



HAL
open science

Rôle du forçage hydraulique sur les environnements de dépôt sédimentaire des annexes fluviales : approche sédimentologique et numérique appliquée au Rhône

Nicolas Noclin

► To cite this version:

Nicolas Noclin. Rôle du forçage hydraulique sur les environnements de dépôt sédimentaire des annexes fluviales : approche sédimentologique et numérique appliquée au Rhône. Sciences de la Terre. École Nationale des Travaux Publics de l'État [ENTPE], 2024. Français. NNT : 2024ENTP0001 . tel-04695873

HAL Id: tel-04695873

<https://theses.hal.science/tel-04695873>

Submitted on 12 Sep 2024

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 : 2024ENTP0001

THÈSE DE DOCTORAT DE L'ENTPE
Membre de l'Université de Lyon

École Doctorale N°206
École Doctorale De Chimie De Lyon (Chimie, Procédés,
Environnement)

Spécialité : Environnement

Soutenue publiquement le 30/01/2024, par :

Nicolas NOCLIN

Rôle du forçage hydraulique sur les
environnements de dépôt sédimentaire
des annexes fluviales

Approche sédimentologique et numérique appliquée au
Rhône

Devant le jury composé de :

CHAPRON, Emmanuel Professeur des Universités, Univ. Toulouse J.J.
VERNEY, Romaric Chercheur à l'IFREMER Brest
GRATIOT, Nicolas Directeur de recherche à l'IRD, IGE, Grenoble
JODEAU, Magali Ingénieur chercheur expert au LHSV, EDF
VINKOVIC, Ivana Professeur des Universités, Univ. Lyon 1

Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinatrice
Présidente

WINIARSKI, Thierry Directeur de recherche au LEHNA, ENTPE
MOURIER, Brice Chargé de recherche au LEHNA, ENTPE
LE COZ, Jérôme ICPEF à l'UR RiverLy, INRAE Lyon

Directeur de thèse
Codirecteur de thèse
Encadrant

Cette thèse a été réalisée à l'École Nationale des Travaux Publics de l'Etat (ENTPE), au sein de l'équipe Impact des Aménagements et des Polluants sur les HYdrosystèmes (LAPHY) du Laboratoire d'Écologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés (LEHNA, UMR CNRS 5023). Elle a débuté en octobre 2019 sous la direction de Thierry Winiarski, la codirection de Brice Mourier et le co-encadrement de Jérôme Le Coz (INRAE, UR RiverLy). Dans le cadre de ce co-encadrement, elle a bénéficié du soutien et de l'accueil au sein de l'équipe Hydraulique des Rivières (HYR) de l'unité de recherche RiverLy de l'Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement (INRAE). Ce travail a été financé par le Ministère de la Transition Ecologique et a bénéficié du soutien financier de l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR), programme de recherche multidisciplinaire financé dans le cadre du Plan Rhône, avec le soutien du Fond Européen pour le Développement Régional (FEDER), l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), Electricité de France (EDF) et les conseils régionaux d'Auvergne-Rhône-Alpes, Provence-Alpes-Côte-d'Azur et Occitanie.

Remerciements

Mes premiers remerciements sont évidemment pour Thierry, Brice et Jérôme. Merci pour votre confiance, votre accompagnement. Ah, et merci d'avoir douté, mais discrètement, de votre côté. J'ai fait la même chose. Je remercie également l'ENTPE, notamment Sonia Cenille, Luc Delattre, Francette Pignard, les membres de mon comité de suivi de thèse ; Benoit Camenen et Jérémy Riquier, ainsi que les membres du jury de thèse.

Faire une thèse de modélisation quand on est géologue, ça demande un binôme robuste. Ce binôme, c'était Laura Troudet, puis Léa Kieffer. Alors un immense merci Léa et Laura, puisque la thèse n'aurait pas vu le jour sans le travail, la patience, les mails et réunions hebdomadaires, la co-construction du modèle que nous avons partagé. Merci à Jean-Baptiste Faure, Théophile Terraz et André Pacquier pour le travail de codage et de modélisation.

Merci à Marina Launay, Lucie Guertault, Sophia Vauclin et Jérémy Riquier. Vos manuscrits de thèse m'ont guidé et inspiré pendant 4 ans. Un merci très particulier à Jérémie Riquier pour le travail scientifique, mais aussi pour ton écoute, ta gentillesse et ton soutien.

Pour les nombreuses investigations de terrain, un grand merci Bernard Pont et la réserve naturelle de l'île de la Platière. Merci à Mickaël Lagouy, Fabien Thollet, Léa (à nouveau), Jean Pruvost et mon frère jumeau (Bisounette) qui est venu regarder les niveaux d'eau à Limony entre deux repas de famille. Merci à Thérèse et Daniel du labo, Yoann Laffond et la CNR pour les données hydrauliques de PDR, Blaise Calmel pour le traitement aDcp.

Un grand merci à l'équipe IAPHY du LEHNA avec qui j'ai partagé beaucoup depuis 2019. Merci à Bernard pour la charge d'enseignement, J-P le-dit G-O, les doctorants du LEHNA et de l'INRAE. Un grand merci à André-Marie, qui sait tout faire sur un ordi et qui sait avant tout donner de son temps. Il y a aussi les coups de main, conseils et discussions avec Laurent, Anne, Alain et bien sûr Olivier Roque avec qui j'ai partagé toutes les étapes de la thèse (sauf les dernières, parce qu'il a terminé avant moi...). Un gros bisou à Alicia et Pauline.

Des rétro-remerciements indispensables ; Merci à Stéphane Reboulet pour sa confiance et sa passion qui ont accompagné mes premiers pas dans la recherche. Merci à mes professeurs et promos de géol, on ne verra plus jamais l'espace et le temps de la même manière. Un grand merci à Pascal Allemand, qui m'a conseillé de quitter l'ENS puis conseillé de quitter l'IG2E, pour aller faire une thèse. Merci à mes ex-employeurs qui m'ont permis de faire des études.

Enfin, je remercie mes parents et ma grand-mère (avant d'écrire une thèse, on apprend à tenir un stylo), ma famille, mon amoureux de toute la vie, 100's Fighters Cycling Team (Engué & Toutour, heureusement qu'on s'est rencontré), mes ami-es, les meilleurs colocos Dadou et Oli qui ont vécu avec un thésard, ceux qui m'ont laissé parler de mes recherches sans trop les comprendre, ceux qui les ont relus sans les comprendre non plus. Ceux à qui j'ai répondu « on verra après la thèse » à toute proposition. Les artistes qui m'entourent dans ma deuxième vie et qui se reconnaîtront. Le Tour pour les vêtements (pantalon beige à poches latérales 7 jours par semaine, quelle élégance...). Ceux qui partagent ma vie, mon quotidien, et donc un peu de ce travail. Ceux qui m'ont appris à aimer la vie, ceux qui l'aiment avec moi, et tous les autres. Ceux qui savent que nous ne sommes que des esprits bancals dans des corps maladroits, pour un temps éphémère, et c'est une belle occasion de composer avec le beau.

Bisous,

Nicolas

PS : A ceux qui vont lire cette thèse ; « sédim[...] » apparaît 744 fois, « hydraulique » 175 fois, « modèle » et « modélisation » apparaissent 312 fois, « Lône » apparaît 278 fois, sans parler d' « annexe fluviale » et de « bras secondaire ». C'est redondant, mais ce sont les mots-clés. J'espère que ce travail vous intéressera. Si vous êtes en thèse, profitez bien de l'aventure.

PSS : Souvenirs de terrain.



—

Le courant atmosphérique au-dessus de l'Amazonie transporte plus d'eau que les grands fleuves du monde. Cette eau précipite autour de la Cordillère des Andes. Elle rejoint les rivières puis les fleuves en ruisselant sur les bassins-versants et s'enrichit alors en sédiments. C'est grâce à cet apport en sédiments (et aux apports par les glaciers) que les diatomées fabriquent leurs coquilles en silice et se reproduisent dans les océans. Les diatomées fabriquent la moitié de l'oxygène atmosphérique. La forêt amazonienne, quant à elle, fabrique suffisamment d'oxygène pour alimenter 200 fois la population mondiale, mais en réabsorbe la totalité. Si l'Amazonie est une forêt verdoyante aujourd'hui, c'est parce que des millions de tonnes de diatomées fossilisées traversent l'Atlantique dans les tempêtes de sable et permettent de fertiliser le sol en Amérique du Sud. Grâce à ce cycle précis et fragile, notre atmosphère est constituée à 20,95% d'oxygène depuis des millions d'années, permettant le développement de la vie sur terre. Ce cycle naturel entre l'eau, les sédiments, l'atmosphère et le vivant, comme tous les cycles naturels, est aujourd'hui soumis aux forçages anthropiques.

« Le moindre mouvement importe à toute la nature » (B. Pascal).

« The originality of the quote is not representative of the quality of the work » (N. Tournier)

—

Résumé

Rôle du forçage hydraulique sur les environnements de dépôt sédimentaire des annexes fluviales : approche sédimentologique et numérique appliquée au Rhône

Les activités humaines perturbent le régime hydrosédimentaire de la plupart des fleuves et rivières. Des études rétrospectives et un suivi de l'état des fleuves sont réalisés au travers de plusieurs disciplines. Le nombre de forçages auxquels sont soumis ces milieux naturels a fortement augmenté depuis la révolution industrielle. Parmi eux, la construction de barrages forme sans doute une des activités impactant le plus le corridor fluvial. La mise en place de ces ouvrages transversaux peut s'accompagner d'une dérivation des écoulements vers une usine hydroélectrique au travers d'un canal aménagé. Sur le Rhône, on retrouve de nombreux tronçons de fleuves court-circuités de cette manière et il a été observé que les dépôts sédimentaires sur les bras secondaires se caractérisent par une rupture granulométrique nette (passage des sables aux limons) faisant suite à cette mise en place. Les dépôts observés sont soumis aux dynamiques hydrauliques et sédimentaires du site et du fleuve, elles-mêmes impactées par les aménagements. Ce travail s'intéresse aux mises en place sédimentaires dans ce contexte sur les zones d'archivage que constituent les bras secondaires. Le Rhône est un fleuve en partie français soumis à de fortes pressions anthropiques ; il constitue le cas d'étude de cette thèse. En parallèle des investigations de terrain permettant de caractériser ces dépôts, nous avons construit un modèle de ces bras secondaires pour simuler leurs fonctionnements hydrauliques et sédimentaires. Les résultats numériques permettent ainsi d'appréhender cette sédimentation au regard des événements hydrauliques. Nos résultats montrent que l'intensité et la durée des crues engendrent une réponse sédimentaire qui ne se corrèle ni à l'intensité des crues, ni à leurs durées. Ces résultats sont également couplés aux observations *in natura*, ce qui permet de faire évoluer la conception et la représentation temporelle des dépôts sédimentaires fluviaux. Aussi, cette thèse tend à utiliser le modèle pour quantifier le rôle des forçages anthropiques sur les dynamiques des bras secondaires et élargir la reconstitution des dépôts à des zones inconnues. Finalement, croiser des observations locales de terrain et des résultats de simulations nous permet d'obtenir une meilleure résolution spatio-temporelle des dynamiques hydrosédimentaires.

Mots-clés :

Bras secondaires, modélisation, sédimentation fluviale, forçage anthropique, Rhône.

Abstract

Role of hydraulic forcing on fluvial secondary channel sedimentary environment: A sedimentological and numerical approach applied to the Rhône river

Human activities disrupt the hydrosedimentary regime of most rivers. Several disciplines carry out retrospective studies and monitoring of the state of rivers. The number of forcings to which these natural environments are subjected has risen sharply since the Industrial Revolution. Among these anthropogenic forcings, the construction of hydroelectric power plants undoubtedly has the most significant impact on the river corridor. The installation of these transverse structures can be accompanied by the diversion of flows to the hydroelectric power station with an engineered channel. On the Rhone River, numerous sections of the river have been by-passed and it has been observed that sediment deposits are characterized by a clear granulometric break following this installation. Parts of the river floodplains are home to these deposits, constituting a sedimentation archive. These include secondary branches and river annexes. The evolution of hydraulic and sedimentary dynamics, in relation to hydraulic forcing, should enable us to characterize this evolution. This work focuses on the pressures exerted on the sediment deposition zones constituted by the secondary branches. The Rhone River is a French and Swiss river subject to strong anthropogenic pressures; it is the case study of this thesis. In parallel with field investigations to characterize these deposits, we built a model of these secondary channels to simulate their hydraulic and sedimentary dynamics. The numerical results enable us to understand this sedimentation in relation to hydraulic events. Our results show that flood intensity and duration generate a sediment response that correlates neither with flood intensity nor duration. These results are also coupled with *in natura* observations, allowing us to evolve the conception and temporal representation of fluvial sedimentary deposits. This thesis also aims to use the model to quantify the role of anthropogenic forcings on the dynamics of secondary arms, and to extend the reconstruction of deposits to unknown areas. Finally, cross-referencing local field observations with simulation results will enable us to obtain a better spatio-temporal resolution of hydrosedimentary dynamics.

Keywords:

Secondary channel, hydrosedimentary model, sediment deposition, human forcing, Rhone River.

Productions scientifiques

Article à soumettre

Noclin, N., Mourier, B., Le Coz, J., Kieffer, L., Riquier, J., Winiarski, T., *in prep.* Coupling numerical and *in situ* approaches to reconstruct hydrosedimentary dynamics on river's secondary channel and to quantify the associated anthropogenic forcing (en preparation pour Science of the Total Environment)

Article en écriture

Noclin, N., Mourier, B., Le Coz, J., Terraz, T., Kieffer, L., Camenen, B., Winiarski, T., *in prep.* Modelling sedimentary deposition to refine geological age-depth representation using numerical cores.

Articles en tant que co-auteur

Vauclin, S., Mourier, B., Dendievel, A.-M., Noclin, N., Piégay, H., Marchand, P., Vénisseau, A., de Vismes, A., Lefèvre, I., Winiarski, T., 2021b. Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution. *Science of the Total Environment*, 764. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142900> (disponible en Annexe 31)

Aguirre-Urreta, B., Martinez, M., Schmitz, M., Lescano, M., Omarini, J., Tunik, M., Kuhnert, H., Concheyro, A., Rawson, P.F., Ramos, V.A., Reboulet, S., Noclin, N., Frederichs, T., Nickl, A.-L., Pälke, H., 2019. Interhemispheric radio-astrochronological calibration of the time scales from the Andean and the Tethyan areas in the Valanginian–Hauterivian (Early Cretaceous). *Gondwana Research*, 70. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.006>

Communications orales & poster

Noclin, N., Kieffer, L., Mourier, B., Le Coz, J., Troudet, L., Faure, J.-B., Riquier, J., Camenen, B., Winiarski, T., 2022. Role of hydraulic forcing on fluvial sedimentary environments; hydrosedimentary modeling approach coupled with *in situ* studies. Poster presented at the I.S Rivers 2022, Lyon, France.

Dendievel, A.-M., Noclin, N., Vauclin, S., Mourier, B., Winiarski, T., 2020. What are the hydro-ecological dynamics of backwaters in large rivers during the Anthropocene? First attempt of a pluridisciplinary study of the sediments stored in the “Limony lône” (Rhône valley, France). Presented at the Quaternary 12, Paris 2020.

Vauclin, S., Mourier, B., Dendievel, A.-M., Noclin, N., Piégay, H., Marchand, P., Winiarski, T., 2020. Influence of depositional environments on the contamination record of fluvial sediments: a case study from the Rhône River (France). Presented at the EGU General Assembly 2020 (EGU online). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-21755>

Table des matières

REMERCIEMENTS	5
RESUME	9
ABSTRACT	11
PRODUCTIONS SCIENTIFIQUES	13
TABLE DES MATIERES	14
LISTE DES FIGURES	18
LISTE DES TABLEAUX	22
LISTE DES ANNEXES	24
LISTE DES ABREVIATIONS	26
PARTIE 1 : CADRE CONCEPTUEL ET THEMATIQUE	29
CHAPITRE 1. INTRODUCTION	30
1.1 Contexte et enjeux	30
1.2 Etat de l'art	31
1.2.1 Le système fluvial	31
1.2.2 Les processus sédimentaires fluviaux	33
1.2.2.1 Le transport sédimentaire	33
1.2.2.2 Dépôt, érosion et stratigraphie fluviale	36
1.2.3 L'anthropisation du lit mineur des fleuves.....	37
1.2.4 Les aménagements dans le paysage actuel.....	39
1.2.4.1 Les ouvrages longitudinaux et les petits ouvrages.....	39
1.2.4.2 Le cas des barrages.....	40
1.2.4.3 Aménagements et processus hydrosédimentaires	41
1.2.5 Lit majeur et bras secondaires	43
1.2.6 Modélisation des dynamiques fluviales	45
1.2.6.1 Modèles et dimensions	45
1.2.6.2 Les modèles hydrauliques et hydrosédimentaires.....	46
1.2.6.3 Simulation de scénarios hypothétiques	48
1.2.6.4 Modélisation des systèmes fluviaux anthropisés.....	48
1.3 Problématique de thèse	51
1.4 Démarche scientifique et organisation du manuscrit	52
CHAPITRE 2. LE RHONE, UN BON MODELE ?	56

2.1	Le Rhône	56
2.1.1	Présentation du fleuve	56
2.1.2	Les aménagements du Rhône	58
2.2	Modélisation des dynamiques du fleuve.....	61
2.3	Site d'étude	63
2.3.1	Le site de PDR.....	63
2.3.2	Les annexes fluviales sur le site de PDR	64
2.3.2.1	La lône de la Platière	65
2.3.2.2	La lône de l'Ilon	65
2.3.2.3	La lône de Limony.....	66
2.3.3	Analyse diachronique et hydraulique de la zone d'étude.....	66
2.3.4	Analyses sédimentaires, granulométrie et datation	68
2.4	Conclusion.....	71
 PARTIE 2 : ACCUMULATIONS SEDIMENTAIRES ET DYNAMIQUES ASSOCIEES		73
CHAPITRE 3. APPROCHE <i>IN NATURA</i> DE LA SEDIMENTATION		74
3.1	Matériel et méthodes	74
3.1.1	Préambule et situation	74
3.1.2	Structures des unités sédimentées et estimation 2D de l'accumulation.....	76
3.1.2.1	Méthode GPR	76
3.1.2.2	Radarfaciès	78
3.1.2.3	Acquisition des profils au radar géologique.....	81
3.1.2.4	Traitement des radargrammes.....	82
3.1.3	Mesure et granulométrie des dépôts.....	83
3.1.3.1	Sondages à la perche.....	83
3.1.3.2	Perches permanentes.....	85
3.2	Analyse des résultats géophysiques au regard des sondages à la perche et des carottages	86
3.2.1	Résultats préliminaires : relation entre les données en vue de les étudier conjointement	86
3.2.2	Lône de Limony	89
3.2.3	Lône de l'Ilon	92
3.3	Dépôts sédimentaires et interprétation de la dynamique archivée.....	97
3.3.1	Estimation multi-approche des dépôts sur le linéaire d'un bras anthropisé – la lône de Limony à hydraulique intermittente (rive droite du Rhône).....	98
3.3.2	Estimation multi-approche des dépôts sur le linéaire d'un bras anthropisé – la lône de l'Ilon à hydraulique continue (rive gauche du Rhône)	101
3.4	Conclusion.....	105

CHAPITRE 4. REPRESENTATION NUMERIQUE DES ANNEXES FLUVIALES.....	108
4.1 Fonctionnement du modèle 1D du Rhône.....	108
4.1.1 Le modèle 1D du Rhône	108
4.1.2 Le code de calcul hydraulique	109
4.1.3 Le code de calcul hydrosédimentaire.....	109
4.2 Extension du modèle aux bras secondaires de PDR.....	110
4.3 Emprise spatiale de la modélisation pour la période 1977-2018	116
4.3.1 Choix de l'emprise spatiale.....	116
4.3.2 Les aménagements sur l'emprise du modèle.....	117
4.3.3 Les affluents sur l'emprise du modèle	118
4.4 Calibration hydraulique	119
4.4.1 Campagne de mesure de débits.....	119
4.4.2 Création des fentes de Preissmann.....	121
4.4.3 Rectifications topographiques.....	122
4.4.4 Adaptation au régime fluvial	123
4.4.5 Coefficient de frottement (Strickler).....	124
4.4.6 Données d'entrée hydrauliques pour la période 1977-2018	126
4.5 Calibration hydrosédimentaire.....	127
4.5.1 Classes de MES et paramètres associés	127
4.5.2 Paramètres a_{PD} , C_0 et θ_{cr} de la loi de dépôt-érosion.....	130
4.5.3 Calibration de la répartition granulométrique.....	132
4.5.4 Données d'entrée sédimentaires pour la période 1977-2018	133
4.6 Eléments de validation et de cohérence du modèle	135
4.6.1 Réponse hydraulique des bras secondaires à des débits caractéristiques	135
4.6.2 Réponse hydraulique des bras secondaires à une gamme étendue et continue de débits	137
4.6.3 Fonctionnement sédimentaire à l'issue du calage.....	138
4.7 Conclusion.....	140
CHAPITRE 5. SIMULATION NUMERIQUE DU FONCTIONNEMENT DES BRAS SECONDAIRES ANTHROPISES	143
5.1 Résultats de simulation hydraulique	143
5.1.1 Répartition des débits	143
5.1.2 Contributions hydrauliques : approche par les débits	146
5.1.3 Contributions hydrauliques et hauteurs d'eau	148
5.2 Résultats de simulation hydrosédimentaire.....	151
5.2.1 Le dépôt simulé sur la période 1977-1980.....	152

5.2.2	Evènements hydrauliques et processus sédimentaires à partir de 1980.....	152
5.3	Conclusion.....	162
PARTIE 3 : DISCUSSIONS, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		165
CHAPITRE 6. COUPLAGE DES APPROCHES ET DISCUSSIONS.....		166
6.1	Discussion des résultats <i>in natura</i> et numériques	166
6.1.1	Algorithme Carottes Virtuelles Numériques	166
6.1.2	Dépôts simulés sur le linéaire de la lône de Limony	168
6.1.3	Hétérogénéités du dépôt sur le linéaire de la lône	170
6.1.4	Représentation âge-profondeur des dépôts et granulométrie.....	171
6.2	Discussion autour de la modélisation	173
6.2.1	Géométrie du modèle et débits extrêmes	173
6.2.2	Répartition granulométrique	173
6.2.3	Les contributions du Gier	174
6.3	Forçage hydraulique, aménagements et restauration	175
6.3.1	Volumes des dépôts et enjeux associés	175
6.3.2	Caractérisation numérique de l'influence des barrages	179
6.3.3	Restauration et pérennité sédimentaire des lônes.....	181
6.4	Conclusion.....	183
CHAPITRE 7. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		186
7.1	Conclusions générales.....	186
7.2	Perspectives	187
7.2.1	Utilisation et simplification de la modélisation.....	187
7.2.2	Intégration de polluants à la charge sédimentaire	189
7.2.3	Hypothèses sur l'hydraulique fluviale future	190
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		192
ANNEXES		212

Liste des figures

Figure 1.1 : Schéma conceptuel des principales interactions entre variables hiérarchisées du système fluvial contrôlant les flux (hydrodynamique) et les formes (morphodynamique) [modifié et adapté par Riquier (2015) d'après Charlton (2007) ; Montgomery et Buffington (1998) ; Schumm (1977)].....	32
Figure 1.2 : Description du lit majeur d'un fleuve [Ballais et al. (2009) adaptée de Ballais et al. (2005)]	33
Figure 1.3 : Diagrammes de Shields et Hjulström simplifiés (Devaux, 2018)	34
Figure 1.4 : Indicateur des pressions dominantes pour les tronçons de rivières. Les indicateurs de pressions comprennent le DOF (degré de fragmentation), le DOR (degré de régulation), le SED (piégeage des sédiments), l'USE (consommation d'eau potable), et l'URB (zones urbaines). L'encart montre le nombre et la proportion de tronçons de rivières par indicateur de pression dominant à l'échelle mondiale (Grill et al., 2019)	38
Figure 1.5 : Répartition des barrages et de leur utilisation par rapport à leur capacité sur l'année 2005-2006 (Kumar et al., 2011).....	40
Figure 1.6 : Résumé de l'influence des environnements de dépôt sur les enregistrements sédimentaires. Nous retrouvons sur cette figure les profils de dépôts, les tendances de contamination et la granulométrie des dépôts pour la plaine d'inondation, les chenaux semi-actifs, les chenaux actifs et la zone de retenue de barrage (Vauclin et al., 2021).	44
Figure 1.7 : Changement morphologique dans la rivière Tien de Tan Chau à My Thesan et dans le chenal Vam Nao entre 2014 et 2017. (a) Changements morphologiques généraux, (b, c, d) représentent des zooms entre les différentes sections ; (e) l'évolution du volume et de la profondeur (Binh et al., 2020b).....	49
Figure 1.8 : Méthodologie générale utilisée dans ce travail (en noir) et mise en relation des approches pour répondre aux problématiques (en bleu). La relation Cs/Q représente le rapport entre le débit et la concentration solide (MES), Q(t) représente le débit en fonction du temps, z la hauteur d'eau et v la vitesse.....	53
Figure 2.1 : Réseau hydrographique du Rhône français et de ses principaux affluents (Source : Rapport OSR 5, axe E)	57
Figure 2.2 : Planche photographique du (a) Rhône en 1930 à l'Hôtel Dieu à Lyon, (b) des casiers Girardon à Irigny en 1957 et (c) du barrage de Saint-Pierre-de-Bœuf en février 2022	58
Figure 2.3 : Aménagement de type « Rhône court-circuité » (source : CNR)	59
Figure 2.4 : Représentation des aménagements hydroélectriques à dérivation sur le Rhône aval.....	60
Figure 2.5 : Granulométrie et masse de MES à la confluence Rhône-Isère durant la chasse de mai-juin 2008. Les masses de sédiments accumulées sur chacun des biefs et la granulométrie selon 4 classes ($d_{50,Cl.1}=4\mu\text{m}$; $d_{50,Cl.2}=15\mu\text{m}$; $d_{50,Cl.3}=45\mu\text{m}$; $d_{50,Cl.4}=90\mu\text{m}$) sont représentés. BLV représente la zone Bourg-Lès-Valence et BCT la zone Beauchastel (Launay et al., 2019)	62
Figure 2.6 : Résumé cartographique de (a) la situation du Rhône, (b) le Rhône entre Lyon et Valence et l'emprise du modèle, (c) détail de la zone d'étude de PDR	64
Figure 2.7 : Evolution de la bande active (B) et fréquence de connexion en jours par an (C) du secteur de PDR modifié d'après Tena et al. (2020)	67
Figure 2.8 : Schéma du principe de carottage aquatique	68

Figure 2.9 : Compilation des données granulométriques (issues de carottages) disponible pour les bras secondaires de PDR. Nous retrouvons sur cette figure la représentation i. <i>Heatmap</i> (Vauclin, 2020 ; Noclin, 2019), ii. en 5 classes granulométriques (qui feront l'objet des Chapitres 4 et 5 de modélisation) et iii. simplifiée selon la taille de grain dominante	70
Figure 2.10 : Tendances d'émission des polluants émergents entre 1920 et 2010 (d'après Bilitewski et al., 2012 ; Breivik et al., 2002 ; Dendievel et al., 2020a ; Eisenreich et al., 1989 ; Koch et al., 2015 ; Lauzent, 2017 ; Liber et al., 2019 ; Mourier et al., 2014 ; Vauclin et al., 2021a ; Zhang et al., 2016 ; décret 87-59 du 2 février 1987 ; directive 2002/95/CE ; réglementation OCDE)	71
Figure 3.1 : Situation des relevés de terrain réalisés sur a. le bras secondaire de Limony et b. le bras secondaire de l'Illon.....	75
Figure 3.2 : Acquisition de données GPR et profil de réflexion radar résultant. (a) Acquisition de données à un point d'enquête individuel, montrant les composants du système GPR et la configuration du réflecteur souterrain. (b) Profil de réflexion radar résultant du traçage séquentiel de traces individuelles à partir de points d'étude adjacents. La position de l'onde aérienne, de l'onde de sol et des réflexions primaires est indiquée. Modifié de Neal et Roberts (2000) par Neal (2004).....	77
Figure 3.3 : Terminologie permettant de décrire les géométries des stratifications sédimentaires par étude des surfaces radar. Modifié de Allen (1984) ; Campbell (1967) ; Mitchum Jr et al. (1977) par Neal (2004)	79
Figure 3.4 : Typologie caractérisée des radarfaciès déterminés par Gu et al. (2019)	80
Figure 3.5 : Photo légendée de la campagne de sondages à la perche et des instruments utilisés	84
Figure 3.6 : Photos d'une perche permanente lors de sa mise en place et photo légendée de l'accumulation sédimentaire visuellement observée	85
Figure 3.7 : a. Résumé statistique de la distance latérale entre les profils GPR et les sondages à la perche, lorsque les sondages recoupent les profils GPR et b. Représentation de l'écart et de sa mesure.....	86
Figure 3.8 : Profils GPR interprétés et sondages à la perche des zones d'étude de a. Limony amont et b. Limony aval	89
Figure 3.9 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude amont du bras secondaire de l'Illon..	92
Figure 3.10 : Deuxième partie du profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude amont du bras secondaire de l'Illon	94
Figure 3.11 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude de l'Illon médian	94
Figure 3.12 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude aval du bras secondaire de l'Illon (modifié de Vauclin et al., 2021)	97
Figure 3.13 : Unités sédimentaires sur la lône de Limony. Ce schéma synthétise les résultats de l'approche sédimentologique des dépôts récents.....	98
Figure 3.14 : Croquis de l'affouillement lors de la submersion d'un seuil dans des conditions d'affouillement du lit actif (Guan et al., 2015).....	100
Figure 3.15 : Profil interprété et photographies du bouchon amont et des premiers mètres de la lône de l'Illon	102
Figure 3.16 : Unités sédimentaires sur la lône de l'Illon. Ce schéma synthétise les résultats de l'approche sédimentologique des dépôts récents.....	103

