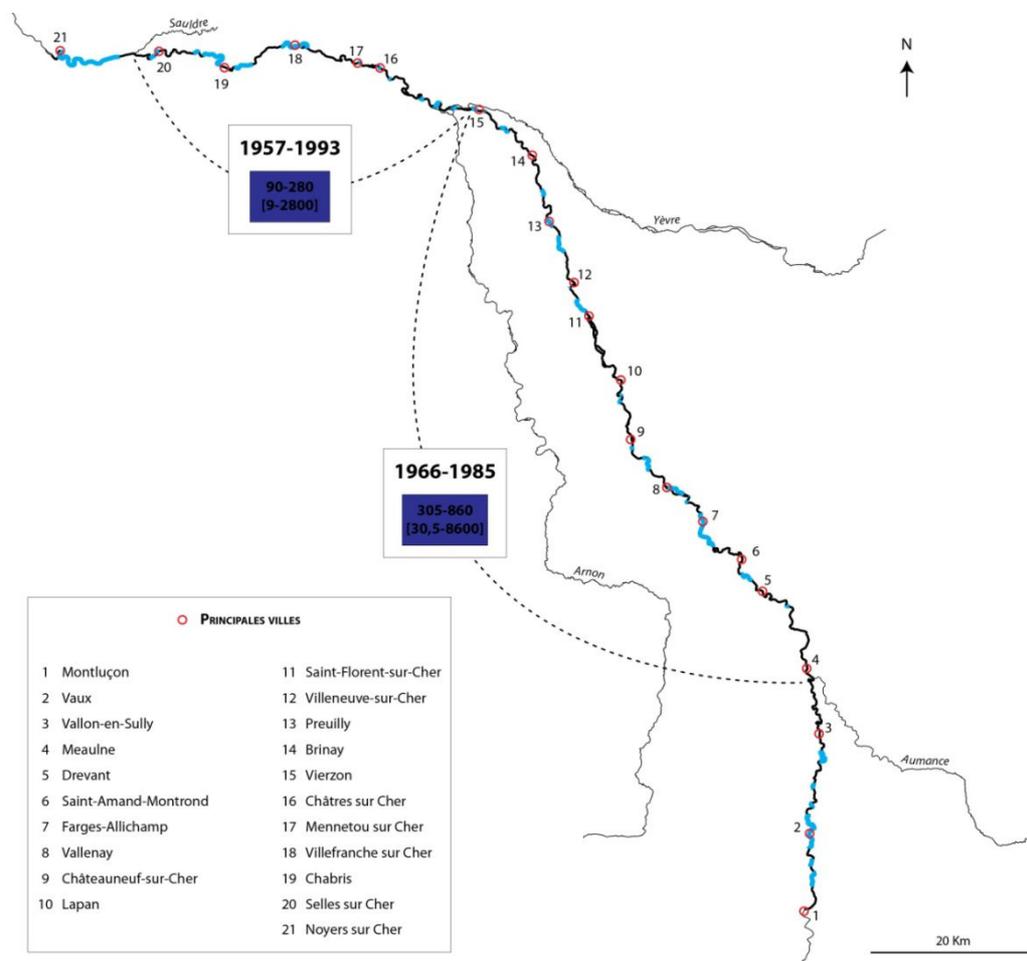


**Figure A.21** Ratio Volumes extraits / Volumes charriés sur le Cher dans sa traversée des départements de l'Allier, du Cher et du Loir-et-Cher (jusqu'à la confluence avec la Sauldre).

En bleu clair, les valeurs estimées à partir des données du rapport de Dambre (1995). En bleu foncé, les valeurs estimées à partir de l'incision du Cher. Les traits bleus matérialisent l'emprise des zones d'extraction.

Les ratios proposés à partir des données de Dambre (1995) ou à partir des données tirées de l'évolution verticale du lit sont relativement similaires, avec une fourchette de valeur plus large pour les derniers (Figure A.21). En valeur brute, ils atteignent respectivement :

- 660 et 305-840 sur le département du Cher entre 1966 et 1985,
- 95 et 60-190 sur le département du Loir-et-Cher entre 1957 et 1993.



**Figure A.22** Ratio Volumes extraits / Volumes charriés sur le Cher entre les confluences de l'Aumance et de l'Yèvre puis de l'Yèvre et de la Sauldre.

Les volumes extraits ont été estimés à partir des valeurs d'incision du Cher.

Dans la suite de l'analyse, par souci de simplification, le Cher dans sa traversée du département éponyme et le Cher entre les confluences de l'Aumance et de l'Yèvre seront désignés sous le même terme de tronçon amont. Cela se justifie par le fait que ces deux tronçons se superposent quasi intégralement. Pour les mêmes raisons, le Cher dans sa traversée du Loir-et-Cher et le Cher entre les confluences de l'Yèvre et de la Sauldre seront désignés sous le terme de tronçon aval.

En valeur brute, le déficit est plus marqué sur le tronçon amont, avec des extractions entre 1966 et 1985 qui auraient été au minimum 305 fois plus élevées que les apports solides du Cher (Figure A.21, Figure A.22). Sur le tronçon aval, le déficit sur la même période aurait été environ deux fois plus faible. Les extractions y sont au minimum 145 fois inférieures aux apports du Cher.

Si l'on s'intéresse cette fois-ci aux valeurs minimales des ratios (terme de gauche entre les crochets) (Figure A.21, Figure A.22), le déficit serait compris entre 30,5 et 66 sur le tronçon amont et entre 6 et 9,5 sur le tronçon aval.

Nous avons vu précédemment que l'estimation des volumes charriés et des volumes extraits étaient accompagnée d'incertitudes qui n'avaient pu être quantifiées. Indépendamment de ces incertitudes, les valeurs des ratios ici avancées sont probablement quelque peu surestimées car les comparaisons effectuées portent sur deux grandeurs légèrement différentes. Les volumes extraits incorporent en effet l'intégralité du matériel composant le lit de la rivière (*bed-material load*) alors que seule une partie de ce dernier est transportée par charriage (certains sables en fonction des conditions hydrauliques ainsi que la totalité des particules dont la taille est supérieure à celle des sables). Les échantillonnages volumétriques réalisés sur les trois secteurs à méandres étudiés dans la thèse indiquent que les proportions de sables dans la couche de subsurface atteignent au maximum 28 %. Si on se fie à ces valeurs, la surestimation des ratios n'excéderait donc pas 30 %.

Enfin, comparées aux ratios volumes extraits / volumes charriés obtenus sur d'autres rivières du monde, les valeurs sur le Cher apparaissent comme relativement importantes (Tableau A.5).

**Tableau A.5** Ratio entre volumes extraits et volumes charriés sur quelques rivières dans le monde.

Rivière	Longueur (km)	Période	Extractions (m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	Transport (m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	Rapport Extractions / Transport	Source
Stony Creek, Californie, Etats-Unis	8	post 1963	260000 min 730000 max	20000	13-36,5	Kondolf et Swanson (1993)
San Luis Rey River, Californie, Etats-Unis	8		300000	6500	46	Kondolf et Larson (1995)
Humptulips River, Washington, Etats-Unis	19	25 ans	30400 min 12800 max	1900 min 5000 max	2,6-16	Collins et Dunne (1989)
Wynoochee River, Washington, Etats-Unis	15	19 ans	24700	3800	6,4	Collins et Dunne (1989)
Wooler Water, nord-ouest Angleterre			32153	145	222	Sear et Archer (1998)
Tyne, nord-ouest Angleterre			92791	6514	14	Sear et Archer (1998)
Swale, nord-ouest Angleterre			458715	1667	275	Sear et Archer (1998)
Breamish, nord-ouest Angleterre			40000	317	126	Sear et Archer (1998)
Wisloka, sud Pologne		Années 1950 - 1960	2100000 total		500	Osuch (1968), cité dans Wyzga (2007)
Lower Manawatu River, Nouvelle-Zélande	37	1965-1985	191000	76500 min 99400 max	1,9-2,5	Page et Heerdegen (1985), cité dans Collins et Dunne (1990)
Tordera, Espagne		1958-1987	3x10 <sup>6</sup> min total		40	Rovira et al. (2005, RRA)

Rivière	Longueur (km)	Période	Extractions (m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	Transport (m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	Rapport Extractions / Transport	Source
Tagliamento, Italie			1100000	150000	7,3	Surian et <i>al.</i> (2009, RRA)
Loire, Région Centre, France		1950-1992	10 <sup>8</sup> t total	4x10 <sup>7</sup> t total	2,5	Malavoi et <i>al.</i> (2011)
Ardèche, France		20 ans	4000000 total	1500000 total	2,7	Sogreah (1993) cité dans Malavoi et <i>al.</i> (2011)
Drôme, France		1930-1990	2500000 max	350000	7	Malavoi et <i>al.</i> (2011)
Chalakudy, Inde	27	1980-2005	5600000 t	10000 t	56	Padmalal et <i>al.</i> (2008) Sreebha et Padmalal (2011)
Periyar, Inde	50	1980-2005	4000000 t	80000 t	50	Padmalal et <i>al.</i> (2008) Sreebha et Padmalal (2011)
Muvattupuzha, Inde	35	1980-2005	1090000 t	20000 t	54,5	Padmalal et <i>al.</i> (2008) Sreebha et Padmalal (2011)
Meenachil, Inde	24	1980-2005	80000 t	10000 t	8	Padmalal et <i>al.</i> (2008)
Manimala, Inde	20	1980-2005	170000 t	20000 t	8,5	Padmalal et <i>al.</i> (2008)
Pamba, Inde	27	1980-2005	180000 t	30000 t	6	Padmalal et <i>al.</i> (2008)
Achankovil, Inde	38	1980-2005	490000 t	10000 t	49	Padmalal et <i>al.</i> (2008)
Cher, (Dpt du Cher)	1000	1966-1985	16300 min 44300 max	5,3 min 530 max	30,5-8400	Cette étude

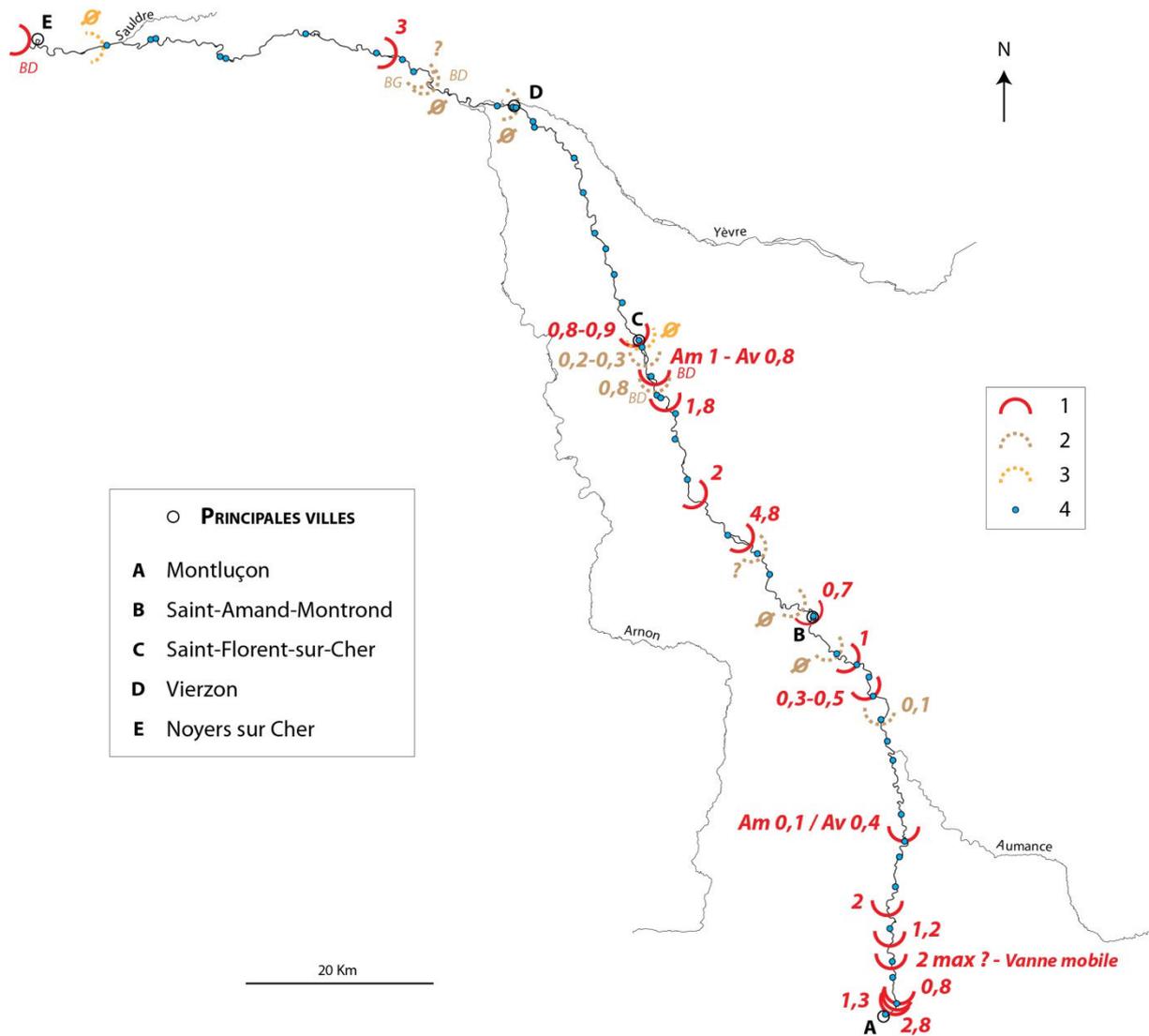
#### 4. LE ROLE AMBIVALENT DES SEUILS

Au cours de la période d'étude (1856-2005), les seuils demeurés en bon état ont contribué à limiter l'incision du lit en enrayant la propagation des fronts d'érosion régressive et progressive. Ils ont ainsi opéré comme un élément stabilisateur du profil en long (Mendrop et Little, 1997 ; Simon et Darby, 2002).

Cependant, si l'on se place dans une perspective d'atténuation de l'incision, voire de restauration du niveau du lit, leur rôle apparaît ambivalent pour deux principales raisons. Tout d'abord, nous avons vu précédemment (Chapitre 2 C.2.1) que de par la réduction de la pente du lit qu'ils induisent à leur amont et à leur aval, mais également de par l'effet point dur engendré ponctuellement, les seuils constituent aussi très probablement un facteur de stabilité en plan (Malavoi, 2003) (Figure A.23). Ils concourent ainsi à limiter les possibilités d'apports sédimentaires latéraux, par ailleurs fortement réduites par la présence des protections de berges et des anciennes gravières de plaine alluviale contiguës au chenal actuel. Ensuite, en interrompant, partiellement ou totalement, la continuité longitudinale du transport de la charge de fond (Figure A.24), ils annihilent également toute possibilité d'alimentation sédimentaire en provenance de l'amont.

Dans ce contexte, les seuils doivent alors également être envisagés comme un frein supplémentaire à la réduction du déficit sédimentaire.

