



HAL
open science

Etude de l'impact cumulé des facteurs d'anthropisation sur la Dordogne moyenne et préconisations en vue d'une restauration écologique du cours d'eau

Fabien Boutault

► To cite this version:

Fabien Boutault. Etude de l'impact cumulé des facteurs d'anthropisation sur la Dordogne moyenne et préconisations en vue d'une restauration écologique du cours d'eau. Géographie. Université Jean-Moulin (Lyon 3), 2020. Français. NNT: . tel-03418741

HAL Id: tel-03418741

<https://hal.science/tel-03418741>

Submitted on 8 Nov 2021

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.



N°d'ordre NNT : 2020LYSE3066

THÈSE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

opérée au sein de

L'Université Jean Moulin Lyon 3

Ecole Doctorale : ED 483 Sciences Sociales

Discipline de doctorat : Géographie et Aménagement

Soutenue publiquement le 17/12/2020, par :

Fabien BOUTAULT

Etude de l'impact cumulé des facteurs d'anthropisation sur la Dordogne moyenne et préconisations en vue de la restauration écologique du cours d'eau

Devant le jury composé de :

Biron, Pascale, professeur des universités, Université Concordia Montréal, Rapporteur

Liébault, Frédéric, directeur de recherche, INRAE, Domaine Universitaire, Rapporteur

Chapuis, Margot, maître de conférences, Université de Nice, Examinatrice

Rollet, Anne-Julia, maître de conférences, Université de Rennes, Examinatrice

Piégay, Hervé, directeur de recherche CNRS, Université de Lyon, Directeur de thèse

Lascaux, Jean-Marc, directeur d'ECOGEA, Toulouse, co-encadrant

Avec le soutien de



Thèse réalisée dans le cadre de l'EUR H2O'Lyon



J'ai commencé cette thèse hier, en 2016, j'avais 25 ans. Aujourd'hui j'en ai 29.
Ça passe visiblement vite quand on s'amuse.

« J'ai perdu l'innocence, mais pas l'espoir »

Extrait de Natsukashii *dans*
Les étoiles vagabondes – Nekfeu

Natsukashii (懐かしい) : Adjectif japonais qui signifie « se remémorer un fait passé qui nous captive ». Exemple : « ça me rappelle mon village natal... ». Ce terme peut donc s'interpréter comme « Être nostalgique sans regret. »

« Dans la longue histoire de l'humanité, ceux qui ont appris à collaborer et à improviser le plus efficacement ont prévalu »

Charles Darwin

Remerciements

Je tiens à remercier énormément de « bons gens » mais en premier lieu mon directeur de thèse Hervé Piégay et Jean-Marc Lascaux co-encadrant pour leur soutien logistique et scientifique sans faille, et surtout leur humanité. Il est certain que sans eux je n'aurai pas pu terminer ce travail de thèse.

Je tiens aussi à remercier formellement Pascale Biron, Frédéric Liébault, Margot, et Anne-Julia Rollet d'avoir accepté de participer à mon Jury de thèse et dont les travaux m'ont énormément inspiré pour ce travail.

Je remercie également l'ensemble des personnels du bureau d'études ECOGEA (Bureau d'Etudes et de Conseils en Gestion de l'Environnement Aquatiques, 352 avenue Roger Tissandié – 31 600, Muret), ainsi que celles et ceux du laboratoire de recherche EVS de l'université de Lyon (Environnement, Ville, Société) – UMR 5600 (18 rue Chevreul – 69 362, Lyon), et d'EPIDOR (Etablissement Public Territorial du Bassin de la Dordogne, Place de la Laïcité – 24 250, Castelnaud-la-Chapelle). Pour mener à bien ce travail j'ai pu compter sur le soutien financier et logistique de

- EDF – UPC (Electricité De France, Unité de Production Centre),
- L'Agence de l'Eau Adour-Garonne (90 rue de Férétra – 31 078, Toulouse) et,
- L'ANRT (Association Nationale de la Recherche et de la Technologie),

que je remercie infiniment.

Il y a ensuite ces « bons gens » devenu.e.s pour la plupart des ami.e.s :

Pour le support terrain, j'ai eu la chance d'être accompagné par Bruno Delpeyrat qui aura supporté le melon, surtout celui hors saison ; Théo Bulteau, alias « baladin », foreur spécialisé en plaine alluviale ; Brice Noirot avec qui la prise de points GPS et l'injection de RFID ne sont que formalités ; Jérémie Riquier pour l'épisode « Brador » et toutes ces péripéties ; et plus ponctuellement sur des tâches diverses et variées, Jean Kardacz et Laurent Cazeneuve. Merci à vous tous amis de chantiers !

Pour la partie traitement de toutes ces données acquises dans la joie et la bonne humeur, et la mise en forme et l'interprétation des résultats, j'ai pu compter sur l'aide précieuse d'internet, mais pas que... Un grand merci à Hervé Piégay bien sûr (je crois qu'il touche un peu sa bille dans le domaine des hydrosystèmes), et à toute sa formidable équipe (et je risque d'en oublier certain.e.s : Jérémie Riquier et Théo Bulteau (encore !), mais aussi Mathieu Cassel, Fanny Arnaud, Gabrielle Seignemartin, Brice Noirot, Thomas Depret, Lise Vaudor... (Désolé pour les oublié.e.s, presque 4 ans de thèse ça ramollie un peu le cerveau).

Oui ! 4 ans de thèse ça use et je me dis qu'heureusement qu'il y a eu « tous ces bons gens » pour m'aérer le corps et l'esprit. Merci à toutes et à tous pour m'avoir sorti la tête de l'eau, quitte à me la plonger parfois dans l'alcool (l'abus d'alcool est dangereux pour la santé - A consommer avec modération...) :

Merci à Bruno, Théo, Jérémie, Gabi, Charles, Nicolas, Ariane, Mathieu, Baptiste, Samuel, Justine, Pascal, Erwan, Maxime, Charles pour ces moments de détente, qu'ils aient été métaphysiques, sportifs, musicaux.

Cette thèse, je ne vais pas me mentir, je l'ai également fini pour ma famille, qui m'a toujours soutenue. Merci Papa. Merci Maman. Et merci frangin. Un grand merci aussi à Dom et Tinou pour ces heures philosophiques dans les vapeurs incandescentes de leur cuisine.

Enfin je dédie cette thèse à ces personnes avec qui j'aurai tant aimé trinquer Papi, Laetitia, j'espère que chez vous le bar est plein ! On risque de fêter ça longtemps.

Assez parlé d'humains ! Parlons maintenant de choses moins éphémères :

Les cailloux des rivières !

Résumé

La rivière Dordogne (Sud-Ouest de la France) a enregistré au cours du vingtième siècle de multiples changements morphologiques dans sa moyenne vallée en raison de différentes pressions humaines (barrages, extractions et protections de berge). Pour évaluer et quantifier les impacts unitaires et cumulatifs de ces pressions, des données historiques (cartes anciennes, photographies aériennes, profils en long, profils en travers, LiDAR, chroniques de débits) et des mesures in situ (analyses granulométriques, mesure de la sédimentation fine et du transport solide) ont été collectées et analysées. Les données historiques montrent une diminution des débits potentiellement morphogènes et des tendances générales à l'incision du lit et à la rétraction de la bande active. Les données de terrain (transport solide, volumes entrants et stockés en plaine alluviale) apportent des informations supplémentaires permettant de déterminer la capacité actuelle de la rivière à mobiliser sa charge de fond et d'établir un bilan sédimentaire global de la rivière. Le budget sédimentaire souligne un déficit amont imputable aux barrages et un second, plus généralisé induit par les extractions, et dont les effets perdurent en raison de la régulation hydrologique des barrages et la mise en place de protections de berges. Pour réduire ces déficits, plusieurs leviers d'actions sont envisagés (injections, augmentation de la mobilité latérale par suppression des protections de berges...). A partir des résultats et après concertations avec l'ensemble des acteurs présents sur le bassin de la Dordogne, il conviendrait désormais de réaliser un plan de gestion opérationnel proposant des solutions adaptées à la restauration hydromorphologique et écologique de la rivière.

Mots-clés : Ajustements morphologiques, budget sédimentaire, Dordogne moyenne, impacts anthropiques, transport solide.

Abstract

During the twentieth century, the Dordogne River (southwest of France) has recorded in its middle reach, several morphological changes, due to different human pressures (dams, gravel minings and bank protections). To evaluate and quantify the unit and cumulative effects of these pressures, historical data (old maps, aerial photographs, longitudinal bed profiles, cross-sections, LiDAR survey, flow series) and in situ measurements (grain size analysis, fine sedimentation and bedload transport monitoring) were collected and analysed. Historical data show a decrease of potentially critical discharge frequency, a general trend towards riverbed incision and active channel narrowing. Field data (bedload transport, sediment input and storage) provide additional information to establish a sediment budget, to assess transport capacity and to separate and hierarch the role of each factor. The sediment budget assessment emphasizes an upstream deficit due to dams and a second, more generalized induced by mining, and whose effects persist due to the hydrological regulation of the dams and the construction of bank protections. To reduce these deficits, several strategies are being considered (gravel augmentation, lateral mobility increase by removing bank protections, etc.). These elements will permit to assess each of the drivers and to understand the present channel capacity to adjust itself, in order to propose adapted solutions for its hydromorphological and ecological restoration.

Keywords: human impacts, Middle Dordogne, morphological adjustments, sediment budget, solid transport.

Sommaire

INTRODUCTION GÉNÉRALE	14
CHAPITRE I – CADRE THÉMATIQUE.....	18
CHAPITRE II – LE DIAGNOSTIC GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA DORDOGNE DANS SA MOYENNE VALLÉE.....	43
CHAPITRE III – BUDGET ET FONCTIONNEMENT SÉDIMENTAIRE ACTUEL	90
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	157
MATÉRIELS SUPPLÉMENTAIRES	165
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	176
TABLE DES MATIÈRES	197
LISTE DES FIGURES	202
LISTE DES TABLEAUX	210

Introduction générale

Depuis la fin du 19^{ème} siècle, de nombreuses perturbations hydromorphologiques ont considérablement impacté la qualité hydrobiologique de la rivière Dordogne (Pustelnik, 1982). Les premières observations (Pustelnik, 1987 ; 1993) ont montré une diminution des populations piscicoles et pointé du doigt les barrages comme cause potentielle de cette dégradation, avec tout d'abord (1) un confinement des grands migrateurs (saumon, grande alose, lamproie Marine...) sur la basse vallée du fait de la présence des barrages au fil de l'eau du Bergeracois, puis (2) une diminution des surfaces potentielles de reproduction et d'habitat causée par des obstacles à la montaison, la modification des régimes de crues et des apports sédimentaires, imputables à la mise en service de la grande chaîne hydroélectrique de la Dordogne amont (1936). A ces modifications hydro-sédimentaires régionales se sont ensuite ajoutés (3) les impacts locaux des extractions en lit mineur (1970-80s), et (4) divers aménagements ou opérations de stabilisations des berges sur la moyenne vallée, amplifiant ainsi le déficit sédimentaire et la diminution des surfaces indispensables à la vie aquatique (Epidor, 1995 ; Macé, 1998).

C'est en partant de ce constat, et au vu des nombreuses études aussi bien physiques que sociologiques montrant l'interdépendance de l'hydrologie et de la morphologie sur la qualité physico-chimique (température, oxygénation, persistance des polluants...) et biologique des rivières, qu'une expertise plus approfondie sur le sujet fut engagée sur la Dordogne (Hughes et al., 2005 ; Wohl et al, 2005 ; Rollet, 2007 ; Latapie, 2011 ; Arnaud, 2012 ; Chapuis, 2012 ; Claude, 2012 ; Catalon, 2015 ; Parrot, 2015 ; SDAGE-AG, 2016).

Cette expertise, point de départ de ce travail de thèse, a notamment décelé un manque d'informations quantifiées sur les changements morphologiques et leurs causes (Piégay, 2015). En effet les études antérieures ayant principalement décrit les aménagements et leurs conséquences morphologiques sur le chenal principal (réduction de la bande, incision du lit, exondations de frayères, changement de style fluvial... ; CEMAGREF, 1981 ; Debiais et Huyghe, 2011 ; Eaucéa, 2015), il est alors paru nécessaire de réaliser un diagnostic robuste de l'état morphologique de la rivière Dordogne. Ce diagnostic permettrait en effet d'acquérir des données

quantifiées, et à terme contribuerait à prendre des mesures visant à atténuer l'impact des actions humaines sur le milieu naturel.

Pour obtenir toutes les données nécessaires, ce travail de thèse porte sur (1) l'étude géohistorique des changements hydromorphologiques récents (sur les 150 dernières années) de la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée, (2) la quantification du fonctionnement hydrosédimentaire actuel du chenal actif et des échanges latéraux entre le chenal et la plaine alluviale pour élaborer un budget sédimentaire global. La suite du manuscrit s'organise en quatre parties,

- Cadre thématique,
- Diagnostic géomorphologique,
- Evaluation du fonctionnement géomorphologique actuel de la rivière et budget sédimentaire,
- Conclusions et perspectives en vue des recommandations opérationnelles (Figure 1).

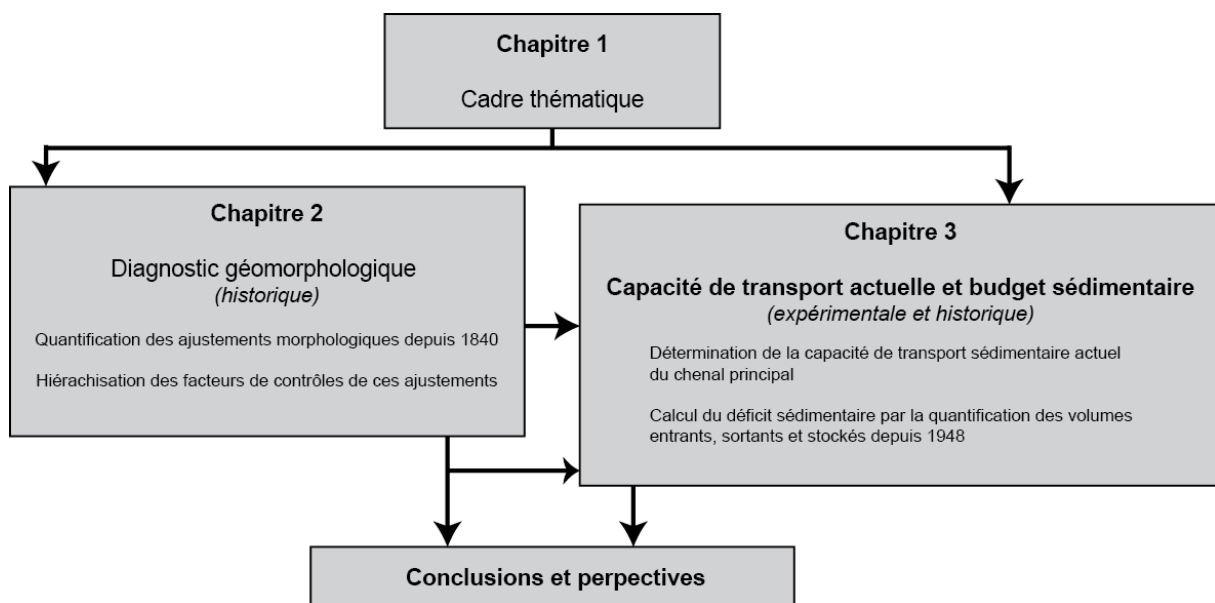


Figure 1. Organisation du manuscrit de thèse.

« *La rivière ne disait rien tout à l'heure, ou plutôt, je ne l'entendais pas.* »

25 Mai 1897 – *Journal* de Jules Renard

Chapitre I – Cadre thématique

1. NOTIONS DE GEOMORPHOLOGIE FLUVIALE
2. FACTEURS DE CONTROLE DES REPONSES MORPHOLOGIQUES DES HYDROSYSTEMES
3. UN DIAGNOSTIC GEOMORPHOLOGIQUE FONDE SUR LA MISE EN EVIDENCE DE LA TRAJECTOIRE TEMPORELLE D'EVOLUTION

Introduction

Afin d'identifier, quantifier, puis hiérarchiser les perturbations humaines présentes sur un hydrosystème donné, il convient dans un premier temps de comprendre l'ensemble des processus à l'origine de son évolution naturelle (Gregory, 2006). Ce chapitre propose donc (1) une synthèse des concepts fondateurs de la géomorphologie fluviale à travers une chronologie historique, (2) une présentation des impacts liés aux activités humaines sur les rivières, et enfin (3) une explication méthodologique de la démarche scientifique généralement employée pour étudier ces impacts.

1. Notions de géomorphologie fluviale

1.1. Equilibre dynamique des cours d'eau

Selon Mackin (1948), pour qu'à un débit liquide donné (Q_L) la charge sédimentaire produite par les versants (Q_S) soit transportée, les cours d'eau ajustent continuellement leur pente (I) et la taille médiane des sédiments (D_{50}) qu'ils mobilisent. Lane (1955) classe ces variables en deux grands types : (i) Les variables de contrôles (ou flux d'entrée) : débit liquide (Q_L) et charge solide (Q_S) et (ii) Les variables d'ajustements (ou réponses morphologiques) : taille des sédiments (D_{50}) et pente (I).

Ces variables et leurs relations permettent de visualiser et comprendre la notion d'équilibre dynamique des rivières, représentée par le modèle conceptuel de la balance de Lane (Figure 2A). Le cours d'eau est considéré en équilibre dynamique lorsque les variables d'ajustement oscillent autour de conditions dites moyennes. Dans le cas où les flux d'entrée sont modifiés, des réponses morphologiques s'effectuent, et une fois ajusté le système oscille autour de nouvelles conditions moyennes et donc, d'un nouvel équilibre dynamique (Hack, 1960 ; Leopold et al., 1964 ; Langbein et Leopold, 1964). Les réponses morphologiques sont variées mais elles sont le résultat de l'alternance des processus érosion-dépôt par la mise en mouvement des sédiments (Hjulstrom, 1935). Cette mise en mouvement implique un transport des particules (Figure 2B) : charriage (roulement ou glissement), saltation et suspension (Shields, 1936 ; Bagnold, 1966). En utilisant ces différents modes de transport, les cours d'eau assurent ainsi un transfert amont-aval de la charge sédimentaire durant lequel la morphologie de leur lit évolue (Richards, 1982).

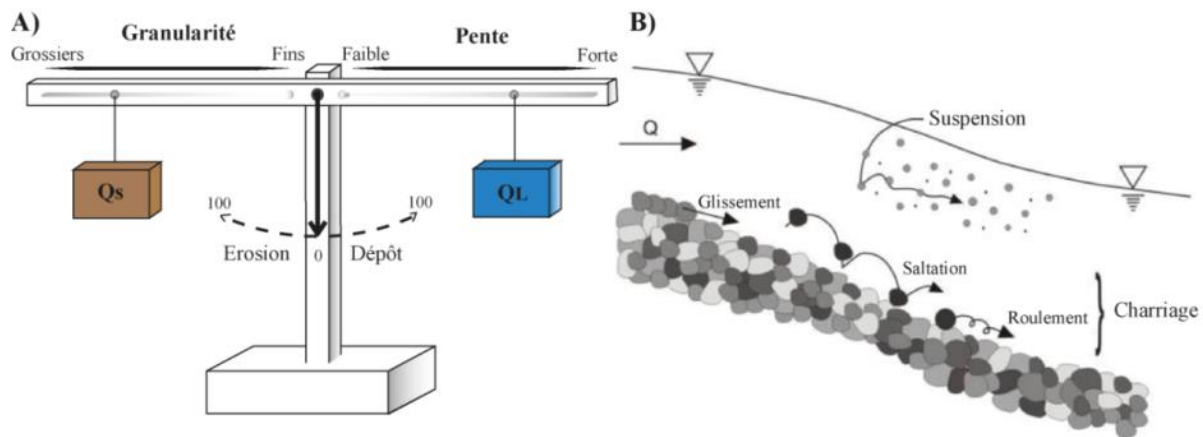


Figure 2. A : Equilibre dynamique d'un cours d'eau illustré par la balance de Lane (modifiée d'après Lane, 1955). **B :** Transport solide : charge de fond et charge en suspension (modifiée d'après Pinto Martins, 2008).

Pour comprendre la dynamique d'une rivière il faut donc s'intéresser à ces différentes variables (contrôles et ajustements), et aux processus d'érosion et de dépôt à plusieurs échelles spatio-temporelles.

1.2. Le système fluvial

A l'échelle du bassin versant, pour caractériser la dynamique des rivières, Schumm (1977) propose un découpage du système fluvial en trois zones (Figure 3) :

(1) A l'amont, où les pentes des versants sont relativement fortes, le réseau hydrographique est généralement dense, avec une largeur de chenal principal faibles, des sédiments grossiers et des processus d'érosion prédominant. Cette zone appelée « zone de production » a donc vocation à fournir au système l'essentiel de sa charge liquide et solide.

(2) A l'aval, même si le débit liquide est quantitativement plus élevé et les sédiments plus fins, les pentes faibles à très faibles ne permettent pas d'évacuer l'intégralité de la charge solide. Dans cette « zone de stockage », le dépôt est le processus dominant.

(3) Entre ces deux zones, les pentes moyennes, les sédiments de tailles variées, et les débits (liquide et solide) variables créent une alternance modérée des processus érosion-dépôt. On parle alors de « zone de transfert ».

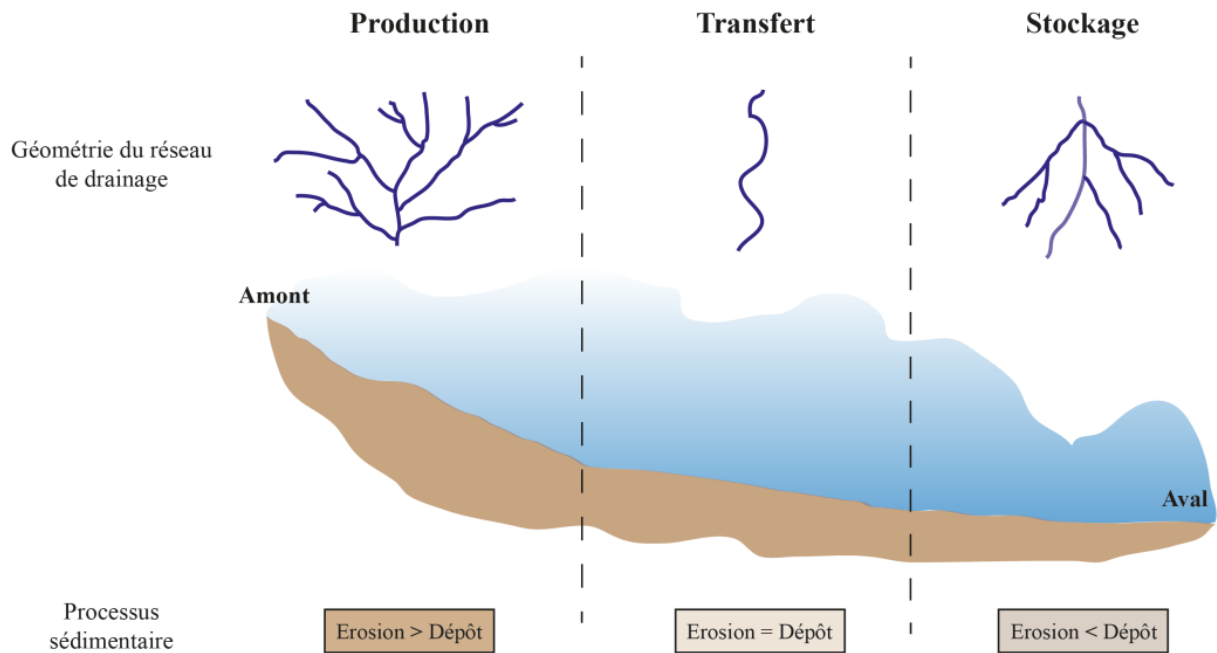


Figure 3. Evolution longitudinale du système fluvial (modifiée d'après Schumm, 1977).

Ce concept présente longitudinalement les processus dominants de chaque zone, dans lesquelles il faut évidemment avoir à l'esprit que production, transfert et stockage coexistent. De plus, cette succession peut être spatialement perturbée, ou même se répéter dans le cas où de nouvelles sources sédimentaires et hydriques (affluents, résurgences et apports de nappes) intègrent le système (Piégay et Schumm, 2003).

1.3. Styles fluviaux

Si le concept de « système fluvial » met l'accent sur le gradient amont-aval des variables de contrôles et d'ajustement énoncé par Lane, il ne suffit pas à décrire suffisamment les processus pour les rivières aux réponses morphologiques complexes (Dust et Wohl, 2012). Schumm et Winkley (1994) indiquent ainsi que les rivières se distinguent entre elles et évoluent longitudinalement en fonction de leur style fluvial (rectiligne, méandrique, en tresses), de la morphométrie de leurs chenaux (largeur, profondeur, sinuosité...) et de leur nombre. On distingue ainsi les rivières selon différents styles fluviaux (Figure 4).

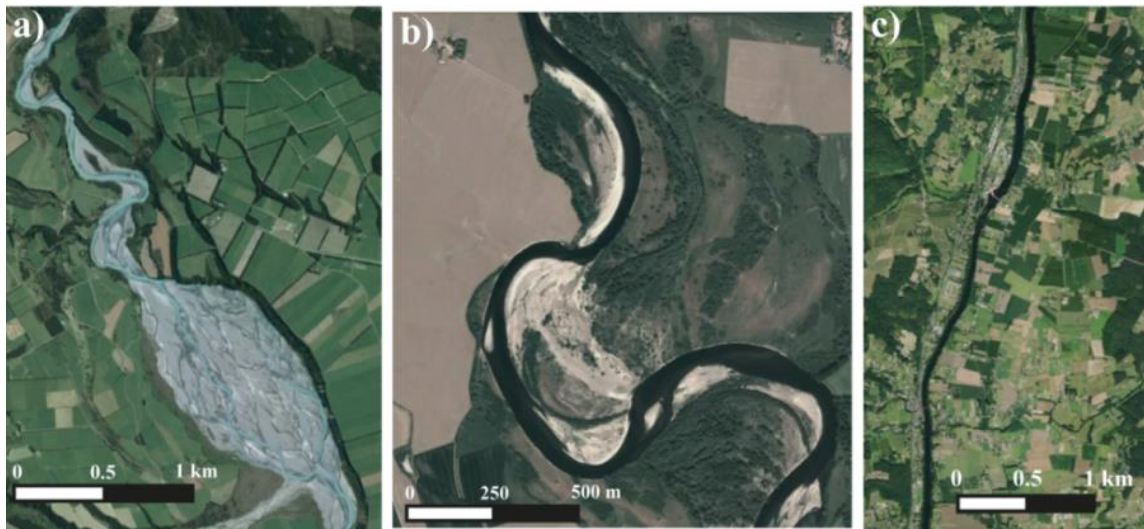


Figure 4. Exemples de styles fluviaux : a) Transition : méandres à tresses (Waimakariri River, Nouvelle-Zélande), b) rivière à méandres libres (Allier, France) et c) rivière rectiligne (Basse Dordogne en aval de Bergerac, France) (Source : Google Earth).

Rectilignes

Certaines rivières ont un tracé en plan rectiligne. C'est le cas de nombreuses rivières amont dont le parcours est contrôlé par un fond de vallée étroit et à forte pente. Dans les zones de plaine, elles sont le plus souvent la conséquence de travaux de rectification, même si dans certains cas, la géologie peut contraindre le système à adopter ce type de tracé.

Méandriques

Un cours d'eau est dit méandrique lorsque son indice de sinuosité (Figure 5), noté r (rapport entre la longueur développée de la rivière L_R et la longueur de la vallée L_V) est supérieur à 1,5 (Leopold et Wolman, 1957 ; Rust, 1978). Les rivières à méandres présentent généralement un ratio d'aspect (largeur sur profondeur) faible à moyen et sont localisées en contexte de plaine, où les pentes sont relativement faibles (Knighton, 1998). Certaines rivières méandriques sont observées dans des zones de piémont (Allier, Ain), où les pentes plus marquées sont à l'origine de méandres qui peuvent être très mobiles. Selon les auteurs, les méandres se distinguent en deux types : libres et confinés. Des ouvrages de protection, l'affleurement du substratum ou les systèmes racinaires des végétaux peuvent stabiliser les berges et limiter la mobilité en plan d'une rivière à méandres et dans les cas extrêmes rendre son tracé rectiligne

(Kondolf et Curry, 1984 ; Aberthy et Rutherford, 2001 ; Pollen et Simon, 2005 ; Gilbing et Davies, 2012 ; Wintenberger, 2015).

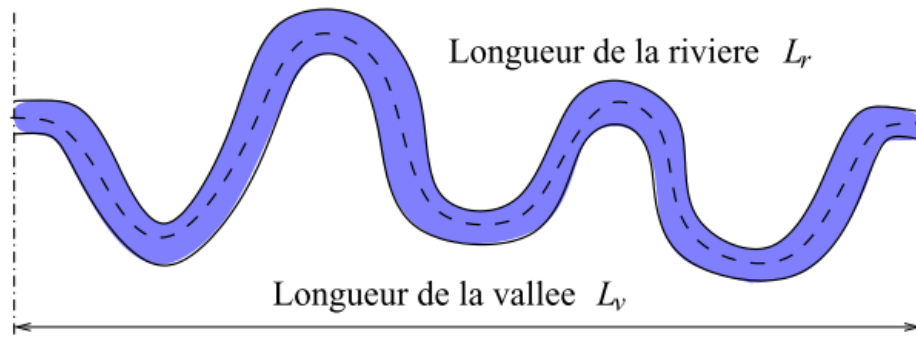


Figure 5. **Rivière schématique illustrant l'indice de sinuosité (d'après Latapie, 2011).**

En tresses

Dans les systèmes en tresses, il y a présence de nombreux chenaux en eau séparés par des bancs alluviaux remobilisables, peu ou pas végétalisés. Ces bancs alluviaux résultent d'une charge sédimentaire importante provenant de l'amont ou de berges érodables. Le tressage résulte également d'une grande variabilité annuelle des débits, puisque la mobilisation fréquente des bancs alluviaux témoigne d'un niveau d'eau suffisant pour limiter sur ces surfaces le développement végétal au stade pionnier (Richards, 1982).

Anabranches

Ce style témoigne d'une variabilité des débits plus faible que le style en tresses, favorisant ainsi le développement de la végétation sur les surfaces de bancs alluviaux présents dans le chenal (Bridge, 2003). Les rivières en anabranches sont alors considérées comme des rivières à chenaux multiples puisque les chenaux sont séparés par îles et non des bancs comme pour les rivières en tresses, rendant la configuration plus stable (Figure 6).

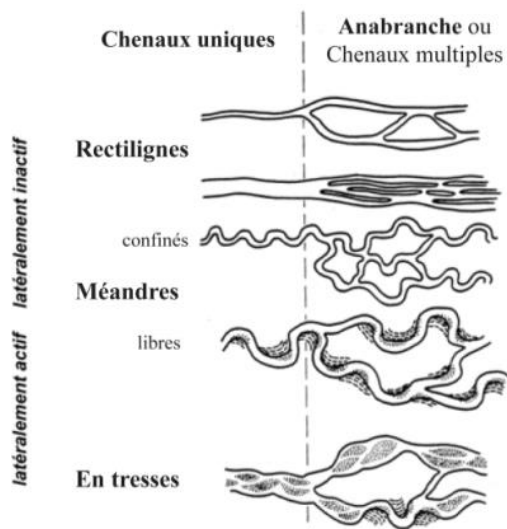


Figure 6. Styles fluviaux (modifiée d'après Nanson et Knighton, 1996).

Les cours d'eau évoluent donc longitudinalement mais aussi en plan et transversalement avec des ajustements morphométriques de leurs chenaux (h : profondeur, r : indice de sinuosité et W : largeur au miroir ; Leopold et Maddock, 1953 ; Knighton, 1984). Pour étudier le système fluvial, il apparaît donc nécessaire de tenir compte des processus dans les trois dimensions de l'espace et dans le temps (Roux, 1982 ; Bravard et Petit, 1997).

1.4. L'hydrosystème : une approche quadridimensionnelle

Comme décrit par Schumm (1977) les changements de styles fluviaux témoignent qu'un bassin versant peut être décomposé en trois zones : la zone de production, considérée comme la « boîte noire » du système (par laquelle débits liquide et solide entrent), la zone de transfert où l'alternance des processus érosion-dépôt domine, et la zone de stockage où les sédiments fins dominants se déposent. Ces trois sous-ensembles peuvent être considérés comme des sous bassins dans lesquels les dynamiques sédimentaires dominantes sont bien distinctes. Généralement, ce changement de dynamique est observable à travers la forme de la vallée au fond de laquelle les cours d'eau s'écoulent. Dans la zone de production amont, les vallées sont étroites et encaissées, puis à partir de la zone de transfert elles s'élargissent progressivement, pour enfin devenir larges et ouvertes, et rejoindre la mer ou l'océan sous forme deltaïque ou estuarienne. A partir des caractéristiques physiques des vallées, les rivières ont donc un espace de liberté variable pour acheminer leur charge sédimentaire.

Le concept « d'hydrosystème fluvial » complète ainsi celui de « système fluvial » (Figure 7) en associant aux échanges amont-aval des échanges latéraux qui se manifestent entre le chenal et la plaine alluviale, et aussi verticaux entre la nappe et la rivière (Amoros et Petts, 1993). Ce concept permet donc d'appréhender le système à différentes échelles spatiales, emboîtées et hiérarchisées (le bassin versant, le sous-bassin, le tronçon, la bande active et la macroforme) avec une approche spatio-temporelle (ou quadridimensionnelle : longitudinale, transversale, verticale et temporelle) (Figure 7).

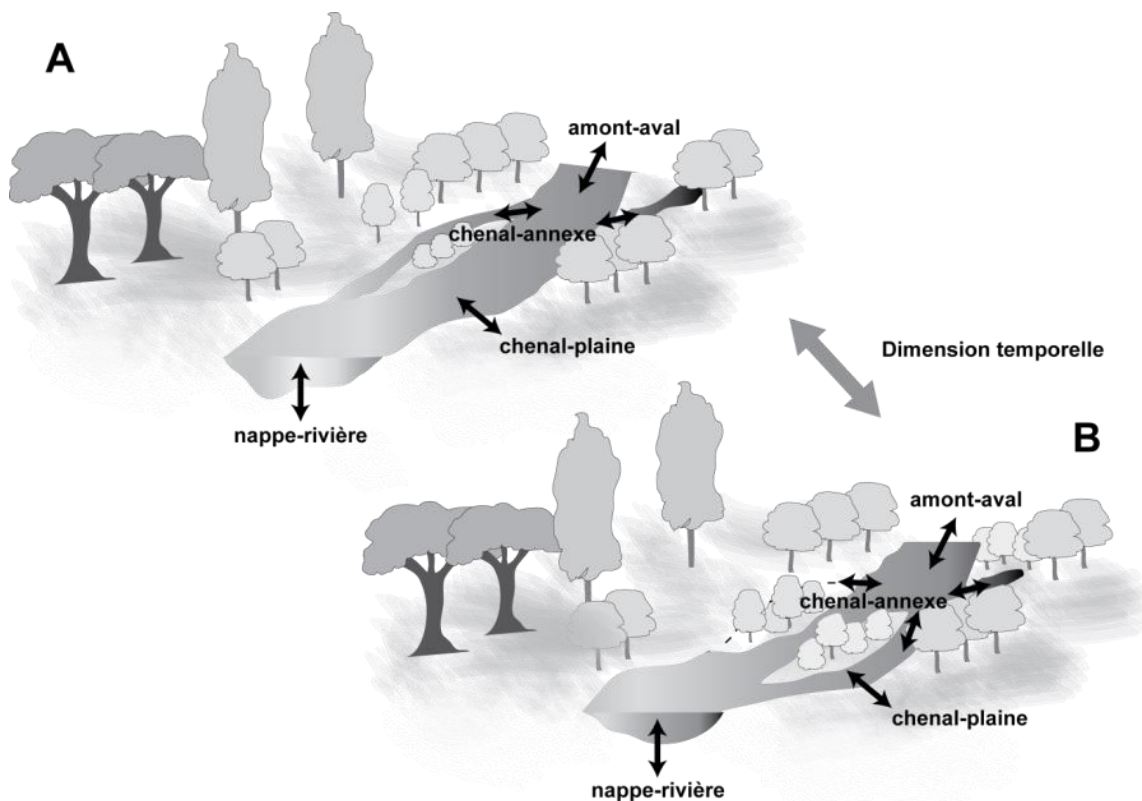


Figure 7. A et B : échanges spatiaux entre les différents compartiments de l'hydrosystème et entre A et B : modifications temporelles de l'hydrosystème : déconnexion des annexes fluviales (bras, plaine alluviale) et végétalisation de bancs alluviaux (modifié d'après Amoros et Petts, 1993).

Les variables de contrôles et les réponses morphologiques découlant de leurs fluctuations doivent donc être étudiées à des échelles spatio-temporelles variées tout comme la modification des facteurs externes qui contrôlent ces fluctuations (l'Homme, le climat, la géologie).

2. Facteurs de contrôles des réponses morphologiques des hydrosystèmes

Les facteurs de contrôles à l'origine des modifications des variables d'ajustements, des caractéristiques morphométriques et du possible changement de style fluvial des rivières sont ici présentés avec une distinction faite entre leurs fluctuations naturelles et celles causées par l'Homme.

2.1. Les fluctuations naturelles

A l'échelle d'un bassin versant, les changements morphologiques des rivières interviennent généralement sous l'effet combiné de variations géologiques (accrétion-subsidence) et climatiques (période glaciaire-interglaciaire) de grandes ampleurs (10^2 à 10^4 ans). Le système passe alors de façon diffuse d'un état d'équilibre à un autre. Du fait de la lenteur des processus (érosion-dépôt) engendrés, cette évolution ne cause pas de préjudice irréversible à la faune et la flore initialement présentes car celles-ci ont le temps de s'adapter.

A l'échelle d'un même bassin, des variations météorologiques (précipitations, températures, vent) et géologiques de moindres ampleurs (séismes-failles-lithologie) régissent les caractéristiques de pentes des versants, et donc la forme des vallées. A partir de ces contraintes, les cours d'eau s'écoulent dans des vallées étroites et encaissées, ou au contraire larges et ouvertes, segmentant le bassin en plusieurs sous-bassins où la production sédimentaire diffère (Figure 8).

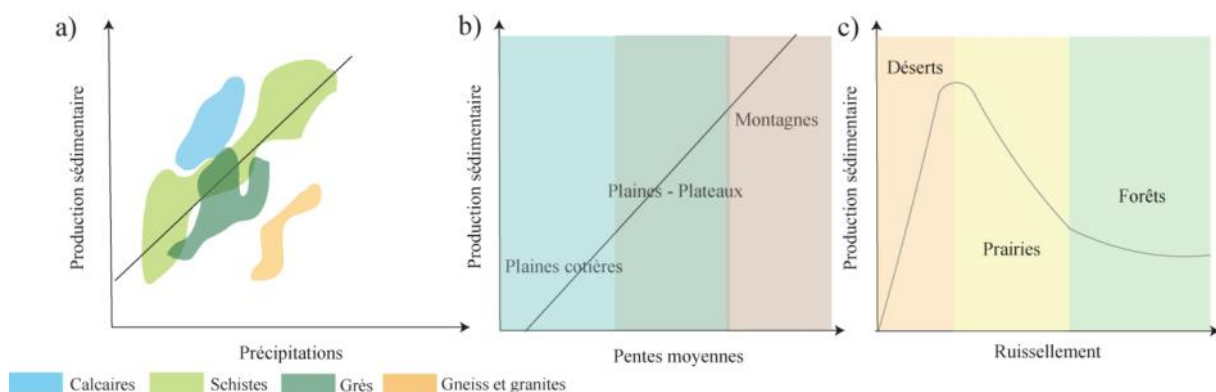


Figure 8. Production sédimentaire en fonction a) des précipitations et de la lithologie du bassin versant (d'après Hicks et al., 1996 ; b) de la topographie du bassin versant (d'après Hadley et Schumm, 1961 ; Milliman and Meade, 1983) ; c) Ruissellement en fonction de l'occupation du sol (Langbein et Schumm, 1958).

Dans le fond des vallées, l'espace de liberté au sein duquel les rivières vont sous l'effet des épisodes morphogènes (crues) rétracter ou élargir leur bande active, ou exhausser et inciser le fond de leur lit peut varier. Ces variations sont généralement liées à des contraintes latérales (verrous, falaises...) et verticales (épaisseurs du matelas alluvionnaire, dalles) plus ou moins localisées (Brookes, 1987). Ces discontinuités physiques segmentent alors le sous-bassin sous forme de tronçons, où les caractéristiques morphologiques et dynamiques de la bande active sont relativement homogènes. Au sein de ces tronçons où la dynamique hydrosédimentaire est spécifique, la migration des macroformes du lit est généralement de même nature (particulaire ou charriage) et du même ordre de grandeur.

Le concept « d'hydrosystème » permet ainsi d'appréhender les modifications de la dynamique sédimentaire à différentes échelles emboîtées et hiérarchisées, mais si par effet cascade les changements naturels (géologiques et climatiques) intervenant à l'échelle globale impactent à une ampleur à chaque fois décroissante l'hydrosystème, les changements induits par l'Homme interviennent quant à eux à toutes les échelles et sans décroissance systématique. Par effets cumulatifs entre elles et avec les changements naturels, les modifications anthropiques peuvent même engendrer des réponses morphologiques beaucoup plus complexes et impacter tout le système à toutes les échelles (Figure 9).

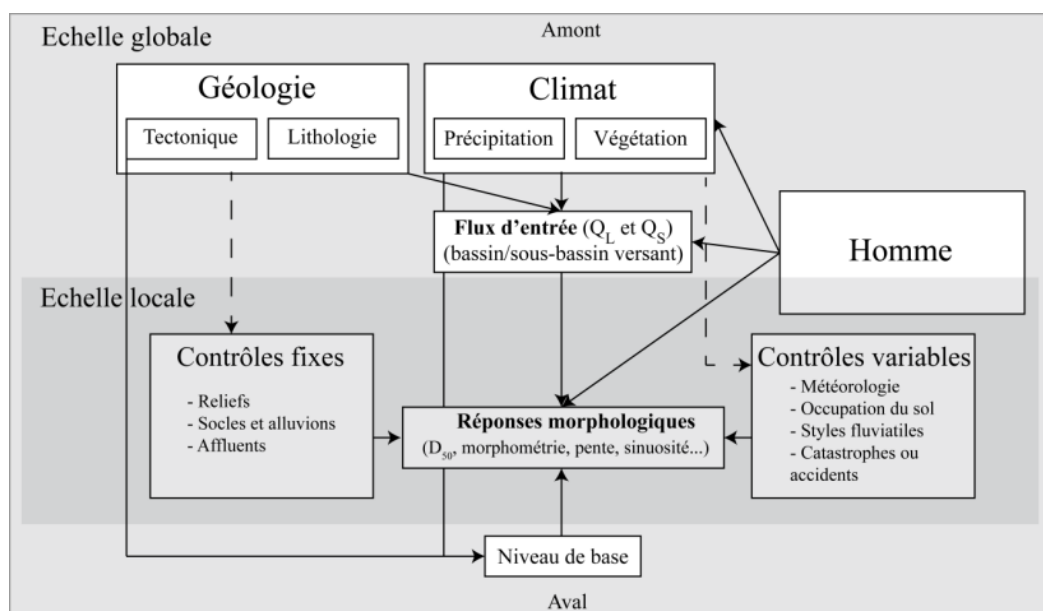


Figure 9. Modèle conceptuel du fonctionnement géomorphologique d'un hydrosystème (modifié d'après Schumm 1977 ; Piégay et Schumm, 2003).

2.2. Les pressions et impacts anthropiques

Depuis le néolithique (pour les plus anciennes *sociétés hydrauliques* ; Wittfogel, 1956 ; Gregory, 1987), les rivières sont soumises à l'anthropisation (eau potable, extraction alluvionnaire, irrigation, navigation...). Avec l'ère industrielle (XIX^{ème}) et « la grande accélération » de l'Anthropocène (1945), les pressions directes et indirectes ainsi que leur intensité ont considérablement augmenté (Meybeck, 2002 ; Downs et Gregory, 2004 ; Gregory, 2006). Les pressions directes affectent le lit mineur des cours d'eau (Tableau 1) alors que les pressions indirectes sont principalement dues à l'urbanisation et à l'évolution des pratiques agro-pastorales, autrement dit à l'occupation du sol qui affectent les flux amont et par effet cascade la géométrie du lit aval. Pour les pressions anthropiques directes (chenalisation, extractions, barrages et seuils), de nombreuses études ont permis de les répertorier de manière spatio-temporelle, de les comprendre et de quantifier leurs conséquences.

Tableau 1. Pressions anthropiques directes sur les cours d'eau (Malavoi, 2007).

Interventions	Périodes	Intensité	Objectif(s) / Usages
Chenalisation (recalibrage, rectification, rescindement de méandres)	- Dès les 18 ^e et 19 ^e siècles	+	- Réduire les conséquences des inondations et l'érosion des terres riveraines, - Navigation
	- Début années 1950 / fin années 1980	+++	Réduire les conséquences des inondations et l'érosion des terres riveraines
Extractions de matériaux en lit mineur	- Depuis l'Antiquité	+	Matériaux de construction « bon marché » (bâtiment, voirie, etc.)
	- 19 ^e siècle	++	
	- 20 ^e siècle	+++ (mécanisation des outils)	
Implantation de barrages et de seuils	- Moyen Âge au 19 ^e siècle	+++	Usages initiaux ¹ : meunerie, forge, irrigation, flottage, pisciculture, etc. + débuts de l'hydroélectricité (19 ^e)
	- 20 ^e siècle	+	Abandon des usages initiaux et développement de l'hydroélectricité (barrages) + stabilisation des lits (seuils)
	- Années 1980	+	Seuils de compensation et de résorption des impacts physiques et écologiques du recalibrage

2.2.1. Chenalisation

Pour lutter contre les inondations et assurer la sécurité des biens et des personnes, disposer de nouvelles terres agricoles, ou encore rendre possible la navigation, les hommes ont toujours tenté d'appriivoiser les cours d'eau, mais avec les avancées technologiques, certains ont depuis le début du 19^{ème} siècle subi d'importants travaux de chenalisation (cas du Rhin : Tulla, 1825). Ces travaux consistent à modifier le tracé en plan et le profil en travers des rivières, dans le but d'augmenter la capacité hydraulique et ainsi contenir les débits de crues (inondation) et/ou disposer d'un tirant d'eau suffisant (navigation) tout au long de l'année. Généralement, cette chenalisation peut correspondre à un endiguement, un recalibrage ou encore une rectification (Brookes, 1985 ; 1988). Suite à ces travaux la sinuosité des chenaux est réduite et la géométrie du chenal modifiée. Suite au recalibrage et à l'augmentation de la capacité hydraulique, il peut y avoir une incision du lit et une déstabilisation des berges. Pour limiter l'érosion des berges susceptibles d'être déstabilisées, des protections sont alors réalisées (épis, enrochements, entretien de la ripisylve, palplanches, végétalisation...), mais elles interrompent le rechargement latéral du chenal en sédiments, ce qui contribue à amplifier le phénomène d'incision. Hupp et Simon (1991) présentent un modèle en 6 phases de l'évolution d'une section en travers d'un cours d'eau recalibré, pour lequel les berges n'ont pas été protégées. Dans ce cas précis, le système retrouve par auto-entretien un nouvel état d'équilibre, et si besoin, de nouveaux travaux de recalibrage seront effectués (Figure 10).

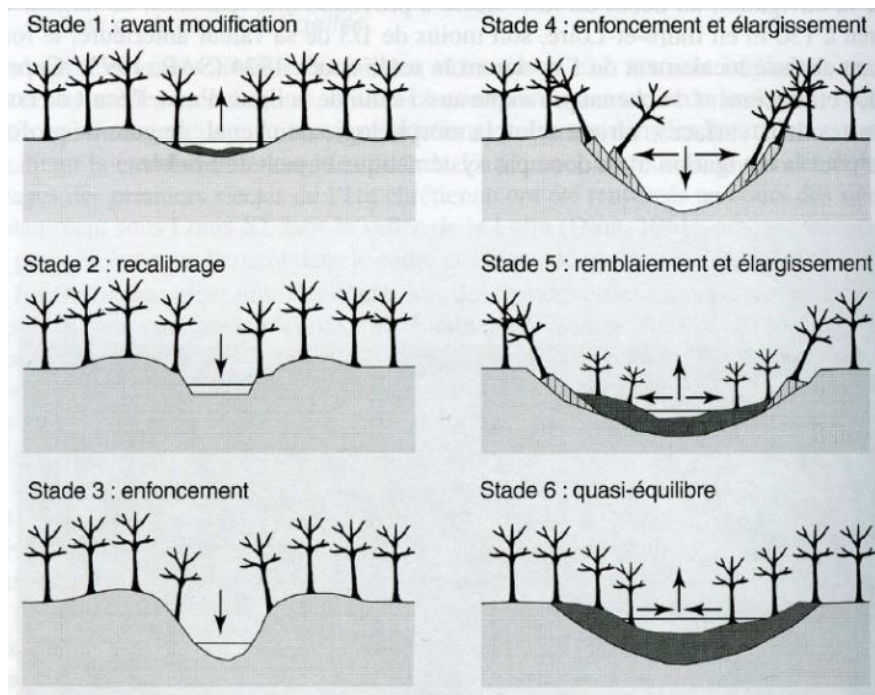


Figure 10. Schéma conceptuel de l'évolution en plan d'une rivière curée et calibrée (d'après Hupp et Simon, 1991 ; Campy et Macaire, 2003).

Pour ne pas avoir à recalibrer à nouveau le chenal, les berges sont la plupart du temps endiguées et la connexion entre la bande active et la plaine alluviale devenue plus rare rend possible l'installation des végétaux ligneux au sein de celle-ci (Thorne, 1997 ; Liébault et Piégay, 2003 ; Piégay et al., 2003 ; Dufour, 2005). L'incision implique également une perte de connectivité entre le chenal et ses annexes (chenal secondaires, banc alluviaux, bras morts...) amplifiant l'installation de la végétation qui devient alors pérenne (Rodrigues et al., 2007).

2.2.2. Extractions de matériaux alluvionnaires

Depuis le début de l'Anthropocène (fin du XIX^{ème}), la demande en matériau de construction a considérablement augmenté (Meybeck, 2002). Pour répondre à ce besoin croissant, les hommes ont extrait d'importantes quantités de matériaux alluvionnaires, principalement en lit mineur, et ce pour deux raisons (Bravard et Petts, 1993 ; Bravard et al., 1999) : les apports amont de sédiments approvisionnent constamment la zone d'extraction, et les sédiments extraits sont granulométriquement bien classés et lavés.

Les extractions en lit mineur induisent une incision locale qui par érosions progressive et régressive peut s'étendre à l'amont et à l'aval direct de la fosse

d'extraction réduisant ainsi les pentes amont et aval du fond du lit (Figure 11). En France, l'incision généralisée des cours d'eau imputables aux extractions, et les dommages causés sur certains ouvrages d'art, comme l'effondrement du pont Wilson à Tours en 1978, ont abouti à une interdiction des extractions en lit mineur en dehors des départements de montagne (Arrêté ministériel du 22/09/1994). Pour le cas de la Dordogne, l'interdiction est plus ancienne (Arrêté du 30/07/1981). Les extractions en lit majeur localisées à proximité du chenal principal (gravières dans l'espace de liberté de la rivière) peuvent avoir les mêmes conséquences que les extractions en lit mineur, puisque par divagation latérale du cours d'eau, les annexes fluviales (bras mort, chenaux secondaires) ou une partie de la plaine alluviale peuvent être reconnectés au lit mineur et retenir les sédiments provenant de l'amont et induire un déficit en aval et donc une érosion progressive. Pour réduire ces risques liés aux captures de gravières, des renaturalisations sont dans certains cas envisagées et toute extraction à proximité du chenal principal est désormais très réglementée (Arrêté du 24/01/2001).

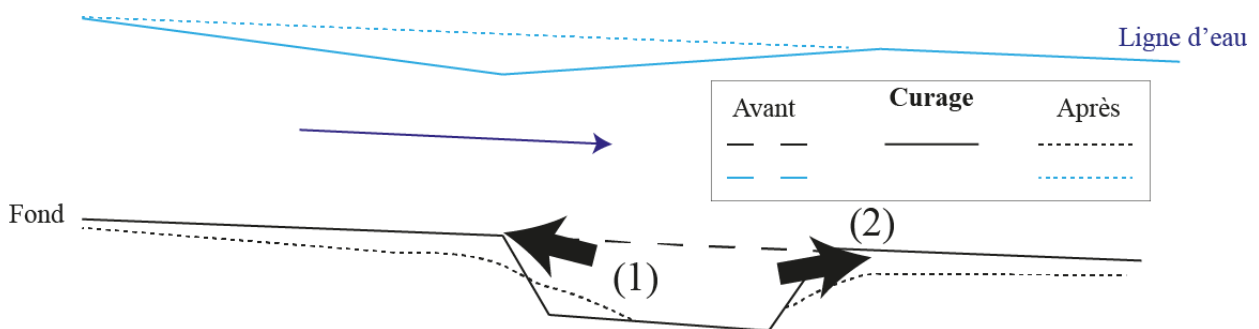


Figure 11. Schéma de l'évolution en plan d'une extraction ponctuelle de sédiments dans le lit mineur d'un cours d'eau (modifié d'après Degoutte, 2012).

2.2.3. Les barrages et seuils

Pour se protéger des inondations et irriguer les terres agricoles les premiers barrages construits par l'homme étaient en bois, puis vers 2900 ans avant JC pour le plus ancien retrouvé à ce jour en pierres (Smith, 1970 et Schnitter, 1994). Ces édifices, de par leurs matériaux et leur taille ne sont pas faits pour durer et ne pouvaient probablement pas être implantés sur des rivières et fleuves puissants. Ce n'est qu'après la seconde guerre mondiale, pour répondre aux besoins énergétiques, et avec l'avancée technologique offerte par le béton que des barrages de plus en plus sophistiqués ont pu être construits sur quasiment tous les fleuves et rivières du monde (CFBR, 2013).

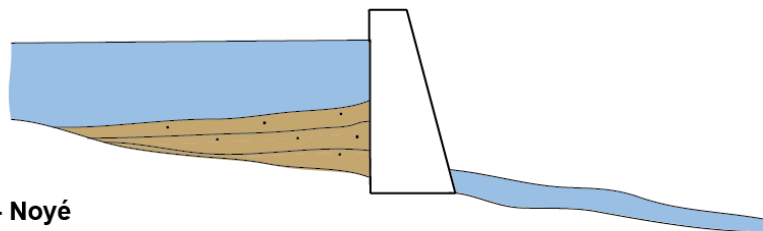
Entre 1950 et 1970, la construction des barrages s'est alors fortement accélérée, et l'on dénombre aujourd'hui plus de 800 000 ouvrages à travers le monde (Gleick, 1998 ; Friedl et Wuest, 2002 ; Petts et Gurnell, 2005). En lien avec cette multiplication, le nombre d'études sur le sujet a lui aussi connu une forte hausse, montrant notamment les conséquences aussi bien physiques, sociologiques, qu'écologiques engendrées par les constructions des barrages (Petts, 1979 ; Graf, 2006 ; Schmidt et Wilcock, 2008 ; Hupp et al., 2009).

Par la suite nous distinguerons barrages et seuils puisqu'un « *barrage est un ouvrage qui barre plus que le lit mineur d'un cours d'eau. On dit généralement qu'il barre un bassin versant* », alors que, « *même si par abus de langage certains seuils sont appelés barrages au fil de l'eau ou à aiguilles, ils sont en réalité des seuils qui barre tout ou en partie le lit mineur* » (eaufrance).

2.2.4. Impacts des seuils

Les seuils sont d'origine anthropique (ouvrages) ou naturelle (substrat rocheux à l'affleurement), et selon leur taille et leur implantation, impactent de façon très variable les composantes hydrosédimentaire et biologique des cours d'eau. Ils impactent peu ou pas les débits liquides, et peuvent affecter de manière saisonnière et temporaire le transport solide (Figure 12).

A - Dénoyé



B - Noyé

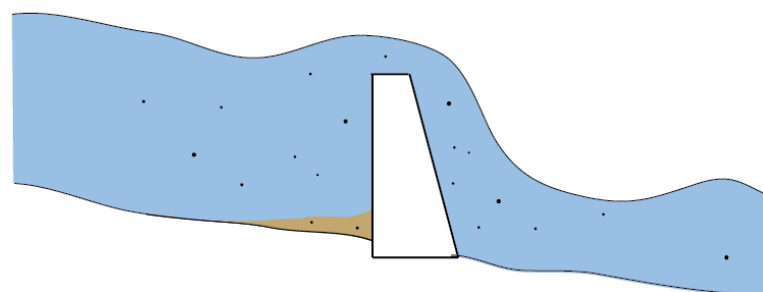


Figure 12. A) En période de basses eaux, la charge sédimentaire grossière est stockée en amont de l'ouvrage, (B) En période de hautes eaux les seuils sont dits « noyés », et sont alors partiellement ou totalement transparents au transport solide.

Si les effets des seuils sont très réduits sur la composante hydrosédimentaire des rivières, ils peuvent en revanche impacter lourdement la biologie. Selon leur taille et leur configuration, certains seuils sont un obstacle infranchissable pour certaines espèces, qui pour se reproduire ou se nourrir, remontent habituellement le cours des rivières (Cubanova, 2018). Pour pallier à ces difficultés de franchissement, des passes à poissons sont généralement aménagées. Leur efficacité peut être élevée (de 90 à 95 % pour les plus performantes et pour certaines espèces), mais comme le suggèrent certains experts, même dans le meilleur des cas, la problématique réside dans la succession de ces ouvrages sur de courts linéaires. Par effet cumulatif, nous avons par exemple pour un linéaire de rivières où 10 ouvrages seraient hypothétiquement présents une efficacité globale qui chute à 60 % ($0.95^{10} = 0.6$; *communication personnelle du 1 Mars 2017* ; Mathieu Chanseau).

2.2.5. Impacts des barrages sur les variables de contrôles

Les effets des barrages sont nombreux et complexes, en modifiant notamment les variables de contrôles, et en entraînant parfois des réponses morphologiques irréversibles (Shalak et al., 2013). La plupart des études montrent qu'ils peuvent modifier la fréquence des crues, leur amplitude, leur durée, et interrompent partiellement ou totalement les apports sédimentaires fournis par le bassin versant, apports qui représentent généralement 75 % de la charge de fond des cours d'eau (Church, 2002).

La construction du barrage de Garrison sur le Missouri a par exemple modifié considérablement les débits liquides. Avant sa mise en service pour la production d'hydroélectricité en 1956, les débits de crues étaient nettement plus élevés avec un débit maximal enregistré de 10 279 m³/s contre seulement 4390 m³/s après (en 2011). La fréquence des événements extrêmes a elle aussi fortement diminué avec 26 événements enregistrés entre 1930 et 1956 contre seulement 1 après (Figure 13).