Figure 4.1 : Biefs et nœuds représentant le réseau fluvial du site de PDR et points métriques (Pm) de début et de fin de bief associés	111
Figure 4.2 : Récapitulatif cartographique des données et relevés de terrain associés à la modélisation des lônes de PDR.....	115
Figure 4.3 : Résumé cartographique de a. la situation du Rhône, b. le Rhône entre Lyon et Valence et l’emprise du modèle, c. rappel du détail de la zone d’étude de PDR	116
Figure 4.4 : Photo légendée du matériel d'acquisition StreamPro (méthode aDcp)	120
Figure 4.5 : Géométrie du transect au Pm 548 (Limony aval) et de la fente de Preissmann associée	122
Figure 4.6 : Relevé topographique de la géométrie du transect au Pm 0 de Limony extraite du MNT et travaillée à partir des 5 points relevés.....	123
Figure 4.7 : Représentation de la ligne d’eau d’un écoulement à surface libre à l’amont d’un seuil pour un nombre de Froude inférieur et supérieur à 1 (Recking, 2020)	124
Figure 4.8 : Répartition granulométrique des échantillons prélevés sur le site de PDR	128
Figure 4.9 : Réaction des bras secondaires de Limony à des débits Q_5 et Q_{10} en entrée du modèle, a. zoom sur la partie amont et b. le bief B1, c. zoom sur la partie aval et d. le bief B3	136
Figure 4.10 : Représentation des vitesses et des débits dans les bras secondaires en fonction du débit en entrée du modèle. On retrouve en vert l’écoulement simulé au milieu de la lône de l’Ilon, en marron l’écoulement de Limony amont et en bleu Limony aval.	137
Figure 4.11 : Processus de sédimentation et d’érosion simulés après calage des paramètres sur les épaisseurs sédimentées en amont (Pm -79 et -183) et en aval (Pm 187 et 578) de la lône de Limony	139
Figure 5.1 : Synthèse des aménagements, données hydrauliques et sédimentaires utilisées dans la simulation	143
Figure 5.2 : Chronique de débit du Rhône mesuré à Ternay et débits simulés correspondants pour le vieux-Rhône de PDR.....	144
Figure 5.3 : Schéma du pourcentage du débit du Rhône accordé théoriquement au vieux-Rhône de PDR avec un débit réservé moyen de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	145
Figure 5.4 : Pourcentage du débit du vieux-Rhône de PDR s’écoulant dans les bras secondaires	145
Figure 5.5 : Hydrogrammes du vieux-Rhône et des bras secondaires de PDR simulés sur la période avec aménagement (1977-2018)	147
Figure 5.6 : Limnigrammes des bras secondaires pour la période aménagée	148
Figure 5.7 : Débits et vitesses simulés au Pm 523 de Limony et zoom sur les fluctuations des débits et vitesses entre 1 et $-1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	149
Figure 5.8 : Zoom sur les paramètres hydrauliques (débits, vitesses et hauteurs d’eau) de deux évènements consécutifs (au Pm 523 de Limony) pour lesquels les débits et vitesses fluctuent autour de 0	149
Figure 5.9 : Accumulation sédimentaire simulée pour la période 1977-1980 au Pm 523 de Limony	152
Figure 5.10 : Ensemble de la chronique 1980-2018 au Pm 523 de Limony. Cette chronique découpée en 4 zooms (a, b, c, d) regroupe les résultats de simulations des vitesses d’écoulement (en noir), limnigrammes (en rouge) et épaisseur de sédiments accumulés (en noir)	154

Figure 5.11 : Vitesses d'écoulement, débits, hauteurs d'eau et épaisseur de sédiments accumulés au Pm 523 de Limony pour les évènements sélectionnés. Les échelles non normalisées sont en gras	155
Figure 5.12 : Contribution à l'accumulation sédimentaire et temps de présence des évènements de crue simulés sur le site Limony aval pour la période 1980-2018	157
Figure 5.13 : Ensemble de la chronique 1980-2018 au Pm -219 de Limony amont. Cette chronique découpée en 4 zooms (a, b, c, d) regroupe les résultats de simulations des vitesses d'écoulement (en noir), limnigrammes (en rouge) et épaisseur de sédiments accumulés (en noir)	160
Figure 5.14 : Contribution sédimentaire et temps de présence des évènements de crue simulés au Pm -219 (Limony amont) pour la période 1980-2018	161
Figure 5.15 : Résumé conceptuel des types de crues et des accumulations sédimentaires en fonction du temps sur l'amont et l'aval du bras secondaire de Limony. Nous retrouvons sur cette figure le type A (crues longues et remarquables), le type B (crues brèves pouvant impliquer de forts débits) et le type C (généralement de plusieurs jours avec des débits faibles)	163
Figure 6.1 : Représentation d'une CVN sur le linéaire de la lône de Limony	167
Figure 6.2 : Synthèse des dépôts simulés sur la lône de Limony au regard des résultats <i>in natura</i> . Nous retrouvons sur cette figure la a. localisation des profils présentés, b. quelques CVN associées au d. profil numérique de l'ensemble de la lône de Limony et dépôts simulés sur la période 1977-2018 au regard des c. profils interprétés issues de l'approche <i>in natura</i>	168
Figure 6.3 : Représentation des dépôts simulés en fonction du temps pour l'ensemble des CVN (>1cm) de Limony et types d'évènements contributeurs (A, B, C et C')	170
Figure 6.4 : Comparaison de la carotte virtuelle CVN B3#578 et réelle PDR 1806 ainsi que des modèles âge-profondeurs issus de la modélisation (en noir) et de l'étude de Vauclin et al. (2021) pour les modèles A et B. 172	
Figure 6.5 : Accumulation de chaque classe sédimentaire (kg) issue du Rhône et du Gier pour la CVN B3#578 174	
Figure 6.6 : Débits simulés dans les lônes de Limony aval et de l'Ilon sur la période 1977-2018 avec les aménagements du Rhône (en noir) et sans les aménagements du Rhône (en gris)	179

Liste des tableaux

Tableau 1 : Classes granulométriques définies selon Wentworth (1922).....	35
Tableau 2 : Caractéristiques des carottes prélevées dans les lônes (Vauclin et al., 2021)	69
Tableau 3 : Situation des différents profils géophysiques acquis (en gris) et présentés (en noir) dans ce chapitre	82
Tableau 4 : Caractéristiques des ouvrages associés aux bras secondaires sous forme de singularités dans la modélisation	113
Tableau 5 : Périodes pour lesquelles les aménagements sont présents sur l'emprise du modèle donnés en dates et équivalents en jours et horaires	117
Tableau 6 : Caractéristiques des affluents (cours d'eau de plus de 10 km) se jetant dans le Rhône sur l'emprise du modèle (source : Hydroportail).....	118
Tableau 7 : Résultats de mesure de débit par aDcp sur les lônes de PDR (mai 2021)	121
Tableau 8 : Coefficients de Strickler retenu après calage pour les bras secondaires, avec Kp, m, mod le coefficient de Strickler utilisé dans la modélisation pour le lit mineur, Kp, M, mod pour le lit moyen	125
Tableau 9 : Résultats de simulation pour la crue de mai 2021 après calage des coefficients de frottements ...	126
Tableau 10 : Conditions limites utilisées pour la simulation.....	126
Tableau 11 : Propriétés physiques des classes élémentaires de MES et coefficients Adis-TS $a_{PD,i}$ et $C_{0,i}$, tels que proposés par Guertault (2015). Proportions des classes de MES dans les trois mélanges de MES testés avec le modèle numérique pour l'apport de l'Isère (Launay et al., 2019)	128
Tableau 12 : Répartition granulométrique des MES des échantillons liquides du site de PDR par classe granulométrique	129
Tableau 13 : Valeurs du paramètre C_0 pour les 5 classes sédimentaires utilisées (Guertault, 2015)	131
Tableau 14 : Propriétés calées des paramètres utilisés pour chaque classe de sédiments.....	133
Tableau 15 : Valeurs utilisées pour la reconstitution des concentrations en MES du Rhône à Jons (JON), de la Saône à Lyon (SAO) et du Gier à Givors (GIER) (Poulier et al., 2019).....	134
Tableau 16 : Débits remarquables du Rhône à Ternay lors de la campagne aDcp (Q_{aDcp}) et pour des périodes de retours de 5, 10 et 100 ans.	135
Tableau 17 : Résumé du fonctionnement du modèle et des sorties de simulations utilisable.....	141
Tableau 18 : Résumé statistique des données hydrographiques pour les bras secondaires étudiés	148
Tableau 19 : Définition des cotes (limite inférieure de significativité) pour les trois sites étudiés	150
Tableau 20 : Résumé statistique des données limnimétriques pour les bras secondaires étudiés	151
Tableau 21 : Evènements contributeurs du dépôt sédimentaire simulé à Limony aval (Pm 523).....	156
Tableau 22 : Evènements contributeurs du dépôt sédimentaire simulé à Limony amont (Pm -219)	160
Tableau 23 : Estimation des volumes de sables et de Limons accumulés pour les profils des bras secondaires de PDR issus du Chapitre 3. Nous retrouvons également l'estimation numérique sur la partie de la lône étudiée in natura et les résultats numériques pour l'ensemble de la lône.	177

Tableau 24 : Estimation des masses de contaminants associés aux unités sédimentaires des deux lônes, basée sur les résultats de l'étude *in natura* et résultats pour l'ensemble de la lône de Limony basés sur l'étude numérique..... 178

Tableau 25 : Résumé statistique des données hydrologiques pour les écoulements simulés dans le Chapitre 5 (en noir) et simulés sans prise en compte des aménagements (en gris) 180

Liste des annexes

Annexe 1 : Coupe géologique ouest-est simplifiée du secteur de PDR selon Lalot (2014).....	213
Annexe 2 : Evolution du cours du Rhône entre 1750 et 2000 dans la plaine alluviale de l'île de la Platière (Pont et al., 2008)	213
Annexe 3 : Photographie légendée du site Limony amont	214
Annexe 4 : Photos a. d'une mission de carottage et de l'ouverture des carottes b. PDR 1805 et c. PDR 1806 .	214
Annexe 5 : Points et coordonnées des sondages à la perche réalisés sur la lône de l'Ilon	216
Annexe 6 : Points et coordonnées des sondages à la perche sur le bras secondaire de Limony.....	217
Annexe 7 : Appréciation de la granulométrie des sédiments de surface sur certains des points sondés à Limony	217
Annexe 8 : Epaisseur du dépôt de sédiments mesuré par les perches permanentes	218
Annexe 9 : Profils GPR traités et non interprétés issus de la campagne de 2021 sur les lônes de Limony et l'Ilon	219
Annexe 10 : (a) Fond de carte MNT et transects transversaux représentant la géométrie des lônes de la Platière et de l'Ilon. (b) Zoom sur la diffluence entre les deux lônes et (c) représentation des profils transversaux correspondants	220
Annexe 11 : Planche photographique de la réalisation de la campagne aDcp sur les bras secondaires avec (a) le site de Limony aval et le seuil aval submergé, le site de l'Ilon (b) lors de la crue de mai et (e) en période d'étiage, (c) le site de Limony amont et (d) un zoom sur l'installation comprenant une petite poulie.....	221
Annexe 12 : Première estimation du paramètre K_p , m	221
Annexe 13 : Débits (Q en $m^3.s^{-1}$), hauteurs d'eau (Z en m) et vitesses (v en $m.s^{-1}$) simulés pour les crues remarquables	222
Annexe 14 : Points cotés relevés sur les bras secondaires de Limony et l'Ilon à l'aide d'un tachéomètre couplé à un GPS	223
Annexe 15 : Répartition granulométrique des MES des échantillons liquides issus de la crue de mai 2021 sur le secteur de PDR	224
Annexe 16 : Paramètres caractéristiques de la simulation hydraulique sur la période 1980-2018	224
Annexe 17 : Paramètres caractéristiques de la simulation hydrosédimentaire sur la période 1977-2018	224
Annexe 18 : Pourcentage du débit du Rhône s'écoulant dans les bras secondaires de PDR.....	225
Annexe 19 : Epaisseur des dépôts de sédiments simulés sur la période 1977-1980.....	225
Annexe 20 : Tableau des débits, vitesses et hauteurs d'eau associés à la crue de l'hiver 1990 permettant de distinguer les différentes phases hydrauliques se succédant sur les sites de Limony amont et aval	227
Annexe 21 : Epaisseur simulée pour les CVN sur les rives des 4 biefs étudiés	228
Annexe 22 : Carottes numériques et modèles d'âge issus de la simulation hydrosédimentaire sur le bras secondaire de Limony	232

Annexe 23 : Simplification de la géométrie de l'aire de limons sur le profil aval de l'Ilon pour estimer le volume de sédiments fins déposés	233
Annexe 24 : Réplication de la démarche de simplification des géométries pour estimer le volume de sédiments fins et sableux déposés sur l'ensemble de la lône de l'Ilon	233
Annexe 25 : Réplication de la démarche de simplification des géométries pour estimer le volume de sédiments fins et sableux déposés sur l'ensemble de la lône de Limony	234
Annexe 26 : Profil transversaux GPR_PDR_21 et GPR_PDR_22 à l'aval de la lône de Limony recoupant le profil Li.Av.20	234
Annexe 27 : Epaisseur de sédiments simulés pour le lit mineur des bras secondaires	235
Annexe 28 : Calcul de l'aire sous la courbe des épaisseurs de dépôts pour la lône de Limony.....	235
Annexe 29 : Résultats de simulations hydrosédimentaires ne considérant pas les aménagements pour la période 1980-2018 (temps en secondes simulées) au Pm -590 de Limony	236
Annexe 30 : Résultats de simulations hydrosédimentaires ne considérant pas les aménagements pour la période 1980-2018 (temps en secondes simulées) au Pm 498 de Limony	237
Annexe 31 : Article « Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution » (Vauclin et al., 2021).....	252

Liste des abréviations

[]	Concentration
\sum PCBi	Somme des concentrations des 7 PCBs indicateurs (ng.g ⁻¹)
aDcp	<i>acoustic Doppler current profiler</i> Courantomètre acoustique à effet Doppler
ARS	Rhône court-circuité d'Arras-sur-Rhône
BDOH	Base de Données pour les Observatoires en Hydrologie (application logicielle)
CMP	<i>Common MidPoint</i> Méthode du Point Commun Médian
CNR	Compagnie Nationale du Rhône (Entreprise)
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
Cs	Concentration solide (mg.l ⁻¹)
¹³⁷ Cs	Césium 137
CVN	Carotte Virtuelle Numérique
DOF	<i>Degree of fragmentation</i> Degré de fragmentation
DOR	<i>Degree of regulation</i> Degré de régulation
EDF	Electricité De France (Entreprise)
EEA	Agence Européenne pour l'Environnement
ETM	Eléments-traces métalliques
FFR	<i>Free-flowing rivers</i> Rivière (ou fleuve) s'écoulant naturellement
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i> Radar Géologique
GPS	<i>Global Positioning System</i> Système de positionnement mondial
GSSP	<i>Global Boundary Stratotype Section and Point</i> Point Stratotypique Mondial
HBCD	Hexobromocyclododécane (aussi appelés HBCDD)
ICOLD	<i>International Commission on Large Dams</i> Commission internationale des grands barrages
ICPEF	Ingénieur en Chef des Ponts, des Eaux et des Forêts
IFREMER	Institut Français de recherche entièrement dédié à la connaissance de l'océan
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
LHSV	Laboratoire d'Hydraulique Saint-Venant
LiDAR	<i>Light Detection and Ranging</i> ou <i>Laser imaging Detection and Ranging</i> Télé-détection par laser
MES	Matière en suspension
MNT	Modèle Numérique de Terrain

NFRR	<i>non Free-flowing rivers</i> Rivière (ou fleuve) ne s'écoulant pas naturellement
NGF	Nivellement Général de la France (Système altimétrique officiel, IGN69 pour la France continentale)
OCDE	Organisation de Coopération et de Développement Economiques
OSR	Observatoire des sédiments du Rhône
PBB	Biphényles polybromés
PBDE	Diphényléther polybromés
PCB	Polychlorobiphényle
PDR	Rhône court-circuité de Péage-De-Roussillon
Pk	Point kilométrique de la CNR
Pm	Point métrique
POP	Polluants Organiques Persistants
Q(t)	Débit en fonction du temps ($m^3.s^{-1}$)
RCC	Rhône Court-Circuité
RCP	<i>Representation Concentration Pathway</i> Scénarios de trajectoires représentatives de concentrations
RD	Rive droite
RFB	Retardateurs de Flamme Bromés
RG	Rive gauche
SED	<i>Sediment trapping</i> Piégeage des sédiments
TCC	Tronçon (de fleuve) court-circuité
UMR	Unité Mixte de Recherche
v(t)	Vitesse en fonction du temps ($m.s^{-1}$)
VGR	Barrage de Vaugris
WGPR	<i>Water Ground Penetrating Radar</i> Radar Géologique Aquatique
Z(t)	Hauteur d'eau en fonction du temps (m NGF)
ZABR	Zone Atelier Bassin du Rhône

Partie 1 : Cadre conceptuel et thématique

Chapitre 1. Introduction

1.1 Contexte et enjeux

Les fleuves sont des cours d'eau qui se jettent dans la mer ou dans l'océan. Il appartient de parler de fleuve lorsque les cours d'eau sont remarquables par leur longueur, leur débit et leur nombre d'affluents. Sur les surfaces émergées terrestres, le relief et les massifs montagneux induisent la définition de bassins versant (surfaces de collecte des eaux d'un cours d'eau) régissant directement les apports aux rivières et aux fleuves. Ces eaux sont collectées et se mélangent entre les écoulements de surface et les écoulements de nappe phréatique, définissant le réseau fluvial (Schumm, 1977). Les eaux sont collectées et emportent avec elles des éléments dissous et solides tels que les sédiments et les polluants. Les fleuves sont responsables de la collecte des particules détritiques issues de l'altération et de l'érosion des continents, puis de leur exportation dans les milieux marins. Les trajectoires sédimentaires, par la quantité et les caractéristiques des sédiments qu'elles comprennent, sont responsables de l'évolution morphologique des fleuves. Le dépôt et l'érosion des sédiments sur une surface induisent un résultat structurel macroscopique métrique, du fait de l'arrangement spatial et granulométrique des particules. On distingue plusieurs fonctionnements sédimentaires au travers du linéaire du fleuve, de la zone de production (érosion du bassin versant) à la zone de stockage à l'aval, en passant par une zone d'équilibre (la zone de transfert). La production de sédiments est le résultat de conditions météorologiques et climatiques (parfois extrêmes) auxquels est soumise une surface continentale donnée. Par exemple sur la zone de production de la rivière Coca en Equateur, des événements extrêmes ont érodé une partie du lit majeur sur plus de 100 mètres d'épaisseur (Bernal et al., 2022), soit plus de 265 tonnes de production sédimentaire par mètre carré.

Le forçage peut se définir comme un processus dont l'action modifie les diverses composantes d'un système dynamique et perturbe son état d'équilibre, l'incitant donc à dériver de son état naturel. Les activités humaines s'apparentent à des forçages anthropiques, tout comme le forçage climatique, le plus documenté (e.g. Hoffert et al., 1980). Ce forçage climatique a été associé à un forçage essentiellement naturel et solaire (Eddy, 1977), puis décomposé en deux types de forçages, l'un naturel (radiation solaire et activité volcanique) et l'autre anthropique (émission de gaz à effet de serre) (Gilliland, 1982). Sur les fleuves, des recherches faisant référence aux forçages anthropiques apparaissent dans les années 1970, avec par exemple les seuils et bassins de drainages analysés comme des contraintes morphologiques affectant le fonctionnement érosif des fleuves (Schumm, 1973 ; Schumm et Parker, 1973). Ainsi sur une rivière, l'accumulation sédimentaire à l'amont d'un seuil et le surcreusement à l'aval sont discutés comme la conséquence de l'aménagement présent. L'état de l'art de Petts (1979) à ce sujet permet de montrer que des modifications du lit de la rivière ont été observées en réponse à une multitude d'impacts. Morphologiquement, les changements des chenaux fluviaux se discutent au-delà du forçage par les ouvrages, puisqu'ils ont été associés à l'altération de la végétation et aux pratiques agricoles (Daniels et Jordan, 1966 ; Orme et Bailey, 1971). Des forçages indirects sont donc observés, nécessitant de considérer le lit majeur et le bassin versant d'un cours d'eau pour comprendre la réponse d'un environnement. La canalisation (Yearke, 1971) et le détournement des eaux

(Dury, 1973) s'observent également sur les rivières comme une contrainte aux dynamiques morphologiques du lit, accompagnées du drainage des terres (Gregory, 1976 ; Mundorff, 1967) et de l'urbanisation (Leopold, 1973 ; Wolman, 1967). Des impacts sur l'environnement des fleuves aux impacts sur le lit mineur, ces contraintes vont dans le sens de la stabilisation et le façonnement des fleuves à l'image des besoins humains (navigation, irrigation, franchissement, urbanisation notamment). Arrivés plus tardivement, les barrages représentent le dernier forçage anthropique structurel du lit mineur des fleuves et orientent l'ajustement morphologique des fleuves, par un régime d'écoulement imposé (Petts, 1979). Comme anticipé par Schumm et Parker (1973), l'évolution des connaissances a donc imposé l'intégration de concepts supplémentaires à la compréhension des dynamiques fluviales, mettant en évidence la réponse progressive des composants du système face à une perturbation anthropique. Ce principe permet d'expliquer les complexités du comportement de certains fleuves modernes.

Les travaux de Vauclin (2020) montrent que la sédimentation sur les bras secondaires est caractéristique du niveau d'aménagement du corridor fluvial. Les processus hydrosédimentaires en place dans les chenaux latéraux sont le produit de paramètres locaux et globaux, notamment par la présence de singularités sur tous les sites. Au travers des forçages actuels, les dynamiques sédimentaires s'orientent pourtant vers l'atterrissement et la déconnexion latérale des bras secondaires. La notion de sédiments hérités traduit une sédimentation marquée par une perturbation anthropique et recouvrant épisodiquement des surfaces plus anciennes (James, 2013). Cette définition a permis à Vauclin (2020) d'élargir ce concept aux sédiments dont le dépôt résulte de la mise en place d'aménagements. Les dépôts sédimentaires dans les bras secondaires des fleuves sont ainsi caractéristiques des aménagements en place sur les fleuves. Il paraît alors pertinent de retracer ce fonctionnement au travers de simulations numériques pour comprendre les processus agissant dans les bras secondaires anthropisés. Le sujet, qui s'inscrit dans un intérêt pour les dynamiques hydrosédimentaires fluviales en contexte anthropisé, se concentre sur le forçage hydraulique et ce qu'il implique. Les questionnements qui le construisent croisent des enjeux opérationnels qui visent à gérer le territoire fluvial et une connaissance des processus naturels et anthropiques régissant l'environnement des fleuves. Ce sujet s'inscrit notamment dans le cadre de l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR)¹.

1.2 Etat de l'art

1.2.1 Le système fluvial

Le fonctionnement des fleuves se définit par les caractéristiques des dynamiques qui le régissent. Comme décrit et schématisé par Riquier (2015), « ce système ouvert est en somme une combinaison hiérarchisée complexe de processus-réponse (Schumm, 1969), où s'entremêlent boucles de rétroactions positives et négatives ». La Figure 1.1 traduit la complexité des interactions au sein d'un système fluvial.

¹ <https://observatoire-sediments-rhone.fr/>

La hiérarchisation est faite selon trois grandeurs ; les facteurs indépendants du bassin versant en premier ordre, les variables indépendantes du chenal et les variables dépendantes du canal en deuxième et troisième ordre. Les orages ou évènements neigeux, la localité des précipitations et leurs intensités vont être à l'origine des évènements hydrauliques extrêmes : les crues. La géologie et le climat sont à l'origine des caractéristiques pédologiques et biologiques du bassin versant. Le biotope et la biocénose en place sur le bassin versant vont influencer le régime hydraulique et la production sédimentaire.

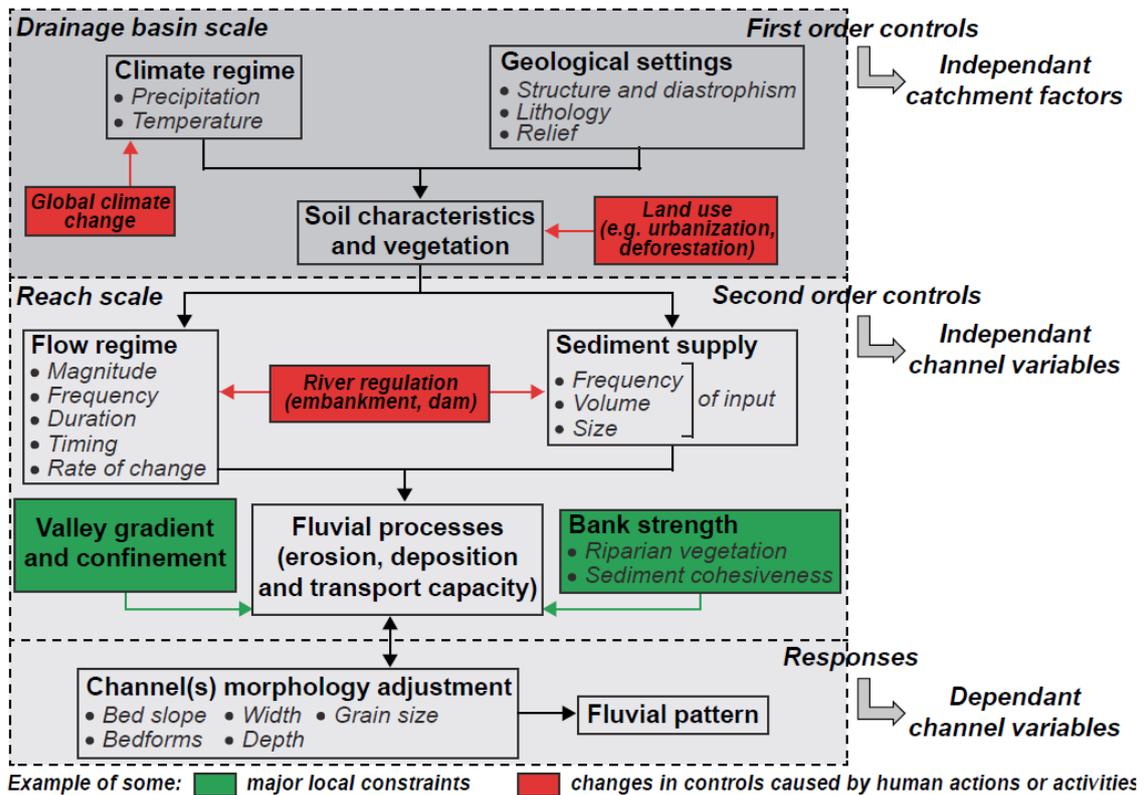


Figure 1.1 : Schéma conceptuel des principales interactions entre variables hiérarchisées du système fluvial contrôlant les flux (hydrodynamique) et les formes (morphodynamique) [modifié et adapté par Riquier (2015) d'après Charlton (2007) ; Montgomery et Buffington (1998) ; Schumm (1977)]

Le couvert végétal va influencer l'infiltration et la vitesse de ruissellement de surface des eaux pluviales (Robinson et al., 2003). Au-delà de la binarité infiltration ou ruissellement, la saturation du sol peut amener à l'affleurement de nappes phréatiques, entraînant un volume d'eau (en écoulement ou non) à rester en surface (Robinson et Sivapalan, 1997b). Les sécheresses peuvent également être responsables de l'intensité des crues par accroissement du ruissellement sur des surfaces imperméabilisées du fait du manque d'eau et du changement de structure interne (Van Huijgevoort et al., 2013). Le transport et l'érosion des sédiments dépendent de leurs propriétés et des écoulements subits. L'hydraulique et les sédiments se regroupent sur la Figure 1.1 pour définir la notion de processus fluvial, qui fait appel à l'érosion, au dépôt et à la capacité de transport sédimentaire (donc le comportement des grains sur le corridor fluvial). Ce processus est soumis aux contraintes naturelles structurelles (géomorphologiques) et texturales (la cohésion des grains notamment) qui définira le type de lit et son fonctionnement (des

rivières en tresses aux méandres). Pour terminer avec ce schéma (Figure 1.1), l'interaction de ces composantes avec les activités humaines est stipulée ; dérèglement climatique, utilisation des sols, urbanisation (artificialisation et imperméabilisation des sols), déforestation, ainsi que la régulation fluviale par la construction d'infrastructures et de digues.