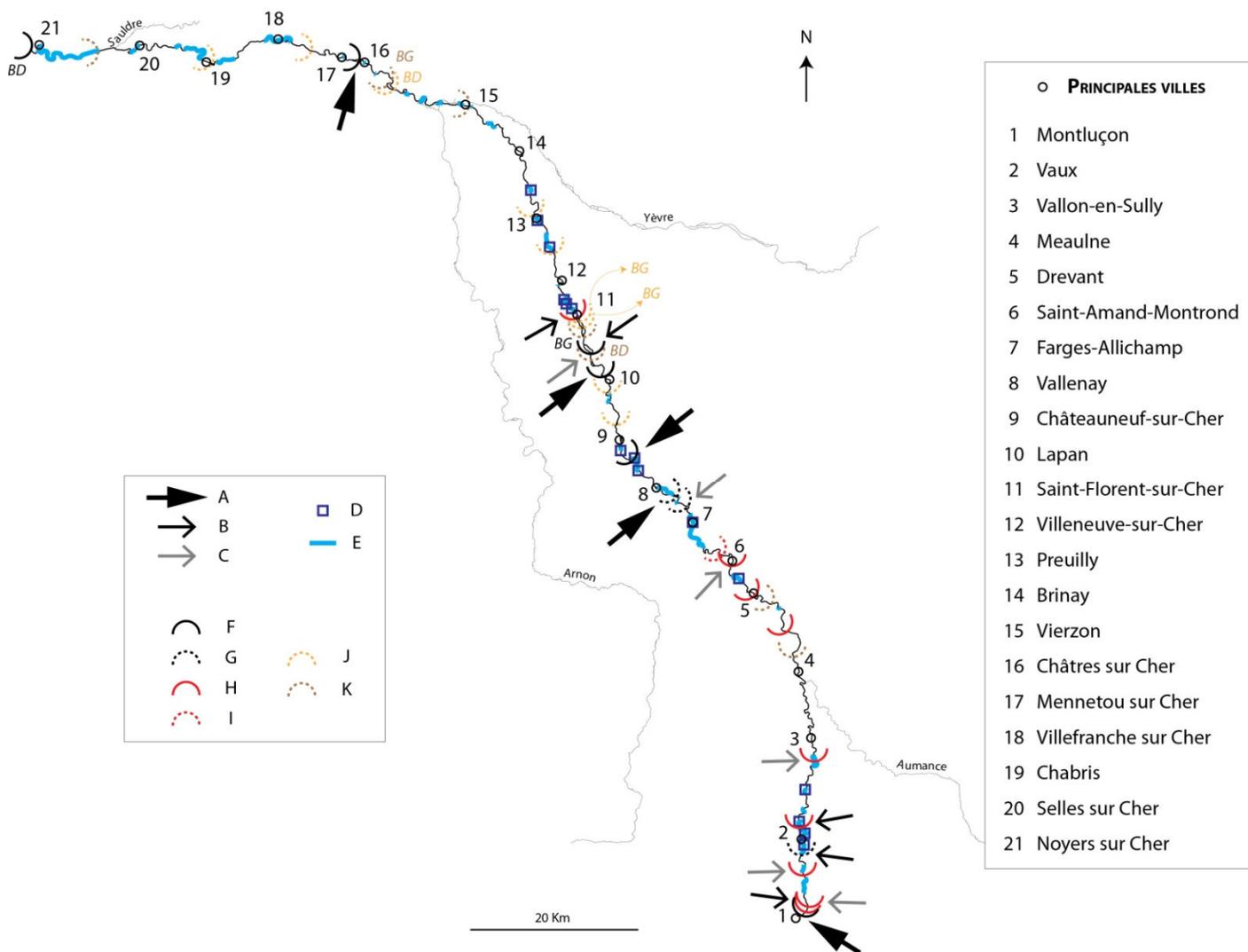
Deux secteurs, courant de Montluçon à Nassigny (km 0-28) et de Farges-allichamps à Villeneuve-sur-Cher (km 76-118), présentent aujourd'hui une concentration particulièrement élevée de seuils (Figure A.23, Figure A.24). Ils couvrent environ 32 % des 220 km étudiés et sont en partie situés sur deux des portions les plus incisées du cours d'eau.



**Figure A.23** Principaux points durs anthropiques présents en 2013 sur le Cher : seuils et ponts.

1 : Seuils principaux. 2 : Seuils secondaires. Souvent dégradés. 3 : Vestiges de seuils. Alignement très discontinu de blocs. 4 : Ponts. BD : Bras droit. BG : Bras gauche.

Les valeurs en italique gras indiquent la hauteur de chute approximative des seuils.



**Figure A.24** Seuils présents sur le Cher et points d'interruption du transit sédimentaire longitudinal en 2013.

A : Interruption totale probable du transit de la charge de fond. B : Interruption totale ou partielle possible. C : Interruption partielle possible. D : Pseudo-captures. Interruption totale ou partielle possible. E : Secteurs d'extraction du lit mineur entre 1950 et 1993. F : Seuils antérieurs à 1856 en bon état en 2013. G : Seuils antérieurs à 1856 toujours présents en 2013 mais en partie dégradés. H : Seuils construits entre 1932 et 2005 en bon état en 2013. I : Seuils construits entre 1932 et 2005 et dégradés en 2013. J : Seuils antérieurs à 1856 aujourd'hui à l'état de vestiges. K : Seuils construits à une date inconnue. Ces seuils sont tous plus ou moins dégradés. BG : Bras gauche. BD : Bras droit.

## E - PERSPECTIVE EN MATIERE DE REHAUSSEMENT DE LA LIGNE D'EAU

Les extractions ont pris fin de façon effective en 1992 sur le tronçon amont et en 1990 sur le tronçon aval. En 2005, c'est-à-dire 13-15 ans plus tard, aucune tendance générale à l'inversion de l'incision n'a été détectée. Pourtant, si l'on se base sur les valeurs minimales des ratios Volumes extraits / Volumes charriés, et dans l'hypothèse d'un réapprovisionnement en sédiments suffisamment important (par érosion latérale ou via les apports des affluents), le lit sur le tronçon

aval aurait dû retrouver en 2005 son niveau pré-extractions tandis qu'un exhaussement d'au moins plusieurs dizaines de centimètres aurait dû se produire sur les sections les plus touchées du tronçon amont. Deux interprétations, non exclusives l'une de l'autre, peuvent être tirées de ce constat :

- Les apports en sédiments sur cette période auront été trop limités.

Ceci n'est pas incohérent avec le degré élevé d'aménagement de la rivière (protections de berges et seuils) qui réduit fortement les possibilités de manifestation de l'érosion latérale. La quantité de sédiments provenant des affluents principaux est aussi vraisemblablement assez faible puisqu'aucune élévation du lit n'est constatée entre 1989 et 2005 à leur aval immédiat.

- Le déficit excèderait en réalité amplement les estimations minimales ici proposées.

En l'état actuel d'aménagement de la rivière, un niveau du lit pré-extractions ne pourrait donc vraisemblablement pas être retrouvé avant plusieurs décennies au minimum.

### **SYNTHESE SUR L'ÉVOLUTION VERTICALE DU LIT DU CHER ENTRE 1856 ET 2012**

Deux traits majeurs caractérisent le cours alluvial actuel du Cher : un lit mineur incisé et une continuité sédimentaire longitudinale fortement altérée.

La phase initiale d'incision, survenue localement entre 1856 et 1932 en différents secteurs du lit, est très vraisemblablement à rapporter à une réduction de la disponibilité des sources sédimentaires latérales, en lien avec le développement des protections de berges et/ou avec la rétraction de la bande active. L'essentiel de l'enfoncement est ensuite survenue au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle avec les extractions de matériaux comme cause principale. L'intégralité de la rivière a été touchée, avec des valeurs maximales de l'ordre de 2,5 m. La présence de nombreux seuils, antérieurs ou contemporains de l'incision, a en revanche contribué à en limiter la propagation et l'intensité. Aucune tendance globale à l'inversion du processus n'a pu être détectée depuis 1989.

La mise en rapport des volumes extraits et des volumes charriés indique par ailleurs que la rivière ne serait pas en mesure de retrouver son niveau pré-extractions avant au minimum plusieurs décennies. Et il s'agit là d'une prédiction optimiste car la compartimentation longitudinale et transversale de la rivière limite très fortement les possibilités de renouvellement du stock sédimentaire. En l'état actuel d'aménagement du lit, le déficit apparaît donc irréversible pour de nombreux secteurs.

## ANNEXE B1 – AUTOCORRELATION SPATIALE : PROGRAMME (R)

```
#####
#Delphine Grancher
#autocorrelation spatiale sur les troncons (methode flahaut)
# 2 dec 2011
#en entree un fichier avec les colonnes
#Id: numero de troncon
#   erosion ,sedimentation,total: les volumes d'erosion , de sedimentation et la somme des deux
#
#####
library(ade4)
rm(list=ls(all=TRUE))
#lecture des donnees
donnees=read.table("StG_RG_Rozay_Autocorrelation.txt",header=T,dec=".")
#le nombre de troncons
nbtronconstotal=dim(donnees)[1]

#on travaille sur le bilan total (a changer si on veut distinguer l'erosion et la sedimentation
nomvar="total"
variableetudiee=donnees$total
#le nombre de troncons qui sont pris en compte dans l'etude
nbtronconsutilises=length(variableetudiee)

#on calcule les indice de Moran en optimisant le nb de voisins pris en compte
G=NULL
Imorantroncon=NULL
nbvoisinschoisis=NULL

#la matrice de voisinage
matricevoisinage=matrix(0,nbtronconsutilises,nbtronconsutilises)

#moyenne de la variable
moyenne=mean(variableetudiee)
#somme des carres des ecarts
insomme=sum((variableetudiee - moyenne)^2 )

#pour TOUS les troncons sauf le premier et le dernier(pas de voisins de chaque cote)
for (compt in 2:(nbtronconstotal-1)){
#print(c("troncon:",compt))
  nbvoisinschoisis=NULL
  Gvoisins=NULL
  lvoisins=NULL
  #attention aux bords
```

```
maxvoisin=min(10,compt-1,nbtronconstotal-compt)

#on fait varier le nombre de voisins pris en compte
for (nb in 1:maxvoisin){
  donneesvariable=variableetudiee[(compt-nb):(compt+nb)]
  nbtroncons=length(donneesvariable)
  voisinage=rep(0,nbtronconsutilises)
  for (j in (compt-nb):(compt+nb)){
    if (compt!=j){
      voisinage[j]= 1/abs(compt-j)^2
    }
  }
  # pour chaque troncon on a le poids de chacun de ses voisins
  voisinage=voisinage/sum(voisinage)

  sommel=0
  for (j in (compt-nb):(compt+nb)){
    sommel=sommel + voisinage[j]*(variableetudiee[compt]-moyenne)*(variableetudiee[j]-moyenne)
  }
  lmorantemp= sommel
  nbvoisinschoisis= c(nbvoisinschoisis,nb)
  lvoisins=c(lvoisins,lmorantemp)
}

Imorantroncon=rbind(lmorantemp,c(compt, nbvoisinschoisis[which.max(lvoisins)],max(lvoisins)))

#on stock les coeff qui correspondent au max imoran local
nb=nbvoisinschoisis[which.max(lvoisins)]
voisinagechoisi2=rep(0,nbtronconsutilises)
for (j in (compt-nb):(compt+nb)){
  if (compt!=j){
    voisinagechoisi2[j]= 1/abs(compt-j)^2
  }
}
voisinagechoisi2=voisinagechoisi2/sum(voisinagechoisi2)

matricevoisinage[compt,]=voisinagechoisi2
}

colnames(lmorantemp)= c("troncon","nbvoisins","l")
```

```

#-----
#indice de moran global
#-----

#matrice de voisinage

G=NULL
lglobal=NULL
stock=rep(0, nbtronconstotal)
somme=0
sommepoids=sum(matricevoisinage)

#calcul de l'indice de moran
sommel=0
for (i in 2:(nbtronconstotal-1)){
  for (j in 1: nbtronconstotal){
    sommel=sommel + matricevoisinage[i,j]*(variableetudiee[i]-moyenne)*(variableetudiee[j]-
moyenne)
  }
}

lglobal=sommel /infsomme/sommepoids* nbtronconsutilises

print(c("indice de moran global",lglobal))

#####
#j'ai pris le seuil 0.05
#####
listetronconserode= which(variableetudiee>0.05)
nbtronconsutilises=length(listetronconserode)
variable= donnees$erosion[listetronconserode]
Imoranflahaut=c(0,Imorantroncon[,3],0 )

Imoranflahaut[-listetronconserode]= 0

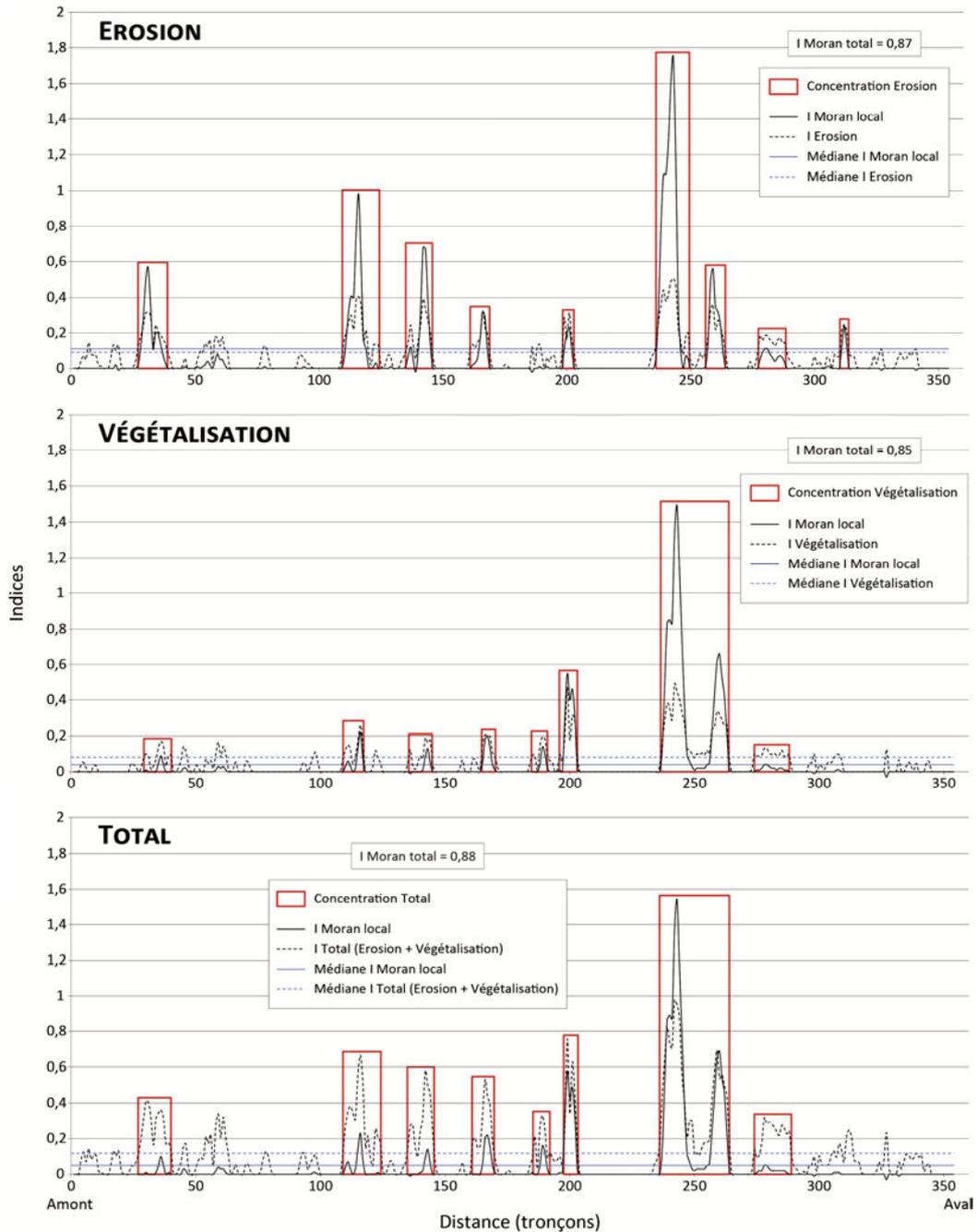
nomfile=paste("Imoranlocal",nomvar,"StG_RGAutocorrelationdef.txt",sep="")
write.table(cbind(1:nbtronconstotal,round(Imoranflahaut,3),c(0,Imorantroncon[,2],0),variableetudiee),nomfile,row.name=FALSE,col.names=c("troncon","llocal","nbvoisins",nomvar),append=FALSE)

#correlation
cor(variableetudiee[listetronconserode],Imorantroncon[listetronconserode,3]/infsomme/sommepoids* nbtronconsutilises)
#graphique entre erosion et indice locaux
plot(variableetudiee[listetronconserode],Imorantroncon[listetronconserode,3])

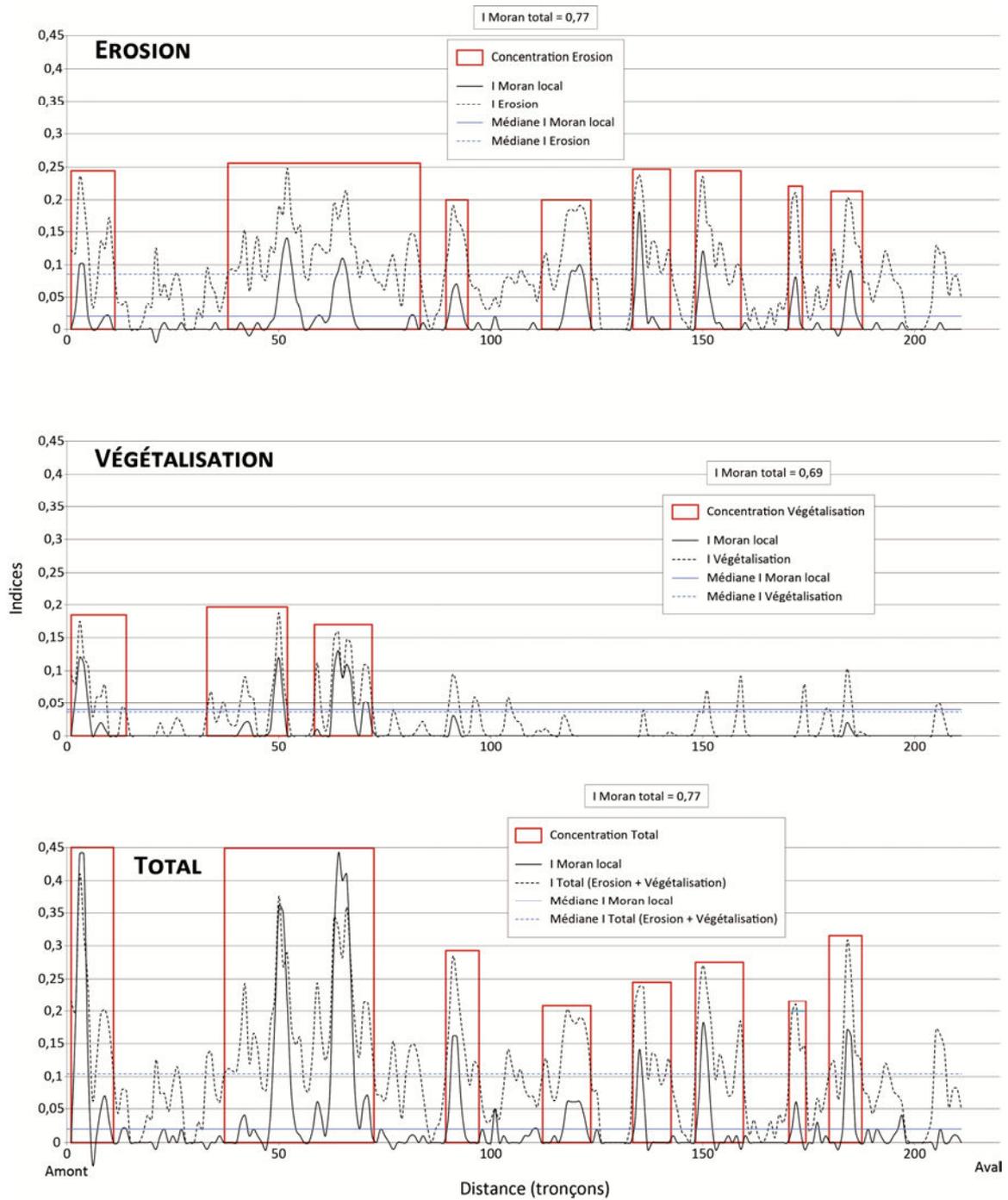
```