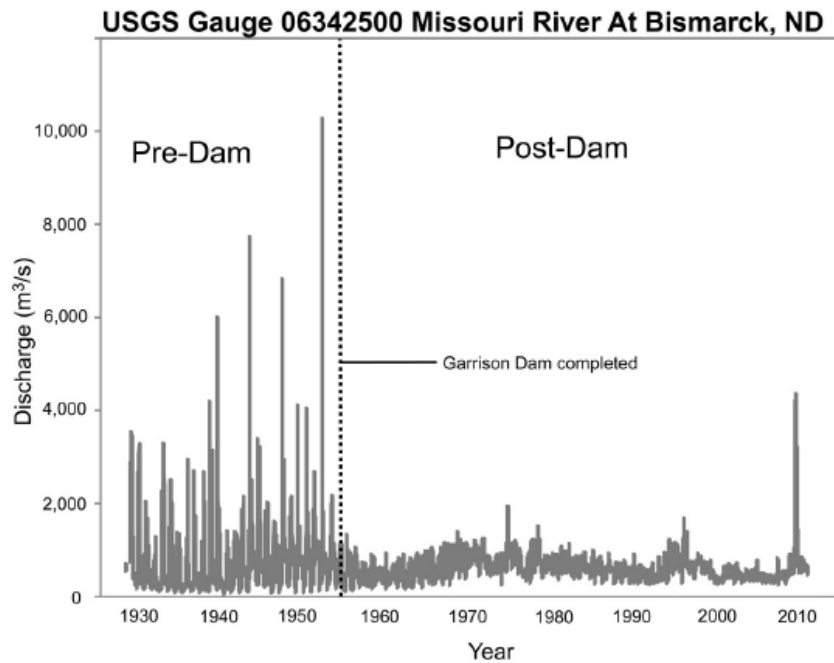


Figure 13. Débits liquides sur le Missouri (Etats-Unis) à Bismarck (aval du barrage) avant et après la construction du barrage de Garrison (d'après Shalak et al., 2013).

Les barrages peuvent donc provoquer d'importantes régulations des débits liquides et solides mais leur intensité et leur fréquence varient selon (1) le type d'ouvrage (hauteur, taille du réservoir...), (2) son exploitation (production hydroélectrique, irrigation, navigation...), (3) le type de cours d'eau sur lequel il est implanté (Williams et Wolman, 1984 ; Church, 1995 ; Petts et Gurnell, 2005).

Les barrages-réservoirs, comme le *Garrison Dam* sur le Missouri (Shalak et al., 2013) peuvent stocker un grand volume d'eau et provoquer ainsi une diminution des débits en période de crues (écrêttements). Lorsque le débit est inférieur au débit morphogène les macroformes et les berges ne sont plus remobilisées et lorsqu'il est en dessous du débit ou seuil d'entraînement, le transport par charriage peut être très réduit voire interrompu (Chapuis, 2012).

2.2.6. Réponses morphologiques à l'aval des barrages

A l'aval des barrages, les réponses morphologiques induites par les modifications des débits liquides et solides sont nombreuses (Schumm, 1969 ; Petts, 1984). Si la charge de fond est stockée dans la retenue et que l'ouvrage maintient un certain régime de crue, le lit de la rivière peut enregistrer une érosion progressive qui peut être sélective, la granulométrie du fond du lit peut ainsi augmenter du fait du

vannage des particules plus petites et plus fréquemment mobilisées et former ainsi un pavage. En revanche, dans les cas où il n'y a pas de déficit sédimentaire significatif et/ou qu'un écrêtement important des crues réduit considérablement la puissance fluviale, les annexes fluviales (bras secondaires, bras morts) et la plaine alluviale sont moins fréquemment immergées et/ou remobilisées, favorisant le développement des végétaux. Ces processus provoquent une rétraction de la bande active et un exhaussement des marges ; exemple de la Durance (Lefort et Chapuis, 2012) (Figure 14).

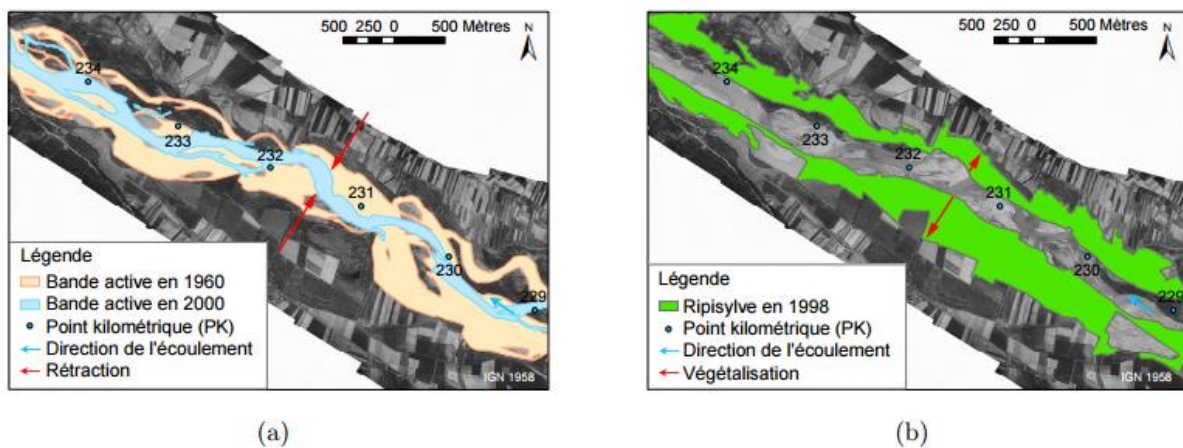


Figure 14. (a) Rétraction et (b) végétalisation de la bande active de la Durance entre 1958 et 1998 suite à la mise en place des aménagements hydro-électriques de la chaîne Durance-Verdon et extractions en lit mineur (d'après Chapuis et Collomb, 2012).

L'écrêtement des débits favorise donc le développement de la végétation ligneuse riveraine, qui à travers toute une série de processus (Figure 15) joue un rôle actif dans la modification de la largeur de la bande active (Schumm, 1969, cité par Petts et Gurnell, 2002 et 2005 ; Miller et al., 1995 ; Maekawa et Nakagoshi 1997 ; Johnson, 1997 et 1998 ; Merritt et Cooper, 2000).

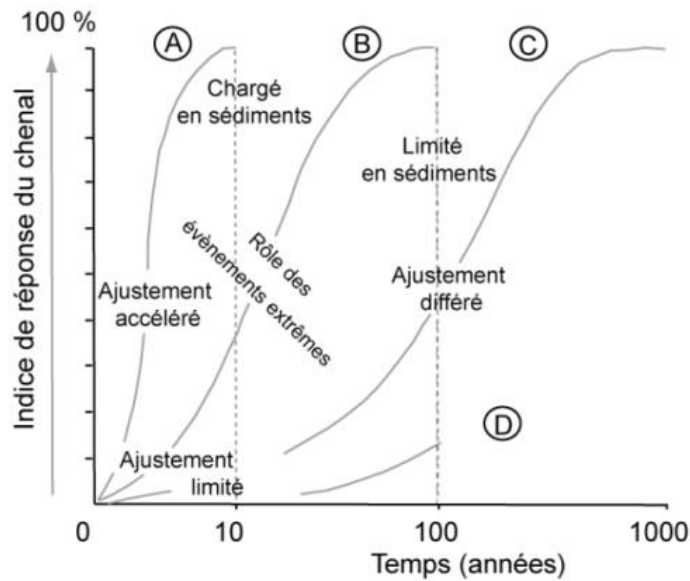


Figure 15. Trajectoire de la métamorphose fluviale en lien avec la colonisation et la croissance végétale (d'après Gurnell et Petts, 2002).

3. Un diagnostic géomorphologique fondé sur la mise en évidence de la trajectoire temporelle d'évolution

Comme nous l'avons montré précédemment des modifications humaines ou naturelles, généralement combinées, peuvent engendrer des modifications de la dynamique hydro-sédimentaire et de la morphologie des rivières, et ceux à différentes échelles spatio-temporelles (Figure 16).

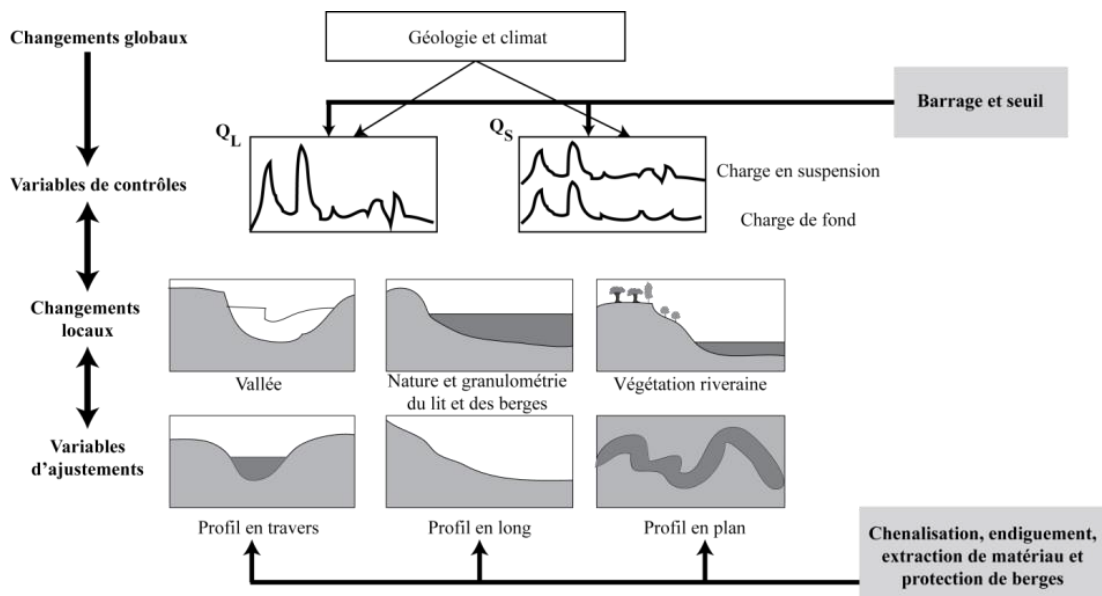


Figure 16. Modifications des variables de contrôles et d'ajustements des hydrosystèmes selon facteurs de contrôles de ces changements.

La première étape dans la compréhension d'une dégradation passe par l'identification des réponses morphologiques, et la hiérarchisation des causes de cette dégradation, afin de mettre en place une stratégie de restauration et de gestion durable à des échelles spatiales adaptées (Piégay et Schumm, 2003). Le gestionnaire doit être en possession de données quantifiées afin d'objectiver la démarche et maîtriser notamment les ordres de grandeur qui sont comparés. La trajectoire temporelle d'ajustement, si celle-ci est analysée quantitativement, doit à terme permettre d'évaluer la réactivité, la sensibilité à l'ajustement, et le potentiel de récupération du système, dans le but de définir une trajectoire temporelle de restauration (Brierley et Fryirs, 2005). L'approche historique permet de fonder le diagnostic sur une trajectoire temporelle d'ajustement du système et non sur un état statique. Cette approche prend en compte :

- La sensibilité morphologique, définie comme le moyen d'évaluer relativement le rapport entre l'amplitude du changement subi par les cours d'eau et l'ampleur de leur réponse morphologique (Winkley, 1977 ; Brunsden et Thornes, 1979).
- Le décalage temporel entre la perturbation et la réponse, autrement dit, le temps de réponse (Figure 17) généralement segmenté : (1) le temps de réaction, qui représente la période nécessaire au système pour mettre en œuvre son ajustement et (2) le temps de relaxation, qui correspond à la période nécessaire à l'établissement d'un nouvel équilibre (Graf, 1977 ; Knighton 1984 ; Downs et Gregory 1995).

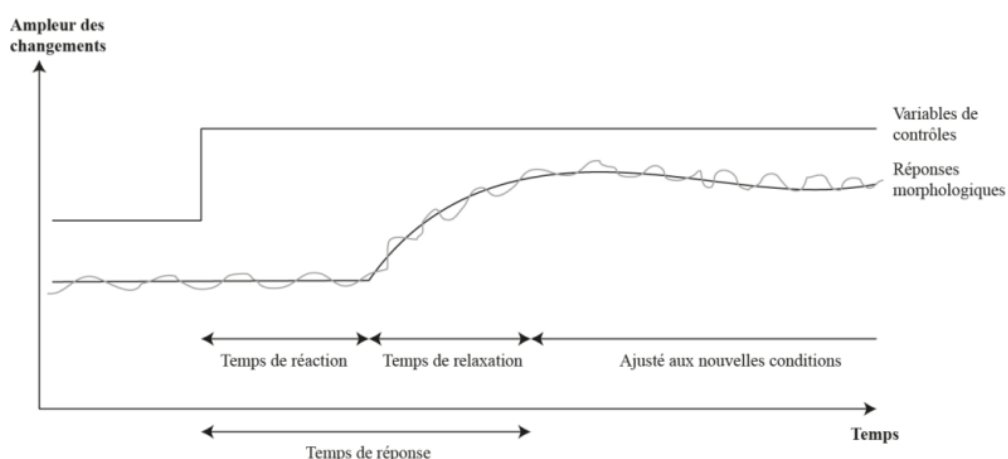


Figure 17. Représentation théorique d'une réponse morphologique suite à une modification des flux d'entrée (modifiée d'après Knighton, 1984 ; Rollet, 2007 ; Parrot, 2015).

Malheureusement, beaucoup d'études soulignent le fait que les trajectoires d'ajustements et de restaurations sont souvent asymétriques du fait de la variabilité spatio-temporelle des changements naturels et anthropiques (Kondolf et al., 2006 ; Duarte et al., 2008 ; Palmer, 2009). De plus, les études sur des rivières équipées d'ouvrages hydroélectriques montrent des trajectoires temporelles d'ajustements non-linéaires, soulignant qu'il doit probablement y avoir autant de situations que de rivières aménagées (Williams et Wolman, 1984 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Shalak et al., 2013) (Figure 18).

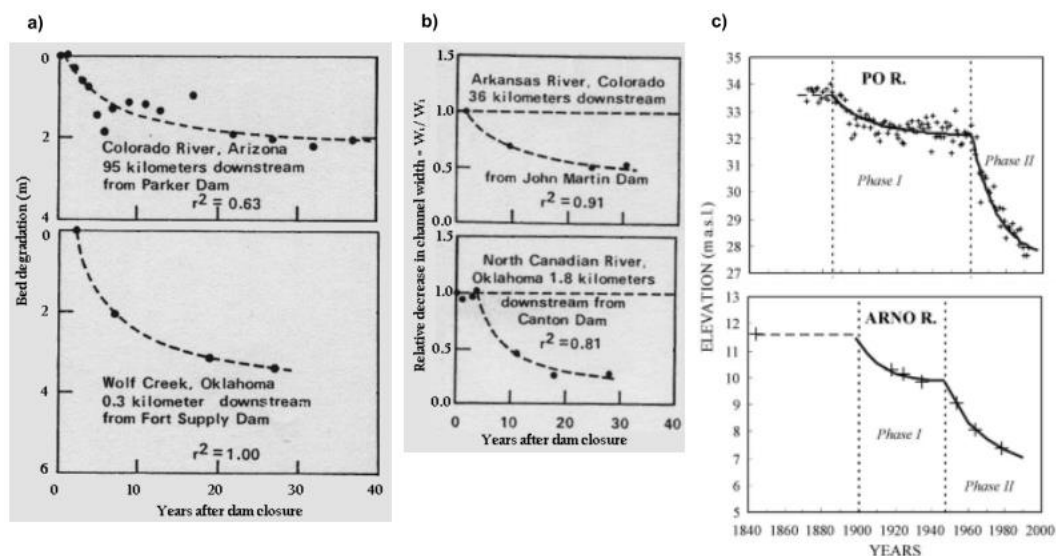


Figure 18. Modèles d'ajustement de tronçons fluviaux aménagés : a) Fonction hyperbolique d'incision en aval de barrages. b) Fonction hyperbolique de rétroaction en aval de barrages (Williams et Wolman, 1984). c) Fonction exponentielle d'incision après des changements d'occupation des sols (phase 1) et après implantations de barrages et extractions (phase 2) (Surian et Rinaldi, 2003).

C'est généralement pour ces raisons, mais aussi parce que selon les systèmes, l'intensité des perturbations, leurs effets cumulatifs et leur sensibilité face aux changements sont variables qu'une étude propre à chaque objet d'étude est indispensable. Dans ce cas, il est parfois difficile selon les sites d'études d'obtenir les données permettant de quantifier les causes et effets des changements observés et ceci amène l'intervenant chargé du diagnostic fonctionnel à mettre en lumière une trajectoire morphologique qui repose sur des données plus qualitatives. Pour pallier à ces difficultés et diagnostiquer la trajectoire de manière la plus robuste possible, nous proposons de travailler ici quantitativement à partir d'une démarche par hypothèses.

« Inexplicables humains, s'écria-t-il, comment pouvez
réunir tant de bassesse et de grandeur,
tant de vertus et de crimes. »

Le monde comme il va – Voltaire

Chapitre II – Le diagnostic géomorphologique de la Dordogne dans sa moyenne vallée

1. L'ORIGINALITE DE L'APPROCHE PAR HYPOTHESES
2. SITE D'ETUDE : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET HYDROLOGIQUE
3. INVENTAIRE DES PRESSIONS AFFECTANT POTENTIELLEMENT LA DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DE LA DORDOGNE DANS SA MOYENNE VALLEE
4. DONNEES DISPONIBLES ET HYPOTHESES DE TRAVAIL
5. MATERIELS ET METHODES
6. RESULTATS ET DISCUSSIONS
7. SYNTHESE ET ELABORATION DE LA TRAJECTOIRE TEMPORELLE D'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE RECENTE (1840-2012) SUR LA DORDOGNE DANS SA MOYENNE VALLEE
8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. L'originalité de l'approche par hypothèses

L'un des défis scientifiques majeur de la géomorphologie fluviale est de hiérarchiser le rôle et l'intensité des facteurs à l'origine des changements morphologiques (Downs et Gregory, 1995 ; Gregory, 2006). Pour explorer cette causalité qui intervient au sein des chenaux à diverses échelles spatio-temporelles et sous l'effet unitaire ou combiné de différentes variables, une approche quantitative est traditionnellement recommandée. Or cette approche basée (a) sur une analyse rétrospective (cartes anciennes, chroniques hydrologiques, photographies aériennes, profils en longs, profils en travers...), (b) sur l'acquisition de données sur le terrain (Rollet, 2013 ; Arnaud, 2015), et parfois (c) leur combinaison (Lallias-Tacon et al., 2017) est généralement inductive, et ne permet pas toujours la hiérarchisation des incidences des différentes pressions recensées.

Comme il paraît clair que cette approche doit permettre de : i) améliorer les connaissances scientifiques en fournissant de nouvelles études de cas, ii) utiliser le passé pour identifier la réactivité potentielle des rivières aux actions futures, notamment dans le cadre de restaurations (Ock et al., 2015; Arnaud et coll., 2017) et iii) proposer de nouvelles techniques pour hiérarchiser le rôle de tous les facteurs présents dont les impacts sont généralement cumulés, nous avons (i) analysé les études sur des pressions uniques pour comprendre les liens de cause à effet de chaque facteur (climat, barrage, extractions, protections de berges...), puis (ii) celles sur des facteurs multiples et aux effets cumulatifs, afin de comprendre les points de blocages rencontrés lors de la hiérarchisation, et (iii) développé une méthodologie pour, si possible, solutionner les problèmes de hiérarchisation en vue de notre étude sur la Dordogne.

En effet, depuis les travaux pionniers de Schumm (1956) permettant de définir les hypothèses initiales, différentes études ont permis d'améliorer les connaissances scientifiques sur les rivières concernant les changements géomorphologiques, et les perturbations sociales et écologiques qu'ils engendrent, et ont aussi permis de réglementer certains usages.

Les changements climatiques (température et précipitations) peuvent induire des modifications hydrosédimentaires importantes, et depuis la sortie du Petit Age Glaciaire nous observons sur la majorité des rivières étudiées : une réduction des

apports sédimentaires, une diminution de l'intensité et de la fréquence des crues, une incision du lit, un rétrécissement des bancs alluviaux et une déconnexion des milieux riverains à la suite d'un processus de colonisation par des végétaux ripicoles, entraînant une mobilité latérale plus faible et des changements de style fluvial, certains lits en tresses évoluant vers un chenal unique (Williams et Wolman, 1984 ; Tucker et Slingerland, 1997 ; Asselman et coll., 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Piégay et coll., 2004 ; Petts et Gurnell, 2005 ; Liébault et coll., 2005 ; Nadal-Romero et coll., 2016 ; Marchese et coll., 2017). L'utilisation des sols modifie la production et le transport des sédiments dans les rivières (Clark et Wilcock, 2000 ; Kondolf et coll., 2002 ; Foucher et coll., 2014). Les barrages sont connus pour réduire la fréquence des inondations et perturber l'approvisionnement sédimentaire avec différentes réponses morphologiques aval : rétrécissement, incision du chenal, et diminution de la diversité écologique (Gregory et Park, 1974 ; Petts, 1979 ; Ibanez et Prat, 1996 ; Petts et Gurnell, 2005 ; Shalak et coll., 2013). Dans les tronçons touchés par les extractions en lit mineur, nous observons habituellement l'élargissement local du chenal, une incision généralisée (érosion régressive et progressive) et l'instabilité des berges (Petit et coll., 1996 ; Landon et coll., 1998 ; Rinaldi et coll., 2005 ; Rempel et Church, 2009 ; Aringoli, 2015). Les protections de berges et la canalisation restreignent la mobilité latérale et donc l'approvisionnement sédimentaire, augmentent les vitesses d'écoulement et peuvent causer l'incision du lit (Simon et Rinaldi, 2006 ; Vazquez-Tarrio, 2018).

Par exemple, l'exploitation de granulats en lit mineur en France a été interdite en 1994 (Arrêté du 22 septembre 1994) suite aux conséquences de l'incision des chenaux (Peiry, 1987 ; Kondolf, 1994 ; Jalon et coll., 1994 ; Patton et Lyday, 2008 ; Thorel et coll., 2018 ; Boyer et coll., 2018 ; Comby et coll., 2019). Chaque cas est évidemment unique en matière de réponses et des études de cas sont nécessaires pour mieux comprendre l'éventail des réponses potentielles de chaque facteur et être en mesure de fournir une synthèse des situations et envisager des généralisations à partir de méta-analyses (Downs et Piégay 2019). Nous avons maintenant plus de 70 ans de recherche dans ce domaine, les données sont disponibles sur des périodes de plus en plus longues, et des outils innovants permettent également d'acquérir et de traiter de nouvelles données. Ceci devrait nous permettre de ne plus nous limiter à :

- une approche qualitative (Downs et al., 2013),

- un nombre restreint de facteurs à étudier : climat et utilisation des terres (Delile, 2016), reboisement et extractions (Marston, 2003), barrages et extractions (Kondolf, 1997; Béjar et coll., 2018), changements d'utilisation des terres et barrages (Boix-Fayos et al., 2008); barrages et changements climatiques (Kiss et Blanka, 2012)
- une emprise spatiale trop locale de l'étude (Depret, 2017).

L'objectif de notre approche étant de distinguer les effets respectifs des facteurs (climat, utilisation des terres, barrages, exploitation minière et protection des berges) qui potentiellement contrôlent les changements intervenus dans la bande active de la rivière Dordogne sur les 162 km de sa moyenne vallée, nous avons donc développé une nouvelle approche tournée vers les liens de causes à effets. Ce travail est original car aucune publication n'aborde vraiment explicitement cette démarche par hypothèses. De plus, cette étude est portée par des enjeux sociaux et pratiques importants qui la rendent aujourd'hui nécessaire.

Pour atteindre notre objectif nous avons identifié quatre étapes : i) réaliser l'inventaire des données disponibles et définir la chronologie des pressions potentielles des changements observés en s'appuyant sur des observations qualitatives et une analyse de la littérature scientifique existante, (ii) formuler des hypothèses explicites sur les réponses morphologiques potentielles de ces pressions, (iii) enrichir les démarches quantitatives en développant de nouvelles méthodes et d'acquisition et de traitement de l'informations, afin d'obtenir des données supplémentaires dans le but de quantifier ces réponses, et (iv) valider ou invalider les hypothèses de travail formulées initialement et hiérarchiser l'importance respective des pressions de manière quantifiée.

2. Site d'étude : contexte géographique et hydrologique

La rivière Dordogne est localisée dans le sud-ouest de la France sur le territoire hydrographique Adour-Garonne (Figure 19A). Depuis le Puy-de-Sancy (1874 m) jusqu'au Bec d'Ambés, où elle rejoint la Garonne pour former l'estuaire de la Gironde, la Dordogne s'écoule sur 483 kilomètres et draine un bassin versant de 24 000 km² (Figure 19B). Dans sa moyenne vallée, comprise entre Argentat et Limeuil, la rivière a subi de nombreux changements morphologiques (incision, diminution de la largeur de sa bande active, déconnexion des annexes fluviales...) (Rebouillat, 1979 ; CEMAGREF, 1981 ; Pustelnik, 1987). La pente moyenne du lit sur les 162 kilomètres de la Dordogne dans sa moyenne vallée est de l'ordre de 0,003 m.m⁻¹. Dans les premiers kilomètres de cette moyenne vallée, la plaine alluviale est étroite et la géologie caractérisée par des roches ignées, alors que sur le reste de son linéaire la plaine est beaucoup plus large et composée de terrain calcaire. Sur les cartes anciennes de 1840 la rivière montre un style en tresses, avec des chenaux multiples et une largeur de bande active moyenne de 123 mètres. Aujourd'hui le style est à chenal unique avec une largeur moyenne de la bande active de 95 mètres (Figure 19C).

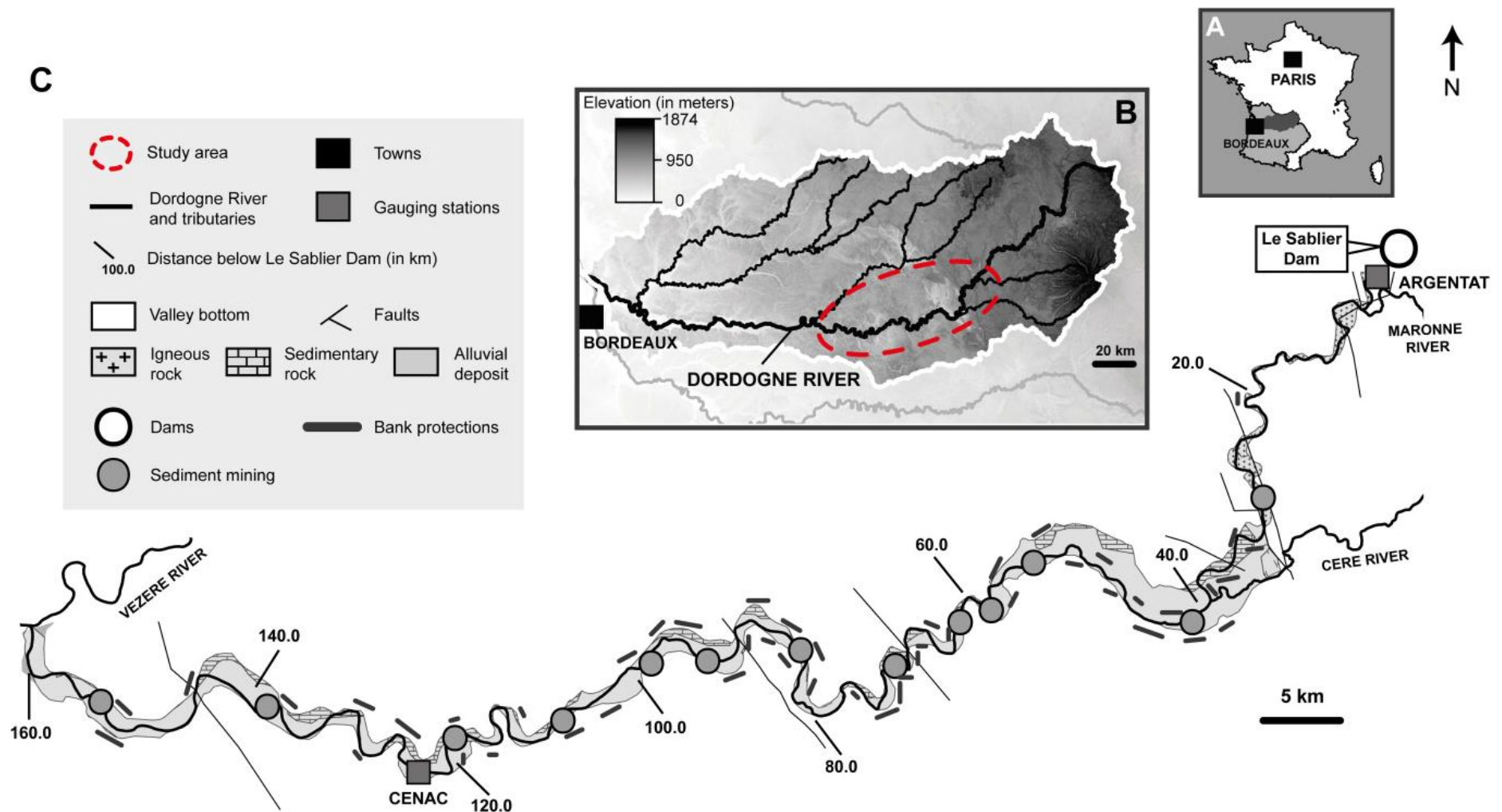


Figure 19. **A** – Bassin versant de la Dordogne en France, **B** – Localisation du site d'étude :Dordogne moyenne, et **C** – La Dordogne moyenne détaillée : fond de vallée, affluents, pressions anthropiques et stations hydrométriques historiques (Argentat: P1350010 et Cénac: P2380010; Source: DREAL, BRGM et IGN).

Le régime hydrologique de la Dordogne est de type pluvial, avec des périodes potentielles de crues comprises entre novembre et mars et un débit moyen à la station hydrométrique d'Argentat de $106 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Source : DREAL). Les études antérieures ont montré une baisse en intensité et en fréquence des événements de crues après 1952 (barrages) et quantifié les débits avant-barrages pour les crues de de retour 1.5 (Qbf), 2, 5, 10, 20, 50 ans aux stations hydrométriques d'Argentat et de Cénac (Eaucéa, 2015 et Boutault, 2016 ; Tableau 2).

Tableau 2. Débits lors des évènements de crues en régime naturel sur la Dordogne moyenne à la station d'Argentat (Source : DREAL).

	Argentat	Cénac
Q _{1.5}	550	700
Q ₂	704	1070
Q ₅	931	1320
Q ₁₀	1080	1481
Q ₂₀	1223	1637
Q ₅₀	1409	1838

Les chroniques de débits réels enregistrés (1900-2018) et naturels reconstitués (1969-2018) sont disponibles à la station d'Argentat et permettent de quantifier une potentielle régulation des crues sur la rivière Dordogne (Figure 20).

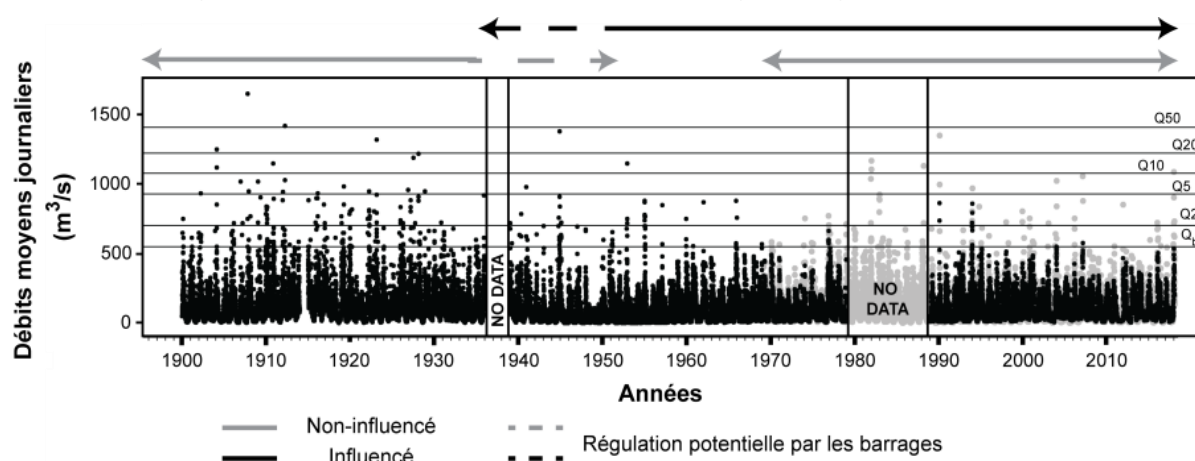


Figure 20. Débits journaliers moyens de la Dordogne enregistrés entre 1900 et 2018 (points noirs) et naturels reconstitués entre 1969 et 2018 (points gris) à la station d'Argentat (Source : DREAL et EDF).

3. Inventaire des pressions affectant potentiellement la dynamique hydrosédimentaire de la Dordogne dans sa moyenne vallée

Depuis la fin du “Petit Age glaciaire” (1850), l’Europe de l’ouest a enregistré : une augmentation des températures et des précipitations, des changements d’occupations des sols sur les bassins versants et donc, une régulation de l’ampleur et de la fréquence des inondations (Guidoboni, 1998 ; David et al., 2015). Sur le bassin de la Dordogne, l’agriculture était extensive sur la partie amont du bassin de la Dordogne de la fin du PAG jusqu’en 1930 (Figure 21A). Après cette période de productions agricoles prospères, la pression diminue, avec une densité de 40 à 50 habitants au km² entre 1836 et 1930 contre 30 habitants aux km² en 1970 et 22 habitants aux km² en 2010, et les terres agricoles se végétalisent réduisant probablement les apports sédimentaires des versants (Figure 21B) ; Source : Archives départementales Cantal, Puy-de-Dôme et Corrèze). Sur la partie amont du bassin de la Dordogne et sur ses deux affluents majeurs, que sont la Maronne et la Cère, des barrages réservoirs sont construits entre 1936 et 1957, et ils représentent une capacité totale de stockage de plus d’un milliard de m³ d’eau, équivalente au volume transitant à l’estuaire durant un mois (EPIDOR, 2014 ; Catalon, 2015 ; Metzger et Linton, 2016) : barrage de Marèges, (1936), de l’Aigle (1947), du Chastang (1951), de Bort-les-Orgues (1952) et du Sablier (1957) sur la Dordogne ; d’Enchanet (1950) sur la Maronne ; et le barrage de Saint-Etienne Cantalès (1945) sur la Cère (Figure 21C). Sur la partie moyenne, plus de 9 millions de m³ de sédiments ont été extraits entre 1920 et 1984 (Figure 21D : Arrêté du 30 juillet 1981), avec une période d’extraction intensive entre 1955 et 1984, durant laquelle près de 7,5 millions de m³ sont extraits (CEMAGREF, 1994 ; Debais et Huyghe, 2011 ; Malavoi, 2007). 22 kilomètres de protections de berges sont réalisés entre 1984 et 2002, ainsi que trois seuils (Aubarèdes (1972), Tauriac (1982) et Carennac (1984)) pour protéger les terres agricoles menacées par l’instabilité des berges, conséquence de l’incision (Figure 21^E ; Guichet, 2009).

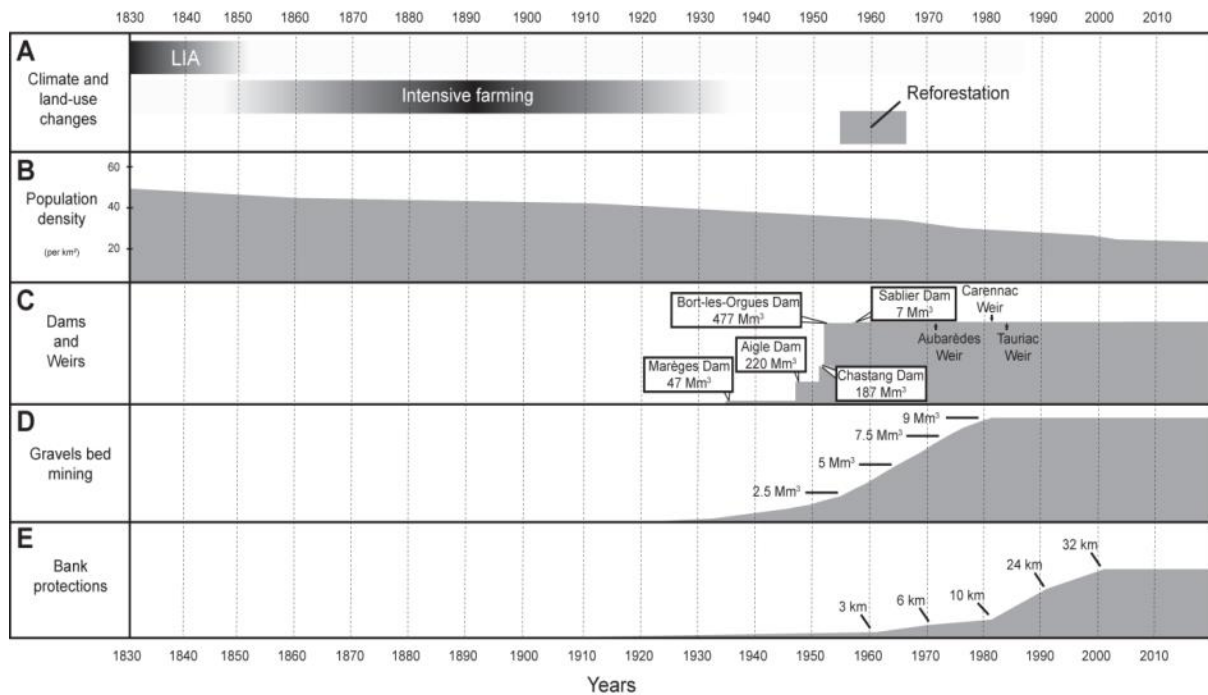


Figure 21. Evolution temporelle des pressions naturelles et humaines sur le bassin versant de la Dordogne depuis 1830 : A – Changements climatiques et d’occupation du sol sur la tête du bassin versant (grandeur sans dimension) ; B – Evolution démographique sur l’amont du bassin : département de la Corrèze, du Puy-de-Dôme et du Cantal (en habitant par km²) ; C – Volume cumulé de stockage des barrages sur la Dordogne amont (en millions de m³) et seuils ; D –Volume cumulé des sédiments extraits en lit mineur (en millions de m³); E – Linéaire cumulé de protections de berges (en km).

4. Données disponibles et hypothèses de travail

Dans le but de vérifier les hypothèses, quantifier et hiérarchiser les processus de rétraction, incision et le développement d’un front de pavage, les données disponibles ont été recensées (Tableau 3).

A partir de l’inventaire des facteurs potentiels des changements hydromorphologiques récents sur la Dordogne moyenne, leur chronologie et leurs conséquences, nous avons émis des hypothèses de travail et développé une méthodologie adaptée aux données disponibles dans le but de les vérifier, et quantifier les processus pour hiérarchiser le rôle de chaque pression.

Tableau 3. Données hydrologiques, planimétriques et verticales disponibles sur la Dordogne moyenne.

Data	Resolut ion	Planforms adjustments			Vertical adjustments		
		Daily peak flow recorded (in m ³ .s ⁻¹)	Active channel and floodplain	Gravel- bar	Floodplain	Riverbed	Waterlevel
Hydrological series		✓					
Old maps (Archives) 1840	1 m ² .px ⁻¹	NA	✓				
Long profiles (SNF) 1938	2.1 points.k m ⁻¹	✓					✓
Aerial photos (IGN) 1948	0.46 m ² .px ⁻¹	✓	✓	✓			
Aerial photos (IGN) 1966	0.1 m ² .px ⁻¹	✓	✓	✓			
Aerial photos (IGN) 1976	0.31 m ² .px ⁻¹	✓	✓				
Long profiles (SOGREAH) 1978	0.3 point.km ⁻¹	✓				✓	✓
Aerial photos (IGN) 1986	0.37 m ² .px ⁻¹	✓	✓				
Aerial photos (IGN) 1995	0.73 m ² .px ⁻¹	✓	✓	✓			
Long profiles (EPIDOR) 1998	2.9 points.k m ⁻¹	✓				✓	✓
LiDAR (IGN) 2010	1 m ² .px ⁻¹	✓			✓		
BD ORTHO (IGN) 2012	0.25 m ² .px ⁻¹	✓	✓				

Sous l'effet combiné de la fin du Petit Age glaciaire et de la fin de l'agriculture « intensive » (*Driver of Changes 1* : causes des premiers changements morphologiques : 1850-1930), il y a eu une diminution plus importantes des épisodes de crues potentiellement morphogènes (*Flood Events Regulation 1* : première régulation des événements potentiellement morphogènes) que celle des apports sédimentaires (*Sediment Input 1* : première diminution des apports sédimentaire), qui par effet combiné aurait possiblement engendré une diminution de la mobilité latérale de la rivière et une végétalisation des marges alluviales, qui par combinaison aurait engendré une rétraction de la bande active et possiblement une faible incision du lit (*Morphological Adjustments 1* : première série d'ajustements morphologiques).

La mise en place des barrages (*DC2* : 1936-1957) aurait rompu les apports sédimentaires amont (*S/2*), et engendré une régulation des épisodes de crues potentiellement équivalentes à la régulation sédimentaire (*FER2*), favorisant ainsi une diminution de la mobilité latérale de la rivière et une végétalisation des marges alluviales entraînant la rétraction de la bande active, et une incision du lit avec potentiellement le développement d'un front de pavage à l'aval direct des ouvrages hydroélectriques (*MA2*).

Entre 1960 et 1984, c'est une période d'extractions intensives en lit mineur (*DC3*), la diminution du stock alluvial (*S/3*) a pu exacerber le processus d'incision, et un front de pavage a potentiellement pu se développer en amont et en aval des fosses d'extractions (*MA3*).

Enfin, l'important linéaire de berges protégées entre 1984 et 2002 (*DC4*) n'a sûrement pas permis à la Dordogne une recharge sédimentaire par érosion latérale suffisante pour enrayer le déficit créé par les extractions (*S/4*), et a peut-être contribué à amplifier l'incision du lit et le développement d'un front de pavage (*MA4*).

Les données disponibles (Tableau 3) devraient permettre de valider ces hypothèses, quantifier et hiérarchiser les différentes pressions et voir si les effets sont cumulatifs (Figure 22).

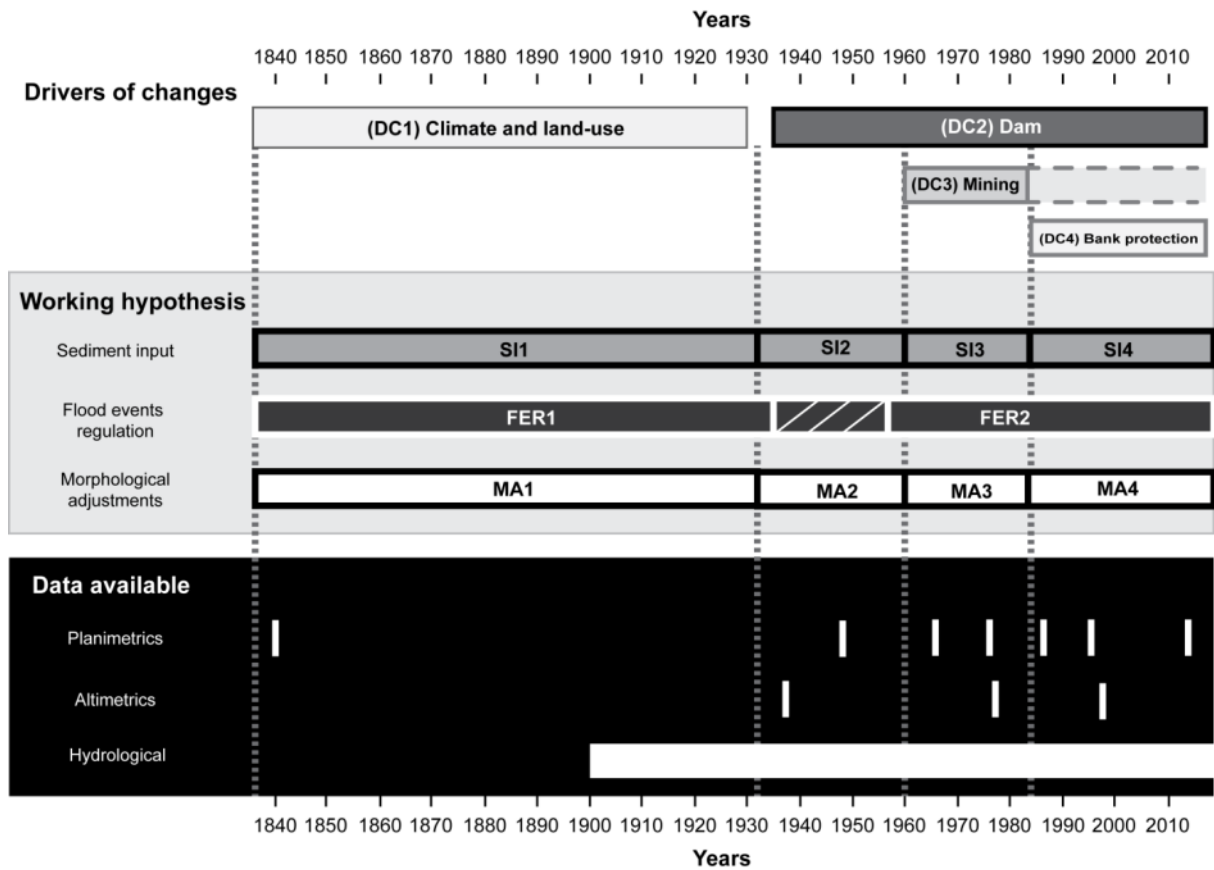


Figure 22. Chronologie des pressions recensées sur la Dordogne moyenne, hypothèses de travail et données historiques disponibles pour les vérifier (*DC : Driver of Changes ; FER : flood Events Regulation ; SI : Sediment Input ; MA : Morphological Adjustements*).

5. Matériel et méthodes

5.1. Changements dans l'intensité et la fréquence des inondations

À partir des chroniques de débits journaliers, enregistrées et reconstruites à la station d'Argentat, les séries des événements de crues en régime « non-influencé » et en régime « influencé » ont été comparées sur la période 1900-2018. Pour pallier le manque de données enregistrées entre 1980 et 1987 à la station d'Argentat, nous avons extrait les épisodes potentiellement morphogènes à la station de Brivezac (en aval de la station d'Argentat) et recalculé les débits à Argentat en vérifiant la concordance entre hauteur d'eau calculée à Argentat et hauteur d'eau mesurée lors de la crue (données presse). Sur la période 1980-1987, nous avons ainsi recensé un épisode de crue le 7 janvier 1982, épisode durant lequel le débit devait être de $1050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ soit un débit de retour 5 ans (Tableau 2). Les épisodes potentiellement morphogènes des chroniques sont exprimés en jours par an et sont catégorisés selon leur fréquence de retour calculée en régime « naturel » : 2 ans (Q2), 5 ans (Q5), 10 ans (Q10), 20 ans (Q20) et 50 ans (Q50).

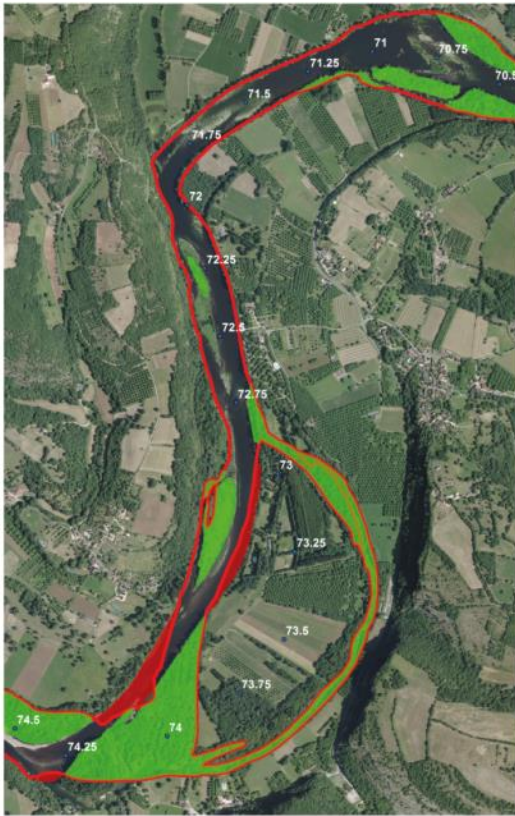
Pour quantifier et hiérarchiser les impacts combinés des changements climatiques et de l'occupation des sols (*DC1*) sur la fréquence et l'intensité des crues (*FER1*), nous avons comparé le nombre de jours de crue potentiellement morphogène (jour où le débit était supérieur au débit de plein bord ($Q_{bf} = 550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) entre les périodes 1900-1930 et 1930-2018 en régime « non-influencé » par les barrages. Pour déterminer si les barrages (*DC2*) sont à l'origine d'une régulation des épisodes de crues (*FER2*), nous avons étudié la chronique des épisodes morphogènes en régime « influencé » et dans le cas d'une régulation par un ou plusieurs barrages, comparé les chroniques sur les périodes avant et après leurs installations.

5.2. Ajustements planimétriques

Pour quantifier les changements planimétriques opérés sur la bande active et la plaine alluviale (*MA1-2-3-4*), la largeur active du chenal a été analysée à 7 dates : 1840, 1948, 1966, 1976, 1986, 1995 et 2012 (Source : Archives et IGN). Le choix de ces dates présente trois intérêts : (1) la rivière Dordogne est représentée dans l'intégralité de sa moyenne vallée (160 km), (2) le débit de la rivière est toujours inférieur au débit de plein bord ($550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans la zone d'étude) et (3) leur distribution

dans le temps permet de quantifier l'impact unitaire et la hiérarchisation des différentes pressions recensées. De plus, le débit de la rivière au cours de la campagne aérienne de 1948 ($70 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) donne accès aux surfaces des bancs alluviaux, surface potentiellement colonisable par la végétation. Les photographies aériennes et les cartes historiques ont toutes été géoréférencées sur la base des orthophotographies de 2012, en utilisant un minimum de 15 points de contrôle par photographie, et une erreur de géoréférencement (RMSE) inférieure à 5 mètres sur les photographies et à 15 mètres sur les anciennes cartes. La bande active a ensuite été numérisée par une seule personne, à la même échelle pour toutes les images (Arnaud et al., 2015). La superposition des 7 bandes actives a permis de disposer des polygones des zones construites et érodées entre chacune de ces dates (Figure 23). Ces surfaces de bandes actives, construites, érodées, des barres alluviales et le fond de la vallée ont ensuite été divisés en tronçons élémentaires de 250 m de long pour obtenir, en mètres, l'évolution de la largeur active du chenal, des zones végétalisées au cours de la période, de leurs érosions et la largeur des barres de graviers afin d'analyser la variabilité de ces facteurs sur le continuum fluvial, et d'identifier ainsi des discontinuités et des gradients (Roux et al., 2015).

A)



B)

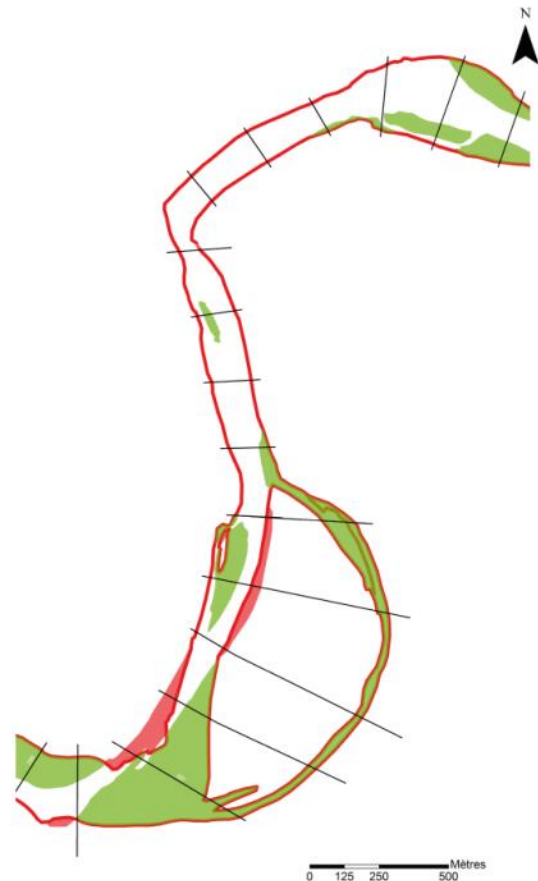


Figure 23. Analyse des changements planimétriques (érosion et construction) de la bande active par tronçon de 250 mètres.

5.3. Ajustements verticaux

Pour quantifier les changements verticaux (*MA1-2-3-4*), trois séries de données sur l'altitude de la surface de l'eau (1938, 1978 et 1998), et deux séries de données sur l'altitude du fond du lit (1978 et 1998) ont été compilées (SFH, SOGREAH et EPIDOR). Ces données topographiques sont très hétérogènes : (1) systèmes de nivellement, (2) variabilité des débits aux dates de relevés, (3) modification de la longueur du linéaire en lien avec la dynamique de la rivière ou des pressions humaines, rendant la superposition des points complexe et (4) densité de points variable (Piégay et al., 2000). Pour surmonter ces difficultés : (1) Nous avons converti les données de 1938 et 1978 dans le système de nivellement de 1998 avec comme

correction (Equation 1) : $\text{altitude}_{1998} = [\text{altitude}_{1938} \text{ ou } \text{altitude}_{1978}] + 10 \text{ cm}$
 (Source : IGN, géodésie) ; (2) les altitudes de la surface de l'eau avaient initialement été recalculées avec un modèle hydraulique pour un débit de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; 3) Les relevés de 1938 et 1978 ont été repositionnés avec les points fixes qu'ils ont en commun (ponts, déversoirs...) avec la bathymétrie de 1998. Les points qui n'appartiennent pas à l'espace de comparaison défini par deux points fixes ont alors été supprimés. Enfin (4) le décalage spatial des points a été soumis à une analyse critique systématique avant comparaison interdates :

- Les points sont au même endroit : ils sont conservés (point A).
- Les points ont un décalage spatial inférieur à 200 m : le point du relevé le plus ancien est remplacé par un point généré par interpolation linéaire (point B).
- Les points ont un décalage spatial supérieur 200 m : le point est supprimé (point C ; Figure 24).

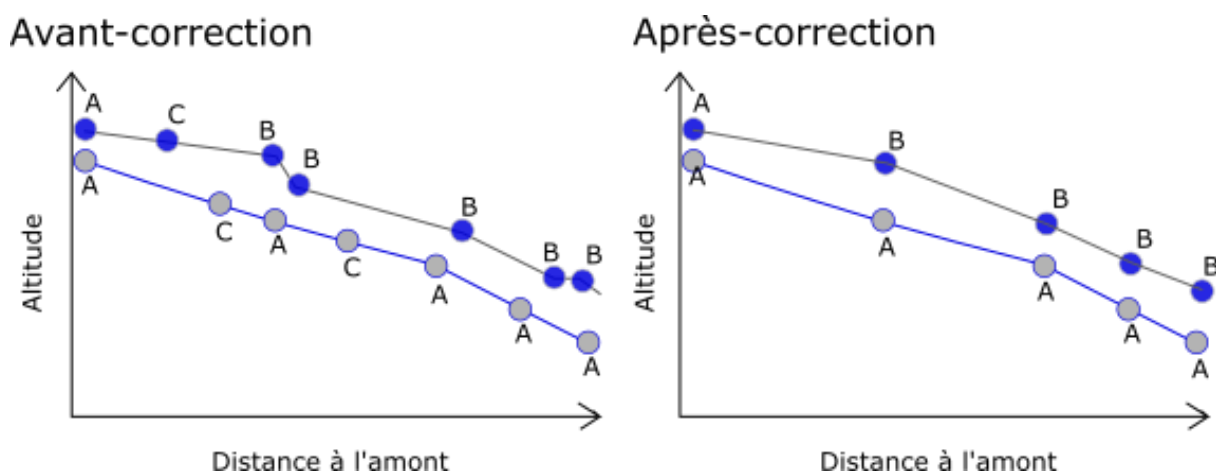


Figure 24. Procédure d'interpolation pour chaque couple de profils comparés.

Tableau 4. Densités de points des séries verticales de 1938 et 1998 avant et après corrections pour comparaison avec la bathymétrie de 1998 (n = nombre de points).

Years of surveys	Raw data		Corrected data	
	N	Points density	N	Points density
1938	345	2.1	197	1.2
1978*	51	0.3	22	0.2
1998	478	3	-	-

La chronologie des données verticales que nous avons à disposition ne permet pas de distinguer les impacts unitaires des pressions identifiées. Une approche complémentaire a donc été développée pour évaluer les changements verticaux, dans le but de pouvoir hiérarchiser les facteurs de contrôle des changements morphologiques verticaux.

5.4. Données supplémentaires *in situ* pour évaluer les changements verticaux du chenal

Cette démarche est possible sur les rivières caractérisées par une incision et une rétraction de la bande active. Avec la combinaison des surfaces construites extraites de l'étude planimétrique et les données d'altitude dans la plaine d'inondation issues du MNT (Modèle Numérique de Terrain) acquis par LiDAR (Laser Imaging Detection and Ranging), nous avons mesuré l'altitude du toit de graviers pour chacune des zones caractérisées par une période de rétraction donnée.

A partir des polygones de construction de plaine inondable depuis 1840 (en partie 5.2.) nous avons déduit l'âge des différentes surfaces alluviales (Lallias-Tacon et coll., 2017). Du MNT, nous avons extrait les surfaces dont les altitudes représentent au moins 75 % de la superficie totale de la surface atterrie concernée (Figure 25A). Sur chaque parcelle, nous avons ensuite mesuré l'altitude de la surface (Trimble Geo-7X) et l'épaisseur des sédiments fins à l'aide d'une tige métallique d'une longueur maximale de 5 m et d'un diamètre de 14 mm (Dzubakova et al., 2014). Pour éviter les variations locales, nous avons répété dix fois la mesure de l'épaisseur, disposée au centre et dans chaque coin d'un carré de 100m² (Figure 25B). L'altitude moyenne du banc alluvial abandonné par le chenal actif est obtenue par soustraction de l'épaisseur de sédiments fins à la valeur d'altitude de la surface (Figure 25C).