Le lit du fleuve est l'espace occupé par le cours d'eau. Il se divise en un lit mineur où les écoulements sont permanents, un lit moyen (parfois nommé lit majeur actif) qui accueillera les eaux lors de petites variations de la hauteur d'eau ou crues courantes, et un lit majeur (Figure 1.2). Le lit majeur (ou plaine d'inondation) sera inondé en période de crues. Des champs d'expansion, zones submergées après débordement du lit moyen, sont considérés dans le lit majeur. Ils peuvent être définis comme des lits majeurs de stockage dans la mesure où ils accueillent provisoirement des volumes d'eau jusqu'à la hauteur de la ligne d'eau du fleuve. Le lit majeur se distingue par le stockage hydraulique qu'il accueille en périodes de crues, contrairement au lit mineur et moyen qui constituent des zones d'écoulement longitudinal.

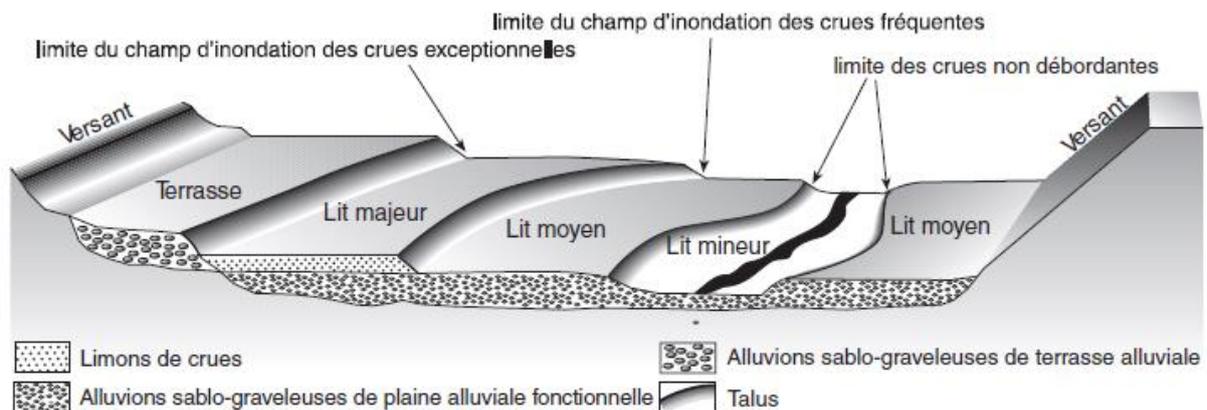


Figure 1.2 : Description du lit majeur d'un fleuve [Ballais et al. (2009) adaptée de Ballais et al. (2005)]

1.2.2 Les processus sédimentaires fluviaux

1.2.2.1 Le transport sédimentaire

Les sédiments sont des dépôts de particules ayant subi un transport. C'est « l'ensemble constitué par la réunion de particules plus ou moins grosses ou de matières précipitées ayant, séparément, subi un certain transport. Les matériaux des sédiments peuvent, par exemple, provenir de l'érosion de roches antérieures, ou résulter d'une activité organique (accumulation de coquille, etc.) » (Raoult et Foucault, 2014). Dans le langage courant, on parle de sédiments avant qu'ils soient sédimentés, donc dès le transport. En géologie, ces sédiments peuvent se transformer en roches sédimentaires après diagenèse (qui regroupent le produit de l'altération chimique et mécanique de roches préexistante et la précipitation chimique, biotique et abiotique). Avant de former des dépôts, plusieurs forces de transport agissent

simultanément à la surface du globe. On retrouve ainsi le transport par gravité pure (e.g. les éboulements), par l'action et le mouvement des glaces, le transport éolien et par l'eau.

Le transport hydraulique regroupe le transport solide et le transport dissous. Les modes de transport solide sont la suspension (de lessivage et graduée), la saltation et le charriage. Lorsque la vitesse est suffisante, les particules se déplacent sous l'effet des fluctuations turbulentes et sont maintenues dans la colonne d'eau. Lorsque les particules sont plus lourdes, elles connaissent un rebond répété sur le fond du lit alternant avec la suspension (saltation) et si les particules sont trop lourdes, le transport se fait sur le fond du lit par roulement et glissement (charriage), en particulier défini par Gilbert et Murphy (1914).

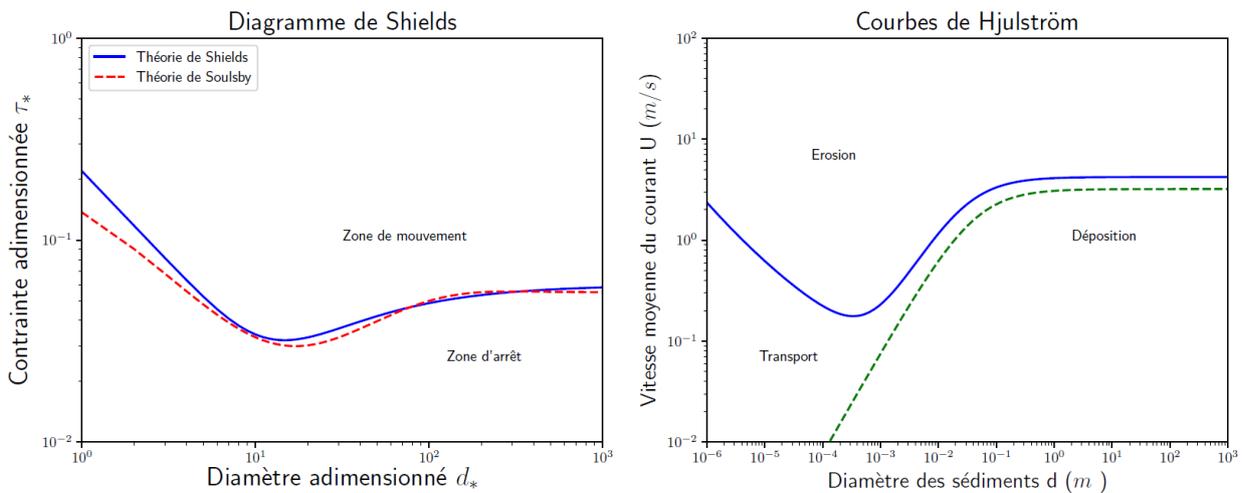


Figure 1.3 : Diagrammes de Shields et Hjulström simplifiés (Devaux, 2018)

En fonction de la vitesse du courant, cet équilibre qu'est la suspension peut se rompre. Comme le traduit la Figure 1.3, le lit du cours d'eau peut être érodé lorsque la vitesse augmente et les sédiments peuvent se déposer lorsqu'ils décélèrent avec l'écoulement. Les particules les plus petites subissent un transport à des vitesses très faible tandis que les particules les plus grosses ne seront plus transportées lorsque la vitesse diminue. Ce fonctionnement a été décrit au XX^e siècle par Filip Hjulström en un diagramme simplifié et erroné aujourd'hui (non prise en compte de la colonne d'eau et des variations de vitesse des sédiments), mais remplacé par le diagramme de Shields (1936) adopté unanimement par la communauté scientifique (Figure 1.3). Ce diagramme représente non pas la vitesse du courant mais la contrainte adimensionnelle en fonction du diamètre, lui-même, adimensionné.

Le diamètre sédimentologique est défini comme :

$$d_* = d \cdot \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{g}{\nu^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad 1.1$$

Avec d le diamètre de la particule (m), ρ et ρ_s les masses volumiques de l'eau et de la particule ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), g l'accélération de pesanteur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) et ν la viscosité cinématique de l'eau ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

La contrainte adimensionnée est définie comme :

$$\tau_* = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{R_h \cdot J}{d} \quad 1.2$$

Avec R_h le rayon hydraulique de l'écoulement (m) et J la pente de la ligne d'énergie ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$).

Ainsi, Shields fait appel à la contrainte critique d'entraînement (contrainte de cisaillement) déterminée par un bilan des forces (frottement et écoulement pour les vecteurs horizontaux, portance, poussée d'Archimède et poids pour les vecteurs verticaux) comme seuil de mise en mouvement des particules, qui ne sont plus dépendantes seulement de l'écoulement. Les caractéristiques des sédiments produits et le transport sur le bassin versant vont ainsi régir l'activité érosive et de dépôt de la rivière. L'activité des rivières et des fleuves, les caractéristiques de son lit mineur jouent également un rôle primordial dans le transport sédimentaire.

En sédimentologie, la texture décrit l'arrangement des grains dans une roche à l'échelle microscopique. Pour les sédiments fluviaux non consolidés, la texture peut se définir par la granulométrie (taille des grains), la forme des grains et la composition (Miall, 2006 ; Miall, 1977). Nous considérons ici les sédiments détritiques mais il est à mentionner qu'ils sont accompagnés de macrorestes anthropiques et organiques (e.g. Dendievel et al., 2023 ; 2020b), de contaminants sous forme dissoute présents dans l'eau interstitielle. Pour étendre cette description texturale aux propriétés des sédiments, on peut parler de masse volumique, de la compaction et cohésion des grains. Plusieurs échelles des tailles de grains existent pour les distinguer et donc distinguer le comportement qu'auront les grains en fonction des dynamiques hydrauliques (Figure 1.3). Les classes granulométriques sont découpées en plusieurs sous-classes (Tableau 1).

Tableau 1 : Classes granulométriques définies selon Wentworth (1922)

Classe granulométrique	Sous-classes	Taille (mm)
	Blocs	>256
	Pavés	64-256
	Cailloux/Galets	4-64
	Graviers	2-4
Sables	Sable très grossier	1-2
	Sable grossier	0,5-1
	Sable moyen	0,25-0,5
	Sable fin	0,125-0,25
	Sable très fin	0,0625-0,125
Limens	Limon grossier	0,0312-0,0625
	Limon moyen	0,0156-0,0312
	Limon fin	0,0078-0,0156
	Limon très fin	0,00390625-0,0078
Argiles	Argile	0,0001-0,00390625
	Colloïdes	<0,0001

Cette définition des classes granulométriques par Wentworth (1922) fait suite aux travaux de Udden (1914), elle a évolué depuis. Nous retrouvons dans la description détaillée de Friedman et Sanders (1978) la limite entre les argiles et les limons à 2 μm , alors qu'elle était fixée à 4 μm jusque-là. En plus de cette modification, on retrouve dans la nouvelle définition (Friedman et Sanders, 1978) un découpage plus détaillé de chacune des classes. Nous retiendrons et utiliserons les éléments de la première colonne du Tableau 1 dans la suite de ce manuscrit, avec la limite entre les argiles et les limons à 2 μm , ce qui est classiquement utilisé en géologie (e.g. Blott and Pye, 2001).

Le long d'un dépôt, transversalement ou sur une colonne de sédiments, les variations de granulométrie correspondent au triage par poids (taille et densité) des grains clastiques (e.g. Carbonari, 2019 ; Rahuel and Belleudy, 1989). Les grains les plus gros se déposent lors du maximum énergétique de l'évènement fluvial et les plus fins lorsque l'énergie est moins importante (montée de crue et décrue typiquement). Les argiles sont les derniers sédiments en suspension dans les eaux, ils se déposent (par décantation) lorsque les vitesses d'écoulement sont nulles ou presque et on peut aussi s'attendre à ce qu'ils soient entraînés vers le fond par les limons.

1.2.2.2 Dépôt, érosion et stratigraphie fluviale

La stratigraphie fluviale est l'étude des couches de sédiments déposées par les cours d'eau. Elle englobe les dépôts sédimentaires et les figures d'érosion pouvant délimiter ces structures. Les dépôts de sédiments se forment lorsque les écoulements transitent dans un environnement de plus faible énergie. La géomorphologie d'un site et ses complexités deviennent alors un environnement caractéristique d'un type de dépôt pour des conditions données (Brown et al., 2013 ; Ghosh et al., 2022 ; Seminara, 2010). Nous parlerons d'environnement de dépôt ou de milieu sédimentaire, qui rassemblent les conditions physiques, chimiques, biologiques et hydrauliques sur une surface terrestre où les sédiments s'accumulent.

En fonction de la charge sédimentaire associée aux écoulements, un dépôt peut avoir lieu si la concentration en MES est supérieure à la concentration d'équilibre (e.g. Celik et Rodi, 1988 ; Han, 1980 ; Ma et al., 2022). Dans le cas contraire, un processus d'érosion peut avoir lieu. L'érosion sur le lit majeur des fleuves se fait généralement lors d'écoulements intenses, arrachant les sédiments en surface. L'érosion par la force de l'eau en mouvement est accompagnée d'une érosion par les particules présentes dans l'écoulement. La capacité érosive d'un écoulement dépendra de la granulométrie (Chapitre 1.2.2.1), la compaction et la cohésion des grains constituant la surface du lit. La présence de turbulences dans l'écoulement ou encore d'obstacles engendrera des érosions locales (e.g. Le Coz, 2007). Lorsque les sédiments sont disponibles dans les écoulements, ce sont les processus de dépôt et d'érosion qui façonnent le paysage fluvial.

Les caractéristiques d'un dépôt sédimentaire se décrivent en faciès sédimentaires et se définissent par sa structure, sa texture et sa lithologie (e.g. Miall, 2013). L'étude sédimentologique du dépôt permet d'évaluer la signature de sa mise en place dans un environnement spécifique et particulier

(Bezzi et al., 2019 ; Miall, 2013, 1987 ; Purkait et Majumdar, 2014 ; Weissmann et al., 2011). On retrouve dans les systèmes fluviaux :

- Le faciès alluvial : des dépôts caractéristiques du lit majeur des fleuves, de la plaine inondable. La granulométrie de ces dépôts ne dépasse généralement pas les sables et l'alimentation est événementielle (lorsque les crues sont suffisantes pour inonder le lit majeur). On peut retrouver par exemple une stratification sub-parallèle ou oblique lors de ces dépôts.
- Le faciès fluvial du lit mineur, entre autres composé de galets et graviers, traduit un courant très énergétique en place.
- Le faciès lacustre correspond aux formations visibles dans les lacs ou mares adjacentes aux fleuves. Il se met en place par décantation puisque le courant est très fortement ralenti sur ces zones. On retrouve alors des sédiments fins (argiles et limons) et une forte présence de matière organique.
- Le faciès deltaïque traduit le fonctionnement au delta du fleuve. Il se différencie du faciès fluvial par une diminution de la vitesse du courant et donc un dépôt sur le lit mineur de sédiments plus fins.

1.2.3 L'anthropisation du lit mineur des fleuves

Par une étude bibliographique rétrospective, on estime dans les années 1970 que 15% du débit spécifique² fluvial européen est régulé (Lvovitch, 1973). Le ruissellement est important dans le cycle d'oxygénation et de minéralisation de l'eau, mais lorsque le ruissellement est trop important, il détériore la qualité de l'eau, sursaturée à ce moment-là en matières en suspension et en nutriments (Emmerich et Heitschmidt, 2002). L'auteur remarque trois ans plus tard que le ruissellement stable annuel des cours d'eau mondiaux a augmenté de 15% (Lvovitch et Sokolov, 1976). Par ses travaux sur l'hydraulique, et notamment sur le pompage et l'utilisation excessive de l'eau, ses résultats amenaient à la conclusion d'une possible pénurie globale à terme. Plus récemment, des résultats relatent que 25% du débit mondial des fleuves et rivières est contrôlé par les barrages (Le Delliou, 2003). Les chiffres se confrontent et évoluent au cours du temps, autant que la connaissance et la mesure des impacts évoluent.

Grill et al. (2019) ont plus tard montré à partir de données relevées et de sorties de modèles numériques que les fleuves sont anthropisés à l'échelle mondiale, modifiant drastiquement leurs fonctionnements hydrauliques et sédimentaires. Selon leur étude réalisée sur 12 millions de kilomètres de rivières, 77% d'entre elles ne s'écoulent pas naturellement, c'est-à-dire de manière ininterrompue jusqu'à l'océan. Selon les auteurs, ce sont les barrages et la création de réservoirs qui sont les principaux facteurs de fragmentation des cours d'eau. Par une approche statistique, ils démontrent que 63% des fleuves de plus de 1000 km ne sont plus à écoulement libre, ce qui représente 41% du volume mondial des cours d'eau. Cette étude considère les fleuves à l'échelle mondiale (8,5 millions de tronçons de

² Le débit spécifique est le débit par unité de superficie de bassin versant ($l/s/km^2$). C'est une mesure de l'écoulement moyen au sein du bassin versant d'un cours d'eau (rapport du débit et de la surface du bassin versant).

rivières pour une résolution de 500 mètres), résumant drastiquement le fonctionnement des fleuves, de leurs affluents et le nombre d'infrastructures considérées (malgré les plus de 20 000 barrages intégrés dans le jeu de données).

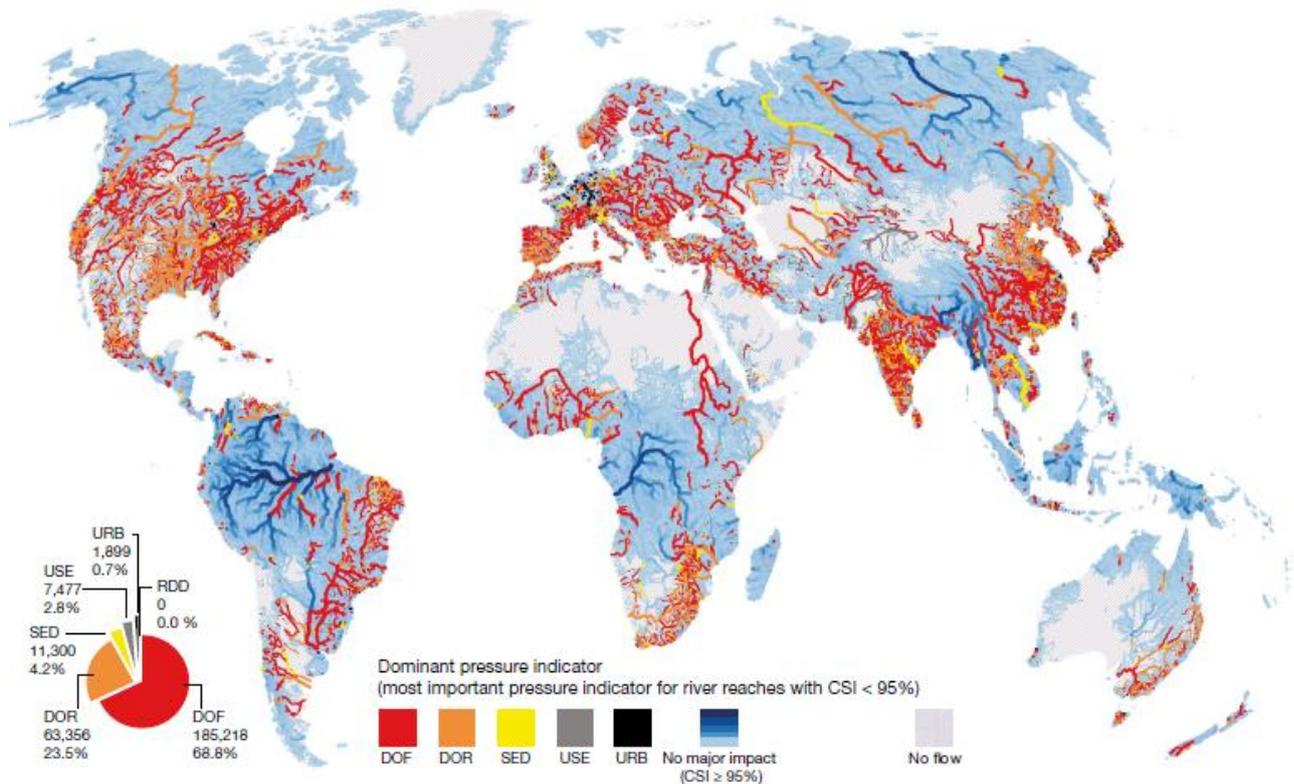


Figure 1.4 : Indicateur des pressions dominantes pour les tronçons de rivières. Les indicateurs de pressions comprennent le DOF (degré de fragmentation³), le DOR (degré de régulation⁴), le SED (piégeage des sédiments), l'USE (consommation d'eau potable), et l'URB (zones urbaines). L'encart montre le nombre et la proportion de tronçons de rivières par indicateur de pression dominante à l'échelle mondiale (Grill et al., 2019)

Au travers de cette vision globale, certaines pressions apparaissent comme dominantes. On retrouve à 68,8% le degré de fragmentation des réseaux fluviaux par les infrastructures. La pression dominante est dans 23,5% des cas la régulation des écoulements. Cette carte fait ensuite référence à des impacts moins importants quantitativement mais essentiels comme la consommation d'eau potable et l'expansion des zones urbaines, artificialisées. Ce sont donc les aménagements, par leur abondance, leur morphologie et par le contrôle induit des écoulements (solide et liquide) qui font l'objet du principal forçage anthropique sur les cours d'eau. DOF, DOR et SED représentent en effet 96,5% des pressions dominantes sur la carte.

³ Le degré de fragmentation d'un fleuve (DOF), également appelé indice de fragmentation fluviale, estime la fragmentation longitudinale des fleuves au travers d'infrastructures. On retrouve principalement les ouvrages hydroélectriques et les barrages d'irrigation dans cet indice.

⁴ Le degré de régulation (DOR) fournit un indice permettant d'estimer quantitativement le stockage de l'eau par les infrastructures et les modifications induites sur le régime d'écoulement naturel des tronçons fluviaux.

Ces forçages anthropiques dominant les fleuves du monde engendrent aujourd'hui des réactions complexes des systèmes qui répondent progressivement au changement. En Amérique du Nord, Europe, Chine et Inde, le DOF est la pression dominante sur les fleuves (Figure 1.4) et c'est ce que l'on retrouve sur la moitié sud de la France. Concernant les rivières touchées, Grill et al. (2019) quantifie le nombre de rivières qui s'écoulent naturellement (FFR pour *free-flowing rivers*) et qui ne s'écoulent pas naturellement (NFFR pour *non free-flowing rivers*) pour chaque continent. En Europe, 1 639 NFFR sont recensés contre 25 882 FFR pour les cours d'eau d'une longueur comprise entre 10 et 100 km. Pour la longueur 100-500 km, on retrouve 699 NFFR contre 1 344 FFR. Pour la longueur 500-1000 km, on retrouve 66 NFFR contre 33 FFR et enfin pour les cours d'eau supérieurs à 1 000 km, on retrouve 22 NFFR contre 3 FFR. C'est donc les cours d'eau les plus longs qui sont les plus impactés en Europe. C'est la tendance observée sur les autres continents pour les fleuves de moins de 500 km. Cependant, pour les fleuves de 500 à 1 000 km, seuls l'Europe et l'Amérique du Nord comptent un nombre plus élevé de fleuves fortement influencés par l'activité humaine (NFFR). En ce qui concerne les fleuves dépassant les 1 000 km, seul le continent européen présente une telle disparité, avec 3 FFR par rapport à 22 NFFR. En comparaison, l'Amérique du Nord affiche un ratio de 11 FFR pour 33 NFFR et l'Amérique du sud compte 23 FFR pour 22 NFFR.

1.2.4 Les aménagements dans le paysage actuel

1.2.4.1 Les ouvrages longitudinaux et les petits ouvrages

Les ouvrages s'accumulent depuis le Moyen âge sur les cours d'eau européens. Les premiers semblent être les moulins à eau pour lesquels on retrouve des seuils et un canal de dérivation des eaux construit ou existant (Poepl et al., 2015). Un seuil implique un changement brusque de la hauteur d'eau sur un cours d'eau. Lorsque le seuil est d'origine humaine, il se décrit comme un ouvrage construit transversalement au lit mineur du cours d'eau (Csiki et Rhoads, 2010 ; Degoutte, 2006 ; Donati et al., 2020). Les seuils peuvent présenter des buses (orifices souvent circulaire) pour contrôler le débit. Ils peuvent être construits sous formes d'enrochements (blocs empilés) ou consolidés par une matrice (ciment, etc.). Ces propriétés vont influencer la percolation possible des seuils par les eaux retenues. Ainsi, les enrochements laisseront traverser les fluides plus facilement.

On retrouve aussi un endiguement sur les berges de fleuves par des digues pour contrôler le débordement. Elles sont présentes parallèlement au cours d'eau (appelées dans ce cas des « levées ») pour prévenir des inondations en contenant les écoulements sur une hauteur plus importante, ou situées latéralement le long des canaux d'irrigation ou de dérivation (dignes de canaux). Avec comme objectif la rectification du tracé des fleuves pour les modeler aux besoins de navigabilité. Nous verrons ultérieurement que la mise en place de digues a pu s'accompagner d'épis, pour contraindre la mobilité latérale du fleuve et favoriser l'incision de son lit mineur.

Sur le paysage fluvial, on retrouve également des ports et darses (bassins de ports), ainsi que des zones de débordement. Les zones d'expansion des crues, appelées zones de débordement, se situent

sur le lit majeur d'un fleuve. Elles atténuent les crues en les dispersant sur une zone plus étendue et impliquent parfois la construction de digues. Ce sont des aménagements largement étudiés dans la gestion du risque inondation. On parle souvent de seuils évacuateurs de crues ou seuils déversoirs. Avec les zones de loisirs, ces constructions sont caractéristiques de l'urbanisation latérale des fleuves (Downs et Piégay, 2019).

1.2.4.2 Le cas des barrages

Les barrages sont des ouvrages transversaux sur les cours d'eau, permettant de retenir et souvent de diriger des masses d'eau vers des turbines dans un but de production hydroélectrique. Il arrive que ces ouvrages présentent un intérêt pour les activités de pompage et d'irrigation, pour limiter les inondations en périodes de crues ou encore favoriser le trafic fluvial. Ces infrastructures se déclinent en plusieurs types adaptés aux cours d'eau. Lorsque les masses d'eau sont retenues à l'amont des barrages, de nouvelles surfaces immergées apparaissent allant jusqu'aux lacs artificiels, d'une superficie plus importante que le lit mineur du fleuve.

Parmi ces ouvrages, on retrouve essentiellement les barrages poids dont la masse s'oppose à la pression exercée par le volume d'eau retenu. Les autres barrages (voûtes, multivoûtes et à contreforts) font quant à eux appel aux lois physiques et transfèrent la pression exercée par le volume d'eau retenu sur des zones d'appui que sont les flancs de vallée ou les contreforts. A l'échelle du globe, on dénombre quelques 2,8 millions de barrages construits avec des réservoirs d'une superficie supérieure à 103 m² et 500 000 km de canaux et dérivations créés sur les hydrosystèmes (Lehner et al., 2011). Ces aménagements sont répartis sur l'ensemble des continents et représentaient en 2005 une capacité hydroélectrique de 746 GW (Figure 1.5).