## ANNEXE B2 – CONCENTRATION DE L'ACTIVITE MORPHODYNAMIQUE ENTRE 1950 ET 2005

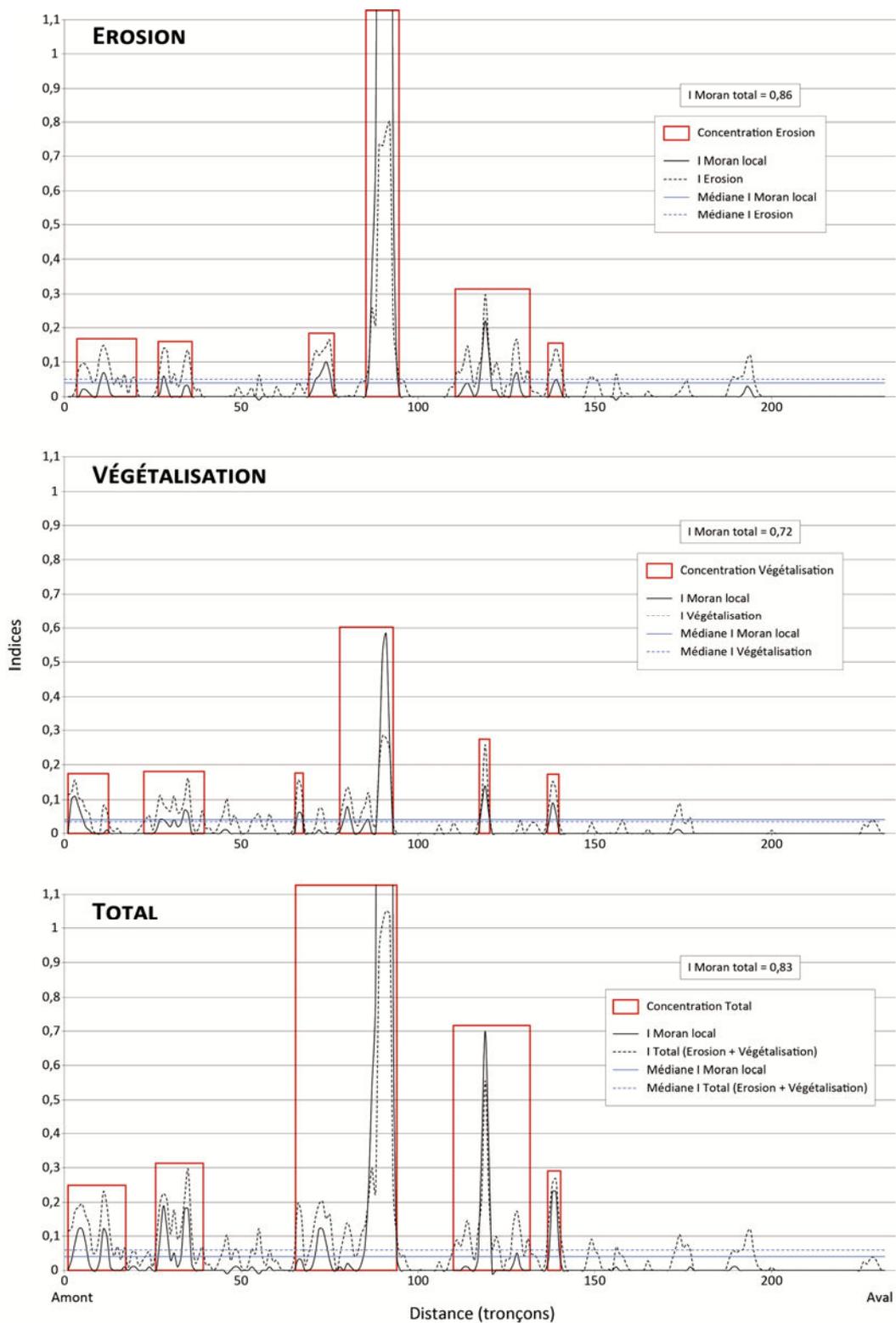
Indice de Moran et indice d'activité morphodynamique sur le secteur 1 entre 1950 et 2005



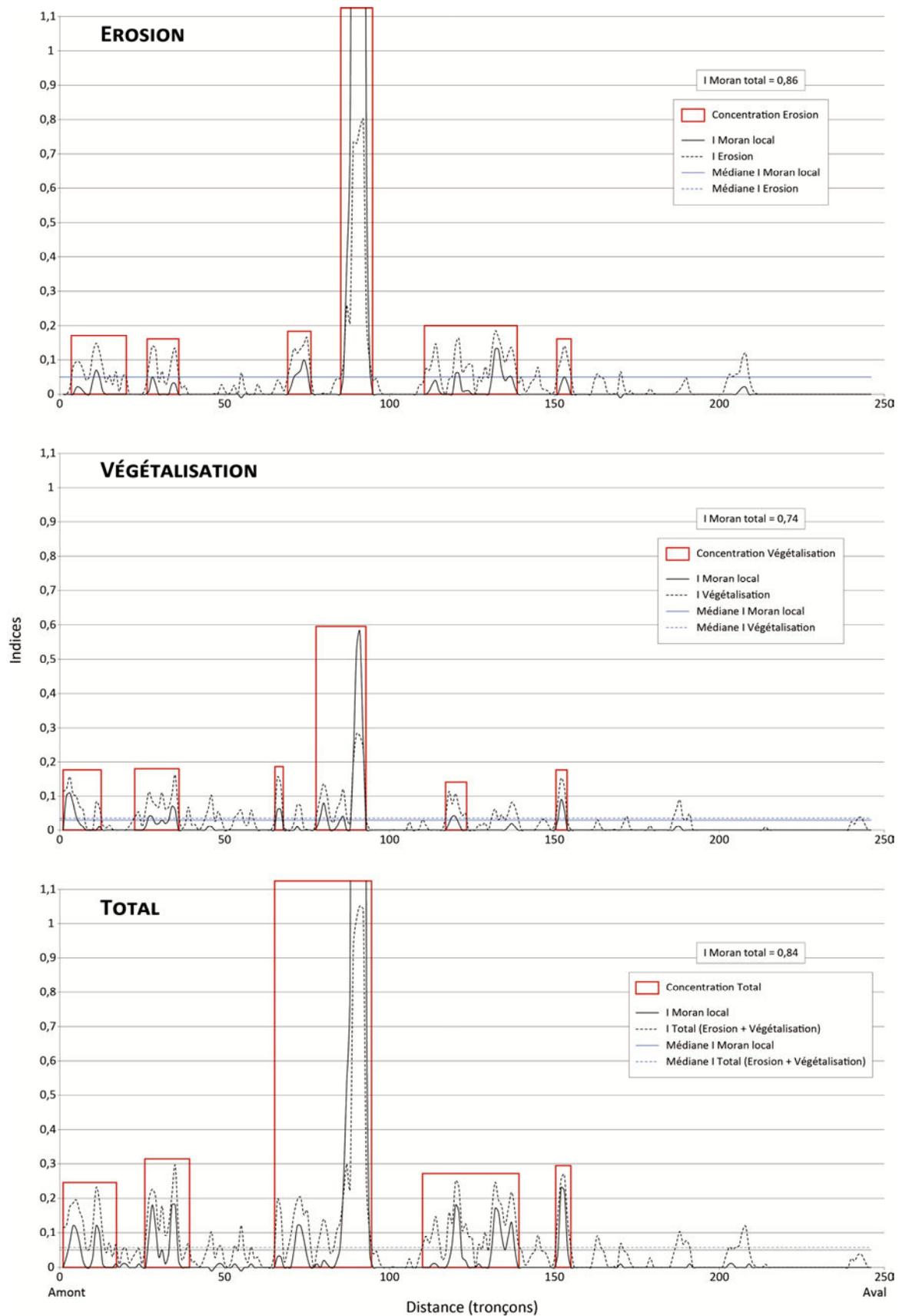
Indice de Moran et indice d'activité morphodynamique sur le secteur 2 entre 1950 et 2005



Indice de Moran et indice d'activité morphodynamique sur le secteur 3 entre 1950 et 2005  
(sans le bras gauche de l'île de Rozay)



Indice de Moran et indice d'activité morphodynamique sur le secteur 3 entre 1950 et 2005  
(sans le bras droit de l'île de Rozay)



## ANNEXES C – DEBIT A PLEINS BORDS

### Secteur 1

Cinquante-deux profils transversaux successifs espacés de 30 m (largeur à pleins bords estimée *a priori*) ont été utilisés. La largeur à pleins bords est de 42 m. Si on applique le ratio Largeur à pleins bords / Largeur de la bande active calculé sur ce tronçon à l'ensemble du secteur à méandres, on obtient pour ce dernier une largeur à pleins bords de 51 m.

La relation hauteur-débit a été établie pour 7 couples de valeurs, avec des débits à la station de Montluçon s'étalant de  $27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à  $102 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pour le dernier couple utilisé, le débit retenu correspond à un débit de pointe relativement bref. Par ailleurs, ce débit a été enregistré pour deux événements distincts pour lesquels les hauteurs d'eau varient sensiblement. Pour cette raison, deux ajustements ont été effectués pour chacune des sondes.

Pour la sonde amont, les régressions obtenues sont les suivantes :

$$H_{1 \text{ Sonde amont}} = 164,183 \times (Q^{0,007081})$$

$$H_{2 \text{ Sonde amont}} = 163,856 \times (Q^{0,00761})$$

Pour la sonde aval, les régressions obtenues sont les suivantes :

$$H_{1 \text{ Sonde aval}} = 162,88 \times (Q^{0,007124})$$

$$H_{2 \text{ Sonde aval}} = 162,322 \times (Q^{0,00805})$$

### Secteur2

Cinquante profils transversaux successifs espacés de 40 m (largeur à pleins bords estimée *a priori*) ont été utilisés. La largeur à pleins bords est de 69 m. Si on applique le ratio Largeur à pleins bords / Largeur de la bande active calculé sur ce tronçon à l'ensemble du secteur à méandres, on obtient pour ce dernier une largeur à pleins bords de 60 m.