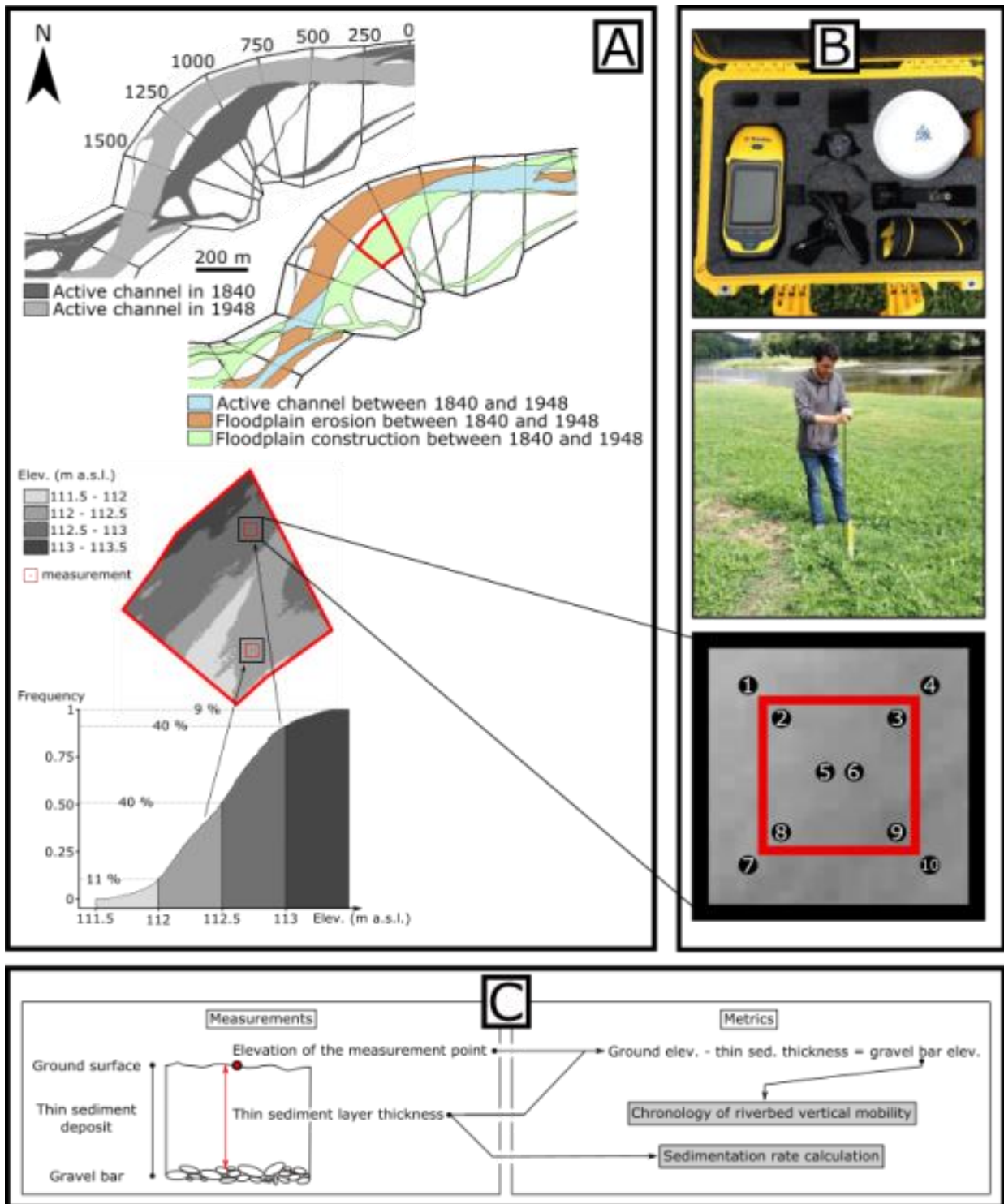


Figure 25. **A** - Chaîne de traitements pour mettre en place le plan d'échantillonnage, **B** – Matériel utilisé pour mesurer l'épaisseur de sédiments fins et localiser les mesures et **C** – Calcul pour déterminer l'altitude du toit de galets de la surface alluviale récemment construite.

5.5. Analyse granulométrique

Les rivières affectées par des barrages, des protections des berges ou encore des extractions de sédiments, sont susceptibles d'enregistrer des perturbations locales ou longitudinales de leur patron granulométrique et de voir se développer un pavage (Williams et Wolman, 1984 ; Bravard, 1990 ; Talbot et Lapointe, 2002 ; Rollet, 2013 ; Arnaud, 2015). Une analyse longitudinale de la taille des sédiments composant la couche de surface peut permettre de mettre en évidence ce phénomène. Cette analyse peut être également complétée localement par une quantification du pavage.

5.5.1. Patron granulométrique de surface

Les modifications des processus hydrosédimentaires se traduisent généralement par des perturbations au sein de l'affinement granulométrique (Rice, 1999). L'affinement peut se modéliser par (Krumbein, 1937 in Powell, 1998) :

$$\text{Équation 1. } D = D_0 \cdot e^{-\alpha x}$$

Où D : D_{50} des particules de surfaces du site ; D_0 : D_{50} des particules de surface à l'amont du tronçon étudié ; x : la distance ; α : coefficient empirique d'affinement (Powell, 1998).

Pour caractériser le patron longitudinal de la taille des sédiments de surface les méthodes traditionnelles auraient été très chronophages sur notre linéaire (162 km) et auraient engendré une destruction des surfaces échantillonnées (Rollet, 2007). Du fait de la rapidité et de la facilité avec lesquelles les données peuvent être recueillies et analysées, la méthode par échantillonnage photographique a donc été retenue (Graham et coll., 2010). L'échantillonnage a été effectué entre le 3 et le 7 août 2016 à des débits qui permettaient d'accéder aux matériaux actifs du chenal (débits : 15 à 20 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station d'Argentat). Après une reconnaissance préliminaire de la zone d'étude, 43 sites ont été sélectionnés. Les sites, tous situés sur des bancs alluviaux émergés, ont fait l'objet d'un échantillonnage photographique sur la tête des bancs, zone la plus représentative de la capacité de transport du chenal (Rice et Church, 1998). Selon les auteurs, les surfaces à échantillonner pour caractériser la taille des sédiments varient entre 70 à 400 fois l'axe b de la plus grande particule de surface présente sur le site (Fripp et Diplas, 1993). Avec des axes b maximaux variant de 51 à 282 mm sur notre secteur d'étude, les surfaces à échantillonner (pour 100 fois l'axe b) auraient été comprises entre 0,21 m^2 et 9 m^2 (Tableau 5). Il est cependant difficile

d'obtenir des surfaces homogènes sur de grande surface en tête de bancs alluviaux (Kellerhals et Bray, 1971). Nous avons donc pris 10 photographies sur des surfaces considérées comme granulométriquement homogènes par un opérateur unique, soit une surface totale de 2,5 m² par site. Chaque photographie a été prise avec la même caméra (Gopro Hero5) et la même résolution (0,3 mm par pixels) et a été géoréférencée avec un DGPS (Geo 7X - Trimble). Les axes b des sédiments supérieurs à 10 mm présents sur les photographies ont été mesurés manuellement (Figure 26A). Afin d'interpréter le patron granulométrique longitudinal sur la Dordogne moyenne, les affluents majeurs (La Souvigne, La Maronne, La Cère, La Bave et Le Céou) ont également fait l'objet de mesures granulométriques. Sur ces affluents les radiers les plus à l'aval, et donc les plus proches de la confluence avec la Dordogne, ont été caractérisés par un échantillonnage par grille comprenant un minimum de 200 particules du fait de l'absence de banc hors d'eau. Les distributions obtenues par photo-interprétation nécessitent une conversion pour être comparées à celles estimées par échantillonnage par grille, et le facteur de conversion varie entre 0.8 et 0.9 (Church et al. 1997).

5.5.2. Indice de pavage

Le pavage est quantifié à partir du rapport de la taille médiane des sédiments de surface ($D_{50_{surf.}}$) sur celle des sédiments de subsurface ($D_{50_{subsurf.}}$) (Bunte et Abt, 2001). Neuf sites ont fait l'objet d'un échantillonnage de la taille des sédiments en surface et subsurface. Pour déterminer le D_{50} de surface, nous avons appliqué l'échantillonnage par grille, avec un espacement égal à 2 fois l'axe a de la plus grande particule présente sur site et un minimum de 200 particules mesurées (Wolman, 1954). En subsurface, nous avons décaissé la couche de surface sur une épaisseur de 2 fois l'axe b de la plus grande particule mesurée en surface (Figure 26B ; Buffington, 1996). Sur 3 de ces 9 sites, nous avons appliqué l'échantillonnage volumétrique, en déterminant la masse sédimentaire à échantillonner à partir de l'équation : $m_s = 2.882 \cdot D_{max} - 47.6$ (Tableau 5 ; Church et coll., 1987). Le tamisage des particules a été effectué avec des tamis de taille : 90, 64, 45, 32, 24, 16 et 8 mm (Wentworth, 1922) et la pesée des différentes classes effectuée sur place à l'aide d'une balance de précision 0,5 g. Les distributions obtenues par volumétrie en fréquence de poids sont équivalentes à celles estimées par les fréquences d'effectifs (Bunte et Abt, 2001 ; Rollet, 2007) et ne nécessitent donc pas de conversion.

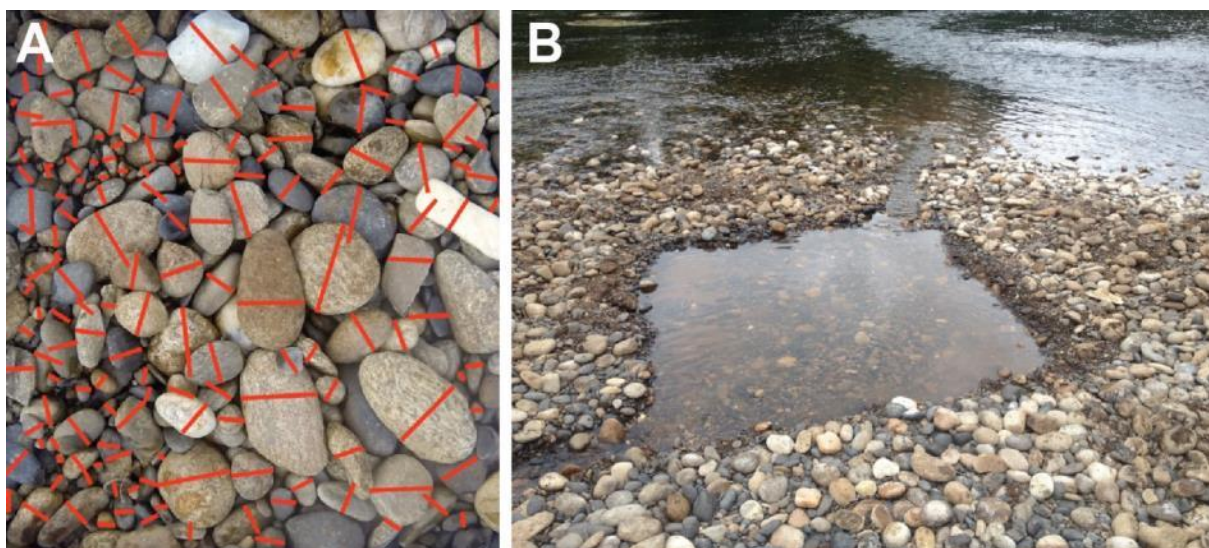


Figure 26. **A** - Mesures manuelles de la taille des sédiments présents sur les photographies acquises en tête de bancs et **B** – Parcelle de 2 m² décaissée pour réaliser les mesures granulométriques de la sous-couche (crédit photo : Fabien Boutault et Bruno Delpéyrat).

Tableau 5. Surfaces et volumes à échantillonner sur la Dordogne moyenne pour caractériser les couches de surface et de subsurface.

	n particles	Maximum B axis (in mm)	Particule area (in m ²)	Sampling area (in m ²)	Volumetric sampling (in kg)
Minimum	396	51	0.003	0.3	99.4
Median	811	113	0.016	1.6	278.1
Maximum	3065	282	0.09	9	765.1

6. Résultats et discussions

6.1. Analyses temporelles des changements hydromorphologiques

6.1.1. Régulation des épisodes potentiellement « morphogènes »

Entre 1900 et 1930, en régime « naturel », non influencé par les barrages, la rivière Dordogne a enregistré une moyenne annuelle de 6 jours d'épisodes potentiellement morphogènes, contre 2 jours entre 1930 et 2018 (Figure 27A). L'impact cumulatif des changements climatique et d'occupation des terres (*FER1*) a donc entraîné une diminution moyenne du nombre de jours par an où les débits seraient potentiellement morphogènes de l'ordre 4 jours, soit une diminution de fréquence de 64%, accompagné d'une disparition des événements morphogènes extrêmes de retour 50 ans (Q50) (Tableau 6A).

La comparaison des régimes « non-influencé » (Figure 27A) et « influencé » par les barrages (Figure 27B), montre une seconde diminution à partir de 1958, directement imputable au barrage réservoir de Bort-les-Orgues, ouvrage ayant la plus grande capacité de stockage, avec 500 millions de m³ de réservoirs (*FER2*). Après la mise en service de ce barrage, nous observons une diminution moyenne du nombre de jours d'épisodes potentiellement morphogènes de 1.2 jours par an, soit de 59 % en fréquences, et une disparition des épisodes morphogènes extrêmes de retour 20 et 10 ans. Sur la période 1952-2018, le nombre moyen de jours par an où les débits étaient potentiellement morphogènes n'est que de 0.8 (Tableau 6B). La chronique des débits naturels reconstitués montre sur la période 1852-2018 une moyenne annuelle du nombre de jours où les débits étaient potentiellement morphogènes de 1.98 (Tableau 6B). La régulation induite par les barrages sur cette période (1952-2018) a donc engendré une diminution moyenne du nombre de jours où les débits sont morphogènes de 1.18 j.an⁻¹.

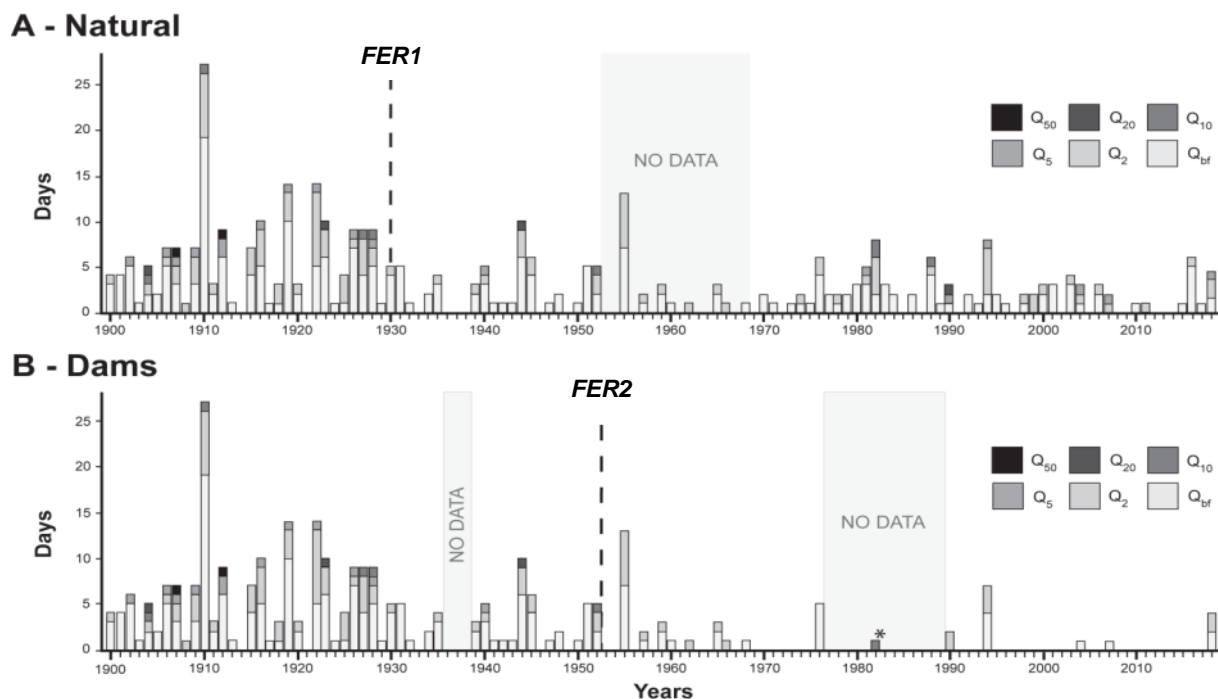


Figure 27. Chroniques des événements potentiellement morphogènes à la station hydrométriques d'Argentat **(A)** en régime naturel sans influence des barrages **(B)** en régime influencé par les barrages (Sources : DREAL & EDF ; *maximum *flood event from the newspaper*).

Tableau 6. A – Impacts cumulés du changement climatique et d'occupation des terres sur l'amont du bassin de la Dordogne sur les événements potentiellement morphogènes en termes de fréquences de retour et d'intensités.

			Q _{bf}	Q ₂	Q ₅	Q ₁₀	Q ₂₀	Q ₅₀	Total
Natural (H1)	1900 –	Days	113	52	11	4	2	2	184
	1930	Days.y ⁻¹	3.77	1.73	0.37	0.13	0.07	0.07	6.13
	1930 –	Days	124	50	6	5	2	0	187
	2018	Days.y ⁻¹	1.46	0.59	0.07	0.06	0.02	0	2.20
Regulation (in %)			-61	-66	-81	-56	-65	-100	-64

B - Impacts des barrages sur les événements potentiellement morphogènes en termes de fréquences de retour et d'intensités.

			Q _{bf}	Q ₂	Q ₅	Q ₁₀	Q ₂₀	Q ₅₀	Total
1952 – 2018 (H2)	Natural	Days	80	39	5	4	1	0	129
		Days.y ⁻¹	1.23	0.60	0.08	0.06	0.02	0	1.98
	Dams	Days	27	18	1	0	0	0	46
		Days.y ⁻¹	0.49	0.33	0.02	0	0	0	0.82
	Regulation (in %)		-60	-46	-81	-100	-100	0	-59

6.1.2. Evolution planimétrique de la bande active

Depuis 1840, la Dordogne a enregistré une rétraction non-linéaire de sa bande active équivalente à une réduction totale de 465 ha, soit 22 % de sa superficie initiale (Figure 28). La diminution de la fréquence (-64%) et de l'intensité (disparition du Q50) des événements potentiellement morphogènes attribuables aux changements climatiques et d'utilisation des terres sur la tête du bassin (DC1) sont à l'origine d'une rétraction médiane de la bande active de l'ordre de 0,1 m.an⁻¹ entre 1840 (123 m) et 1948 (111 m), équivalent à une surface de 210 ha, et de la transition d'un style fluvial divagant, localement en tresses, à un style à chenal unique méandrique (Figure 28 et 29A). Ce changement de style fluvial opéré entre 1840 et 1948 est le résultat d'une « construction » de plaine alluviale (végétalisation des bancs alluviaux et déconnexion des annexes fluviales (bras secondaires, bras morts...) d'une valeur médiane de 0,3 m.an⁻¹ (équivalent à 797 hectares), supérieure à l'érosion de la plaine alluviale par mobilité latérale du chenal d'une valeur médiane de 0,2 m.an⁻¹ (équivalent à 586 hectares ; Tableau 7). Lors de ce changement de style fluvial nous observons également une diminution de la surface des îles, qui était de 1101 hectares en 1840 contre 894 hectares en 1948, ce qui témoigne bien de la simplification du tracé en plan de la rivière vers un style moins complexe (Tableau 8).

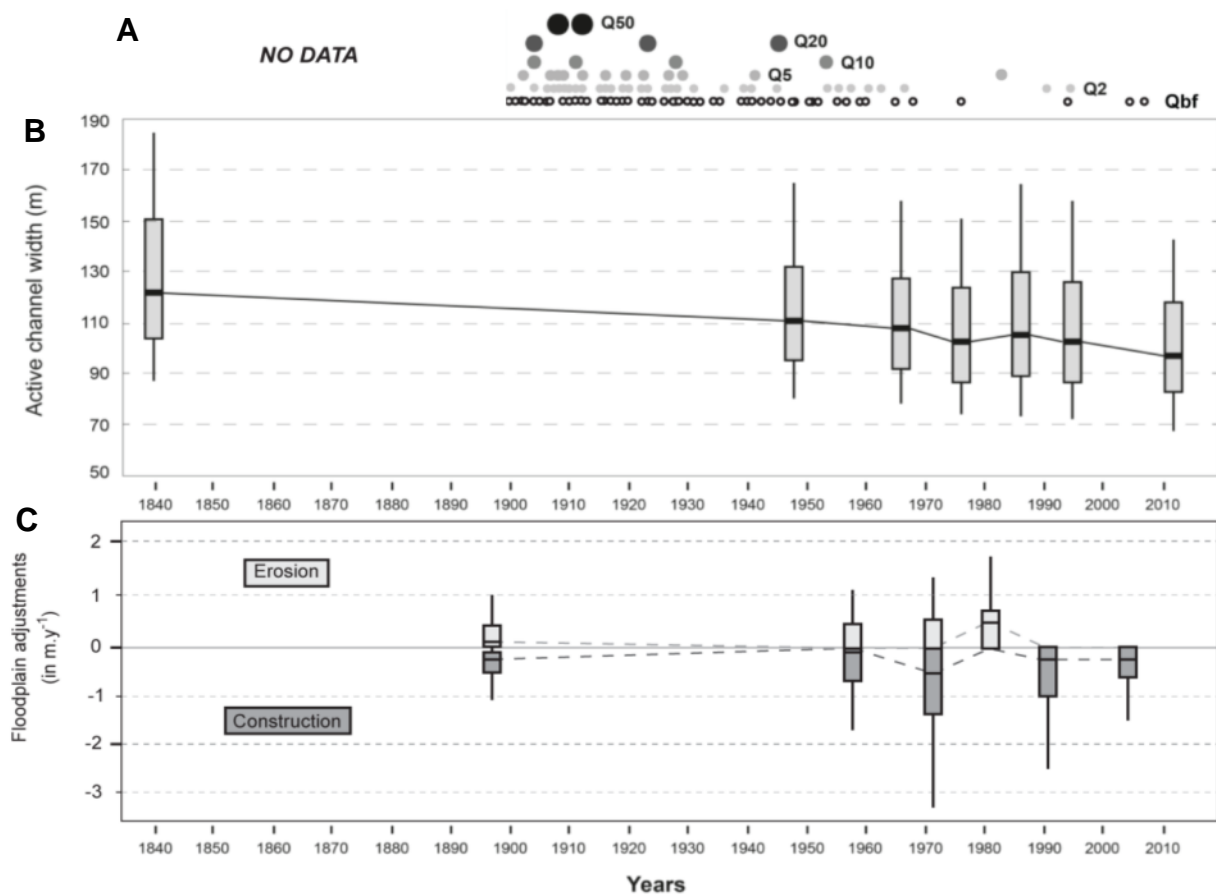


Figure 28. A - Événements de crues enregistrées à la station d'Argentat (Source : DREAL) ; **B** - Evolution de la largeur de la bande active (en m) et **C** – Ajustements latéraux : érosion et construction de la plaine d'inondation entre 1840 et 2012 par tronçon de 250 mètres (n = 649).

Entre 1948 et 1966, la bande active de la Dordogne a poursuivi son ajustement vers un style à chenal unique, avec une rétraction médiane de 2 mètres sur cette période, soit du même ordre de grandeur qu'entre 1840 et 1948 ($0,1 m.an^{-1}$), mais sur une surface globalement plus réduite de seulement 116 hectares (Figure 28). Cette valeur de rétraction identique pour une surface totale rétractée plus faible témoigne d'une rétraction localement beaucoup plus forte entre 1948 et 1966 qu'entre 1840 et 1948. Il faudra donc vérifier à travers l'analyse spatiale si les secteurs où la rétraction s'est avérée plus forte entre ces deux périodes sont dus à leur sensibilité aux changements ou à l'effet plus important des barrages (*DC2*) que l'effet combiné du changement climatique et d'occupation des terres (*DC1*), ou encore si un autre facteur de contrôle externe (*DC3* : extractions) a joué un rôle dans cette amplification.

Sur cette même période (1948-1966) nous observons une baisse de la mobilité latérale (médiane : $0 m.an^{-1}$; surface : 142 ha) imputable à la régulation des crues par

les barrages (fréquence : - 59 % et intensité : disparition Q20 et Q10), et cette diminution est en réalité plus importante encore, puisqu'elle est atténuée par une érosion anthropique imputable au début des extractions (71 ha sur cette période ; Tableau 7 et Figure 29B et C). La mobilité latérale « réelle » de la Dordogne entre 1948 et 1966 est de 71 hectares (Tableau 7). Cette baisse importante de mobilité latérale par rapport à la période précédente (1840-1948 : 568 hectares) résulte du nombre réduit de jours où la rivière a enregistré des épisodes potentiellement morphogènes, seulement 1.9 jours par an, avec une intensité maximale de retour de 10 ans ($1080 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station d'Argentat) contre 4.7 jours entre 1840 et 1948 avec une intensité maximale de retour 50 ans ($1409 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station d'Argentat) (Tableau 6). Le ralentissement de la construction de plaine alluviale par rétraction de la bande active (médiane : $0.1 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$; surface : 188 ha) est quant à lui le résultat de (1) la diminution des surfaces potentiellement colonisables par la végétation, puisque les surfaces de bancs alluviaux passent de 167 hectares en 1948 à 40 hectares en 1966 (Tableau 7 et 8), et (2) la réduction de la capacité d'ajustement par la régulation des crues, qui doit notamment réduire l'incision, puisque les nouveaux bras créés par la végétalisation des bancs alluviaux ne se déconnectent pas, en témoigne l'augmentation de 47 hectares de la surface des îles entre 1948 et 1966 (Tableau 7).

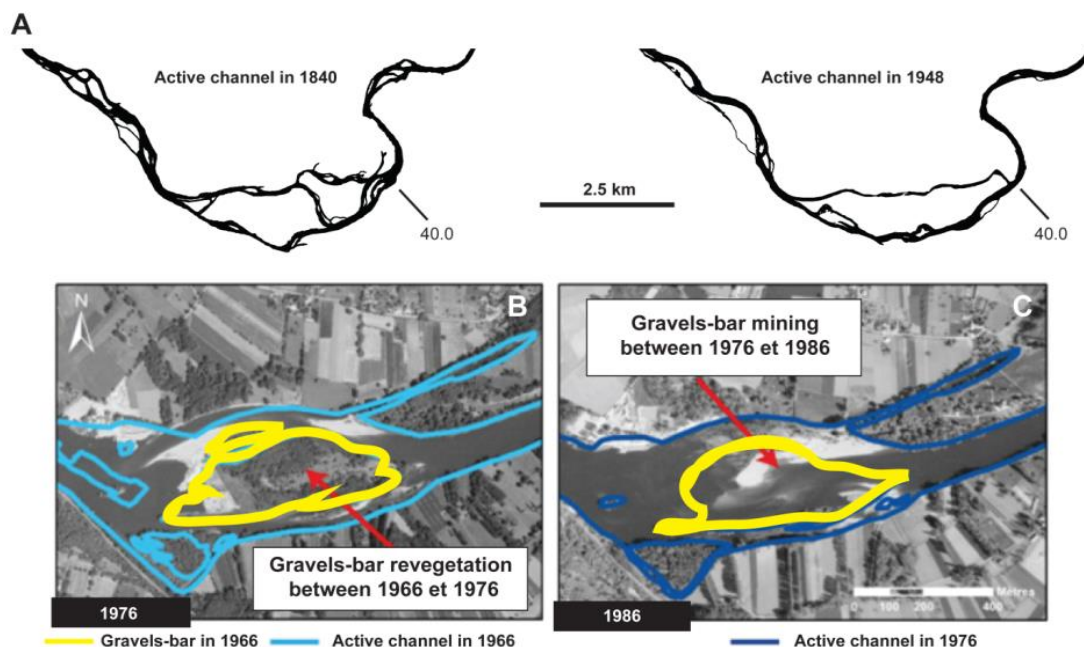


Figure 29. A – Bande active en 1840 et en 1948 (entre 35 et 50 km à l'aval du barrage du Sablier à Argentat) ; B - Rétraction de la bande active par végétalisation d'un banc alluvial entre 1966 et 1976 et C - Extractions des sédiments constitutifs de ce banc entre 1976 et 1986 (Le Roc : 93.5 km en aval du barrage du Sablier).

Au cours de la période 1966 - 1976, la bande active de la Dordogne a enregistré sa phase de rétraction la plus intense (- 0,6 m.an⁻¹ ; - 216 ha), la largeur médiane de la bande active diminuant de 109 en 1966 à 103 mètres en 1976 (Figure 28 ; Tableau 7). Lors de cette période (1966 – 1976), nous constatons que cette rétraction résulte d'une construction médiane de plaine alluviale de l'ordre 0.6 m.an⁻¹ pour une surface totale de construction de plaine alluviale de 216 hectares, et d'une érosion latérale très faible d'une valeur médiane nulle traduit par une superficie totale de 135 hectares, dont seulement 27 hectares sont de l'érosion « réelle » et 108 hectares de l'érosion imputable aux extractions (Figure 29C). Entre 1966 et 1976, la Dordogne a enregistré une moyenne de 0.1 jour par an d'épisodes potentiellement morphogènes, ce qui explique l'érosion latérale « réelle » très faible. La construction plus importante que sur la période précédente (1948-1966 : 0.3 m.an⁻¹) résulte quant à elle de l'effet combiné de l'absence de débits potentiellement morphogènes qui permet à la végétation de se développer sur les surfaces colonisables présentes dans le chenal, et probablement de l'incision du chenal causée par les extractions et donc de la déconnexion des annexes fluviales (Tableau 7). Sur cette période nous observons effectivement une diminution du nombre d'îles (40), pour une superficie de 254 hectares (Tableau 8).

Tableau 7. Ajustements de la bande active et de la plaine alluviale sur la Dordogne moyenne entre 1840 et 2012.

Période	Ajustement de la plaine alluviale		Erosion de la plaine alluviale		Ajustement de la bande active (en ha)	Episodes morphogènes (en jours/an)
	Construction (en ha)	Erosion (en ha)	Extraction (en ha)	Mobilité latérale (en ha)		
1840 - 1948	- 796.7	586.2	-	586.2	-210.5	4.7 (Q50)
1948 - 1966	- 188.1	142.3	71	71.3	-116.8	1.9 (Q20)
1966 - 1976	- 215.9	135.2	107.9	27.3	-188.6	0.1 (Q1.5)
1976 - 1986	- 33.9	138.9	115.6	23.3	-10.61	0.8 (Q5)
1986 - 1995	- 150.1	49.5	-	49.5	-100.6	2 (Q2)
1995 - 2012	- 160.8	28.1	-	28.1	-132.7	0.1 (Q1.5)

Entre 1976 et 1986, la largeur de la bande active a enregistré un élargissement médian de 6 mètres (soit de 0.6 m.an^{-1}), mais a globalement (en termes de surface) enregistré une rétraction de 11 hectares (Figure 28 ; Tableau 7). Si malgré cette rétraction globale de la bande nous observons un élargissement médian, c'est qu'il y a eu des élargissements très localisés, de l'ordre de 100 mètres, augmentant localement la largeur de la bande active de plus de 100 % de sa largeur initiale. Ces élargissements sont la conséquence directe des extractions de matériaux alluvionnaires sur les surfaces récemment construites (îles construites entre 1966 et 1976 ; Figure 29C), et ils sont statistiquement visibles du fait d'une diminution significative de la construction de plaine alluviale sur cette période (Tableau 6, 7 et 8 ; construction médiane de 0 m.an^{-1} pour une surface totale de 34 ha). La mobilité latérale « réelle » est de 23 hectares avec une moyenne de 0.8 jours par an d'épisodes potentiellement morphogènes, et malgré un épisode de crue de retour 5 ans en 1980 (Q5). La diminution de la construction n'est donc pas due à l'effet d'épisodes morphogènes, mais résulte de surfaces potentiellement colonisables par la végétation qui sont devenues très réduites, 39 hectares en 1966, contre 166 hectares en 1948 où la construction enregistrée était donc logiquement de plus grande ampleur (Tableau 8). En plus la rétraction effective sur cette période est globalement atténuée par la réouverture anthropique du bras de Tauriac (1982), qui a directement augmenté la surface de bande active et les surfaces en îles (Tableau 8).

Après l'arrêt des extractions en lit mineur (1984), la bande active la Dordogne a enregistré une nouvelle phase de rétraction (1986 – 1995), d'une valeur médiane de 3 mètres, soit 0.3 m.an^{-1} , pour une surface totale rétractée de 101 hectares (Figure 28 ; Tableau 7). Cette augmentation de la rétraction est le résultat de l'arrêt de l'érosion anthropique (DC3a - extractions) probablement combiné aux effets des ajustements post-extractions (DC3b – incision par érosion progressive et régressive). Le déficit sédimentaire engendré par les extractions ne peut cependant pas être atténué par des apports sédimentaires amont puisque les sédiments provenant de l'amont sont stoppés par les barrages et la régulation hydrique rend très faible la divagation latérale de la rivière et donc les apports latéraux (2 jours par an d'épisodes potentiellement morphogènes entre 1986 et 1995, avec des débits maximaux équivalents à des crues de retour 2 ans (Q2)). La construction observée n'est pas le reflet d'une végétalisation de bancs alluviaux puisqu'ils ont pour la plupart été extraits mais semblerait être le fruit

d'une déconnexion des annexes fluviales (bras secondaires et bras morts : surfaces des îles en baisses de 243 ha ; Tableau 8). Cette déconnexion des annexes fluviales résulterait donc d'une incision généralisée post-extractions.

Entre 1995 et 2012, la rétraction se poursuit avec une valeur médiane 0.3 m.an⁻¹ pour une surface totale rétractée de 133 hectares. La mobilité latérale diminue par rapport à la période 1986 – 1995 car la Dordogne n'a enregistré aucun épisode morphogène sur cette période et le linéaire de berges protégées a considérablement augmenté. Il en résulte une mobilité latérale de seulement 28 ha contre une construction de plaine alluviale de 161 ha. Les bancs alluviaux récemment créés lors des ajustements post-extractions au sein du chenal se sont végétalisés et se traduisent par une augmentation des surfaces des îles de 43 hectares.

Tableau 8. Surfaces des annexes fluviales (îles, bras secondaires et bancs alluviaux) sur la Dordogne moyenne depuis 1840.

Années	Îles (en ha)	Ouvertures de bras (en ha)	Nombre d'îles	Surface moyenne d'une île (en ha)	Surface médiane d'une île (en ha)	Surface de banc alluviale (en ha)
1840	1100.5	-	160	6.86	1.39	-
1948	893.9	-	194	4.61	0.61	166.6
1966	941.0	-	229	4.11	0.64	39.8
1976	687.3	231.1*	189	3.64	0.78	-
1986	845.4*		158	5.35	0.84	-
1995	602.0*		143	4.21	0.69	-
2012	645.0*		177	3.65	0.64	-

*réouverture du bras de Tauriac **effet de cette réouverture sur la surface des îles

6.1.3. L'incision du lit

La comparaison des altitudes de la surface de l'eau en 1938 et 1998 (n = 197) montre un abaissement médian de la ligne d'eau de 1.1 cm.an⁻¹ sur l'ensemble de la Dordogne moyenne. Les données de 1978 plus rares (n = 22) sont spatialement concentrées sur le secteur des extractions et mettent en évidence deux phases lors de cet abaissement : - 2 cm.an⁻¹ entre 1938 et 1978, contre - 3.7 cm.an⁻¹ entre 1978

et 1998. L'incision du fond du lit observée entre 1978 et 1998 est du même ordre de grandeur que l'abaissement de la ligne d'eau (- 3.6 cm.an⁻¹) et semblent indiquer que l'abaissement de la ligne d'eau est essentiellement causé par l'incision du lit. En croisant les résultats planimétriques et altimétriques de l'analyse temporelle, le fond du lit de la Dordogne semble s'être incisé sur sa moyenne vallée une première fois entre 1840 et 1948, puis une seconde de manière plus intensive et rapide entre 1966 et 1995.

6.2. Analyses spatio-temporelles des changements morphologiques

L'approche temporelle a permis de quantifier les changements morphologiques globaux (rétraction et incision), tout en permettant la hiérarchisation de certains facteurs de contrôles. Le couplage de cette première approche à une analyse spatiale devrait permettre d'affiner et compléter celle-ci pour séparer les effets cumulés restants (barrages-extractions et extractions-protections de berges) notamment par l'analyse des gradients et des discontinuités au sein des dynamiques de contraction et d'incision de la bande active et le patron granulométrique. Si le barrage affecte par exemple le transfert sédimentaire, une dynamique de propagation du changement doit être observée de l'amont vers l'aval.

6.2.1. Analyse spatio-temporelle de la rétraction et de l'élargissement de la bande active

Les évolutions temporelles des zones de la plaine alluviale en érosion et en construction ont été analysées longitudinalement afin de détecter des discontinuités (package R : « *changeoint* »). Cette analyse montre 4 secteurs distincts en matière d'évolution planimétrique de la bande active et d'ordre de grandeur de ces changements :

(S1) Barrage d'Argentat – Ailliac (0 – 23.5 km)

(S2) Ailliac - Girac (23.5 – 36.2 km)

(S3) Girac - Groléjac (36.2 – 110 km)

(S4) Groléjac - Limeuil (110 – 162.2 km)

Sur la période 1840-1948 la construction généralement plus forte que l'érosion engendre une rétraction sur l'ensemble de la Dordogne (S1 : - 0.1 ; S3 : - 0.1 ; S4 : -

0.2 m.an⁻¹), sauf sur le secteur S2 qui montre un équilibre (moyenne érosion = construction = 0.1 m.an ; Tableau 9A). Cette rétraction généralisée résulte de l'effet combiné du changement climatique et d'occupations des terres sur l'amont du bassin (1850-1930) : régulation des crues (*FER1*) et diminution des apports sédimentaires (*S1*), et a pour conséquence un changement de style fluvial sur la Dordogne moyenne, où l'on observe le passage d'un style à chenaux multiples à un style à chenal unique. Le secteur S2 semble moins sensible à ces modifications du fait d'un style à chenal unique sur ce secteur dès 1840. A contrario le secteur S3 semble plus sensible puisque les ajustements y sont de plus grandes ampleurs, respectivement de 0.4 et - 0.5 mètres par an, témoignant d'une présence initiale (1840) de chenaux secondaires et bancs alluviaux probablement en plus grand nombre.

Entre 1948 et 1966, érosions et constructions sont absentes, sauf sur le secteur S3 (0.3 et - 0.6 m.an⁻¹), où l'on constate même une amplification de la rétraction (- 0.3 m.an⁻¹ ; Tableau 9B). Les ajustements précédemment opérées (*DC1*) n'avaient pas totalement rendu le tracé en plan de la rivière à chenal unique sur le secteur S3, mais la seconde régulation (*FER2*) imputable aux barrages a rendu ce changement de style possible. Les autres secteurs ne montrent pas de construction car les surfaces potentiellement colonisables par la végétation avaient déjà quasiment toutes étaient colonisées entre 1840 et 1948.

Entre 1966 et 1976, après la seconde régulation des épisodes potentiellement morphogènes induits par les barrages (*FER2*), l'érosion latérale est nulle sur les secteurs 1, 2 et 4, et celle observée sur le secteur S3 est principalement induite par les extractions en lit mineur. Sur cette même période une augmentation généralisée de la surface du lit majeur est observée à la suite de la rétraction de la bande active (S1 : - 0.1 ; S2 : - 0.5 ; S3 : - 0.6 ; S4 : - 0.4 m/an). Il y avait encore des surfaces colonisables mais les épisodes (peu nombreux) suffisaient à les rajeunir. Après la régulation par les barrages, la rivière n'a plus l'hydrologie pour empêcher la végétalisation permanente de ces marges alluviales.

Entre 1976 et 1986, le lit majeur ne s'étend plus au détriment de la bande active ce qui indique qu'il n'y a plus de surface colonisable, c'est bien la fin de l'ajustement du tracé en plan et le passage à style à chenal unique.

Après 1986 et l'arrêt des extractions en lit mineur, nous n'observons plus d'érosion latérale significative sur le secteur S3, montrant ainsi que l'érosion était bien liée aux extractions sur les périodes précédentes (Tableau 9A). La construction est elle aussi nulle sur les secteurs 1, 2 et 4, mais de 1.3 m par an sur le secteur S3 (Tableau 9B). Cette construction reflète les ajustements post-extractions de la rivière sur les secteurs localement élargis.

Cette nouvelle phase de rétraction imputable aux extractions sur le secteur 3 se poursuit entre 1995 et 2012 avec une légère diminution puisque la construction est alors de l'ordre de 0.8 m par an (Tableau 9B). Les ajustements post-extractions semblent relativement longs pour deux raisons :

- Il y a peu d'épisodes morphogènes ingénieur des ajustements morphologiques (*FER 2*),
- Et le déficit sédimentaire engendré par les extractions ne peut pas être pallié par une recharge amont (*S/2*) ou latérale à cause des protections de berges installées (*S/4*).

Tableau 9. Ajustements de la plaine alluviale de la Dordogne moyenne par tronçon géomorphologique homogène depuis 1840 :

A – Erosion

		S1		S2		S3		S4	
		(0 – 23.5)		(23.5 – 36.2)		(36.2 – 110)		(110 – 162.2)	
		median	Mean	median	mean	median	mean	median	mean
Floodplain erosion (in m.y ⁻¹)	1840 - 1948	0.1	0.12	0.1	0.21	0.4	0.51	0.1	0.11
	1948 - 1966	0	0.08	0	0.26	0.3*	0.8	0	0.29
	1966 - 1976	0	0.02	0	0.16	0.6*	1.66	0	0.2
	1976 - 1986	0	0.08	0	0.2	0.6*	1.66	0	0.45
	1986 - 1995	0	0.02	0	0.02	0	0.66	0	0.06
	1995 - 2012	0	0	0	0	0	0.23	0	0.05

B - Construction

Floodplain construction (in m.y ⁻¹)	1840 - 1948	- 0.2	- 0.2	- 0.1	- 0.21	- 0.5	- 0.64	- 0.3	- 0.33
	1948 - 1966	0	- 0.2	0	- 0.44	- 0.6	- 1.13	0	- 0.22
	1966 - 1976	- 0.1	- 0.44	- 0.5	- 1.34	- 1.2	- 1.86	- 0.4	- 1.01
	1976 - 1986	0	- 0.06	0	0	0	- 0.4	0	- 0.06
	1986 - 1995	0	- 0.07	0	- 0.08	- 1.3	- 2.06	0	- 0.25
	1995 - 2012	0	- 0.07	0	- 0.05	- 0.8	- 1.16	0	- 0.14

6.2.2. Analyse spatio-temporelle de l'incision

L'analyse spatio-temporelle des changements verticaux entre 1938 et 1998 montre une incision sur les secteurs S1 (-0.5 cm/an), S3 (-2.3 cm/an) et S4 (-1 cm/an) et un exhaussement sur S2 (+ 2.1 cm/an ; Tableau 10). Cette information confirme les résultats de l'analyse planimétrique qui semblait indiquer que le secteur S2 avait été moins sensible aux changements induits par les modifications climatiques et d'occupation des terres agricoles sur l'amont du bassin (DC1) du fait que le chenal présentait déjà un style à chenal unique dès 1840 sur ce linéaire de la Dordogne. Ces données d'incision sectorisées montrent également une incision plus marquée sur S3, qui comme énoncé précédemment semblait plus sensible et où les extractions en lit mineur sont principalement localisées. Les données altimétriques de la ligne d'eau semblent indiquer une l'incision plus marquée sur le secteur S3, mais le découpage temporel des données disponibles n'est pas assez fin pour quantifier les impacts unitaires des pressions susceptibles d'avoir contribué à cette incision.

Tableau 10. Evolution altimétrique de la ligne d'eau par tronçons géomorphologiques homogènes sur la Dordogne moyenne entre 1938 et 1998.

		S1 (0 – 23.5)		S2 (23.5 – 36.2)		S3 (36.2 – 110)		S4 (110 – 162.2)	
		median	mean	median	mean	median	mean	median	mean
Waterlevel evolution (in cm.y⁻¹)	1938 - 1998	-0.54	0.14	2.13	1.87	-2.26	-2.28	-0.96	-0.74

Afin de hiérarchiser le rôle des différentes pressions recensées sur l'incision de la Dordogne, nous avons élaboré un protocole pour comparer les altitudes des surfaces alluvionnaires atterries résultant de la rétraction de la bande active depuis 1840. Ces mesures ont été réalisées sur le secteur où la construction de plaine alluviale a eu lieu sur toutes les périodes, soit le secteur entre Girac et Groléjac (secteur S3).

Les différences d'altitudes entre les surfaces alluviales récemment construites et le chenal principal actuel montrent une première phase de déconnexion entre 1840 et 1948, de l'ordre de -1.83 cm.an^{-1} . Les terrasses alluviales construites entre 1948 et 1995 sont le témoin d'une seconde phase de déconnexion plus rapide, variant de -16.5 à -27.6 cm.an^{-1} . Entre 1995 et 2012, une troisième phase semble indiquer un ralentissement du processus avec une déconnexion plus lente, de l'ordre de -13 cm.an^{-1} (Tableau 11).

Tableau 11. Déconnexion de la plaine alluviale depuis 1840.

		median	mean
Floodplain (in cm.y⁻¹)	1840 – 1948	-1.83	-2.4
	1948 – 1966	-16.46	-16.71
	1966 – 1976	-26.13	-29.03
	1976 – 1986	-17.08	-21.26
	1986 – 1995	-27.6	-29.23
	1995 – 2012	-13.05	-14.2

6.2.3. Perturbation du patron granulométrique

A partir de l'analyse par photo-interprétation des 43 têtes de bancs échantillonnées, la taille moyenne (D50) des sédiments composant la couche de surface sur la Dordogne dans sa moyenne vallée est estimée à 22.5 mm. A titre de comparaison les sédiments composant la couche de subsurface analysée à partir de l'échantillonnage de 9 des 43 têtes de bancs montrent un D50 moyen de 52.1 mm avec la méthode d'échantillonnage par grille et de 24.2 mm par volumétrie. L'indice de pavage moyen sur la Dordogne moyenne est donc compris entre 1.1 et 2.2. Le début du pavage étant compris entre 3 et 4, nous pouvons faire l'hypothèse que le lit de la Dordogne est tout au plus armuré. L'analyse du patron longitudinal (Figure 30 – B) confirme cette hypothèse puisque la présence d'un affinement granulométrique ($y = 24.92e^{0.002}$) indique que la perturbation n'est pas généralisée. L'affinement semble donc suivre la pente générale du fond du lit (Figure 30 – D) même si très localement plusieurs ressauts sont visibles (Figure 30 – B). Afin de comprendre les facteurs de contrôles des perturbations locales nous avons réalisé une analyse longitudinale par secteur :

(S1) Barrage d'Argentat – Atiliac (0 – 23.5 km à l'aval du barrage du Sablier) : avec un diamètre médian des particules composant la couche de surface de son lit de 22.2 mm sur le secteur S1 (moyenne générale à 22.5 mm), la Dordogne ne semble pas montrer d'impact granulométrique direct des aménagements hydroélectriques amont sur les premiers kilomètres de sa moyenne vallée. Cependant nous observons que le premier banc alluvial présent dans le chenal actif de la Dordogne est localisé à 4.5 kilomètres à l'aval du barrage du Sablier (1957) au niveau de la confluence avec la Souvigne (3.2 km à l'aval du Sablier). Une analyse granulométrique de cet affluent nous indique que le diamètre médian des sédiments qu'il transporte jusqu'à la Dordogne est compris entre 20 et 22.5 mm, soit un diamètre très proche de celui de la Dordogne sur le secteur S1 (Tableau 12). Au niveau de l'indice de pavage : un armurage est possible car l'indice de pavage est supérieur à 2. L'effet des apports de la Souvigne sur le diamètre médian (D50) des particules composant le lit de la Dordogne semblent visible jusqu'à une distance comprise entre 12 et 17 kilomètres à l'aval du Sablier (Figure 30-B).

(S2) Altillac - Girac (23.5 – 36.2 km à l'aval du barrage du Sablier) : la taille médiane des sédiments de surface est de 26.8 mm sur ce secteur. Cette augmentation de la granulométrie résulte de l'effet du seuil de Beaulieu, qui stocke une part importante des sédiments les plus fins dans sa retenue.

(S3) Girac - Groléjac (36.2 – 110 km à l'aval du barrage du Sablier) : la taille médiane des particules de surface est de 21.3 mm. Cette diminution par rapport au secteur S2 résulte de l'effet des fosses d'extractions (piège à sédiments fins). Nous observons également des ressauts importants de la taille médiane en aval et en amont direct de certaines fosses d'extractions (Figure 30A-B). Ces ressauts témoignent des processus d'érosion régressive et progressive à l'origine de l'incision généralisée sur le secteur S3. Ici ces érosions ont engendré un phénomène d'armurage proche dans certains cas du pavage puisque l'indice mesuré est parfois compris entre 3 et 4 (Figure 30C).

(S4) Groléjac - Limeuil (110 – 162.2 km à l'aval du barrage du Sablier) : taille médiane des sédiments de surface de 19.8 mm. Cette diminution est probablement due à une augmentation de la largeur de la bande active (99 m), et à une diminution de la pente du fond (0.002 m/m), mais aussi aux faibles apports du Céou dont la granulométrie médiane est de 13 mm (Tableau 12).

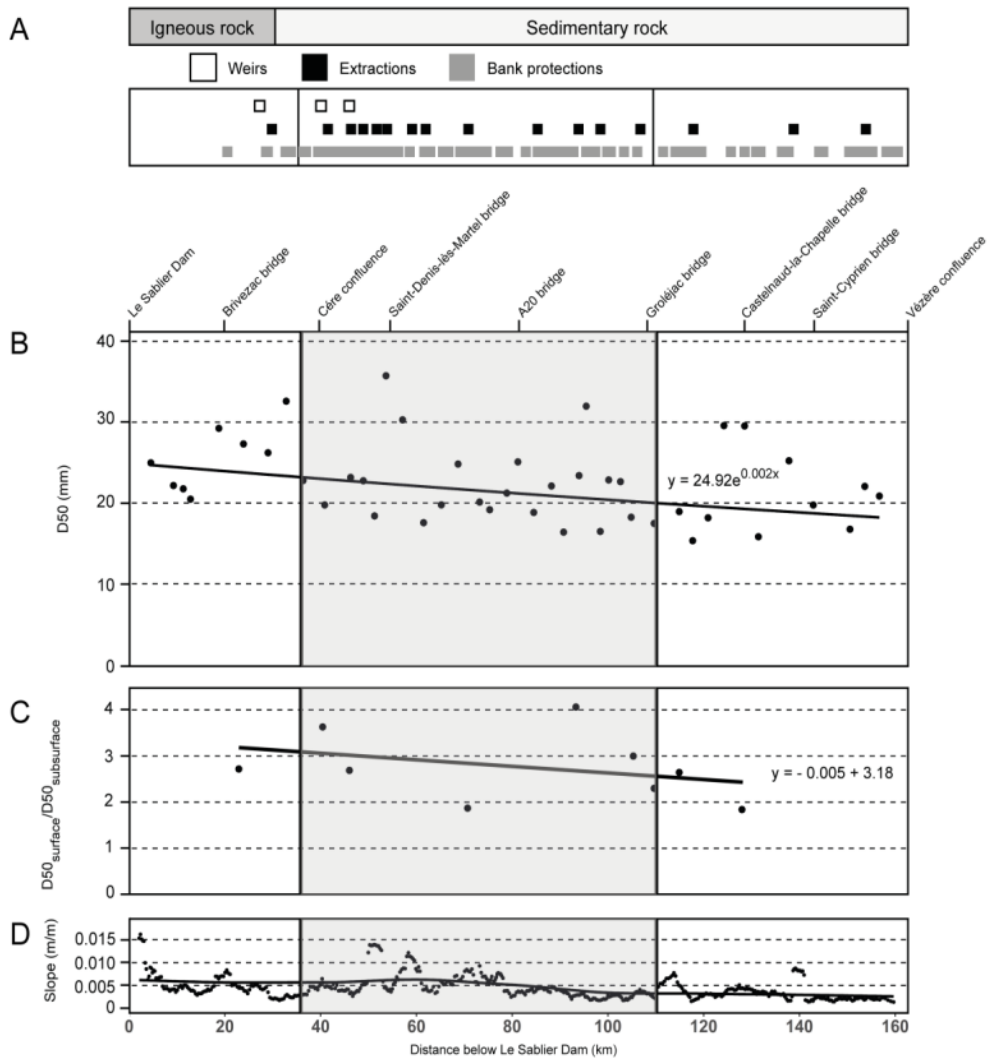


Figure 30. Patron longitudinal de A – la géologie du substrat et des perturbations anthropiques ; B – la granulométrie de surface (D50) par photo-interprétation ; C – l’indice de pavage et D – la pente du fond.

Tableau 12. Granulométrie des affluents de la Dordogne moyenne.

Date	Affluents – distance à l’aval du Sablier	Couche échantillonnée	D50 (en mm)
26/09/2017	La Souvigne (3.2 km)	Surface	25
26/09/2017	La Maronne (5.3 km)	Surface	35
26/09/2017	La Cère (39.5 km)	Surface	55
28/09/2017	La Bave (43.2 km)	Surface	31
03/09/2017	Le Céou (128.4 km)	Surface	13

6.2.4. La sensibilité de la rivière aux changements morphologiques

L'analyse temporelle des changements hydromorphologiques montre une rétraction et une incision généralisée de la Dordogne, principalement causées par deux régulations des débits potentiellement morphogènes (*FER1* et *FER2*). L'analyse longitudinale a permis également de mettre en évidence une variabilité spatio-temporelle dans l'intensité de ces réponses morphologiques. La sensibilité accrue à la rétraction du secteur S3 s'explique par :

- (1) la nature initiale du style fluvial sur ce secteur. La rivière présentait en 1840 un style en tresses très marqué avec de nombreuses îles et bras secondaires potentiellement végétalisables (966 ha ; Tableau 13). C'est ainsi que le secteur S3 présente 81 % (134 ha) des surfaces de bancs alluviaux de la Dordogne moyenne en 1948, surfaces potentiellement colonisables
- (2) une incision importante provoquant une déconnexion entre chenal et annexes fluviales amplifiant leur végétalisation. La sensibilité de ce secteur vis-à-vis de l'incision s'explique elle aussi par l'héritage du tressage puisque le stock alluvial plus important sur ce secteur a engendré la présence de 70 % des extractions de la Dordogne moyenne sur ce secteur (Tableau 13).

Les autres secteurs (S1, S2 et S4) sont moins sensibles du fait des surfaces colonisables initialement plus faibles et par conséquent d'extractions elles aussi moins nombreuses (Tableau 13).

Tableau 13. Ajustements de la bande active et des annexes fluviales par tronçons géomorphologiques homogènes sur la Dordogne moyenne depuis 1840 (**réouverture du bras de Tauriac : 231 ha*).

	S1		S2		S3		S4	
	median	mean	median	mean	median	mean	median	mean
Valley bottom width (m)	292	314	500	646	589	665	612	612
Active channel width in 2012 (m)	75		101		123		99	
Gravel bars surfaces in 1948 (ha)	0.59		17.65		134.33		14.03	
Gravel bars surfaces in 1966 (ha)	0.40		1.45		37.20		0.74	
Islands surfaces in 1840 (ha)	0.1		54.4		966.8		79.2	
Islands surfaces in 1948 (ha)	3.5		50.7		750.1		89.5	
Islands surfaces in 1966 (ha)	4.8		59.8		751.6		124.9	
Islands surfaces in 1976 (ha)	4.9		73.6		511.3		97.6	
Islands surfaces in 1986 (ha)	4.6		63.6		697.4*		80.2	
Islands surfaces in 1995 (ha)	5		66.7		483.9		46.4	
Islands surfaces in 2012 (ha)	4.3		71.2		524.8		45.1	
Slope (in m.m⁻¹)	0.005		0.002		0.003		0.002	
Bank protection (m.m⁻¹ de berge)	0.0006		0.009		0.13		0.097	
Sediment mining (in m³.m⁻¹ of river channel)	0		0		108.4		46.7	

7. Synthèse et élaboration de la trajectoire temporelle d'évolution morphologique récente (1840-2012) de la Dordogne dans sa moyenne vallée

Le diagnostic géomorphologique réalisé sur la moyenne vallée de la Dordogne a permis de distinguer 4 phases au sein de sa trajectoire temporelle d'évolution : (1) un changement de style fluvial, (2) un système qui s'est figé, (3) la diminution du stock alluvial et (4) des ajustements post-extractions. En plus de cette hiérarchisation quantifiée des facteurs de contrôles (naturels et anthropiques) à l'origine des changements morphologiques, le diagnostic a aussi permis de spatialiser les observations et ainsi mettre en évidence une sensibilité accrue de la rivière aux changements sur le secteur S3, entre Girac et Groléjac.

7.1. Le changement de style fluvial

Sous l'effet combiné des changements climatiques et d'occupation des sols sur l'amont du bassin amont (*DC1* : 1830 et 1930), la Dordogne a enregistré une première régulation des épisodes potentiellement morphogènes (*FER1*) ainsi qu'une diminution des apports sédimentaires amont (*S11*). Ces régulations hydrique et sédimentaire ont induit une rétraction généralisée de la bande active ($0,1 \text{ m.an}^{-1}$), aboutissant en 1948 à un changement de style fluvial. Si le style fluvial est passé d'un style à chenaux multiples complexe à un style plus simplifié à chenal unique méandrique sur la majorité du linéaire de la Dordogne moyenne, cette simplification du tracé en plan n'est pas encore aboutie en 1948 puisque de nombreux bancs alluviaux persistent encore sur le secteur S3, initialement beaucoup plus tressé que les autres secteurs. La première régulation hydrique n'a donc pas totalement fait disparaître la mobilité latérale (*LM1* : $0,2 \text{ m.an}^{-1}$), des épisodes de crues permettant encore le rajeunissement de certaines surfaces potentiellement colonisables par la végétation. Les crues enregistrées durant la période qui suit la première régulation montre donc que le système n'est pas totalement figé en 1948.

7.2. La régulation hydrosédimentaire

Après 1948, le changement de style fluvial se poursuit avec une rétraction du même ordre de grandeur que précédemment ($0,1 \text{ m.an}^{-1}$), mais la mise en place du barrage de Bort-les-Orgues (*DC2*) en 1952 accélère ce processus avec notamment une seconde régulation des épisodes morphogènes (*FER2*) conduisant cette fois à la disparition des crues potentiellement morphogènes et de la mobilité latérale de la bande active (*LM2* : 0 m.an^{-1}).

Entre 1966 et 1976, la quasi-totalité des surfaces potentiellement colonisables par la végétation se végétalisent alors. Les bras secondaires se déconnectent peu à peu du fait de l'incision du chenal consécutive aux extractions. Même les épisodes de crues enregistrés par la suite (1976-1986 : Q5) ne permettent pas une réouverture des milieux fermés. En effet il semblerait qu'au-delà de trois ans la végétation soit installée de manière pérenne et que les épisodes morphogènes fréquents (de retour 2, 5 et 10 ans) ne permettraient plus par la suite un rajeunissement des surfaces colonisées et donc une migration de macroformes (Winterberger et al. 2015). Dans le cas de la Dordogne, le diagnostic permet d'approcher cette durée d'installation avant pérennité, puisque l'intervalle temporel maximal entre deux crues durant la période d'installation de la végétation (1952-1966) est de 4 ans.

Une fois la végétation implantée, seuls les événements extrêmes seraient en mesure de redynamiser ces milieux fermés, comme ce fût le cas sur la Garonne amont en 2013, où une crue de retour 100 ans (Q100) a rajeuni les surfaces végétalisées depuis plus de 50 ans (Figure 31).

L'étude granulométrique du diagnostic géomorphologique apporte aussi une clé d'interprétation supplémentaire pour confirmer que la seconde régulation (*FER2*) imputable au barrage de Bort-les-Orgues a nettement diminué la migration sédimentaire dans le chenal. La migration de la charge de fond et donc la progression du front de dallage à l'aval direct du barrage du Sablier semble relativement lente (33 mètres par an). En comparaison, le front de pavage migre de 500 mètres par an sur la rivière d'Ain où une régulation sans doute moins marquée que sur la Dordogne a été enregistrée à l'aval de la chaîne de barrage dans la mesure où Vouglans, le barrage écreteur de crue n'affecte qu'une partie du bassin amont (Rollet, 2007).