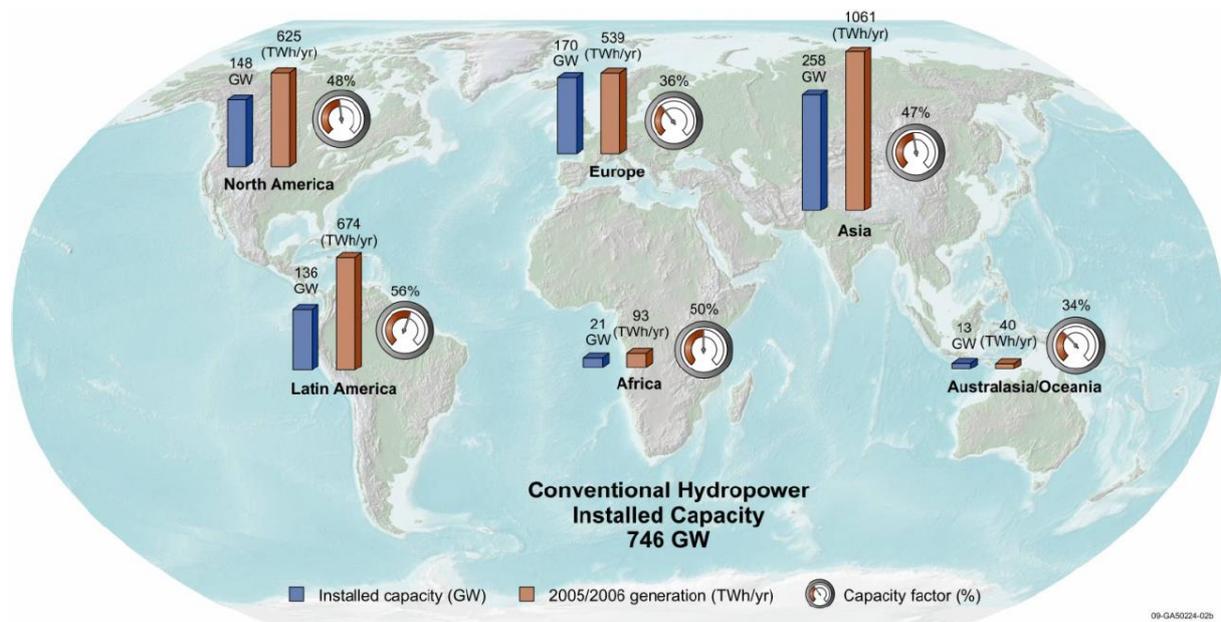


Figure 1.5 : Répartition des barrages et de leur utilisation par rapport à leur capacité sur l'année 2005-2006 (Kumar et al., 2011)

Il existe plusieurs types de barrages dans le monde. L'envergure des ouvrages permet de les classer, notamment dans la catégorie des grands barrages (« *large dams* » en anglais), des méga barrages (« *mega dams* » en anglais) depuis le barrage Hoover construit en 1936 sur le fleuve Colorado aux Etats-Unis (Joyce, 1997). Les grands barrages sont définis comme des barrages d'une hauteur de plus de 15 mètres ou de plus de 5 mètres avec une retenue de plus de 3 millions de mètres cubes selon la commission internationale des grands barrages (ICOLD). En 2021, le registre mondial des barrages de l'ICOLD en dénombre 58 700, dont 24 000 sont en Chine (Wu et al., 2018).

Les barrages hydroélectriques peuvent se répartir en deux catégories indépendantes de leurs envergures, les barrages de lacs et les barrages au fil de l'eau. Les barrages de lacs vont fonctionner toute l'année grâce au volume d'eau stocké lors des hauts débits et déstockés en période d'étiage. Pour les barrages hydroélectriques au fil de l'eau (« *hydroelectric run of river dam* » en anglais), le temps de vidange⁵ est très faible. Ils sont donc dépendants des conditions climatiques et l'incapacité de stockage (de l'eau, donc indirectement de l'électricité) impose une consommation directe de la production. Les barrages hydroélectriques sont classés soit en haute chute si la chute est de plus de 30 m, soit en basse chute, selon l'ICOLD. Les barrages au fil de l'eau se retrouvent généralement sur les fleuves dont la pente est faible et font appel à un canal de dérivation. Ils permettent de dériver une partie des écoulements tout en gardant la possibilité de ne pas le faire en cas de maintenance de l'usine hydroélectrique ou de problèmes. Ce sont des ouvrages dépendant des écoulements des fleuves qui au minimum fonctionnent tout de même avec plusieurs centaines de mètres cubes.

1.2.4.3 Aménagements et processus hydrosédimentaires

Les mécanismes de sédimentation dans les fleuves sont très marqués par les dynamiques hydrosédimentaires du bassin versant et les aménagements (e.g. Walling et Fang, 2003), à la différence des milieux lacustres, marins et océaniques. Si le forçage par les infrastructures est le plus important sur les fleuves, il l'est à l'échelle de l'ensemble d'un fleuve et la sédimentation varie des ruisseaux du bassin versant à l'estuaire du fleuve.

Une étude sur 633 des plus grands réservoirs issus d'infrastructures révèle que le piégeage de sédiments n'est pas constant dans le temps (Vörösmarty et al., 2003). Il a en effet triplé en 18 ans (1950-1968) puis doublé (1968-1985), ce qui fait que la moitié du flux sédimentaire est piégé dans les grands réservoirs. Ce piégeage évolue avec l'intensification de l'aménagement des fleuves. Nous ne sommes pas dans un fonctionnement linéaire mais dans une évolution des mécanismes de dépôt, dépendante de la dynamique inconstante du site et intimement lié au fonctionnement hydraulique.

La présence de ces barrages induit une fragmentation écologique, un frein à la migration des espèces aquatiques. Michelot (1983) relate sur un aménagement du Rhône que l'impact a été beaucoup plus important et néfaste dans les milieux aquatiques que dans les milieux terrestres. Au-delà du forçage induit par un ouvrage, l'aménagement des berges et les barrages successifs agissent à grande échelle.

⁵ Temps nécessaire pour évacuer le volume d'eau retenu par l'ouvrage

On observe par exemple une accélération du temps de propagation des crues qui vont suivre un chenal unique sans débordement et ralentissement des écoulements (Ghaffarian et al., 2021). De la même manière, Meybeck et al. (2018) considèrent le réseau fluvial de la Seine de la source à l'embouchure et montrent la présence de pressions chimiques, à savoir les rejets de contaminants dans le bassin parisien, l'impact de l'agrochimie à l'amont sur l'eutrophisation des milieux avals et la détérioration de la qualité des eaux lorsque l'on se rapproche de l'aval. Ces transformations mises en évidence sont marquées par les différents facteurs anthropiques présents sur le corridor fluvial.

Sur la rivière Coca, le barrage Sinclair (inauguré en 2016) dit « au fil de l'eau » se retrouve très souvent à l'arrêt à cause des quantités de sédiments venant entraver son fonctionnement. La vie et l'économie locale se retrouvent ainsi en péril par ce déficit de production énergétique (Bernal et al., 2022). Sur le Rhône, les aménagements ont détruit la plus grande partie de son aspect « sauvage » et ont désarticulé le paysage en plusieurs unités distinctes (Michelot, 1983). L'amont des barrages est une de ces unités, probablement la plus contrôlée par les gestionnaires du fait de la retenue de sédiments qu'elle engendre (e.g. Kondolf et al., 2014 ; Weit et al., 2023). L'aval de ces barrages est également étudié pour le surcreusement résultant de la chute d'eau.

Entre le bassin versant et l'estuaire, on retrouve dans la bibliographie de nombreuses études sur l'effet d'un barrage sur les matières en suspension (MES). La mise en place du barrage des Trois Gorges en Chine a induit un changement de la granulométrie de surface, selon une évaluation sur une zone donnée qui a été échantillonnée avant et après la mise en place de l'ouvrage (Nsabimana et al., 2020). Le barrage empêche le dépôt sédimentaire dans les lacs en aval et c'est jusqu'à 98,7% de la charge annuel qui ne rejoint pas l'aval selon les estimations (Zhou et al., 2016).

Casserly et al. (2021) font également un focus sur l'amont/aval des barrages pour montrer la diminution des concentrations en MES. Ce travail leur permet de quantifier le stockage amont en période d'étiage et la remise en suspension qui alimente l'aval lorsque le débit augmente. A l'aval des barrages, Binh et al. (2020) ont montré sur le Mékong une diminution des MES de 74% dans les eaux à cause de l'enchaînement des barrages. Des barrages de retenue successifs sont présents sur de nombreux fleuves. Ces deux approches impliquent – en considérant la loi fondamentale de conservation de la masse de Lavoisier (1789) – que le déficit de MES résulte d'un dépôt important sur le linéaire du lit majeur du fleuve. A nouveau sur le barrage des Trois Gorges en Chine, une érosion aggravée de l'aval du barrage et du front de mer est observée du fait de l'irrégularité des débits à l'aval du barrage (Chen et al., 2018). Selon les auteurs, cette érosion est aussi le résultat d'une décantation à l'amont et d'un appauvrissement des sédiments en suspension dans les eaux. Ce mécanisme est connu sous le nom de « *hungry waters* » (eaux affamées) décrit par Kondolf (1997). Ce sont des eaux claires dont la masse sédimentaire en suspension à décantée à l'amont du barrage à cause du ralentissement des vitesses d'écoulement induit par la retenue. En plus d'importantes accumulations en amont, cela implique une incision du lit du fleuve par érosion du fond et des berges.

Sur les estuaires, le forçage naturel se fait ressentir par une diminution de la turbidité du fait principalement des marées (Jalón-Rojas et al., 2017 ; Toubanc et al., 2016). Sur l'estuaire de Gironde en France, les résultats d'une modélisation hydrosédimentaire 3D montrent comment réagissent les

sédiments en suspensions avec l'intensification des crues (Van Maanen et Sottolichio, 2018). Il y a des zones avec moins de turbidité, plus de salinité dans l'estuaire et un fonctionnement hétérogène soumis à des influences locales. La dynamique de dépôt/érosion est ainsi dérégulée par les remontées d'eau de mer dans les fleuves (Toublanc et al., 2016) et certaines simulations chiffrent une augmentation de 3 à 42% du débit des fleuves (la Loire et la Gironde pour cette étude) au niveau des estuaires lors de crues (Jalón-Rojas et al., 2017).

1.2.5 Lit majeur et bras secondaires

Les chenaux latéraux des fleuves sont en connexion continue ou événementielle avec le lit mineur. On parle d'annexes fluviales, de bras latéraux, de bras secondaires, d'anciens chenaux, ou de paléochenaux pour les plus anciens. Lorsqu'un débordement permet aux eaux d'atteindre le lit majeur, il arrive que ces chenaux latéraux accueillent une partie de l'écoulement. Les bras secondaires ont toujours fait partie du lit majeur des fleuves et constituent souvent une relique du fonctionnement en tresse (Bravard, 2006). Lorsque les bras sont déconnectés du fleuve principal, ils sont amenés à terme à devenir des milieux terrestres (on parle d'atterrissement, de comblement, de terrestrialisation). On peut décrire l'abandon d'un chenal secondaire ou principal comme le résultat de sa dynamique morphologique (Le Coz, 2007). L'aménagement des fleuves influence cette déconnexion, les bras secondaires suscitent donc un vif intérêt et un suivi environnemental puisqu'ils accueillent une importante part de la biodiversité alluviale. En réponse, la restauration des chenaux de plaines d'inondation permet d'améliorer les conditions écologiques des habitats naturels et leurs fonctionnalités (e.g. Riquier et al., 2019).

Pour distinguer ces chenaux latéraux, plusieurs auteurs font appel à l'état de connectivité de surface en période de basses eaux (Amoros et Roux, 1988 ; Heiler et al., 1995 ; Riquier, 2015). On retrouve ainsi des bras vifs (ou actifs) toujours en eau et des bras atterris (semi-actifs) qui ne sont en eau que lors de crues (Figure 1.6). Certains bras morts sont seulement déconnectés du fleuve à l'amont, tandis que d'autres le sont complètement (à l'amont et à l'aval). Cette catégorisation est basée sur l'alimentation en eau des chenaux secondaires par le chenal principal. Dans la dynamique hydraulique de ces sites intervient aussi les remontées de nappes, l'alimentation par les eaux de pluies et de ruissellement (en fonction des pentes des rives du lit). Sinon, seule l'alimentation par le chenal principal implique un apport en sédiments en suspension dans les annexes fluviales (si l'on considère le ruissellement sur les berges comme une remise en suspension au sein d'un chenal secondaire).

Les plaines et leurs chenaux latéraux comptent aujourd'hui parmi les écosystèmes les plus altérés et menacés (Tockner & Stanford, 2002). C'est un cas relativement fréquent lorsque les cours d'eau sont anthropisés, donnant le terme d'« *artificial cutoff* » pour le désigner (Erskine et al., 1992). On peut citer entre autres Bravard (2006) qui désigne les bras secondaires du Rhône comme « l'archétype de l'espace prémoderne, la métaphore du fleuve préindustriel ». Le Coz (2007) explique que les zones humides ne constituaient pas un patrimoine à protéger avant les années 1980, mais des « milieux insalubres à assainir, des terres incultes à assécher, des obstacles à la navigation fluviale à supprimer ».

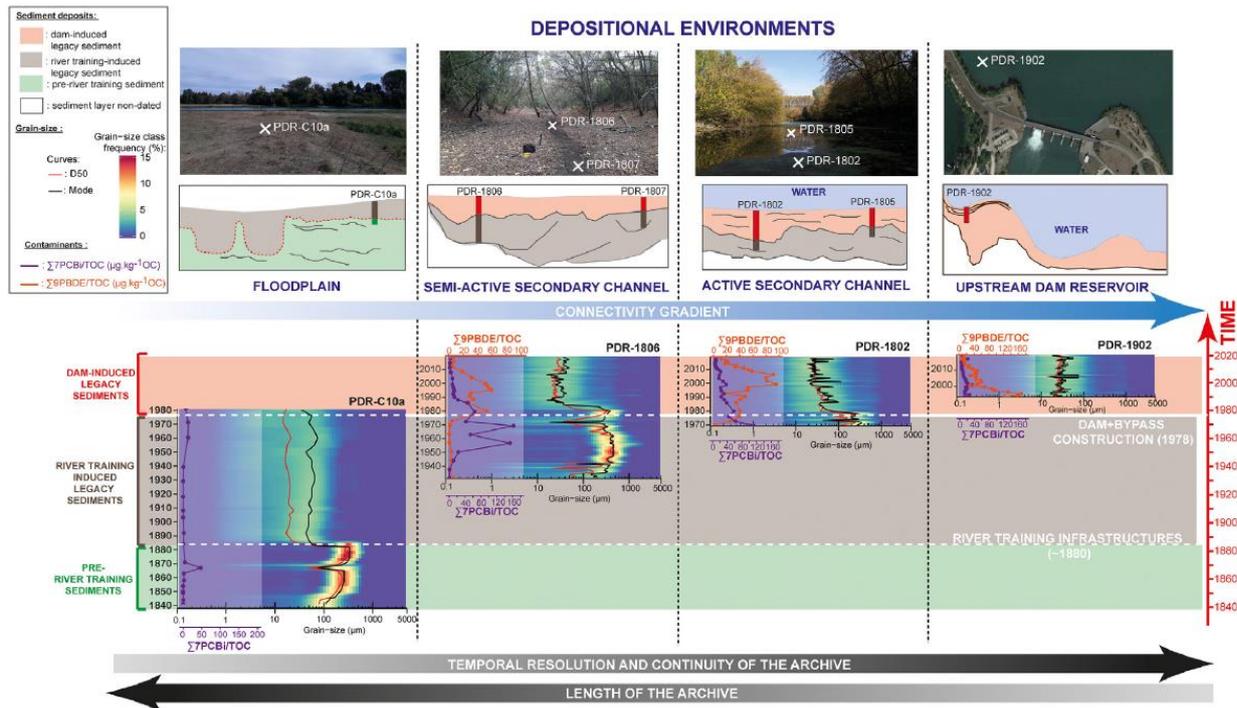


Figure 1.6 : Résumé de l'influence des environnements de dépôt sur les enregistrements sédimentaires. Nous retrouvons sur cette figure les profils de dépôts, les tendances de contamination et la granulométrie des dépôts pour la plaine d'inondation, les chenaux semi-actifs, les chenaux actifs et la zone de retenue de barrage (Vauclin et al., 2021).

Lorsque les bras secondaires s'atterrissent, ils se comblent de dépôts sédimentaires (Figure 1.6) ce qui incite à les étudier, le stockage de sédiments étant induit par un changement de dynamique (e.g. Vauclin et al., 2021b ; Winiarski et al., 2022). Selon Riquier et al. (2017), la sédimentation sur les bras secondaires du Rhône peut varier de 0 à 40,3 cm.an⁻¹ et peut atteindre localement 90,3 cm.an⁻¹. Les auteurs rajoutent que certains chenaux ont présenté un déclin significatif des taux de sédimentation au fil du temps, tandis que d'autres ont maintenu des taux constants. Selon Le Coz (2007), trois fonctionnements permettent de caractériser et distinguer ces bras morts en faisant intervenir les apports d'eau et la sédimentation ;

- « Fonctionnement lacustre (déconnexion amont et aval). Les plans d'eau ne reçoivent aucun apport d'eau de surface et de sédiments depuis le cours d'eau mais peuvent recevoir des apports phréatiques et accumuler de la matière organique produite par la végétation aquatique et alluviale,
- Fonctionnement par retour d'eau (connexion aval uniquement). Le bras mort reçoit des entrées d'eau et de sédiments par son embouchure aval. Les courants sont très faibles et la sédimentation par décantation des matières en suspension est significative et présente souvent un gradient aval/amont marqué,
- Fonctionnement en bras secondaire (connexion amont et aval). L'écoulement amont-aval peut engendrer des dépôts localisés (bouchon alluvial amont notamment) mais peut

aussi, pour un débit suffisamment élevé, entraîner une reprise sédimentaire, un décapage du fond du lit et même une réinitialisation du cycle de succession végétale. »

Lorsque les sédiments se déposent (au fond du chenal ou sous forme de bouchons alluviaux), la hauteur d'eau nécessaire à la connexion hydraulique sera plus élevée. Lorsque les eaux sont retenues sur un sol imperméable, les conditions naturelles du site évolueront du fait de ce facteur (production de matière organique, diversité biologique, qualité des habitats aquatiques, etc.). La réduction et l'absence à venir de dynamique fluviale sur ces zones amèneraient à une homogénéisation des conditions d'habitats et des communautés végétales associées (Piégay et al., 2022).

1.2.6 Modélisation des dynamiques fluviales

Pour comprendre les fonctionnements naturels et anthropiques fluviaux, il est possible de faire appel à des modèles pour réaliser des simulations hydrauliques et hydrosédimentaires. Ces modèles peuvent être physiques (modèle réduit par exemple) ou numériques. On retrouve des modèles sous formes de « boîte noire » lorsqu'on ne cherche pas à identifier les mécanismes de l'objet modélisé mais seulement la différence entre les variables d'entrée et de sortie. Dans d'autres cas, l'ensemble du système étudié est représenté (et simplifié) sous forme de compartiments entre lesquels s'opèrent des échanges de flux. Ces modèles ont besoin d'être paramétrés, calés sur la base de mesures et font appel à des observations et des tendances (modèles empiriques) ou à des principes de conservation et des lois fondamentales (modèles mécanistes). Dans ces modèles, les paramètres et les variables sont des fonctions de l'espace et du temps.

1.2.6.1 Modèles et dimensions

Les modèles de réseaux fluviaux sont des abstractions simplifiées de l'environnement des systèmes fluviaux permettant de simuler leurs évolutions spatiales et temporelles en fonction de paramètres prédéfinis. La dimension du modèle doit être adaptée aux attentes de la simulation (e.g. Coulthard et Van De Wiel, 2012).

Le modèle 1D privilégie une dimension d'espace (e.g. écoulement de rivière), calcule des quantités moyennes sur une section transversale. L'unidimensionnalité du modèle est idéale pour obtenir des résultats sur de grandes échelles spatiales et temporelles en peu de temps. Il est souvent utilisé pour les systèmes fluviaux car sa construction se limite aux chenaux principaux. Le modèle 2D privilégie deux dimensions d'espace (e.g. plaines d'inondation), calcule des quantités moyennes sur la verticale. La modélisation 2D est notamment utilisée pour des études de morphodynamique. Elle offre une fiabilité sur le lit majeur et une prise en compte des obstacles à l'écoulement. Le modèle 2D peut fonctionner à partir d'un nombre limité de données d'entrée et sur des géométries simples. Le lit mineur, les seuils et réservoirs sont bien représentés, le temps de calcul est plus long que pour les modèles 1D. Pour le 3D, les paramètres et les variables sont des fonctions de 3 dimensions d'espace. Ils sont par exemple utilisés

pour modéliser le lit majeur d'un fleuve et l'inondation des villes (e.g. Kim et Lee, 2021). Les évènements courts et les architectures particulières sont bien représentés par les modélisations 3D. Sur les méandres d'une rivière par exemple, les modèles 2D et 3D « voient » les méandres, tandis que le modèle 1D doit être très précis pour considérer les courbures (qui sont paramétrées davantage au travers des coefficients de frottement).

Plus un modèle a de dimensions, plus ses paramètres sont difficiles à ajuster, plus la géométrie et les conditions aux limites constituent un long travail de préparation. Un nombre important de données extérieures sont nécessaires à la validation et d'autant plus pour sa construction. Pour refléter le lit actif des fleuves, la représentation unidimensionnelle nécessitera moins de données. Le couplage entre deux modèles de dimensions différentes donne l'occasion de réaliser des simulations à la fois suffisantes pour une partie de la surface et précises sur des zones d'intérêt. Le couplage 1D/2D peut être utilisé pour la simulation des ondes de crues, sur une plaine inondable (e.g. Bomers et al., 2019). Le couplage permet une bonne représentation du lit mineur en 1D et une modélisation des mécanismes sur le lit majeur (surface d'expansion de crue) en 2D, ce qui demande davantage de données d'entrée mais peut se justifier par l'objectif de l'étude.

1.2.6.2 Les modèles hydrauliques et hydrosédimentaires

Les écoulements en rivière peuvent se traduire en modélisation par le système d'équations de Saint-Venant (1871) basé sur la mécanique des fluides ; théorie du mouvement non permanent des eaux. Ce système d'équations est simplifié par plusieurs hypothèses, supposant notamment l'absence d'un gradient vertical de vitesse (vitesse moyenne dans la tranche d'eau) et une même pression exercée dans le fluide (hydrostatique). On retrouve ces équations dans des outils bien connus tels que HECRAS (Brunner, 2002, 1995, 1994), Mike11 et Mike21 (Havnø et al., 1995 ; Warren et Bach, 1992) ou TELEMAC-2D chez EDF (Hervouet, 2000). De nombreuses simulations hydrauliques (sinon, la plupart) font appel à ces équations (e.g. Andries et al., 2012a ; Audusse, 2018 ; Brisset et al., 2018 ; Clemmens et al., 1993 ; Even, 1995 ; Goutière et al., 2007 ; Kukulka et Jay, 2003 ; Paquier, 2002 ; Sainte-Marie, 2010 ; Saleh et al., 2013 ; Souhar et Faure, 2009 ; Stecca et al., 2016 ; Wang et Wei, 2009). L'avantage des modélisations basées sur les équations de Saint-Venant (1871) est la prise en compte des différentes vitesses de sédimentation pour différentes tailles de grains et l'affectation de propriétés physiques à ces particules (Garneau et al., 2019). Ils comprennent une équation de continuité qui décrit l'équilibre entre l'entrée, le stockage sur le réseau et la sortie.

Les modèles numériques sont choisis en fonction de la problématique de travail, du besoin de précision sur le maillage (qui augmente le temps de calcul), de l'intérêt (ou non) pour le lit majeur du fleuve. Plusieurs modèles se sont intéressés à la représentation de la turbulence et des écoulements, tels que DEPOSIT (Ward et al., 1977) et CSTRS (Wilson et Barfield, 1984), ou des modèles hydrauliques fluviaux avec une distribution spatiale, tels que HECRAS ou MOHID (Trancoso et al., 2009) et les processus d'accumulation et d'érosion tels que PaCMod (Forzoni et al., 2013). Des modèles 2D ou 3D peuvent être utilisés pour simuler le dépôt et l'érosion d'un fleuve et de ses chenaux actifs, comme

réalisé par Binh et al. (2021) avec Telemac-2D (modèle hydrodynamique) et Sisyphe (modèle de transport sédimentaire et d'évolution du lit). Ce travail permet aux auteurs de conclure sur une incision accélérée du lit de la rivière du fait de la réduction de la charge sédimentaire. Par une approche 3D, la texture des sédiments accumulés sur la plaine d'inondation du Mississippi est estimée d'une manière qualitative (Li et al., 2019) en représentant les dépôts sédimentaires comme un empilement de surfaces. Les simulations limitent cependant la précision de la description des dépôts enregistrés sur 4 mètres et comparés à des carottes dont la granulométrie a été réalisée tous les 20 centimètres. L'interprétation des mécanismes hydrosédimentaires en place est ainsi difficile à atteindre, contrairement à des modèles plus simples qui s'intéressent à une plus petite zone, maillée précisément.

Généralement, des observations physiques sont nécessaires dans le travail numérique, mais certains cas ne s'observent pas dans la nature. Ces études peuvent alors faire appel à un modèle physique en complément des modèles numériques sur lequel il est possible de faire varier les paramètres de courbure ou encore le nombre de Reynolds (e.g. Koken et al., 2013 ; Mouri et al., 2013). Vosoughi et al. (2020) ont fait une simulation sédimentaire d'une rupture de barrage en 3D (Fluent et Flow3D) et une simulation sur un modèle physique réduit. Ainsi, la calibration fait appel à des variables mesurées et justifie de la robustesse du modèle. Itoh et al. (2018) ont également couplé, dans une étude hydrosédimentaire, des données de modélisation et d'observation sur un modèle physique réduit, leur permettant de définir des variables, ensuite ajoutées dans le modèle d'érosion. Des mesures extérieures sont nécessaires à la calibration et la validation d'un modèle, pouvant donc être issues de mesures de terrain ou de mesures sur un modèle réduit.

Cohen et al. (2013) ont fait évoluer le modèle WBMsed (Wisser et al., 2010 ; Wollheim et al., 2008) pour simuler les tendances sédimentaires à l'échelle mondiale et estimer le flux de sédiments en suspension à une échelle temporelle quotidienne. Sans connaître le détail des volumes de MES qui transitent et en représentant le fonctionnement d'une manière globale (à partir des données de 95 embouchures de fleuves), les auteurs arrivent à avoir une bonne représentation des sédiments qui transitent en sortie de simulation, et affinent l'approche avec le développement du code de calcul (Cohen et al., 2014). Dans ce cas, ils ne représentent pas les débits extrêmes et utilisent une extrapolation du modèle pour obtenir une représentation globale. Le modèle semble néanmoins représenter l'influence des activités anthropiques sur le dépôt et l'érosion. En revanche, les infrastructures induisent aussi de nouveaux fonctionnements sédimentaires avec de nouvelles zones de dépôts. A partir de cette approche, d'autres auteurs repoussent les limites de la simulation de la dynamique globale, et arrivent à atteindre des objectifs comme la représentativité des saisons (Hatono et Yoshimura, 2020). Seulement, les validations sont fastidieuses et demandent des bases de données (relevés de jaugeage notamment) importantes. Pour une simulation entre 1960 et 2010, l'enregistrement de dizaines de stations de jaugeage est nécessaire journalièrement, 16 pour Cohen et al. (2013), 60 dans l'étude d'Hatono et Yoshimura (2020). Lorsqu'elles sont exploitables, les simulations permettent d'observer à l'échelle globale les régimes hydraulique et sédimentaire des fleuves de l'ensemble des continents.

1.2.6.3 Simulation de scénarios hypothétiques

Au cours des siècles, les variations climatiques ont des répercussions sur le fonctionnement hydraulique, qu'elles soient naturelles ou d'origine anthropique. De longues tendances climatiques peuvent être simulées avec PALAEFLOW comme réalisé par Bogaart et al. (2003), prenant en compte l'ensemble d'un bassin versant dont les paramètres permettent de simuler un contexte de changements climatiques, à l'échelle d'époques géologiques (Pléistocène, Holocène). La réalisation de plusieurs scénarios allant dans le sens des prédictions de modifications hydrauliques et climatiques de l'Anthropocène est donc possible. Il s'agit alors de s'appuyer sur le passé pour comprendre le présent.

En dehors des prédictions climatiques, certains auteurs simulent la réaction du lit moyen (lit majeur actif) à la suppression ou la rupture d'un barrage. C'est le cas de Vosoughi et al. (2020), où les résultats de simulations physique et numérique permettent d'enregistrer l'évolution structurale des sédiments à la suite de l'effondrement d'un barrage (instabilité des barrages notamment décrit par Fujita et al. (2013) en conséquence à la fonte des glaces et du pergélisols). Les travaux de modélisation ont ainsi permis d'estimer cette instabilité avant qu'elle soit observable. Sur le delta du Mékong, Bussi et al. (2021) prennent en compte l'influence des aménagements à venir sur les dynamiques hydrosédimentaires. Ils montrent que si tous les barrages prévus se construisent, il y aura une baisse de 50% de MES dans les eaux. Chuenchum et al. (2020) utilisent le modèle RUSLE pour appréhender l'augmentation de l'érosion des sols, donc l'augmentation de la charge sédimentaire des fleuves. Une étude de Dayon et al. (2018) utilisant la méthodologie de Dayon et al. (2015) prédit les fonctionnements hydrologiques des fleuves français et estime une diminution de 20% du débit moyen du Rhône en France d'ici la fin du siècle. D'autres études estiment que les débits seront plus importants en saisons pluvieuses (notamment en Savoie et Haute-Savoie) et moins en période d'étiage (e.g. Bonneau, 2022). Ainsi, la modélisation est un outil de compréhension et d'estimation du devenir des fleuves.