La relation hauteur-débit a été établie pour seulement 4 couples de valeurs, avec des débits à la station de Saint-Amand-Montrond compris entre  $85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $165 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Contrairement aux deux autres secteurs, aucun événement hydrologique débordant ne s'est ici produit au cours de la période d'étude. De ce fait, l'estimation du débit à pleins bords est plus incertaine. Par ailleurs, une régression linéaire a été utilisée plutôt qu'une loi puissance car le débit à pleins bords obtenu à partir de cette dernière est apparu largement surestimé. Il serait en effet de l'ordre de  $370 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , ce qui correspond à une fréquence de retour de 29 ans.

Pour la sonde amont, la régression linéaire obtenue est la suivante :

$$H_{\text{Sonde amont}} = 147,834 + 0,009233 \times Q \quad R^2 = 0,999 \quad p < 0.001$$

Pour la sonde aval, la régression linéaire obtenue est la suivante :

$$H_{\text{Sonde aval}} = 146,643 + 0,00877 \times Q \quad R^2 = 0,998 \quad p < 0.001$$

### Secteur3

Ce secteur est en partie occupé par une ancienne zone d'extraction à l'origine d'un élargissement artificiel du lit mineur. Le tronçon concerné a été exclu de l'analyse. Cinquante profils transversaux successifs espacés de 50 m (largeur à pleins bords estimée *a priori*) ont été utilisés. La largeur à pleins bords a été estimée à 88 m. Si on applique le ratio Largeur à pleins bords / Largeur de la bande active calculé sur ce tronçon à l'ensemble du secteur à méandres non influencé par le barrage du Boutet, on obtient pour ce dernier une largeur à pleins bords de 81 m. Pour le secteur sous influence du barrage, la largeur atteint 106 m. La relation hauteur-débit a été établie pour 7 couples de valeurs, avec des débits à la station de Selles-sur-Cher s'étalant de  $160 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à  $405 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

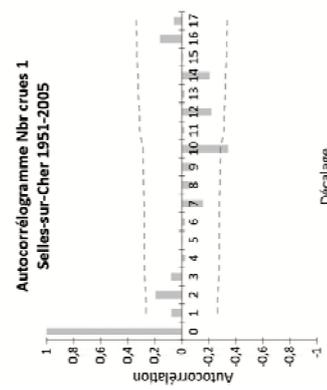
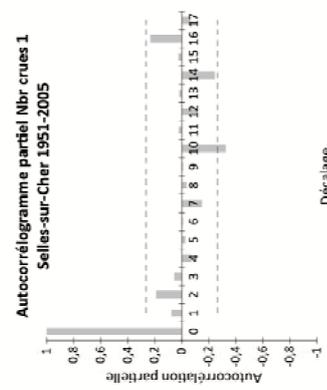
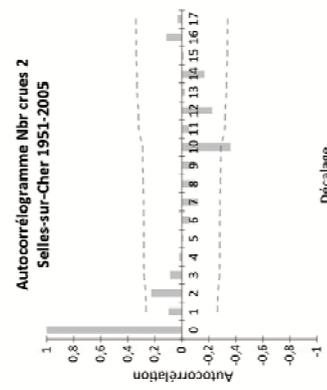
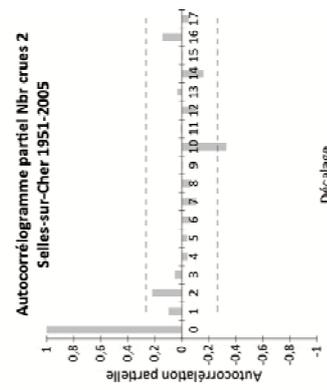
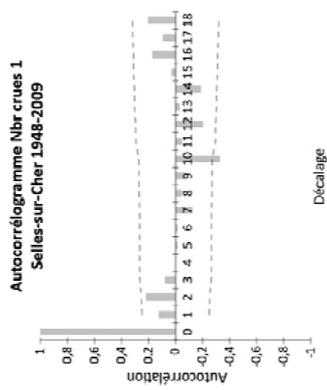
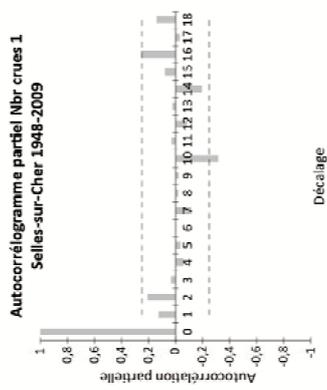
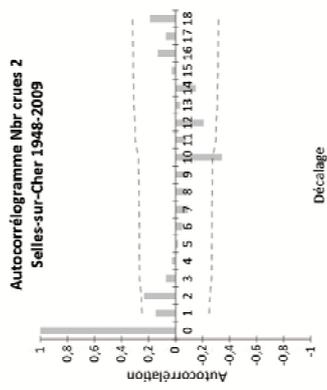
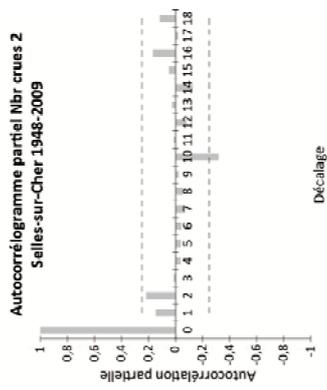
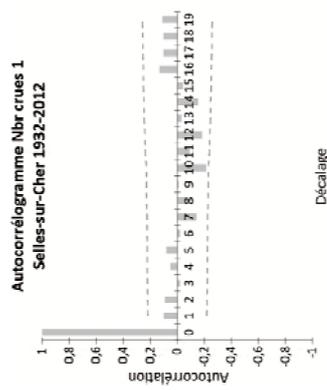
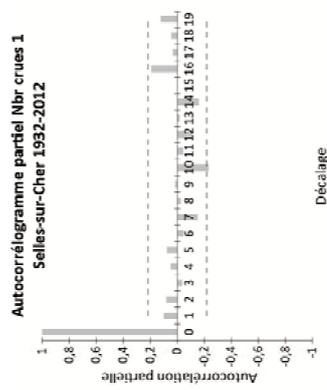
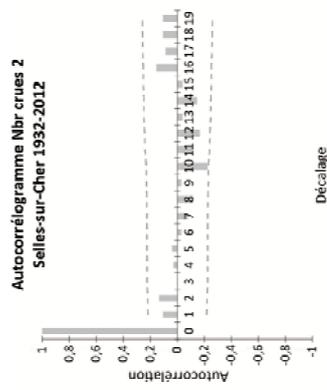
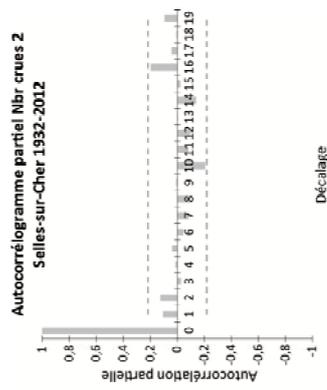
Pour la sonde amont, la régression obtenue est la suivante :

$$H_{\text{Sonde amont}} = 83,357 \times (Q^{0,0216})$$

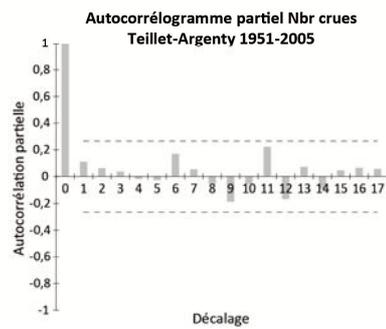
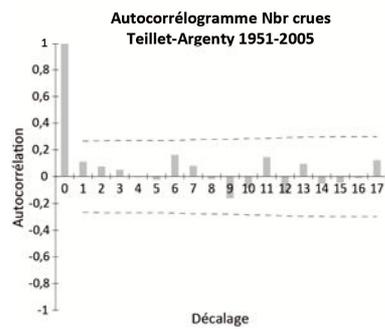
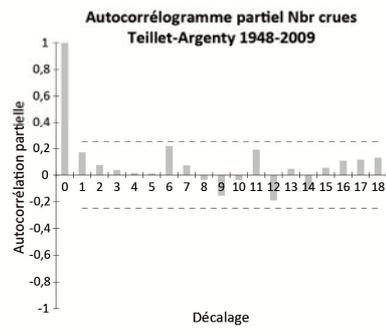
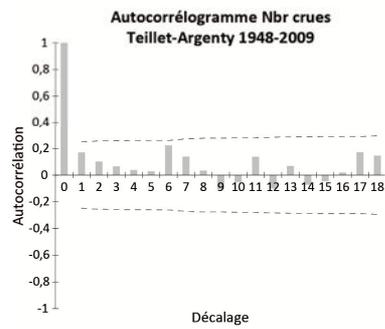
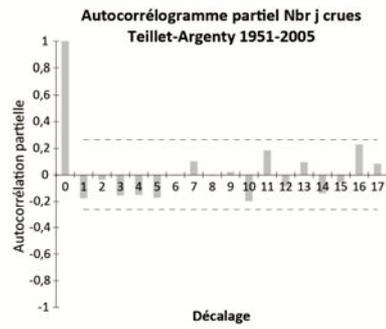
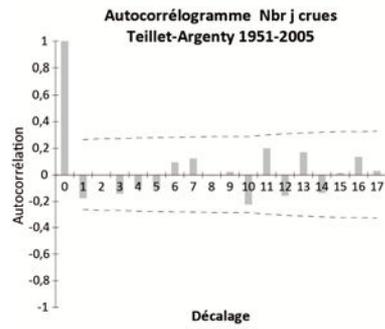
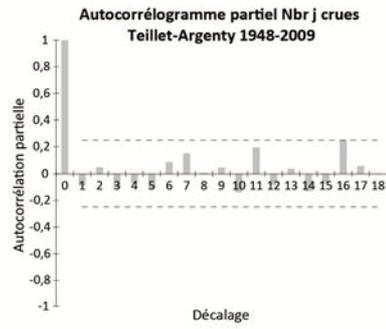
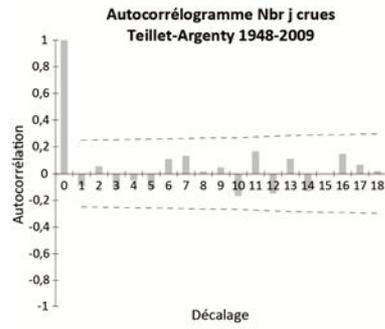
Pour la sonde aval, la régression obtenue est la suivante :

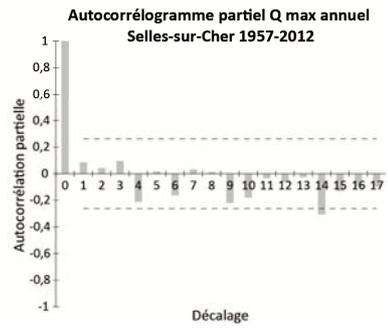
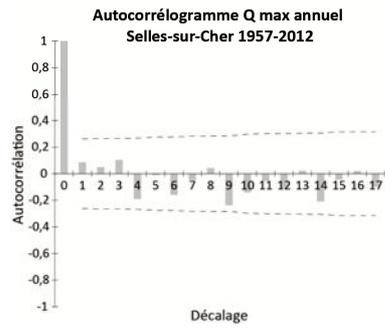
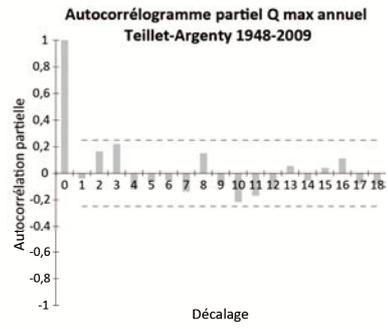
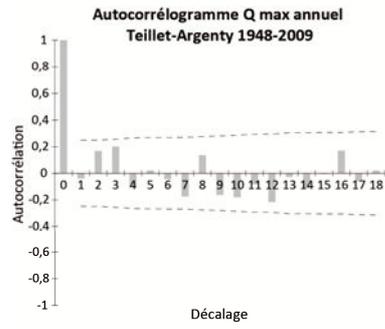
$$H_{\text{Sonde aval}} = 82,435 \times (Q^{0,022244})$$

# ANNEXE D1 – AUTOCORRELOGRAMMES









## ANNEXE D2 – TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES (APPROCHE AMF)

### - Tests de tendance

#### Teillet-Argenty

- *Test de Mann-Kendall sur le débit maximal annuel 1948-2009 et 1951-2005.*

	1948-2009	1951-2005
<b>Tau de Kendall</b>	0,018	0,002
<b>S</b>	32	3
<b>Var(S)</b>	57504,807	43571,851
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,897	0,992
<b>alpha</b>	0,05	0,05
<b>Pente Sen</b>	0,096	0

#### Selles-sur-Cher

- *Test de Mann-Kendall sur le débit maximal annuel 1957-2012*

<b>Tau de Kendall</b>	-0,014
<b>S</b>	-21
<b>Var(S)</b>	39796,897
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,92
<b>alpha</b>	0,05
<b>Pente Sen</b>	-0,217

- *Régression linéaire sur le débit maximal annuel 1957-2012.*

Equation du modèle : Débit max annuel = 1453,56 - 0,545 x Année

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr >  t	Borne inférieure (95%)	Borne supérieure (95%)
<b>Constante</b>	1453,555	2440,037	0,596	0,554	-3438,423	6345,534
<b>Année</b>	-0,545	1,23	-0,443	0,66	-3,01	1,92

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr >  t	Borne inférieure (95%)	Borne supérieure (95%)
<b>Année</b>	-0,06	0,136	-0,443	0,66	-0,333	0,212

- **Tests de rupture**Teillet-argenty

- *Test de Pettitt sur le débit maximal annuel 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	175	135
<b>t</b>	1956	1997
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,727	0,822
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test d'Hubert sur le débit maximal annuel 1948-2009.*

<b>Période</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Ecart-type</b>
<b>1948-2009</b>	167	110

- *Test d'Hubert sur le débit maximal annuel 1951-2005.*

<b>Période</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Ecart-type</b>
<b>1951-1960</b>	194	124
<b>1961</b>	708	/
<b>1962-2005</b>	159	75

Selles-sur-Cher

- *Test de Pettitt sur le débit maximal annuel 1957-2012.*

<b>K</b>	101
<b>t</b>	1988
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,971
<b>alpha</b>	0,05

- *Test de Buishand sur le débit maximal annuel 1957-2012.*

<b>Q</b>	3,074
<b>t</b>	2008
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,979
<b>alpha</b>	0,05

- *Test d'Hubert sur le débit maximal annuel 1957-2012.*

<b>Période</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Ecart-type</b>
<b>1957-1988</b>	387	144
<b>1989-1992</b>	176	51
<b>1993-2012</b>	388	141

## ANNEXE D3 – TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES (APPROCHE PDS)

### - Tests de tendance

#### Teillet-Argenty

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>Tau de Kendall</b>	0,055	0,021
<b>S</b>	101	30
<b>Var(S)</b>	60762,034	39511,475
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,685	0,884
<b>alpha</b>	0,05	0,05
<b>Pente Sen</b>	0	0

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de jours de crues 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>Tau de Kendall</b>	0,056	0,022
<b>S</b>	103	32
<b>Var(S)</b>	60572,364	39418,355
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,679	0,876
<b>alpha</b>	0,05	0,05
<b>Pente Sen</b>	0	0

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de crues 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>Tau de Kendall</b>	0,026	-0,010
<b>S</b>	45	-14
<b>Var(S)</b>	67847,430	44065,117
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,866	0,951
<b>alpha</b>	0,05	0,05
<b>Pente Sen</b>	0	0

Selles-sur-Cher

A cette station, deux résultats sont proposés pour chacun des tests et chaque période. Le premier a été déterminé à partir de l'estimation minimale du nombre de jours à pleins bords, du nombre de jours de crues, du nombre de crues ou de leur durée (cf. Chapitre 6.A). Le second a été déterminé à partir de l'estimation maximale.