Figure 31. Effet d'une crue centennale (2013) sur la végétalisation de la bande active sur la Garonne amont (sur la commune de Vielha à 11 kilomètres de la source ; Bulteau, 2021).

7.3. La diminution du stock alluvial en place

La rétraction est nulle lorsque la phase intensive d'extraction en lit mineur (DC3) se produit (4 millions de m^3 entre 1970 et 1986), et confirme l'absence de surfaces encore colonisables par la végétation. La conséquence directe de ces extractions est l'incision du fond du lit (3.7 cm.an^{-1}) par diminution drastique du stock alluvial en place et approfondissement du lit (S/3), et localement une augmentation de la largeur de la bande au droit des fosses d'extractions (0.6 m.an^{-1}).

7.4. Des ajustements post-extractions ralentis par la régulation et amplifiés par la protection des berges

Après l'interdiction en 1984 d'extraire dans le lit mineur, la Dordogne enregistre une nouvelle phase de rétraction (0.6 m.an^{-1}) et une incision généralisée. Les crues de faible intensité enregistrées entre 1986 et 1995 ont donc contribué à rééquilibrer un système localement très fortement perturbé par les extractions sans dynamiser complètement le système puisqu'aucune mobilité latérale n'est présente. Le système

localement très perturbé par les extractions ajuste les macroformes présentes au sein de la bande active. La rétraction ne diminuant pas entre 1995 et 2012, ces ajustements dans le chenal ne semblent toujours pas terminés. Il est probable que ces ajustements soient très lents du fait de la régulation des épisodes morphogènes. De plus, le déficit sédimentaire induit par les extractions (S13) se comblera très lentement dans notre cas puisque l'absence d'apports amont et l'effet combiné de la réduction de la mobilité latérale et de la multiplication des protections des berges (DC4) réduisent considérablement les apports latéraux (S14).

8. Conclusion et perspectives

L'élaboration du diagnostic géomorphologique à partir d'une approche par hypothèses a permis de développer une méthode adaptée à la hiérarchisation quantifiée de l'ensemble des pressions recensées sur la Dordogne dans sa moyenne vallée. La trajectoire temporelle d'évolution morphologique, robuste et quantitative montre 4 phases distinctes : (i) le passage d'un style fluvial en tresse à méandriformes, (ii) la régulation hydro-sédimentaire par les barrages a subitement figé le système, (iii) les extractions ont considérablement réduit le stock alluvial en place et favoriser une déconnexion des annexes fluviales (bras secondaires et bras morts) et (iv) les ajustements post-extractions combinés à la mise en place de nombreuses protections de berges empêche encore aujourd'hui le système de s'ajuster et recharger par érosion latérale le chenal actif qui semble présenter un déficit sédimentaire important.

La régulation, outre le fait d'avoir diminué la mobilité latérale de la rivière et favorisé le développement de la végétation sur les annexes fluviales, a peut-être aussi contribué à réduire considérablement le transport de la charge de fond et explique également que les ajustements morphologiques soient aujourd'hui très lents.

Pour identifier des actions de restauration, un tel diagnostic doit s'accompagner de l'établissement d'un budget sédimentaire. Il est ainsi nécessaire de connaître la capacité actuelle de la rivière à auto-entretenir les processus hydro-sédimentaires (mobilité de la charge de fond) à l'origine de la création d'annexes fluviales par mobilité latérale. Il est aussi important d'évaluer quels sont les volumes stockés durant la rétraction pour connaître les volumes disponibles pour éventuellement recharger le lit et enrayer le déficit, et quelle est la réactivité – fonctionnement actuel – de la rivière qui est sous contrôles des aménagements.

Ces éléments de connaissance devraient alors permettre de proposer un plan de gestion pour ne pas accentuer le déficit dans le cas où des épisodes morphogènes seraient présents et proposer des scénarios pour hiérarchiser les leviers d'action dont nous disposons.

« Celui qui ne sait pas d'où il vient ne peut savoir où il va, car il ne sait pas où il est.

En ce sens le passé est la rampe de lancement vers l'avenir. »

L'Archiduc Otto d'Habsbourg-Lorraine

Chapitre III – Budget et fonctionnement sédimentaire actuel

1. ELABORER UN BUDGET SEDIMENTAIRE
2. MIGRATION DE LA CHARGE DE FOND
3. ECHANGES LATERAUX ENTRE LE CHENAL ET LA PLAINE ALLUVIALE
4. BUDGET SEDIMENTAIRE ET SPATIALISATION DE L'INFORMATION
5. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Elaborer un budget sédimentaire

Pour les systèmes fluviaux où les régimes hydrologiques et sédimentaires sont altérés, l'élaboration d'un budget sédimentaire est essentiel, notamment pour apporter de nouvelles clefs d'interprétation en vue de quantifier les causes des changements morphologiques, mais aussi répondre aux enjeux opérationnels, tel que l'atténuation du déficit sédimentaire, et potentiellement le manque de surface disponible pour la vie aquatique (Reid et Dunne, 2003 ; Frings, 2015 ; Frings et al., 2014, 2019 ; Carmenen et al., 2015 ; Frings et Brinke, 2017). Un budget sédimentaire est généralement construit à partir du bilan de masse entre les sédiments entrants (I), sortants (O) et stockés (ΔS) pour un tronçon donné sur une période de temps définie (Ashmore et Church, 1998 ; Church, 2006). Lorsqu'un système est à l'équilibre, on considère alors les apports sédimentaires (amont, affluents et latéraux) équivalents aux sorties (migration aval et stockage en plaine alluviale). Dans le cas de la Dordogne, le diagnostic géomorphologique a mis en évidence un déficit sédimentaire directement induit par les extractions en lit mineur (1960-80s), et la mise en place des barrages (1952). De plus les protections de berges (1980-90s) réduisent considérablement la mobilité latérale de la rivière et donc sa capacité à recharger son lit et enrayer ce déficit sédimentaire.

Pour obtenir l'ensemble des informations nécessaires à l'élaboration d'un budget sédimentaire quantifié, il est primordial de mesurer la capacité actuelle de la rivière à mobiliser sa charge de fond dans le chenal (transport solide), puis par la combinaison d'un budget morphologique et topographique (Brewer et Passmore, 2002) mesurer les volumes entrant dans le chenal par érosion latérale et stockés en plaine alluviale lors de la rétraction de la bande active.

L'obtention de ces données quantifiées et l'élaboration du budget sédimentaire s'organise donc de la manière suivante :

- (1) Estimation du transport solide dans le chenal actif
- (2) Apports par érosion latérale et stockages en plaine alluviale depuis 1840
- (3) Budget sédimentaire global et estimation de l'atténuation du déficit sédimentaire à partir de différents scénarii.

2. Migration de la charge de fond

2.1. Une nouvelle méthode pour mesurer le transport solide à partir de la combinaison des traceurs passifs et actifs, appliquée aux rivières à charge grossière

En raison des difficultés rencontrées sur le terrain et à défaut d'innovation technologique significative, le transport solide a durant plusieurs décennies été estimé à partir de formules empiriques. Pour quantifier le volume transporté lors d'un événement de crue sur les rivières à charge grossière, deux types d'approches ont été privilégiés : (1) des mesures durant un événement, celles-ci rendant ainsi compte des variations d'intensité de la dynamique sédimentaire pendant la crue à partir de différentes techniques comme des trappes à sédiments, préleveurs, géophones, hydrophones, échantillonneurs... ; ou (2) une mesure plus intégrative à l'échelle de l'événement, reflet de l'ensemble du transport solide (traçage des particules combinée à la mesure de la couche active : topographie et chaîne d'érosion).

(1) Les mesures réalisées durant les événements sont :

- Directes et continues via notamment les trappes à sédiments (Habersack et al., 2016),
- Indirectes et continues, à l'aide de géophones (e.g. geophone plate (Geay, 2013; Wyss et al., 2016a, 2016b)) ; d'hydrophones (Bogen et Møen, 2003; Habersack et al., 2010; Mizuyama et al., 2010; Belleudy et al., 2010, 2014, Rickenmann et al., 2012, 2014; Rickenmann, 2017) ; de plaques sur lesquels sont enregistrés les impacts des particules au cours de leur transit aval (e.g. impact plate (Burtin et al., 2011; Barrière et al., 2015; Soar et Downs, 2017)) ; ou de dispositifs acoustiques à effet Doppler (e.g. Acoustic Doppler Velocity Profiler ; Blanckaert et al., 2017 ; T. Geay et al., 2019).
- Discrètes, directement à partir de prélèvements par échantillonneurs type Helley et Smith qui fournissent au moment d'un événement critique un volume de sédiment en transit pendant un temps relativement court en un point donné du lit du cours d'eau (Kellerhals et Bray, 1971 ; Johnson et al., 1977 ; Vericat et al., 2006 ; B. T. Hargrave et Burns, 1979).

2) Les mesures intégratives réalisées après l'événement sont indirectes et s'appuient sur la combinaison de plusieurs méthodes de suivi sédimentaire (traceurs, chaînes et topographie ; Liébault et Laronne, 2008) :

- Les traceurs sédimentaires (RFID ou placettes peintes) fournissent des informations sur la fréquence de mobilité, les distances de transport et les trajectoires empruntées (Hassan et Ergenzinger, 2003 ; Hassan et Roy, 2016)
- La combinaison des chaînes d'érosion et d'un suivi topographique permet de déterminer l'épaisseur de la couche active lors du transport (Leopold et al., 1964 et 1966 ; Laronne et al., 1994).

Bien que les mesures réalisées durant l'événement apportent davantage d'informations sur le transport solide, elles sont difficiles à mettre en place sur des rivières larges (sécurité, répétition de l'acquisition : préleveurs), demandent parfois des calibrations (hydro et géophones ; Misset et al., 2020) et peuvent modifier la dynamique hydro-sédimentaire du chenal et donc les processus érosion-dépôt que nous souhaitons mesurer (pièges à sédiments).

Actuellement la méthode la plus facile à mettre en place et qui n'affecte pas les processus à mesurer est basée sur la combinaison RFID-Chaînes-Topographie, mais elle reste très chronophage pour les suivis post-événements sur les grandes rivières (Houbrechts et al., 2012 ; Chapuis et al. 2015 ; Brenna et al., 2019) et ne permet d'équiper que des sections présentant entre les événements des étiages marqués et des surfaces exondées. Avantages : i) obtention du volume sans calibration, ii) sécurité lors de l'acquisition des données, iii) rapidité de mise en place. Cependant cette méthode présente des limites puisqu'elle repose sur :

(Equation 3) : $V_s = S \cdot D$ (Laronne et al., 1992).

V_s : volume sédimentaire mobilisé ; S : Aire de la section mobilisée (notion de couche active) ; D : Distance moyenne parcourue par la charge de fond.

Dans cette équation, l'aire de la section mobilisée (couche active) est couplée aux distances parcourues mesurées par des particules en surface, n'appartenant donc pas à la couche active sur toute son épaisseur. Il y a donc l'hypothèse forte d'une

homogénéité des déplacements en fonction de la profondeur pourtant déjà écartée par duBoys [1879], « qui visualisait le lit actif consistant en une séquence de couches, chacune d'une profondeur de grain, se déplaçant avec une vitesse progressivement plus faible plus on est profond dans le lit », récemment appuyé par les travaux de Vasquez et coll. (2014 ; 2019).

En prolongeant les récents développements technologiques de galets synthétiques (Cassel et al., 2016) et méthodologiques de transpondeurs a-UHF (Cassel et al., 2017), nous avons développé une nouvelle méthode de traçage sédimentaire pour écarter les risques inhérents à l'hypothèse de « l'homogénéité » au sein de la couche active et pour quantifier les volumes transportés lors d'un événement de crue sur les rivières à charge grossière, présentant ou non des bancs exondés.

L'objectif de cette expérimentation de terrain est (1) de présenter la nouvelle méthode développée pour mesurer directement la distance parcourue par des particules constitutives de la couche active « événementielle » dans des rivières à charge grossière et donc de mesurer le volume charrié durant un épisode morphogène ; (2) ayant appliqué notre expérimentation sur la Dordogne moyenne, se servir des résultats pour obtenir des données quantifiées supplémentaires sur le fonctionnement hydrosédimentaire de la rivière (Church et Haschenburger, 2017 ; Ashmore et al., 2018). Dans un premier temps, nous présenterons le principe sur lequel repose la méthode des colonnes, le protocole pour leur installation dans un chenal en eau, ainsi que les modalités pour le suivi post-crue. Puis, nous montrerons les apports et les limites de cette approche en comparant les volumes charriés obtenus à ceux obtenus à l'aide de formules empiriques de transport solide, et proposerons quelques recommandations pour sa mise en œuvre.

2.2. Sites d'étude et hypothèses de travail

A partir du diagnostic géomorphologique réalisé sur la Dordogne moyenne et toujours dans une démarche visant à quantifier le plus possible les changements et hiérarchiser leurs facteurs de contrôle, plusieurs hypothèses de perturbation du transport sédimentaire dans le chenal ont pu être émises :

- (H1) La régulation des évènements de crues de retour 50, 20, 10, 5, 2 ans et de plein bord (Qbf) par les barrages ne permet plus une mise en mouvement des particules composant le lit de la Dordogne dans sa moyenne vallée et le système est donc figé depuis 1952.
- (H2) Si le système n'est pas totalement figé, la rupture des apports sédimentaires amont contribue à une migration de la charge de fond et donc une amplification du déficit sédimentaire.
- (H3) Les fosses d'extractions sont des pièges à sédiments et contribuent à créer des déficits à leur aval.
- (H4) La dynamique sédimentaire varie d'un tronçon hydromorphologique homogène à un autre.

Pour vérifier toutes ces hypothèses, nous disposons d'un matériel permettant l'équipement de 4 sites (Figure 32). Le site le plus amont se situe dans le tronçon géomorphologique S1, à 22.5 kilomètres en aval du barrage du Sablier sur la commune de Brivezac. Le second site se situe lui dans le secteur S2 sur la commune de Meyraguet, à 76 kilomètres à l'aval du barrage du Sablier. Les sites 3 et 4 équipés pour notre suivi sont quant à eux à 116 et 122 kilomètres à l'aval du barrage du sablier à la transition entre les deux tronçons géomorphologiques (S3 et S4) décrits lors du diagnostic (cf. chapitre 2, page 70). L'équipement de ces sites en vue d'un suivi de la charge de fond devrait permettre de quantifier les volumes déplacés selon les secteurs et donc en fonction de : la distance au barrage du sablier, la pente, la granulométrie et certaines caractéristiques morphologiques locales, comme l'effet des fosses d'extraction ou encore le dallage, et donc l'incision (Tableau 14).

Tableau 14. Caractéristiques morphométriques et granulométriques des sites d'injections pour le suivi sédimentaire de la charge de fond.

	Taille des sédiments (en mm)			Pente (en m/m)	Largeur (en m)	Pavage
	D16	D50	D84			
Brivezac (22.5 km)	16	27	50	0.005	84	2.7
Meyraguet (76 km)	12	21	48	0.003	85	1.9
Vitrac (116 km)¹	12	19	38	0.002	97	2.6
Cénac (122 km)²	12	18	28	0.002	103	-

¹ effet des fosses et ² dallage

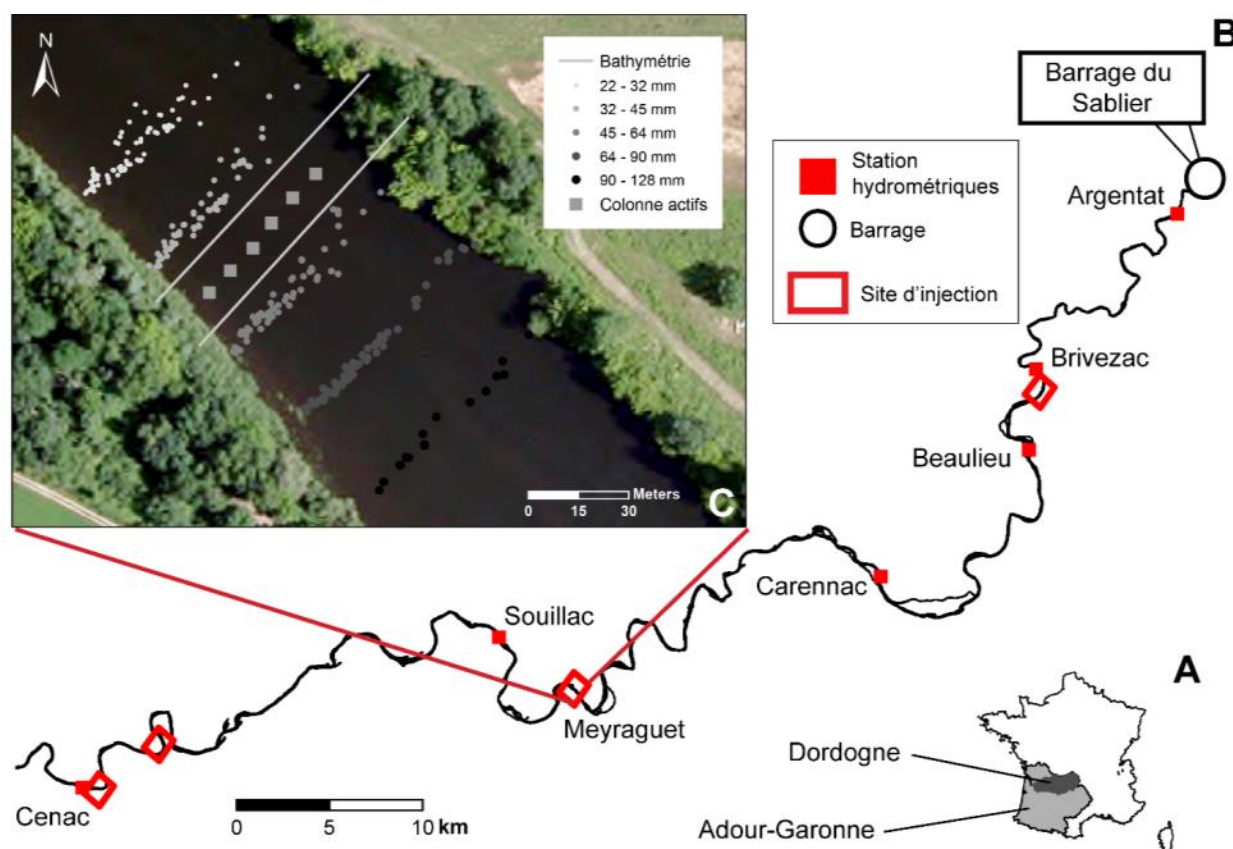


Figure 32. A – Bassin versant de la Dordogne sur le territoire français ; B - Localisation des sites d'injection sur la Dordogne moyenne : Brivezac (Corrèze – 19), Meyraguet (Lot – 46), Vitrac et Cénac (Dordogne – 24) ; C – Installation pour le suivi sédimentaire par RFID passifs et actifs sur le site de Meyraguet.

2.3. Matériels et méthodes

2.3.1. Les avantages de l'utilisation des RFID actifs à ultra-hautes fréquences

Les RFID actifs à ultra-hautes fréquences (a-UHF) présentent de nombreux avantages pour le suivi de la charge de fond dans les rivières à galets par rapport au suivi par PIT-tags (Cassel et al., 2017) : ils sont (i) équipés d'un système anti-collision, (ii) détectable à une profondeur maximale (colonne d'eau et sédiments saturés combinés) variant entre 200 et 260 cm, (iii) de plus, les derniers modèles d'étiquettes COIN-ID développées par ELA Innovation(R) ont un diamètre de 24 mm et une épaisseur de 7 mm et peuvent donc être incorporés à des galets synthétiques d'un axe b de 32 mm. Dans le but d'obtenir des galets synthétiques avec une densité la plus proche possible de celle des galets naturels (2.65), le mélange est principalement composé de corindon (~80%) et de résine de polyuréthane (~20 %) (Cassel et al., 2016). Ces propriétés ouvrent la possibilité de les installer en profondeur, à proximité les uns des autres sans collision des signaux, intégrés dans la couche active sous forme de colonnes (Brousse et al., 2018), et donc, remplacer les chaines d'érosion classiques. En remplaçant les chaines d'érosion par des colonnes de galets artificiels équipés de RFID actif (a-UHF), nous avons mis au point un dispositif permettant de quantifier le volume charrié lors d'un événement de crue potentiellement morphogène.

2.3.2. Installation du dispositif et suivi post-crue pour quantifier le volume de la couche active durant un événement morphogène

Des galets artificiels équipés de tag a-UHF sont disposés sous forme de colonne pour mesurer l'épaisseur de la couche active (sauf sur le site de Cénac : dalle affleurante), et des galets équipés de tags passifs, moins coûteux, sont utilisés pour mesurer la distance des particules en surface sur chacun des sites. La distribution granulométrique des galets équipés de traceurs passifs représente la distribution observée dans le chenal principal de la Dordogne ([*In Press*] Boutault et Piégay, 2021) et la troncature inférieure des galets à 22 mm d'axe b dépend de la taille des transpondeurs utilisés qui sont d'une taille de 23 mm. La densité des galets naturels équipés de transpondeurs passifs directement collectées sur les sites d'injections est en moyenne de 2.5. Afin d'optimiser les taux de retour des traceurs en cas de mobilité, les galets ont été placés au sein de la bande active sous forme de transects avec un espacement inter-galets de 2 mètres et inter-transects de 10 mètres. Toujours dans le

but d'optimiser le taux de retour des traceurs en cas de mobilité (réduction des collisions liés aux tags dans le cas d'une mobilité sélective et particulière), nous avons mis en place un gradient amont-aval de leurs tailles (axe b). Les transects les plus à l'aval contiennent les galets de plus petites tailles, 100 galets avec des axes b compris entre 22 et 32 mm, puis vers l'amont les transects suivants composés de 100 galets avec des axes b compris entre 32 et 45, 45 et 64, et 64 et 90 mm. Enfin un dernier transect est installé contenant quant à lui 25 galets équipés d'axe b compris entre 90 et 128 mm.

Pour installer les galets artificiels (axe-b = 35 mm) contenant les RFID (a-UHF) en colonne, nous enfonçons un tube en aluminium d'un diamètre de 38 mm dans lequel une tige métallique de 36 mm de diamètre est insérée afin de creuser l'épaisseur alluvionnaire désirée et accompagner le tube en profondeur (Figure 33.A ; B-1). Une fois le tube enfoncé, la tige métallique en est extraite (Figure 33.B-2). Les galets artificiels contenant les tags a-UHF (Figure. 34C) sont ensuite insérés dans le tube et finalement le tube est retiré (Figure. 34B-3). Une fois la colonne implantée, une mesure topographique et altimétrique est réalisée au RTK-GPS au point d'implantation et deux profils de la topographie du fond du lit sont réalisés en amont et en aval du transect contenant les colonnes (Figure 33.B-4).

Après un épisode de crue morphogène, le système de détection RFID (antenne SLENDER III + lecteur SCIEL READER) est déployé au droit de la zone d'implantation de la colonne d'érosion afin de détecter les traceurs encore présents et une recherche à l'aval permet de localiser les galets mobilisés (Cassel et al., 2017). Puis, une nouvelle mesure topographique est réalisée afin de connaître la variation d'altitude de la surface du banc de galets. Nous obtenons ainsi, l'épaisseur érodée (Z_e) avec les identifiants des galets encore présents et l'épaisseur déposée (Z_d), qui est déterminée à partir de la différence entre l'altitude de la surface du banc et celle du traceur le moins profond encore en place (Figure 33.B-5). L'incertitude liée à la mesure au DGPS de la topographie est de l'ordre du cm à laquelle s'ajoute un demi axe-a des galets soit une erreur totale maximale de 45 mm.

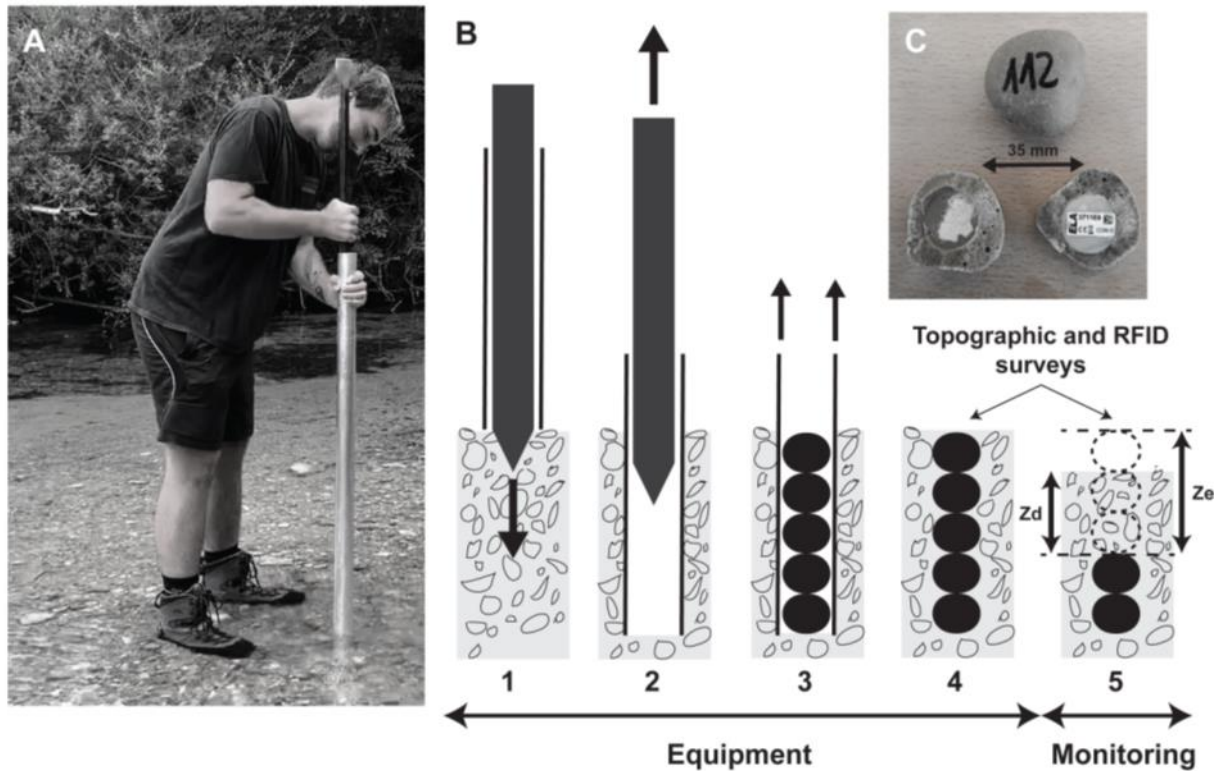


Figure 33. A – Installation du tube aluminium dans le lit de la rivière. B – Etape de mise en place des colonnes, et suivis pour détermination de l'épaisseur de la couche active (Z_e : épaisseur érodée pendant la crue ; Z_d : épaisseur déposée post-crue) et C – Galets synthétique équipés des RFID a-UHF.

2.3.3. Estimation du transport solide à partir des RFID et de la technique des colonnes

Les volumes transportés durant un épisode hydrologique morphogène sont ici déterminés à partir de l'épaisseur de la couche active et la distance moyenne parcourue par cette épaisseur mobilisée mesurée sur le terrain (Equation 3 : Laronne et al., 1992). Par la suite pour extrapoler le transport solide sur l'intégralité de la Dordogne moyenne nous devons déterminer si une formule de transport solide existante reflète les conditions du transport solide sur chacun ou l'ensemble de nos sites.

Pour l'épaisseur de la couche active (notée ds , en cm), Mao et al. (2016) ont développé sur les rivières Tagliamento et Brenta, deux équations (Equation 6 et 7) prenant en compte l'augmentation de la contrainte de cisaillement, noté T^* (Equation 5) :

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gD_{50}}$$

(Equation 5)

$$d_s = 2.897\tau^{*0.919} \quad (R^2 = 0.507; P < 0.01)$$

(Equation 6)

$$d_s = 3.578\tau^{*0.891} \quad (R^2 = 0.477; P > 0.05)$$

(Equation 7)

Dans Vasquez et Batalla (2019), plusieurs formules de transport solide sont testées pour prédire les distances de déplacement des traceurs à partir de mesures de terrain réalisées sur 6 rivières de morphologies différentes mais de largeurs réduites, comprises entre 2 et 24 m. Parmi les formules testées par Vasquez et Batalla nous avons retenu (Equation 9) :

$$\text{(Equation 8)} \quad W_c = [g^*S^*Q]/[(1.65^*g^*D84)^{3/2}]$$

Avec g la constante gravitationnelle (= 9.81), S la pente du fond du lit en m/m, Q le débit en m³/s, D84 la taille (axe b) du 84^{ème} percentile dans la distribution granulométrique de la rivière (en m)

$$\text{(Equation 9)} \quad L_T = A^*[[W - W_c]^*t]^d$$

L_T : la distance parcourue par le traceur (en mètres) ; W_c la puissance critique de mise en mouvement ; W la puissance de l'évènement enregistré et t sa durée (en secondes). A (= 2.99) et d (= 0.14) des coefficients du modèle.

Dans le cas où les mesures de terrains des suivis sédimentaires permettront un calage des formules, les volumes mis en mouvement pourront être estimés avec le couplage de la couche active et des distances parcourues, et les différentes formules de la boîte à outils « *BedloadWeb* » seront elles aussi testées (Recking, 2018).

2.4. Résultats

2.4.1. Contexte hydrologique, seuil de mise en mouvement et distance de prospection

Les galets équipés ont été injectés entre le 16 et le 21 février 2017. Entre l'injection et le premier suivi en août 2017, les débits enregistrés n'ont pas dépassé $376 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à la station de Brivezac (P1630010), $468 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à la station de Souillac (P2300010) et $563 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à la station de Cénac (P2380010), et aucune mobilité sédimentaire significative n'a été mesurée sur les 4 sites équipés. Les débits maximums enregistrés entre l'injection et le premier suivi étaient donc proches des débits de mise en mouvement puisque certains traceurs de taille 22-32 mm ont enregistré des déplacements inférieurs à 2 mètres. Nous pouvons donc estimer les seuils de mise en mouvement entre les débits maximums enregistrés en 2017 et les débits de pleins bords sur chaque site. Les débits seuils de mise en mouvement sont donc probablement compris entre 376 et $400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ sur le site de Brivezac, entre 468 et $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ sur le site de Meyraguet, et entre 563 et $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ sur les sites de Vitrac et de Cénac (Tableau 15).

Entre le premier (août 2017) et le second suivi (entre juin et septembre 2018), la Dordogne a enregistré plusieurs épisodes potentiellement morphogènes. Sur le site de Meyraguet, les débits ont dépassé durant 28 jours les débits supérieurs au plein bord, avec des pics de crues atteignant respectivement 1180 et $1150 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, équivalents à des épisodes de crue de retour 2 ans (Q2 « non-influencé » par les barrages ; cf. chapitre 2). Lors de ce second suivi, nous avons mesuré des déplacements significatifs des particules injectées sur l'ensemble des sites (Tableau 15 ; Figure 34). Afin d'optimiser notre temps de prospection limité à 34 jours, nous avons estimé les distances médianes potentiellement parcourues par nos traceurs (Equation 9 ; Tableau 15).

Pour estimer l'épaisseur de la couche active les équations 6 et 7 utilisent l'augmentation de la contrainte de cisaillement critique (T_c). D'après Wilcock et Crowe (2003), de nombreuses rivières aux caractéristiques proches de celles de la Dordogne auraient des contraintes (T) comprises entre 0.021 et 0.036. Nous avons testé les deux formules (équation 6 et 7) pour ces valeurs de contraintes et l'épaisseur estimée de la couche active sur la Dordogne moyenne varie entre 18 et 53 centimètres (Tableau 15).

Tableau 15. Caractéristiques hydrologiques des 4 sites équipés sur la Dordogne moyenne et mobilité observée lors des deux années de suivis de la charge de fond.

		Brivezac	Meyraguet	Vitrac	Cenac	
		Qbf	400	500	700	700
2017	Q max (en m ³ .s ⁻¹)	376	468	563	563	
	Nb jours sup. à Qbf	0	0	0	0	
	Mobilité	X	X	X	X	
2018	Q max. (en m ³ .s ⁻¹)	758	1180	1170	1170	
	Nb jours sup. Qbf	26	28	13	13	
	Nb jours sup. à Qmax. 2017	27	28	25	25	
	Mobilité	✓	✓	✓	✓	
Wc (Qmax2017 – Qbf)		25.3 – 26.9	20.1 – 21.5	22.9 – 28.5	36.2 – 45	
Distance estimée (en m) (équation 9)		539 - 595	284 - 411	304 - 513	325 - 547	
Epaisseur estimée (en cm) (équation 6 e 7)		18 - 37	22 - 46	25 - 50	26 - 53	
Volume estimé (en m³)		8150 - 18493	5311 - 16070	7372 - 24881	8704 - 17742	

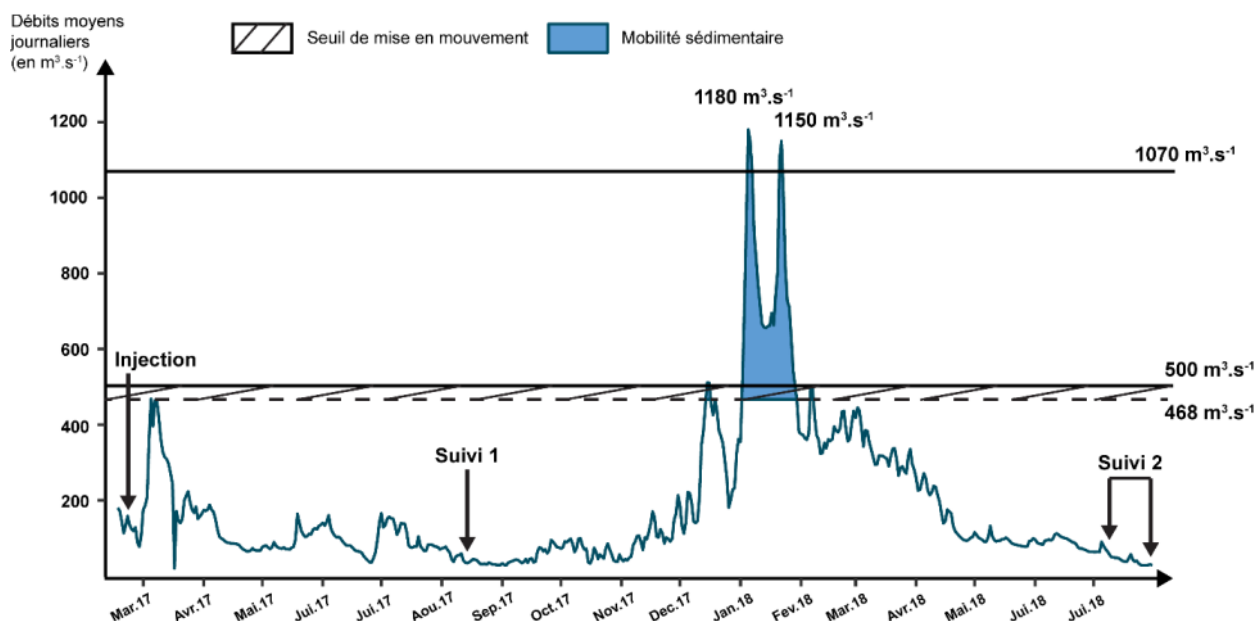


Figure 34. Chronologie du suivi sédimentaire sur le site de Meyraguet, avec les débits moyens journaliers (QJM) à la station de Souillac (à 10 kilomètres en aval du site d'injection de Meyraguet), les débits caractéristiques : de plein bord (500 m³.s⁻¹), de retour 2 ans (1070 m³.s⁻¹), et les dates des périodes d'injection et des suivis sédimentaires.

2.4.2. Suivis sédimentaires de 2017 et 2018

Lors de la première période suivie, durant laquelle aucune mobilité n'a été mesurée, 60 % des galets injectés ont été géolocalisés en 2 jours de prospection par site, avec en moyenne 3.5 hectares prospectés. Selon les recommandations de Cassel et al. (2019) et Piégay et al. (2012) la prospection s'est faite à pied et en bateau pour les passifs en réalisant des transects espacés de 1 mètre, et pour les actifs avec des transects espacés de 2 mètres. Parmi les galets géolocalisés, on compte 1090 galets équipés en passifs (soit 57 % des passifs injectés) et 82 actifs (soit 100 % des actifs injectés). L'ensemble des galets injectés n'ayant pas été localisés sur les zones d'injection, une prospection a été réalisée jusqu'à 250 mètres à l'aval et aucun galet équipé n'y a été retrouvé, confirmant ainsi l'absence de mobilité de la charge de fond pour les débits enregistrés entre le 16 février 2017 et le mois d'août 2017.

Lors du second suivi sédimentaire (2018) et après que la Dordogne ait enregistré des débits potentiellement morphogènes, le site de Meyraguet a été prospecté durant 20 jours. Le site a été prospecté sur une aire de 24.3 hectares et sur une distance à l'aval du dernier traceur localisé de 1.3 kilomètres. Le taux de retour total pour ce suivi n'était que de 29 % soit 130 galets, dont 100 passifs (25 %) et 30 actifs (100 %). Lors de cet épisode, les galets équipés ont ainsi parcouru une distance médiane de 269 mètres (Figure 35.A et Tableau 16). A noter qu'avec les RFIDs actifs (a-UHF) la limite de détection était à une profondeur d'eau en dessous de l'antenne de 2 mètres et pour les RFIDs passifs l'antenne ne pouvait descendre que jusqu'à 3 mètres de profondeur. Lors de nos prospections, des zones n'ont donc pas pu être prospectées. Cependant l'ensemble des traceurs actifs ont été retrouvés sur les 655 premiers mètres et sur cette zone toute la rivière a été prospectées (Figure 35.B). L'hypothèse la plus probable quant au taux de retour faible des traceurs passifs (29 %) serait donc un enfouissement des particules supérieur à la limite de détection que nous avons sur le terrain estimé à 20-25 cm (Arnaud et al., 2015). De plus, la distance médiane parcourue par les galets équipés de traceurs actifs qui ont été mobilisés, est de 216 mètres, soit une distance du même ordre de grandeur que celle parcourue par les galets équipés de traceurs passifs (Tableau 16).

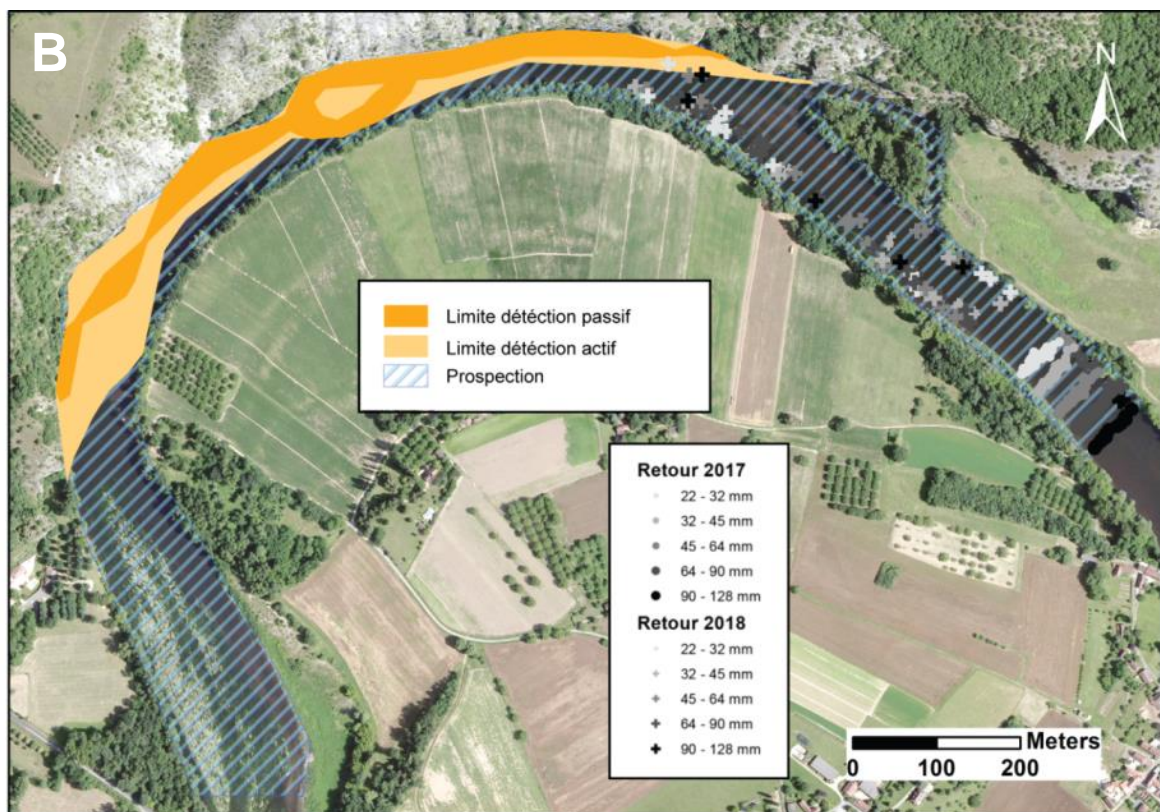
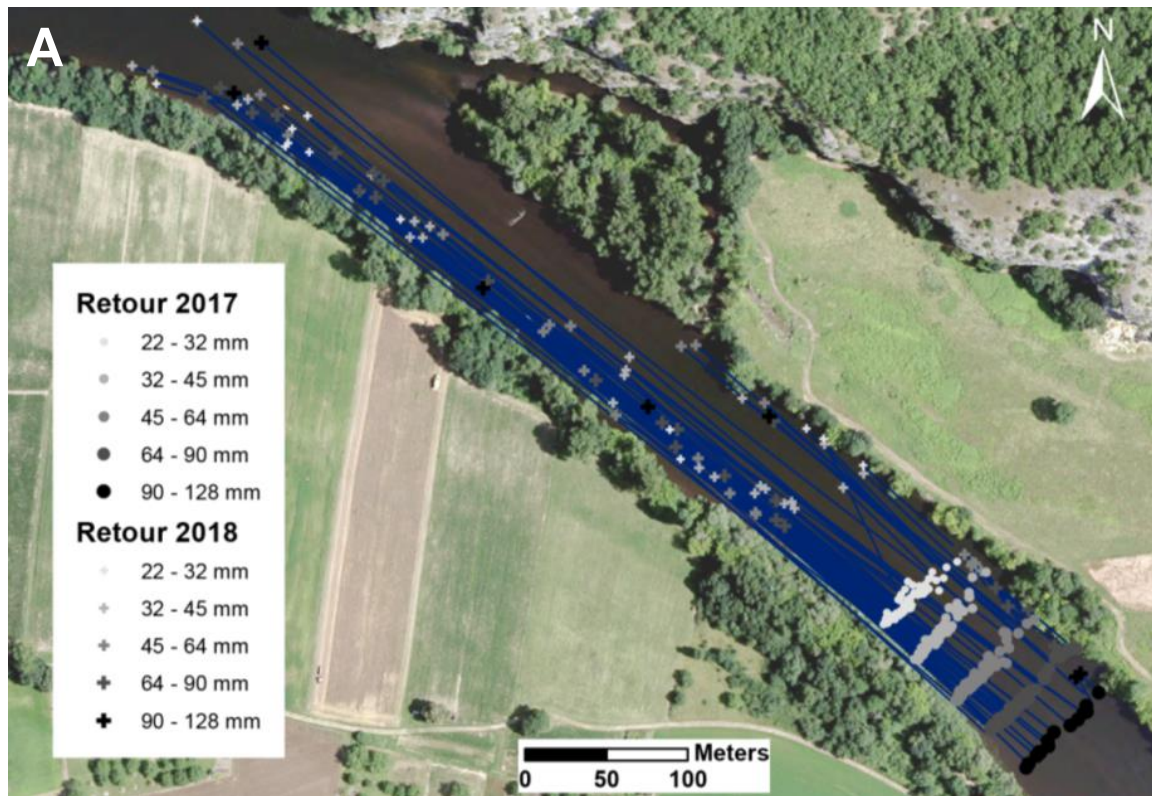


Figure 35. A - Localisation des galets équipés lors des suivis réalisés en 2017 et 2018 et déplacements des particules mises en mouvement lors de l'épisode morphogène de janvier 2018 sur le site de Meyraguet et **B** – Surface prospectée et zone en limite de détection pour les antennes passive et active.

Sur les six colonnes implantées sur le site de Meyraguet, l'épaisseur mobilisée est variable, allant de 0 à 25 cm au minimum (Figure 36). L'aire de la section mobilisée est de 9.7 m² et l'épaisseur médiane de la couche active mobilisée est donc de : $(9.7/85) = 11.4$ cm. Le volume transporté lors de l'épisode morphogène de janvier 2018 est de 2609 m³ de sédiments grossiers sur une distance de 269 mètres. Les distances parcourues par les traceurs actifs disposés en profondeur sont identiques à celles des traceurs disposés en surface (passifs et actifs) ce qui traduit que l'effet de l'imbrication des particules est négligeable ou nul.

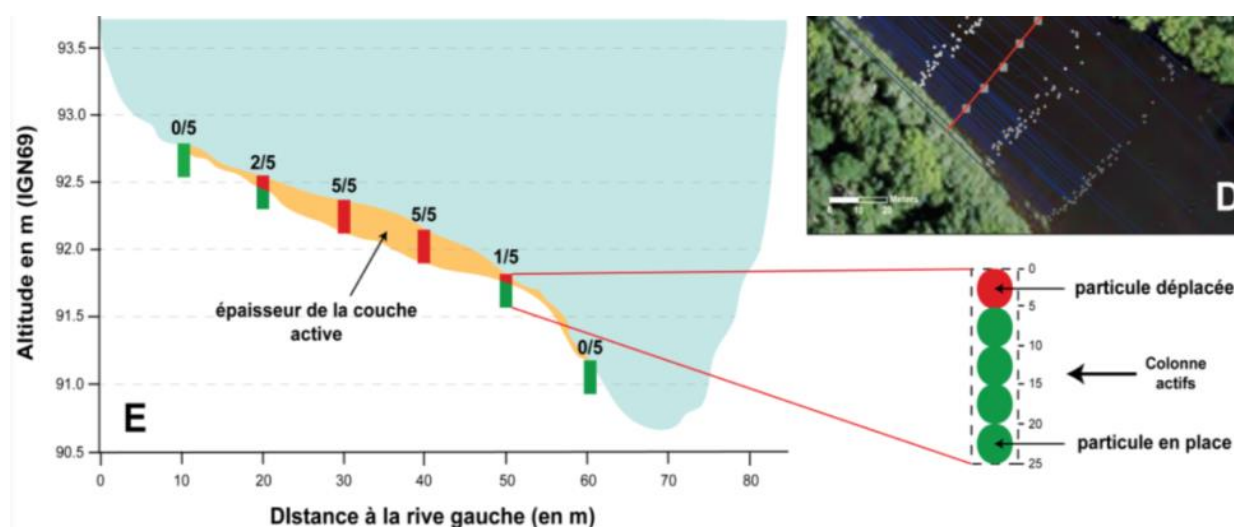


Figure 36. Mobilité des traceurs actifs disposés sous forme de colonne sur le site de Meyraguet.

La prospection du site de Meyraguet a demandé 20 jours, pour un taux de retour de seulement 29 % (Tableau 16). Nous ne disposions donc pas du même temps pour prospecter les autres sites, ce qui pourrait en partie expliquer les taux de retour très faibles à nul, avec seulement 3 et 5 % de taux de retour sur les sites de Brivezac et Vitrac, et de 0 % sur le site de Cénac (Tableau 16).

Cependant les résultats partiels obtenus sur les sites de Brivezac et Vitrac semblent indiquer que le transport solide a probablement été plus important que sur le site de Meyraguet (Tableau 16 et Figure 37). Sur les sites de Brivezac et de Vitrac l'ensemble des traceurs actifs disposés en colonne ont été mobilisés, indiquant une épaisseur de couche active supérieure à 25 centimètres. Une prospection au-delà de la distance initialement estimée sans retrouver de traceurs actifs, qui même enfouis peuvent être localisés, témoignerait également d'un transport solide plus important

(Tableau 15 et 16). En ce qui concerne le site de Cénac, l'absence totale de retour pose questions et nous indiquerait que sur ce secteur, des zones pièges où notre dispositif d'antennes ne nous aurait pas permis de prospecter seraient présentes. A partir des informations obtenues lors de ce second suivi en 2018, des hypothèses ont été émises pour tenter d'interpréter les faibles taux de retour enregistrés :

- (1) Le temps de prospection et donc la superficie prospectée et la densité de la recherche sont insuffisants.
- (2) L'enfouissement des particules est plus important qu'estimé, et l'épaisseur de la couche active corrobore cette hypothèse (site de Brivezac et Vitrac : couche active plus épaisse -> enfouissement potentiellement plus important).
- (3) Des zones profondes où les antennes (passives et actives) ne permettraient pas la prospection auraient piégé les traceurs.

Tableau 16. Caractéristiques des suivis sédimentaires de 2018 sur les 4 sites de la Dordogne moyenne.

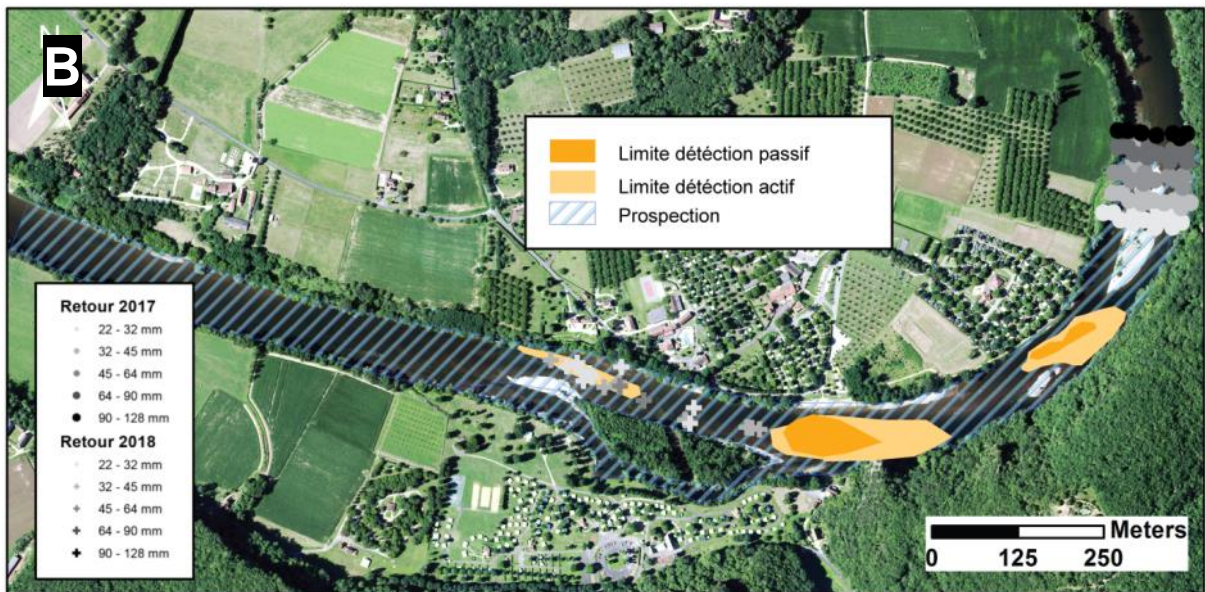
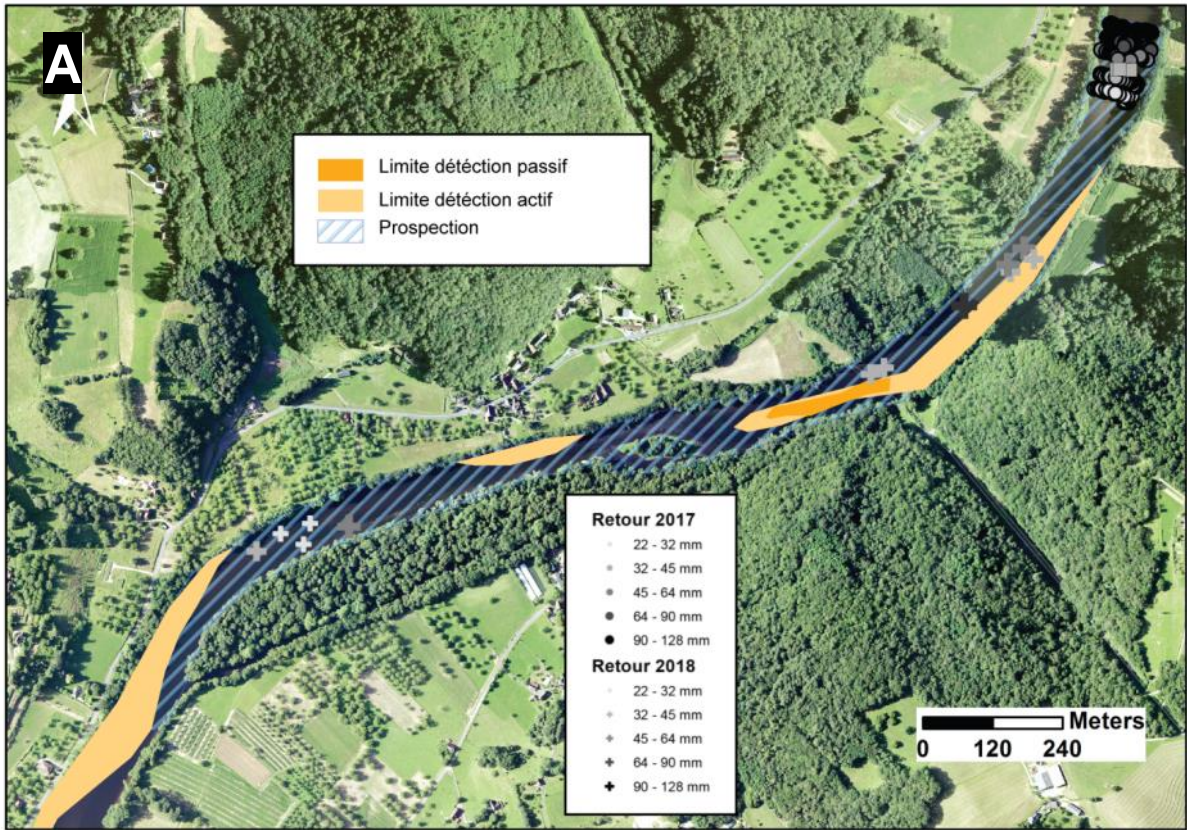
	Brivezac	Meyraguet	Vitrac	Cénac
Temps de prospection (en jours)	5	20	5	4
Aire prospectée (en ha)	18.7	24.26	17.4	38.4
Aire en limite de détection actif (et passif)	5.5 (0.47)	5.76 (3)	2.36 (0.72)	9.86 (6)
Distance prospectée à l'aval du dernier traceur localisé	300	1346	800	-
Taux de retour (en %)	3	29	5	0
Nombre de passifs	11 (425)	100 (425)	18 (425)	0 (425)
Nombre d'actifs	1 (18)	30 (30)	4 (34)	-
Distance médiane (en m) passifs + actifs	664	269	963	-
Distance médiane (en m) actifs	668	216	752	-

Les sites de Brivezac, Cénac et Vitrac n'ont été prospectés que 4 et 5 jours contre 20 pour le site de Meyraguet (Tableau 16). Cependant après 5 jours de prospection sur le site de Meyraguet, nous avons 100 % des traceurs actifs et 18 % des traceurs passifs localisés. Les taux de retour faibles à nuls sur les autres sites ne peuvent pas simplement être expliqués par la durée et la superficie de nos prospections.

L'enfouissement des particules sur le site de Meyraguet explique le taux de retour de seulement 29 % puisque l'ensemble des traceurs actifs ont été localisés et qu'aucune zone profonde et potentiellement piégeante n'est présente (Tableau 16). Sur les sites de Brivezac et Vitrac les couches actives sont plus épaisses (supérieures à 25 cm) que sur le site de Meyraguet (11 cm minimum). Un enfouissement plus important sur les sites de Brivezac et Vitrac est ainsi probable et indiquerait qu'avec une prospection identique à celle de Meyraguet il serait tout de même difficile d'atteindre un taux de retour de 29 %.

A cet enfouissement s'ajoute également un possible piégeage dans des zones non-prospectables par nos antennes. Sur le site de Brivezac une zone potentiellement profonde est localisée à 600 mètres en aval de la zone d'injection et les distances médianes de transport estimées sont comprises entre 539 et 595 mètres (Tableau 15 : Figure 37). Sur le site de Vitrac deux zones du même type sont localisées à 150 et 400 mètres en aval de l'injection avec des distances médianes estimées comprises entre 304 et 513 mètres (Tableau 15 ; Figure 37). Un piégeage des particules dans des zones que nous ne pouvions prospecter est donc fort probable, même si les surfaces de ces zones sont relativement réduites pour ces deux sites (Tableau 16).

Sur le site de Cénac, où aucun traceur n'a été détecté, le temps de prospection est possiblement en cause puisque nous n'avons prospecté que 4 jours. L'épaisseur de la couche active est nulle du fait de l'absence de matériau alluvionnaire composant le lit jusqu'à 1.2 kilomètres à l'aval de notre zone d'injection (Tableau 16 ; Figure 37) et aucune zone profonde, qui pourrait potentiellement piéger nos traceurs, n'est présente sur ces 1.2 kilomètres (Figure 37). L'absence de traceurs localisés sur le site de Cénac serait donc liée à une sous-estimation des distances de recherche, certainement due à la rugosité très faible du fond du lit (substrat à l'affleurement).