1.2.6.4 Modélisation des systèmes fluviaux anthropisés

Pour tenter de comprendre l'évolution des fleuves du monde, certaines études recourent à plusieurs données. C'est le cas de Binh et al. (2020) pour une étude à long terme du Mékong qui fait appel à plusieurs données hydrauliques et sédimentaires individuellement utilisées pour des simulations de plus petite ampleur temporelle et spatiale (Liu et al., 2013 ; Lu et al., 2014 ; Lu et Siew, 2006 ; Xue et al., 2011). L'application d'une méthode statistique et cartographique leur a permis de donner une visualisation 3D des lits mineurs avec les apports sédimentaires. Sur la rivière Tien, bras septentrional du Mékong au Vietnam, les résultats (Figure 1.7) permettent de comprendre son orientation morphologique en prenant en compte l'ensemble du réseau fluvial. Les zones d'accrétion et d'incision sont identifiées par une simulation sur une période de 4 ans. Par cette approche en 3 dimensions du lit mineur, les zones les plus changeantes peuvent s'identifier précisément, notamment l'érosion dominante sur une partie des berges et les volumes d'accumulation sédimentaire en bancs sur le lit mineur.

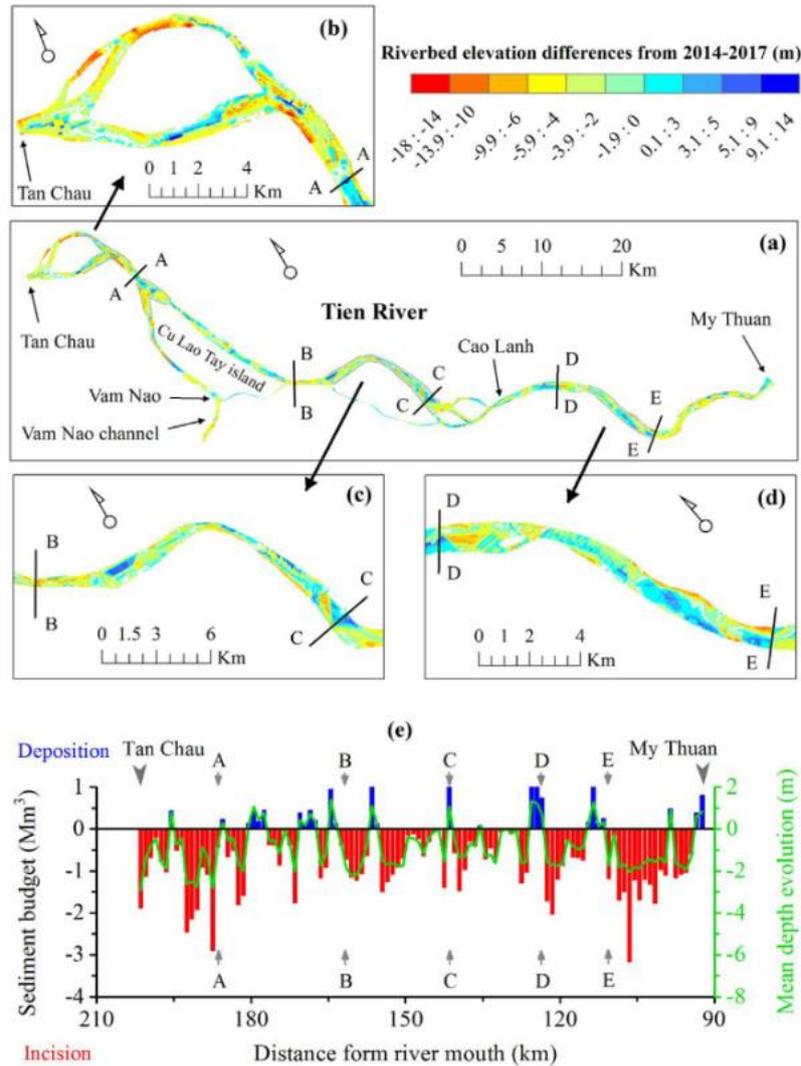


Figure 1.7 : Changement morphologique dans la rivière Tien de Tan Chau à My Thesan et dans le chenal Vam Nao entre 2014 et 2017. (a) Changements morphologiques généraux, (b, c, d) représentent des zooms entre les différentes sections ; (e) l'évolution du volume et de la profondeur (Binh et al., 2020b)

Le fonctionnement hydrosédimentaire du bras principal et des bras secondaires de cette rivière traduit l'influence des barrages hydroélectriques en cascade à l'amont du site. Les auteurs estiment que la présence de barrages implique une diminution de 74,1% de la charge sédimentaire et un taux d'incision de 50 cm.an^{-1} sur la période simulée. La diminution des sédiments en suspension dans l'eau est observée, tout comme l'importante incision (conséquence à l'aval). En revanche par cette approche, il n'existe pas de moyen de comparer le résultat avec et sans aménagements et donc de quantifier réellement l'effet des barrages sur l'orientation morphologique de ce secteur. L'observation directe des résultats, essentielle pour les questions de gestion, limite également l'interprétation des mécanismes se mettant en place sur ce secteur anthropisé.

Plusieurs auteurs ont modélisé les ouvrages présents sur les fleuves pour tenter de comprendre le fonctionnement sédimentaire résultant sur les cours d'eau. C'est le cas de Casserly et al. (2021) avec le modèle HECRAS 1D sur des rivières dont l'écoulement est soumis à des seuils agricoles en cascades.

Les auteurs ont quantifié l'effet des seuils sur les mécanismes sédimentaire et l'appauvrissement en MES des eaux. Les variations de turbidité au cours d'évènement et au cours de deux années sont décrites pour comprendre l'influence de ces aménagements sur les écoulements. Dans ce cas, le fonctionnement de la zone ne fait plus partie de la problématique de travail, centré sur la qualité des écoulements.

A plus grande échelle mais toujours en présence d'un forçage anthropique, Verstraeten et Prosser (2008) ont utilisé WATEM / SEDEM pour modéliser l'effet du changement d'affectation des terres sur les quantités de MES dans les rivières présentant des seuils agricoles. Ils ont montré que le changement d'occupation des sols modifie les apports en MES, qui ne viennent plus seulement des pentes raides mais également du lessivage des terres agricoles. A l'aide d'une modélisation 3D, les auteurs ont simulé l'impact du changement d'occupation des sols et de la construction de barrages sur les mécanismes hydrosédimentaires du bassin versant du Murrumbidgee, en Australie. Ainsi, l'accès à ces composantes du modèle numérique permet de simuler les pressions anthropiques séparément et donc de distinguer les effets de chacune d'entre elles pour les quantifier. La modélisation peut ainsi servir à estimer une trajectoire. C'est ce que l'on retrouve dans les travaux de Uzor-Totty et Oyegun (2020) au travers d'une modélisation du bassin versant du fleuve Imo (Niger), permettant aux auteurs de conclure sur une augmentation du rendement sédimentaire de l'ordre de $0,73 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ entre 1995 et 2010. Cette augmentation n'est pas imputée directement à des aménagements mais à l'occupation des sols, qui implique une érosion des sols en significative augmentation. Cette étude se limite aux simulations de deux années distinctes mais il s'avère que les tendances pluviométriques sont relativement proches pour chacun des mois de ces deux années, rendant à la fois la comparaison possible et la conclusion sur la responsabilité de l'utilisation des sols plausible.

On observe également dans la bibliographie l'utilisation de simulations 1D pour examiner le processus de remplissage d'un bras mort (ancien méandre) sur la rivière Sacramento (Constantine et al., 2010). Les auteurs ne se penchent pas sur les épaisseurs des sédiments déposés, mais plutôt sur les sources de ces dépôts. Ils démontrent, en utilisant HECRAS 1D, que les apports et l'évolution du bras mort sont étroitement liés à l'angle de connectivité et à la largeur de son entrée.

Une simulation hydrosédimentaire a été réalisée sur des bras secondaires par Camenen et al. (2013a) en comparant les résultats de simulation 3D et 1D. Ils ont montré que l'utilisation d'un modèle 1D pour reproduire les dépôts sédimentaires dans les bras secondaires est relativement correcte. Les auteurs soulignent la présence d'une fragilité des données initiales intégrées au modèle, notamment la répartition granulométrique des MES et la géométrie des diffluences. Les crues remarquables ($Q > 3000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) sont dans ce cas les moins bien représentées par le modèle. De tels simulations ont également été réalisées à partir de modèles 1D et 2D pour estimer les concentrations en sédiments des flux selon les connexions hydrauliques (amont/aval) par Le Coz (2007). Ces représentations numériques ont également permis de caractériser les patterns de dépôts sur l'embouchure aval d'une lône, en fonction des phases de crue (Le Coz et al., 2010).

1.3 Problématique de thèse

Nous avons vu dans ce premier chapitre que la plupart des grands fleuves sont impactés par les activités humaines. Le degré de fragmentation est la pression dominante, notamment en Europe. La compréhension des dynamiques hydrosédimentaires fluviales demande de s'intéresser aux différents compartiments du lit majeur et à l'anthropisation du fleuve. De nombreuses études modélisent numériquement ces milieux pour déterminer et appréhender la dynamique des flux sédimentaires et hydrauliques.

Les bras secondaires des fleuves enregistrent, à travers les dépôts, l'évolution des processus sédimentaires. Ce sont des zones de stockage de sédiments et de contaminants, non négligeables dans les corridors fluviaux. Néanmoins, les modélisations s'étendent rarement au lit majeur pour simuler les dynamiques de dépôts à long terme de ces compartiments singuliers. La complexité de création et de validation de ces modèles peut être une des raisons de ce constat. Contrairement à l'hydraulique, le dépôt sédimentaire semble plus difficile à représenter numériquement dans les bras secondaires. Simuler le dépôt permettrait pourtant d'expliquer les mises en place sédimentaires constatées, au regard du régime hydraulique. Par des simulations à long terme, une meilleure compréhension des mécanismes responsables de la sédimentation dans les bras secondaires est possible.

Les modèles 1D privilégient une dimension d'espace et calculent des quantités moyennes d'eau s'écoulant sur une section en travers. Ils sont couramment utilisés pour étudier les dynamiques hydrosédimentaires dans le contexte des cours d'eau artificialisés. L'unidimensionnalité permet d'obtenir en peu de temps des résultats sur une échelle temporelle étendue, focalisés sur la dynamique des chenaux principaux représentés dans un réseau. La représentation numérique unidimensionnelle des bras secondaires semble être une approche suffisante pour répondre aux questions suivantes :

- Peut-on représenter au travers d'une modélisation numérique le fonctionnement hydrosédimentaire des bras secondaires anthropisés sur du long terme ? Peut-on améliorer la représentation âge-profondeur des dépôts en considérant les dynamiques hydrosédimentaires des zones de dépôt ?

La discipline géologique (sédimentologie) et la modélisation numérique qui constituent ce travail se différencient par leurs besoins. Là où une simulation nécessite d'avoir des données d'entrée (chronique de débits mesurés, flux sédimentaires), l'étude sédimentologique nécessite des dépôts déjà en place. Nous faisons l'hypothèse que le forçage hydraulique est le mécanisme actuel qui explique la sédimentation. Par une simulation sur du long terme, nous tenterons, en développant de nouveaux moyens de comparaison, une mise en parallèle des résultats provenant de ces deux approches. Le couplage entre les résultats numériques et sédimentologiques nous orientera vers une nouvelle représentation des dynamiques.

- Quel sont les évènements hydrauliques à l'origine de la sédimentation dans bras secondaires ?

Etudier, retranscrire et discuter les dépôts en place, à partir de mesures de terrain sur les zones d'étude permet d'obtenir des données précieuses sur les processus sédimentaires et la quantification des stocks. Ces résultats seront comparés à des sorties de simulations numériques pour retrouver les paramètres hydrauliques associés à ces mises en place. Nous tenterons ainsi de déterminer les fréquences de dépôt et les taux associés, la contribution qualitative et quantitative des évènements hydrauliques atteignant les chenaux latéraux.

- Quel part du régime hydrosédimentaire des bras secondaires est imputable aux aménagements et pour quelle raison ?

L'approche générale de ce travail vise à simuler la mise en place de dépôts sédimentaires sur de longues périodes et à haute résolution temporelle. Ces résultats permettront, au regard de simulations hypothétiques, de discuter les effets des aménagements sur les paramètres hydrauliques et de sédimentation dans les annexes fluviales. Nous pourrons ainsi discuter de la pérennité des bras secondaires.

1.4 Démarche scientifique et organisation du manuscrit

Pour répondre à ces questions, la démarche expérimentale mise en place dans ce travail est basée sur une approche *in natura* couplant géophysique, carottes sédimentaires, sondages et analyses des sédiments et sur une approche de modélisation hydrosédimentaire sur de longues périodes. Nous retrouvons en détail ces éléments dans la Figure 1.8.

L'étude *in natura* regroupe plusieurs investigations de terrain. Les résultats obtenus sont utilisés individuellement et regroupés pour une interprétation des profils géophysiques la plus juste. La modélisation 1D fait appel à un ensemble de données à construire ou à introduire dans le projet. Elles permettent d'utiliser le modèle pour réaliser des simulations. Les simulations hydrauliques sont calibrées à partir de mesures et relevés que nous avons réalisés sur site. Après validation, l'hydraulique du site est simulable. La simulation hydrosédimentaire est une simulation faisant appel aux résultats de simulation hydraulique, en couplage faible (basée sur l'hydraulique et non simulée simultanément). Elle sera calibrée au travers d'une partie des résultats *in natura*. Les résultats obtenus permettent individuellement de répondre à plusieurs problématiques. Le stockage sédimentaire est évalué par l'approche *in natura*. La simulation des débits (Q), hauteurs d'eau (z) et vitesses d'écoulement (v) sur la période correspondant aux mises en place sédimentaires permet d'appréhender le fonctionnement hydraulique des bras secondaires. Le couplage des résultats obtenus permet ensuite de préciser les réponses. Ainsi, nous pourrons affiner la considération temporelle des mises en place sédimentaires (simulations hydrosédimentaires et approche *in natura*), la sédimentation au regard de l'hydraulique et plus

généralement le rôle des forçages hydrauliques et anthropiques sur la dynamique sédimentaire des bras secondaires.

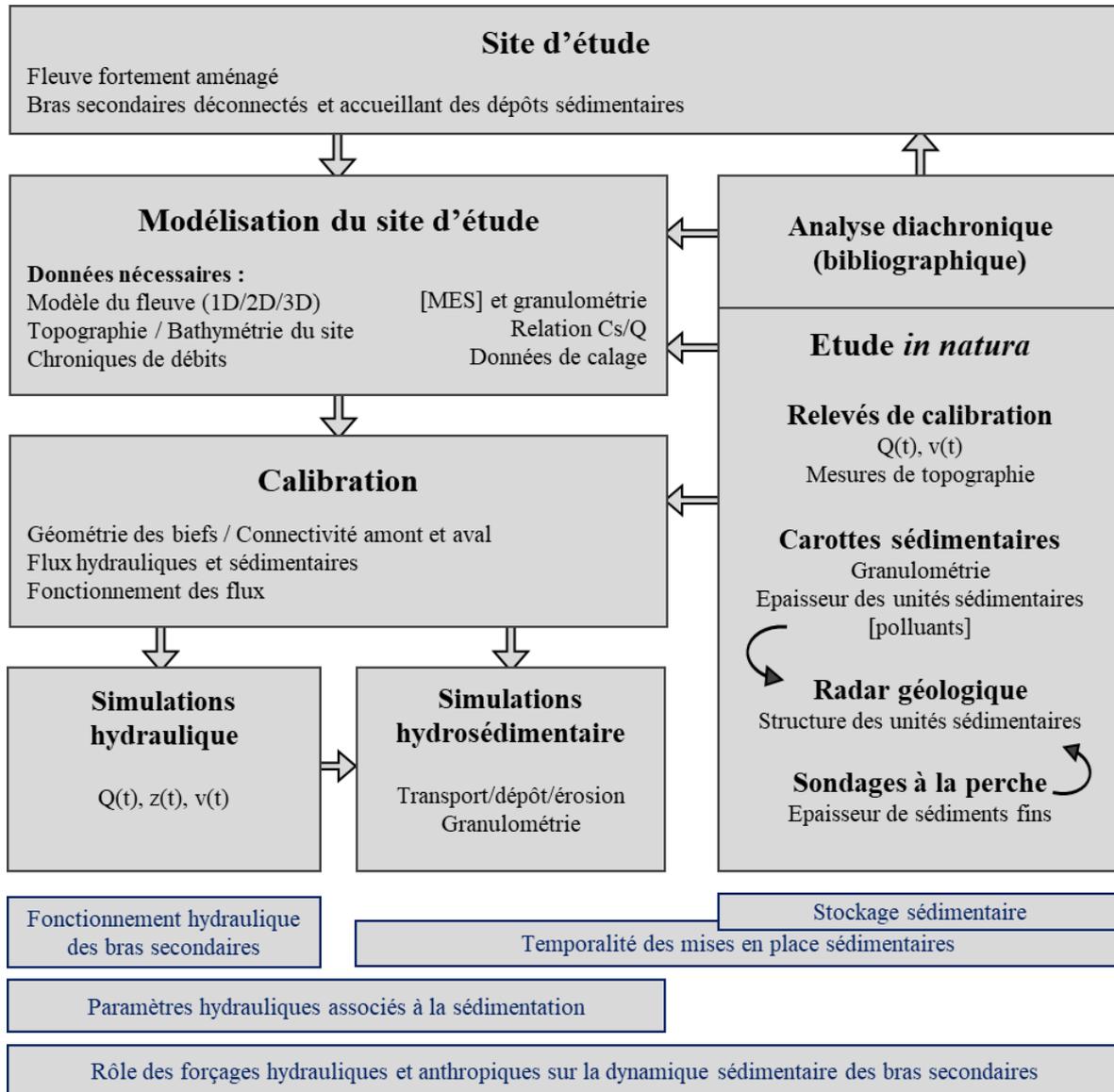


Figure 1.8 : Méthodologie générale utilisée dans ce travail (en noir) et mise en relation des approches pour répondre aux problématiques (en bleu). La relation Cs/Q représente le rapport entre le débit et la concentration solide (MES), $Q(t)$ représente le débit en fonction du temps, z la hauteur d'eau et v la vitesse.

Après une introduction comprenant un état de l'art, nous avons dans ce chapitre posé les problématiques et objectifs qui vont orienter ce travail. Nous allons clore cette première partie avec une brève présentation du Rhône et du site d'étude. Dans une deuxième partie, nous présentons l'ensemble des résultats obtenus. Le chapitre 3 comprend les méthodes et résultats de terrain et leurs interprétations. Ils permettront de définir avec robustesse la réalité quant aux dépôts en place dans les bras secondaires étudiés. Ces résultats sont suivis de l'approche numérique ; la complexité de construction et de calage du modèle (chapitre 4) puis les résultats obtenus pour l'ensemble de la période aménagée du site d'étude

(Chapitre 5). Une troisième partie découpée en deux chapitres permet de coupler les résultats et de les discuter au regard de l'ensemble des connaissances acquises (Chapitre 6), puis de conclure et énoncer les perspectives d'un tel travail (Chapitre 7).

Chapitre 2. Le Rhône, un bon modèle ?

2.1 Le Rhône

2.1.1 Présentation du fleuve

Le Rhône fait son apparition à la fin du miocène. Il prend sa source au glacier du Rhône en Suisse. Son tracé actuel est le résultat d'une évolution géomorphologique sur plusieurs millions d'années, notamment lié aux phases glaciaires (Günz, Mindel, Riss, Würm) dont la dernière s'est achevée il y a 11 600 ans.

Le Rhône est un des principaux fleuves d'Europe, long de 812 km. Par rapport à 1850, la longueur du fleuve s'étend aujourd'hui sur 2 kilomètres supplémentaires du fait de la fonte du glacier du Rhône. Il traverse la France (Figure 2.1) sur 545 km et se jette dans la méditerranée avec un débit moyen de d'environ $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ [estimation de $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 1967-1996 (Pont et al., 2002), $1720 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 1969-1995 (Poussard et Madrid, 1999), $1630 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 2000-2016 (Poulier et al., 2019)]. Il traverse des villes densément peuplées tels que Genève, Lyon, Valence. Le Rhône connaît des débits extrêmes lors de crues, respectivement de 3 900, 7 800 et $10\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour des périodes de retour de 5 ans (Q_5), 10 ans (Q_{10}) et 100 ans (Q_{100}) à Arles (Boudet et al., 2017 ; Provansal et al., 2012).

Le régime du Rhône est entre autres influencé par le régime fluvio-glaciaire alpin et les événements extrêmes cévenols et méditerranéens pour le Rhône aval. On retrouve, de l'amont à l'aval, le Rhône alpestre en Suisse (du glacier du Rhône au lac Léman), le Haut-Rhône français (du lac Léman à la ville de Lyon), le Rhône moyen (de la confluence Rhône-Saône à Montélimar), le Rhône aval jusqu'au Delta et enfin le Delta du Rhône. Pour la partie française du Rhône, on délimite parfois l'amont et l'aval par la confluence du Rhône et de la Saône à Lyon.

En terme de capacité de transport, c'est le fleuve le plus actif de France, avec une moyenne de 6,6 millions de tonnes de sédiments qui transitent annuellement (Poulier et al., 2019). Son bassin versant, d'une superficie de $98\,500 \text{ km}^2$, est particulièrement montagneux. Sur le Rhône amont français, ses principaux affluents sont l'Arve, quelques kilomètres à la sortie du lac Léman (bassin versant = $2\,164 \text{ km}^2$; $\text{MES}^6 = 0,49 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$) qui prend sa source dans le massif du Mont Blanc, l'Ain (bassin versant = $3\,672 \text{ km}^2$; $\text{MES} = 0,05 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$) qui draine une partie du massif du Jura, la Saône (bassin versant = $30\,000 \text{ km}^2$) qui traverse une partie des Vosges. A l'aval, l'Isère (bassin versant = $11\,800 \text{ km}^2$; $\text{MES} = 2,29 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$) qui prend sa source dans le parc national de la Vanoise, l'Ardèche et la Durance pour la partie sud des alpes française. On retrouve également le Gier (bassin versant = 319 km^2) à l'aval de Lyon, un affluent plus petit mais capable de crues intenses ($Q_5 = 100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_{10} = 170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_{100} = 390 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

⁶ Les sédiments en suspension apportés au Rhône par les affluents sont une moyenne annuelle issue des travaux réalisés par Launay (2014) sur la période 2001-2011.

pour un module inter annuel⁷ de $2,46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et accompagné d'un lourd passé industriel. Pour les deux villes les plus importantes de la vallée du Gier, les effluents industriels représentaient $19\,000 \text{ m}^3/\text{j}$ (à Saint Chamond) et $15\,500 \text{ m}^3/\text{j}$ (à Rive de Gier) dans les années 1970 (Blanchardon, 1975).

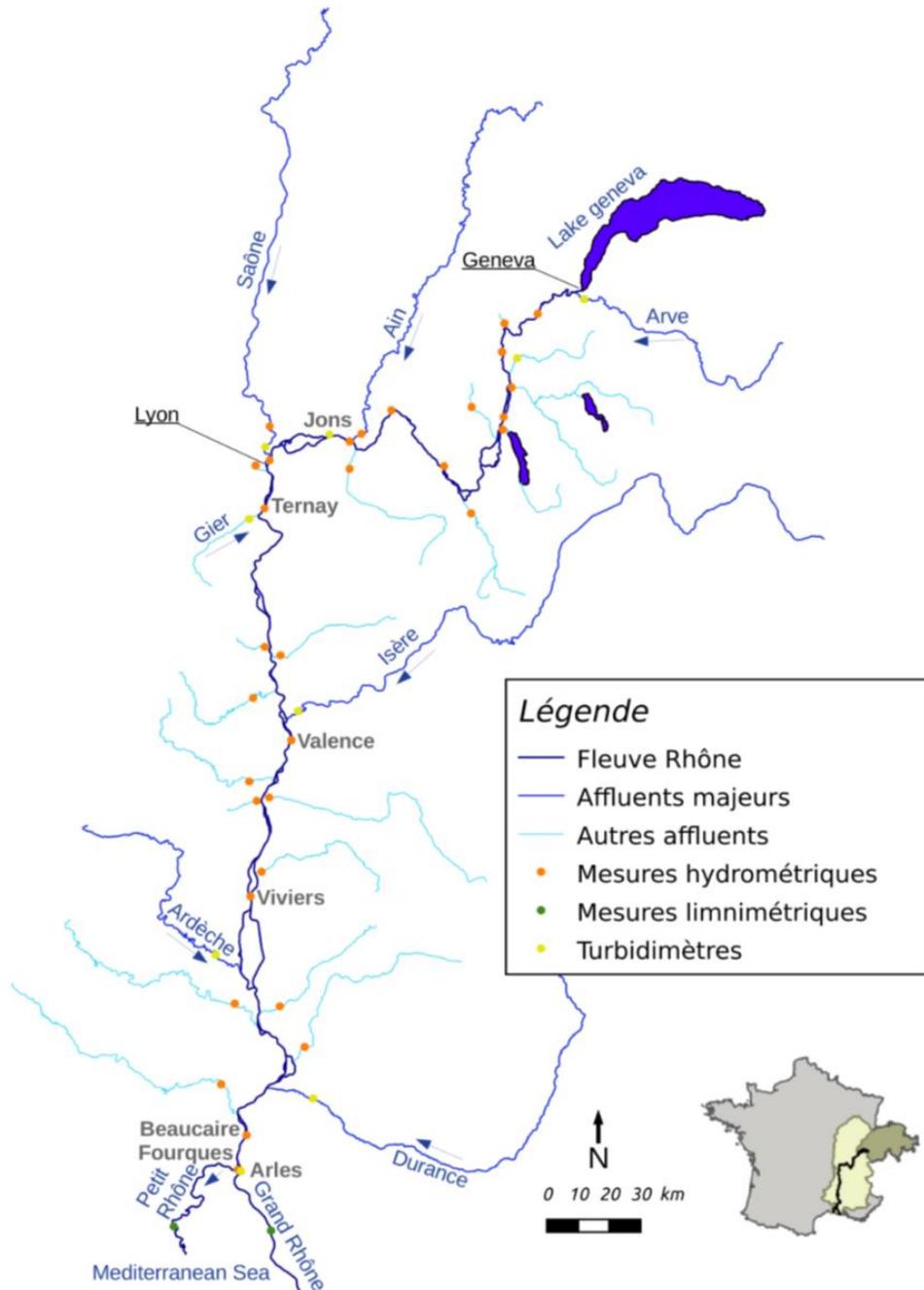


Figure 2.1 : Réseau hydrographique du Rhône français et de ses principaux affluents (Source : Rapport OSR 5, axe E)

⁷ Le module inter annuel (ou pluriannuel) est la moyenne arithmétique et pondérée des débits moyens journaliers, donc le débit moyen s'écoulant au regard de plusieurs années.

2.1.2 Les aménagements du Rhône

La morphologie actuelle du fleuve est le reflet de 150 ans d'aménagement. Par les activités humaines et industrielles sur le quart sud-est de la France, différents ouvrages sont édifiés dès la fin du 19^e siècle (Bravard, 2006 ; Provansal et al., 2012 ; Tricart et Bravard, 1991). Une première phase de rectification du tracé du fleuve a consisté en la mise en place de casiers Girardon (Figure 2.2.b), champs d'épis et digues sur les berges du fleuve, permettant de maintenir le courant sur un chenal unique. L'endiguement du fleuve par les casiers a contraint sa mobilité dans l'optique de favoriser sa navigabilité. Ces géométries se sont progressivement comblées de sédiments (sables majoritairement) lors des alimentations par les crues (e.g. Seignemartin, 2020). Ces zones atterries sont propices au développement végétal qui induira ensuite la stabilisation de ces dépôts (Räpple, 2018). Ces travaux ont profondément marqué l'évolution géomorphologique du fleuve, empêchant sa mobilité latérale. Les équilibres d'érosion/accumulation sur les méandres du fleuve se sont également arrêtés, les chenaux latéraux ont été progressivement déconnectés. Les processus sédimentaires jusque-là en place sur le fleuve se sont limités ensuite aux périodes de crues pour lesquels la submersion du lit majeur du fleuve est possible. L'érosion et la remobilisation des sédiments déposés deviennent limitées sur certaines zones. Ainsi, les vitesses d'écoulement dans le chenal principal augmentent du fait de cette géométrie simplifiée.