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>Tau de Kendall</b>	0,032	-0,007	0,093	0,064	0,074	0,042
<b>S</b>	93	-19	155	106	100	57
<b>Var(S)</b>	116213,855	127877,776	53340,417	51319,19	38557,001	37465,032
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,787	0,96	0,505	0,643	0,614	0,772
<b>alpha</b>			0,05			
<b>Pente Sen</b>			0			

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de jours de crues 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>Tau de Kendall</b>	0,022	-0,027	0,091	0,044	0,071	0,018
<b>S</b>	62	-78	151	73	96	24
<b>Var(S)</b>	118023,871	130200,647	53803,567	51600,207	38802,274	37764,128
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,859	0,831	0,518	0,751	0,630	0,906
<b>alpha</b>			0,05			
<b>Pente Sen</b>			0			

- *Test de Mann-Kendall sur le nombre annuel de crues 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>Tau de Kendall</b>	0,04	0,006	0,079	0,059	0,063	0,040
<b>S</b>	107	16	122	91	79	51
<b>Var(S)</b>	115929,788	116531,578	53798,282	53146,411	38503,017	38279,062
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,756	0,965	0,602	0,696	0,691	0,798
<b>alpha</b>			0,05			
<b>Pente Sen</b>			0			

- **Tests de rupture**Teillet-Argenty

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	219	97
<b>t</b>	13	10
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,49	0,977
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de jours de crues 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	220	98
<b>t</b>	13	10
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,475	0,978
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de crue 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	291	176
<b>t</b>	11	46
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,159	0,509
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test de Pettit sur la durée des crues 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	742	874
<b>t</b>	30/01/1988	30/01/1988
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,605	0,332
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test de Pettit sur l'intensité des crues 1948-2009 et 1951-2005.*

	<b>1948-2009</b>	<b>1951-2005</b>
<b>K</b>	751	733
<b>t</b>	13/01/1962	10/01/1996
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,619	0,572
<b>alpha</b>	0,05	0,05

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1948-2009.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1948-1976</b>	6,69	6,53
<b>1977</b>	37	/
<b>1978-2009</b>	7,38	5,96

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1951-2005.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1951-2005</b>	8,2	7,35

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours de crues 1948-2009.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1948-1976</b>	6,79	6,78
<b>1977</b>	37	/
<b>1978-2009</b>	7,5	6,1

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours de crues 1951-2005. Station de Teillet-Argenty.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1951-2005</b>	8,33	7,51

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de crues 1948-2009. Station de Teillet-Argenty.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1948-1976</b>	2	1,36
<b>1977</b>	13	/
<b>1978-1983</b>	4,33	2,16
<b>1984-2009</b>	2	1,52

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de crues 1951-2005. Station de Teillet-Argenty.*

Période	Moyenne	Ecart-type
<b>1951-2005</b>	2,6	2,16

Selles-sur-Cher

A cette station, deux résultats sont proposés pour chacun des tests. Le premier a été déterminé à partir de l'estimation minimale du nombre de jours à pleins bords, du nombre de jours de crues, du nombre de crues ou de leur durée (cf. Chapitre 6.A). Le second a été déterminé à partir de l'estimation maximale.

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>K</b>	285	205	247	214	187	160
<b>t</b>	44	45	28	28	26	26
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,613	0,918	0,286	0,445	0,418	0,608
<b>alpha</b>	0,05					

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de jours de crue 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>K</b>	275	190	256	203	196	149
<b>t</b>	44	73	28	28	26	26
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,656	0,955	0,244	0,508	0,367	0,687
<b>alpha</b>	0,05					

- *Test de Pettit sur le nombre annuel de crues 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>K</b>	356	302	275	261	219	208
<b>t</b>	44	44	27	27	25	25
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,33	0,514	0,16	0,207	0,221	0,289
<b>alpha</b>	0,05					

- *Test de Pettit sur la durée des crues 1932-2012, 1948-2009, 1951-2005.*

	1932-2012 min	1932-2012 max	1948-2009 min	1948-2009 max	1951-2005 min	1951-2005 max
<b>K</b>	297	462	297	462	297	462
<b>t</b>	09/02/1955	08/02/1955	09/02/1955	08/02/1955	09/02/1955	08/02/1955
<b>p-value (bilatérale)</b>	0,535	0,143	0,524	0,149	0,53	0,148
<b>alpha</b>	0,05					

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1932-2012.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-2012	4,47	6,16

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-1944	6,84	9,71
1945	38	/
1946-2012	4,31	5,75

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1948-2009.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-2009	4,44	5,47

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-2009	4,73	5,86

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours à pleins bords 1951-2005.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1951-2005	4,72	5,66

Période	Moyenne	Ecart-type
1951-2005	5,05	6,06

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours de crues 1932-2012.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-2012	4,81	6,75

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-1944	7,08	9,62
1945	40	/
1946-2012	4,69	6,31

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours de crues 1948-2009.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-2009	4,72	5,99

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-2009	5,15	6,43

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de jours de crues 1951-2005.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1951-2005	5,04	6,19

Période	Moyenne	Ecart-type
1951-2005	5,5	6,64

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de crues 1932-2012.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-2012	0,96	1,11

Période	Moyenne	Ecart-type
1932-2012	1,1	1,13

- *Test d'Hubert sur le nombre annuel de crues 1948-2009.*

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-1976	0,71	0,85
1977-1983	2,57	0,79
1984-2009	0,92	0,89

Période	Moyenne	Ecart-type
1948-1976	0,75	0,89
1977-1983	2,71	0,76
1984-2009	0,92	0,89

▪ *Test d'Hubert sur le nombre annuel de crues 1951-2005.*

<b>Période</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Ecart-type</b>
<b>1951-1976</b>	0,77	0,86
<b>1977-1983</b>	2,57	0,79
<b>1984-2005</b>	0,95	0,95

<b>Période</b>	<b>Moyenne</b>	<b>Ecart-type</b>
<b>1951-1976</b>	0,81	0,9
<b>1977-1983</b>	2,71	0,76
<b>1984-2005</b>	0,95	0,95

## ANNEXE D4 – TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES : COMPARAISON ENTRE PERIODES. TEILLET-ARGENTY

- *Test du  $\text{Khi}^2$  entre sous-périodes d'étude et nombre de jours avec crues.*

Tableau de données brutes :

	1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
<b>Nbr total de jours</b>	3608	5540	3638	3647	3628
<b>Nbr de jours avec crues</b>	60	135	119	82	64
<b>Nbr de jours sans crues</b>	3548	5405	3519	3565	3564

Résultats :

Périodes	Différence significative	$\text{Khi}^2$ (Valeur observée)	$\text{Khi}^2$ (Valeur critique)	DDL	p-value	alpha
1950-1960 / 1960-1975	Oui	6,272	3,841	1	0,012	0,05
1950-1960 / 1975-1985	Oui	19,442			< 0,0001	
1950-1960 / 1985-1995	Non	3,24			0,072	
1950-1960 / 1995-2005	Non	0,11			0,74	
1960-1975 / 1975-1985	Oui	5,679			0,017	
1960-1975 / 1985-1995	Non	0,338			0,561	
1960-1975 / 1995-2005	Oui	4,673			0,031	
1975-1985 / 1985-1995	Oui	7,099			0,008	
1975-1985 / 1995-2005	Oui	16,802			< 0,0001	
1985-1995 / 1995-2005	Non	2,17			0,141	

- *Test du  $\text{Khi}^2$  entre sous-périodes d'étude et nombre de jours à pleins bords.*

Tableau de données brutes :

	1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
<b>Nbr total de jours</b>	3608	5540	3638	3647	3628
<b>Nbr de jours avec crues</b>	59	133	116	79	64
<b>Nbr de jours sans crues</b>	3549	5407	3522	3568	3564

Résultats :

Périodes	Différence significative	$\text{Khi}^2$ (Valeur observée)	$\text{Khi}^2$ (Valeur critique)	DDL	p-value	alpha
1950-1960 / 1960-1975	Oui	6,231	3,841	1	0,013	0,05
1950-1960 / 1975-1985	Oui	18,545			< 0,0001	
1950-1960 / 1985-1995	Non	2,74			0,098	
1950-1960 / 1995-2005	Non	0,18			0,672	
1960-1975 / 1975-1985	Oui	5,164			0,023	
1960-1975 / 1985-1995	Non	0,537			0,464	
1960-1975 / 1995-2005	Oui	4,226			0,04	
1975-1985 / 1985-1995	Oui	7,308			0,007	
1975-1985 / 1995-2005	Oui	15,257			< 0,0001	
1985-1995 / 1995-2005	Non	1,526			0,217	

▪ *Test de Mann-Whitney sur la durée des crues.*

Tableaux de données brutes (durée des crues en nombre de jours) :

1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
1	9	2	3	1
1	9	2	1	2
1	8	5	2	2
2	3	4	1	2
2	2	3	1	8
5	1	4	1	3
8	2	1	7	6
11	3	3	3	3
7	2	2	4	1
3	3	2	4	2
4	1	6	9	9
5	3	3	2	4
4	4	1	3	6
2	4	3	2	3
1	4	2	3	10
1	1	1	4	2
1	3	1	2	
1	10	1	3	
	1	3	11	
	3	3	1	
	6	2	4	
	1	2	3	
	1	1	3	
	1	2	2	
	2	2	1	
	11	2	2	
	10	1		
	2	9		
	3	2		
	1	2		
	2	2		
	2	6		
	2	4		
	3	2		
	4	5		
	2	1		
	2	3		
	3	1		
	1	2		
		2		
		1		
		2		
		4		
		7		

Résultats :

Périodes	Différence significative	U	Espérance	Variance (U)	p-value (bilatérale)	alpha
1950-1960 / 1960-1975	Non	326	351	3255,657	0,668	0,05
1950-1960 / 1975-1985	Non	400,5	396	3919,583	0,949	
1950-1960 / 1985-1995	Non	224,5	234	1680,051	0,826	
1950-1960 / 1995-2005	Non	114,5	144	811,636	0,309	
1960-1975 / 1975-1985	Non	951,5	858	11357,72	0,383	
1960-1975 / 1985-1995	Non	512	507	5332,031	0,951	
1960-1975 / 1995-2005	Non	274	312	2796,549	0,478	
1975-1985 / 1985-1995	Non	515,5	572	6384,136	0,483	
1975-1985 / 1995-2005	Non	261,5	352	3354,54	0,12	
1985-1995 / 1995-2005	Non	178	208	1431,359	0,436	

- *Test de Mann-Whitney sur le nombre annuel de crues.*

Tableaux de données brutes (nombre annuel de crues) :

	1950-1960	1960-1975	1975-1985	1985-1995	1995-2005
	1	3	1	2	3
	4	3	13	2	0
	2	3	4	5	2
	0	3	1	0	2
	2	0	5	1	2
	0	2	7	0	3
	2	2	3	2	0
	1	3	6	4	1
	3	4	2	6	2
	3	4	2	4	1
		3			
		1			
		2			
		2			
		4			

Résultats :

Périodes	Différence significative	U	Espérance	Variance (U)	p-value (bilatérale)	alpha
1950-1960 / 1960-1975	Non	47,5	75	305,25	0,122	0,05
1950-1960 / 1975-1985	Non	25,5	50	170,263	0,066	
1950-1960 / 1985-1995	Non	39,5	50	167,895	0,44	
1950-1960 / 1995-2005	Non	54	50	163,684	0,784	
1960-1975 / 1975-1985	Non	56,5	75	311,875	0,308	
1960-1975 / 1985-1995	Non	78,5	75	310,5	0,865	
1960-1975 / 1995-2005	Oui	112	75	302,5	0,036	
1975-1985 / 1985-1995	Non	65	50	170,921	0,267	
1975-1985 / 1995-2005	Oui	77	50	168,421	0,041	
1985-1995 / 1995-2005	Non	63	50	165,526	0,331	

## ANNEXE D5 – TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES : COMPARAISON ENTRE PERIODES. SELLES-SUR-CHER

A cette station, il existe pour chacune des périodes 1950-1959 et 1973-1983 deux estimations du nombre de jours de crues, du nombre de jours à pleins bords, du nombre de crues ou de leur durée (A : estimation min ; B : estimation max).

- Test du  $\text{Khi}^2$  entre sous-périodes d'étude et nombre de jours avec crues.

Tableaux de données brutes :

	1950-1959	1959-1973	1973-1983	1983-1995	1995-2005
<b>Nbr total de jours</b>	3322	5112	3752	4317	3617
<b>Nbr de jours avec crues</b>	34 A / 55 B	59	90 A / 95 B	46	48
<b>Nbr de jours sans crues</b>	3288 A / 3267 B	5053	3662 A / 3657 B	4271	3569

Résultats :

Périodes	Différence significative	$\text{Khi}^2$ (Valeur observée)	$\text{Khi}^2$ (Valeur critique)	DDL	p-value	alpha
1950-1959 A / 1959-1973	Non	0,315			0,574	
1950-1959 B / 1959-1973	Non	3,798			0,051	
1950-1959 A / 1973-1983 A	Oui	19,35			< 0,0001	
1950-1959 B / 1973-1983 B	Oui	6,52			0,011	
1950-1959 A / 1973-1983 B	Oui	4,846			0,028	
1950-1959 B / 1973-1983 A	Oui	22,395			< 0,0001	
1950-1959 A / 1983-1995	Non	0,032			0,858	
1950-1959 B / 1983-1995	Oui	5,01			0,025	
1950-1959 A / 1995-2005	Non	1,367			0,242	
1950-1959 B / 1995-2005	Non	1,278	3,841	1	0,258	0,05
1959-1973 / 1973-1983 A	Oui	20,28			< 0,0001	
1959-1973 / 1973-1983 B	Oui	24,062			< 0,0001	
1959-1973 / 1983-1995	Non	0,167			0,683	
1959-1973 / 1995-2005	Non	0,523			0,47	
1973-1983 A / 1983-1995	Oui	21,531			< 0,0001	
1973-1983 B / 1983-1995	Oui	25,142			< 0,0001	
1973-1983 A / 1995-2005	Oui	11,509			0,001	
1973-1983 B / 1995-2005	Oui	14,051			< 0,0002	
1983-1995 / 1995-2005	Non	1,15			0,284	

- Test du  $\text{Khi}^2$  entre sous-périodes d'étude et nombre de jours à pleins bords.