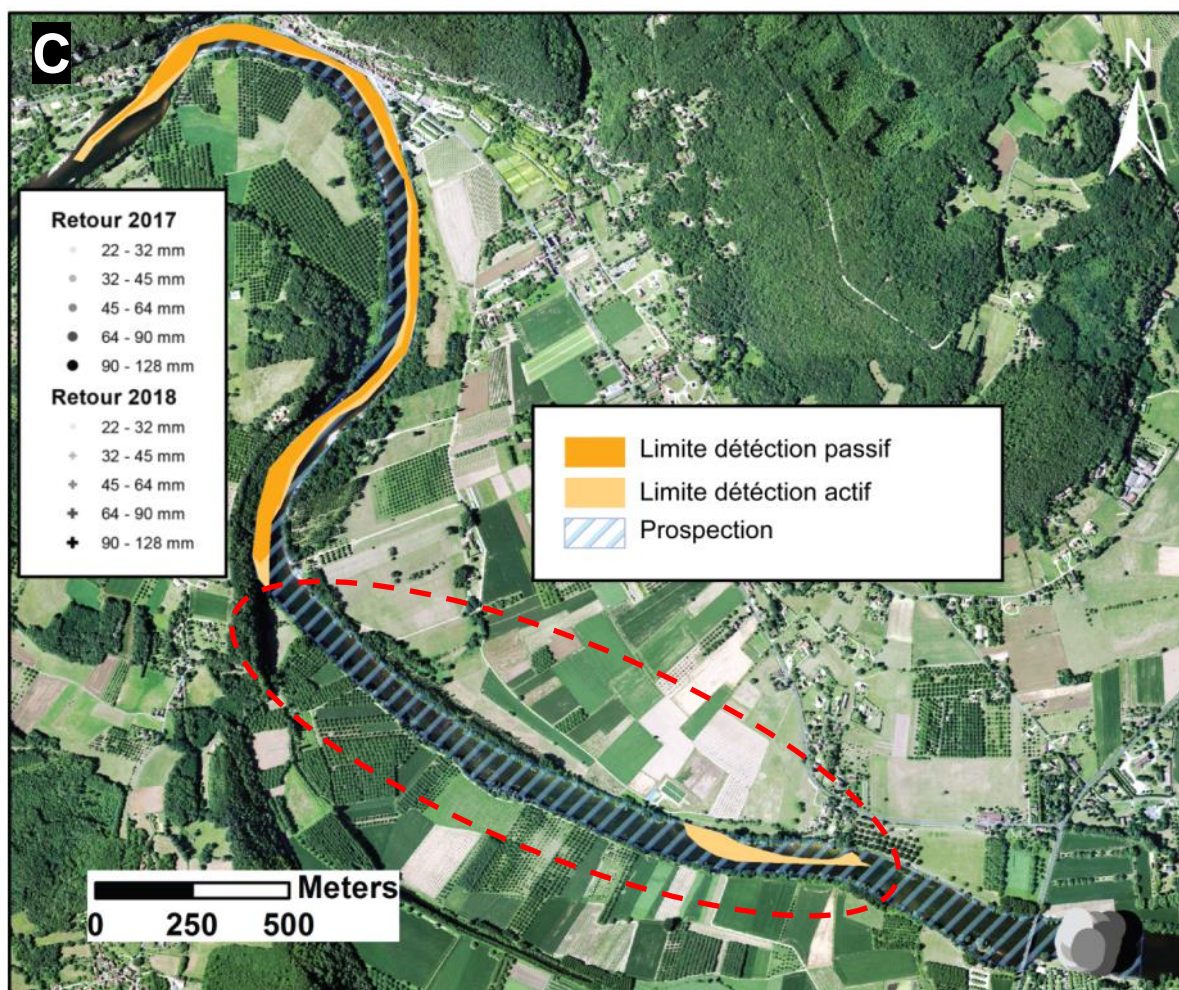


Figure 37. Surfaces prospectées et zones en limite de détection pour les antennes passive et active sur les sites de **A** – Brivezac **B** – Vitrac **C** – Cénac (pointillés rouges : pas de matériau alluvionnaire sur le fond du lit, substrat affleurant).

Comme nous ne disposons que d'informations partielles sur les sites de Brivezac et Vitrac, et d'aucune information sur le site de Cénac, les distances et volumes seront par la suite estimés à partir du calage des formules de transport solide et du jeu de données obtenu sur le site de Meyraguet. Les calages des formules de transport solide permettront ensuite d'estimer plus précisément les distances de transport sur les sites de Brivezac, Vitrac et Cénac, et ainsi d'infirmer ou confirmer certaines hypothèses sur ces faibles taux de retour.

2.4.3. Comparaison mesures terrains et formules de transport solide sur le site de Meyraguet et estimation des distances, épaisseurs, volumes sur les autres sites

Après l'épisode morphogène d'une durée de 28 jours qui est intervenu entre le 2 et le 29 janvier 2018 sur la Dordogne, aucun traceur n'a été retrouvé sur la zone d'injection en dehors des colonnes de tags actifs pour le site de Meyraguet, indiquant une mobilité totale. Les galets ont parcouru jusqu'à 655 mètres avec une valeur moyenne de 269 mètres toutes classes granulométriques confondues (Tableau 16). Aucune corrélation entre la distance et la taille (axe a, b, c), ou même la masse n'est observée (Tableau 17 et 18). Il semblerait donc que le transport sédimentaire durant cet épisode se soit effectué par charriage.

Tableau 17. Distances parcourues par les galets équipés selon leur classe granulométrique (*dont les 13 actifs mobilisés).

	22 - 32	32 - 45	45 - 64	64 - 90	90 - 128	Toutes tailles
Nombre de particules	27	37*	17	30	7	118
Taux de retour (en %)	27	33*	17	30	28	27
Distance moyenne (en m)	263	191	278	274	290	269
Distance maximale (en m)	595	620	650	655	649	655

Tableau 18. Test de corrélation linéaire ($y = ax + b$) entre la distance et les axes (a, b et c), et la distance et la masse des particules.

	Axe b	Axe a	Axe c	Masse
a	1.29	0.17	0.04	0.14
b	237.8	279.9	280.1	239.4
R²	0.02	0.001	0.009	0.001

Nous avons testé les équations développées par Vasquez et Batalla (2018) pour l'épisode de crues de janvier 2018 sur le site de Meyraguet (Tableau 19), avec comme débit-seuil de mise en mouvement 468 et 500 m³.s⁻¹. Les distances parcourues estimées à l'aide de l'équation 9 étaient respectivement de 411 et 284 mètres. Les distances étant du même ordre de grandeur que les distances mesurées sur le terrain, nous avons calculé le débit critique pour lequel la distance de 269 mètres serait parcourue, et il est de 522 m³.s⁻¹ avec une puissance critique (W_c) de 22.4 W/m² (Tableau 20).

Tableau 19. Chronique des débits à la station de Souillac (P2300010) pour l'épisode morphogène de janvier 2018 sur la Dordogne moyenne.

Date	Q (en m ³ .s ⁻¹)	Date	Q (en m ³ .s ⁻¹)
02/01/2018	515	16/01/2018	662
03/01/2018	709	17/01/2018	695
04/01/2018	942	18/01/2018	663
05/01/2018	1180	19/01/2018	740
06/01/2018	1150	20/01/2018	803
07/01/2018	1070	21/01/2018	1100
08/01/2018	908	22/01/2018	1150
09/01/2018	841	23/01/2018	1010
10/01/2018	773	24/01/2018	818
11/01/2018	719	25/01/2018	727
12/01/2018	667	26/01/2018	711
13/01/2018	658	27/01/2018	632
14/01/2018	656	28/01/2018	543
15/01/2018	660	29/01/2018	503

Tableau 20. Caractéristiques de la Dordogne sur le site de Meyraguet de l'événement morphogène de janvier 2018.

S (en m.m⁻¹)		0.003		
D₈₄ (en m)		0.048		
Q_C (en m³.s⁻¹)		468	500	522
Nombre de jours supérieur à Q_C		30	28	26
W_C (en W/m²)		20.1	21.5	22.4
Distance parcourue (en m)	Equation 9	411	284	269
	Mesures terrains	269		

S : pente du lit ; D₈₄ : 84^{ème} percentile de la distribution granulométrique sur site Q_C : débits seuils de mise en mouvement, W_C : puissance critique.

La valeur de 11 centimètres mesurée à partir des colonnes de traceurs actifs n'est pas comprise dans la fourchette des épaisseurs estimées (22 à 46 cm ; Tableau 15). La contrainte (T) pour la laquelle une épaisseur de 11 centimètres serait estimée sur le site de Meyraguet est comprise entre 0.007 (équation 6) et 0.01 (équation 7).

Si les mesures terrains des distances parcourues et les valeurs estimées sont proches, les écarts entre les valeurs estimées et mesurées pour l'épaisseur de la couche active sont de plus de 100 %. Les volumes estimés à partir de la combinaison des équations 6-7 et 9 sont donc très éloignés de la mesure terrain (+104 et +516 % ; Tableau 21), principalement du fait d'une mauvaise estimation de l'épaisseur de la couche active, très probablement sous-estimée.

Tableau 21. Volumes charriés lors de l'épisode morphogène de 2018 sur le site de Meyraguet sur la Dordogne moyenne à partir des mesures terrain, du suivi RFID et des formules de transport solide (distances et épaisseurs).

	Mesures terrains	Mao et al., 2016		Vasquez et Ramon, 2019	
Epaisseur de la couche active (en m)	0.11	0.22	0.46	-	-
Section mobilisée (en m²)	9.7	18.7	39.1	-	-
Distance moyenne (en m)	269	-	-	284	411
Volume transporté (en m³)	2 609	5 311 – 16 070			
Différences mesures et formules (en %)	-	+ 104 et + 516			

Les estimations des volumes de sédiments grossiers transportés reposant sur la combinaison des formules de distances et d'épaisseurs étant très éloignées des mesures de terrain, l'estimation des volumes à partir des formules de transport solide de l'interface « BedLoadWeb » nous a semblé nécessaire. 15 formules ont ainsi été testées et comparées aux observations de terrain. Parmi toutes ces formules, une seule offre un écart convenable entre estimation et mesure terrain. La formule développée par Wilcock et Crowe (2003) présente un écart de – 14 %. Les écarts très élevés des autres formules s'expliquent principalement par leur domaine d'application (Tableau 22). La formule de Wilcock et Crowe (2003) est la seule formule développée pour le transport unique de sédiments grossiers. Les autres formules intègrent toutes les sédiments fins dont on sait que la part volumétrique est généralement conséquente.

Tableau 22. Volumes de sédiments transportés sur le site de Meyraguet lors de l'épisode morphogène enregistré en 2018 sur la Dordogne moyenne estimés à partir de l'outil « *Bedloadweb* ».

Equation	Volume (en m ³)	Ecart mesures terrains (en %)
Bagnold	26 725	924
Camenen Larson	26 065	899
Einstein-Brown	145 368	5472
Engelund	125 658	4716
Lefort	275 020	10441
Meyer-P&M	94 044	3505
Parker79	64 649	2378
Parker90	32 865	1160
Recking	96 301	3591
Rickenmann	74 161	2743
Schocklitch	192 582	7281
Smart Jaeggi	129 302	4856
Van Rijn	14 723	464
Wilcock-Crowe	2234	-14
Wong-Parker	36 949	1316

2.4.4. Estimation du transport solide sur les autres sites à partir des mesures terrains obtenues sur le site de Meyraguet

Le nombre très réduit de traceurs retrouvés sur les sites de Brivezac et Vitrac semble indiquer un transport par charriage, puisque comme sur le site Meyraguet aucune corrélation taille-distance n'est visible. De plus l'épaisseur de la couche active de plus de 25 centimètres témoignerait d'un charriage et non d'un transport particulaire.

Pour estimer plus précisément les débits - seuils de mise en mouvement, les distances potentiellement parcourues, les épaisseurs de couche active et les volumes de sédiments grossiers transportés durant l'épisode morphogène de 2018 sur les autres sites, les données de puissance ($W_c = 22.4$) et de contrainte ($0.007 < T < 0.01$) calculées à Meyraguet sont extrapolées aux sites de Brivezac, Cénac et Vitrac.

Les débits-seuils de mise en mouvement et les distances parcourues sont recalculés avec une puissance critique de mise en mouvement (W_c) de 22.4 N/m^2 (Tableau 23). Pour le site de Brivezac le débit seuil de mise en mouvement serait de $332 \text{ m}^3/\text{s}$, soit – 13 % du débit enregistré lors de notre premier suivi et du possible début de mise en mouvement des particules les plus petites (22 – 32 mm ; Tableau 15). Sur le site de Vitrac le débit-seuil de mise en mouvement recalculé ($550 \text{ m}^3/\text{s}$) est très proche de celui estimé lors de notre premier suivi ($563 \text{ m}^3/\text{s}$), soit un écart de - 2 %. Le débit-seuil de mise en mouvement recalculé sur le site de Cénac est quant à lui nettement inférieur à celui enregistré lors du premier suivi, avec un écart de – 60 %. Cette différence peut s'expliquer par les paramètres locaux très différents de ce site, et la rugosité nettement plus faible. Le transport par charriage observé sur les autres sites n'est peut-être pas observable sur le site de Cénac, où l'absence de couche alluviale active et la présence d'un substrat affleurant engendrent un transport solide particulière.

Les distances parcourues lors de l'épisode morphogène de 2018 sont recalculées à partir des nouveaux débits - seuil de mise en mouvement ($W_c = 22.4 \text{ W/m}^2$; Tableau 23). Les distances recalculées sont plus élevées que les premières estimations réalisées avant calage des formules de transport solide (Tableau 15).

A l'aide de ces nouvelles distances, l'hypothèse d'un taux de retour nul sur le site de Cénac imputable à un potentiel piégeage des traceurs dans une zone trop profonde pour être prospectée semblerait envisageable. La distance estimée est de 1292 mètres et la distance à l'aval du site d'injection de la zone profonde dans laquelle les traceurs seraient potentiellement piégés est de 1200 mètres (Tableau 23). Sur les sites de Brivezac et de Vitrac, les nouvelles distances estimées sont plus proches de celles obtenus avec les quelques traceurs retrouvés que les valeurs précédemment estimées (Tableau 15), les écarts sont respectivement de 31 et 47 % (Tableau 23).

En termes d'épaisseur de couche active, l'estimation pour le site de Brivezac et de Vitrac avec les contraintes (T) obtenues sur le site de Meyraguet sont de 9 et 12 centimètres alors que le dispositif de traceurs actifs en colonne nous a permis de mesurer des épaisseurs de couche active de plus de 25 centimètres (Tableau 23).

Les volumes charriés sur les sites de Brivezac et Vitrac sont estimés avec les nouvelles distances (Brivezac : 872 m ; Vitrac ; 520 m) et une épaisseur de 25 centimètres. Le volume sur Cénac n'est pas estimé du fait de l'absence de matériau alluvionnaire et de l'affleurement du substrat sur le fond du lit dans ce secteur. Les volumes transportés lors de l'épisode morphogène de 2018 seraient au minimum de 18 312 m³ sur une distance de 872 mètres à Brivezac, et de 12 610 m³ sur 520 mètres à Vitrac (Tableau 23).

Tableau 23. Estimation des débits-seuils, des distances parcourues, de l'épaisseur de la couche active et des volumes sur les sites de Brivezac, Vitrac et Cénac pour l'épisode morphogène de 2018, à partir des données calées sur le site de Meyraguet.

	Brivezac	Vitrac	Cénac
Débit seuil de mise en mouvement estimé en m ³ /s (Wc = 22.4)	332	550	350
Nombres de jours d'épisodes morphogènes (Wc = 22.4)	46	26	70
Distance médiane estimée en m (Wc = 22.4)	872	520	1292
Distance médiane mesurée (en m)	664	963	-
Epaisseur estimée en cm (0.007 < T < 0.01)	9	12	-
Epaisseur mesurée (en cm)	Supérieure à 25		-
Volume estimé (distances*épaisseur) en m ³	> 18 312	> 12 610	-

2.5. Discussions

Le suivi RFID réalisé sur la Dordogne dans sa moyenne vallée a amené des informations quantifiées permettant d'évaluer les volumes transportés lors d'épisodes morphogènes. Il a également apporté des informations supplémentaires dans la hiérarchisation des pressions recensées sur la Dordogne moyenne et en vue de l'élaboration d'un budget sédimentaire global de la rivière.

2.5.1. Evolution spatio-temporelle du transport de la charge de fond depuis 1840

La régulation des événements de crues de retour 50, 20, 10, 5, 2 ans et de plein bord (Qbf) par les barrages n'a pas complètement interrompu la migration de la charge de fond grossière composant le lit de la Dordogne dans sa moyenne vallée (H1).

A partir des données de débits entre 1900 et 2018, des débits seuils de mise en mouvement et de l'excédent de puissance de chaque tronçon géomorphologique homogène, nous avons calculé les vitesses de migration dans le chenal depuis 1900 (Tableau 24 et Figure 38). L'effet des barrages sur la vitesse de migration de la charge de fond sur le secteur S1 est néanmoins significatif. Entre 1900 et 1952 les vitesses moyennes de propagation sont de l'ordre de 354 m/an contre 203 m/an entre 1952 et 2018. Sur le secteur S2, l'effet de la régulation est beaucoup plus marqué sur les distances de transport, avec une diminution des distances moyenne de transport de la charge de fond de 83 %, passant de 6.9 m/an à 1.2 m/an (Tableau 24). Avec les apports amont de S1 et la faible capacité à évacuer sa charge de fond, le secteur S2 montre une tendance à l'engraissement qui explique l'exhaussement observé lors du diagnostic géomorphologique (cf. chapitre 2, page 73). Les secteurs S3 et S4 montrent une capacité de transport relativement similaire avec une réduction respective de 19 et 24 % suite à la régulation des crues par les barrages (Tableau 24). La régulation des épisodes morphogènes imputable aux barrages a donc réduit la capacité de transport de la Dordogne (H2). Mais cette diminution varie selon les secteurs géomorphologiquement homogènes, secteurs qui avaient initialement des capacités de transport variées (H4 : Tableau 24 ; Figure 38). La progression de la charge de fond à l'aval du Sablier restituée par le patron granulométrique (cf. chapitre 2, page 74) est comprise entre 12 et 17 kilomètres alors que la distance parcourue par la charge de fond sur le secteur S1 depuis 1957 (date de construction du Sablier) semble être voisine de 12.5 kilomètres ce qui tend à montrer que le calage de la capacité de transport est robuste (Tableau 25).

Tableau 24. Impact de la régulation des barrages sur la migration moyenne de la charge de fond par secteur géomorphologique homogène.

		S1 (0 – 23.5 km)	S2 (23.5 – 36.2 km)	S3 (36.2 – 110 km)	S4 (110 – 162.2 km)
Distance moyenne de la migration de la charge de fond (en m/an)	1900 - 1952	354	6.9	467	458
	1952 - 2018	203	1.2	381	346
Diminution de la distance de transport		-42%	-83%	-19%	-24%

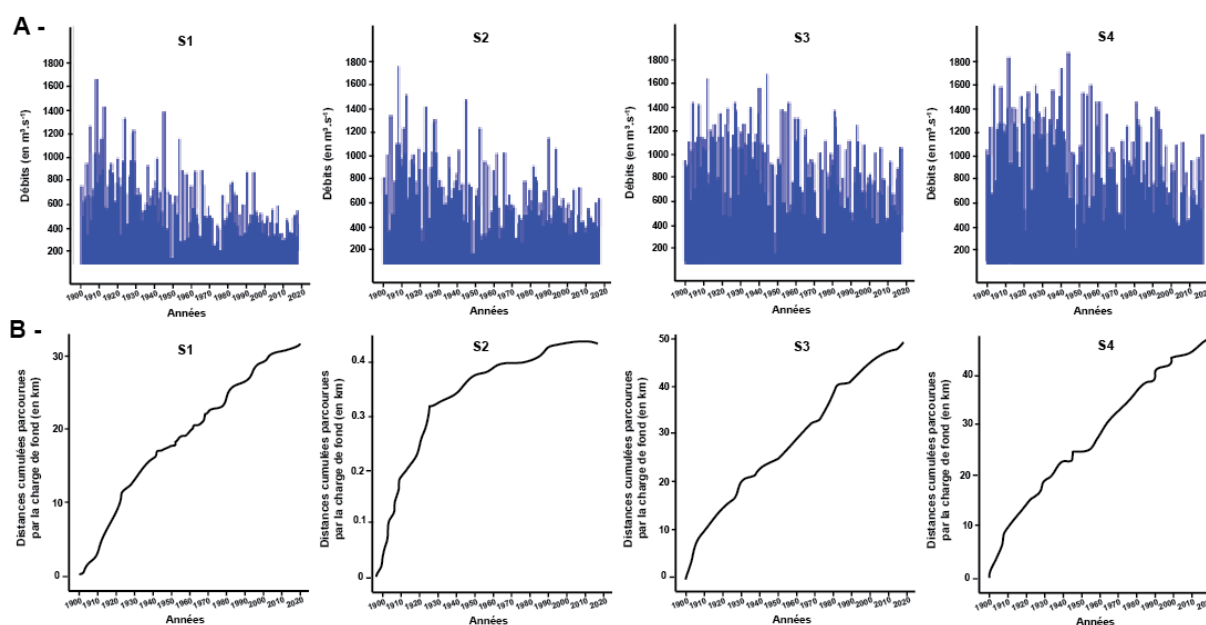


Figure 38. **A** – Débits moyens journaliers (en m³ par seconde) par secteur géomorphologique homogène entre 1900 et 2018, et **B** – Distances cumulées parcourues par la charge de fond (en mètres) par secteur géomorphologique homogène entre 1900 et 2018.

Les fosses d'extractions sont très probablement des pièges à sédiments, mais de nouvelles campagnes terrains sont nécessaires sur les sites de Brivezac, de Vitrac et de Cénac afin de confirmer cette hypothèse. Dans le cas où elles seraient effectivement des pièges de la charge de fond, un déficit sédimentaire à l'aval des

fosses serait visible jusqu'à 9 kilomètres (distance de migration de la charge de fond depuis 1984 sur S3 et S4 ; Tableau 25).

Le déficit sédimentaire sur le secteur S1, où aucun apport amont n'est possible et où les apports latéraux enregistrés sont négligeables, serait au minimum de 282 700 m³ depuis 1957, soit un déficit moyen de 4 280 m³ par an. Par la différence des apports amonts (S1 : 282 700 m³) et des exports vers l'aval (vers S3 : 790 m³), le secteur S2 se serait lui engraisé depuis 1957. Le secteur S3 serait lui en déficit puisque les apports amont provenant du secteur S2 sont nettement inférieurs à la migration de la charge de fond vers S4 (Tableau 25). Le secteur S4 serait lui aussi en léger déficit avec des apports de l'amont (S3) légèrement inférieurs aux exports vers l'aval de notre site d'étude, sur la Dordogne dans sa basse vallée.

Tableau 25. Distance de migration de la charge de fond et volumes charriés depuis la mise en place des barrages (1952 : Bort-les-Orgues et 1957 : Le Sablier).

		S1	S2	S3	S4
Distance (en km)	1952 - 2018	13.4	0.08	25.1	22.9
	1957 - 2018	12.5	0.06	23.1	20.9
	1984 - 2018	5.7	0.03	9.6	9.1
Volume (en m³)	1952 - 2018	302 300	1030	389 700	514 300
	1957 - 2018	282 700	790	358 400	470 300
	1984 - 2018	128 500	440	149 300	204 200

2.5.2. Apports de cette nouvelle méthode du suivi de la charge de fond

L'utilisation combinée des traceurs actifs (a-UHF) et passifs (pit-tags) pour quantifier les distances parcourues par les sédiments composant le lit des rivières permet de vérifier l'hypothèse d'une homogénéité des distances parcourues selon la profondeur initiale des particules au sein de la couche active. Dans notre cas, la profondeur initiale des particules n'affecte pas les distances parcourues, et l'imbrication n'a donc pas d'effet significatif sur les seuils de mise en mouvement. Les débuts de mise en mouvement lors du premier suivi peuvent donc être pris en compte. De plus, la recherche post-crue est facilitée par l'utilisation des traceurs actifs.

Dans le cadre de l'évaluation de l'épaisseur de la couche active, les traceurs actifs apportent de nombreux avantages par rapport aux chaînes d'érosion classiques

dont la recherche post-crues peut être fastidieuse et chronophage et dont l'installation dans les chenaux en eau est très difficile.

La quantification des volumes charriés avec cette nouvelle méthode est désormais robuste puisque les distances parcourues sont estimées selon les profondeurs initiales d'enfouissement et l'hypothèse d'homogénéité du transport au sein de la couche active est validée.

2.5.3. Limites des traceurs actifs

Les limites actuelles dans le développement et la mise en place des traceurs actifs et dans cette nouvelle méthode du suivi de la charge de fond résident principalement dans le coût de confection des galets synthétiques et du coût des traceurs actifs. La seconde limite est liée à la difficulté de prospection des zones aquatiques profondes. Pour pallier cette limite, des antennes étanches ont récemment été développées (Cassel et al., 2019). Leur utilisation sur la Dordogne permettra d'infirmer ou confirmer les hypothèses d'enfouissement ou de piégeage sur les sites aux taux de retour extrêmement faibles.

2.6. Conclusion et perspectives

Nous avons ici déployé une méthode de suivi de la charge de fond, qui après développement technologique, sera très efficace pour quantifier le transport solide de la charge grossière sur les systèmes fluviaux de grande taille. Sur la Dordogne moyenne, nous disposons désormais des données de migration de la charge de fond pour alimenter le budget sédimentaire global. Nous pourrons ainsi représenter la migration de la charge de fond au cours du temps par secteur géomorphologique homogène et extraire les tronçons où le déficit sédimentaire est le plus prononcé. Cette sectorisation permettra ensuite de prioriser les actions à mettre en place dans le cadre de préconisations de restauration écologique.

3. Echanges latéraux entre le chenal et la plaine alluviale

Compte tenu des données dont nous disposons sur la Dordogne moyenne, et dans le but de quantifier les changements volumétriques qui sont intervenus depuis 1840 entre le chenal et sa plaine alluviale, l'utilisation d'une technique dérivée du budget morphologique et développée par Ham et Church (2000) semble la plus pertinente. Cette technique conjugue les changements planimétriques et topographiques, et a notamment été utilisée sur des systèmes larges pour élaborer un budget sédimentaire global (Rollet, 2007).

Le diagnostic géomorphologique nous indique que la rivière Dordogne a, dans sa moyenne vallée, enregistré une diminution de sa mobilité latérale induit par l'effet cumulatif du changement climatique et de l'occupation des sols sur la partie amont du bassin, puis une quasi-disparition de cette mobilité suite à la régulation hydrologique engendrée par les barrages (cf. chapitre 2). La mobilité latérale de la rivière est donc aujourd'hui quasiment nulle, et cette absence de mobilité latérale peut en partie s'expliquer par la puissance spécifique de la rivière. L'étude de la migration de la charge de fond (cf. chapitre 3.2. Migration de la charge de fond) a en effet montré que la puissance spécifique de la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée est d'environ 22 W/m^2 . D'après les travaux pionniers de Brookes (1988) et Wasson (1998), une puissance spécifique inférieure à 25 W/m^2 ne permet pas un retour à la morphologie primitive d'un chenal. Le seuil d'érodabilité des berges des rivières de plaine ne semble donc pas atteint pour la rivière Dordogne sur sa moyenne vallée (Jasper, 2020).

La rivière Dordogne connaît donc aujourd'hui un déficit sédimentaire (extractions : 9 millions de m^3 ; migration de la charge de fond à l'aval : $500\,000 \text{ m}^3$) et ne semble plus en capacité d'ajuster sa morphologie (puissance spécifique $< 25 \text{ W/m}^2$). Dans le but de mener des actions visant à accompagner la rivière vers un nouvel état où les fonctionnalités hydrobiologiques et sédimentaires pré-dégradations humaines seraient à nouveau présentes, il convient de quantifier précisément la part du déficit lié à la différence des volumes entrants par érosion latérale et stockés en plaine alluviale par rétraction de la bande active depuis 1948. La spatialisation de l'ensemble des informations issu du budget sédimentaire serviront ensuite à prioriser les secteurs et les types d'interventions.

Nous allons donc quantifier les volumes de sédiments grossiers (> 2 mm) entrés dans le chenal par érosion latérale, et les volumes stockés en plaine alluviale lors de la rétraction de la bande active depuis 1840.

3.1. Matériels et méthodes

Dans notre cas les surfaces concernées par ces échanges entre chenal et plaine alluviale sont les surfaces de plaine alluviale construites et érodées depuis 1840 extraites de l'analyse planimétrique du diagnostic géomorphologique (cf. chapitre 2). Une fois ces surfaces extraites, il s'agit de déterminer (1) les volumes concernés par mesures des différences d'altitude entre le chenal actif actuel et les surfaces construites et érodées (1948–1966 ; 1966-1976 ; 1976-1986 ; 1986- 1995 et 1995-2012), (2) la proportion de sédiments fins et grossiers de ces volumes pour (3) obtenir les volumes de sédiments grossiers entrés et stockés depuis 1948 (Figure 39).

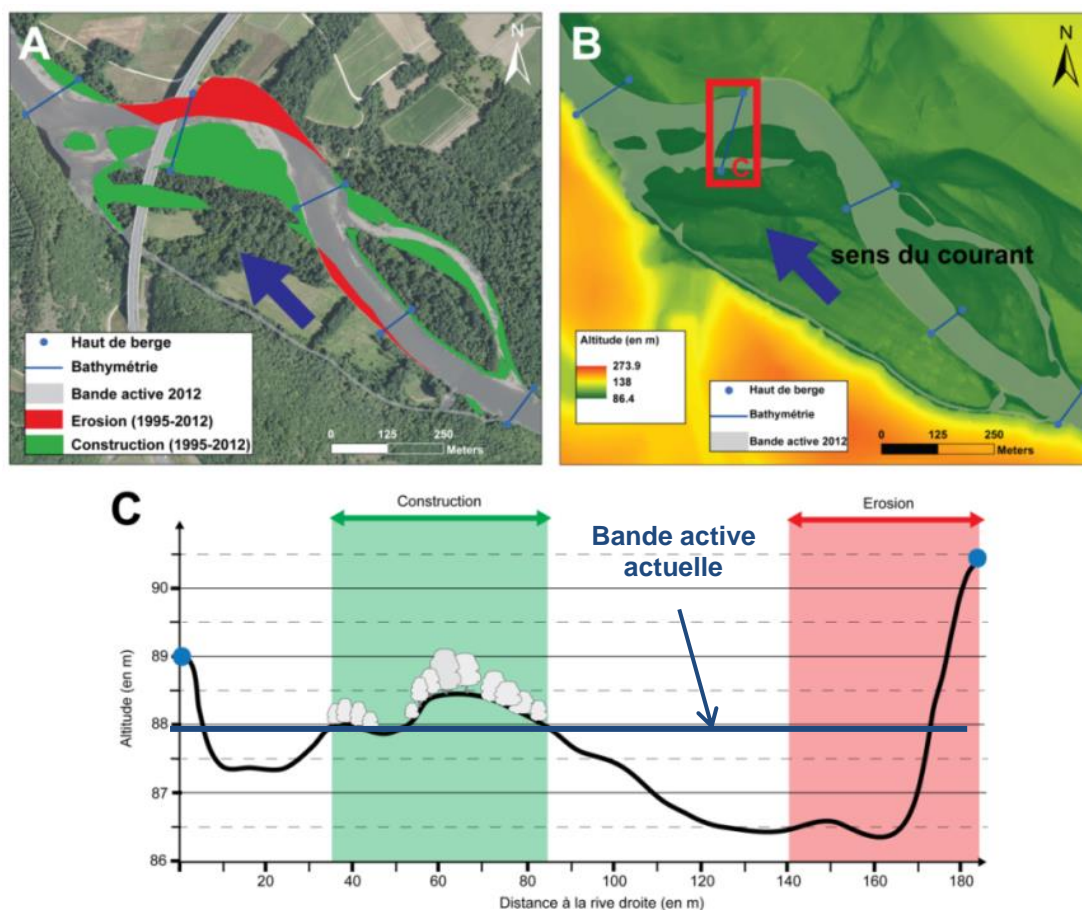


Figure 39. **A** – Surfaces construites et érodées sur le site de Pinsac entre 1995 et 2012 ; **B** – Données topographiques issu du LIDAR sur le site de Pinsac et **C** – Plan en coupe de la rivière Dordogne.

3.1.1. Stratégie d'échantillonnage

Le temps de terrain disponible pour acquérir les données de proportions de sédiments fins et grossiers des surfaces construites et érodées permettant de quantifier les volumes de sédiments grossiers stockés en plaine alluviale et entrés dans le chenal depuis 1948 étant de 40 jours, une stratégie d'échantillonnage adaptée à cette contrainte temporelle a été mise en place.

A partir des résultats de l'analyse diachronique réalisée lors du diagnostic géomorphologique (cf. chapitre 2), nous avons déterminé que 80 % des surfaces érodées (volumes entrants) et construites (volumes stockés) étaient spatialement distribuées sur le secteur S3 entre Girac et Groléjac (distance à l'aval du barrage d'Argentat : 36.2 – 110 km). Le plan d'échantillonnage a donc pris en compte cette répartition spatiale des changements morphologiques et l'effort d'acquisition a été déployé sur ce secteur.

3.1.2. Volumes stockés en plaine alluviale

Pour estimer les volumes de sédiments grossiers stockés en plaine alluviale depuis 1948, il a fallu distinguer les proportions de sédiments fins et grossiers. Un protocole basé sur la combinaison des données planimétriques et d'altitudes (bathymétrie et MNT), ainsi que des acquisitions d'épaisseurs de sédiments fins ont été nécessaires (Tena et al., 2020).

Conformément à la stratégie d'échantillonnage expliquée précédemment, les mesures ont été concentrées sur le secteur S3 présentant 80 % des surfaces construites sur la Dordogne moyenne depuis 1948. L'incertitude liée à l'analyse planimétrique des bandes actives étant de 5 mètres et le linéaire découpé en tronçon de 250 mètres linéaires de rivière (cf. chapitre 2), les épaisseurs de sédiments sont mesurées dans les polygones de construction de plaine alluviale de superficies supérieures à 1250 m² (Figure 40).

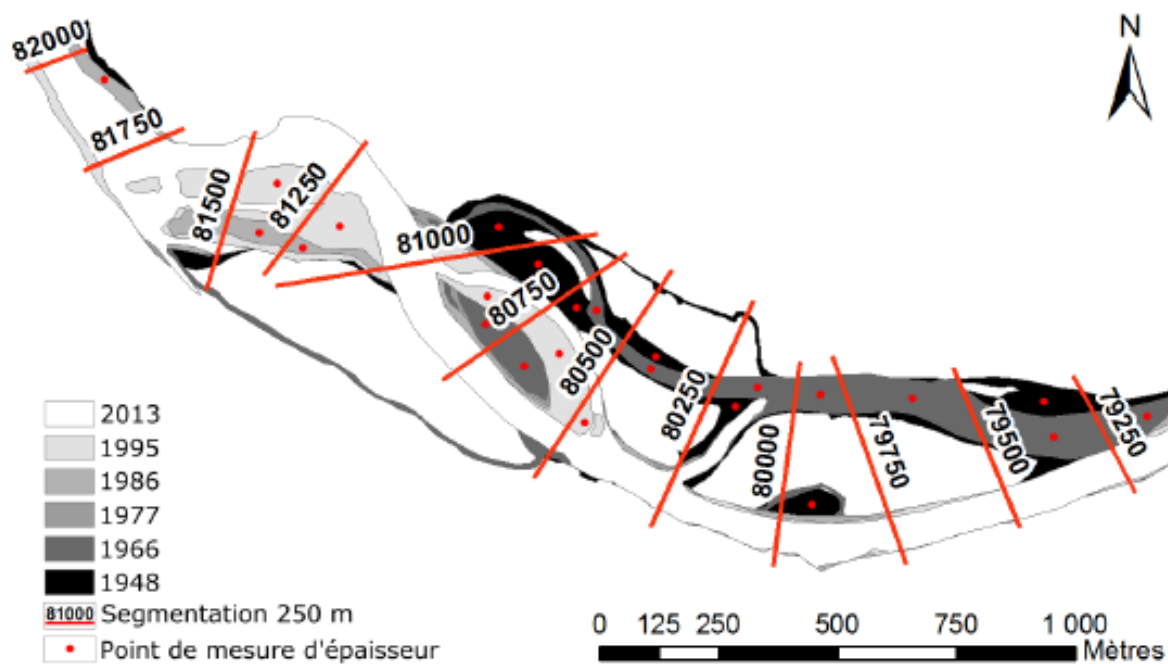


Figure 40. Plan d'échantillonnage sur le site de Pinsac (Lot – 46), avec un point de mesures par unité temporelle de construction par tronçon de 250 mètres linéaire de cours d'eau.

Les secteurs présentant des surfaces totales plus réduites (S1, S2 et S4) ont tout même fait l'objet de mesures, mais avec des densités de points beaucoup plus faibles. Par la suite, pour le calcul des volumes et l'élaboration du budget sédimentaire global, les surfaces n'ayant pas fait l'objet de mesures d'épaisseurs se verront attribuées la valeur moyenne des surfaces échantillonnées (Tableau 26).

Tableau 26. Echantillonnage des épaisseurs de sédiments fins déposés depuis 1948 par tronçon géomorphologique homogène.

	S1	S2	S3	S4	Total
Nombre de placettes échantillonnée	10	6	314	20	350
Surface échantillonnée (en ha)	1.8	4.8	293	5.3	304.9
Surface construite depuis 1948 (en ha)	24	29	598	97	748
Surface échantillonnée en fonction de la surface totale construite (en %)	7.5	16.6	49.0	5.5	40.8

Les épaisseurs de sédiments fins sont mesurées en plaine alluviale sur les surfaces construites depuis 1948 à l'aide d'un assemblage de tiges métalliques d'une longueur de 50 cm et d'un diamètre de 14 mm, pouvant atteindre une longueur maximale de 6 m. L'altitude de la surface au droit des mesures d'épaisseur est obtenue avec un GPS d'une précision centimétrique (Trimble - Geo 7X). Afin d'intégrer les variations microtopographiques locales liées à l'épaisseur de sédiments fins et à l'altitude de la surface, dix mesures sont réalisées dans une placette de 100 m² (Riquier, 2015 ; Figure 41-B). La localisation de cette placette est déterminée à l'aide de l'étude de la topographie représentative d'au moins 80% de la superficie totale de la surface construite (Figure 41-A). Les classes d'altitudes par palier de 0.5 mètres représentant au moins 80 % de la superficie sont alors échantillonnées (Figure 41-A). Par soustraction de l'épaisseur moyenne de sédiments fins à l'altitude moyenne de la surface, nous calculons ensuite l'altitude du toit de galets (Figure 41-C).

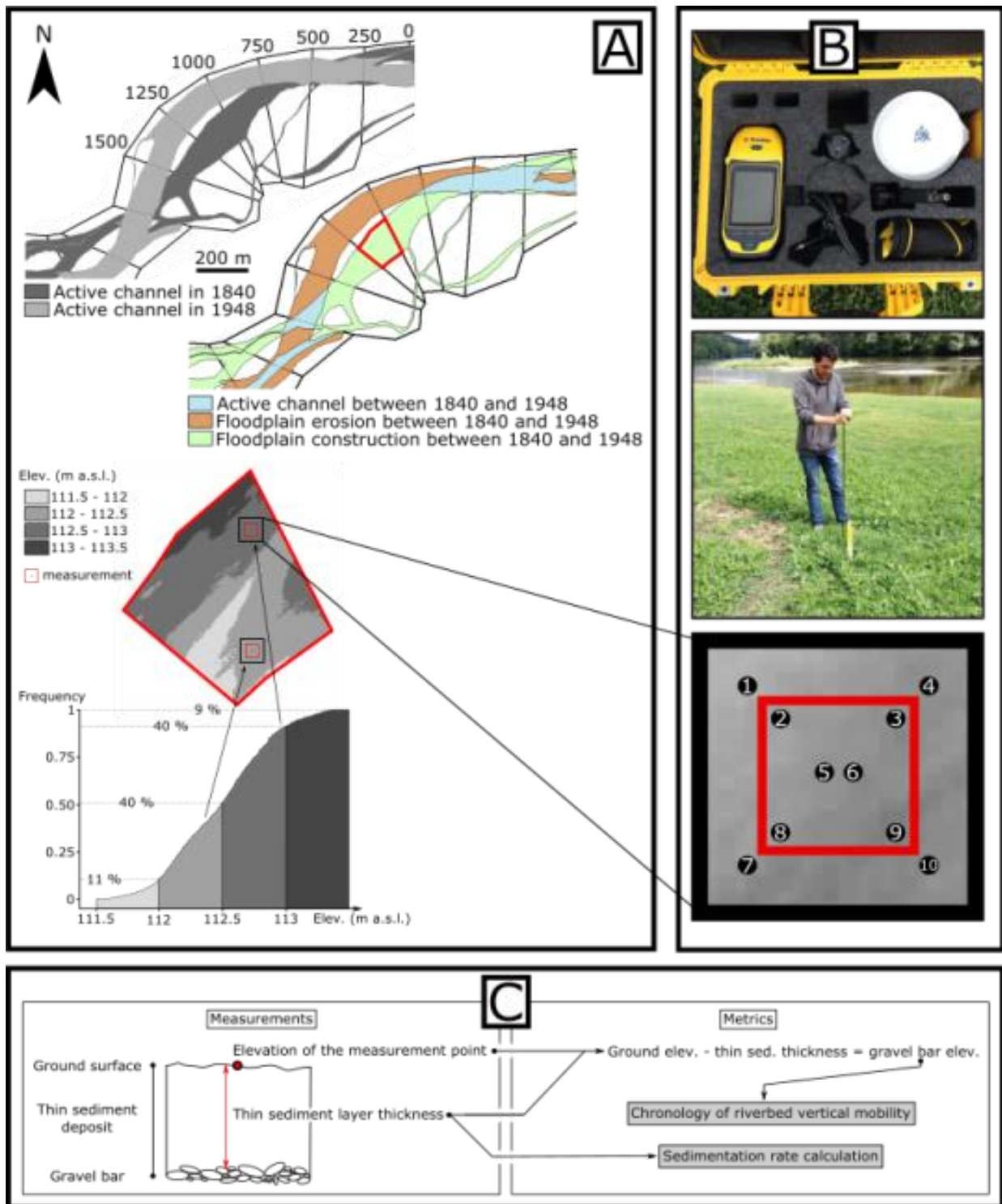


Figure 41. **A** - Chaîne de traitements pour mettre en place le plan d'échantillonnage, **B** – Matériel utilisé pour mesurer l'épaisseur de sédiment fin et localiser les mesures et **C** – Calcul pour déterminer l'altitude du toit de galet de la surface alluviale récemment construite.

Pour convertir ces informations ponctuelles d'altitude du toit de galets et de hauteurs de sédiments fins en volumes de sédiments stockés en plaine alluviale, deux méthodes reposant sur deux hypothèses de répartition spatiale sont utilisées :

- (1) L'altitude du toit de galets est homogène sur l'intégralité de la surface de plaine alluviale construite par tronçon de 250 m linéaire de cours d'eau et donc la différence d'altitude entre le toit de galets et l'altitude moyenne du fond du lit du chenal actif au droit est multipliée par la surface du polygone de plaine alluviale construite concerné pour obtenir un volume de sédiments grossiers stockés.
- (2) L'épaisseur de sédiments fins déposés est homogène sur l'ensemble de la surface de plaine alluviale construite et pour obtenir l'altitude du toit de galets sur l'ensemble de la surface un raster est obtenu par soustraction de l'épaisseur de sédiments fins au raster de la surface (LIDAR).

Les superpositions des bandes actives (1) permettent la création des polygones de surfaces construites par tronçon de 250 m (2). Deux méthodes sont testées pour calculer le volume de sédiments déposé en plaine alluviale depuis 1948 (3). La première méthode (3 - 1) repose sur l'hypothèse que le toit de galets est plat. Elle consiste en la création d'un raster d'altitude du toit de galets sur l'étendue du polygone, par soustraction entre la valeur du LIDAR au droit du point de mesure et la valeur médiane d'épaisseur de sédiments fins. La soustraction entre le raster LIDAR et le raster d'altitude du toit de galets fournit un raster d'épaisseur de sédiments fins qu'il suffit d'intégrer pour obtenir un volume. Ce raster d'épaisseur présente des valeurs positives dues aux dépôts de sédiments fins, et des valeurs négatives interprétables comme des volumes remobilisés (ex : chenaux de crues). La méthode (3 - 2) repose sur l'hypothèse que les épaisseurs mesurées sont représentatives de l'ensemble du polygone d'intérêt. Il s'agit ici de retrancher à la valeur de chaque pixel du raster LIDAR, la valeur d'épaisseur médiane déterminée dans la placette au centre du polygone. Cette méthode ne permet pas de mettre en évidence une éventuelle remobilisation des sédiments fins déposés (Figure 42).

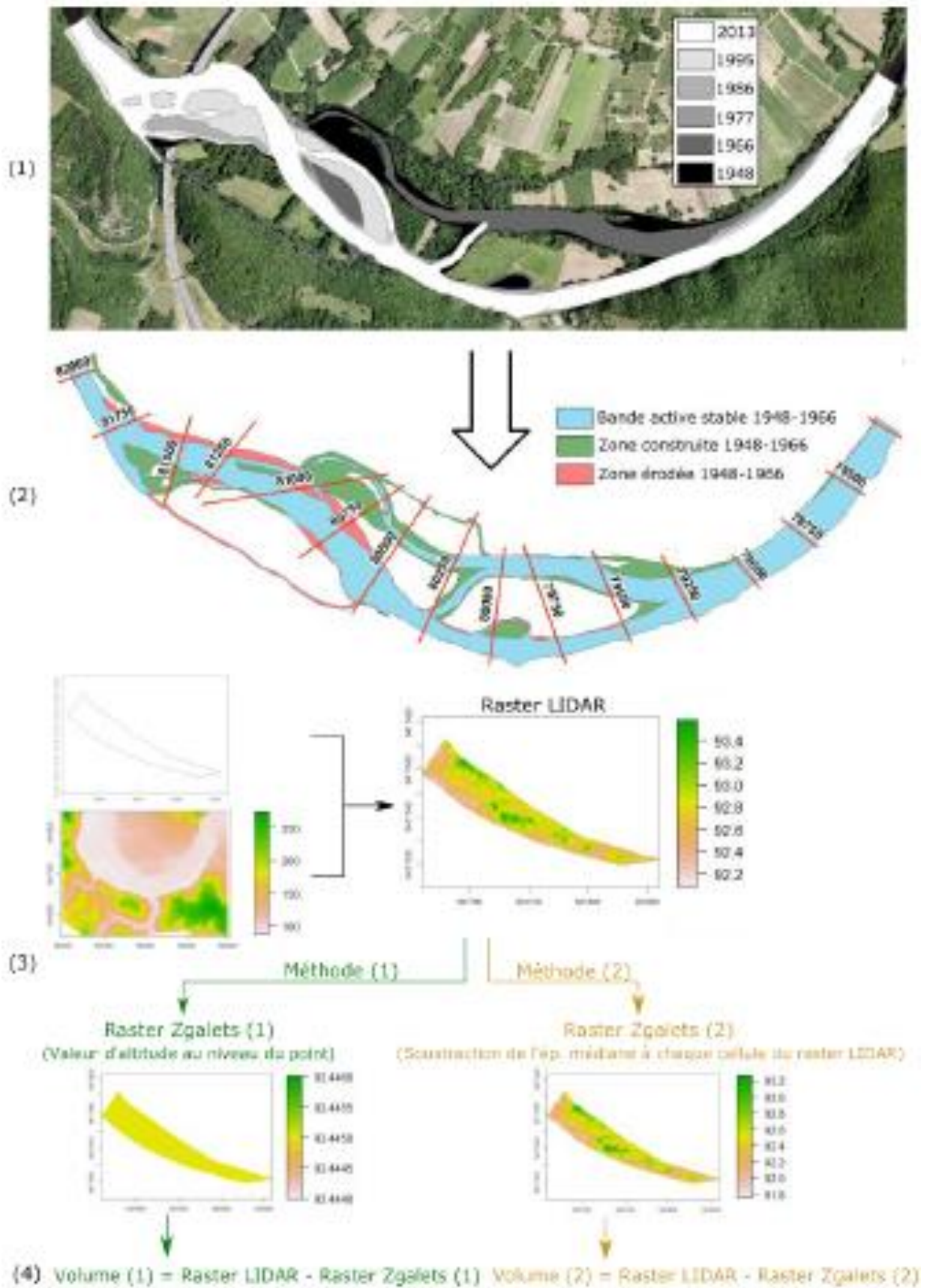


Figure 42. Chaines de traitements de l'information ponctuelle de l'altitude du toit de galets vers les volumes de sédiments fins et grossiers stockés en plaine alluviale.

3.1.3. Volumes entrants

Pour quantifier les volumes de sédiments grossiers entrés dans le chenal actif depuis 1948, nous avons (1) extrait les surfaces des polygones de plaine alluviale érodée obtenues lors du diagnostic géomorphologique, puis (2) extrait les hauteurs de berges sur l'ensemble du linéaire en combinant les données d'altitudes du MNT et de la bathymétrie, et enfin (3) mesuré sur le terrain les proportions de sédiments fins et de sédiments grossiers sur les fronts de berges actifs et accessibles, puisque près de 40 kilomètres de berges sont protégées de l'érosion par des enrochements.

- (1) Polygones de plaine alluviale érodée par période : 1948-1966, 1966-1976, 1986-1995 et 1995-2012.
- (2) Hauteurs de berges extraites sur l'ensemble du linéaire de la Dordogne moyenne en combinant les données d'altitude du MNT et le fond du lit moyen de la bathymétrie (1998).
- (3) Distinction entre sédiments fins et grossiers sur les fronts d'érosion les plus actifs : le haut de berge et le pied de berge et le profil granulométrique avec la transition entre sédiments fins et sédiments grossiers ont été décrits précisément à l'aide d'un GPS centimétrique (Trimble Geo-X7) tous les 50 mètres linéaires de berges. Les épaisseurs de sédiments fins (inférieurs à 2 mm) et l'épaisseur de sédiments grossiers (supérieurs à 2 mm) ont été mesurées lors des relevés GPS à l'aide d'une tige graduée (Figure 43).

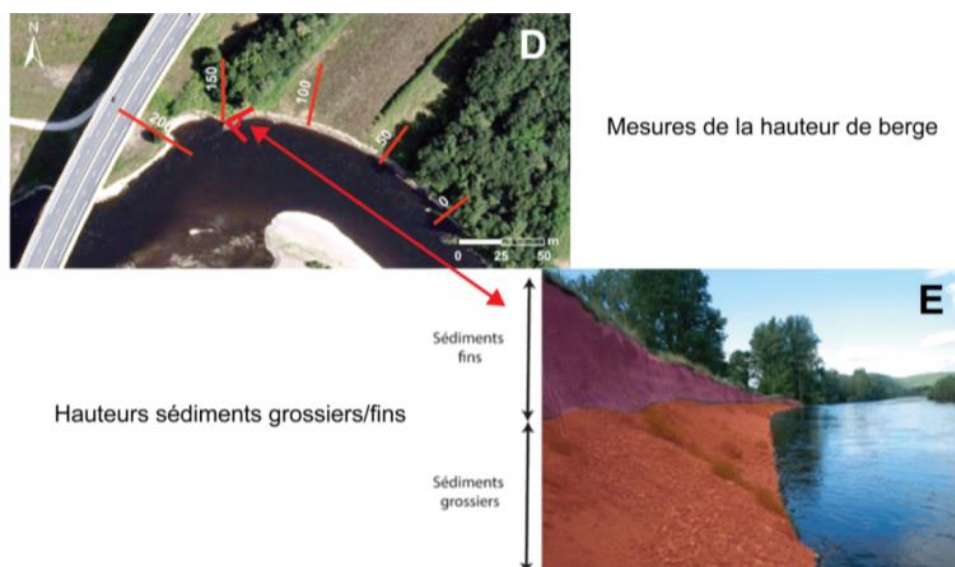


Figure 43. Mesures terrain des proportions de sédiments fins et sédiments grossiers sur le front d'érosion de Pinsac (46- Lot).

En parallèle de ces mesures de hauteurs de berges et de proportions de sédiments fins et grossiers, et pour comprendre la mobilité latérale actuelle de la rivière, nous avons également continué le suivi de 3 fronts d'érosion débuté en 2014 par EPIDOR et ECOGEA (Figure 44).

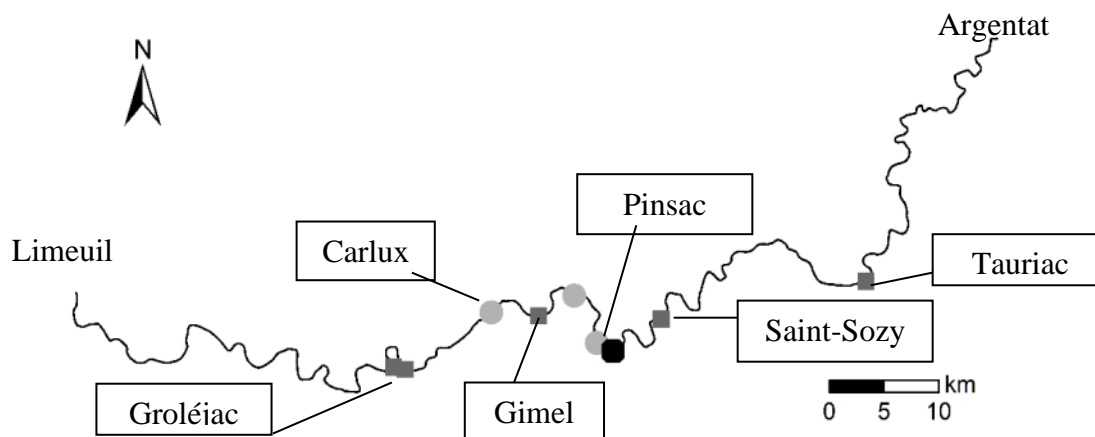


Figure 44. Localisation des fronts d'érosion suivis annuellement depuis 2014 (Ronds gris).

L'un des fronts d'érosion est suivi au niveau de la commune de Pinsac (46). Le front d'érosion est situé en rive droite de la Dordogne, à l'amont direct du pont de l'autoroute A 20 (à 81.25 km du barrage d'Argentat). Il est en extrados de méandre et la partie suivie mesure 200 m de long (Figure 45).

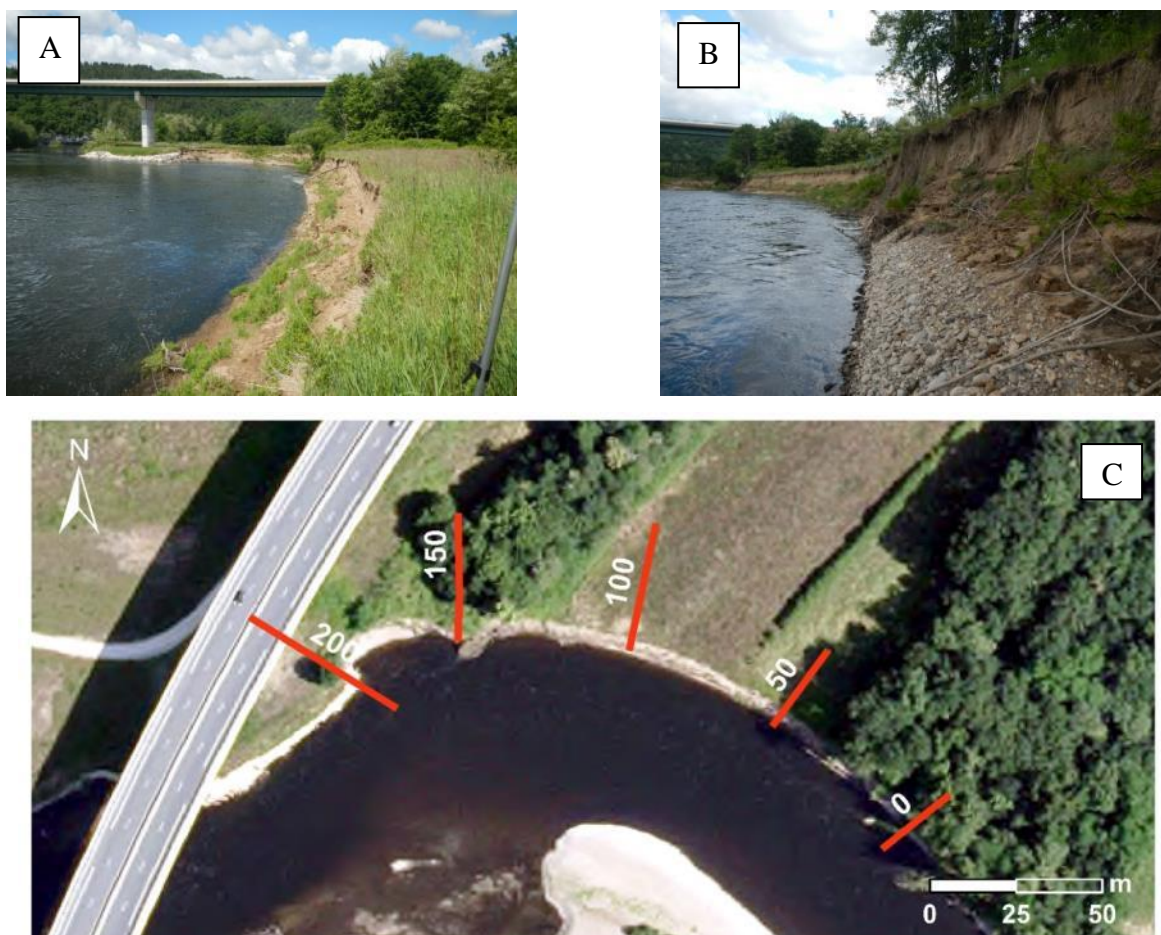


Figure 45. (A) et (B) : front d'érosion de Pinsac en rive droite (crédit photo : ECOGEA) et (C) : Vue aérienne des 200 mètres de fronts suivis depuis 2014 (Source : IGN).

Le second front d'érosion, celui de Gimel, est situé en rive gauche de la Dordogne (à 87.75 km du barrage d'Argentat) sur la commune de Lanzac (46). Il s'agit d'un site où un enrochement a été supprimé en 2015. Ce site a donc été intégré au suivi en 2015. La partie surveillée mesure 400 m de long (Figure 46).

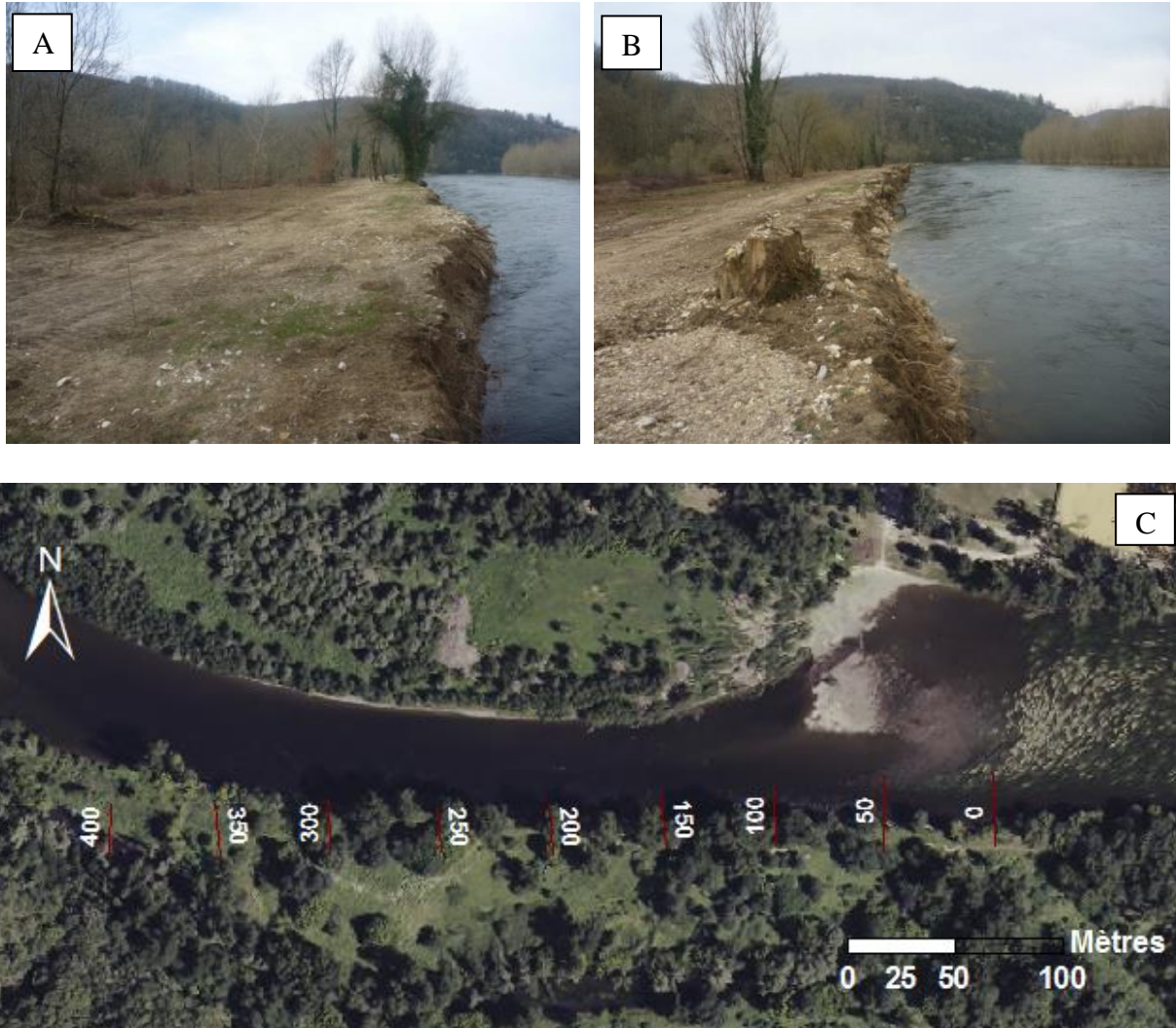


Figure 46. (A) et (B) Front d'érosion de Gimel en rive gauche (Crédit photo : ECOGEA) ; (C) Vue aérienne des 400 mètres du front suivis depuis 2015 (Source : IGN).