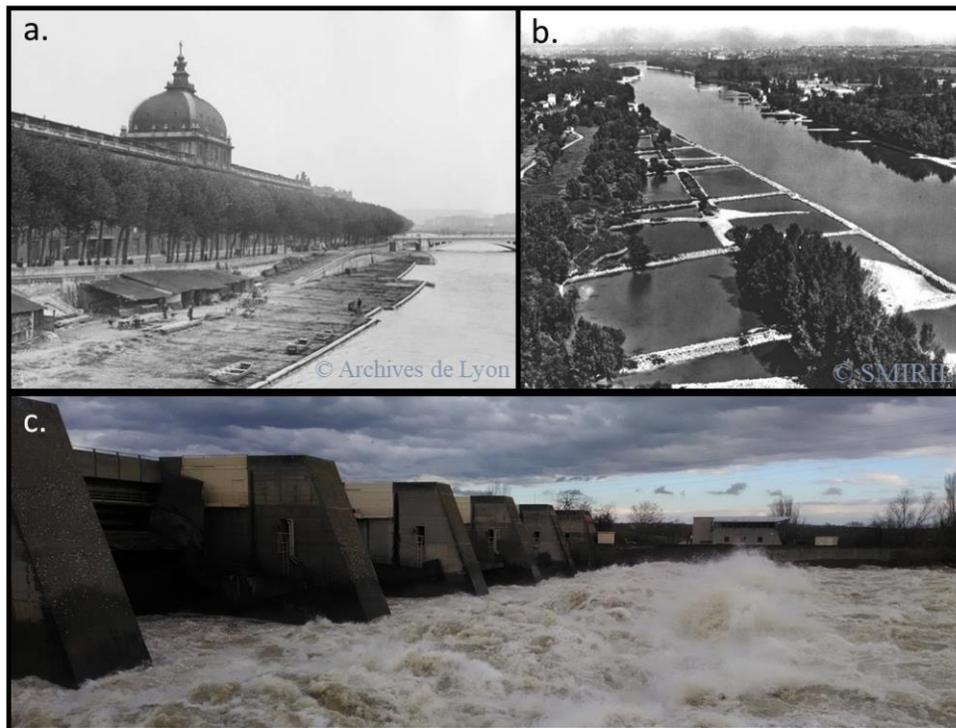


Figure 2.2 : Planche photographique du (a) Rhône en 1930 à l'Hôtel Dieu à Lyon, (b) des casiers Girardon à Irigny en 1957 et (c) du barrage de Saint-Pierre-de-Bœuf en février 2022

Ensuite, une phase d'aménagement du fleuve dans un but d'exploitation hydroélectrique a eu lieu. Elle s'est principalement déroulée durant la deuxième moitié du 20^e siècle. La Compagnie

Nationale du Rhône (CNR) reçoit en 1934 la concession du Rhône pour 75 ans. On retrouve aujourd'hui sur le Rhône français 21 aménagements hydroélectriques (barrages, canaux et usines hydroélectriques) qui façonnent le paysage fluvial, dont 19 impliquant un canal de dérivation aménagé (Figure 2.3).

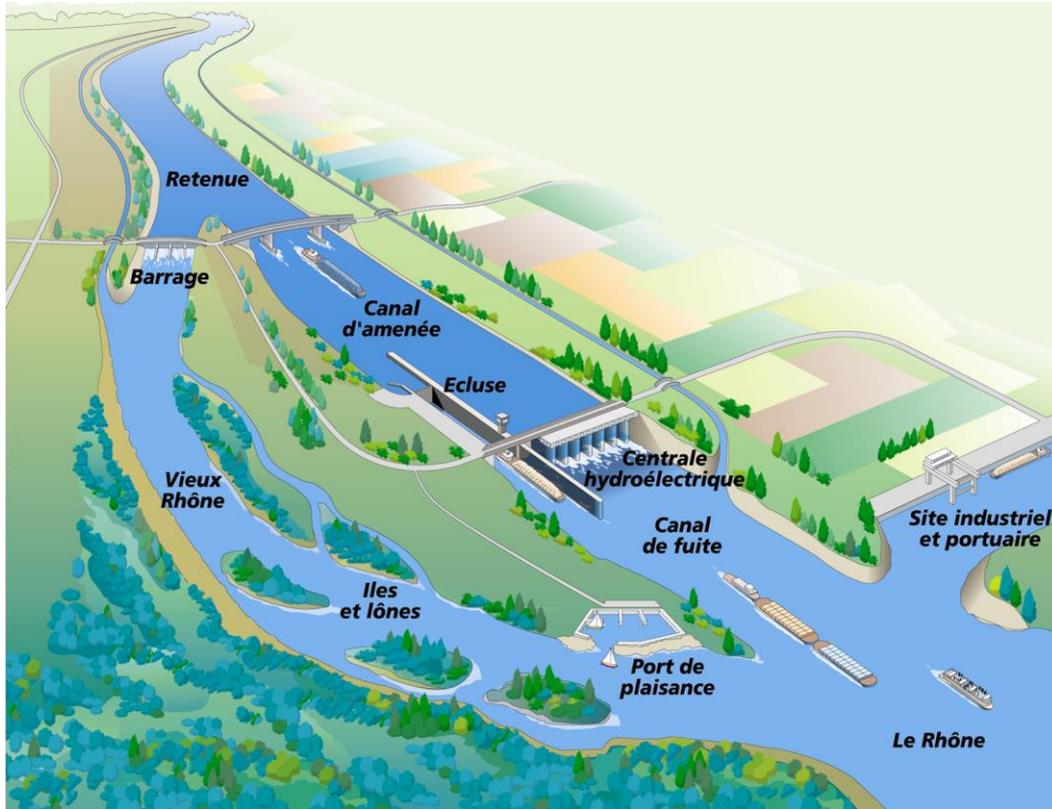


Figure 2.3 : Aménagement de type « Rhône court-circuité » (source : CNR)

Pour ces tronçons court-circuités, caractéristiques du Rhône, un canal d'amenée permet d'alimenter une centrale hydroélectrique placée transversalement à l'écoulement (Figure 2.3). Ledit « vieux-Rhône » (ou Rhône Court-Circuité) est l'ancien lit principal du fleuve. Son débit est régi par le barrage amont. Il se limite à un débit réservé la plupart du temps. Par la diminution du débit et donc de la ligne d'eau dans le vieux-Rhône, ces aménagements favorisent la déconnexion des bras secondaires et l'affleurement des îles et des berges.

Sur le bas Rhône, entre Lyon et la Méditerranée, 107,2 km de canaux ont été aménagés pour dévier une grande partie du débit du fleuve. C'est 109,6 km, soit 34% de la longueur du fleuve qui a été contourné, répartis sur 11 sites (Figure 2.4).

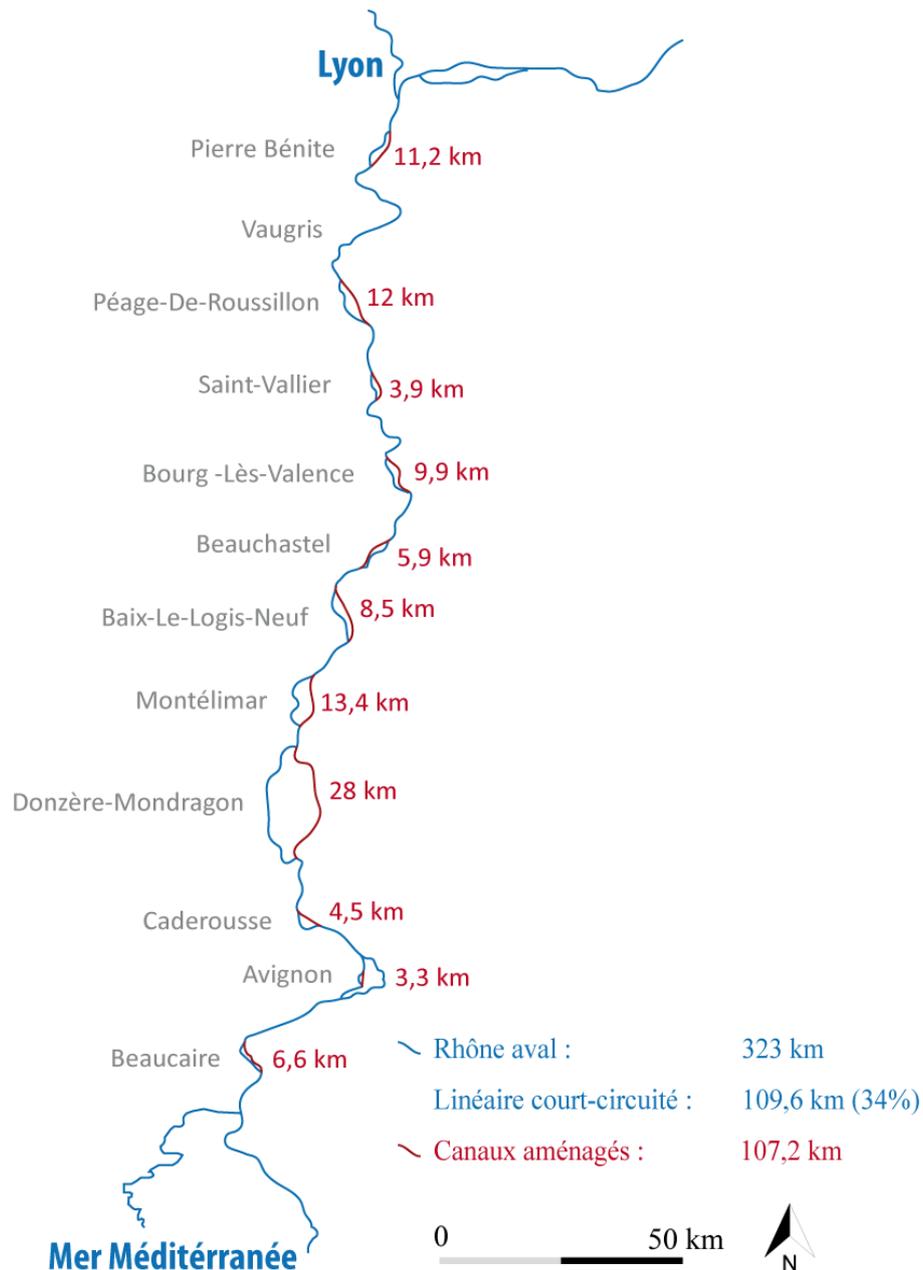


Figure 2.4 : Représentation des aménagements hydroélectriques à dérivation sur le Rhône aval

En 1986, après l'achèvement de cette deuxième phase d'aménagement, la CNR prend connaissance de l'alerte émise par des scientifiques sur le potentiel comblement des lônes⁸, des sites de biodiversité fluviale essentiels qui semblent alors constituer le problème le plus préoccupant dans la gestion du fleuve (Bravard, 2006). Les casiers Girardon sont les premières structures à avoir entraîné une déconnexion des bras secondaires en raison d'une ligne d'eau plus basse résultant de l'incision du

⁸ Sur le Rhône, les bras secondaires ont le nom de lônes. Selon Fournet (1842), les lônes sont des faux-bras échappés du fleuve pour pénétrer dans les terres et toujours ramenés vers le lit normal. Ce sont des chenaux latéraux (ou zone d'eau) plus calmes séparés du courant principal. Les lônes peuvent jouer un rôle important dans la biodiversité fluviale et servent souvent de zones d'habitats naturels pour diverses espèces. Plus récemment, les lônes en contexte anthropisé sont définies comme des bras mort en partie déconnectés des annexes du chenal vif (Bravard, 2006).

fleuve. Ainsi, la mise en place des barrages constitue un facteur anthropique qui s'ajoute et agit simultanément avec les pressions déjà existantes.

Le Rhône est donc un fleuve pertinent à étudier pour comprendre le rôle de ces forçages anthropiques sur les bras secondaires et la sédimentation. Il est l'objet de nombreux programmes de recherche, notamment l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR), la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR) et le programme de recherche RhônEco, et constitue un site d'étude pour de nombreux champs disciplinaires.

Les RCC sont des portions sur lesquels un forçage anthropique se distingue et prédomine actuellement. Se placer sur un RCC permet d'isoler un forçage prédominant sur 34% du linéaire du bas Rhône et représentatif des fleuves aménagés. Ils sont régulièrement étudiés, font l'objet de nombreuses thèses et publications sur son fonctionnement sédimentaire et géomorphologique (Barthélémy et al., 2023 ; Bravard, 2006 ; Piégay et al., 1997 ; Seignemartin, 2020 ; Tena et al., 2020 ; Vauclin et al., 2021b), hydrologique (Ghaffarian et al., 2021 ; Lalot, 2014), écologique (Marmonier et Dole, 1986).

2.2 Modélisation des dynamiques du fleuve

Diverses études de modélisation hydrosédimentaire, réalisées par INRAE grâce notamment au modèle 1D du Rhône de l'OSR (développé par INRAE) ont été développées dans le cadre de l'OSR. Le détail sur le modèle et les codes de calcul seront exposés sans le Chapitre 4.1.

On retrouve souvent des estimations numériques des débits d'écoulements, des flux de sédiments, du charriage ou encore des chasses de barrages. L'évolution du charriage a été observée sur le Rhône et ses affluents par Andries et al. (2012). Par couplage avec une approche naturaliste, les auteurs ont montré sa diminution liée aux modes d'occupation des sols. Les flux de MES transitant dans le Rhône ont aussi été simulés à de nombreuses reprises. Des résultats indiquent qu'ils sont 25 à 35 fois moins importants aujourd'hui par rapport à l'époque préindustrielle (Vázquez-Tarrío et al., 2019). A partir de mesures et de reconstitutions, les modélisations permettent d'évaluer les flux sédimentaires dans les fleuves, indépendamment de la trajectoire érosive du bassin versant.

Sur la Figure 2.5 issue du travail de Launay et al. (2019a), les flux et dépôts sédimentaires sont évalués qualitativement et quantitativement pour chaque tronçon au niveau de la confluence avec l'Isère, lors d'une chasse. On observe au travers de cette figure la disparité des volumes déposés sur le lit mineur du fleuve et dans les canaux aménagés, et également des différences de tailles de grains entre les tronçons où l'accumulation se produit. Les textures et volumes des sédiments déposés varient sur le linéaire étudié et on peut s'attendre à une variation beaucoup plus importante si l'on considère le lit majeur d'un fleuve.

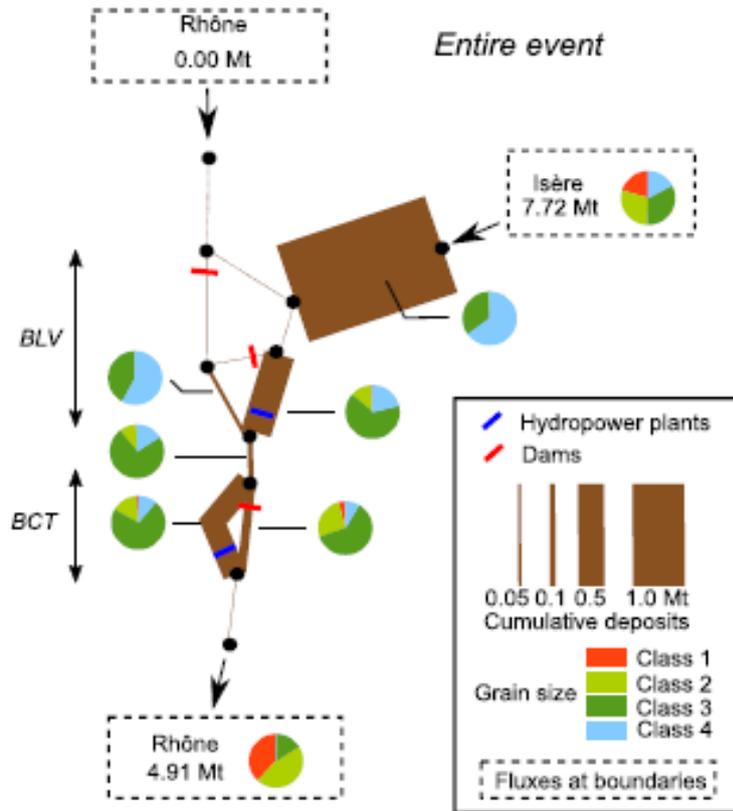


Figure 2.5 : Granulométrie et masse de MES à la confluence Rhône-Isère durant la chasse de mai-juin 2008. Les masses de sédiments accumulés sur chacun des biefs et la granulométrie selon 4 classes ($d_{50,cl.1}=4\mu\text{m}$; $d_{50,cl.2}=15\mu\text{m}$; $d_{50,cl.3}=45\mu\text{m}$; $d_{50,cl.4}=90\mu\text{m}$) sont représentés. BLV représente la zone Bourg-Lès-Valence et BCT la zone Beauchastel (Launay et al., 2019)

La prise en compte des annexes fluviales dans les simulations hydrosédimentaires du Rhône a été réalisée pour les bras secondaires de l'Île du Beurre avec les codes de calculs MAGE et AdisTS (Camenen et al., 2013b, 2012). Cette étude a été réalisée en parallèle avec un modèle 3D (Telemac3D), ce qui a permis aux auteurs de conclure sur la robustesse de l'utilisation d'un modèle 1D lors de la prise en compte d'annexes fluviales (jusqu'à un débit de $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les sorties du modèle permettent d'estimer les volumes de dépôt sur chacun des bras, pour une période de 8 ans.

Comme nous l'avons vu au Chapitre 2.1.2, Le Rhône est représentatif des fleuves aménagés européens. L'utilisation du modèle 1D du Rhône permet de simuler les fonctionnements hydrauliques et sédimentaires. En plus du modèle, les connaissances sont nombreuses sur ce fleuve, l'utiliser permet d'écarter le choix d'un fleuve peu connu et peu documenté pour la réalisation de ce travail.

2.3 Site d'étude

2.3.1 Le site de PDR

Parmi les RCC du Rhône aval, on retrouve le tronçon court-circuité de Péage-De-Roussillon (PDR) sur le Rhône aval, 50 km à l'aval de Lyon (Figure 2.6.a,b), qui fait l'objet de plusieurs études (e.g. Lalot, 2014 ; Letouzé, 1969 ; Tena et al., 2020 ; Vauclin et al., 2021b) et d'un suivi dans le cadre du programme OSR. Depuis 1986, ce tronçon fait partiellement partie de la réserve naturelle nationale de l'Île de la Platière (483 ha), sous la gestion du Conservatoire d'Espaces Naturels de l'Isère. D'un point de vue géologique, ce secteur repose sur des alluvions récentes, bordées par un massif cristallin à l'ouest, des argiles Pliocène et molasses Eocène à l'Est (Annexe 1).

Après l'endiguement Girardon, les travaux amenant à l'ouvrage hydroélectrique ont eu lieu entre 1973 et 1977. Le secteur de PDR (Figure 2.6) se présente depuis son inauguration en novembre 1977 sous la forme d'un canal aménagé de 10 km parallèlement à un tronçon court-circuité dans lequel s'écoule la plupart du temps un débit réservé. Le canal aménagé dérive la majeure partie du débit du fleuve, permettant l'alimentation de 4 turbines hydroélectrique accueillant chacune jusqu'à $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Lors de crues plus importantes que $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, l'excédent hydraulique est dirigé vers le tronçon court-circuité. Il est donc utilisé comme évacuateur des eaux de crues. L'alimentation du tronçon court-circuité (vieux-Rhône) est contrôlée par le barrage poids de Saint-Pierre-de-Bœuf, long de 152 m et haut de 20,95 m. Cet ouvrage de la CNR permet une retenue de $48\,000\,000 \text{ m}^3$ d'eau sur une surface de retenue de 700 ha. Ainsi, à plein régime, le temps de vidange pour cette retenue est de moins de 8h.

On retrouve sur cet aménagement l'usine hydroélectrique de Sablons accompagnée d'une écluse sur le canal aménagé, et le seuil de Peyraud construit au cours de l'année 1978 sur le vieux-Rhône. Le débit minimum non dérivé dans le canal aménagé (débit réservé) était initialement de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en été et $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en hiver. Ce changement de régime hydraulique pour le lit mineur du vieux-Rhône a entraîné le rétrécissement de la largeur de sa bande active par abaissement de sa ligne d'eau avant sa rehausse par le seuil de Peyraud. Des dépôts de bancs de galets ont été intenses, terrestriant une partie du lit mineur (Gaydou, 2013). Depuis 2014, une rehausse des débits réservés les a fait passer à $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $125 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ afin d'augmenter les hauteurs d'eau, de redynamiser les berges et favoriser le développement de l'écosystème présent (Janssen et al., 2021). Le rapport de Lamouroux et al. (2012) préconisait cette augmentation du débit réservé du fait de pompes intenses sur ce site (entre $130\,000$ et $170\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$) et d'un réchauffement de l'eau induit par le fonctionnement de la centrale nucléaire de Saint-Alban/Saint-Maurice-l'Exil, 2 km à l'amont du site.

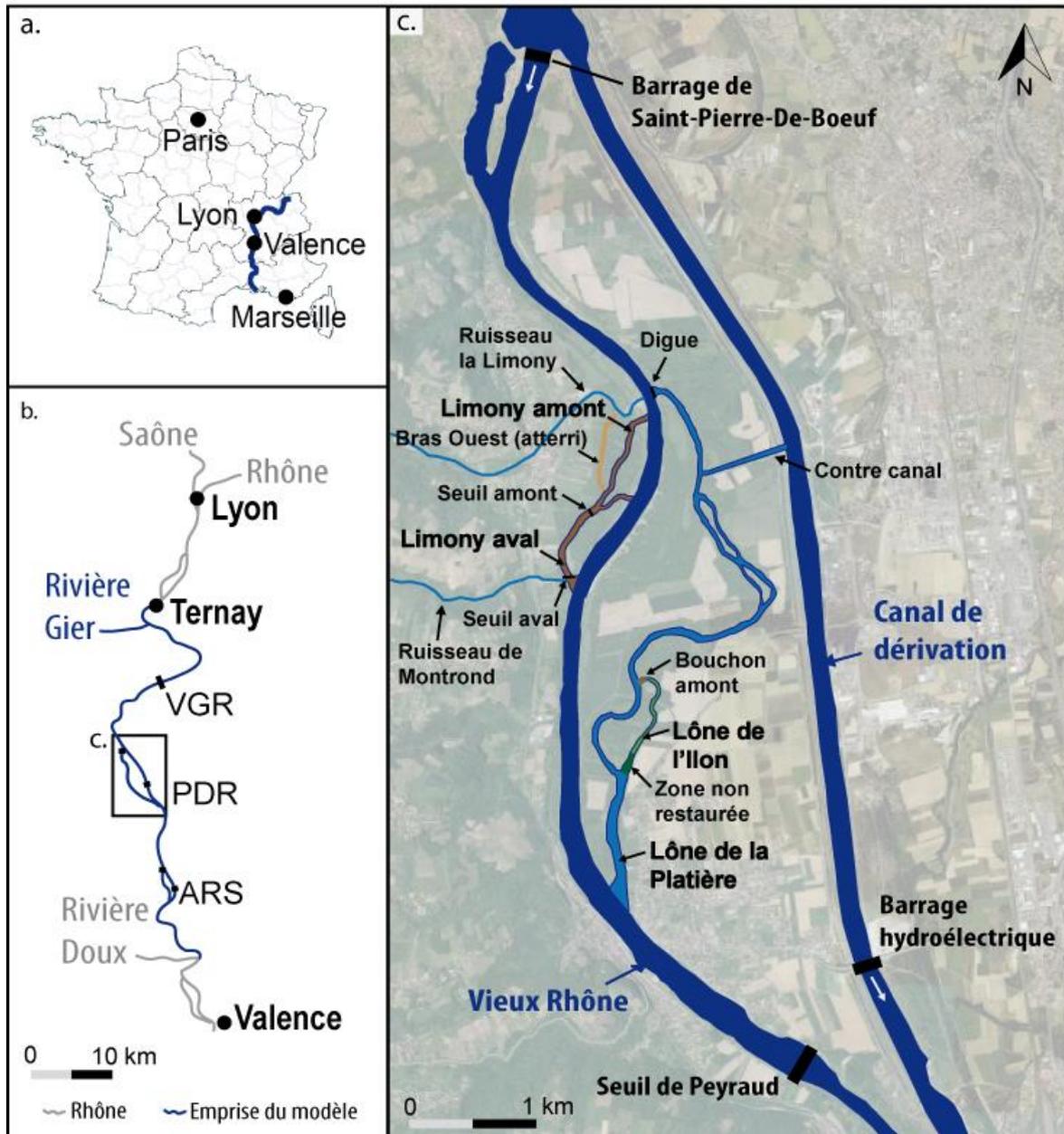


Figure 2.6 : Résumé cartographique de (a) la situation du Rhône, (b) le Rhône entre Lyon et Valence et l’emprise du modèle, (c) détail de la zone d’étude de PDR

2.3.2 Les annexes fluviales sur le site de PDR

Les données présentées sont une synthèse des connaissances du site. En plus des références bibliographiques, elle fait appel aux données disponibles de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), de l’Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR), de la Réserve Naturelle de l’Île de la Platière et de la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR).

2.3.2.1 La lône de la Platière

La lône de la Platière (Figure 2.6) est le bras secondaire principal du site de PDR. Il est toujours alimenté par le Rhône ainsi que par un canal aménagé (contre canal avec un débit de $0,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ jusqu'en 2004 puis $1,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Cette lône a fait l'objet de nombreuses restaurations au cours des dernières années, notamment à l'amont où des excavations ont été réalisées sur une partie du linéaire (rapport ZABR, Lamouroux et al., 2012). La lône s'étend sur 5,3 km de long, pour une largeur comprise entre 15 et 30 m. Selon Lalot (2014), cette lône est alimentée par percolation de la digue (amont) pour un débit supérieur à $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Elle est alimentée par submersion de la digue à partir d'un débit de $1050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

2.3.2.2 La lône de l'Illon

La lône de l'Illon (Figure 2.6) est un ancien bras en rive gauche du vieux-Rhône à Sablons, sur le département de l'Isère. La lône de l'Illon est en confluence et diffluence en rive gauche de la lône de la Platière. Nous considérons pour cette lône le point métrique (Pm) 0 à l'amont et le Pm 950 à l'aval.

On y observe le maintien d'une hauteur d'eau dans la partie aval (sur 200 m) jusqu'à un passage à gué. A l'amont, une alimentation s'observe lors de débits plus importants dans la lône de la platière, créant ainsi un débordement au niveau d'une rehausse topographique (bouchon) en amont de la lône. L'étude de Lalot (2014) permet d'estimer à $1100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le débit nécessaire pour submerger ce bouchon. Cette lône est traversée par d'autres passages à gué de plus petite taille. Elle mesure environ 950 m de la diffluence à la confluence.

Une restauration de l'aval de la lône a été réalisée en 2004 pour maintenir un certain niveau d'eau et une excavation a été réalisée en 2014 sur l'amont de la lône, sur un lit mineur où le toit des graviers était observé en moyenne à 60 cm de profondeur. Une campagne réalisée en 2007 dans le cadre de la ZABR estime que le toit des graviers est situé à 60 cm en dessous du terrain naturel en amont du passage à gué contre 1,4 m à l'aval. En 2014, un arasement du passage à gué aval se déroule à la cote 132 m. Les travaux de terrassement ont été effectués sur 640 mètres de linéaire, laissant intact la partie aval de la lône (zone non restaurée).

Aujourd'hui, sans écoulement, la lône est en eau (alimentation par la nappe sur l'amont et maintien d'un niveau d'eau par la Platière à l'aval du passage à gué) sur la majeure partie du linéaire. Néanmoins, le bouchon amont a été conservé en l'état pour éviter le colmatage des mares par les sédiments fins en période de crue (CNR, 2010). C'est donc lors de fortes crues qu'une dynamique hydrosédimentaire doit s'observer sur la lône. Selon l'étude de la CNR (2010), la lône est connectée pour un débit de $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ par l'amont et $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ par l'aval, correspondant à une alimentation 45 jours par an (dont 43 par l'amont).