Tableaux de données brutes :

	1950-1959	1959-1973	1973-1983	1983-1995	1995-2005
<b>Nbr total de jours</b>	3322	5112	3752	4317	3617
<b>Nbr de jours avec crues</b>	34 A / 47 B	53	81 A / 86 B	44	48
<b>Nbr de jours sans crues</b>	3288 A / 3275 B	5059	3671 A / 3666 B	4273	3569

Résultats :

Périodes	Différence significative	$\text{Khi}^2$ (Valeur observée)	$\text{Khi}^2$ (Valeur critique)	DDL	p-value	alpha
1950-1959 A / 1959-1973	Non	0,003			0,953	
1950-1959 B / 1959-1973	Non	2,461			0,117	
1950-1959 A / 1973-1983 A	Oui	14,202			< 0,0002	
1950-1959 B / 1973-1983 B	Oui	7,342			0,007	
1950-1959 A / 1973-1983 B	Oui	17,005			< 0,0001	
1950-1959 B / 1973-1983 A	Oui	5,482			0,019	
1950-1959 A / 1983-1995	Non	< 0,001			0,985	
1950-1959 B / 1983-1995	Non	2,501			0,114	
1950-1959 A / 1995-2005	Non	1,367			0,242	
1950-1959 B / 1995-2005	Non	0,1	3,841	1	0,752	0,05
1959-1973 / 1973-1983 A	Oui	18,298			< 0,0001	
1959-1973 / 1973-1983 B	Oui	22,091			< 0,0001	
1959-1973 / 1983-1995	Non	0,007			0,933	
1959-1973 / 1995-2005	Non	1,561			0,212	
1973-1983 A / 1983-1995	Oui	17,094			< 0,0001	
1973-1983 B / 1983-1995	Oui	20,518			< 0,0001	
1973-1983 A / 1995-2005	Oui	7,408			0,006	
1973-1983 B / 1995-2005	Oui	9,607			0,002	
1983-1995 / 1995-2005	Non	1,627			0,202	

▪ *Test de Mann-Whitney sur la durée des crues.*

Tableaux de données brutes (durées des crues en nombre de jours) :

1950-1959 A	1950-1959 B	1959-1973	1973-1983 A	1973-1983 B	1983-1995	1995-2005
1	13	3	3	3	4	3
3	1	7	2	2	6	5
8	5	3	2	2	1	1
5	11	1	14	14	10	2
6	7	8	4	4	4	4
2	7	2	2	2	4	10
4	2	7	2	2	11	1
2	4	3	13	13	1	2
3	2	25	4	4	3	5
	3		4	4	1	15
			5	5	1	
			1	1		
			3	3		
			7	9		
			4	4		
			5	2		
			5	6		
			6	5		
			3	6		
			1	3		
				1		

Résultats :

Périodes	Différence significative	U	Espérance	Variance (U)	p-value (bilatérale)	alpha
1950-1959 A / 1959-1973	Non	33	40,5	124,676	0,531	0,05
1950-1959 B / 1959-1973		45	45	146,711	1	
1950-1959 A / 1973-1983 A		84	90	440,025	0,793	
1950-1959 B / 1973-1983 B		120	105	549,048	0,536	
1950-1959 A / 1973-1983 B		113,5	100	507,011	0,564	
1950-1959 B / 1973-1983 A		89	94,5	476,519	0,819	
1950-1959 A / 1983-1995		51	49,5	168,561	0,939	
1950-1959 B / 1983-1995		68,5	55	197,214	0,355	
1950-1959 A / 1995-2005		44,5	45	146,974	1	
1950-1959 B / 1995-2005		58	50	172,237	0,568	
1959-1973 / 1973-1983 A		100,5	90	441,466	0,634	
1959-1973 / 1973-1983 B		106	94,5	478,8	0,615	
1959-1973 / 1983-1995		57,5	49,5	168,691	0,564	
1959-1973 / 1995-2005		51,5	45	147,368	0,621	
1973-1983 A / 1983-1995		123	110	572,946	0,602	
1973-1983 B / 1983-1995		127,5	115,5	620,58	0,644	
1973-1983 A / 1995-2005		104,5	100	505,747	0,859	
1973-1983 B / 1995-2005		108,5	105	547,919	0,898	
1983-1995 / 1995-2005		50,5	55	195,25	0,775	

- *Test de Mann-Whitney sur le nombre annuel de crues.*

Tableaux de données brutes (nombre annuel de crues) :

1950-1959 A	1950-1959 B	1959-1973	1973-1983	1973-1983 B	1983-1995	1995-2005
0	0	0	1	1	0	1
1	2	3	0	0	2	0
2	2	1	1	1	1	1
0	0	0	4	4	0	2
2	2	0	2	2	2	1
0	0	0	3	3	0	2
1	1	2	2	2	0	0
1	1	0	2	3	0	2
2	2	1	2	2	0	1
		1	3	3	1	0
		1			2	
		0			3	
		0				
		0				

Résultats :

Périodes	Différence significative	U	Espérance	Variance (U)	p-value (bilatérale)	alpha
1950-1959 A / 1959-1973	Non	79,5	63	216,391	0,277	0,05
1950-1959 B / 1959-1973	Non	82	63	217,761	0,21	
1950-1959 A / 1973-1983 A	Non	22,5	45	138,553	0,062	
1950-1959 B / 1973-1983 B	Non	23,5	45	139,474	0,075	
1950-1959 A / 1973-1983 B	Non	21	45	140,921	0,048	
1950-1959 B / 1973-1983 A	Non	25,5	45	136,184	0,103	
1950-1959 A / 1983-1995	Non	58,5	54	175,5	0,763	
1950-1959 B / 1983-1995	Non	61	54	174,086	0,622	
1950-1959 A / 1995-2005	Non	45	45	133,421	1	
1950-1959 B / 1995-2005	Non	48,5	45	133,421	0,795	
1959-1973 / 1973-1983 A	Oui	25	70	268,967	0,007	
1959-1973 / 1973-1983 B	Oui	24	70	269,475	0,006	
1959-1973 / 1983-1995	Non	73	84	313,255	0,553	
1959-1973 / 1995-2005	Non	50,5	70	251,848	0,231	
1973-1983 A / 1983-1995	Oui	90	60	213,636	0,044	
1973-1983 B / 1983-1995	Oui	92	60	215,584	0,032	
1973-1983 A / 1995-2005	Oui	75,5	50	161,579	0,049	
1973-1983 B / 1995-2005	Oui	77	50	163,947	0,038	
1983-1995 / 1995-2005	Non	54,5	60	205,325	0,727	

## ANNEXE E – COURBURES DES ZONES ACTIVES ET INACTIVES

### ○ Secteur 1

Moyenne des courbures moyennes et médianes au niveau des zones actives et inactives

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	0,27	0,2	0,22	0,28
<b>Moyenne</b>	0,31	0,28	0,25	0,41
<b>Ecart-type</b>	0,18	0,23	0,17	0,32
<b>p-value</b>	0,44		0,19	

Courbure maximum au niveau des zones actives et inactives

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	27	17	20	28
<b>Moyenne</b>	28,5	20,53	25,2	28,2
<b>Ecart-type</b>	9,8	10,14	12,2	12,4
<b>p-value</b>	0,03		0,59	

### ○ Secteur 2

Moyenne des courbures moyennes et médianes au niveau des zones actives et inactives

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	0,19	0,19	0,19	0,14
<b>Moyenne</b>	0,22	0,2	0,26	0,23
<b>Ecart-type</b>	0,11	0,12	0,21	0,18
<b>p-value</b>	0,6		0,78	

Courbure maximum au niveau des zones actives et inactives

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	25	17	20	23
<b>Moyenne</b>	26	19,8	25	22,3
<b>Ecart-type</b>	13,2	9,42	12,56	9,36
<b>p-value</b>	0,3		0,77	

○ **Secteur 3**

*Moyenne des courbures moyennes et médianes au niveau des zones actives et inactives (sans le bras gauche de l'île de Rozay)*

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	0,17	0,15	0,14	0,18
<b>Moyenne</b>	0,17	0,16	0,14	0,17
<b>Ecart-type</b>	0,08	0,05	0,06	0,07
<b>p-value</b>	0,58		0,32	

*Moyenne des courbures moyennes et médianes au niveau des zones actives et inactives (sans le bras droit de l'île de Rozay)*

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	32,5	26	21	24
<b>Moyenne</b>	32,1	26,3	23,3	21,2
<b>Ecart-type</b>	8	12,75	6,88	8,9
<b>p-value</b>	0,68		0,56	

*Courbure maximum au niveau des zones actives et inactives (sans le bras gauche de l'île de Rozay)*

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	0,18	0,12	0,15	0,12
<b>Moyenne</b>	0,18	0,15	0,16	0,15
<b>Ecart-type</b>	0,07	0,06	0,08	0,07
<b>p-value</b>	0,32		0,79	

*Courbure maximum au niveau des zones actives et inactives (sans le bras droit de l'île de Rozay)*

	1950		2005	
	Zone inactive	Zone active	Zone inactive	Zone active
<b>Médiane</b>	34	25	21	29
<b>Moyenne</b>	31,9	23,6	23,3	25,5
<b>Ecart-type</b>	8,33	11,43	6,89	7,3
<b>p-value</b>	0,29		0,81	

## ANNEXE F – MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND

Le premier biais se rapporte à un éventuel ensevelissement des particules après la survenue du premier évènement mobilisateur. Ce biais est d'importance puisqu'on ne s'intéresse ici qu'aux particules de surface. Il induit une réduction de la probabilité de mobilisation des particules concernés lors du ou des évènements ultérieurs. Estimer son influence pour la première année est délicat car aucun suivi topographique n'a pu être assuré lors du premier relevé. Il ne concerne cependant très vraisemblablement pas les seuils S3, S4 et S5. La mobilité y a été inexistante ou quasi-inexistante lors du premier évènement suivi et il est donc fortement probable qu'aucune des particules n'a été ensevelie. Dix particules sur le seuil S1 ont en revanche pu être touchées. Bien qu'elles soient pour la plupart localisées sur une portion du profil n'ayant enregistré aucune modification topographique entre l'injection et le relevé effectué après l'évènement 2, la survenue de phases successives de remblaiement et de creusement, avec retour au niveau topographique initial, ne peut être exclue. Si l'on considère ces particules comme mobilisées, les différences de mobilité sur ce profil entre l'évènement 2 et les autres évènements ou les différences de mobilité entre ce profil et les autres profils se voient accentuées Ceci renforce les constats initialement effectués.

Au cours de la seconde année, seul le profil 5 a été affecté. Deux particules sont concernées pour l'évènement 3 (particules injectées en 2010 ayant été recouvertes sur une épaisseur de l'ordre de 10-20 cm) et 5 pour les évènements 4 et 5. Si on prend en compte ce biais en considérant ces particules comme mobilisées pour chacun des évènements en question, les taux de mobilisation augmentent évidemment mais les conclusions précédemment effectuées au sujet des différences de mobilité entre évènements ou entre profils demeurent valables.

Il apparaît donc au final que ce biais n'a influencé que de façon marginale les résultats obtenus. Il peut ainsi être considéré comme négligeable.

Le second biais se rapporte à l'intégration des traceurs à la structure préexistante de la couche de surface. Pour une granulométrie donnée, la probabilité de mobilisation peut fortement varier en fonction du degré de structuration de cette couche (degré d'imbrication et de compaction principalement). Il est notamment admis que des débits non mobilisateurs ou peu mobilisateurs sont susceptibles de renforcer la stabilité de la surface du lit en modifiant l'agencement des particules qui la composent (Konrad et al., 2002 ; Paphitis and Collins, 2005 ; Haynes et Pender, 2007, JHE ; Ockelford and Haynes, 2012 ; Monteith and Pender, 2005). Ainsi, en dépit de nos efforts pour intégrer au mieux les traceurs à la structure de la couche de surface au moment de leur injection, demeure le risque que les traceurs nouvellement introduits présentent une probabilité de mobilisation plus élevée que les traceurs non mobilisés introduits un an plus tôt.

Ce problème se pose pour la seconde année (2011-2012) puisque les profils sont composés de traceurs récents, injectés en 2011, et de traceurs anciens, injectés en 2010. Les plus faibles taux de mobilisation observés la seconde année, et ce malgré une activité hydrologique plus soutenue que lors de la première année, pourrait ainsi résulter du biais mentionné ci-dessus, c'est-à-dire d'un différentiel « artificiel » de mobilité entre traceurs 2010 et traceurs 2011. Pour le vérifier, un test du  $\chi^2$  a été effectué. Sur les profils S1, S3 et S4, aucune différence significative de mobilité entre particules injectées en 2010 et particules injectées en 2011 n'a été détectée (Tableau . Cela tendrait donc à indiquer que sur ces profils, le biais potentiel n'a en réalité pas joué. Cela signifierait également que lors de leur insertion dans le lit, les traceurs ont été correctement incorporés à la

structure de surface préexistante. Une différence significative est en revanche détectée sur le profil S5 (Tableau . L'interprétation n'est cependant pas aussi évidente que pour l'absence de différence significative de mobilité. Cette mobilisation spatialement préférentielle lors des 2 années pourrait par exemple tout simplement résulter du maintien de zones particulièrement stables (patches de sédiments grossiers). Par ailleurs, il peut également paraître étonnant que seul ce profil ait été touché. Pour toutes ces raisons, il est délicat de conclure sans équivoque à une influence pour ce profil du biais précédemment évoqué.

Au final, bien qu'un doute subsiste donc au sujet du profil S5, la plus faible mobilité de la charge de fond constaté en 2011-2012 ne semble pas résulter d'un différentiel « artificiel » de mobilité entre traceurs 2010 et traceurs 2011.

**Tableau** Comparaison de la mobilité 2011-2012 entre traceurs 2010 et traceurs 2011 par l'intermédiaire d'un test du  $\chi^2$ .