Le front d'érosion de Carlux est situé en rive droite de la Dordogne (à 98.5 km du barrage d'Argentat) au niveau des communes de Carlux (24) et St-Julien-de-Lampon (24). Il se situe en extrados de méandre relativement prononcé et la partie suivie mesure 450 m linéaires (Figure 47).

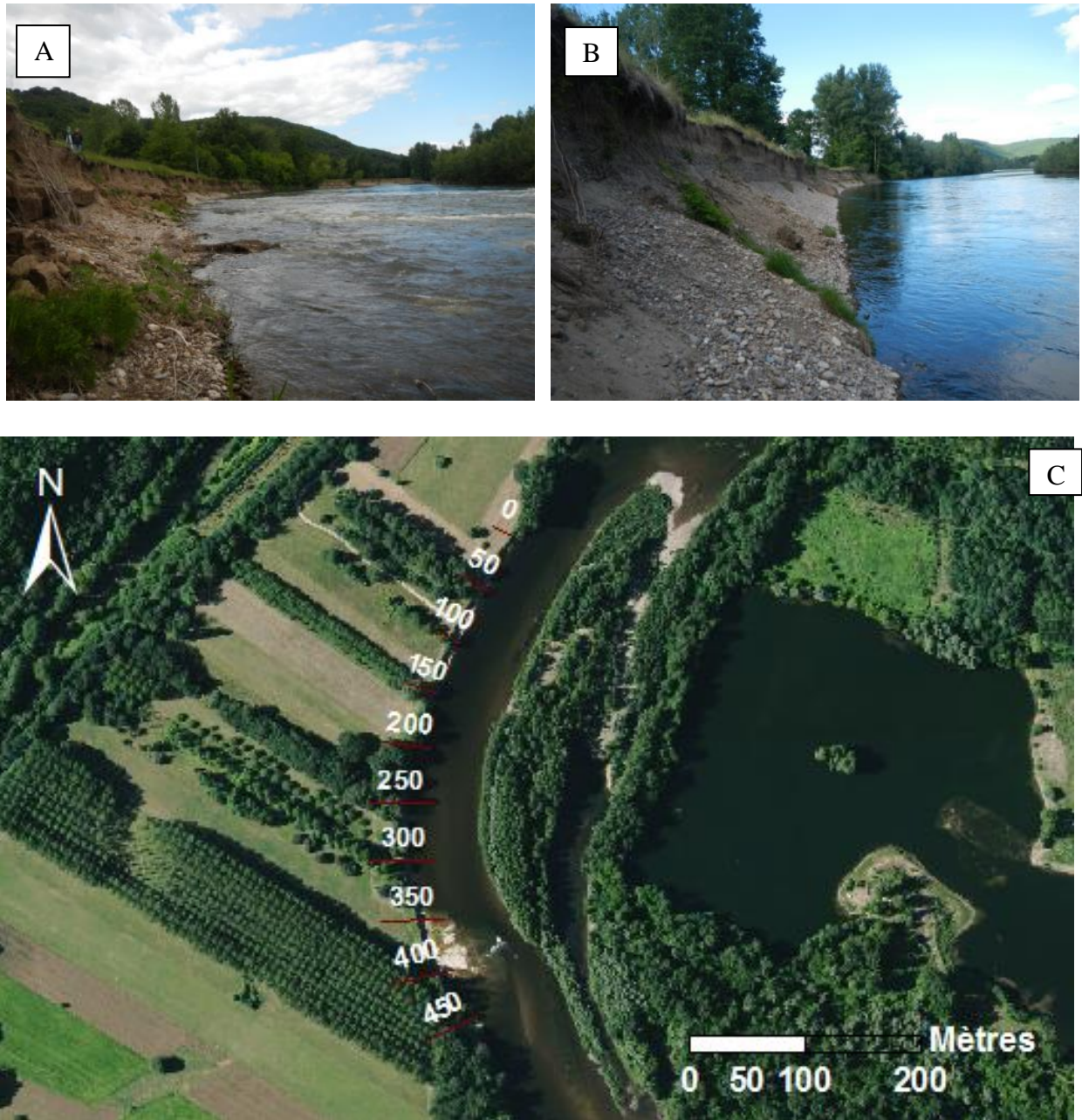


Figure 47. (A) et (B) Front d'érosion de Carlux en rive droite (Crédit photo : ECOGEA) ; (C) Vue aérienne des 450 mètres du front suivis depuis 2014 (Source : IGN).

Lors de ces suivis annuels, la comparaison des hauts de berges et des bas de berges permet d'extraire les polygones d'érosion de chaque site et de définir la hauteur du front d'érosion. Pour quantifier, l'érosion nous effectuons ensuite une segmentation des polygones d'érosion par tronçon de 50 mètres (Figure 48). Une fois les volumes érodés définis, nous croisons ces volumes avec les proportions de sédiments fins et grossiers mesurés et calculons les volumes érodés pour ces deux fractions granulométriques. Ci-dessous, la segmentation par tronçon de 50 mètres de berges du front d'érosion de Pinsac en rive droite (Figure 48). L'étude des images aériennes de 2012 et 2014 nous avait informé de la mobilité de ce front d'érosion que nous avons ensuite suivi chaque année entre 2014 et 2018.

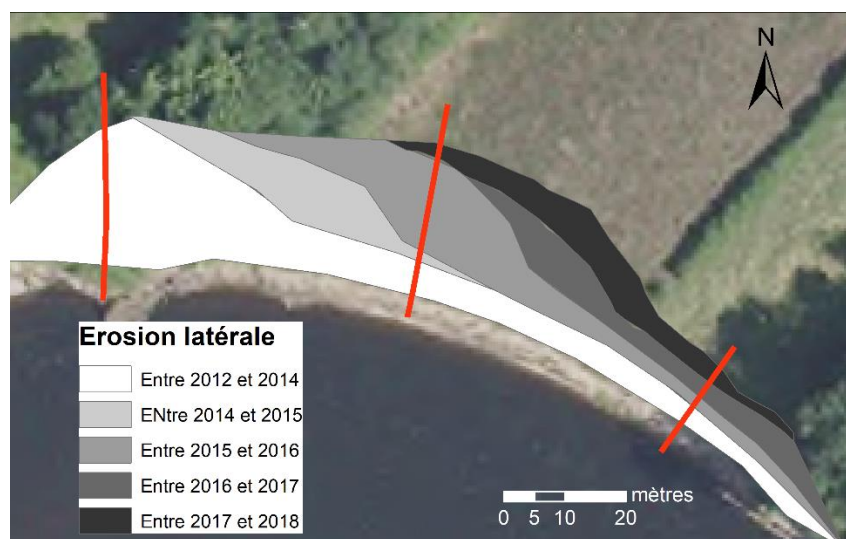


Figure 48. Extraction des polygones d'érosion et segmentation par tronçon de 50 m (Source : IGN).

3.2. Résultats

L'analyse spatiale des données topographiques de hauteurs de berges et de l'altitude du toit de galets nous offre de nouvelles clés d'interprétations des résultats obtenus lors du diagnostic géomorphologique, et permettront de calculer les volumes entrés et sortis depuis 1948 sur la Dordogne moyenne. La combinaison des données volumétriques issues de cette analyse et des volumes de migration de la charge de fond serviront ensuite à élaborer le budget sédimentaire global.

3.2.1. Hauteurs de berges et teneurs en sédiments fins et grossiers

La hauteur de berge moyenne sur la Dordogne dans sa moyenne vallée est d'environ 6 mètres. Les hauteurs de berges ne semblent pas montrer un gradient amont-aval significatif (Figure 49). Le découpage par tronçons géomorphologiques homogènes confirme l'absence de gradient (Tableau 27). Le secteur S2 présente les hauteurs de berges les plus faibles, conséquence de l'exhaussement observé (cf. chapitre 2). Sur les secteurs S3 et S4 les valeurs médianes de 4.8 et 5.1 mètres sont le reflet de la forte incision au droit des fosses d'extractions. Nous observons également des hauteurs de berges maximales sur ces deux secteurs de 74 et 66 mètres, dues à des falaises, qui très localement contraignent latéralement la rivière (Tableau 27). Sur le secteur S1, les berges sont également hautes (5.4 mètres) et témoignent de l'incision liée à la migration de la charge de fond en aval du barrage du Sablier (Tableau 27).

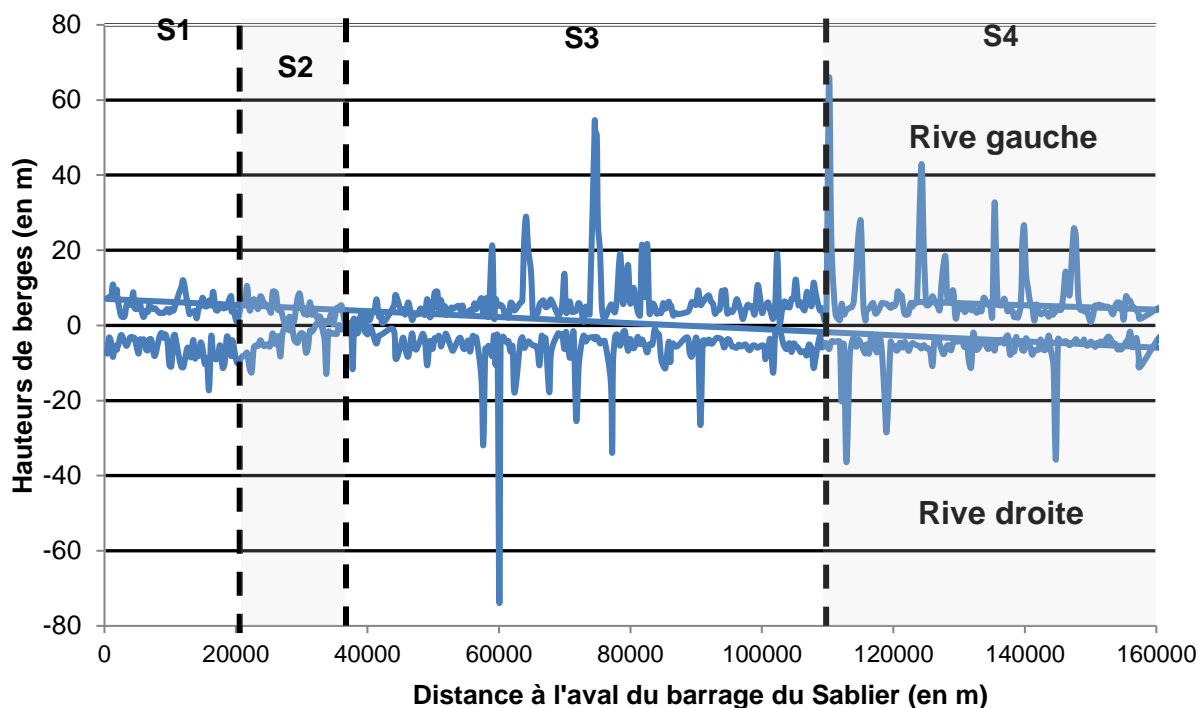


Figure 49. Patron longitudinal des hauteurs de berges (Rive Droite (négatif) et Rive Gauche (positif) sur la Dordogne dans sa moyenne vallée entre Argentat et Limeuil.

Tableau 27. Hauteurs de berges (en mètres) sur la Dordogne moyenne par tronçons géomorphologiques homogènes (n le nombre de points de mesures répartis tous les 250 mètres).

S1 (n = 142)				S2 (n = 70)				S3 (n = 419)				S4 (n = 304)			
min	med	moy	max	min	med	moy	max	min	med	moy	max	min	med	moy	max
1.0	5.4	5.9	17	0.3	2.8	3.3	13	0.3	4.8	6.1	74	0.9	5.1	6.7	66

Les mesures des proportions de sédiments fins et de sédiments grossiers montrent quant à elles un gradient amont-aval décroissant de la teneur de sédiments grossiers (Tableau 28). Les berges du secteur S1 (entre Argentat et Beaulieu : 0 à 23.5 km en aval du barrage du sablier) sont composées à 89 % de sédiments grossiers, celles du secteur S2 (entre Altiliac et Girac : 23.5 à 36.2 km en aval du barrage du Sablier) de 46 %, du secteur S3 de 42 % (entre Girac et Groléjac : 36.2 à 110 km en aval du barrage du Sablier), et celles du secteur S4 (entre Groléjac et Limeuil : 110 à 160 km en aval du barrage du Sablier) de 22 % de sédiments grossiers (Tableau 28).

Tableau 28. Hauteurs médianes des proportions de sédiments fins et sédiments grossiers sur les berges de la Dordogne moyenne par tronçon géomorphologique homogène.

	S1 (n = 142)	S2 (n = 70)	S3 (n = 419)	S4 (n = 304)
Hauteurs sédiments fins (en m)	0.6	1.5	2.8	4
Hauteurs sédiments grossiers (en m)	4.8	1.3	2	1.1

3.2.2. Suivis annuels de 3 fronts d'érosion et comparaison mesures de terrain - analyse rétrospective

Entre 2012 et 2018, 33 jours dépassant le débit de plein bord ont été enregistrés à la station hydrométrique de Cénac. Ces débits ont été mesurés lors des crues de 2012 (4), 2016 (13) et 2018 (16) (Figure 50).

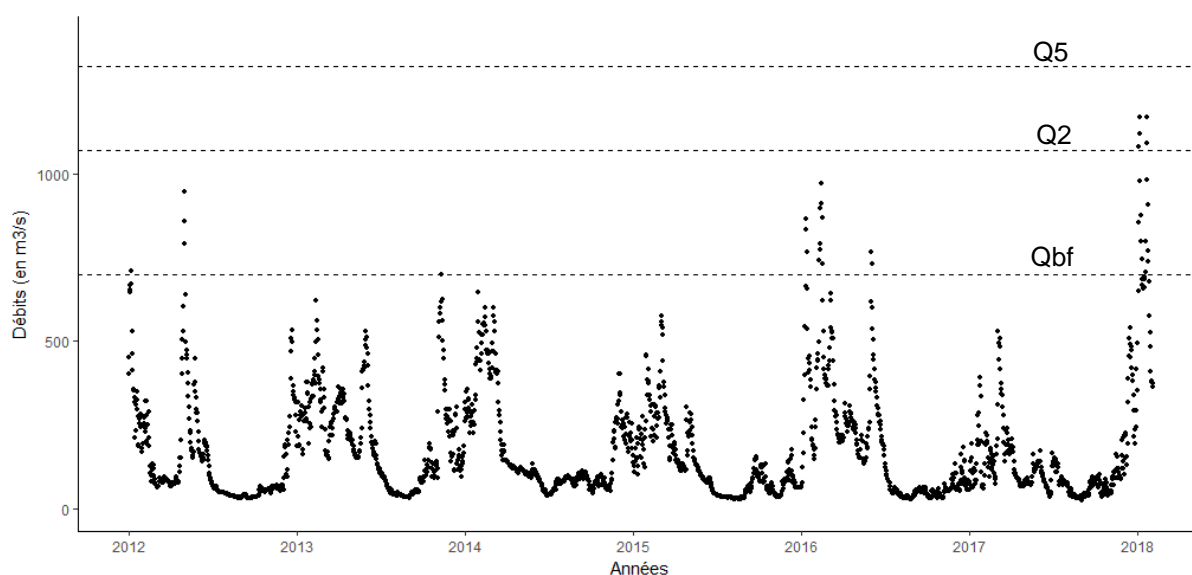


Figure 50. Chronique des débits journaliers à la station hydrométrique de Cénac (Banque-hydro : P2380010) et le débit de plein bord (Q_{bf}) et les débits des crues de retour 2 (Q2) et 5 ans (Q5).

Sur chacun des 3 fronts d'érosion suivis, nous avons mesuré les hauteurs de berges et les hauteurs de sédiments fins et grossiers présents tous les ans (Tableau 30). Pour ces berges, d'une hauteur moyenne comprise entre 4 et 5.3 mètres, les

sédiments grossiers (supérieurs à 2 mm) représentent en moyenne 40 % de la hauteur totale.

Tableau 29. Epaisseurs moyennes en sédiments fins (inférieurs à 2 mm) et grossiers (supérieurs à 2 mm) mesurées sur les fronts d'érosion suivis depuis 2014 sur la Dordogne moyenne.

	Pinsac RD	Gimel RG	Carlux RD
Hauteur de berge moyenne (en m)	5.3	4.0	4.1
Epaisseur moyenne de sédiments grossiers (en m)	2.1	1.7	1.6

Sur la période 2014 – 2018, les fronts d'érosion suivis ont apporté 9086 m³ de sédiments grossiers au chenal actif de la Dordogne, soit environ 2250 m³ par an pour 1 km de berges (Tableau 30). A titre de comparaison ce volume entrant dans le chenal est équivalent à la migration de la charge de fond observé sur le site de Meyraguet pour l'épisode morphogène de 2018.

Tableau 30. Volumes de sédiments grossiers (supérieurs à 2 mm) érodés sur les fronts d'érosion suivis depuis 2014 sur la Dordogne exprimés en m³.

	Pinsac RD	Gimel RG	Carlux RD	Volume total des 3 fronts suivis
2014 - 2015	900		455	1355
2015 - 2016	1440	1368	1410	4218
2016 - 2017	118	550	740	1408
2017 - 2018	110	1175	820	2105
Total	2568	3093	3425	9086
Erosion en m³/an/m de berge	3.2	3.4	2.1	

L'analyse diachronique réalisée lors du diagnostic géomorphologique (cf. chapitre 2) montre que les fronts d'érosions de Pinsac et de Carlux sont actifs depuis 1986. Le front de Pinsac s'est érodé de 3.86 m³/an/m de berge entre 1986 et 1995 et de 3.22 m³/an/m de berge entre 1995 et 2012. Le front de Carlux a lui enregistré une

érosion de 2.25 m³/an/m de berge entre 1986 et 1995 et de 2.06 m³/an/m de berge entre 1995 et 2012. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées sur le terrain entre 2014 et 2018 (3.2 m³/an/m de berge pour Pinsac et 2.1 m³/an/m de berge pour Carlux ; Tableau 30).

Les mesures de terrain réalisées entre 2014 et 2018 montrent que l'intensité et la durée des événements de crues de plus grandes ampleurs n'augmentent pas significativement l'activité érosive des berges et donc les volumes entrant dans le chenal. De plus les fronts montrent une activité érosive par sapement du pied de berges. L'érosion latérale serait principalement induite par l'instabilité des berges suite à l'incision généralisée du lit.

3.2.3. Volumes de sédiments grossiers stockés depuis 1948

L'épaisseur médiane de sédiments fins déposés entre 1948 et 2017 (0.69 m), 1966 et 2017 (0.55 m) et 1977 et 2017 (0.62 m) ne présente pas de différence significative (test de Wilcoxon ; $0.11 < p\text{-value} < 0.40$). Cette épaisseur médiane diminue ensuite pour atteindre 0.54 mètre de sédiments déposés entre 1986 et 2017 et 0.23 mètre entre 1995 et 2017 (Figure 51).

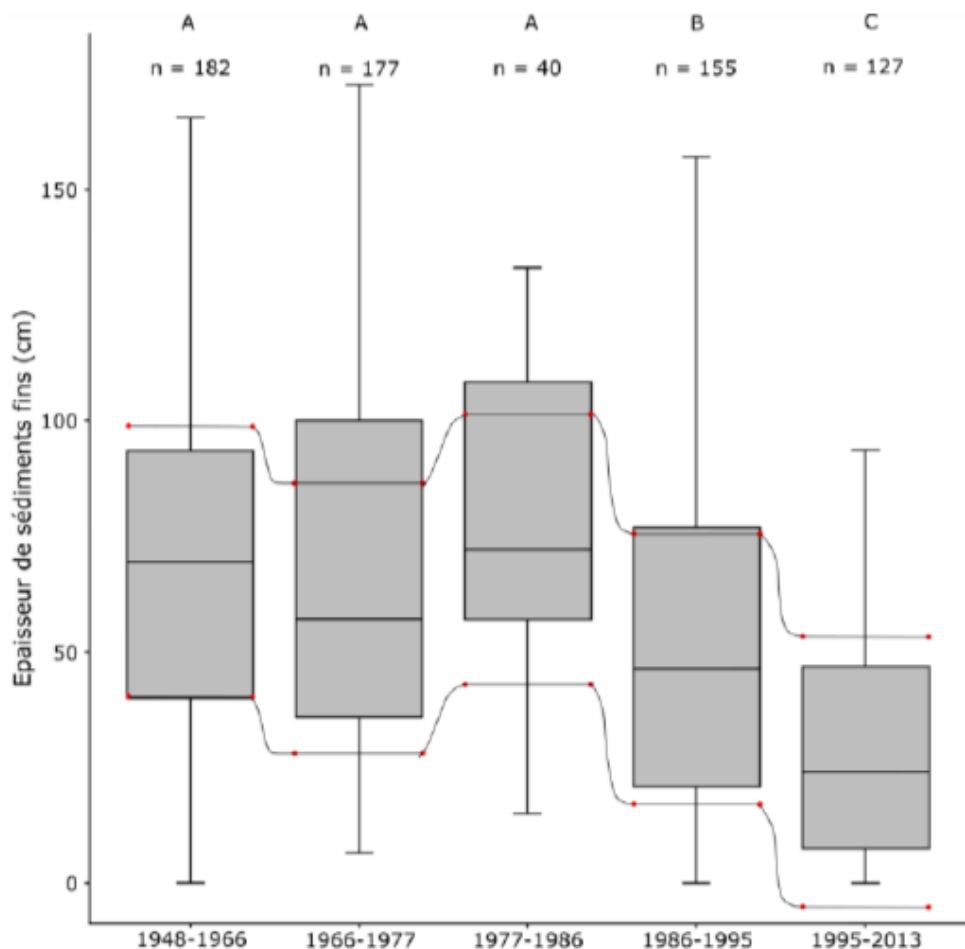


Figure 51. Epaisseurs de sédiments fins mesurées sur les surfaces construites depuis 1948 sur la Dordogne dans sa moyenne vallée.

Les taux de sédimentation médians calculés entre 1948 et 2017 (1.01 cm/an), entre 1966 et 2017 (1.07 cm/an), entre 1977 et 2017 (1.55 cm/an) et entre 1986 et 2017 (1.76 cm/an) montrent une tendance à l'augmentation, puis diminuent entre 1995 et 2017 (1.05 cm/an). Ces valeurs comprises entre 1.01 et 1.76 cm/an sont communément observées sur plusieurs cours d'eau à travers le monde : de 0.65 à 2.4 cm/an sur l'Ain (Piegay *et al.*, 2008), de 0.4 à 2 cm/an sur la Meuse (Van Wijngaarden *et al.*, 2002), de 0.1 à 2.7 cm/an sur plusieurs rivières québécoises (Saint Laurent *et al.*, 2010). La tendance à l'augmentation jusqu'en 1986 peut s'expliquer par le fait que les premières surfaces construites s'éloignent progressivement du talweg à mesure que la bande active se rétracte. Le cours d'eau ne débordant plus jusqu'à ces surfaces, aucun dépôt de sédiments fins ne s'effectue. A l'inverse, la diminution du taux de sédimentation constatée entre 1995 et 2017 peut être due à une remobilisation d'une partie des dépôts lors des crues, notamment celle de 1994 (quinquennale, Q = 1380

m³/s à Cénac, 24), remobilisation contribuant donc à une baisse du taux de sédimentation indépendamment de la dynamique de dépôt.

Les volumes de sédiments déposés par tronçon de 250 m, obtenus avec les deux méthodes (1 : altitude du toit de galets et 2 : épaisseur de sédiments fins) ne montrent pas de différence significative (test de Wilcoxon : p-value = 0.35). Les volumes totaux calculés avec les deux méthodes (1 et 2) sont respectivement de 1.8 et 1.9 millions de m³, soit un écart de 6 % (Figure 52).

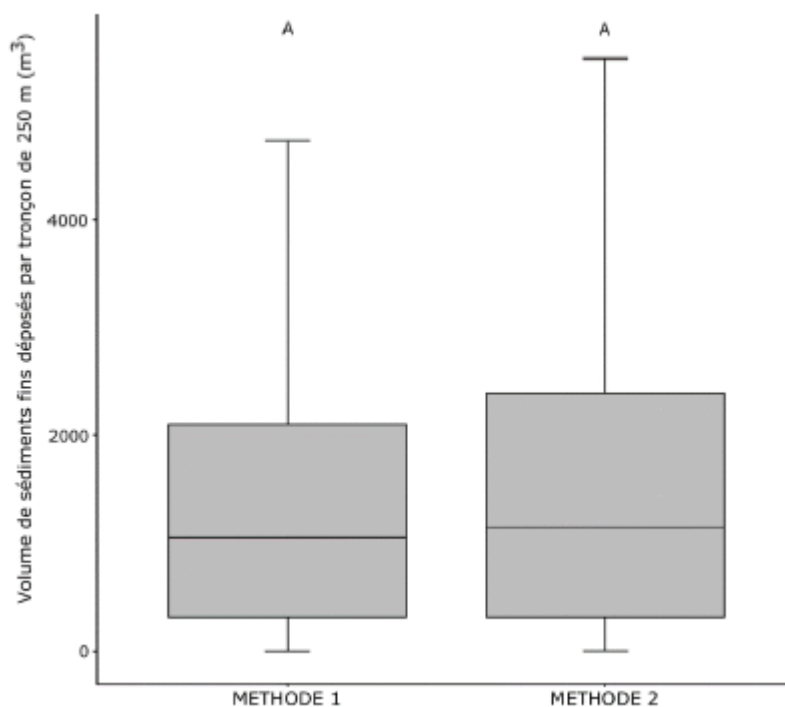


Figure 52. Volumes de sédiments grossiers stockés en plaine alluviale sur les surfaces échantillonnées lors de notre étude, calculés avec 1 : l'altitude du toit de galets et 2 : l'épaisseur de sédiments fins (Test wilcoxon A ; p-value = 0.35).

Les deux méthodes présentant des résultats identiques en matière de volume de sédiments fins déposés, nous comparons donc les variations des deux paramètres prédominants dans chaque méthode utilisée : (1) l'épaisseur de sédiments fins et (2) l'altitude du toit de galets pour chaque placette échantillonnée. L'altitude du toit de galets présente une variabilité médiane de 0.74 m et l'épaisseur de sédiments fins de 0.29 m (Figure 53).

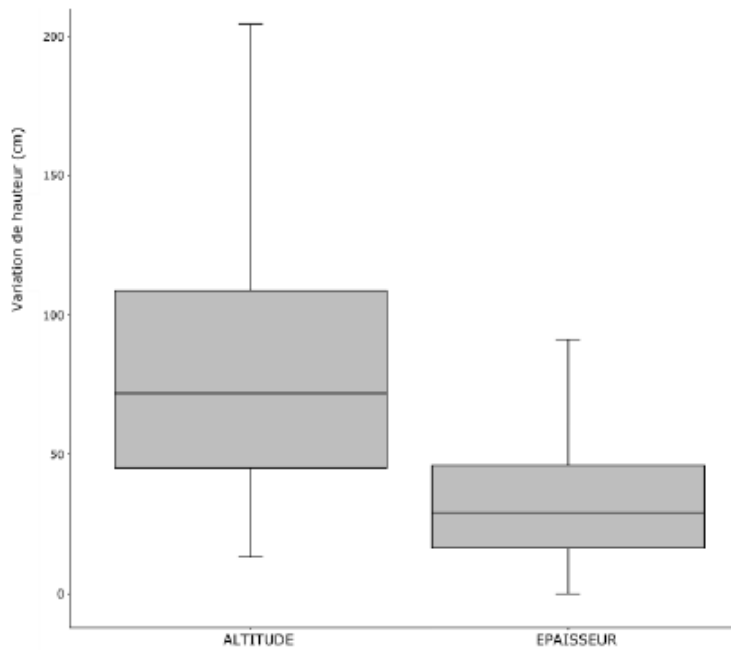


Figure 53. Variations de l'altitude du toit de galets et de l'épaisseur de sédiments fins par placette échantillonnée (en cm).

Pour le calcul des volumes de sédiments grossiers stockés en plaine alluviale depuis 1948, nous utilisons donc l'épaisseur de sédiments fins déposés (méthode 2). Nous utilisons la valeur de variabilité d'épaisseur au sein d'une placette de mesure comme incertitude sur l'épaisseur, soit 0.29 m.

4. Budget sédimentaire global et spatialisation de l'information

La quantification des volumes (1) de sédiments grossiers charriés par la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée, (2) de sédiments grossiers entrés dans le chenal, (3) stockés dans la plaine alluviale et (4) extraits en lit mineur depuis 1948 montre un déficit sédimentaire global de l'ordre d'environ 5 500 000 m³ (Tableau 31).

Tableau 31. Budget sédimentaire sur la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée depuis 1948.

	Volums sédiments grossiers stockés en plaine alluviale (en m ³)				
	S1	S2	S3	S4	Total
1948 - 1966	403 200	132 600	4 494 000	592 500	5 622 300
1966 - 1976	499 680	220 740	3 939 936	1 470 301	6 130 657
1976 - 1986	72 000	130	791 940	75 308	939 378
1986 - 1995	64 320	11 570	3 594 947	292 982	3 963 819
1995 - 2012	134 400	13 520	3 463 110	287 756	3 898 786
Total	1 173 600	378 560	16 283 933	2 718 847	20 554 940

	Volums sédiments grossiers entrés par érosion latérale (en m ³)				
	S1	S2	S3	S4	Total
1948 - 1966	167 520	77 160	988 200	123 900	1 356 780
1966 - 1976	22 080	26 520	330 000	81 700	460 300
1976 - 1986	92 160	33 280	291 000	40 200	456 640
1986 - 1995	15 360	3 380	920 400	27 700	966 840
1995 - 2012	1 440	35	483 400	38 600	523 480
Total	298 560	140 375	3 013 000	312 100	3 764 040

	Volums de sédiments grossiers charriés (en m ³)				
	S1	S2	S3	S4	Total
Apports amont	13 100	315 400	1 032	403 400	0
Migration aval	315 400	1 032	403 400	533 500	533 500

	S1	S2	S3	S4	Total
Volums extractions (en m³)	-	NA	6 870 000	1 925 000	8 795 000

	S1	S2	S3	S4	Total
Déficit en sédiments grossiers (en m³)	-3 740	454 700	-4 259 370	-1 743 000	-5 564 470

Le diagnostic géomorphologique (cf. chapitre 2) et l'étude de la capacité de la rivière à charrier sa charge de fond (cf. chapitre 3.2) montre une hétérogénéité des réponses morphologiques de la rivière sur sa moyenne vallée, imputable à ses caractéristiques morphologiques initiales (avant dégradation), mais aussi à l'hétérogénéité spatiale des pressions exercées depuis 1952 (barrages, extractions...). Afin d'apporter l'ensemble des informations nécessaires au travail post-doctorat visant à élaborer un plan de gestion opérationnel sur la Dordogne dans sa moyenne vallée, nous devons spatialiser les déficits et définir les secteurs aux interventions prioritaires.

4.1. Le secteur S1 entre Argentat et Atiliac (S1 : 0 – 23.5 km à l'aval du barrage du Sablier) : vers une propagation du déficit sédimentaire

La mise en service du barrage du Sablier en 1957 a rompu les apports amont en sédiments grossiers. La propagation vers l'aval de la charge de fond a engendré un déficit sédimentaire estimé à 282 700 m³ sur une distance de 12.5 kilomètres (Tableau 25 ; Figure 54). Ce déficit est visible par l'absence de bancs alluviaux sur les 5 premiers kilomètres à l'aval du barrage du Sablier, l'incision généralisée et les perturbations granulométriques observées sur ce secteur (cf. chapitre 2). Les entrées sédimentaires par érosion latérale sont de 298 000 m³ depuis 1948 (Tableau 31 ; Figure 54). Le secteur S1 ne montre donc pas de déficit sédimentaire dans sa globalité, mais simplement sur les 12.5 premiers kilomètres. Cependant la mobilité latérale récente est très faible, avec un volume de sédiments grossiers entrants de 1440 m³ sur la période 1995-2012, soit 85 m³/an. La migration actuelle du déficit sédimentaire induit par la migration de la charge de fond n'est donc pas compensée par des entrées sédimentaires équivalentes et progresse en moyenne de 200 mètres par an vers l'aval.

Si les débits morphogènes restent inchangés dans les prochaines décennies et qu'aucune injection sédimentaire n'est effectuée à l'aval du barrage du Sablier, le déficit sédimentaire impactera l'intégralité du secteur S1 (visible jusqu'au seuil de Beaulieu à 23.5 kilomètres) d'ici 2072. Pour ne pas accentuer ce déficit un apport annuel d'au moins 4600 m³ de sédiments grossiers (granulométrie du secteur cf. chapitre 2) doit être effectué. Pour réaliser ces injections annuelles, les surfaces récemment construites (1948-2012) représentent sur ce secteur un volume total de plus d'un million de mètres cube de sédiments grossiers (Tableau 31 ; Figure 54).

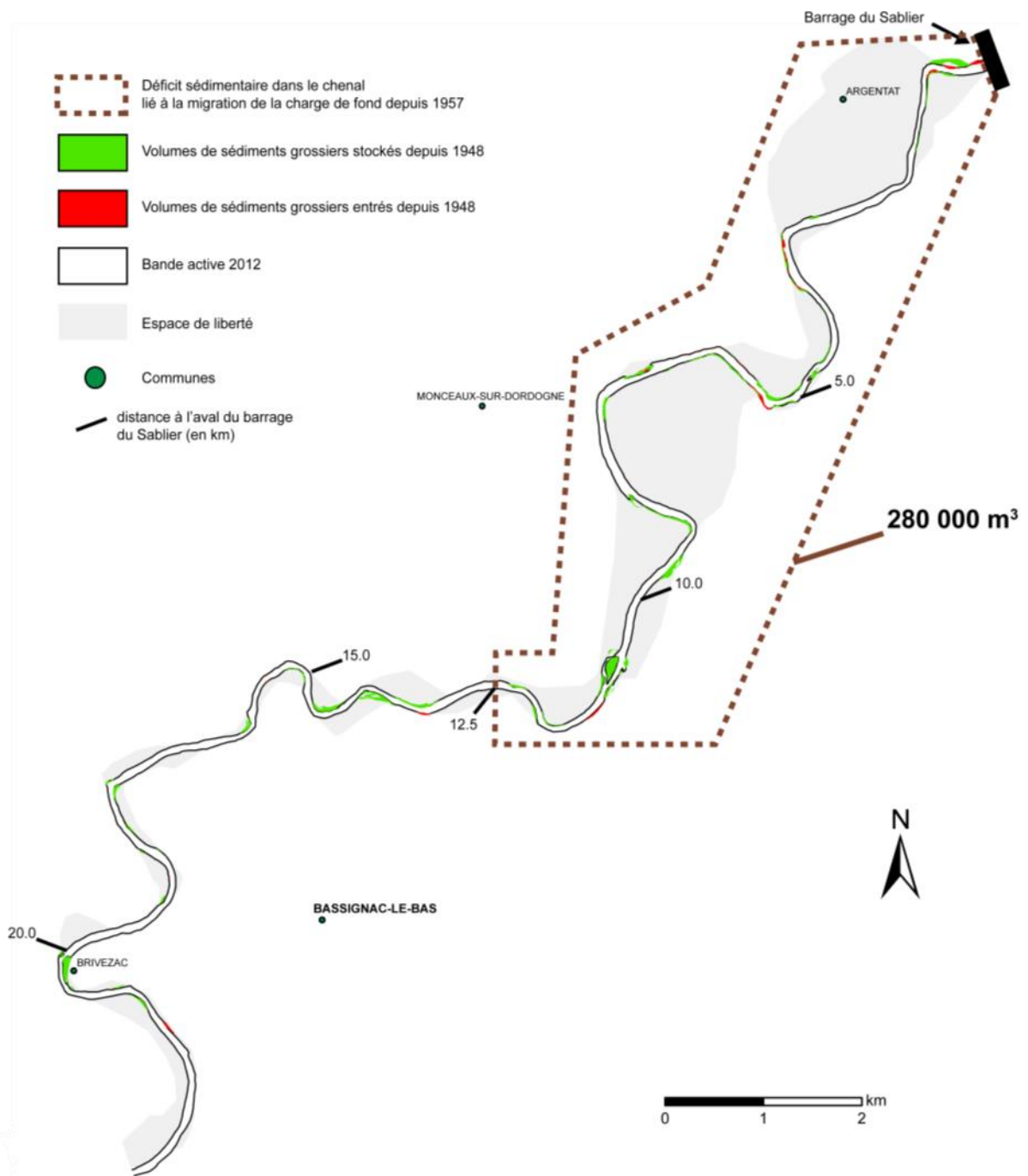


Figure 54. Cartographie de la propagation du déficit sédimentaire amont et des entrées et stockages sédimentaires depuis 1948 sur le secteur entre Argentat et Ailliac (entre 0 et 23.5 kilomètres en aval du barrage du Sablier).

4.2. Le secteur entre Ailliac et Girac (S2 : 23.5 – 36.2 km à l’aval du barrage du Sablier) : stockage de la charge de fond

Les apports amont en sédiments grossiers provenant du chenal sur le secteur S1 sont depuis 1948 de 315 400 m³ (Tableau 31). La capacité de transport de la rivière sur ce secteur étant réduite (cf. chapitre 3.2), la rivière semblerait n'avoir exporté que 1032 m³ de sédiments grossiers vers le secteur S3 à l'aval. Le secteur S2 est donc un lieu de stockage de la charge de fond, avec environ 314 000 m³ de sédiments grossiers stockés dans son chenal principal depuis 1948 (Tableau 31). Ce stockage de la charge de fond coïncide avec l'évolution altimétrique du fond du lit montrant une tendance à l'exhaussement moyen de 1.87 mètres entre 1938 et 1998 (cf chapitre 2).

Le seuil des Aubarèdes présent sur ce secteur ne semble pas rompre la continuité sédimentaire de façon permanente puisque la zone d'extraction à l'aval de ce seuil, recensée lors de l'étude planimétrique de la bande active (cf. chapitre 2) n'est aujourd'hui plus visible (Figure 55).

Dans le cas d'une propagation du déficit sédimentaire induit par le barrage du Sablier jusqu'au secteur S2, estimée précédemment à l'année 2072, le seuil des Aubarèdes et la capacité de la rivière à stocker sa charge de fond entre Atiliac et Girac pourrait stopper sa propagation.

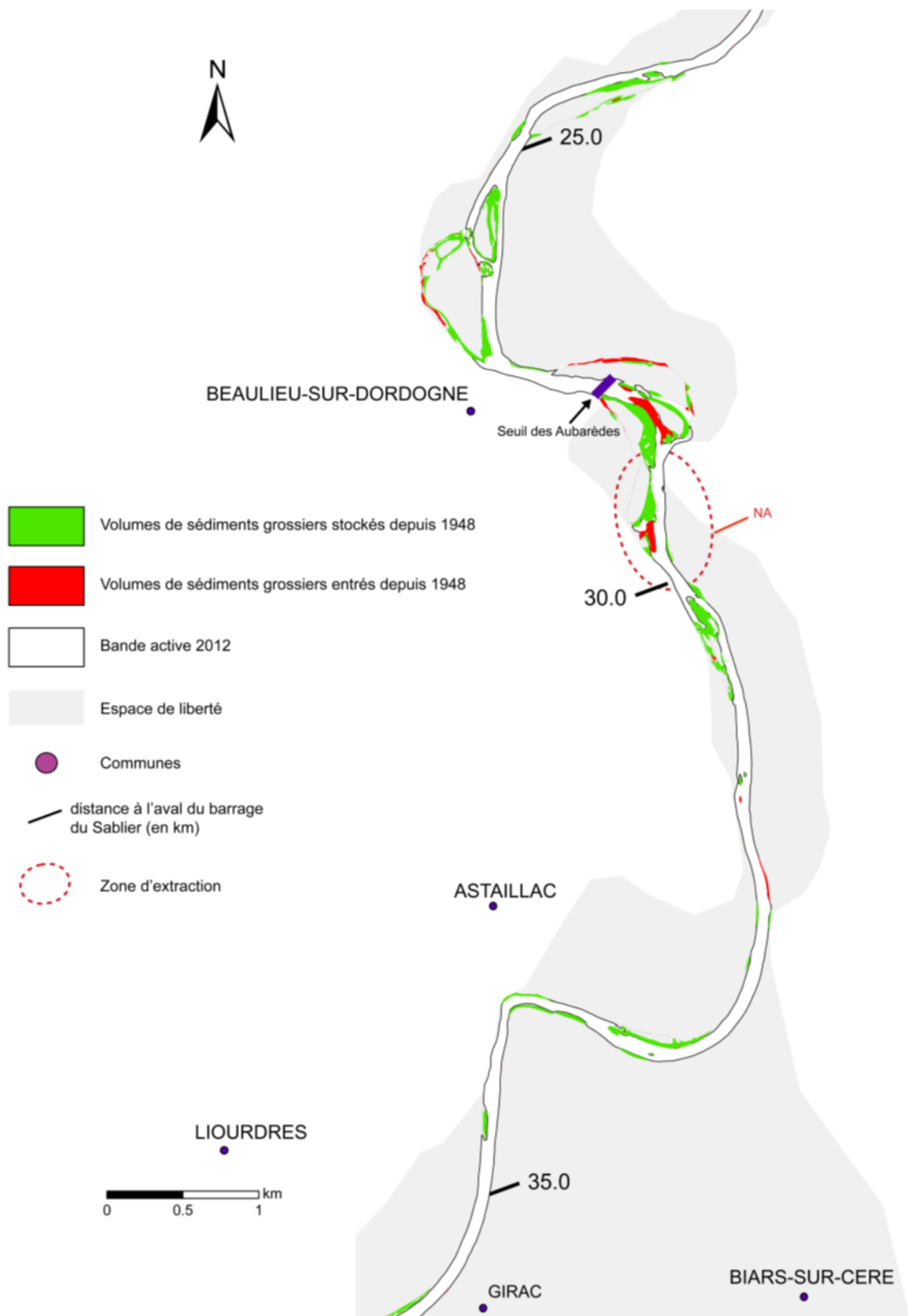


Figure 55. Cartographie des entrées et du stockage sédimentaire depuis 1948 sur le secteur entre Ailliac et Girac (entre 23.5 et 36.2 kilomètres en aval du barrage du Sablier).

4.3. Le secteur entre Girac et Groléjac (S3 : 36.2 – 110 km à l'aval du barrage du Sablier) : théâtre des effets cumulatifs et d'importantes discontinuités sédimentaires

Le secteur S3 compris entre 36.2 kilomètres et 110 kilomètres à l'aval du barrage du Sablier est le secteur où les ajustements morphologiques récents (depuis la seconde moitié du 19^{ème} siècle) montrent les plus grandes amplitudes, et où les extractions en lit mineur ont été les plus conséquentes (cf. chapitre 2).

L'étude de la dynamique de migration de la charge de fond (cf. chapitre 3.2) montre des apports de l'amont très faibles (1000 m³ depuis 1948 en provenance du secteur S2 à l'amont) et une migration à l'aval (vers le secteur S4) d'environ 400 000 m³. Avant les extractions, les apports latéraux annuels étaient supérieurs à la migration vers l'aval de la charge de fond et la rivière n'était donc pas en déficit.

Le volume de sédiments grossiers extraits en lit mineur a été de 6 870 000 m³ sur ce secteur et les apports par érosion latérale depuis la date d'arrêt des extractions en 1984 est d'environ 1 400 000 m³, soit une moyenne d'environ 54 000 m³ par an. La rivière présente donc un déficit estimé à 5 000 000 m³ de sédiments grossiers entre Girac et Groléjac (Tableau 31). Pour qu'un tel volume entre par érosion latérale avec les conditions hydrodynamiques actuelles, il faudrait environ 100 ans, mais les ajustements ne sont pas simplement conditionnés par les entrées sédimentaires, puisqu'une fois les sédiments entrés dans le système, il faut que par migration de la charge de fond ces volumes atteignent les fosses d'extractions. A partir des distances (280 mètres par an) et des volumes (4 400 m³ par an) déterminés par l'étude de la migration de la charge de fond (cf. chapitre 3.2), les fosses d'extractions se seraient comblées à hauteur de 20 % du déficit total depuis 1984, et il faudrait encore compter 320 années avant qu'elles ne soient toutes entièrement comblées.

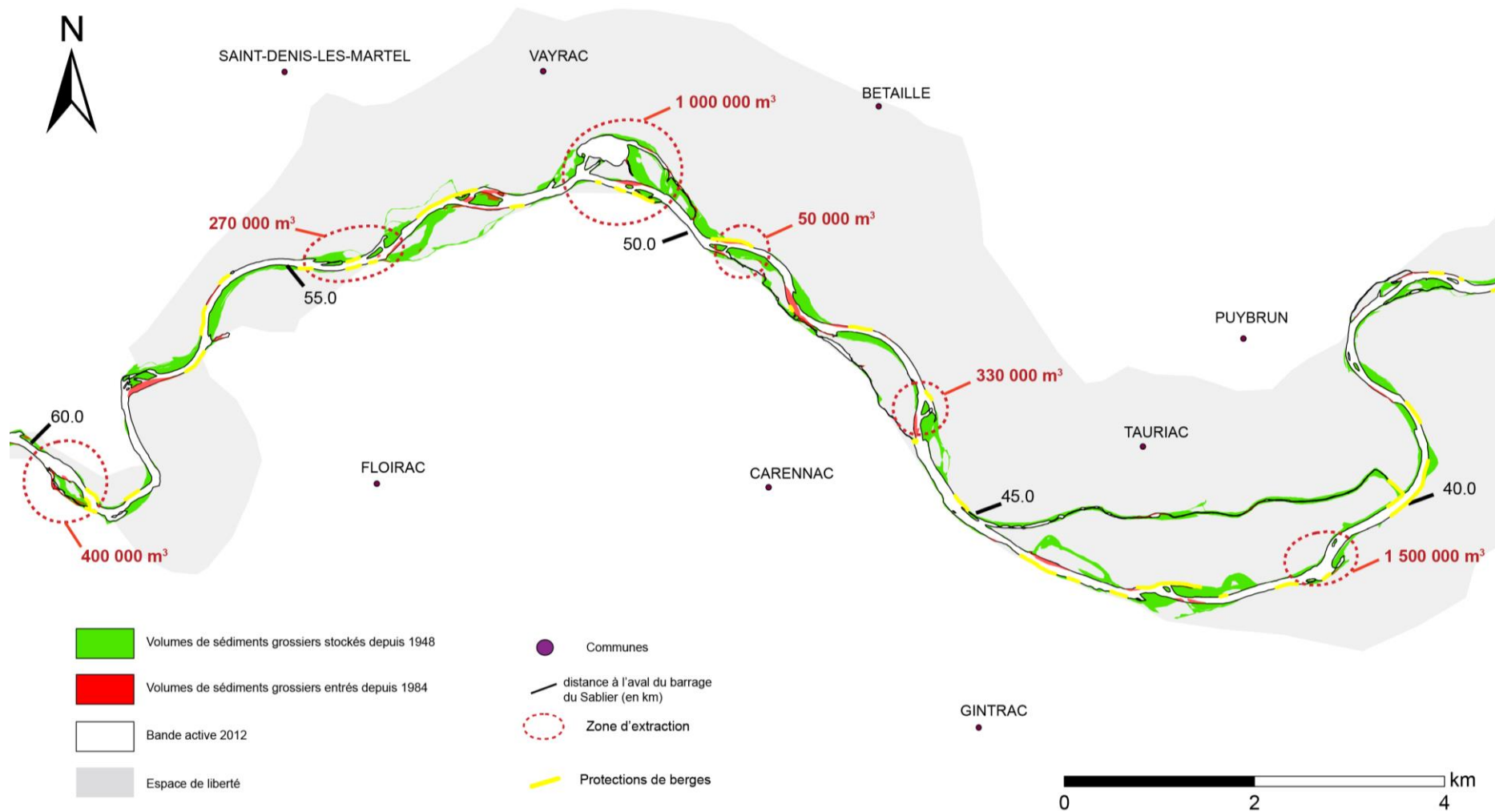
Plusieurs types d'interventions pourraient être envisagées pour accompagner la rivière dans ces ajustements visant à combler le déficit sédimentaire :

- a. Des injections localisées au droit des fosses d'extractions avec les volumes stockés en plaine alluviale récemment construites (1948 – 2012). Ces volumes

stockés en plaine alluviale suite à la végétalisation des bancs alluviaux et des annexes fluviales (bras secondaires et bras morts) imputables à la régulation hydrologique par les barrages et aux extractions, sont estimés à 16 000 000 de m³ sur le secteur entre Girac et Groléjac (S3). Cependant, leur prélèvement de la plaine alluviale aurait un cout financier important puisqu'il faudrait dans certains cas acquérir des parcelles où une agriculture est aujourd'hui produite et ensuite supprimer la végétation installée.

- b. Le rachat des terrains et la suppression des protections de berges pour favoriser un remplissage par érosion latérale, en priorisant les tronçons en amont des fosses. La suppression des 20 000 mètres de protections présentent sur le secteur S3 pourrait augmenter les volumes de sédiments grossiers entrant annuellement dans le chenal de près de 60 000 m³. La végétation mature ou pionnière présente sur ces berges ne semblent pas empêcher l'érosion latérale, comme l'attestent l'analyse diachronique et le suivi des fronts d'érosion.

Le plan de gestion opérationnel aura pour objectif de prioriser le type et les zones d'interventions, et nous pourrons nous appuyer sur les informations collectées et traitées durant ce travail de thèse (Figure 56 à 58).



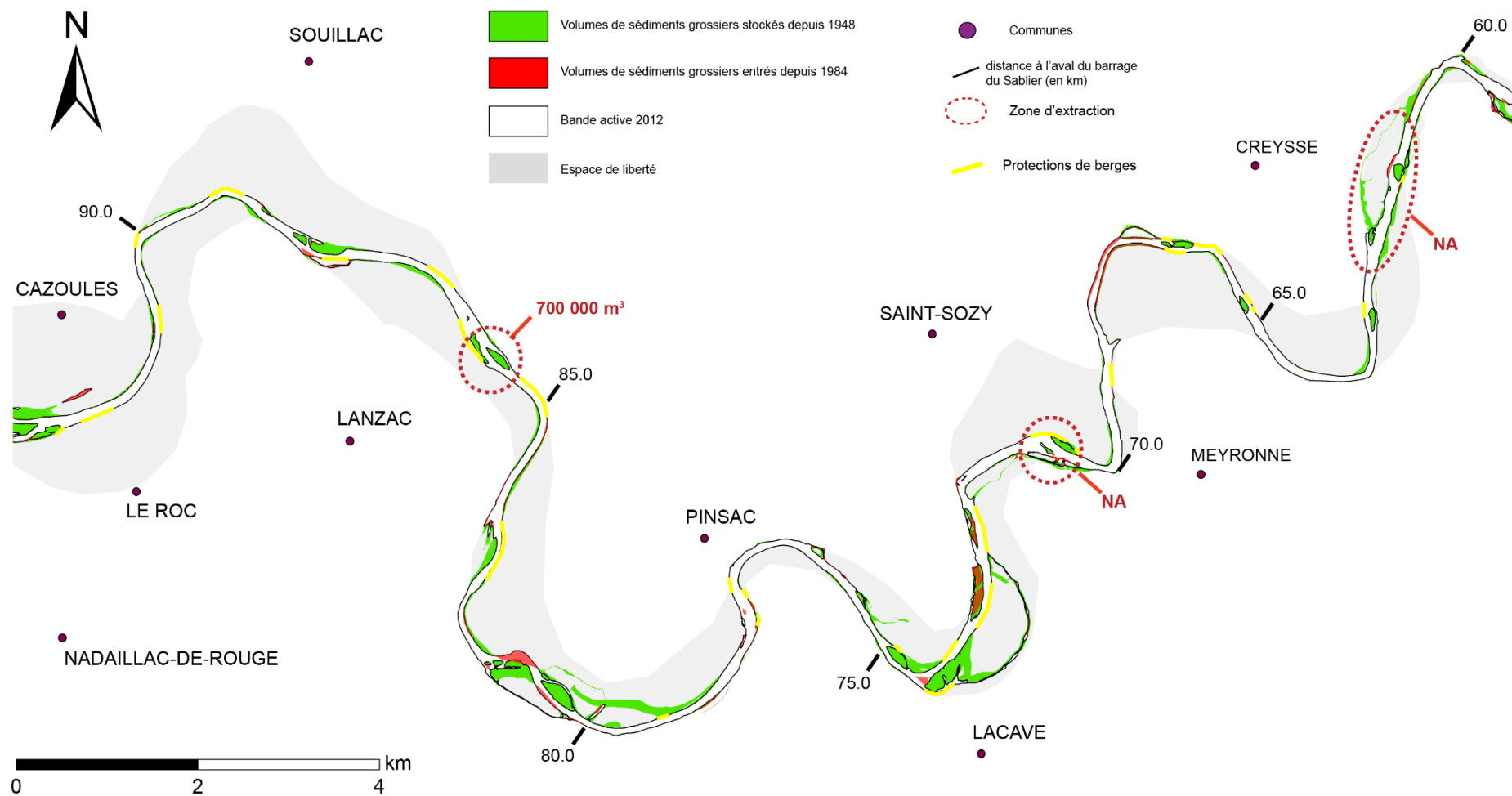


Figure 57. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre Saint-Denis-Lès-Martel et Cazoules (entre 60 et 93 kilomètres en aval du barrage du Sablier).

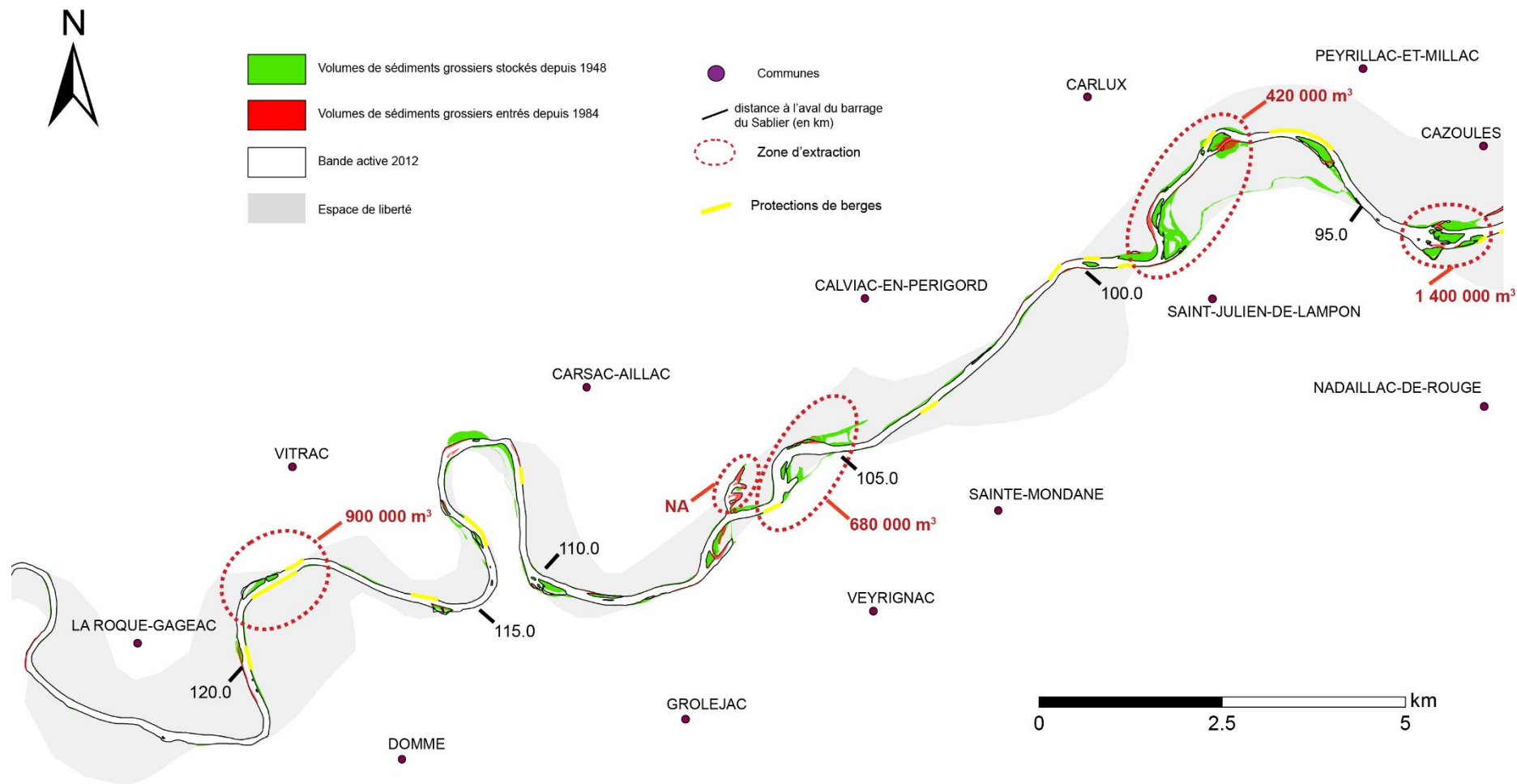


Figure 58. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre Cazoulès et La Roque-Gageac (entre 93 et 120 kilomètres en aval du barrage du Sablier).

4.4. Le secteur entre Groléjac et Limeuil (entre 110 – 162.5 km à l'aval du barrage du Sablier)

Le secteur le plus à l'aval de notre zone d'étude sur la moyenne vallée de la Dordogne, était avant les extractions en lit mineur quasiment à l'équilibre du point de vue sédimentaire. L'étude de la migration de la charge de fond montre un apport amont annuel provenant du secteur S3 d'environ 5700 m³ par an pour un export à l'aval d'environ 7600 m³. Les entrées latérales récentes sur ce secteur (1986-2012) montrent un apport moyen annuel d'environ 2000 m³. Le déficit sédimentaire sur ce secteur est alors dû aux 1.9 millions de m³ de sédiments extraits.