2.3.2.3 La lône de Limony

La lône de Limony (Figure 2.6) se situe en rive droite du vieux-Rhône, entre les ruisseaux la Limony (débit moyen d'environ 100 l.s^{-1}) et Montrond (débit moyen d'environ 10 l.s^{-1}). La rivière la Limony est limitrophe entre l'Ardèche et la Loire, la lône de Limony se situe donc sur le département de l'Ardèche. Elle est constituée de trois bras qui confluent pour donner le bras principal de la lône. Le bras Ouest est le plus atterri et n'accueille plus d'écoulements.

Les deux autres bras mesurent 773 m à l'ouest (site de Limony amont) et 266 m à l'est, tandis que l'aval de la confluence mesure 642 m (site de Limony aval). Nous considérons dans cette étude le Pm 0 à la confluence entre les 2 bras amont et le bras aval. Ainsi, les 773 m amont correspondent aux Pm [-773 ; 0] et les 642 m aval correspondent aux Pm [0 ; 642].

L'écoulement est évènementiel et l'alimentation par la nappe peut donner des eaux stagnantes plusieurs fois par an. Deux seuils traversent la lône transversalement, à l'aval de la confluence des deux bras. Le seuil amont (photo disponible en Annexe 3) maintient une hauteur d'eau toute l'année et favorise le développement végétal dans le lit mineur. Selon Lalot (2014), il est submergé à partir d'un débit de $1200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ permettant un écoulement dans la lône. Le seuil à l'aval ne retient pas de volume d'eau car il contient deux buses permettant l'écoulement jusqu'aux berges (et casiers) du vieux-Rhône. Cette lône n'a pas fait l'objet de travaux de restauration.

2.3.3 Analyse diachronique et hydraulique de la zone d'étude

L'analyse diachronique est une étude recoupant les données historiques disponibles permettant de comprendre l'évolution géomorphologique de la zone. Elle fait appel à des photographies aériennes, des relevés cartographiques, des archives photographiques, des chroniques de débits, l'historique de la bande active, etc. Cela permet d'identifier les zones particulièrement intéressantes et leur évolution dans le temps. L'analyse diachronique du secteur de PDR a été réalisée à plusieurs reprises en tant qu'analyse préalable à des études sédimentaires, hydrauliques ou hydromorphologiques (e.g. Béal, 2005 ; Bravard, 2010 ; CNR, 2010 ; Dossier CNR, 2015 ; Lalot, 2014 ; Letouzé, 1969 ; Noclin, 2019 ; Piégay et al., 2015 ; Pont et al., 2008 ; Seignemartin, 2020 ; Vauclin, 2020). Ces études montrent que le fonctionnement du site est plutôt figé depuis 1977. Les casiers Girardon sont remplis de sédiments (principalement sableux) et l'emprise hydraulique actuelle du site est semblable à celle de 1977. Comme montré par Tena et al. (2020), on retrouve cependant un surcreusement sur le lit mineur du vieux-Rhône chenalissant les écoulements et atterriant une partie de l'ancien lit (Figure 2.7).

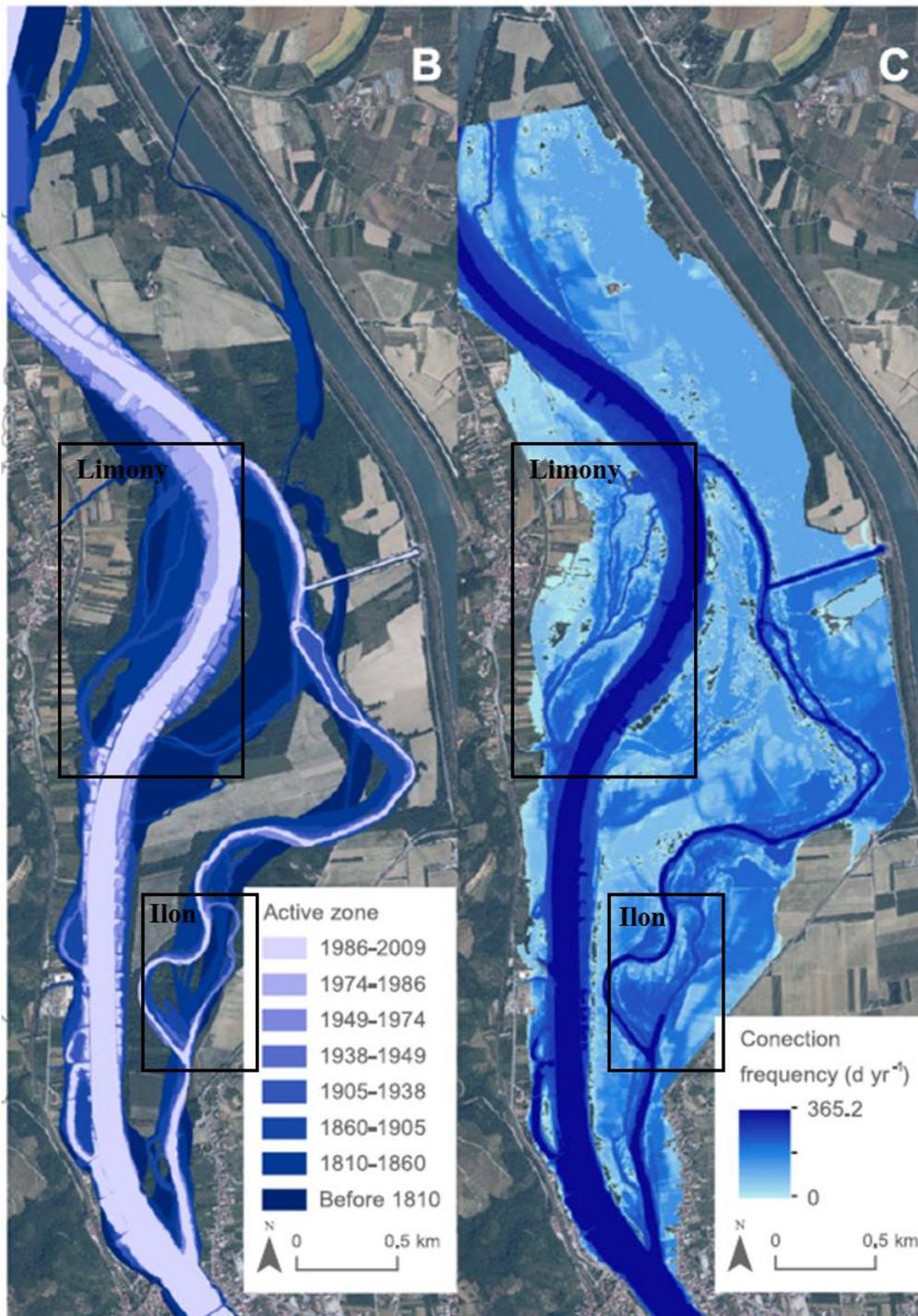


Figure 2.7 : Evolution de la bande active (B) et fréquence de connexion en jours par an (C) du secteur de PDR modifié d'après Tena et al. (2020)

Concernant les lônes de Limony et de l'Ilon, les deux dernières périodes distinguées sur la Figure 2.7.B ne permettent pas de discuter l'évolution de la dynamique hydraulique sur ces zones, d'autant que la mise en place du barrage est contenue dans la période 1974-1986. Néanmoins, les trois lônes ont vu leur bande active diminuer progressivement au cours du dernier siècle. Quelques changements se remarquent pour la lône de la Platière entre la période 1974-1986 et 1986-2009. On remarque également l'atterrissement de la majeure partie de la lône de l'Ilon, que l'on peut associer à la

mise en place du barrage et la présence d'un bouchon à l'amont de la lône. L'alimentation essentiellement évènementielle de cette lône résulte de la mise en place du barrage. Dans le plan de gestion de la réserve naturelle de l'Île de la Platière, on retrouve l'évolution du cours du Rhône sur les trois derniers siècles (Annexe 2). Ce document met en évidence que le fonctionnement des bras secondaires est figé depuis les années 1960 et a été perturbé seulement par la mise en place du barrage. D'un point de vue historique, il est facile de superposer les lônes actuelles avec les tresses qui constituaient le Rhône à cette époque (année 1750 sur l'Annexe 2).

2.3.4 Analyses sédimentaires, granulométrie et datation

La connaissance des propriétés texturales et de composition de sédiments est essentiel pour évaluer l'archivage sédimentaire et constitue des données pouvant servir à la calibration de travaux de modélisation. Cette connaissance est obtenue par carottage sédimentaire suivi d'une étude des sédiments. Le carottage (méthode de carottage aquatique illustrée par la Figure 2.8) consiste à échantillonner plusieurs couches déposées par l'extraction d'une colonne de sédiments (e.g. Rothwell et Rack, 2006).

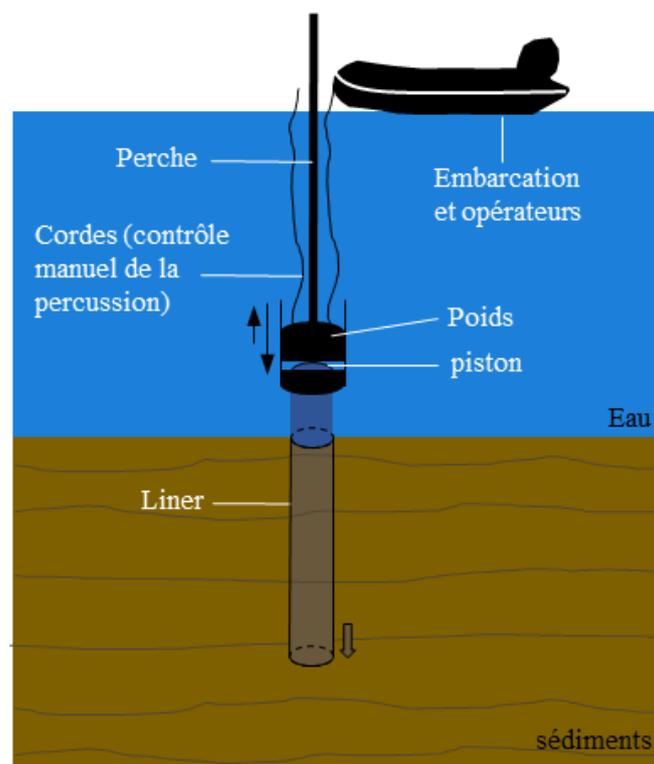


Figure 2.8 : Schéma du principe de carottage aquatique

Nous présentons ici les résultats issus de carottages déjà effectués sur le site de PDR (Noclin, 2019 ; Piégay et al., 2022 ; Vauclin, 2020 ; Vauclin et al., 2021b). Sur la lône de Limony, deux carottes sédimentaires terrestres ont été extraites en octobre 2018 dans le chenal semi-actif, en trois sections PDR

1806a, PDR 1806b, PDR 1807 (décrites dans le Tableau 2) à l'aide d'un carottier à percussion Cobra TT à une période où la lône n'était pas en eau. Pour la lône de l'Ilon, en eau lors du carottage (Figure 2.6), 2 carottes ont été extraites (PDR 1802 et PDR 1805) en carottage aquatique à l'aide d'un carottier Uwitec à piston (Uwitec, Mondsee, Austria).

Tableau 2 : Caractéristiques des carottes prélevées dans les lônes (Vauclin et al., 2021)

Lieu	Milieu	Section	Longueur de la carotte	Coordonnées
Limony	Terrestre (surface)	PDR 1806a	82 cm	N 45,344806 E 04,760209
	Terrestre + excavation	PDR 1806b	79 cm	N 45,344806 E 04,760209
	Terrestre (surface)	PDR 1807	74,5 cm	N 45,344538 E 04,760412
Ilon	Aquatique	PDR 1802	94 cm	N 45,33100 E 04,76651
	Aquatique	PDR 1805	63 cm	N 45,33096 E 04,76651

Les sédiments submergés sont extraits dans leur position d'origine, à l'exception d'une compaction de la colonne de sédiments par le carottage. Les taux de compaction n'ont pas été mesurés pour ces carottes sédimentaires. Pour avoir un ordre d'idée, on retrouve des taux de 0 à 24% sur des carottes terrestres, et un taux de 37,5% en carottage aquatique dans l'étude de Vauclin (2020). Les 4 derniers centimètres de la carotte PDR 1806b présentaient des graviers et galets et sont résumés en un seul échantillon représentatif. La granulométrie a été réalisée par diffraction laser, au granulomètre laser MasterSizer 2000 de la société Malvern, avec un passeur d'échantillon Hydro 2000G. Les distributions granulométriques sont mesurées pour chaque échantillon de carotte (échelle centimétrique). Le principe réside dans l'enregistrement des angles de diffusion de la lumière par les particules en suspension dans une solution. L'interprétation de la taille des particules utilise la théorie de Mie (1908), le diamètre calculé représente celui d'une sphère dont le volume équivaut celui de la particule. Le système ultrason était activé en continu afin de supprimer les bulles d'air et les agrégats lors du passage des échantillons et trois lavages sont réalisés entre les analyses. Les caractéristiques descriptives de la granulométrie (D_{50} et mode) ont été calculées à l'aide de la feuille statistique Gradistat (Blott et Pye, 2001) qui permet d'extraire les modes principaux des résultats granulométriques.

D'un point de vue sédimentaire, les résultats de l'étude de Vauclin et al. (2021b) confirment le changement de dynamique des sites, imputable à la présence du barrage. Avant la dérivation, les lônes se remplissaient de sables ce qui correspond à une dynamique importante. Après la dérivation, un comblement par des sédiments fins (limons majoritaires) est observé, ce qui traduit une faible dynamique hydrosédimentaire. Ces observations, en termes de dépôt et de granulométrie, sont une base fondamentale à la poursuite de ce travail. Nous résumons de plusieurs manières l'ensemble des données granulométriques dans la Figure 2.9.

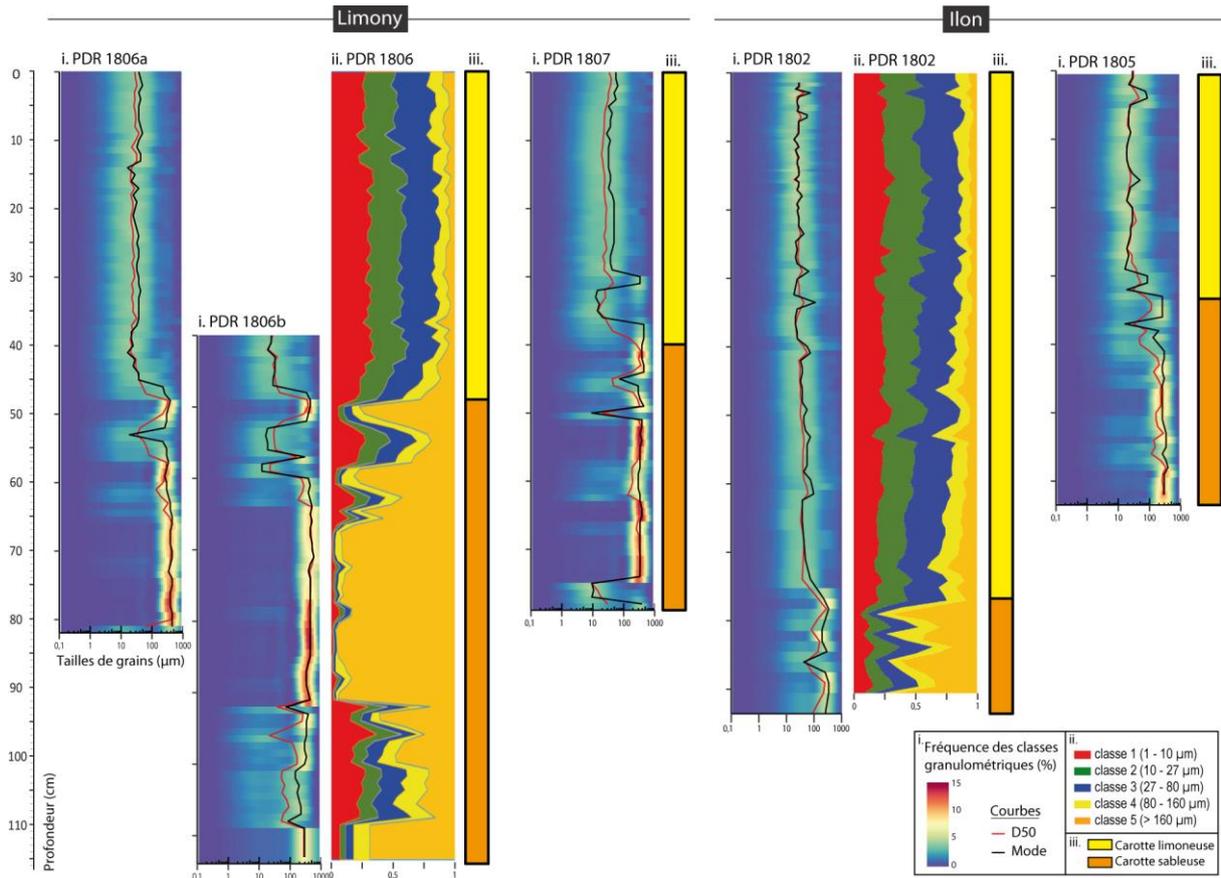


Figure 2.9 : Compilation des données granulométriques (issues de carottages) disponible pour les bras secondaires de PDR. Nous retrouvons sur cette figure la représentation i. *Heatmap* (Vauclin, 2020 ; Noclin, 2019), ii. en 5 classes granulométriques (qui feront l’objet des Chapitres 4 et 5 de modélisation) et iii. simplifiée selon la taille de grain dominante

La datation des sédiments est issue des travaux de Vauclin et al. (2021b), l’activité des radionucléides a été utilisée pour dater les sédiments. Deux pics de ^{137}Cs sont présents en France en 1963 et 1986, ils sont fréquemment utilisés comme marqueurs fiables pour la datation des sédiments contemporains (Ciszewski et al., 2008 ; Matisoff, 2017 ; Mourier et al., 2014). Compte tenu des forts taux de sédimentation, les auteurs ont effectué un échantillonnage le long de la carotte PDR 1806 tous les 4 centimètres et tous les 8 centimètres à partir du centimètre 72. Sur la carotte PDR 1802, l’échantillonnage a été réalisé tous les 4 cm. Pour affiner cette datation par radionucléides, les concentrations relatives en Polychlorobiphényles (PCB⁹) et Retardateurs de Flammes Bromés (RFB¹⁰) sont utilisées (Noclin, 2019), dont les tendances sont résumées sur la Figure 2.10.

⁹ Les PCB sont des composés organiques persistants se présentant sous forme d’un ensemble de congénères commercialisés des années 1930 aux années 1980. Ils étaient utilisés notamment dans les condensateurs pour leur stabilité à haute température et leur stabilité chimique (peu de réaction en contact d’acides, bases, oxydes).

¹⁰ Les retardateurs de flammes sont des éléments bromés issues des activités humaines et relâchés dans l’environnement. Parmi eux, on retrouve les HBCD (dont le résultat présente la somme supérieure des HBCD alpha, bêta et gamma), les PBDE (somme des 9 PBDE indicateurs), les PBB (somme des PBB 52, 101, 153).

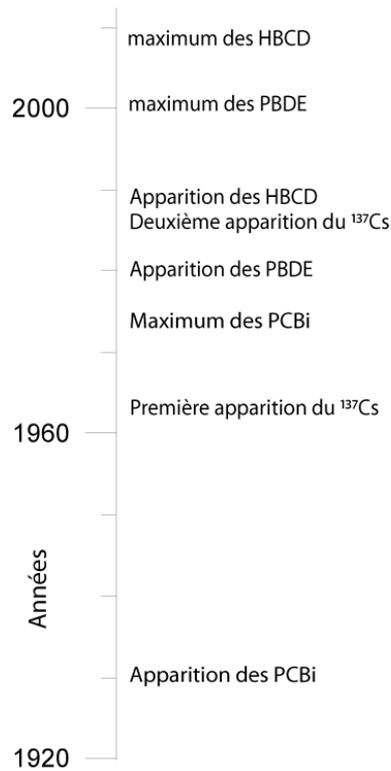


Figure 2.10 : Tendances d'émission des polluants émergents entre 1920 et 2010 (d'après Bilitewski et al., 2012 ; Breivik et al., 2002 ; Dendievel et al., 2020a ; Eisenreich et al., 1989 ; Koch et al., 2015 ; Lauzent, 2017 ; Liber et al., 2019 ; Mourier et al., 2014 ; Vauclin et al., 2021a ; Zhang et al., 2016 ; décret 87-59 du 2 février 1987 ; directive 2002/95/CE ; réglementation OCDE)

2.4 Conclusion

Nous pouvons dire que le Rhône a évolué au travers de phases d'aménagement et que le site de PDR est figé depuis la mise en place du barrage de Saint-Pierre-de-Bœuf en 1977. L'écoulement sur le lit mineur du vieux-Rhône (en relation avec les casiers) a évolué ces dernières décennies. C'est un fleuve d'ampleur, documenté, il présente des bras secondaires dans un contexte aménagé et une évolution des dynamiques hydrosédimentaires au cours des derniers siècles. C'est un site figé sur la période qui nous intéresse, avec des bras secondaires dont la dynamique dépend directement de l'aménagement du fleuve. De plus, la modélisation du corridor fluvial existe déjà et pourra être élargie aux annexes fluviales. Ce site constitue donc un très bon modèle pour répondre à nos problématiques traitant de l'hydraulique actuelle du site et de ses liens avec la sédimentation et les aménagements.

Partie 2 : Accumulations sédimentaires et dynamiques associées

Chapitre 3. Approche *in natura* de la sédimentation

Pour comprendre la mise en place des dépôts sédimentaires et caractériser les dynamiques hydrosédimentaires associées sur les bras secondaires (Figure 1.8), nous avons besoin de quantifier et caractériser le dépôt en place sur les sites de notre étude. En plus d'une connaissance approfondie du dépôt sur les bras secondaires, ils permettront un calage de la modélisation et une discussion autour des complémentarités entre les approches *in natura* et numériques.

Dans ce chapitre, nous utilisons l'ensemble des données de terrain acquises pour estimer l'accumulation de sédiments fins sur les bras secondaires de la zone d'étude. Les résultats obtenus par différentes méthodes sont analysés en concomitance. Ils permettent d'arriver à une discussion autour de la sédimentation des sédiments fins dans les bras secondaires.

3.1 Matériel et méthodes

3.1.1 Préambule et situation

Pour discuter de la sédimentation sur les lônes, nous avons utilisé un ensemble de méthodes qui permettent de caractériser les mises en place sédimentaires. Caractériser les mises en place demande de s'intéresser aux différents modes de dépôts sur le linéaire des lônes. Pour obtenir les structures, nous avons fait appel à une méthode géophysique : le radar géologique ou « *Ground Penetrating Radar* » (GPR). Pour confirmer ces informations sur l'ensemble du linéaire et notamment la position de l'ancien lit formé de galet, nous avons réalisé une campagne de sondages à la perche. Pour caractériser la texture et composition sédimentaire, nous avons utilisé des carottes sédimentaires acquises lors d'études précédentes (Chapitre 2.3.4).

Au total, nous avons fait l'acquisition de 1160 mètres de profil GPR, nous avons fait 107 sondages à la perche et nous avons tenté de suivre la sédimentation avec des perches permanentes. Deux profils géophysiques (pour une longueur de 215 mètres) ainsi de les 4 carottes sédimentaires ont été réutilisés pour caractériser les sédiments récents et augmenter la distance sur laquelle des structures sédimentaires sont interprétables. L'ensemble des acquisitions de terrain est présenté en Figure 3.1.

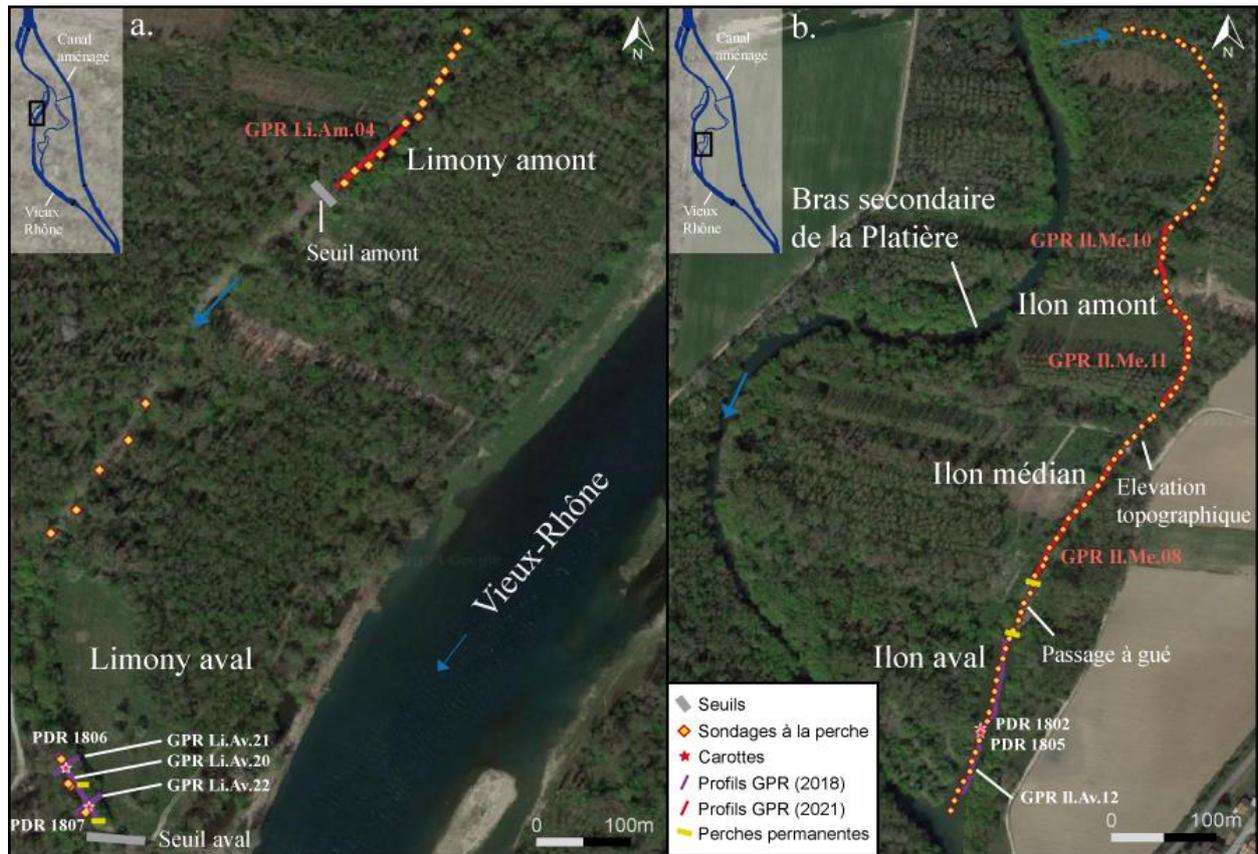


Figure 3.1 : Situation des relevés de terrain réalisés sur a. le bras secondaire de Limony et b. le bras secondaire de l'Ilon

A Limony, les sites amont et aval semble répondre à des dynamiques différentes du fait des aménagements présents. L'eau est retenue (stagnation) à l'amont par le seuil amont (enrochement), il est accessible et nous avons réalisé 14 sondages à la perche en plus des profils GPR. L'aval est déconnecté, mais ouvert sur le Rhône puisque le seuil aval est composé de deux buses basses (Chapitre 2). Son lit mineur est plus large qu'à l'amont et s'assèche en dehors des périodes de crues. Une partie du linéaire médian était accessible pour réaliser des sondages à la perche, mais le reste du site ne l'a pas été du fait d'une végétation trop dense.

A l'Ilon, l'ensemble du site est accessible. On retrouve un bouchon à l'amont qui empêche la connexion à la lône de la Platière lorsque les débits sont bas. Nous n'avons pas acquis de données sur ce bouchon. Le reste de la lône était en eau lors des acquisitions, à l'exception des passages à gué que l'on retrouve régulièrement sur le linéaire. Ainsi, le maximum du linéaire a été investigué puisqu'une variabilité des dépôts est probable sur le linéaire du fait de conditions de dépôts différentes que traduisent la bathymétrie, la présence de passages à gué, la géomorphologie.