	S1		S3		S4		S5	
	Tags 2010	Tags 2011						
<b>Tags Mob</b>	11	30	6	4	9	9	3	12
<b>Tags Non mob</b>	2	6	13	9	12	10	18	9
$\chi^2$	0,011		0,002		0,082		8,4	
$\chi^2_c$	3,84		3,84		3,84		3,84	
<b>p-value</b>	0,91		0,96		0,77		0,004	

# TABLE DES MATIERES DETAILLEE

<b>REMERCIEMENTS</b> .....	I
<b>RESUME</b> .....	V
<b>SOMMAIRE</b> .....	VII
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	1
<b>PARTIE 1 CADRE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE</b> .....	11
<b>CHAPITRE 1 LES MEANDRES, UN STYLE FLUVIAL TRES ETUDIE</b> .....	15
<b>A - DEFINITION</b> .....	17
<b>B - CARACTERISTIQUES DES FORMES EN PLAN ET RELATIONS MORPHOMETRIQUES</b> .....	17
<b>C - LES STADES D'EVOLUTION</b> .....	20
<b>D - LES FACTEURS DE CONTROLE</b> .....	21
<b>1. FACTEURS EXTERNES – DEBITS LIQUIDES ET SOLIDES</b> .....	21
<b>2. FACTEURS INTRINSEQUES</b> .....	21
<b>3. FACTEURS LOCAUX</b> .....	22
<b>E - PROCESSUS MORPHO-SEDIMENTAIRES</b> .....	22
<b>1. STRUCTURE DES ECOULEMENTS</b> .....	22
<b>2. LE TRANSPORT DES SEDIMENTS</b> .....	25
<b>3. EROSION DE BERGES ET DEPOT</b> .....	25
<b>F - LES MEANDRES DE FAIBLE MOBILITE – DES CAS PEU ETUDIES</b> .....	26

---

<b>CHAPITRE 2 LE CHER</b> .....	29
<b>A - CADRE GEOGRAPHIQUE</b> .....	31
<b>1. PRESENTATION DE LA RIVIERE</b> .....	31
<b>2. GEOLOGIE DU BASSIN-VERSANT</b> .....	32
<b>3. CLIMAT ET REGIME HYDROLOGIQUE</b> .....	33
<b>B - UNE RIVIERE DU BASSIN DE LA LOIRE PEU CONNUE</b> .....	36
<b>C - UNE RIVIERE FORTEMENT AMENAGEE</b> .....	36
<b>1. ANTIQUITE ET HAUT MOYEN-AGE : UNE RIVIERE ENCORE EPARGNEE</b> .....	38
<b>2. BAS MOYEN-AGE - FIN XIXE : CROISSANCE ET EXPLOSION DES CONTRAINTES ANTHROPIQUES</b> .....	38
<b>2.1. Seuils des moulins</b> .....	38
<b>2.2. Chenalisation</b> .....	42
<b>2.2.1. Les aménagements</b> .....	43
<b>2.2.2. Les rectifications du tracé du lit</b> .....	43
<b>2.3. Les aménagements dans la plaine alluviale</b> .....	44
<b>2.4. Navigation et entretien du lit</b> .....	45
<b>2.5. Chemins de halage</b> .....	47
<b>2.6. Le flottage du bois</b> .....	48
<b>2.7. Les usages agro-pastoraux</b> .....	48
<b>3. FIN XIXE – MI XXE : LE TEMPS DU DELAISSEMENT</b> .....	49
<b>3.1. L'arrêt de la navigation et l'abandon des pratiques d'entretien</b> .....	50
<b>3.2. Le développement des protections de berges</b> .....	51
<b>3.3. Barrage de Rochebut (mis en service en 1909)</b> .....	54
<b>CHAPITRE 3 PRESENTATION DES SITES D'ETUDES</b> .....	55
<b>A - CRITERES DE SELECTION</b> .....	57
<b>B - SECTEUR 1 « VALLON-EN-SULLY »</b> .....	59
<b>C - SECTEUR 2 « SAINT-AMAND-MONTROND »</b> .....	62
<b>D - SECTEUR 3 « SAINT-GEORGES-SUR-LA-PREE »</b> .....	63

<b>CHAPITRE 4 CADRE METHODOLOGIQUE GENERAL</b> .....	67
<b>A - APPROCHES ET ECHELLES D'ANALYSE</b> .....	69
<b>B - SOURCES ET ACQUISITION DES DONNEES</b> .....	70
<b>C - TRAITEMENT DES DONNEES</b> .....	70
<b>SYNTHESE PREMIERE PARTIE</b> .....	71
<b><i>PARTIE 2 FONCTIONNEMENT HISTORIQUE DES MEANDRES (1830-2013) - CARACTERISATION DES EVOLUTIONS ET DETERMINATION DES FACTEURS DE CONTROLE</i></b> .....	73
<b>CHAPITRE 5 RYTHMES ET STRUCTURES DES CHANGEMENTS FLUVIAUX ENTRE 1830 ET 2013</b> .....	77
<b>A - EVOLUTION DIACHRONIQUE DES FORMES EN PLAN 1830-2005</b> .....	79
<b>1. DONNEES SOURCES ET METHODOLOGIE</b> .....	79
<b>1.1. Cartes anciennes et photographies aériennes : présentation des données et mesures des changements</b> .....	79
<b>1.1.1. Données initiales sur les formes en plan</b> .....	79
<b>1.1.2. Principe de détermination des surfaces érodées et végétalisées</b> .....	81
<b>1.1.3. Standardisation des données</b> .....	82
<b>1.1.4. L'évolution des paramètres morphométriques et de la morphologie des boucles</b> .....	82
<b>1.2. Estimation des incertitudes</b> .....	83
<b>1.2.1. Les types d'erreur</b> .....	83
<b>1.2.2. Les cas particulier du cadastre napoléonien</b> .....	84
<b>1.2.3. La prise en compte des erreurs dans la genèse des surfaces érodées et végétalisées</b> .....	85
<b>2. LES PRINCIPALES TENDANCES DE L'EVOLUTION DES FORMES EN PLAN</b> .....	86
<b>2.1. 1830-1950 : rétraction du lit et faible mobilité des méandres</b> .....	86
<b>2.1.1. Rétraction de la bande active</b> .....	86
<b>2.1.2. Faible mobilité des méandres</b> .....	87

<b>2.1.3. Les modifications morphologiques</b> .....	88
<b>2.2. 1950-2005 : élargissement de la bande active et faible mobilité des méandres</b> .....	92
<b>2.2.1. Elargissement de la bande active</b> .....	92
<b>2.2.2. Faible mobilité des méandres</b> .....	93
<b>2.2.3. Les modifications morphologiques</b> .....	95
<b>3. CARACTERISTIQUES SPATIO-TEMPORELLES DE L'ÉVOLUTION DES FORMES EN PLAN 1950-2005</b> .....	99
<b>3.1. Les rythmes d'évolution : synchronicité et « crise » érosive</b> .....	99
<b>3.1.1. Evolution globale</b> .....	99
<b>3.1.2. Analyse détaillée par secteur</b> .....	102
3.1.2.a. Secteur 1.....	102
3.1.2.b. Secteur 2.....	102
3.1.2.c. Secteur 3.....	103
<b>3.2. Les grands traits de l'évolution morphologique</b> .....	104
<b>3.2.1. Concentration de l'activité morphodynamique : l'apport de l'autocorrélation spatiale</b> .....	104
3.2.1.a. Données.....	105
3.2.1.b. Méthode.....	105
3.2.1.c. Résultats.....	107
<b>3.2.2. Une activité érosive latérale relativement intense</b> .....	120
3.2.2.a. Le linéaire érodé.....	120
3.2.2.b. Les taux de retrait.....	121
3.2.2.c. Taux de retrait : mise en perspective.....	123
<b>3.2.3. Report de l'érosion latérale en rive convexe</b> .....	125
3.2.3.a. Méthode.....	125
3.2.3.b. Résultats.....	125
<b>B - ÉVOLUTION RÉCENTE DE L'ÉROSION LATÉRALE 2009-2013 – DES BERGES AISEMENT ERODABLES</b> .....	128
<b>1. METHODOLOGIE POUR UN SUIVI ÉVÉNEMENTIEL</b> .....	129
<b>2. DESCRIPTION DES ÉVÉNEMENTS HYDROLOGIQUES DOCUMENTÉS</b> .....	130
<b>3. RESULTATS</b> .....	131
<b>3.1. Débits-seuils</b> .....	131
<b>3.2. Quantification du recul de berges</b> .....	131
<b>3.3. Discussion</b> .....	133

<b>C - EVOLUTION DIACHRONIQUE VERTICALE DU LIT MINEUR 1856-2012</b> .....	137
<b>1. DONNEES UTILISEES POUR EVALUER L'INSTABILITE DU PLANCHER ALLUVIAL</b> .....	137
<b>1.1. Profils de ligne d'eau de 1856 à 2005</b> .....	138
<b>1.1.1. Correspondance spatiale</b> .....	138
<b>1.1.2. Système de nivellement</b> .....	139
<b>1.1.3. Débits et marge d'erreur</b> .....	139
<b>1.2. Cote altimétrique du lit – 1856 et 2010</b> .....	141
<b>1.3. Minimum annuel aux stations hydrométriques</b> .....	142
<b>2. UN LIT INEGALEMENT AFFECTE PAR L'INCISION</b> .....	142
<b>2.1. Secteur 1, entre stabilité et légère incision</b> .....	142
<b>2.1.1. Comparaison des cotes altimétriques du lit 1856-2010</b> .....	142
<b>2.1.2. Comparaison des lignes d'eau d'étiage 1856-1932/1932-1989/1989-2005</b> .....	143
<b>2.2. Secteur 2, un enfoncement marqué</b> .....	144
<b>2.2.1. Comparaison des cotes altimétriques du lit 1856-2010</b> .....	144
<b>2.2.2. Comparaison des lignes d'eau d'étiage 1856-1932/1932-1989/1989-2005</b> .....	145
<b>2.2.3. Evolution du minimum annuel entre 1910 et 2012</b> .....	145
<b>2.3. Secteur 3, un manque de données</b> .....	146
<b>CHAPITRE 6 FACTEURS DE CONTROLE DE L'EVOLUTION DES FORMES PLANIMETRIQUES FLUVIALES</b> .....	149
<b>A - RELATIONS HYDROLOGIE – DYNAMIQUE FLUVIALE</b> .....	151
<b>1. DETERMINATION DU DEBIT A PLEINS BORDS</b> .....	151
<b>1.1. Méthodologie</b> .....	151
<b>1.2. Les valeurs du débit à pleins bords</b> .....	153
<b>1.2.1. Secteur 1</b> .....	153
<b>1.2.2. Secteur 2</b> .....	153
<b>1.2.3. Secteur 3</b> .....	154
<b>2. CARACTERISATION DE L'EVOLUTION DU REGIME DE CRUES – 1932-2012</b> .....	155
<b>2.1. Données disponibles et stations hydrologiques analysées</b> .....	155
<b>2.2. Approches méthodologiques et tests statistiques</b> .....	156
<b>2.2.1. Principe</b> .....	156
<b>2.2.1.a. Approche AMF (Annual Maximum Flood)</b> .....	156

2.2.1.b. Approche PDS ( <i>Partial Duration Series</i> ).....	156
<b>2.2.2. Tests statistiques</b> .....	157
2.2.2.a. Approche AMF .....	158
2.2.2.b. Approche PDS .....	158
<b>2.2.3. Validité des débits à la station de Teillet-Argenty</b> .....	158
2.2.3.a. Formulation du problème .....	158
2.2.3.b. Résultats .....	159
<b>2.3. Résultats – Evolution et caractérisation des crues</b> .....	160
<b>2.3.1. Une augmentation du nombre de crues entre 1977 et 1983</b> .....	160
2.3.1.a. Approche AMF .....	160
2.3.1.b. Approche PDS .....	160
<b>2.3.2. Des crues plus nombreuses mais moins longues à l’amont</b> .....	161
2.3.2.a. Nombre de crues, nombre annuel de jours de crue et durée des crues.....	161
2.3.2.b. Intensité des débits.....	163
2.3.2.c. Saisonnalité des crues .....	164
<b>3. INFLUENCE DES DEBITS SUR LA MORPHOGENESE</b> .....	165
<b>3.1. Un contrôle prédominant exercé par le nombre annuel de jours à pleins bords</b> .....	165
<b>3.1.1. Secteur 1 : station de Teillet-Argenty</b> .....	165
<b>3.1.2. Secteur 3 : station de Selles-sur-Cher</b> .....	167
<b>3.1.3. Secteur 2</b> .....	169
<b>3.2. La faible efficacité des crues de forte magnitude</b> .....	170
<b>3.2.1. Secteur 1 : station de Teillet-Argenty</b> .....	170
<b>3.2.2. Secteur 3 : station de Selles-sur-Cher</b> .....	170
<b>3.2.3. Erosion et débits maximaux instantanés</b> .....	171
<b>3.3. Synthèse et discussion</b> .....	171
<b>B - CARACTERISTIQUES SPATIALES DE L’EVOLUTION DES MEANDRES : FACTEURS DE CONTROLE</b> ...	175
<b>1. LA FAIBLE MOBILITE DU TRACE DEPUIS 1830</b> .....	175
<b>1.1. Le rôle prépondérant des aménagements</b> .....	175
<b>1.1.1. Une forte contrainte exercée par les protections de berges sur les secteurs 1 et 2.</b> 175	
1.1.1.a. Localisation et datation des protections de berges.....	175
1.1.1.b. Protections de berge et faible mobilité des méandres .....	179
<b>1.1.2. Barrage et autres types d’aménagements : le cas particulier du secteur 3</b> .....	180
<b>1.2. Un remblaiement alluvial fortement érodable</b> .....	185

1.2.1. <i>Nature et influence du remblaiement alluvial</i> .....	185
1.2.2. <i>Affleurement du substratum et proximité des versants</i> .....	188
1.3. Le rôle de la ripisylve .....	193
1.4. Le rôle de la variabilité hydrologique .....	194
2. LA CONCENTRATION DE L'ACTIVITE EROSIVE PLANIMETRIQUE ENTRE 1950 ET 2005 .....	196
2.1. Les protections de berges.....	196
2.2. L'influence des extractions de sédiments.....	198
2.3. Facteurs géométriques et topographiques .....	199
2.3.1. <i>Les relations entre courbure et érosion</i> .....	199
2.3.1.a. <i>Méthodologie</i> .....	200
2.3.1.b. <i>Un faible lien entre degré de courbure et érosion</i> .....	201
2.3.1.c. <i>Les limites de la méthode</i> .....	202
2.3.2. <i>Les relations entre pente du lit et érosion</i> .....	203
2.4. Synthèse.....	209
2.4.1. <i>Principes méthodologiques</i> .....	213
2.4.2. <i>Les résultats du modèle de régression logistique</i> .....	214
2.4.2.a. <i>Qualité du modèle</i> .....	214
2.4.2.b. <i>Identification des principaux facteurs de contrôles</i> .....	215
2.4.2.c. <i>Les limites de la méthode</i> .....	218
2.4.2.d. <i>Conclusion</i> .....	218
3. LES VARIATIONS DE LA LARGEUR DU LIT DEPUIS 1830 .....	219
3.1. La rétraction de 1830-1950 .....	219
3.2. L'élargissement de 1950-2005.....	220
<b>SYNTHESE DEUXIEME PARTIE</b> .....	221
 <b>PARTIE 3 DYNAMIQUE DE LA CHARGE DE FOND ET MORPHOGENESE..</b> .....	223
<b>CHAPITRE 7 LA MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 2010 ET 2012</b> .....	227
<b>A - DETERMINATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DU LIT</b> .....	229

<b>1. METHODOLOGIE ET LOCALISATION</b> .....	229
<b>1.1. Granulométrie de surface</b> .....	229
<b>1.2. Granulométrie de subsurface</b> .....	231
<b>1.3. Taux d'armure</b> .....	233
<b>2. UNE PREDOMINANCE DES GRAVIERS</b> .....	233
<b>2.1. Surface</b> .....	233
<b>2.2. Subsurface</b> .....	237
<b>3. AFFINEMENT GRANULOMETRIQUE</b> .....	238
<b>4. TAUX D'ARMURE</b> .....	239
<b>B - LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE ENTRE 2010 ET 2012</b> .....	240
<b>1. LOCALISATION DES SITES D'ETUDE A GRANDE ECHELLE</b> .....	240
<b>2. METHODOLOGIE</b> .....	242
<b>2.1. Description des traceurs utilisés et du dispositif de suivi</b> .....	242
<b>2.1.1. Types de traceurs</b> .....	242
<b>2.1.2. Préparation des particules</b> .....	243
<b>2.1.3. Injection des traceurs dans le lit</b> .....	243
<b>2.1.4. Granulométrie des traceurs</b> .....	247
<b>2.1.5. Détection</b> .....	248
<b>2.1.5.a. Profils</b> .....	248
<b>2.1.5.b. Amas</b> .....	248
<b>2.1.6. Calcul des taux de mobilisation et détermination des distances-seuils de mobilisation</b> .....	250
<b>2.1.6.a. Taux de mobilisation</b> .....	250
<b>2.1.6.b. Distances-seuils de mobilisation</b> .....	250
<b>2.2. Formules de calcul de la puissance spécifique et des contraintes de cisaillement</b> .....	251
<b>3. UNE CHARGE DE FOND FREQUEMMENT MOBILISEE</b> .....	253
<b>3.1. Description des évènements hydrologiques suivis</b> .....	253
<b>3.2. Détermination des débit-seuil de mobilisation et des fréquences de charriage</b> .....	254
<b>3.3. Une compétence assez élevée</b> .....	255
<b>3.4. Contraintes et puissances spécifiques critiques</b> .....	256
<b>3.4.1. Puissances spécifiques critiques</b> .....	256
<b>3.4.2. Contraintes critiques de cisaillement</b> .....	257