Pour réduire le déficit actuel sur ce secteur, aujourd'hui estimé à environ 1.7 millions de m³, nous pouvons ici aussi supprimer les 10 000 mètres de protections de berges présents, qui apporteraient un volume moyen annuel de 20 000 m³, ou réintroduire les sédiments stockés en plaine alluviale depuis 1948 estimés à 2.7 millions de m³.

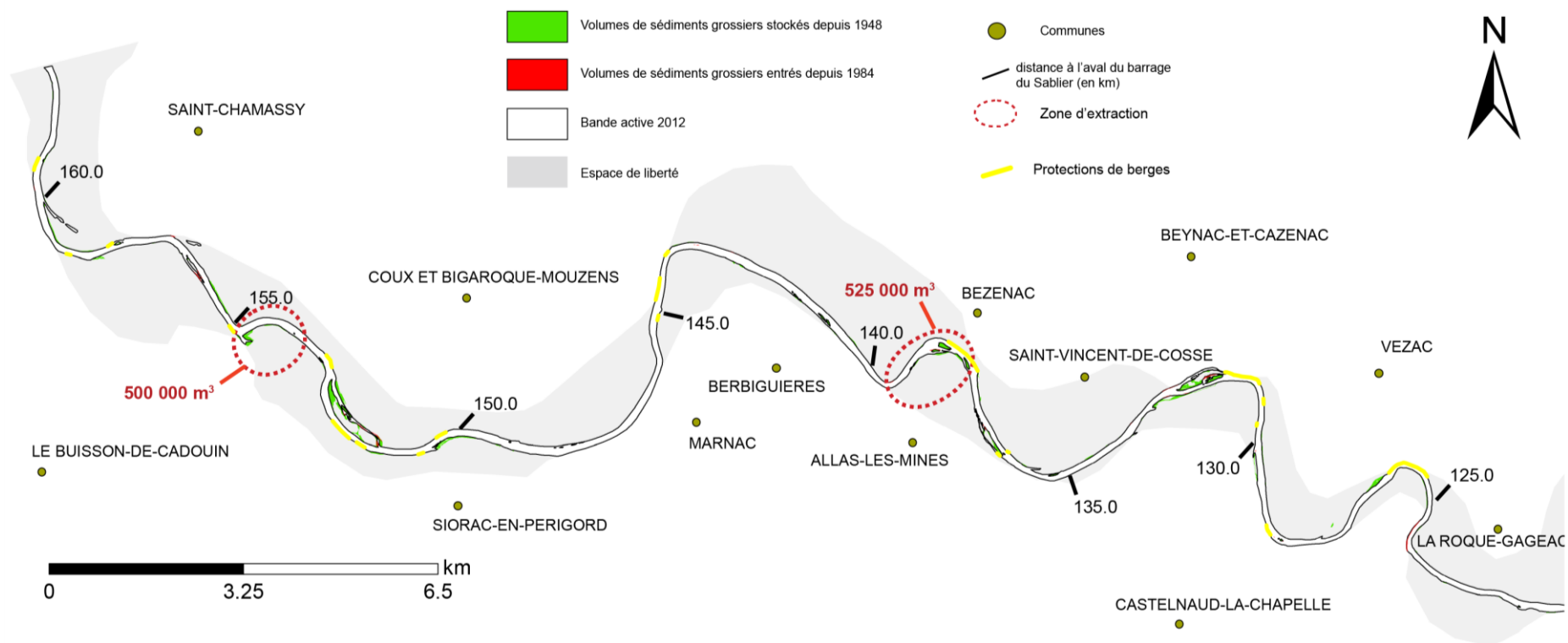


Figure 59. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre La Roque-Gageac et Limeuil (entre 120 et 162.2 kilomètres en aval du barrage du Sablier).

Conclusions et perspectives

1. RAPPELS DES OBJECTIFS
2. PRINCIPAUX RESULTATS
3. INNOVATIONS ET PERSPECTIVES SCIENTIFIQUES
4. PERSPECTIVES OPERATIONNELLES

1. Rappels des objectifs

Dans la continuité des études descriptives menées sur la Dordogne dans sa moyenne vallée depuis plus de 40 ans (Rebouillat, 1979 ; CEMAGREF, 1981 ; 1991 et 1994 ; Pustelnik, 1982 ; 1987 et 1993 ; EPIDOR, 1995 et 2014 ; Macé, 1998 ; Debiais et Huyghe, 2011 ; Eaucéa, 2015), ce travail de thèse avait pour objectif :

- D'améliorer nos connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée et de quantifier les réponses morphologiques récentes (depuis 1840) induites par les pressions exercées sur la rivière,
- De développer une méthodologie adaptée à l'élaboration d'une trajectoire d'évolution morphologique, robuste, sur laquelle s'appuyer afin d'élaborer un budget sédimentaire global, et mener les études et actions de restauration futures,
- De mettre en place un nouveau protocole du suivi de la charge de fond dans le chenal actif pour alimenter le budget sédimentaire global,
- Et d'utiliser les connaissances acquises lors de ces travaux pour apporter des réponses concrètes aux gestionnaires et élaborer avec eux un plan de gestion visant à prendre des mesures pour réduire le déficit sédimentaire actuel.

2. Principaux résultats

Les observations sur la Dordogne avaient déjà mis en évidence une rétraction de la bande active, une incision du lit et une possible diminution de la capacité de la rivière à mobiliser sa charge de fond potentiellement imputables aux effets cumulatifs des barrages et des extractions. Le diagnostic géomorphologique a amené des informations temporellement et spatialement quantifiées et une hiérarchisation de l'ensemble des pressions recensées sur la Dordogne dans sa moyenne vallée (barrages, extractions, protections de berges). Nous avons ensuite retracé la trajectoire d'évolution morphologique récente de la rivière.

Dans le cas de la Dordogne, la rivière a débuté depuis la seconde moitié du 19^{ème} siècle un changement de style fluvial. Le passage d'un style fluvial généralement

en tresses à un style méandriforme à chenal unique a engendré une rétraction importante de la bande active. Après 1952 et la mise en service du barrage réservoir de Bort-les-Orgues, la rivière a enregistré une régulation hydrosédimentaire à l'origine d'une accélération de la rétraction, processus amplifié sur le secteur entre Girac et Groléjac (entre 36.2 et 110 kilomètres à l'aval du barrage du Sablier), où la rivière est plus sensible aux ajustements morphologiques. Entre 1960 et 1984, les extractions intensives en lit mineur ont fortement diminué le stock alluvial en place provoquant une incision du fond du lit de la rivière.

Ces pressions humaines et leurs réponses morphologiques sont à l'origine d'un déficit sédimentaire (i) amont, d'environ 280 000 m³ dû à la migration de la charge de fond, et situé entre Argentat et Bassignac-le-Bas (12.5 kilomètres à l'aval), avec une propagation aval de 200 mètres par an, représentant un volume moyen annuel de 4600 m³ par an et, (ii) global de 9 000 000 de m³, principalement localisé entre Girac et Limeuil. Ce second déficit, dû aux extractions a engendré des ajustements morphologiques depuis 1984. La rivière est aujourd'hui encore en cours d'ajustements post-extractions. La régulation des épisodes morphogènes et les protections de berges ralentissent ces ajustements et il semble nécessaire de mener des actions pour l'accompagner.

3. Innovations et perspectives scientifiques

Pour mener à bien cette étude et répondre à ces objectifs, plusieurs défis de la géomorphologie fluviale, aussi bien méthodologiques que techniques, ont été relevés. L'élaboration du diagnostic géomorphologique, à partir d'une approche par hypothèses a permis d'améliorer les connaissances scientifiques en fournissant un nouveau cas d'étude de cours d'eau soumis à des pressions multiples, et a conduit à proposer de nouvelles techniques pour hiérarchiser le rôle de tous les facteurs présents dont les impacts sont généralement cumulés. La nouvelle méthode développée pour mesurer directement la distance parcourue par des particules constitutives de la couche active « événementielle » dans des rivières à charge grossière amène une nouvelle technique de suivi de la charge de fond pour les systèmes larges, et a permis sur la Dordogne moyenne une intégration spatiotemporelle des volumes charriés au budget sédimentaire global.

Dans la perspective de réaliser un plan de gestion opérationnel visant à réduire le déficit sédimentaire actuel de la rivière, et dans la mesure du possible restaurer les milieux dégradés à fort potentiel écologique, les données acquises devront être complétées.

En effet, les cours d'eau de plaine présentent généralement une diversité de conditions hydrodynamiques à l'origine d'une richesse écologique exceptionnelle (Ward *et al.*, 2001 ; Ward *et al.*, 2002). Depuis la seconde moitié du 19^{ème} siècle, les changements climatiques et l'amplification des activités humaines ont conduit à une diminution de cette mobilité latérale. Cette diminution de mobilité latérale ne permettant plus la création de nouvelles annexes fluviales, et dans certains cas l'auto-entretien des annexes préexistantes, ces annexes tendent à disparaître (Petts et Amoros, 1996). Pour mener des actions visant à restaurer ces milieux dégradés, voire reconnecter des annexes fluviales (chenaux latéraux) qui se seraient fermées, il convient de comprendre les facteurs de contrôle de cette évolution morpho-sédimentaire. Du point de vue théorique, l'évolution des chenaux latéraux est aujourd'hui bien documentée par la communauté scientifique (Bravard & Gilvear, 1996 ; Charlton, 2009 ; e.g. Citterio & Piégay, 2009 ; Toonen *et al.*, 2012 ; Dieras, 2013), et dans le cas de la Dordogne, le diagnostic géomorphologique et l'élaboration du budget sédimentaire nous apportent les connaissances nécessaires à la compréhension de la dégradation de ces milieux.

Pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique de l'ensemble des bras de la Dordogne moyenne, des relevés bathymétriques et des prélèvements de sédiments fins ont été programmés entre le 2 Mai et le 22 mai 2017. Sur cette période, les débits ont varié entre 43 et 44 m³.s⁻¹ à la station d'Argentat (PK : 0 km) et entre 81 et 152 m³.s⁻¹ à la station de Cénac (Source : Banque-Hydro). Les analyses granulométriques des 95 prélèvements effectués sur la Dordogne moyenne ont été réalisées par nos soins, à partir d'un granulomètre laser Mastersizer Hydro 2000 de la société Malvern, au sein de la plate-forme OMEAA (Observation et Mesure des Environnements Actuels et Anciens, université Lumière Lyon 2) portée par l'UMR 5600 et l'UMR 5133. A la suite de cette analyse, la distribution statistique des particules (% en nombre) pour chaque classe de taille et l'ensemble des fractiles (e.g. D₁₆, D₅₀, D₈₄) sont connus pour chaque échantillon. Ce protocole, axé sur l'analyse de la

fraction minérale de la sédimentation des bras, ne prend pas en compte la teneur en matière organique des échantillons. Cette mesure n'a pas été retenue dans notre protocole, car de nombreuses études ont démontré que le taux de matière organique est autocorrélé avec la fréquence de connexion des chenaux latéraux (e.g. Rostan *et al.*, 1987 ; Heiler *et al.*, 1995 ; Reckendorfer *et al.*, 2013). L'analyse des données granulométriques et bathymétriques des annexes fluviales présentes sur la Dordogne dans sa moyenne vallée apportera de nouvelles données pour la compréhension de ces milieux et pour projeter des actions de restauration écologique en adéquation avec les enjeux.

4. Perspectives opérationnelles

Dans le cadre du plan de gestion opérationnel plusieurs types d'actions seront envisagés, avec une priorisation des scénarii optimaux en matière d'efficacité et de coût. Ce plan de gestion s'organisera en 4 parties :

4.1. Vers un contrôle du déficit sédimentaire amont

Pour ne pas accentuer le déficit amont engendré par les barrages, il conviendrait d'injecter dans la rivière au minimum 4 600 m³ de sédiments grossiers par an à l'aval du Sablier. La réduction de l'impact des ouvrages hydroélectriques sur les épisodes morphogènes qui avait été envisagé (Convention éclusées) ne pourra être mise en place qu'à condition que le volume sédimentaire injecté soit plus important que ce volume minimum, et plusieurs scénarii seront alors proposés. Dans les conditions sédimentaires actuelles, une augmentation de l'intensité et de la fréquence des épisodes morphogènes accentuerait le déficit. Afin de suivre l'évolution de la migration de la charge de fond et la propagation du déficit, le suivi de la charge de fond devra se poursuivre, accompagné d'un suivi bathymétrique et granulométrique du fond du lit sur le secteur situé entre 12 et 15 kilomètres en aval du barrage du Sablier. Trois semaines de campagnes terrains et un mois dédié au traitement des données seront annuellement nécessaires.

4.2. Accompagner la rivière dans ses ajustements post-extractions et réduire le déficit sédimentaire

Dans le secteur où le déficit imputable aux extractions est localisé, des actions visant à l'introduction de sédiments grossiers seront envisagées. Il pourra s'agir d'injections ponctuelles et ciblées, ou diffuses par réactivation de la mobilité latérale. Il faudra pour cela réaliser : (i) des mesures bathymétriques au droit des fosses d'extractions afin d'estimer les volumes déficitaires réels, sachant qu'un comblement par migration de la charge de fond grossière a eu lieu, et qu'il est probable qu'un comblement par les sédiments fins (< 2mm) est également eu lieu depuis 1984 ; et (ii) une cartographie des sites candidats à la réintroduction de sédiments grossiers récemment stockés en plaine alluviale, et des protections de berges potentiellement supprimables après acquisition foncière.

Suite à ces actions et après un inventaire écologique, un protocole de suivi post-restauration devra être mis en place pour améliorer les connaissances scientifiques sur le sujet et estimer les bénéfices écologiques produits par ces interventions.

4.3. Préservations des surfaces à fort potentiel écologique

La rivière n'ayant plus la capacité de créer des annexes fluviales fonctionnelles (bras secondaires et bras morts), la préservation des surfaces actuelles et la réouverture des milieux récemment fermés constitue un enjeu majeur du point de vue écologique. Le traitement des données collectées sur ces annexes fluviales lors de cette thèse permettra d'élaborer le patron longitudinal de leur état fonctionnel et de prioriser les secteurs et la typologie des annexes fluviales à restaurer ou reconnecter.

Suite à ces interventions un protocole de suivi post-restauration devra également être mis en place, pour vérifier l'auto-entretien des annexes restaurées, et améliorer nos connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire de la Dordogne sur sa moyenne vallée.

Matériels supplémentaires

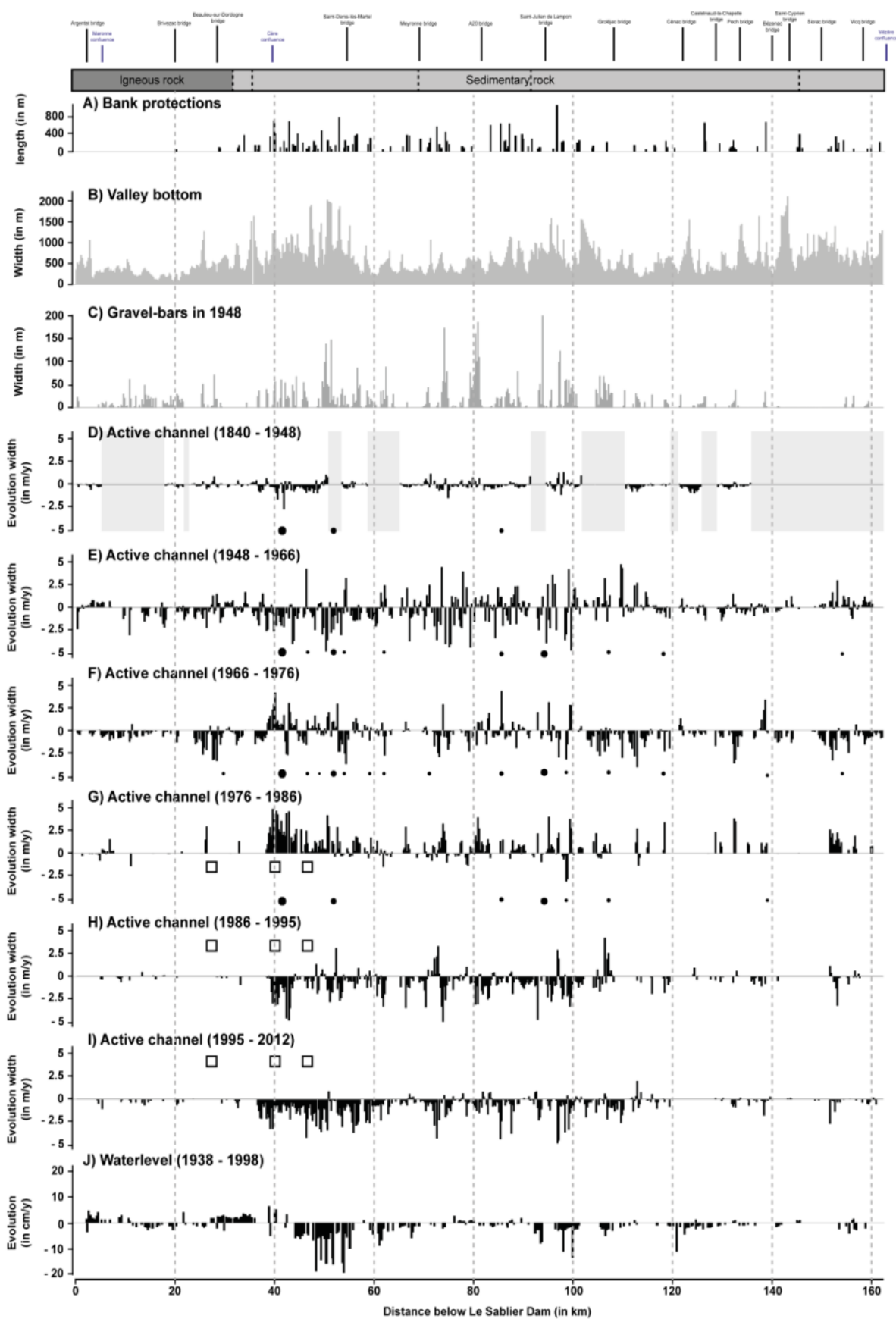


Figure 60. Patron longitudinal des évolutions planimétriques et altimétriques sur la Dordogne dans sa moyenne vallée depuis 1840.

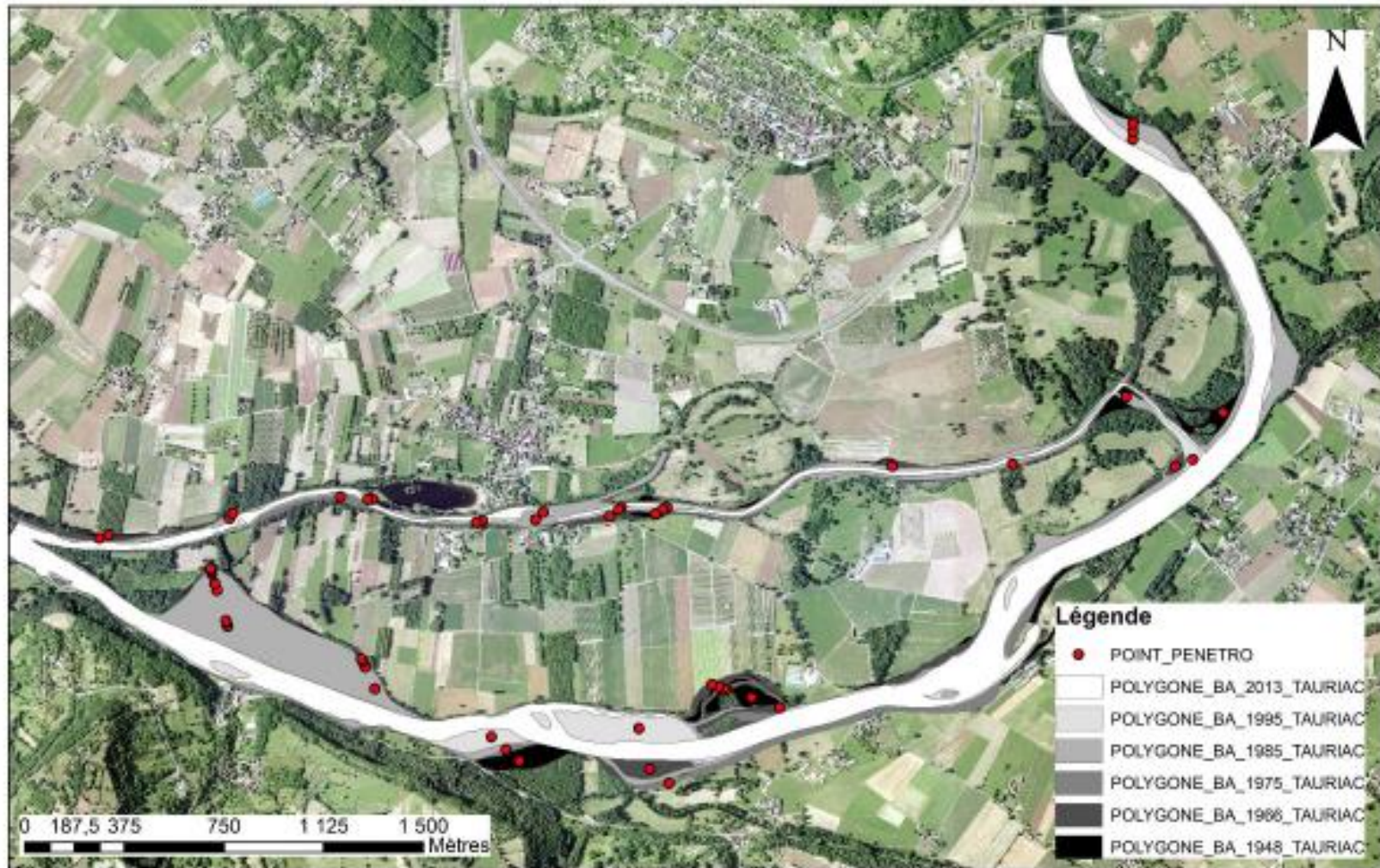


Figure 61. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 38 et 45 km à l'aval du barrage du Sablier.

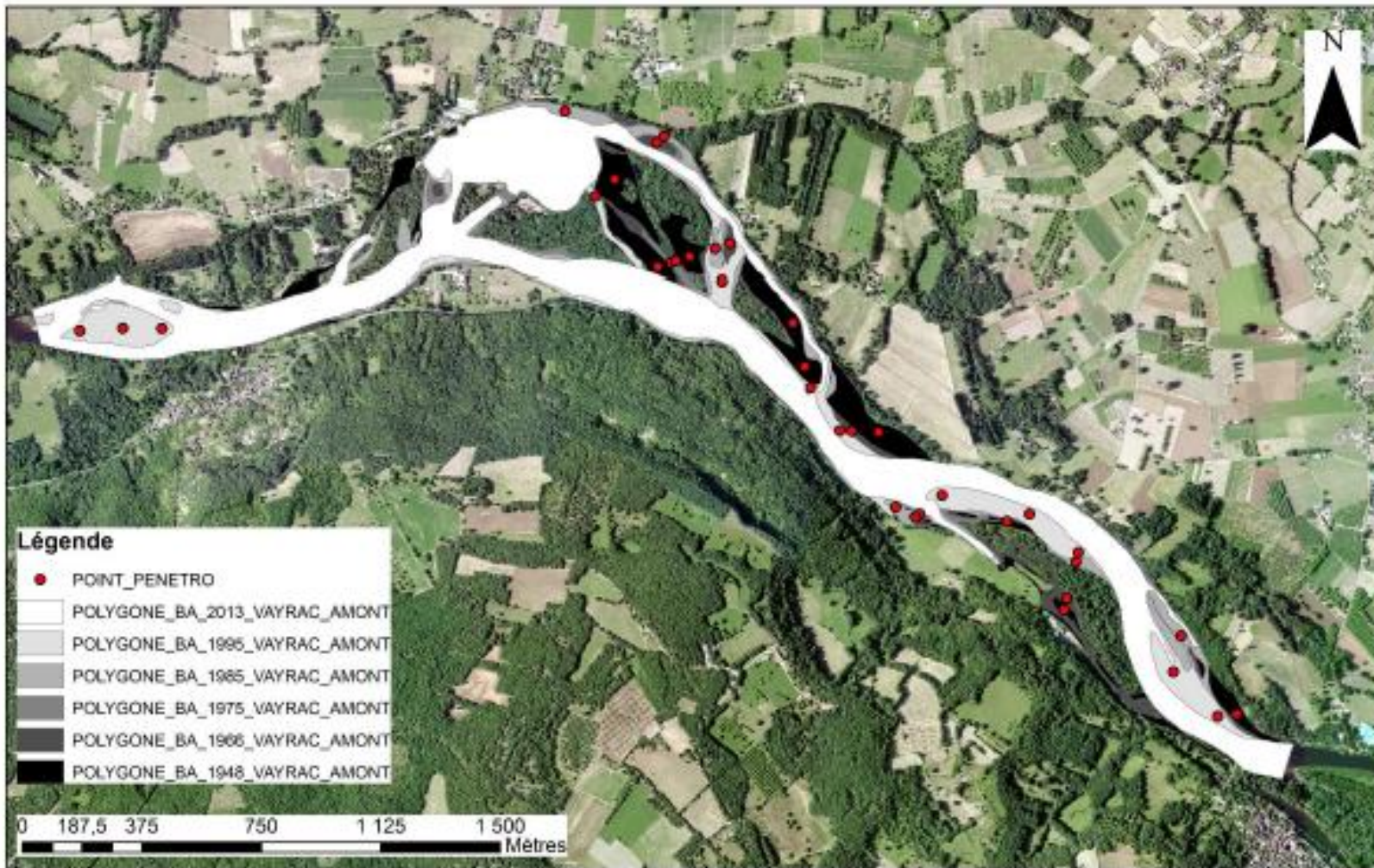


Figure 62. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 49.5 et 52.5 km à l'aval du barrage du Sablier.

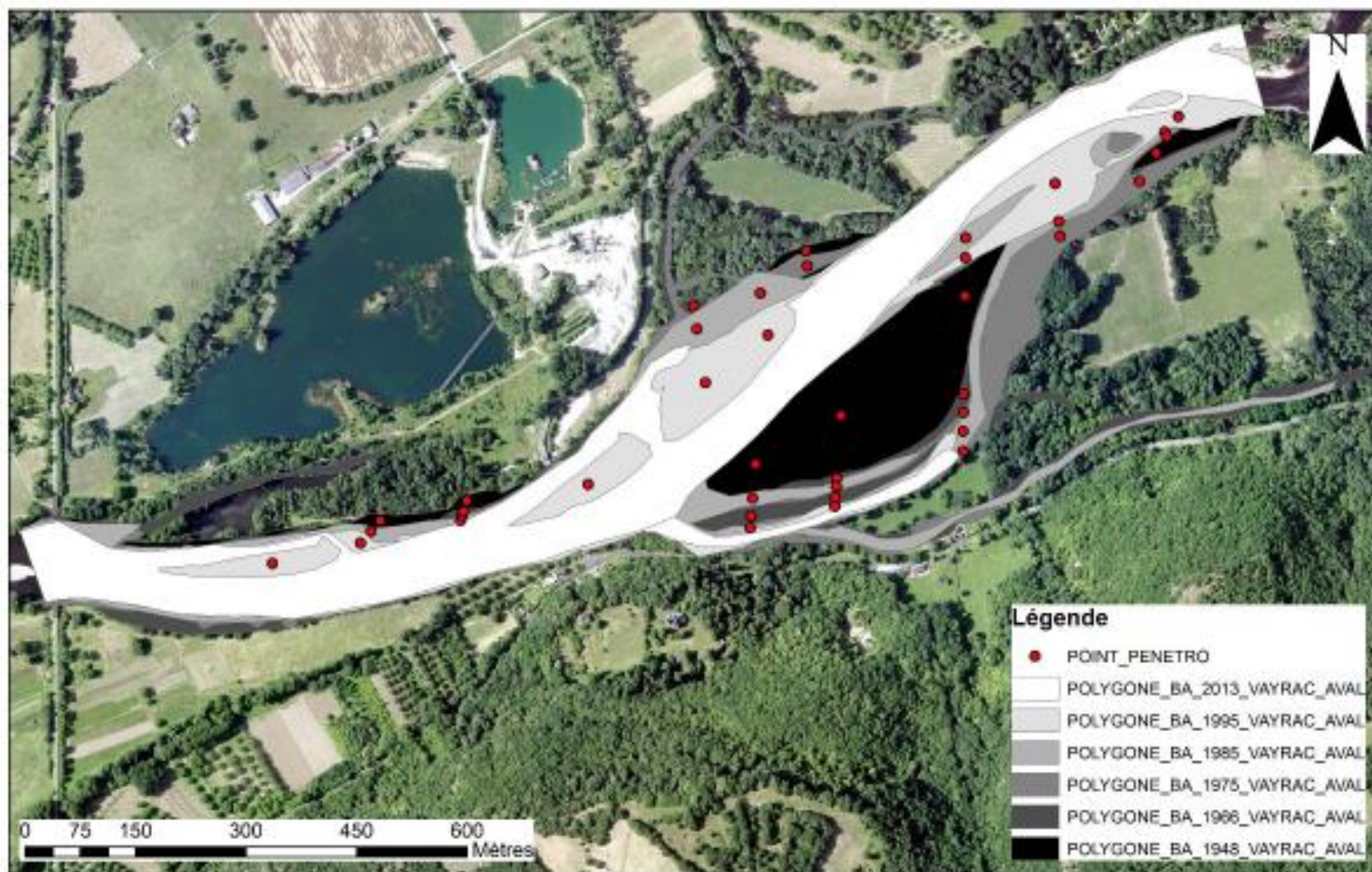


Figure 63. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 52.5 et 54 km à l'aval du barrage du Sablier.

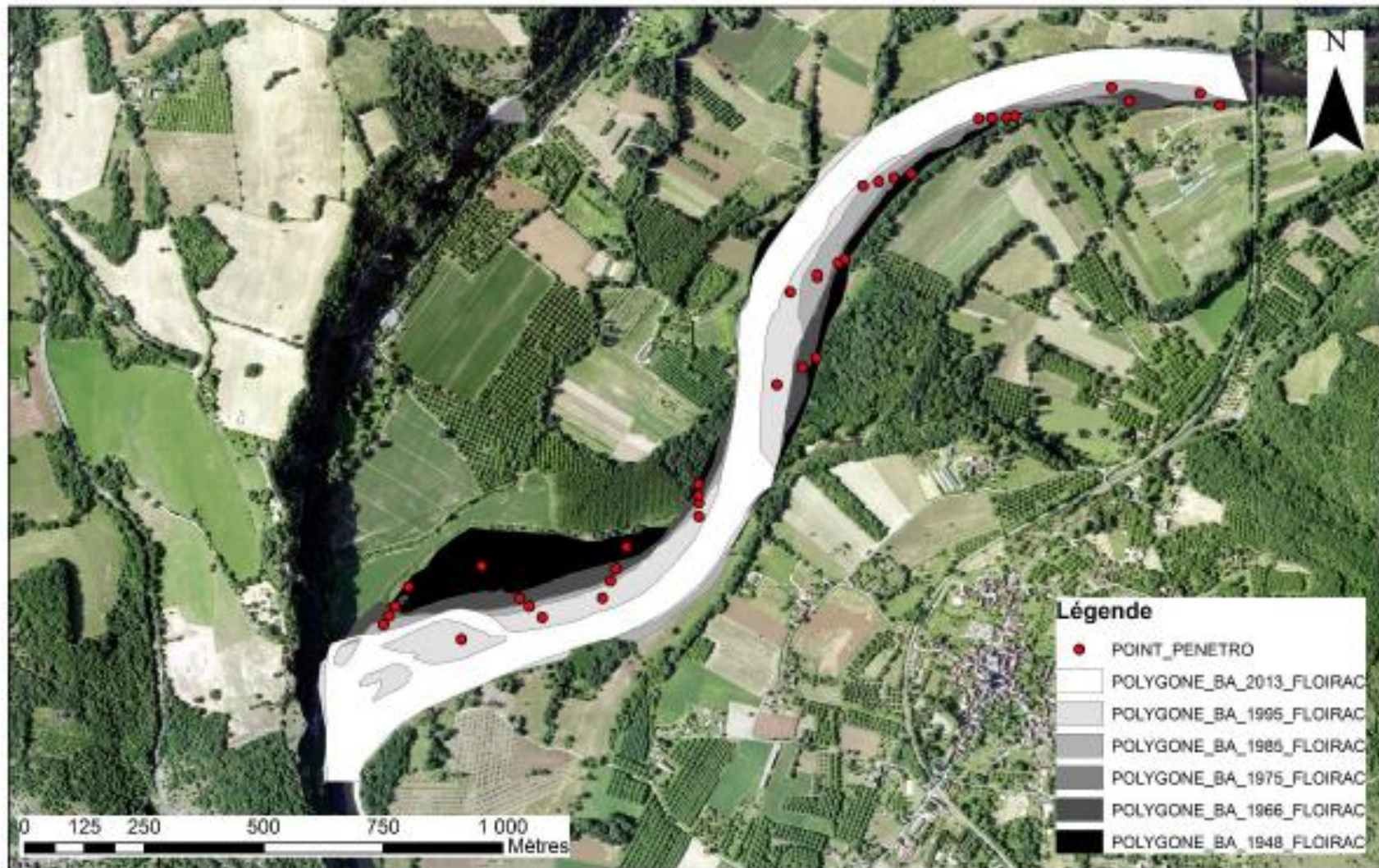


Figure 64. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 54 et 57 km à l'aval du barrage du Sablier.

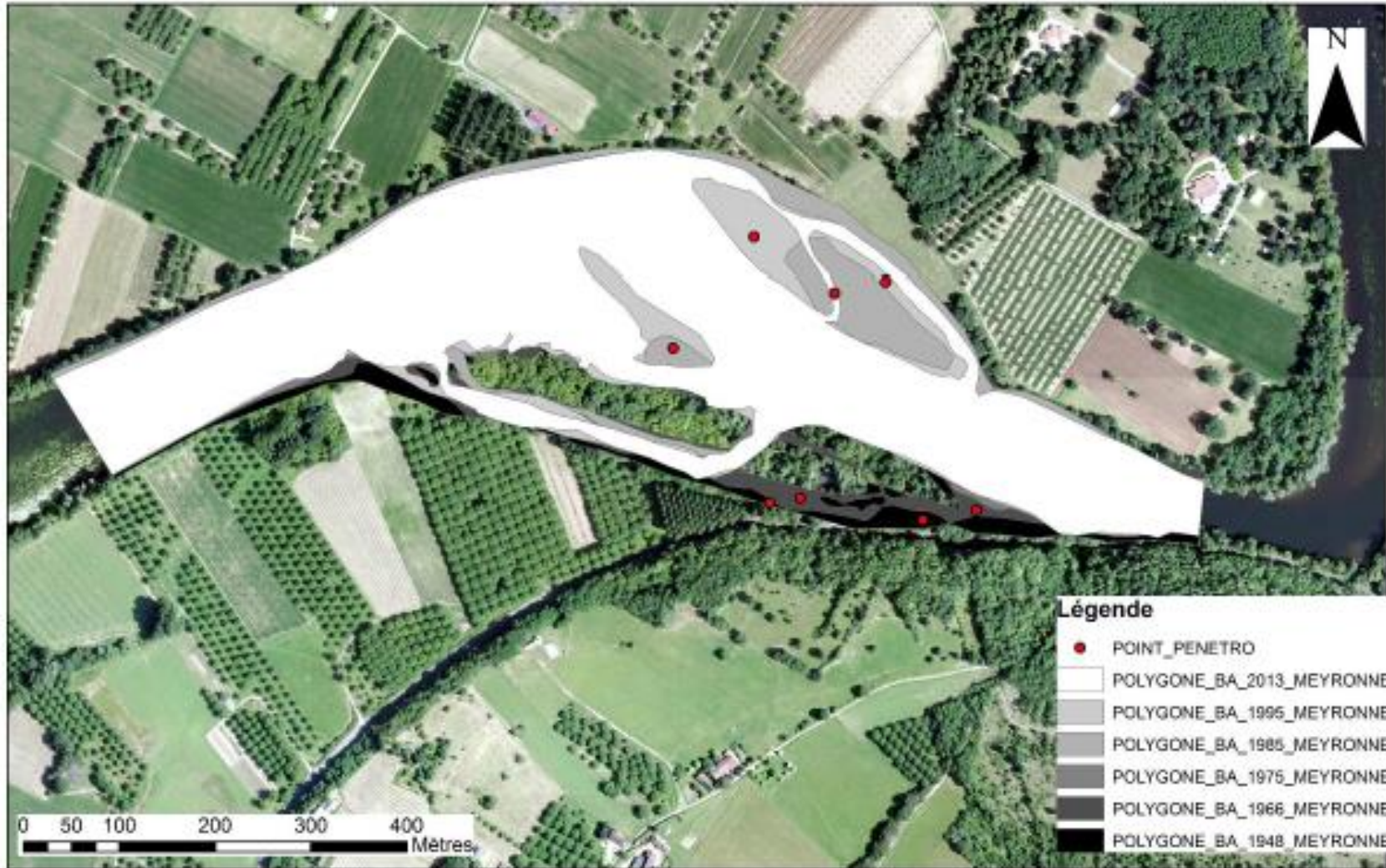


Figure 65. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 70 et 72.5 km à l'aval du barrage du Sablier.

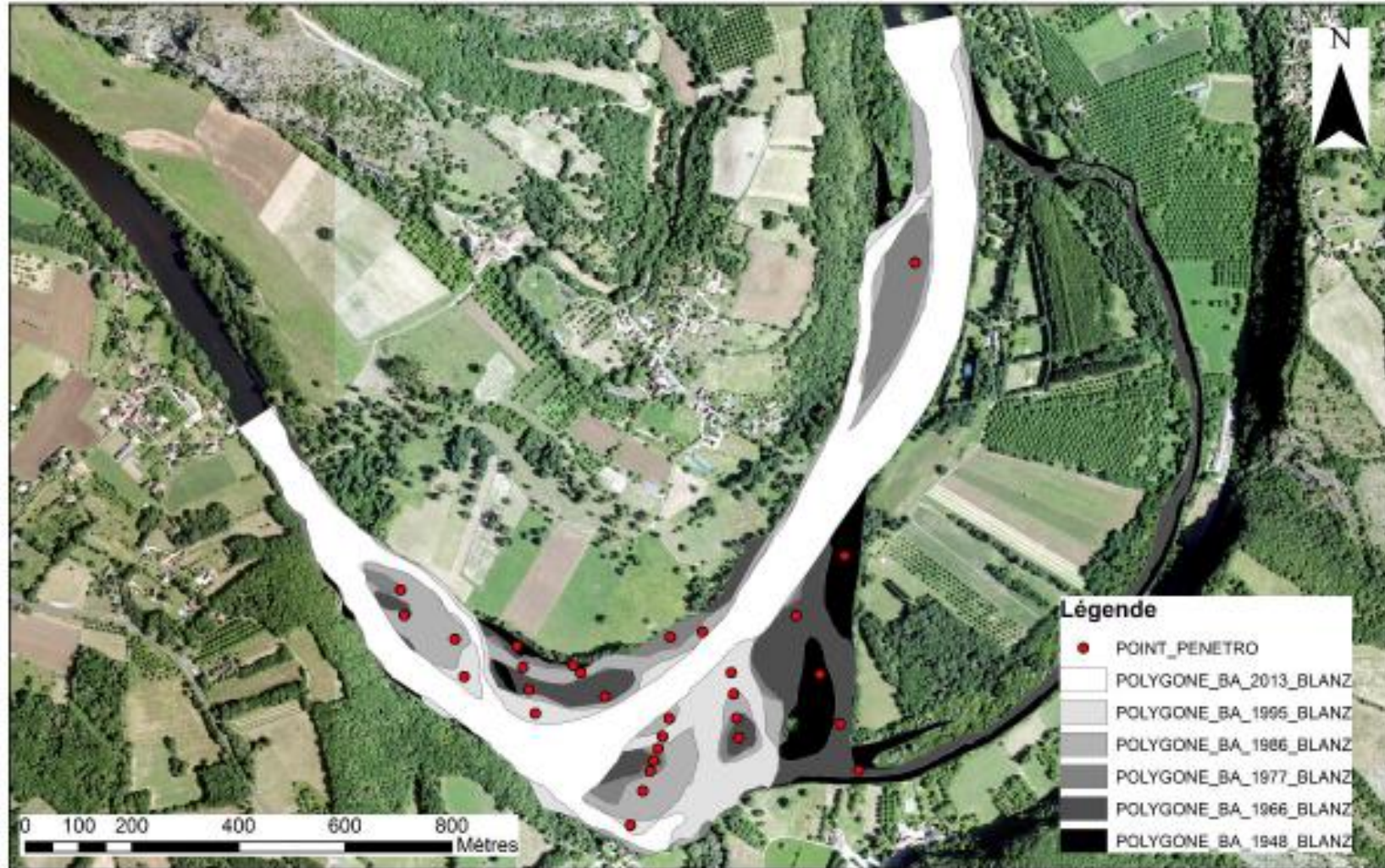


Figure 66. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 72.5 et 76 km à l'aval du barrage du Sablier.

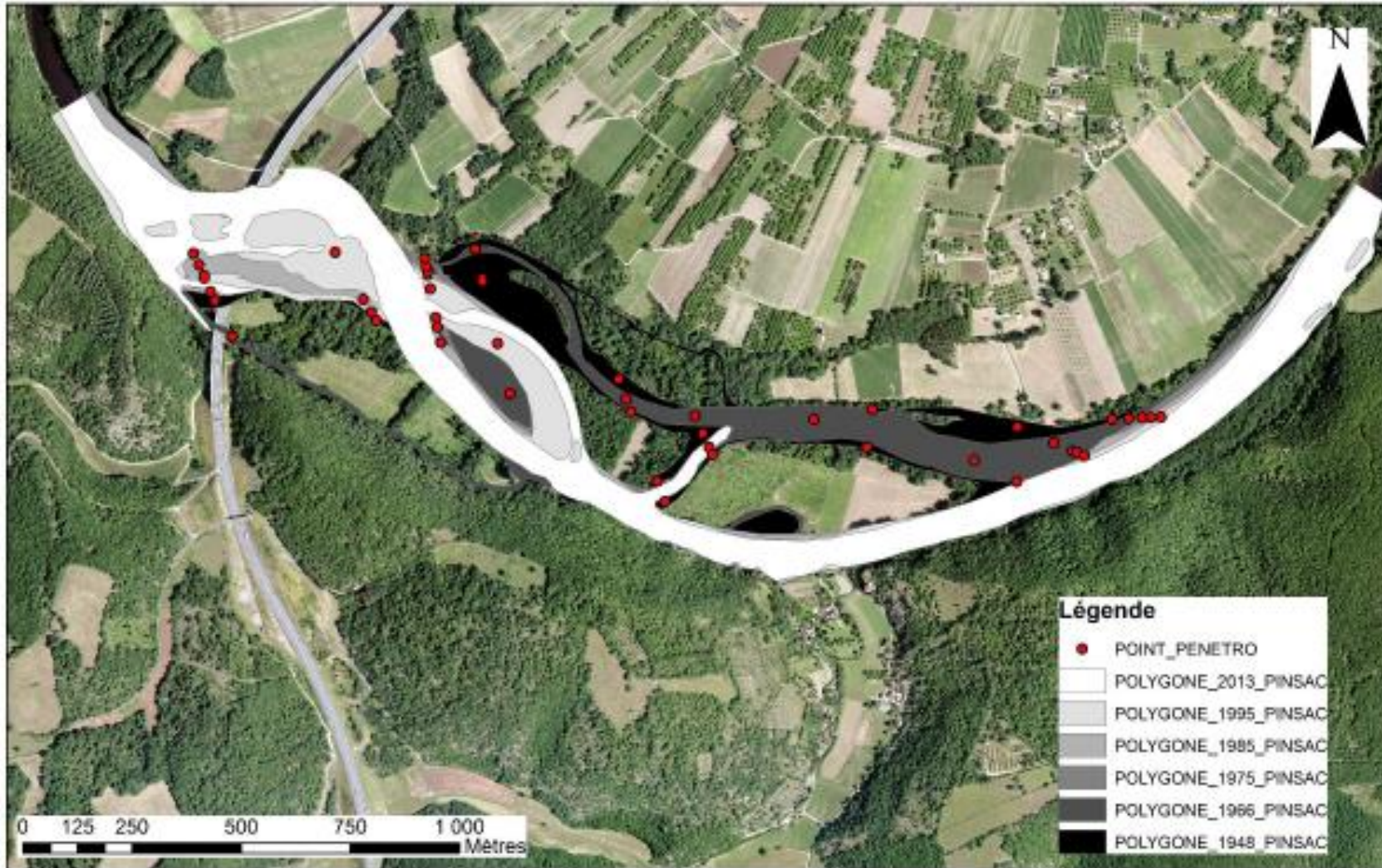


Figure 67. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 78.5 et 82 km à l'aval du barrage du Sablier.

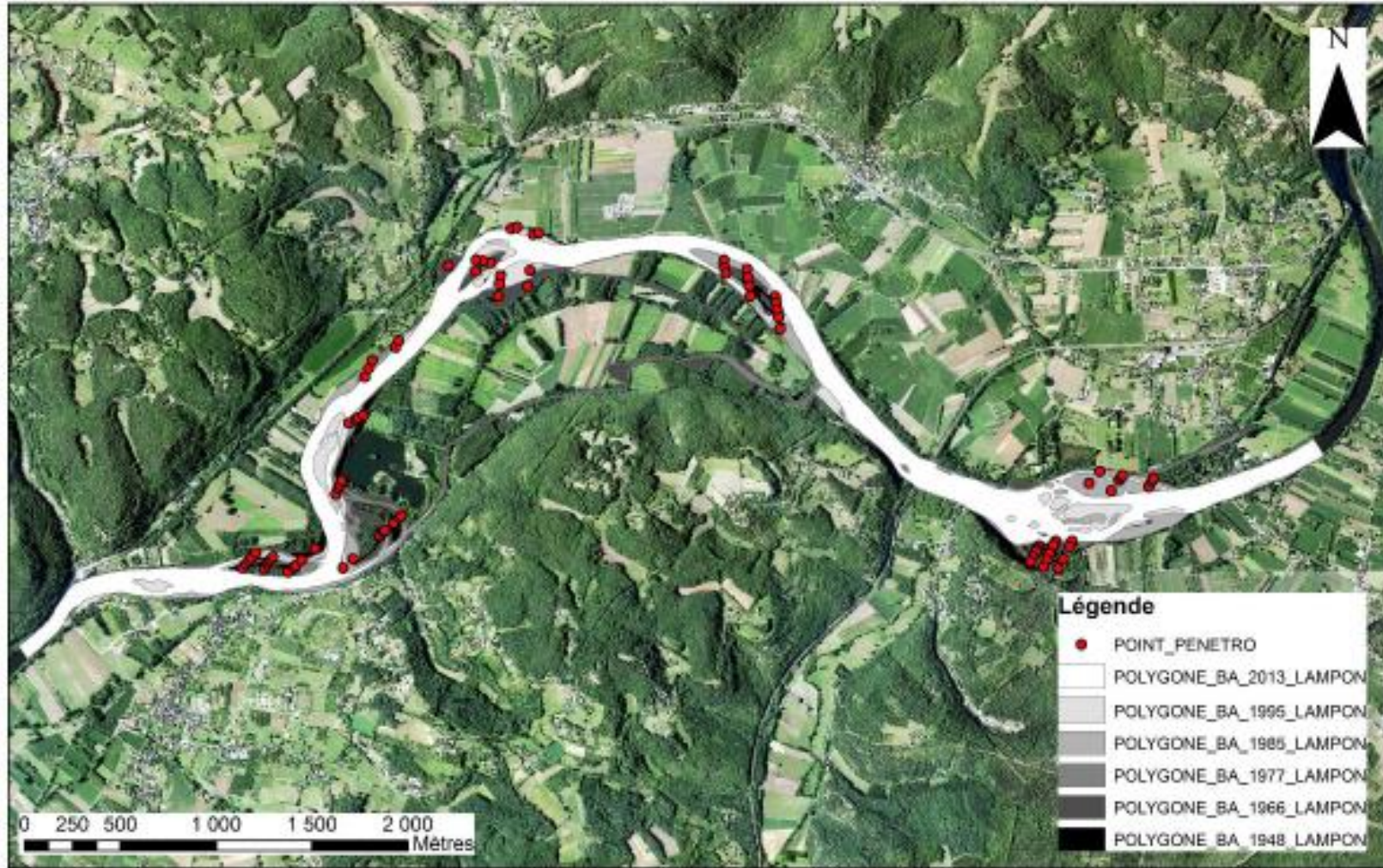


Figure 68. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 92 et 100 km à l'aval du barrage du Sablier.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Arrêté du 30 juillet 1981 portant prescriptions spécifiques à la déclaration, en application de l'article L.214-3 du code de l'environnement, relative aux travaux, ouvrages et aménagements temporaires rendus nécessaires lors des changements de la vanne de décharge de la centrale hydro-électrique des Moulineaux sur la rivière Isle, commune de Montpon-Ménéstérol.

Arrêté ministériel du 22 septembre 1994 relatif aux exploitations de carrières et aux installations de premier traitement des matériaux de carrières (JORF n°246 du 22 septembre 1994 page 15041).

Arrêté du 24 janvier 2001 modifiant l'arrêté du 22 septembre 1994 relatif aux exploitations de carrières et aux installations de premier traitement des matériaux de carrières et l'arrêté du 23 janvier 1997 relatif à la limitation des bruits émis dans l'environnement par les installations classées pour la protection de l'environnement (JORF n°38 du 24 janvier 2001 page 2480 texte n°31).

Loi n°2006-1772 du 30 décembre 2006. Préservation des ressources en eau et des milieux aquatiques.

Abernethy B., Rutherford I.D., 2001. The distribution and strength of riparian tree roots in relation to riverbank reinforcement. *Hydrological Processes* 15: 63–79.

Amoros C., Petts G.E., 1993. Hydrosystèmes fluviaux, Paris: Masson, 300p.

Arnaud F., 2012. Approches géomorphologiques historique et expérimentale pour la restauration de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial aménagé: le cas du Vieux Rhin entre Kembs et Breisach (France, Allemagne). Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon 2, 280p.

Arnaud, F., Piégay, H., Schmitt, L., Rollet, A.J., Ferrier, V., Béal, D. (2015). Historical geomorphic analysis (1932-2011) of a bypassed river reach in process based restoration perspectives: The Old Rhine downstream of the Kembs diversion dam (France, Germany), *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.02.009

Arnaud F, Piégay H, Vaudor L, Bultingaire L, Fantino G. 2015. Technical specifications of low-frequency radio identification bedload tracking from field experiments: Differences in antennas, tags and operators. *Geomorphology* 238 : 37–46. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.02.029

Arnaud, F., Piégay, H., Béal, D., Collery, P., Vaudor, L., & Rollet, A.-J. (2017). Monitoring gravel augmentation in a large regulated river and implications for process-based restoration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(13), 2147–2166. doi:10.1002/esp.4161

- 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.
- Aringoli, D., Buccolini, M., Coco, L., Dramis, F., Farabollini, P., Gentili, B., ... Pambianchi, G. (2015).** The effects of in-stream gravel mining on river incision: an example from Central Adriatic Italy. *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 59(2), 95–107. doi:10.1127/zfg_suppl/2015/s-59206
- Ashmore, P., & 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. (Eds.), *Gravel-bed rivers in the environment* (pp. 115–148). Highlands Ranch, CO: Water Resources Publications LLC.
- Ashmore, P., Peirce, S., & Leduc, P. (2018).** Expanding the ‘Active Layer’: Discussion of Church and Haschenburger (2017) What Is the “Active Layer”? *Water Resources Research* 53, 5-10, Doi:10.1002/2016WR019675. *Water Resources Research* 54, 1425-1427, Doi:10.1002/2017WR022438
- Asselman, N. E. M., Middelkoop, H., & van Dijk, P. M. (2003).** *The impact of changes in climate and land use on soil erosion, transport and deposition of suspended sediment in the River Rhine.* *Hydrological Processes*, 17(16), 3225–3244. doi:10.1002/hyp.1384
- Bagnold R.A., 1966.** An approach to the sediment transport problem from general physics. United States Geological Survey Professional Paper 442-I.
- Barrière J, Krein A, Oth A, Schenkluhn R. 2015.** An advanced signal processing technique for deriving grain size information of bedload transport from impact plate vibration measurements: a signal processing technique for deriving grain size of bedload. *Earth Surface Processes and Landforms* 40 : 913–924. DOI: 10.1002/esp.3693
- Béjar, M., Vericat, D., Batalla, R. J., & Gibbins, C. N. (2018).** Variation in flow and suspended sediment transport in a montane river affected by hydropeaking and instream mining. *Geomorphology*, 310, 69–83. doi: 10.1016/j.geomorph.2018.03.001

- Belleudy, P., A. Valette, and B. Graff (2010),** Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds: First trials of signal spectral analysis, in *Bedload - Surrogate Monitoring Technologies*, U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2010–5091, edited by J. R. Gray, J. B. Laronne, and J. D. G. Marr, pp. 67– 84, U.S. Geological Surv., Reston, Va.
- Belleudy P, Valette A, Graff B. 2014.** Monitoring of bedload in river beds with an hydrophone: first trials of signal analyses [online] Available from: https://henry.baw.de/bitstream/20.500.11970/99836/1/C5_10.pdf (Accessed 13 September 2017)
- Blanckaert K, Heyman J, Rennie CD. 2017.** Measuring Bedload Sediment Transport with an Acoustic Doppler Velocity Profiler. *Journal of Hydraulic Engineering* 143 : 04017008. DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001293
- Bogen J, Møen K. 2003.** Bedload measurements with a new passive acoustic sensor. In *Erosion and sediment transport measurement in rivers: technological and methodological advances*, Research, 55, 1651–1674. <https://doi.org/10.1029/2018WR023556>
- Boix-Fayos, C., de Vente, J., Martínez-Mena, M., Barberá, G. G., & Castillo, V. (2008).** The impact of land use change and check-dams on catchment sediment yield. *Hydrological Processes*, 22(25), 4922–4935. doi:10.1002/hyp.7115
- Boutault F., 2016.** Détermination des amplitudes maximales des ajustements morphologiques contemporains sur la moyenne vallée de la Dordogne, Mémoire Master 2 HBV, UFR Sciences et Techniques de Tours – EPTB Dordogne (EPIDOR), 80p.
- Boyer, A.-L., E. Comby, S. Flaminio, Y.-F. Le Lay, and M. Cottet. 2018.** The social dimension of a river’s environmental quality assessment. *Ambio*. Advanceonline publication. <https://doi.org/10.1007/s13280-018-1089-9>.
- Bravard J.P., Petts G.E., 1993.** Interférences avec les interventions humaines. In: Amoros C., Petts G.E., *Hydrosystèmes fluviaux*, Ed. Masson, Paris, 233-253p.
- Bravard J.-P. & Gilvear D. J. (1996).** Hydrological and geomorphological structure of hydrosystems. In : *The Fluvial Hydrosystems* (Eds. G.E. Petts & C. Amoros), pp. 98-116. Chapman & Hall, London.
- Bravard J.P., Petit F., 1997.** Les cours d’eau, dynamique du système fluvial. Paris, Armand Colin, 222p.

- Bravard J.P., Kondolf G.M., Piégay H., 1999.** Environmental and societal effects of channel incision and remedial strategies. In: Darby S.E and Simon A. (ed.), *Incised river channel*, John Wiley and Sons, Chichester, 303- 341.
- Bravard J.P., O. Franc, N. Landon, J.L. Large et J.L. Peiry (1990).** La basse vallée de l'Ain : étude géomorphologique. Agence de l'eau RMC et conseil général de l'Ain, 113 p.
- Brenna, A., Surian, N., & Mao, L. (2019).** Virtual velocity approach for estimating bed material transport in gravel - bed rivers: Key factors and significance. *Water Resources* 55, 1651-1674. <https://doi.org/10.1029/2018WR023556>
- Brewer P.A. et D.G. Passmore (2002).** Sediment budgeting techniques in gravel-bed rivers. In : Jones S.J. et L.E. Frostick (eds.), *Sediment flux to basins : causes, controls and consequences*, Geological society, London, special publications 191 : 97-113.
- Bridge J.S., 2003.** *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record.* Blackwell, Oxford, 491p.
- Brierley G.J., Fryirs K.A., 2005.** *Geomorphology and river management: applications of the River Styles Framework.* Blackwell, Oxford, 398p.
- Brookes A., 1985.** *River channelization: traditional engineering methods, physical consequences and alternative practices.* *Prog. in Phys. geog.* , 9: 44-73.
- 1987.** River channel adjustments downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surface Processes & Landforms*, 12:337–351.
- 1988.** *Channelized rivers: perspectives for environmental management.* John Wiley & Sons, Chichester, 326p.
- Brousse, G., Liébault, F., Arnaud-Fassetta, G., & Vazquez-Tarrio, D. (2018).** Experimental bed active-layer survey with active RFID scour chains: Example of two braided rivers (the Drac and the Vénéon) in the French Alps. *E3S Web of onferences*, 40, 04016. doi:10.1051/e3sconf/20184004016
- Buffington J.M. (1996).** An alternative method for determining subsurface grain size distributions of gravel-bedded river. *American Geophysical Union 1996 Fall Meeting, supplement to EOS, AGU transactions*, 77, (46): 250.
- Bunte K. et S. Abt (2001).** Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring. *General Technical Report RMRS-GTR-74.* Fort Collins, CO : U.S. Department of agriculture, Forest service, Rocky mountain research station, 428 p.

- Burtin A, Cattin R, Bollinger L, Vergne J, Steer P, Robert A, Findling N, Tiberi C. 2011.** Towards the hydrologic and bed load monitoring from high-frequency seismic noise in a braided river: The “torrent de St Pierre”, French Alps. *Journal of Hydrology* 408 : 43–53. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.07.014
- Camenen, Benoit & Grabowski, Robert & Latapie, A & Paquier, André & Solari, Luca & Rodrigues, Stephane. (2015).** On the estimation of the bed-material transport and budget along a river segment: application to the Middle Loire River, France. *Aquatic Sciences*. In Press. 10.1007/s00027-015-0442-3.
- Campy M., Macaire J.J., 2003.** Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Dunod, Paris, 440p.
- Candel, Jasper (2020).** Ahead of the curve - Channel pattern formation of low-energy rivers. 10.18174/506616.
- Cassel, M., Piégay, H., & Lavé, J. (2016).** Effects of transport and insertion of radio frequency identification (RFID) transponders on resistance and shape of natural and synthetic pebbles: applications for riverine and coastal bedload tracking. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(3), 399–413. doi:10.1002/esp.3989.
- Cassel M, Piégay H, Dépret T. 2017.** “Assessment of new solution for tracking pebbles in rivers based on active RFID” *Earth Surface Processes and Landforms*: DOI: 10.1002/esp.4152A
- Cassel, Mathieu & Piégay, Hervé & Fantino, Guillaume & Ludovic, Bultingaire & Michel, Kristell & Perret, Franck & Jérôme, Lejot. (2019).** Comparison of ground-based and UAV a-UHF artificial tracer mobility monitoring methods on a braided river. *Earth Surface Processes and Landforms*. 10.1002/esp.4777.
- Catalon, 2015.** Vers une recomposition des rapports entre société et rivières : l’hydromorphologie des cours d’eau – Processus, représentations et enjeux de gestion environnementale sur la Dordogne moyenne. Thèse de doctorat, Université de Paris Ouest Nanterre La Défense, 447p.
- CEMAGREF, 1981.** Etude hydrobiologique de la Dordogne. Centre national du Machinisme Agricole, du Génie rural des Eaux et des Forêts, Groupement de Bordeaux, Section Qualités des Eaux. Etudes n°3, 265p.
- 1991.** Bilan des aménagements réalisés sur la Dordogne dans le département du Lot et proposition de gestion, 40p.
- 1994.** Instabilité des berges de la Dordogne – Analyse et propositions d’interventions, 35p.

- Chapuis M., 2012.** Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 243p.
- Chapuis M., Collomb D., 2012.** La cicatrization des rivières méditerranéennes françaises après les grandes perturbations de la deuxième moitié du XXe siècle : réponses des systèmes fluviaux et stratégies de gestion. Exemples de la Durance, du Var, de la Cèze, *Revue Méditerranée* (liste AERES du 13/02/2013), 118 : 65–74.
- Chapuis M, Dufour S, Provansal M, Couvert B, De Linares M. 2015.** Coupling channel evolution monitoring and RFID tracking in a large, wandering, gravel-bed river: Insights into sediment routing on geomorphic continuity through a riffle–pool sequence. *Geomorphology* 231 : 258–269. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.12.013.
- Charlton R. (2009).** *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge, 234 p.
- Church M.A., D.G. McLean et J.F. Wolcott (1987).** River Bed gravels: sampling and analysis. In Barthurst J.C., C.R Thorne et R.D. Hey (eds.), *Sediment transport in gravel bed Rivers*, Wiley & Sons, 43-88.
- Church M. 2006.** Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 34 : 325–354.
- Church and Haschenburger (2017).** What Is the “Active Layer”? *Water Resources Research* 53, 5-10, Doi:10.1002/2016WR019675.
- Citterio A. & Piégay H. (2009).** Overbank sedimentation rates in former channel lakes: characterization and control factors. *Sedimentology*, 56, 461-482.
- Clark, J. J., & Wilcock, P. R. (2000).** Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12), 1763–1777. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1763
- Claude N., 2012.** Processus et flux hydro-sédimentaires en rivière sablo-graveleuse : influence de la largeur de section et des bifurcations en Loire moyenne (France). Thèse de doctorat, Université de Tours, 360p.
- Comby, E., Le Lay, Y.-F., & Piégay, H. (2019).** Power and Changing Riverscapes: The Socioecological Fix and Newspaper Discourse Concerning the Rhône River (France) Since 1945. *Annals of the American Association of Geographers*, 1–20. doi:10.1080/24694452.2019.1580134

- David Mélo die, Jean-Michel Carozza, Philippe Valette, Muriel Llubes, Vanessa Py et Tiberiu Groparu (2015)**, « Évolution de la dynamique fluviale de la moyenne Garonne toulousaine : apport d'une approche multi-sources cartes historiques, stratigraphie et géophysique sur le site Grenade-Ondes », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21 – n° 1 | 2015, 21-44.
- Debais, N., Huyghe, G., 2011.** Schéma directeur de gestion du lit mineur (et ses marges) de la Dordogne entre Girac et le barrage de Mauzac. BIOTECH, EPIDOR, 118p.
- Degoutte G., 2012.** Diagnostic, aménagement et gestion des rivières. Hydraulique et morphologie fluviales appliquées. 2^{ème} Ed. Lavoisier, Paris, 542p.
- Delile, H., Schmitt, L., Jacob-Rousseau, N., Grosprêtre, L., Privolt, G. & Preusser, F. (2016).** Headwater valley response to climate and land use changes during the Little Ice Age in the Massif Central (Yzeron basin, France). *Geomorphology*, 257, 179-197.
- Dépret, T., Riquier, J., & Piégay, H. (2017).** *Evolution of abandoned channels: Insights on controlling factors in a multi-pressure river system. Geomorphology*, 294, 99–118. doi:10.1016/j.geomorph.2017.01.036.
- Dieras P. (2013).** *The persistence of oxbow lakes as aquatic habitats: An assessment of rates of change and patterns of alluviation.* PhD Thesis, Cardiff University, 177 p.
- Duarte C.M., Conley D.J., Carstensen J., Sanchez-Camacho M., 2008.** Return to Neverland: shifting baselines affect eutrophication restoration targets. *Estuaries and Coasts*, 32: 29- 36. doi: 10.1007/s12237-008-9111-2.
- Dufour S., 2005.** Contrôles naturels et anthropiques de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau du bassin rhodanien (Ain, Arve, Drôme et Rhône). Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin Lyon 3, 244p.
- Dust D., Wohl E., 2012.** Conceptual model for complex river responses using an expanded Lane's relation. *Geomorphology*, 139-140: 109-121.
- Downs, P. W., & Gregory, K. J. (1995).** *Approaches to River Channel Sensitivity**. *The Professional Geographer*, 47(2), 168–175. doi:10.1111/j.0033-0124.1995.00168.x
- Downs P.W., Gregory K.J., 2004.** *River Channel Management: Towards Sustainable Catchment Hydrosystems.* Arnold, London.

- Downs, P. W., Dusterhoff, S. R., & Sears, W. A. (2013).** *Reach-scale channel sensitivity to multiple human activities and natural events: Lower Santa Clara River, California, USA. Geomorphology, 189, 121–134.* doi: 10.1016/j.geomorph.2013.01.023
- Downs P.W. and P.J. Soar (2018).** Determining the dynamics of coarse bedload transport using passive indirect monitoring: time-dependent variability at event to inter-annual scales. E3S Web Conf., 40, 05014. DOI: <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20184005014>
- Downs P.W. and H. Piégay (2019),** Catchment scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: Implications, limitations, prospect, *Geomorphology*, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.021>
- duBoys, M. P. (1879),** Etudes du regime et l'action exercee par les eaux sur un lit a fond de graviers indefinement affouilable, *Ann. Ponts et Chaussees*, 5, 141–195.
- Džubáková, K., Piégay, H., Riquier, J., & Trizna, M. (2014).** *Multi-scale assessment of overflow-driven lateral connectivity in floodplain and backwater channels using LiDAR imagery. Hydrological Processes, 29(10), 2315–2330.* doi:10.1002/hyp.10361
- Eaucéa, 2015.** Etude des débits morphogènes sur la rivière Dordogne. rapport final Eaucéa-EPIDOR, 118p.
- EPIDOR, 1995.** Plan de paysage de la vallée de la Dordogne, 138p.
- Établissement Public du Bassin de la Dordogne (EPIDOR), 2014, PAPI Dordogne 2015-2019, Stratégies et programmes,** Castelnaud-la-Chapelle.
- Foucher Anthony, Sébastien Salvador-Blanes, Olivier Evrard, Anaëlle Simonneau, Emmanuel Chapron, 2014.** Increase in soil erosion after agricultural intensification: evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene*, Elsevier, 7, pp.30-41.
- Friedl G., Wuest A., 2002.** Disrupting biogeochemical cycles-consequences of damming. *Aquatic Sciences: Research Across Boundaries* 64: 55–65.
- Frings, Roy & Döring, Ricarda & Beckhausen, Christian & Schüttrumpf, Holger & Vollmer, Stefan. (2014).** Fluvial sediment budget of a modern, restrained river: The lower reach of the Rhine in Germany. *CATENA*. 122. 91-102. 10.1016/j.catena.2014.06.007.
- Frings, Roy. (2015).** Sand and Gravel on the Move: Human Impacts on Bed-Material Load Along the Lower Rhine River. 9-26. 10.1007/978-1-4939-2380-9_2.

- Frings, Roy & Brinke, Wilfried. (2017).** Ten Reasons to set up Sediment Budgets for River Management. *International Journal of River Basin Management*. 16. 1-23. 10.1080/15715124.2017.1345916.
- Frings, Roy & Hillebrand, Gudrun & Gehres, N. & Banhold, K. & Schriever, S. & Hoffmann, Thomas. (2019).** From source to mouth: Basin-scale morphodynamics of the Rhine River. *Earth-Science Reviews*. 196. 10.1016/j.earscirev.2019.04.002.
- Fripp, J.B., Diplas, P. (1993).** Surface sampling in gravel streams. *J. Hydraulic Engin.*, 119, 473–490.
- Geay T. 2013.** Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières, Grenoble, 4 December [online] Available from: <http://www.theses.fr/2013GRENU052> (Accessed 13 September 2017).
- Gibling M.R., Davies N.S., 2012.** Palaeozoic landscapes shaped by plant evolution. *Nature Geoscience*, 5: 99-105.
- Gilvear D.J., Bravard J.P., 1993.** Dynamique fluviale. In: *Hydrosystèmes fluviaux* (Eds Amoros, C. et Petts, G. E.), Masson, Paris, 61-82p.
- Gleick P.H., 1998.** *The World's Water: The Biennial Report on Freshwater Resources, 1998–1999.* Pacific Institute for Studies in Development, Environment, and Security/Island Press, Oakland, CA/Washington DC, Covelo, CA.
- Graf W.L., 1977.** The rate law in fluvial geomorphology. *American Journal of Science*, 277: 178-191.
- 2006.** Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology* 79: 336-360.
- Graham D. J., Anne-Julia Rollet, Hervé Piégay, Stephen P. Rice., 2010.** Maximizing the accuracy of image-based surface sediment sampling techniques. *Water Resources Research*, American Geophysical Union, 2010, pp.doi:10.1029/2008WR006940.
- Gregory, K.J., Park, C., 1974.** Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resources Research* 10 (4), 870–873.
- Gregory K.J., 1987.** River Channels. In: Gregory, K.J. and Walling, D.E., eds., *Human Activity and Environmental Processes*, Chicester, UK: John Wiley and Sons, pp. 207-235 (Chapter 9).
- 2006.** The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79: 172–191.

- Guichet A.J., 2009.** Définition d'un espace de mobilité: Application à la Dordogne Lotoise. Mémoire de Master 1 AGIRE, Université de Caen Basse-Normandie, 203 p.
- Guidoboni, E. (1998).** Human factors, extreme events and floods in the Lower Po Plain (Northern Italy) in the 16th century. *Environment and History*4(3), 279–308.
- Gurnell A.M., Petts G.E., 2002.** Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology*, 47: 581-600.
- Habersack, H., H. Seitz, and M. Liedermann (2010),** Integrated automatic bedload transport monitoring, in *Bedload - Surrogate Monitoring Technologies*, U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2010 – 5091, edited by J. R. Gray, J. B. Laronne, and J. D. G. Marr, pp. 218– 235, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.
- Habersack, H., A. Kreisler, R. Rindler, J. Aigner, H. Seitz, M. Liedermann, and J. B. Laronne (2016),** Integrated automatic and continuous bedload monitoring in gravel bed rivers, *Geomorphology*, doi:[10.1016/j.geomorph.2016.10.020](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.020).
- Hack J.T., 1960.** Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.* 258-A, 80–97.
- Hadley R., Schumm S., 1961.** Sediment Sources and Drainage Basin Characteristics in Upper Cheyenne River Basin. US Geological Survey Water-Supply Paper 1531-B, Washington DC, 198.
- Ham D.G. et M. Church (2000).** Bed material transport estimated from channel morphodynamics : Chilliwack river, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 : 1123-1142.
- Hargrave B. T. and N. M. Burns (1979),** “Assessment of Sediment Trap Collection Efficiency,” *Limnol. Oceanogr.*,24, 1124–1136.
- Hassan MA, Ergenzinger P. 2003.** Use of tracers in fluvial geomorphology. In *Tools in Fluvial Geomorphology*, Kondolf and Piégay: Hoboken, NJ, USA; 397–423.
- Hassan MA, Roy AG. 2016.** Coarse particle tracing in fluvial geomorphology. In *Tools in Fluvial Geomorphology* , Kondolf G thias and Piégay H (eds). John Wiley & Sons, Ltd; 306–323. [online] Available from: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9781118648551.ch14/summary> (Accessed 2 November 2016).
- Heiler G., Hein T., Schiemer F. & Bornette G. (1995).** Hydrological connectivity and flood pulses as the central aspects for the integrity of a river - floodplain system. *Regulated Rivers: Research & Management*, 11, 351-361.

- Hicks D.M., Hill J., Shankar U., 1996.** Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology. In D. E. Walling and B.W. Webb, eds., *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. IAHS Publication, 236: 149-156.
- Hjülstrom F., 1935.** Studies of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. Bulletin, Geological Institute of Upsala, v. XXV, Upsala, Suède.
- Houbrechts, G., Van Campenhout, J., Levecq, Y., Hallot, E., Peeters, A., & Petit, F. (2012).** Comparison of methods for quantifying active layer dynamics and bedload discharge in armoured gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(14), 1501–1517. doi:10.1002/esp.3258
- Hughes F.M.R., A. Colston et J.O. Mountford (2005).** Restoring Riparian Ecosystems. The Challenge of accommodating Variability and Designing Restoration Trajectories. *Ecology and Society*, 10 (1), 12p.
- Hupp C.R., Simon A., 1991.** Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels. *Geomorphology*, 4: 111-124.
- Hupp C.R., Schenk E.R., Richter J.M., Peet R.K., Townsend P.A., 2009.** Bank erosion along the dam-regulated lower Roanoke River, North Carolina. *Geological Society of America Special Paper 451*: 97–108.
- Ibanez, C., Prat, N., 1996.** Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research & Management* 12, 51–62.
- Jalon, D., Garcia, D., Sanchez, P., Camargo, J.A., 1994.** Downstream effects of a new hydropower impoundment on macrophyte, macroinvertebrate and fish communities. *Regul. Rivers* 9(4), 253-261.
- Johnson, C. W., Engleman, R. L., Smith, J. P., and Hansen, C. L. (1977).** "Helley-Smith bed load samplers." *J. Hydraul. Div.*, 103(10), 1217–1221.
- Johnson W.C., 1997.** Equilibrium response of riparian vegetation to flow regulation in the Platte river, Nebraska. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13 : 403-415.
- 1998.** Adjustment of riparian vegetation to river regulation in the Great Plains, USA. *Wetlands*, 18 (4) : 608-618.
- Kellerhals R. et D.I. Bray (1971).** Sampling procedure for fluvial sediments. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 97 : 1165-1180.

- Knighton D., 1984.** Fluvial forms and processes. London; Baltimore, Md., U.S.A, E. Arnold, 218p.
- 1998.** Fluvial forms and processes: a new perspective. Oxford University. 383p.
- 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. doi:10.1016/j.geomorph.2012.07.003
- Kondolf G.M., Curry R.R., 1984.** The role of riparian vegetation in channel bank stability: Carmel River, California. In: California riparian systems: ecology, conservation, and management. Warner RE, Hendrix KM (eds). University of California Press, Berkeley and Los Angeles, 124-133.
- Kondolf, M.G. (1994).** Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, 28(2-3), 225–243. doi:10.1016/0169-2046(94)90010-8
- Kondolf, G. M. (1997).** PROFILE: hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environ. Manage.*21(4), 533–551.
- Kondolf, G.M., Piégay, H., Landon, N., 2002.** Channel response to increased and de-creased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45 (1–2), 35–51.
- Kondolf G.M., Boulton A., O’Daniel S., Poole G., Rahel F., Stanley E., Wohl E., Bang A., Carlstrom J., Cristoni C., Huber H., Koljonen S., Louhi P., Nakamura K., 2006.** Process based ecological river restoration: visualising three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages. *Ecology and Society*, 11 (2): 17.
- Krumbein W.G. (1937).** Sediments and exponential curves. *Journal of Geology*, 45: 577-601.
- Lallias-Tacon, S., Liébault, F., & Piégay, H. (2017).** Use of airborne LiDAR and historical aerial photos for characterising the history of braided river floodplain morphology and vegetation responses. *CATENA*, 149, 742–759. doi:10.1016/j.catena.2016.07.038
- Landon, N., Piégay, H., & Bravard, J. P. (1998).** The Drôme river incision (France): from assessment to management. *Landscape and Urban Planning*, 43(1-3), 119–131. doi:10.1016/s0169-2046(98)00046-2

- Lane E.W., 1955.** The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. American Society of Civil Engineers Proceedings Separate 81 (745), 1–17.
- Langbein W.B., Schumm S.A., 1958.** Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Trans. Am. Geophys. Union, 39, 1076-84.
- Langbein W.B., Leopold L.B., 1964.** Quasi-equilibrium states in channel morphology. Am. J. Sci. 262: 782–794.
- Laronne, J.B., Outhet, D.N., Duckham, J.L. and McCabe, T.J., 1992.** Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N.S.W., Australia. Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ., 210: 87-94.
- Laronne, J. B., Outhet, D. N., Carling, P. A., & McCabe, T. J. (1994).** Scour chain employment in gravel bed rivers. CATENA, 22(4), 299–306. doi:10.1016/0341-8162(94)90040-x
- Latapie A., 2011.** Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : Application à la Loire moyenne (France). Thèse de doctorat, Université de Tours, 277p.
- Lefort P., Chapuis M., 2012.** Incidence des aménagements hydro-électriques sur la morphologie des tronçons court-circuités de la Durance et du Verdon, La Houille Blanche, vol. 2 : 42–48.
- Leopold L.B., Maddock T., 1953.** The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. USGS Professional Paper 252, 64p.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1957.** River channel patterns - braided, meandering and straight. Washington, U.S. Geol. Survey Prof. 282B: 39-85.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964.** Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman, San Francisco, CA.
- Leopold, L.B., Emmett, W.W. and Myrick, R.M., 1966.** Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New Mexico. United States Geological Survey Professional Paper 352-G, pp. 193-253.
- Liébault, F., Piégay, H., 2003.** Causes of 20th century channel narrowing in mountain and Piedmont Rivers and streams of Southeastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27: 425-444.
- Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D. and Trotter, C.M. (2005).** Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. River Res. Appl., 21, 739-756.

- 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*, vol. 21, n° 1-2, p. 23 - 3412 p.
- Macé S., 1998.** Contexte géomorphologique de la Dordogne. EPIDOR – Dynamique fluviale de la Dordogne, 14p.
- Mackin J.H., 1948.** Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America* 59: 463–512.
- Maekawa M., Nakagoshi N., 1997.** Riparian landscape changes over a period of 46 years, on the Azusa River in central Japan. *Landscape and Urban Planning*, 37: 37-43.
- Malavoi J.R., 2007.** Impacts des seuils en rivière sur l'hydromorphologie et l'écologie des cours d'eau. Journée technique d'information et d'échanges "Ouvrages hydrauliques" de l'Association Rivière Rhône Alpes, 15 mai 2007, Chazelles sur Lyon.
- Mao, L., L. Picco, M. A. Lenzi, and N. Surian (2016),** Bed material transport estimate in large gravel-bed rivers using the virtual velocity approach, *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(4), 595-611, doi:10.1002/esp.4000.
- Marchese, E., Scorpio, V., Fuller, I., McColl, S., & Comiti, F. (2017).** Morphological changes in Alpine rivers following the end of the Little Ice Age. *Geomorphology*, 295, 811–826. doi:10.1016/j.geomorph.2017.07.018
- 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(1-4), 65–74. doi:10.1016/s0169-555x(03)00132-6
- Merritt D.M., Cooper D.J., 2000.** Riparian vegetation and channel change in response to river regulation : a comparative study of regulated and unregulated streams in the Green River basin, USA. *Regulated Rivers*, 16 : 543-564.
- Metzger, A. et J. Linton, 2016.** Les barrages-réservoirs et les inondations en France : quelles vulnérabilités des populations ?, dans : *Espaces, populations, sociétés* (Numéro thématique : Interroger et comprendre les effets d'échelles de la vulnérabilité).
- Meybeck M., 2002.** Riverine quality at the Anthropocene: Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River. *Aquatic Sciences*, 64: 376-393.
- Miller J.R., Schulz T.T., Hobbs N.T., Wilson K.R., Schrupp D.L., Baker W.L., 1995.** Changes in the landscape structure of south-eastern Wyoming riparian zone following shifts in stream dynamics. *Biological Conservation*, 72 : 371-379.

- Milliman J.D., Meade R.H., 1983.** World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91:1--21.
- Misset, C., et al. (2020).** Combining multi-physical measurements to quantify bedload transport and morphodynamic interactions in an Alpine braiding river reach, *Geomorphology*. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.106877
- Mizuyama, T., , Laronne, J.B., Nonaka, M., Sawada, T., Satofuka, Y., Matsuoka, M., Yamashita, S., Sako, Y., Tamaki, S., Watari, M., Yamaguchi, S. and K. Tsuruta). 2010.** Calibration of a passive acoustic bedload monitoring system in Japanese mountain rivers. US Geological Survey Scientific Investigations Report 5091 : 296–318.
- Nadal-Romero, E., Cammeraat, E., Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N., Regüés, D., 2016.** Hydrological response of an afforested catchment in a Mediterranean humid mountain area: a comparative study with a natural forest. *Hydrological Processes* 30, 2717-2733. doi:10.1002/hyp.10820.
- Nanson G.C., Knighton A.D., 1996.** Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surf. Process. Landf.* 21: 217-239.
- Ock, G., Gaeuman, D., McSloy, J., & Kondolf, G. M. (2015).** Ecological functions of restored gravel bars, the Trinity River, California. *Ecological Engineering*, 83, 49–60. doi:10.1016/j.ecoleng.2015.06.005
- Palmer M.A., 2009.** Reforming watershed restoration: science in need of application and applications in need of science. *Estuaries and Coasts*, 32: 1-17.
- Parrot E., 2015.** Analyse spatio-temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée. Thèse de doctorat, ENS de Lyon, 469p.
- Patton, T., and C. Lyday. 2008.** Ecological succession and fragmentation in a reservoir: effects of sedimentation on habitats and fish communities. *American Fisheries Society Symposium* 62:147-167.
- Peiry, J.-L. (1987).** Channel degradation in the middle Arve river, France. *Regulated Rivers: Research & Management*, 1(2), 183–188. doi:10.1002/rrr.3450010208).
- Petit, F., Poinsart, D., Bravard, J.P., 1996.** Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhone river upstream of Lyon, France (canal de Miribel). *Catena* 26, 209 – 226.
- Petts G.E. (1979).** Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3: 329-362.

- Petts G.E. et A.M. Gurnell (2005).** Dams and geomorphology: research progress and future directions. *Geomorphology*, 71: 27-47.
- 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): 909-920.
- Piégay H., Landon N., Saulnier D., 2000.** Etude géomorphologique de la basse rivière d'Ain : proposition pour une gestion physique équilibrée des lits mineurs et majeurs. Rapport final, commission locale de l'eau du SAGE « Basse vallée de l'Ain », 86 p.
- Piégay H., Schumm S.A., 2003.** « System approach in fluvial geomorphology », in M.G. Kondolf & Piégay H. (eds), *Tools in fluvial geomorphology*, J. Wiley and Sons, Chichester, U.K., 105-134.
- 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, p. 183-212.
- Piégay H., Hupp C., Citterio A., Dufour S., Moulin B., Walling D.E., 2008.** Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cut-off channel infill deposits: Ain River, France. *Water Resources Research*, American Geophysical Union, 2008, 44 (5).
- Piégay H., 2015.** Note technique, expertise hydromorphologique de la Dordogne moyenne. CNRS-UMR 5600/EVS, ENS de Lyon, 7p.
- Piégay, H., F. Arnaud, M. Cassel, T. Dépret, A. Alber, K. Michel, A.-J. Rollet, and L. Vaudor (2016),** Suivi par RFID de la mobilité des galets : Retour sur 10 ans d'expérience en grandes rivières, *Bulletin de la Societe Royale des Sciences de Liege* 67, 77-91.
- Pinto Martins D., 2008.** Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et des sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon 2, 243p.
- Pollen N., Simon A., 2005.** Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model. *Water Resources Research* 41: W07025.
- Powell M.D. (1998).** Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 22 (1): 1-32.

- Pustelnik G., 1982.** Les saumons de la rivière Dordogne : 1189 – 1981. I.B.D., Ministère de l'environnement, Direction de la protection de la nature – fédération Départementale de la pêche de la Dordogne, 54p.
- 1987.** Etude écologique préalable à l'aménagement piscicole de la rivière Dordogne. Thèse de biologie, Université de Bordeaux III, 104p.
- Pustelnik G., Bordes A., Bouchardy C., Cleyet-Merle J., Dussart B., Genty M., Leveque P., Mabru M., Ray G., Signol C., 1993.** Rivières et vallées de France – La Dordogne, Editions Privat, Toulouse, 197p.
- Rebouillat, 1979.** Données sédimentologiques sur les alluvions en lit mineur de la Dordogne entre Brivezac et Pessac. Rapport du Ministère de l'environnement. I.B.D Sarlat 1979, 22p.
- Reckendorfer W., Funk A., Gschöpf C., Hein T. & Schiemer F. (2013).** Aquatic ecosystem functions of an isolated floodplain and their implications for flood retention and management. *Journal of Applied Ecology*, 50, 119-128.
- Reid L.M. et T. Dunne, 2003.** Sediment budget as an organizing framework in fluvial geomorphology. In : Kondolf G.M. et H. Piégay (eds.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley : 463-500.
- Rempel, L. L., & Church, M. (2009).** Physical and ecological response to disturbance by gravel mining in a large alluvial river. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 66(1), 52–71. doi:10.1139/f08-184
- Rice S. (1999).** The nature and controls on downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (1): 32-39.
- Rice, S.P., and Church, M. (1998).** Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surf. Processes Landforms*, 23: 345–363.
- Richards K.S., 1982.** Rivers: Form and Process in Alluvial Channels. Methuen, London.
- Rickenmann, D., J. M. Turowski, B. Fritschi, A. Klaiber, and A. Ludwig (2012),** Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers, *Earth Surf. Processes Landforms*, 37(9), 1000–1011, doi:[10.1002/esp.3225](https://doi.org/10.1002/esp.3225).
- Rickenmann, D., et al. (2014),** Bedload transport measurements with impact plate geophones: Comparison of sensor calibration in different gravel - bed streams, *Earth Surf. Processes Landforms*, 39(7), 928– 942, doi:[10.1002/esp.3499](https://doi.org/10.1002/esp.3499).

- Rickenmann D. 2017.** Bed-Load Transport Measurements with Geophones and Other Passive Acoustic Methods. *Journal of Hydraulic Engineering* 143 : 03117004. DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001300
- Rinaldi, M., Wyżga, B., & Surian, N. (2005).** *Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. River Research and Applications*, 21(7), 805–828. doi:10.1002/rra.884
- Riquier, Jérémie & Piégay, Hervé & Michalkova, Monika. (2015).** Hydromorphological conditions in eighteen restored floodplain channels of a large river: linking patterns to processes. *Freshwater Biology*. 60. 1085-1103.
- Rodrigues S., Bréhéret J.G., Macaire J.J., Greulich S., Villar M., 2007.** In channel woody vegetation controls on sedimentary processes and the sedimentary record within alluvial environments: a modern example of an anabranch of the River Loire, France. *Sedimentology*. 54: 223-242.
- Rollet, A.J., 2007.** 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 de doctorat, Université Jean Moulin, Lyon 3, 305 p.
- Rollet, A. J., Piégay, H., Dufour, S., Bornette, G., & Persat, H. (2013).** Assessment of consequences sediment deficit on a gravel river bed downstream of dams in restoration perspectives: applications of multicriteria, hierarchical and spatially explicit diagnosis. *River Research and Applications*, 30(8), 939–953. doi:10.1002/rra.2689
- Rostan J.-C., Juget J. & Brun A.-M. (1997).** Sedimentation rates measurements in former channels of the upper Rhone river using Chernobyl 137Cs and 134Cs as tracers. *Science of the Total Environment*, 193, 251-262.
- Roux A.L., 1982.** Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux ; étude d'un hydrosystème fluvial : le Haut-Rhône français. Editions CNRS, Centre, Lyon, 116p.
- Roux, C., Alber, A., Bertrand, M., Vaudor, L., Piégay, H., 2015.** "Fluvial Corridor": A neArcGIS toolbox package for multiscale riverscape exploration. *Geomorphology* 242,29–37
- Rust B., 1978.** A classification of alluvial channel systems, chapitre 5, pages 187–198. *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol.
- Saint-Laurent D., Lavoie L., Drouin A., St-Laurent J., Ghaleb B., 2010.** Floodplain sedimentation rates, soil properties and recent flood history in southern Québec. *Global and Planetary Change*, 70, 76-91.

- Schumm, S.A., 1956.** Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey: Geological Society of America Bulletin, v. 67, p. 597–646.
- Schumm S.A., 1977.** The fluvial system. New-York, Wiley - Interscience, 338p.
- Schumm S.A., Winkley B.R., 1994.** The Variability of Large Alluvial Rivers. NewYork: American Society of Civil Engineers Press.
- Shields A., 1936.** Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. California Inst. of Technol., Pasadena, Californie.
- Schmidt J.C., Wilcock P.R., 2008.** Metrics for assessing the downstream effects of dams. Water Resources Research, 44, W04404, doi: 10.1029/2006WR005092.
- Schuyler, J.D. (1909).** «Reservoirs for Irrigation, Water-Power and Domestic Water Supply.» John Wiley & sons, 2nd edition, New York, USA.
- SDAGE-AG, 2016.** Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin Adour-Garonne, 296p.
- Shalak J., Benthem A.J., Schenk E.R., Hupp C.R., Galloway J.M., Nustad R.A, Wicke G.J., 2013.** Large dams and alluvial rivers in Anthropocene: The impacts of the Garrison and Oahe Dams on the Upper Missouri River. Anthropocene: 51-64p.
- Simon, A., and M. Rinaldi. 2006.** Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. Geomorphology 79 (3): 361-383.
- Smith, N. (1971).** « A History of Dams » The Chaucer Press, Peter Davies, London, UK.
- Surian N., Rinaldi M., 2003.** Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology, 50: 307-326.
- Talbot, T., & Lapointe, M. (2002).** *Modes of response of a gravel bed river to meander straightening: The case of the Sainte-Marguerite River, Saguenay Region, Quebec, Canada. Water Resources Research, 38(6), 9–1–9–7.* doi:10.1029/2001wr000324
- Tena, Alvaro & Piégay, Hervé & Seignemartin, Gabrielle & Barra, A. & Berger, Jean-Francois & Mourier, Brice & Winiarski, T.. (2020).** Cumulative effects of channel correction and regulation on floodplain terrestrialisation patterns and connectivity. Geomorphology. 354. 107034. 10.1016/j.geomorph.2020.107034.
- Thorel, M., Piégay, H., Barthelemy, C., Räßple, B., Gruel, C.-R., Marmonier, P., Franquet, E. (2018).** Socio-environmental implications of process-based restoration strategies in large rivers: should we remove novel ecosystems along the Rhône

- (France)? Regional Environmental Change. doi:10.1007/s10113-018-1325-7
- Thorne C.R., 1997.** Channel types and morphological classification. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. [eds], *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, John Wiley & Sons, Chichester, 175-222.
- Toonen W.H.J., Kleinhans M.G. & Cohen K.M. (2012).** Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 459-472.
- Tucker, G. E., & Slingerland, R. (1997).** *Drainage basin responses to climate change. Water Resources Research*, 33(8), 2031–2047. doi:10.1029/97wr00409
- Tulla J.G., 1825.** Mémoire sur la rectification du cours du Rhin. *Journal de la Société des Sciences, Agriculture et Arts de Strasbourg*, 5-69.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980.** “The river continuum concept,” *Can.J.Fish.Aquat.Sci.*, 37, 1, 130–137.
- Van Wijngaarden M., Rigollet C., De Meijer R. J., 2002.** Assessment of historic flood plain sedimentation rates along the River Meuse in The Netherlands using ¹³⁷Cs dating with PHAROS. *The Structure, Function and Management Implications of Fluvial Sedimentary Systems IAHS Publ.* no. 276.
- Vázquez-Tarrío, D.; Menéndez-Duarte, R. (2014).** Bedload transport rates for coarse-bed streams in an Atlantic region (Narcea River, NW Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 217, 1–14.
- Vázquez-Tarrío, D., Recking, A., Liébault, F., Tal, M., & Menéndez-Duarte, R. (2018).** Particle transport in gravel-bed rivers: revisiting passive tracer data. *Earth Surface Processes and Landforms*. doi:10.1002/esp.4484
- Vázquez-Tarrío, D., Tal, M., Camenen, B., & Piégay, H. (2018).** Effects of continuous embankments and successive run-of-the-river dams on bedload transport capacities along the Rhône River, France. *Science of The Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.12.109
- Vázquez-Tarrío, D., & R.J., Batalla (2019).** Assessing Controls on the Displacement of Tracers in Gravel-Bed Rivers. *Water*. 11. 1598. 10.3390/w11081598.
- Vericat, D., Church, M., & Batalla, R. J. (2006).** 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(1). doi:10.1029/2005wr004025
- Ward J.V. & Tockner K. (2001).** Biodiversity: towards a unifying theme for river ecology. *Freshwater Biology*, 46, 807-819.

- Ward J.V., Tockner K., Arscott D.B. & Claret C. (2002).** Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology*, 47, 517-539.
- Wasson J.G., Malavoi J.R., Maridet L., Souchon Y., Paulin L., 1998.** Impacts écologiques de la chenalisation des rivières. Paris, Cemagref, 162 p.
- Wentworth, C.K., 1922.** A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.
- Wilcock P.R. (2001).** Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 : 1395-1408.
- Williams G.P., Wolman M.G., 1984.** Downstream effects of dams on alluvial rivers. USGS circular 781, 48 p.
- Wintenberger C., 2015.** Dynamique fluviale et végétation pionnière à Salicaceae en rivière sablo-graveleuse - Etudes in et ex situ de la survie des semis durant les premiers stades de la succession biogéomorphologique en Loire Moyenne. Thèse de doctorat, Université François Rabelais de Tours, 355 p.
- Wittfogel K.A., 1956.** The hydraulic civilizations. In: Thomas W.L. [eds], *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, University of Chicago press, 152-164.
- Wohl, E., P.L. Angermeier, B. Bledsoe, G.M. Kondolf, L. MacDonnell, D.M. Merritt, M.A. Palmer, N.L. Poff and D. Tarboton (2005).** River restoration, *Water Resour. Res.*, W10301, doi:10.1029/2005WR003985.
- Wolman M.G. (1954).** A method of Sampling Coarse River Bed Material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6):951-956.
- Wyss CR, Rickenmann D, Fritschi B, Turowski JM, Weitbrecht V, Boes RM. 2016a.** Laboratory flume experiments with the Swiss plate geophone bedload monitoring system. Part I: Impulse counts and particle size identification. *Water Resources Research* 52 : 7744–7759. DOI: 10.1002/2015WR018555
- Wyss CR, Rickenmann D, Fritschi B, Turowski JM, Weitbrecht V, Travaglini E, Bardou E, Boes RM. 2016b.** Laboratory flume experiments with the Swiss plate geophone bedload monitoring system. Part II: Application to field sites with direct bedload samples. *Water Resources Research* 52 : 7760–7778. DOI: 10.1002/2016WR019283

Table des matières

Résumé	8
Abstract	10
Introduction générale.....	14
Chapitre I – Cadre thématique.....	18
Introduction.....	20
1. Notions de géomorphologie fluviale.....	20
1.1. Equilibre dynamique des cours d'eau.....	20
1.2. Le système fluvial.....	21
1.3. Styles fluviaux.....	22
1.4. L'hydrosystème : une approche quadridimensionnelle.....	25
2. Facteurs de contrôles des réponses morphologiques des hydrosystèmes	27
2.1. Les fluctuations naturelles	27
2.2. Les pressions et impacts anthropiques	29
2.2.1. Chenalisation	30
2.2.2. Extractions de matériaux alluvionnaires.....	31
2.2.3. Les barrages et seuils.....	32
2.2.4. Impacts des seuils	33
2.2.5. Impacts des barrages sur les variables de contrôles	34
2.2.6. Réponses morphologiques à l'aval des barrages	35
3. Un diagnostic géomorphologique fondé sur la mise en évidence de la trajectoire temporelle d'évolution.....	37
Chapitre II – Le diagnostic géomorphologique de la Dordogne dans sa moyenne vallée	43
1. L'originalité de l'approche par hypothèses	45
2. Site d'étude : contexte géographique et hydrologique.....	48

3. Inventaire des pressions affectant potentiellement la dynamique hydrosédimentaire de la Dordogne dans sa moyenne vallée	51
4. Données disponibles et hypothèses de travail	52
5. Matériel et méthodes	56
5.1. Changements dans l'intensité et la fréquence des inondations	56
5.2. Ajustements planimétriques	56
5.3. Ajustements verticaux	58
5.4. Données supplémentaires <i>in situ</i> pour évaluer les changements verticaux du chenal	60
5.5. Analyse granulométrique	62
5.5.1. Patron granulométrique de surface	62
5.5.2. Indice de pavage	63
6. Résultats et discussions	65
6.1. Analyses temporelles des changements hydromorphologiques	65
6.1.1. Régulation des épisodes potentiellement « morphogènes »	65
6.1.2. Evolution planimétrique de la bande active	67
6.1.3. L'incision du lit	72
6.2. Analyses spatio-temporelles des changements morphologiques	73
6.2.1. Analyse spatio-temporelle de la rétraction et de l'élargissement de la bande active	73
6.2.2. Analyse spatio-temporelle de l'incision	76
6.2.3. Perturbation du patron granulométrique	78
6.2.4. La sensibilité de la rivière aux changements morphologiques	81
7. Synthèse et élaboration de la trajectoire temporelle d'évolution morphologique récente (1840-2012) de la Dordogne dans sa moyenne vallée	83
7.1. Le changement de style fluvial	83
7.2. La régulation hydrosédimentaire	84
7.3. La diminution du stock alluvial en place	85

7.4. Des ajustements post-extractions ralentis par la régulation et amplifiés par la protection des berges.....	85
8. Conclusion et perspectives.....	86
Chapitre III – Budget et fonctionnement sédimentaire actuel	90
1. Elaborer un budget sédimentaire	92
2. Migration de la charge de fond.....	93
2.1. Une nouvelle méthode pour mesurer le transport solide à partir de la combinaison des traceurs passifs et actifs, appliquée aux rivières à charge grossière	93
2.2. Sites d'étude et hypothèses de travail.....	96
2.3. Matériels et méthodes	98
2.3.1. Les avantages de l'utilisation des RFID actifs à ultra-hautes fréquences	98
2.3.2. Installation du dispositif et suivi post-crue pour quantifier le volume de la couche active durant un événement morphogène.....	98
2.3.3. Estimation du transport solide à partir des RFID et de la technique des colonnes.....	100
2.4. Résultats	102
2.4.1. Contexte hydrologique, seuil de mise en mouvement et distance de prospection.....	102
2.4.2. Suivis sédimentaires de 2017 et 2018	104
2.4.3. Comparaison mesures terrains et formules de transport solide sur le site de Meyraguet et estimation des distances, épaisseurs, volumes sur les autres sites	111
2.5. Discussions	118
2.5.1. Evolution spatio-temporelle du transport de la charge de fond depuis 1840	118
2.5.2. Apports de cette nouvelle méthode du suivi de la charge de fond.....	120
2.5.3. Limites des traceurs actifs.....	121

2.6. Conclusion et perspectives.....	121
3. Echanges latéraux entre le chenal et la plaine alluviale	122
3.1. Matériels et méthodes	123
3.1.1. Stratégie d'échantillonnage.....	124
3.1.2. Volumes stockés en plaine alluviale	124
3.1.3. Volumes entrants.....	130
3.2. Résultats	136
3.2.1. Hauteurs de berges et teneurs en sédiments fins et grossiers	136
3.2.2. Suivis annuels de 3 fronts d'érosion et comparaison mesures de terrain - analyse rétrospective.....	138
3.2.3. Volumes de sédiments grossiers stockés depuis 1948.....	140
4. Budget sédimentaire global et spatialisation de l'information	144
4.1. Le secteur S1 entre Argentat et Atiliac (S1 : 0 – 23.5 km à l'aval du barrage du Sablier) : vers une propagation du déficit sédimentaire	145
4.2. Le secteur entre Atiliac et Girac (S2 : 23.5 – 36.2 km à l'aval du barrage du Sablier) : stockage de la charge de fond.....	146
4.3. Le secteur entre Girac et Groléjac (S3 : 36.2 – 110 km à l'aval du barrage du Sablier) : théâtre des effets cumulatifs et d'importantes discontinuités sédimentaires 149	
4.4. Le secteur entre Groléjac et Limeuil (entre 110 – 162.5 km à l'aval du barrage du Sablier).....	154
Conclusions et perspectives	157
1. Rappels des objectifs	159
2. Principaux résultats	159
3. Innovations et perspectives scientifiques	160
4. Perspectives opérationnelles.....	162
4.1. Vers un contrôle du déficit sédimentaire amont.....	162
4.2. Accompagner la rivière dans ses ajustements post-extractions et réduire le déficit sédimentaire	163

4.3. Préservations des surfaces à fort potentiel écologique	163
Matériels supplémentaires.....	165
Références bibliographiques	176
Table des matières	197
Liste des figures	202
Liste des tableaux.....	210

Liste des figures

Figure 1. Organisation du manuscrit de thèse.....	15
Figure 2. A : Equilibre dynamique d'un cours d'eau illustré par la balance de Lane (modifiée d'après Lane, 1955). B : Transport solide : charge de fond et charge en suspension (modifiée d'après Pinto Martins, 2008).	21
Figure 3. Evolution longitudinale du système fluvial (modifiée d'après Schumm, 1977).	22
Figure 4. Exemples de styles fluviaux : a) Transition : méandres à tresses (Waimakariri River, Nouvelle-Zélande), b) rivière à méandres libres (Allier, France) et c) rivière rectiligne (Basse Dordogne en aval de Bergerac, France) (Source : Google Earth).....	23
Figure 5. Rivière schématique illustrant l'indice de sinuosité (d'après Latapie, 2011).	24
Figure 6. Styles fluviaux (modifiée d'après Nanson et Knighton, 1996).....	25
Figure 7. A et B : échanges spatiaux entre les différents compartiments de l'hydrosystème et entre A et B : modifications temporelles de l'hydrosystème : déconnexion des annexes fluviales (bras, plaine alluviale) et végétalisation de bancs alluviaux (modifié d'après Amoros et Petts, 1993).....	26
Figure 8. Production sédimentaire en fonction a) des précipitations et de la lithologie du bassin versant (d'après Hicks et al., 1996 ; b) de la topographie du bassin versant (d'après Hadley et Schumm, 1961 ; Milliman and Meade, 1983) ; c) Ruissellement en fonction de l'occupation du sol (Langbein et Schumm, 1958).....	27
Figure 9. Modèle conceptuel du fonctionnement géomorphologique d'un hydrosystème (modifié d'après Schumm 1977 ; Piégay et Schumm, 2003).....	28
Figure 10. Schéma conceptuel de l'évolution en plan d'une rivière curée et calibrée (d'après Hupp et Simon, 1991 ; Campy et Macaire, 2003).....	31

Figure 11. Schéma de l'évolution en plan d'une extraction ponctuelle de sédiments dans le lit mineur d'un cours d'eau (modifié d'après Degoutte, 2012).	32
Figure 13. Débits liquides sur le Missouri (Etats-Unis) à Bismarck (aval du barrage) avant et après la construction du barrage de Garrison (d'après Shalak et al., 2013).	35
Figure 14. (a) Rétraction et (b) végétalisation de la bande active de la Durance entre 1958 et 1998 suite à la mise en place des aménagements hydro-électriques de la chaîne Durance-Verdon et extractions en lit mineur (d'après Chapuis et Collomb, 2012).	36
Figure 15. Trajectoire de la métamorphose fluviale en lien avec la colonisation et la croissance végétale (d'après Gurnell et Petts, 2002).	37
Figure 16. Modifications des variables de contrôles et d'ajustements des hydrosystèmes selon facteurs de contrôles de ces changements.....	37
Figure 17. Représentation théorique d'une réponse morphologique suite à une modification des flux d'entrée (modifiée d'après Knighton, 1984 ; Rollet, 2007 ; Parrot, 2015).	38
Figure 18. Modèles d'ajustement de tronçons fluviaux aménagés : a) Fonction hyperbolique d'incision en aval de barrages. b) Fonction hyperbolique de rétroaction en aval de barrages (Williams et Wolman, 1984). c) Fonction exponentielle d'incision après des changements d'occupation des sols (phase 1) et après implantations de barrages et extractions (phase 2) (Surian et Rinaldi, 2003).....	39
Figure 19. A – Le bassin versant de la Dordogne dans le sud-ouest de la France; B – Localisation du site d'étude : la Dordogne dans sa moyenne vallée et C – La Dordogne moyenne détaillée : fond de vallée, géologie, affluents, pressions anthropiques et stations hydrométriques historiques (Argentat: P1350010 et Cénac: P2380010; Source: DREAL, BRGM et IGN).	49
Figure 20. Débits journaliers moyens de la Dordogne enregistrés entre 1900 et 2018 (points noirs) et naturels reconstitués entre 1969 et 2018 (points gris) à la station d'Argentat (Source : DREAL et EDF).....	50

Figure 21. Evolution temporelle des pressions naturelles et humaines sur le bassin versant de la Dordogne depuis 1830 : A – Changements climatiques et d’occupation du sol sur la tête du bassin versant (grandeur sans dimension) ; B – Evolution démographique sur l’amont du bassin : département de la Corrèze, du Puy-de-Dôme et du Cantal (en habitant par km²) ; C – Volume cumulé de stockage des barrages sur la Dordogne amont (en millions de m³) et seuils ; D –Volume cumulé des sédiments extraits en lit mineur (en millions de m³); E – Linéaire cumulé de protections de berges (en km). 52

Figure 22. Chronologie des pressions recensées sur la Dordogne moyenne, hypothèses de travail et données historiques disponibles pour les vérifier (*DC : Driver of Changes ; FER : flood Events Regulation ; SI : Sediment Input ; MA : Morphological Adjustements*)..... 55

Figure 23. Analyse des changements planimétriques (érosion et construction) de la bande active par tronçon de 250 mètres. 58

Figure 24. Procédure d’interpolation pour chaque couple de profils comparés. 59

Figure 25. A - Chaîne de traitements pour mettre en place le plan d’échantillonnage, B – Matériel utilisé pour mesurer l’épaisseur de sédiments fins et localiser les mesures et C – Calcul pour déterminer l’altitude du toit de galets de la surface alluviale récemment construite. 61

Figure 26. A - Mesures manuelles de la taille des sédiments présents sur les photographies acquises en tête de bancs et B – Parcelle de 2 m² décaissée pour réaliser les mesures granulométriques de la sous-couche (crédit photo : Fabien Boutault et Bruno Delpeyrat). 64

Figure 27. Chroniques des événements potentiellement morphogènes à la station hydrométriques d’Argentat (A) en régime naturel sans influence des barrages (B) en régime influencé par les barrages (Sources: DREAL & EDF; *maximum *flood event from the newspaper*)..... 66

Figure 28. A - Evénements de crues enregistrés à la station d’Argentat (Source: DREAL) ; B - Evolution de la largeur de la bande active (en m) et C – Ajustements

latéraux : érosion et construction de la plaine d'inondation entre 1840 et 2012 par tronçon de 250 mètres (n = 649).	68
Figure 29. A – Bande active en 1840 et en 1948 (entre 35 et 50 km à l'aval du barrage du Sablier à Argentat) ; B - Rétraction de la bande active par végétalisation d'un banc alluvial entre 1966 et 1976 et C - Extractions des sédiments constitutifs de ce banc entre 1976 et 1986 (Le Roc : 93.5 km en aval du barrage du Sablier).	69
Figure 30. Patron longitudinal de A – la géologie du substrat et des perturbations anthropiques ; B – la granulométrie de surface (D50) par photo-interprétation ; C – l'indice de pavage et D – la pente du fond.....	80
Figure 31. Effet d'une crue centennale (2013) sur la végétalisation de la bande active sur la Garonne amont (sur la commune de Vielha à 11 kilomètres de la source ; Bulteau, 2021).	85
Figure 32. A – Bassin versant de la Dordogne sur le territoire français ; B - Localisation des sites d'injection sur la Dordogne moyenne : Brivezac (Corrèze – 19), Meyraguet (Lot – 46), Vitrac et Cénac (Dordogne – 24) ; C – Installation pour le suivi sédimentaire par RFID passifs et actifs sur le site de Meyraguet.	97
Figure 33. A – Installation du tube aluminium dans le lit de la rivière. B – Etape de mise en place des colonnes et suivis pour détermination de l'épaisseur de la couche active et C – Galets synthétique équipés des RFID a-UHF.	100
Figure 34. Chronologie du suivi sédimentaire sur le site de Meyraguet, avec les débits moyens journaliers (QJM) à la station de Souillac (à 10 kilomètres en aval du site d'injection de Meyraguet), les débits caractéristiques : de plein bord ($500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), de retour 2 ans ($1070 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), et les dates des périodes d'injection et des suivis sédimentaires.	103
Figure 35. A - Localisation des galets équipés lors des suivis réalisés en 2017 et 2018 et déplacements des particules mises en mouvement lors de l'épisode morphogène de janvier 2018 sur le site de Meyraguet et B – Surface prospectée et zone en limite de détection pour les antennes passive et active.	105

Figure 36. Mobilité des traceurs actifs disposés sous forme de colonne sur le site de Meyraguet.....	106
Figure 37. Surfaces prospectées et zones en limite de détection pour les antennes passive et active sur les sites de A – Brivezac B – Vitrac C – Cénac (pointillés rouges : pas de matériau alluvionnaire sur le fond du lit, substrat affleurant).....	110
Figure 38. A – Débits moyens journaliers (en m ³ par seconde) par secteur géomorphologique homogène entre 1900 et 2018, et B – Distances cumulées parcourues par la charge de fond (en mètres) par secteur géomorphologique homogène entre 1900 et 2018.....	119
Figure 39. A – Surfaces construites et érodées sur le site de Pinsac entre 1995 et 2012 ; B – Données topographiques issu du LIDAR sur le site de Pinsac et C – Plan en coupe de la rivière Dordogne.....	123
Figure 40. Plan d'échantillonnage sur le site de Pinsac (Lot – 46), avec un point de mesures par unité temporelle de construction par tronçon de 250 mètres linéaire de cours d'eau.....	125
Figure 41. A - Chaîne de traitements pour mettre en place le plan d'échantillonnage, B – Matériel utilisé pour mesurer l'épaisseur de sédiment fin et localiser les mesures et C – Calcul pour déterminer l'altitude du toit de galet de la surface alluviale récemment construite.....	127
Figure 42. Chaines de traitements de l'information ponctuelle de l'attitude du toit de galets vers les volumes de sédiments fins et grossiers stockés en plaine alluviale.	129
Figure 43. Mesures terrains des proportions de sédiments fins et sédiments grossiers sur le front d'érosion de Pinsac (46- Lot).....	130
Figure 44. Localisation des fronts d'érosion suivis annuellement depuis 2014 (Ronds gris),.....	131
Figure 45. (A) et (B) : front d'érosion de Pinsac en rive droite (crédit photo : ECOGEA) et (C) : Vue aérienne des 200 mètres de fronts suivis depuis 2014 (Source : IGN).	132

Figure 46. (A) et (B) Front d'érosion de Gimel en rive gauche (Crédit photo : ECOGEA) ; (C) Vue aérienne des 400 mètres du front suivis depuis 2015 (Source : IGN).....	133
Figure 47. (A) et (B) Front d'érosion de Carlux en rive droite (Crédit photo : ECOGEA) ; (C) Vue aérienne des 450 mètres du front suivis depuis 2014 (Source : IGN).	134
Figure 48. Extraction des polygones d'érosion et segmentation par tronçon de 50 m (Source : IGN).	135
Figure 49. Patron longitudinal des hauteurs de berges (Rive Droite (négatif) et Rive Gauche (positif) sur la Dordogne dans sa moyenne vallée entre Argentat et Limeuil.	137
Figure 50. Chronique des débits journaliers à la station hydrométrique de Cénac (Banque-hydro : P2380010) et le débit de plein bord (Q_{bf}) et les débits des crues de retour 2 (Q2) et 5 ans (Q5).	138
Figure 51. Epaisseurs de sédiments fins mesurées sur les surfaces construites depuis 1948 sur la Dordogne dans sa moyenne vallée.....	141
Figure 52. Volumes de sédiments grossiers stockés en plaine alluviale sur les surfaces échantillonnées lors de notre étude, calculés avec 1 : l'altitude du toit de galets et 2 : l'épaisseur de sédiments fins (Test wilcoxon A ; p-value = 0.35).	142
Figure 53. Variations de l'altitude du toit de galets et de l'épaisseur de sédiments fins par placette échantillonnée (en cm).....	143
Figure 54. Cartographie de la propagation du déficit sédimentaire amont et des entrées et stockages sédimentaires depuis 1948 sur le secteur entre Argentat et Altillac (entre 0 et 23.5 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	146
Figure 55. Cartographie des entrées et du stockage sédimentaire depuis 1948 sur le secteur entre Altillac et Girac (entre 23.5 et 36.2 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	148

Figure 56. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre Girac et Saint-Denis-Lès-Martel (entre 36.2 et 60 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	151
Figure 57. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre Saint-Denis-Lès-Martel et Cazoulès (entre 60 et 93 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	152
Figure 58. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre Cazoulès et La Roque-Gageac (entre 93 et 120 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	153
Figure 59. Cartographie des entrées (depuis 1986) et du stockage sédimentaires (depuis 1948) sur le secteur entre La Roque-Gageac et Limeuil (entre 120 et 162.2 kilomètres en aval du barrage du Sablier).	155
Figure 60. Patron longitudinal des évolutions planimétriques et altimétriques sur la Dordogne dans sa moyenne vallée depuis 1840.	167
Figure 61. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 38 et 45 km à l'aval du barrage du Sablier.	168
Figure 62. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 49.5 et 52.5 km à l'aval du barrage du Sablier.	169
Figure 63. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 52.5 et 54 km à l'aval du barrage du Sablier.	170
Figure 64. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 54 et 57 km à l'aval du barrage du Sablier.	171

Figure 65. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 70 et 72.5 km à l'aval du barrage du Sablier.	172
Figure 66. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 72.5 et 76 km à l'aval du barrage du Sablier.	173
Figure 67. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 78.5 et 82 km à l'aval du barrage du Sablier.	174
Figure 68. Plan d'échantillonnage des mesures d'épaisseurs de sédiments fins déposés en plaine alluviale récemment construite (1948-2012) sur le tronçon situé entre 92 et 100 km à l'aval du barrage du Sablier.	175

Liste des tableaux

Tableau 1. Pressions anthropiques directes sur les cours d'eau (Malavoi, 2007). ...	29
Tableau 2. Débits lors des évènements de crues en régime naturel sur la Dordogne moyenne à la station d'Argentat (Source: DREAL).....	50
Tableau 3. Données hydrologiques, planimétriques et verticales disponibles sur la Dordogne moyenne.	53
Tableau 4. Densités de points des séries verticales de 1938 et 1998 avant et après corrections pour comparaison avec la bathymétrie de 1998 (n = nombre de points).59	
Tableau 5. Surfaces et volumes à échantillonner sur la Dordogne moyenne pour caractériser les couches de surface et de subsurface.	64
Tableau 6. A – Impacts cumulés du changement climatique et d'occupation des terres sur l'amont du bassin de la Dordogne sur les événements potentiellement morphogènes en termes de fréquences de retour et d'intensités.	66
Tableau 7. Ajustements de la bande active et de la plaine alluviale sur la Dordogne moyenne entre 1840 et 2012.....	70
Tableau 8. Surfaces des annexes fluviales (îles, bras secondaires et bancs alluviaux) sur la Dordogne moyenne depuis 1840.	72
Tableau 9. Ajustements de la plaine alluviale de la Dordogne moyenne par tronçon géomorphologique homogène depuis 1840 :.....	76
Tableau 10. Evolution altimétrique de la ligne d'eau par tronçons géomorphologiques homogènes sur la Dordogne moyenne entre 1938 et 1998.....	77
Tableau 11. Déconnexion de la plaine alluviale depuis 1840.	77
Tableau 12. Granulométrie des affluents de la Dordogne moyenne.....	80
Tableau 13. Ajustements de la bande active et des annexes fluviales par tronçons géomorphologiques homogènes sur la Dordogne moyenne depuis 1840 (<i>*réouverture du bras de Tauriac : 231 ha</i>).....	82

Tableau 14. Caractéristiques morphométriques et granulométriques des sites d'injections pour le suivi sédimentaire de la charge de fond.....	97
Tableau 15. Caractéristiques hydrologiques des 4 sites équipés sur la Dordogne moyenne et mobilité observée lors des deux années de suivis de la charge de fond.	103
Tableau 16. Caractéristiques des suivis sédimentaires de 2018 sur les 4 sites de la Dordogne moyenne.	107
Tableau 17. Distances parcourues par les galets équipés selon leur classe granulométrique (*dont les 13 actifs mobilisés).	111
Tableau 18. Test de corrélation linéaire ($y = ax + b$) entre la distance et les axes (a, b et c), et la distance et la masse des particules.	111
Tableau 19. Chronique des débits à la station de Souillac (P2300010) pour l'épisode morphogène de janvier 2018 sur la Dordogne moyenne.....	112
Tableau 20. Caractéristiques de la Dordogne sur le site de Meyraguet de l'événement morphogène de janvier 2018.....	113
Tableau 21. Volumes charriés lors de l'épisode morphogène de 2018 sur le site de Meyraguet sur la Dordogne moyenne à partir des mesures terrain, du suivi RFID et des formules de transport solide (distances et épaisseurs).....	114
Tableau 22. Volumes de sédiments transportés sur le site de Meyraguet lors de l'épisode morphogène enregistré en 2018 sur la Dordogne moyenne estimés à partir de l'outil « <i>Bedloadweb</i> ».....	115
Tableau 23. Estimation des débits-seuils, des distances parcourues, de l'épaisseur de la couche active et des volumes sur les sites de Brivezac, Vitrac et Cénac pour l'épisode morphogène de 2018 à partir des données calées sur le site de Meyraguet.	117
Tableau 24. Impact de la régulation des barrages sur la migration moyenne de la charge de fond par secteur géomorphologique homogène.	119

Tableau 25. Distance de migration de la charge de fond et volume charrié depuis la mise en place des barrages (1952 : Bort-les-Orgues et 1957 : Le Sablier).	120
Tableau 26. Echantillonnage des épaisseurs de sédiments fins déposés depuis 1948 par tronçon géomorphologique homogène.....	125
Tableau 27. Hauteurs de berges (en mètres) sur la Dordogne moyenne par tronçons géomorphologiques homogènes (n le nombre de points de mesures répartis tous les 250 mètres).	137
Tableau 28. Hauteurs médianes des proportions de sédiments fins et sédiments grossiers sur les berges de la Dordogne moyenne par tronçon géomorphologique homogène.....	138
Tableau 29. Epaisseurs moyennes en sédiments fins (inférieurs à 2 mm) et grossiers (supérieurs à 2 mm) mesurées sur les fronts d'érosion suivis depuis 2014 sur la Dordogne moyenne.	139
Tableau 30. Volumes de sédiments grossiers (supérieurs à 2 mm) érodés sur les fronts d'érosion suivis depuis 2014 sur la Dordogne exprimés en m ³	139
Tableau 31. Budget sédimentaire sur la rivière Dordogne dans sa moyenne vallée depuis 1948.....	144