<b>3.5.</b>	La variabilité spatio-temporelle de la mobilité de la charge de fond.....	258
<b>3.5.1.</b>	<i>Variabilité spatiale</i> .....	258
<b>3.5.2.</b>	<i>Variabilité temporelle</i> .....	260
<b>3.5.3.</b>	<i>Les biais relatif à la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle de la mobilité</i> .....	261
<b>3.5.4.</b>	<i>Discussion : type de transport et causes de la variabilité spatio-temporelle de la</i> <i>mobilité</i> .....	262
3.5.4.a.	<i>Un transport presque toujours partiel</i> .....	262
3.5.4.b.	<i>Les causes de la variabilité spatiale</i> .....	264
3.5.4.c.	<i>Les causes de la variabilité temporelle</i> .....	267
<b>4.</b>	LES RELATIONS ENTRE MORPHOGENESE ET DISTANCES/TRAJECTOIRES DE TRANSPORT .....	273
<b>4.1.</b>	Taux de détection des particules .....	273
<b>4.1.1.</b>	<i>2010-2011</i> .....	273
<b>4.1.2.</b>	<i>2011-2012</i> .....	273
<b>4.1.3.</b>	<i>Comparaison 2010-2011 / 2011-2012</i> .....	274
<b>4.2.</b>	Taux mobilisation.....	276
<b>4.2.1.</b>	<i>La mobilité à l'échelle annuelle</i> .....	276
4.2.1.a.	<i>2010-2011</i> .....	276
4.2.1.b.	<i>2011-2012</i> .....	276
<b>4.2.2.</b>	<i>La mobilité par type d'unités géomorphologiques</i> .....	277
4.2.2.a.	<i>Les seuils</i> .....	278
4.2.2.b.	<i>Les mouilles</i> .....	278
4.2.2.c.	<i>Les autres unités du chenal</i> .....	278
4.2.2.d.	<i>Les berges</i> .....	278
4.2.2.e.	<i>Comparaison de la mobilité entre 2010-2011 et 2011-2012</i> .....	279
<b>4.2.3.</b>	<i>Taux de mobilisation et taille des particules</i> .....	280
<b>4.2.4.</b>	<i>Discussion</i> .....	281
4.2.4.a.	<i>La variabilité de la mobilité entre seuils et mouilles</i> .....	281
4.2.4.b.	<i>La variabilité de la mobilité entre les deux années de suivi</i> .....	284
4.2.4.c.	<i>Variabilité de la mobilité et taille des matériaux</i> .....	285
<b>4.3.</b>	Granulométrie des traceurs mobilisées et granulométrie du lit .....	285
<b>4.4.</b>	Des distances et trajectoires de transport réduites .....	286
<b>4.4.1.</b>	<i>Distances de transport par année hydrologique</i> .....	286
4.4.1.a.	<i>Distance 2010-2011</i> .....	286

4.4.1.b. Distance 2011-2012.....	287
4.4.1.c. Distance 2010-2012.....	288
<b>4.4.2. Distances de transport par unité géomorphologique.....</b>	<b>288</b>
4.4.2.a. Les seuils.....	288
4.4.2.b. Les mouilles.....	289
4.4.2.c. Les autres unités.....	289
4.4.2.d. Comparaison entre seuils et mouilles.....	289
<b>4.4.3. Les trajectoires.....</b>	<b>291</b>
<b>4.4.4. Facteurs de contrôle de la variabilité spatio-temporelle des distances de transport.....</b>	<b>294</b>
4.4.4.a. Distance et taille des sédiments.....	294
4.4.4.b. Variabilité temporelle des distances : le rôle de la durée et de la magnitude des évènements hydrologiques mobilisateurs.....	303
4.4.4.c. Relations entre morphologie du lit et transport de la charge de fond.....	304
<b>5. ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIÉS.....</b>	<b>308</b>
<b>5.1. Suivi-topographique et traceurs : une forte sous-estimation des volumes transportés.....</b>	<b>308</b>
5.1.1. Méthodologie.....	308
5.1.2. Détermination de l'incertitude.....	311
5.1.3. De faibles volumes charriés.....	312
5.1.3.a. 2010-2011.....	312
5.1.3.b. 2011-2012.....	312
5.1.4. Discussion : biais et degré de fiabilité de la méthode.....	313
5.1.4.a. Sources de surestimation des volumes.....	314
5.1.4.b. Sources de sous-estimation des volumes.....	314
5.1.4.c. Correction des biais et fiabilité de la méthode.....	315
5.1.5. Conclusion sur la méthode.....	317
<b>5.2. Une approche complémentaire : estimation des volumes par la formule de Recking ...</b>	<b>318</b>
5.2.1. Méthodologie.....	318
5.2.1.a. La formule utilisée.....	318
5.2.1.b. Les données.....	319
5.2.2. Résultats.....	320
5.2.2.a. 2010-2011.....	320
5.2.2.b. 2011-2012.....	320
5.2.2.c. Discussion.....	321

5.3. Comparaison des deux approches, leurs limites respectives .....	321
<b>CHAPITRE 8 LES CARACTERISTIQUES DU CHARRIAGE A L'ECHELLE PLURI-DECENNALE.....</b>	<b>325</b>
<b>A - LE CHARRIAGE ENTRE 1988 ET 2012 .....</b>	<b>329</b>
1. DETERMINATION DES DEBITS EFFICACES.....	329
1.1. Approche méthodologique.....	330
1.2. Des débits efficaces de faible magnitude .....	331
1.2.1. <i>Le débit efficace</i> .....	331
1.2.1.a. <i>L'ensemble du secteur</i> .....	331
1.2.1.b. <i>La boucle étudiée</i> .....	332
1.2.2. <i>La gamme des débits efficaces</i> .....	332
1.2.2.a. <i>L'ensemble du secteur</i> .....	332
1.2.2.b. <i>La boucle étudiée</i> .....	333
1.3. Discussion .....	333
2. DES TAUX DE TRANSPORT SPECIFIQUE REDUITS.....	335
3. L'ANALYSE DES DISTANCES DE TRANSPORT A DIFFERENTES ECHELLES DE TEMPS.....	337
3.1. Les relations entre distances évènementielles de transport et formes en plan des méandres.....	337
3.1.1. <i>Méthodologie</i> .....	339
3.1.2. <i>Résultats – des distances très limitées</i> .....	340
3.1.3. <i>Discussion</i> .....	345
3.2. Evaluation de la vitesse de propagation de la charge de fond à l'échelle séculaire .....	346
<b>B - LA CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE DE LA CHARGE DE FOND ENTRE 1950 ET 2005 .....</b>	<b>347</b>
1. DESCRIPTION DE L'APPROCHE.....	349
1.1. Le débit critique de mobilisation du $D_{84}$ .....	349
1.2. Les distances annuelles de transport .....	350
1.3. Le degré de connectivité potentielle .....	351
1.4. Identification et localisation des sources et stocks de sédiments, estimation de la granulométrie de surface du lit.....	351
2. UNE CONNECTIVITE SEDIMENTAIRE LIMITEE .....	351
2.1. Variabilité spatiale de la mobilité du $D_{84}$ .....	351
2.2. De courtes distances annuelles de transport .....	352

2.3. Spatialisation de la connectivité sédimentaire potentielle .....	352
2.4. Sources et stocks potentiels de matériaux, granulométrie du lit.....	354
2.4.1. Les stocks sédimentaires .....	354
2.4.2. Les sources sédimentaires .....	354
2.4.3. Granulométrie .....	356
2.5. Estimation du degré de connectivité réelle entre zones actives.....	356
<b>SYNTHESE TROISIEME PARTIE .....</b>	<b>359</b>
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>361</b>
<b>REFERENCES .....</b>	<b>371</b>
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>407</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>417</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>421</b>
<b>ANNEXE A EVOLUTION VERTICALE DU LIT MINEUR DU CHER SUR SON COURS ALLUVIAL ENTRE 1856 ET 2005 .....</b>	<b>423</b>
<b>A - ETAT DE L'ART .....</b>	<b>424</b>
<b>B - METHODOLOGIE.....</b>	<b>425</b>
<b>1. PROFILS DE LIGNE D'EAU DE 1856 A 2005 .....</b>	<b>425</b>
1.1. Correspondance spatiale .....	426
1.2. Système de nivellement.....	426
1.3. Débits et marge d'erreur .....	426
<b>2. COTE ALTIMETRIQUE DU LIT – 1856 ET 2010 .....</b>	<b>428</b>
<b>3. MINIMUM ANNUEL AUX STATIONS HYDROMETRIQUES.....</b>	<b>429</b>
<b>4. ESTIMATION DES VOLUMES PERDUS PAR INCISION ENTRE 1932 ET 1989.....</b>	<b>429</b>

<b>5.</b>	ESTIMATION DES VOLUMES CHARRIÉS .....	430
<b>6.</b>	IDENTIFICATION DES AMENAGEMENTS ET ACTIVITES ANTHROPIQUES.....	431
<b>6.1.</b>	Seuils .....	431
<b>6.2.</b>	Localisation des protections de berges .....	431
<b>6.3.</b>	Localisation et quantification des extractions.....	431
<b>C</b>	- RESULTATS.....	433
<b>1.</b>	EVOLUTION DES PROFILS DE LIGNE D'EAU D'ETIAGE ENTRE 1856 ET 2005 .....	433
<b>1.1.</b>	1856-1932 .....	433
<b>1.2.</b>	1932-1989 .....	433
<b>1.3.</b>	1989-2005 .....	434
<b>1.4.</b>	Evolution au niveau des seuils.....	440
<b>1.4.1.</b>	<i>1856-1932 (Figure A.4)</i> .....	440
<b>1.4.2.</b>	<i>1932-1989(2005) (Figure A.5)</i> .....	440
<b>1.4.3.</b>	<i>1989-2005 (Figure A.8)</i> .....	441
<b>2.</b>	EVOLUTION DE LA COTE ALTIMETRIQUE DU LIT ENTRE 1856 ET 2010 : SECTEURS A MEANDRES 1 ET 2 .....	443
<b>3.</b>	EVOLUTION DES MINIMA ANNUELS ENTRE 1910 ET 2012 .....	444
<b>4.</b>	ESTIMATION DES VOLUMES PERDUS PAR INCISION ENTRE 1932 ET 1989.....	446
<b>D</b>	- FACTEURS DE CONTROLE .....	447
<b>1.</b>	PROTECTIONS DE BERGES.....	448
<b>2.</b>	RETRACTION DU LIT .....	449
<b>3.</b>	EXTRACTIONS DE GRANULATS .....	450
<b>3.1.</b>	Synthèse des données disponibles .....	450
<b>3.1.1.</b>	<i>Quantités</i> .....	450
<b>3.1.2.</b>	<i>Localisation</i> .....	452
<b>3.1.3.</b>	<i>Méthodes de prélèvements et conséquences sur le transport sédimentaire</i> .....	453
<b>3.2.</b>	Estimation du déficit engendré .....	455
<b>3.2.1.</b>	<i>Estimation des quantités extraites entre 1950 et 1993</i> .....	456
<b>3.2.1.a.</b>	<i>Estimation à partir des données du rapport Dambre (1995)</i> .....	456
<b>3.2.1.b.</b>	<i>Estimation à partir des données relatives à l'évolution verticale du lit</i> .....	458
<b>3.2.2.</b>	<i>Estimation des volumes charriés</i> .....	459
<b>3.2.3.</b>	<i>Le déficit sédimentaire : Ratio Volumes extraits / Volumes charriés</i> .....	460

4. LE ROLE AMBIVALENT DES SEUILS .....	463
<b>E</b> - PERSPECTIVE EN MATIERE DE REHAUSSEMENT DE LA LIGNE D'EAU .....	465
<b>ANNEXE B1</b> AUTOCORRELATION SPATIALE .....	467
<b>ANNEXE B2</b> AUTOCORRELATION SPATIALE .....	470
<b>ANNEXE C</b> AUTOCORRELATION SPATIALE .....	474
<b>ANNEXE D1</b> AUTOCORRELOGRAMMES .....	476
<b>ANNEXE D2</b> TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES (APPROCHE AMF) .....	480
<b>ANNEXE D3</b> TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES (APPROCHE PDS) .....	482
<b>ANNEXE D4</b> TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES : COMPARAISON ENTRE PERIODES. TEILLET-ARGENTY .....	489
<b>ANNEXE D5</b> TESTS STATISTIQUES SUR LES SERIES DE DONNEES HYDROLOGIQUES : COMPARAISON ENTRE PERIODES. SELLES-SUR-CHER .....	492
<b>ANNEXE E</b> COURBURES DES ZONES ACTIVES ET INACTIVES .....	497
<b>ANNEXE F</b> MOBILITE DE LA CHARGE DE FOND .....	499
<b><i>TABLE DES MATIERES DETAILLEE</i></b> .....	501



## **TITRE DE LA THESE**

Fonctionnement morphodynamique actuel et historique des méandres du Cher  
Current and historical dynamics of Cher River meanders

## **DISCIPLINE**

Géographie

## **RATTACHEMENT**

Université Paris 1 - Panthéon Sorbonne  
UFR 08 Géographie  
191, rue Saint-Jacques 75231 Paris cedex 05

Laboratoire de Géographie Physique - UMR 8591  
1 place Aristide Briand 92195 Meudon Cedex

## **RESUME**

Cette thèse porte sur l'analyse morphodynamique et sédimentaire des méandres du Cher (affluent de rive gauche de la Loire moyenne). L'intérêt pour cette question est né d'un double constat. Le premier était celui d'un manque patent de connaissances sur le fonctionnement géomorphologique des affluents de la Loire en général et du Cher en particulier. Le second se rapportait à la coexistence en apparence contradictoire d'une faible mobilité en plan depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle et d'une érosion latérale active au cours des trois dernières décennies, au minimum. L'objectif était à la fois de combler une partie de ce déficit de connaissances, afin notamment d'améliorer les pratiques de gestion de la rivière, et de caractériser le plus finement possible le comportement *a priori* atypique de ces systèmes à méandres, afin d'en comprendre la dynamique.

Cette étude aura permis de mettre en évidence que depuis 1950, mais aussi probablement depuis 1830, la faible mobilité du tracé de la rivière relève essentiellement des contraintes exercées par les aménagements présents dans le lit mineur. En outre, ces méandres disposent encore aujourd'hui d'une très forte capacité intrinsèque à balayer leur plaine alluviale. La fréquence de mobilisation de la charge de fond est également élevée. Enfin, la morphogénèse est principalement commandée par les événements hydrologiques de faible magnitude.

Ces résultats sont de première importance pour les gestionnaires puisqu'ils indiquent que les dysfonctionnements qui affectent actuellement cet hydrosystème ne sont pas totalement irréversibles.

## **MOTS-CLES**

Cher - Méandres - Dynamique fluviale- Fonctionnement historique - Charge de fond