3.1.2 Structures des unités sédimentées et estimation 2D de l'accumulation

3.1.2.1 Méthode GPR

La méthode GPR (*Ground Penetrating Radar*) est une technique géophysique non destructive permettant de détecter les discontinuités en sous-sol peu profond (Neal, 2004 ; Schrott et Sass, 2008 ; Słowik, 2011), donc les unités sédimentaires, par analyse de la propagation d'ondes électromagnétiques dans le sol. Cette technique a été principalement développée dans les années 1940 au MIT puis utilisée jusqu'aux années 1960 par l'armée américaine pour identifier des mines non métalliques et tunnels en contexte de guerre. Elle a ensuite été développée pour les études préalables et le suivi autour de l'aménagement et du génie civil. Dans les années 1970, le développement de ces outils a fait l'objet de nombreuses recherches par les industries pétrolières (Mitchum et al., 1977). Depuis les années 1980, ces techniques sont utilisées de façon croissante dans le domaine de la sédimentologie et notamment la sédimentologie fluviale (Neal, 2004 ; Vauclin et al., 2019). L'investigation porte sur les structures et les hétérogénéités sédimentaires (Gourry et al., 2003 ; Huggenberger et al., 1994), l'identification des anciens lits et dynamiques (Słowik, 2013, 2011) et plus tardivement l'impact des activités humaines et les possibles restaurations (Słowik, 2015 ; Vauclin et al., 2021b). C'est donc une méthode qui répond à notre besoin de quantifier et qualifier les structures des dépôts, variable sur le linéaire.

Une impulsion électromagnétique de haute fréquence est émise par une antenne. La profondeur de pénétration est fonction de la fréquence électromagnétique impulsée par l'antenne et liée aux propriétés diélectriques du milieu. La vitesse de propagation des ondes varie selon la permittivité relative du milieu. Par exemple, dans un milieu en eau, la vitesse de propagation est plus lente. Plus un milieu est électriquement résistant (permittivité faible), plus les ondes pénétreront la structure en profondeur. Pour des sédiments, plusieurs antennes peuvent être utilisées en fonction des besoins de profondeur de pénétration des ondes.

Pour un profil pénétrant entre 6 et 9 mètres, une antenne de 200 MHz est nécessaire. Pour une profondeur maximale comprise entre 3 et 5 mètres et une meilleure résolution sur cette profondeur, c'est une antenne de 400 MHz qui sera utilisée. En se propageant dans le sol, cette impulsion électromagnétique s'atténue (absorption d'une partie de l'énergie) et se réfléchit partiellement en croisant l'interface entre deux milieux aux propriétés différentes. Lorsqu'on diminue la fréquence de l'impulsion électromagnétique, la profondeur de pénétration sera plus importante, mais la résolution (enregistrement des réfractions et réflexions correspondant aux changements de milieu) se verra diminuée. La résolution verticale théoriquement atteignable est égale au quart de la longueur d'onde de la fréquence dominante mesurée par l'antenne réceptrice. Cette fréquence est de l'ordre de 260 MHz dans le cas de l'antenne de fréquence centrale 400 MHz. La résolution théorique est donc de 9,6 cm. En pratique, la résolution verticale est considérée de l'ordre du tiers à la moitié de la longueur d'onde. La résolution verticale pouvant être obtenue avec l'antenne de 400 MHz est donc de l'ordre de 12 à 20 cm.

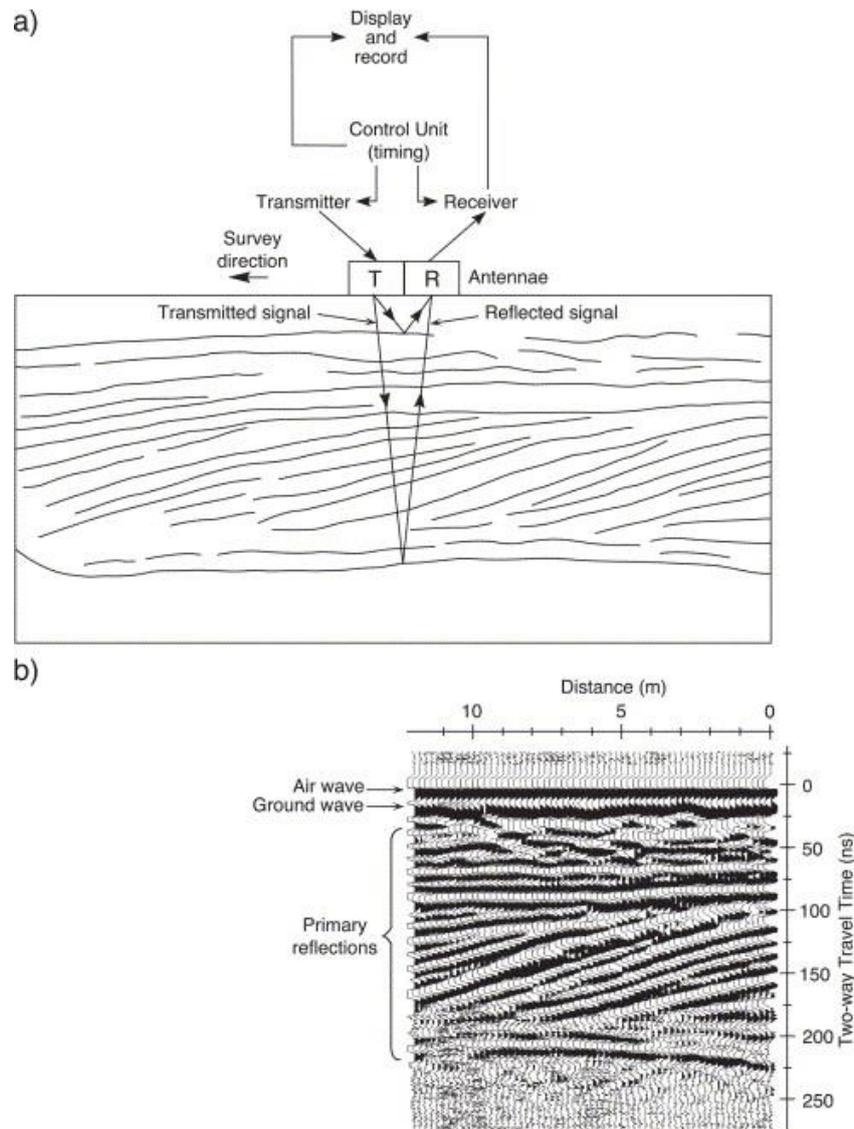


Figure 3.2 : Acquisition de données GPR et profil de réflexion radar résultant. (a) Acquisition de données à un point d'enquête individuel, montrant les composants du système GPR et la configuration du réflecteur souterrain. (b) Profil de réflexion radar résultant du traçage séquentiel de traces individuelles à partir de points d'étude adjacents. La position de l'onde aérienne, de l'onde de sol et des réflexions primaires est indiquée. Modifié de Neal et Roberts (2000) par Neal (2004)

Comme le montre la Figure 3.2, lorsque l'onde électromagnétique rencontre une discontinuité, l'onde réfléchie est enregistrée par le récepteur. C'est par l'interprétation du temps double (du transmetteur à la discontinuité puis de la discontinuité au récepteur) que l'on peut représenter les structures du sous-sol. Le temps du voyage aller-retour de l'onde est de l'ordre des nanosecondes.

La méthode GPR à l'avantage de s'utiliser sans effort logistique important puisqu'une simple embarcation permettant de tracter l'antenne et l'opérateur est suffisante. Les images sont de haute résolution, tel que la sismique marine, mais applicable à des zones non accessibles avec celle-ci (Winiarski et al., 2017). La méthode GPR est donc une méthode correspondant au besoin de connaissance des structures et continuités sédimentaires du sous-sol peu profond des réseaux fluviaux.

Elle a été utilisée et documentée dans de nombreuses études à ce sujet (Bábek et al., 2008 ; Bridge et Jol, 2009 ; Gu et al., 2019 ; Kostic et Aigner, 2007 ; Słowik, 2011 ; Vauclin et al., 2019). En fonction du milieu, il est possible d'utiliser le radar géologique à même le sol ou à l'aide d'une embarcation au-dessus d'une colonne d'eau (WGPR pour *Water Ground Penetrating Radar*) (Lin et al., 2009 ; Ruffell, 2014).

3.1.2.2 Radarfaciès

Les radarfaciès sont le résultat d'un ensemble de réflexions d'ondes obtenues lors de l'étude d'un sol. On retrouve plusieurs réflexions qui traduisent la géométrie des couches et permettent ensuite une interprétation des processus de remplissages et des conditions hydrodynamiques du site. Dans l'étude de Miall (2006), l'auteur explique que plusieurs tentatives ont été faites pour définir les caractéristiques texturales des dépôts, par des méthodes graphiques (e.g. Passega, 1957) et statistiques, mais que ces méthodes ne sont pas suffisantes pour discriminer les différents environnements de dépôts. En revanche, l'étude de radarfaciès est une approche robuste pour l'analyse structurale des mises en place sédimentaires.

Généralement, des méthodes électromagnétiques (ou acoustiques en milieu marins plus profond) sont utilisées pour réfléchir les structures souterraines et les matériaux denses (e.g. Bridge et Jol, 2009 ; Neal et Roberts, 2000 ; Schlaf et al., 2005 ; Vauclin et al., 2019 ; Weit et al., 2023 ; Winiarski et al., 2022). Les faciès représentent des conditions spécifiques de formation. Dès l'arrivée de la sismique réflexion, l'analyse des caractéristiques des radarfaciès permet une interprétation directe du cadre environnemental et des processus de dépôt (Hardage, 1987 ; Mitchum et al., 1977 ; Roksandić, 1978 ; Sangree et Widmier, 1979). Il est possible de caractériser les faciès sédimentaires en les distinguant au travers de radarfaciès (Figure 3.3 et Figure 3.4).

Pour l'étude des relations entre les couches, la Figure 3.3 nous indique qu'elles peuvent, ou non, se recouper. Si elles ne se recourent pas, nous aurons un litage avec des laminations parallèles, subparallèles, obliques (angulaire ou tangentiel), etc. Elles correspondent à des dépôts successifs ou une mise en place provenant d'un fonctionnement caractérisé. Ces figures de dépôts se retrouvent en milieu fluvial.

Sur la Figure 3.3.a, les termes onlap, downlap, toplap et troncature d'érosion apparaissent. Ils renvoient à une deuxième observation des laminations sécantes entre le dépôt le plus récent et la séquence antérieure. Les termes onlap, downlap et toplap se traduisent respectivement par biseau d'aggradation, biseau de progradation et biseau sommital. Ce sont des termes de stratigraphie séquentielle appliqués initialement aux structures plurikilométriques, qui aujourd'hui peuvent s'utiliser dans la description de séquences plus petites, fluviales entre autres. Ce sont des termes qui conviennent pour caractériser les relations entre les unités sédimentaires, nous les utiliserons dans ce chapitre.

Ces relations stratigraphiques entre les unités sédimentaires correspondent à l'évolution des conditions de dépôts. Par exemple, un comblement se traduit par une lamination parallèle ou sub-

parallèle (Figure 3.3.c.iii et *Mark IV* de la Figure 3.4). L'évolution d'une zone menant à la transformation des paramètres hydrosédimentaires – orientant l'environnement de dépôt vers un dépôt par comblement – sera cette fois traduit par la présence d'onlaps entre les deux séquences stratigraphiques. Pour prendre un autre exemple, l'avancée progressive vers l'aval des dépôts en période de charriage aura comme conséquence une configuration inclinée ou oblique, dépendante de l'endroit investigué (en 3D, cette formation peut être lenticulé ou en boudin). Nous retrouverons entre les deux séquences sédimentaires des downlaps caractéristiques de cette progradation.

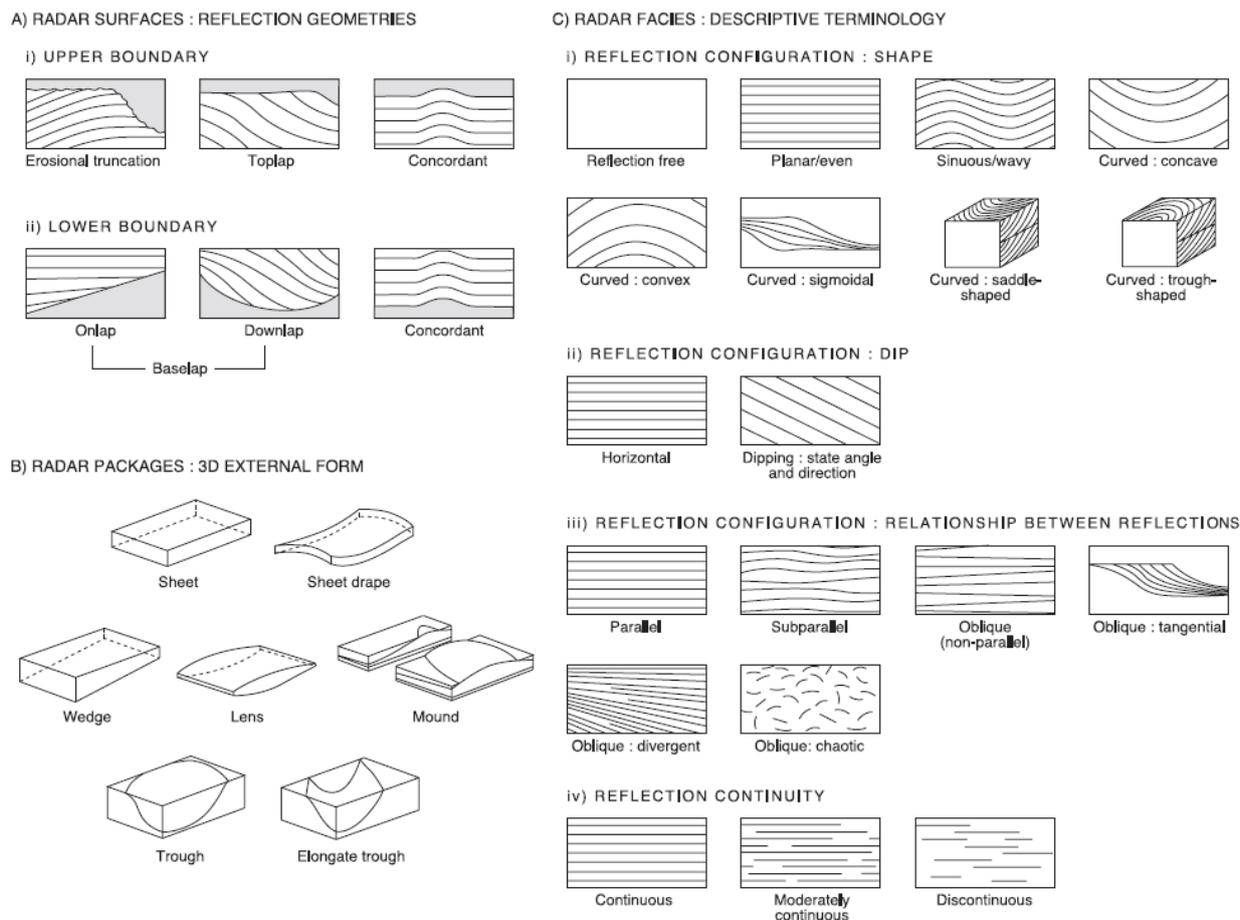


Figure 3.3 : Terminologie permettant de décrire les géométries des stratifications sédimentaires par étude des surfaces radar. Modifié de Allen (1984) ; Campbell (1967) ; Mitchum Jr et al. (1977) par Neal (2004)

Les radarfaciès ne sont pas toujours les parfaits représentants des faciès sédimentaires mais un outil de prise de décisions lors de l'étude des mises en place sédimentaires (Miall, 1991). Les faciès radars peuvent correspondre à des structures sédimentaires secondaires qui ne renvoient pas à un fonctionnement généralisable. Ainsi, Neal (2004) souligne que les surfaces radar ont plusieurs fois été décrites comme des faciès, alors que ni une réflexion unique, ni un cas particulier similaire à une unité géologique ne constitue un nouvel environnement de dépôt. A l'origine dans la stratigraphie sismique (utilisée en milieu océanique et marin), les profils de réflexion étaient subdivisés en séquences sismiques par des surfaces de discontinuité (limites de séquences sismiques) définies par des terminaisons de réflexion systématiques (Mitchum et al., 1977). Il est donc nécessaire de s'appuyer sur la bibliographie

et sur les classifications de radarfaciès déjà existantes pour accompagner l'interprétation de profils du sous-sol investigué. Neal (2004) explique que : « Une telle approche est valable si le contexte dans lequel elle est utilisée est clairement compris, c'est-à-dire qu'il s'agit d'une interprétation d'un ensemble non unique de caractéristiques de réflexion et de leur relation avec d'autres ensembles non uniques de réflexions, dans un contexte de dépôt donné ou supposé (traduit) ». Dans ces études stratigraphiques (bien que faciès stratigraphique et radarfaciès représentent deux choses différentes), la définition des paramètres hydrosédimentaires et environnementaux accompagnant le dépôt est un point essentiel de caractérisation du faciès, bien plus que le nom de faciès qui permettra ensuite de mutualiser puis de généraliser les différentes observations.

Une typologie des configurations sédimentaires associées aux réflexions radar permet d'associer un fonctionnement à une observation. Nous présentons ici celle de Gu et al. (2019) disponible en Figure 3.4, qui contribue – à partir de radar géologique – à une hiérarchisation déjà entamée (e.g. Miall, 2006, 1991, 1977) des unités de dépôts sous forme de radarfaciès.

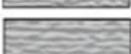
Mark	Reflection geometries	Radar reflection	Reflection configuration	Description and interpretation
I	Reflection free	 (50 × 5 m)		Weak reflection caused by electromagnetic wave attenuation (Overmeeren, 1998; Neal, 2004); Uniform sediment or resolution is limited (Jol and Bristow, 2003).
II	Inclined	 (50 × 4 m)		Deposition interface stops suddenly (Neal, 2004); Formed by migration of bar margin (Smith et al., 2006) and by lateral accretion (Wooldridge, 2005).
III	Chaotic	 (100 × 4 m)		Discontinuous, disordered reflection configuration (Neal, 2004); Massive channel fill, sheet or lens (Beres et al., 1999); A high density of point sources such as cobbles and buried logs (Hickin et al., 2009; Okazaki et al., 2015).
IV	Subhorizontal, continuous, subparallel	 (30 × 3 m)		Reflective beddings are parallel and horizontal, or nearly horizontal, showing vertical accretion (Mallinson et al., 2014; Okazaki et al., 2015); Stacks of vertically accreted plane beds (Hickin et al., 2009; Okazaki et al., 2015).
V	Sinuuous	 (50 × 4 m)		Wave-like interface; Meso- or micro-scale cross-stratification formed by sinuous crested dunes (Miall and Jones, 2003).
VI	Channel fill, ditch, chute or concave-up	 (50 × 4 m)		Small- to large-scale, channel-shaped and the boundary is usually an erosion interface (Słowik, 2011; Okazaki et al., 2015); Reflection of variable dip enclosed by a concave reflection (Skelly et al., 2003).
VII	Discontinuously undular	 (25 × 1 m)		Micro-scale cross-stratification formed by sinuous crested dunes (Bridge et al., 1998); Discontinuous, hummocky and chaotic variations (Beres et al., 1999; Okazaki et al., 2015); The depositional signature of small-scale incipient unit bars (Beres et al., 1999; Okazaki et al., 2015).
XIII	Diffraction hyperbolos	 (50 × 1.5 m)		Barriers to lateral flows (Overmeeren, 1998; Kanbur et al., 2010); Caused by lateral bedding truncations (Beres et al., 1999); External disturbances (Neal, 2004).

Figure 3.4 : Typologie caractérisée des radarfaciès déterminés par Gu et al. (2019)

Ces observations très complètes permettent de caractériser les environnements de dépôts présents sur les fleuves, à partir d'une étude du fleuve Jaune (Huàng Hé, Chine), allant d'une accréation peu dynamique à des dépôts éoliens. Les géométries définies sont accompagnées des paramètres de mises en place, ce qui permet de les regrouper avec des observations antérieures présentes dans la littérature. Cette classification de radarfaciès permet ainsi d'expliquer les mises en place qui temporellement se succèdent et se superposent dans les corridors fluviaux. Les *Mark II, III, IV* et *VI* font référence à des mises en place que l'on retrouve sur le lit majeur d'un fleuve, nous utiliserons donc cette référence pour l'étude des profils GPR (en plus de la Figure 3.3).

3.1.2.3 Acquisition des profils au radar géologique

La méthode GPR a permis l'acquisition de profils géophysiques (Figure 3.1), à l'aide du SIR 4000 (*Geological Survey System Inc., Salem, USA*). Sans connaissance préalable de la profondeur de pénétration nécessaire pour caractériser les dépôts et figures sédimentaires contemporaines, nous avons la plupart du temps dupliqué l'acquisition des profils en utilisant deux antennes (200 et 400 MHz) pour deux résolutions différentes. L'augmentation de la profondeur de pénétration implique une diminution de la résolution et donc de la qualité de retranscription de réflecteurs. Passer deux fois sur chaque profil nous assure donc d'obtenir un maximum d'informations, complémentaires ou non (nous voyons en effet dans le Tableau 3 que tous les profils acquis ne sont pas utilisés dans la suite de l'étude, les meilleurs ayant été sélectionnés).

La résolution était de 100 à 200 scans par seconde lors de l'acquisition. La vitesse de tractation de l'antenne sur le terrain était d'environ $0,75 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'enchaînement des signaux temporels reçus et enregistrés permet d'obtenir des radargrammes (coupe-temps) sur lesquels se distingue les géométries sur le linéaire sondé.

En 2018, trois profils GPR ont été acquis sur le chenal secondaire de l'Ilon (GPR12, GPR13 et GPR14 ; 160 m, 22 m et 25 m respectivement). Le GPR a été utilisé en configuration WGPR à partir d'une embarcation, car les lînes étaient en eau. Trois profils GPR ont également été acquis sur Limony (GPR20, GPR21 et GPR22 ; 55 m, 18 m et 20 m respectivement) en octobre 2018. Ces résultats ont en partie déjà été présentés (Vauclin, 2020 ; Vauclin et al., 2021b). En 2021, une nouvelle campagne d'acquisition WGPR a été réalisée avec les antennes de 200 et 400 MHz à bord d'une embarcation. 1164 mètres ont été acquis en eau, répartis sur 11 profils, présentés dans le tableau suivant.

Les profils bruts (traités et non interprétés) sont présentés en Annexe 9. Tous les profils utilisés seront présentés avec l'orientation nord-sud. Les profils ont été acquis en doublons la plupart du temps (aller-retour) avec la même antenne. Celui de meilleure qualité est sélectionné (non grisé) et présenté dans l'étude (en plus du choix entre l'antenne de 200 et 400 MHz).

Tableau 3 : Situation des différents profils géophysiques acquis (en gris) et présentés (en noir) dans ce chapitre

Localisation	Nom d'acquisition	Nom du profil	Méthode	Orientation	Fréquence d'antenne	Longueur
Limony aval	GPR_PDR_20 (Vauclin et al., 2021)	Li.Av.20	GPR	N-S	400 MHz	55 m
	GPR_PDR_21 (Noclin, 2019)	Li.Av.21	GPR	O-E	400 MHz	12 m
	GPR_PDR_22 (Noclin, 2019)	Li.Av.22	GPR	E-O	400 MHz	14 m
Limony amont	GPR_LIMODAM_001 (cette étude)	Li.Am.01	WGPR	S-N	200 MHz	58 m
	GPR_LIMODAM_002 (cette étude)	Li.Am.02	WGPR	N-S	200 MHz	66 m
	GPR_LIMODAM_003 (cette étude)	Li.Am.03	WGPR	S-N	400 MHz	61 m
	GPR_LIMODAM_004 (cette étude)	Li.Am.04	WGPR	S-N	400 MHz	61 m
Ilon aval	GPR_PDR_12 (Vauclin et al., 2021)	Il.Av.12	WGPR	N-S	400 MHz	160 m
Ilon médian	GPR_LIMODAM_005 (cette étude)	Il.Me.05	WGPR	S-N	200 MHz	140 m
	GPR_LIMODAM_006 (cette étude)	Il.Me.06	WGPR	N-S	200 MHz	138 m
	GPR_LIMODAM_007 (cette étude)	Il.Me.07	WGPR	S-N	400 MHz	146 m
	GPR_LIMODAM_008 (cette étude)	Il.Me.08	WGPR	N-S	400 MHz	145 m
Ilon amont	GPR_LIMODAM_009 (cette étude)	Il.Am.09	WGPR	S-N	200 MHz	166 m
	GPR_LIMODAM_010 (cette étude)	Il.Am.10	WGPR	N-S	400 MHz	72 m
	GPR_LIMODAM_011 (cette étude)	Il.Am.11	WGPR	N-S	400 MHz	107 m

3.1.2.4 Traitement des radargrammes

L'enregistrement des profils implique l'enregistrement du bruit environnant, de parasites, etc., ce qui implique qu'un traitement doit être fait. Le traitement des données acquises a été réalisé avec le logiciel RADAN7 développé par la société GSSI¹¹. L'abscisse et l'ordonnée des radargrammes bruts représentent le temps et les temps doubles (aller-retour des ondes entre l'émetteur, l'interface de réflexion et le récepteur). Un ensemble de traitement permet d'obtenir un profil géophysique représentant le linéaire en mètres en fonction de la profondeur en mètres. On ajuste pour cela le temps d'origine, normalisation de la distance, traitement du temps zéro et on utilise le traitement migration pour représenter le temps comme profondeur.

Les filtres passe-bas et passe-haut verticaux utilisés sont respectivement de 600 et 50 pour les profils 200 MHz, et de 800 et 100 pour les profils 400 MHz. Le traitement du bruit de fond puis l'adaptation de la courbe de gain, en format exponentiel, ont permis de jouer sur l'amplitude du signal sur plusieurs points verticaux. Ces traitements permettent d'accentuer les discontinuités observables sur le profil. Le traitement migration a été réalisé en utilisant la vitesse $0,076 \text{ m.n.s}^{-1}$ lorsque nous utilisons

¹¹ <https://www.geophysical.com/software>

l'antenne en configuration WGPR comme proposée par Lin et al. (2009) et $0,089 \text{ m.n.s}^{-1}$ lorsque nous sommes en configuration GPR, mesure obtenue par CMP¹² lors d'études précédentes (Bottero, 2013).

La migration verticale des profils WGPR appliquée lors du traitement est la même pour toutes les couches, avec une vitesse de propagation des ondes électromagnétiques de $0,076 \text{ ns.m}^{-1}$. Or, la vitesse de propagation est de $0,033 \text{ ns.m}^{-1}$ dans l'eau (Lin et al., 2009). Une surinterprétation de la couche d'eau retenue est donc présente sur les profils GPR. Nous avons gardé dans cette figure la bathymétrie du profil GPR, approximative, pour ne pas avoir à déformer la représentation du sous-sol issue du profil GPR. Lorsque nous n'avons pas de profils GPR, la bathymétrie est issue du MNT sur les zones atterries. Nous utilisons les résultats de mesures bathymétriques par sondage sur les zones en eau.

La correction topographique a été réalisée en *post*-traitement à partir des données LiDAR¹³ sur le profil **Li.Av.20**. L'environnement végétal de la lône de Limony ne permettait pas l'acquisition d'un suivi GPS de l'altitude. Cette correction topographique a permis d'ajuster le profil **Li.Av.20** qui présente une variation d'altitude de 80 centimètres entre le point le plus haut et le point le plus bas du profil. Les profils issus de la campagne 2021 n'ont pas besoin de correction topographique, la surface de l'eau étant considéré à une altitude constante sur les profils.

3.1.3 Mesure et granulométrie des dépôts

3.1.3.1 Sondages à la perche

Une campagne de mesure de la hauteur d'eau et de l'épaisseur d'alluvions fins a été réalisée durant l'été 2022, en partenariat avec le laboratoire Environnement, Ville, Société (CNRS UMR 5600, EVS). Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'une perche graduée en métal de 2,5 mètres sur le linéaire en eau et de tiges en acier pour les parties terrestres. Cette technique consiste à enfoncer manuellement la perche dans le sol, après avoir mesuré la hauteur d'eau, jusqu'à la résistance complète. L'épaisseur de sédiments jusqu'au refus de pénétration est ainsi mesurée (Riquier et al., 2015). Un topofil est utilisé pour avoir une indication de la distance à laquelle nous sommes d'un point fixe (l'amont de la lône). Un point GPS est enregistré à chaque mesure. Sans avoir le retour des points GPS enregistré, nous avons par le topofil une approximation des distances entre les mesures.

¹² « *Common MidPoint* » ; la méthode du point commun médian permet d'obtenir les vitesses de propagation précises en mesurant à distance connu le temps du trajet entre l'émetteur et le récepteur GPR.

¹³ Les données LiDAR (acronyme de *Light Detection And Ranging*, soit détection et télémétrie par ondes lumineuses) correspondent à une base de données de points côtés. Ces données ont été fournies par la CNR dans le cadre de l'OSR en 2013. C'est à partir de ces données que sont réalisés des nuages de points sous un système d'information géographique afin d'établir des cartes topographiques précises de la zone d'étude.

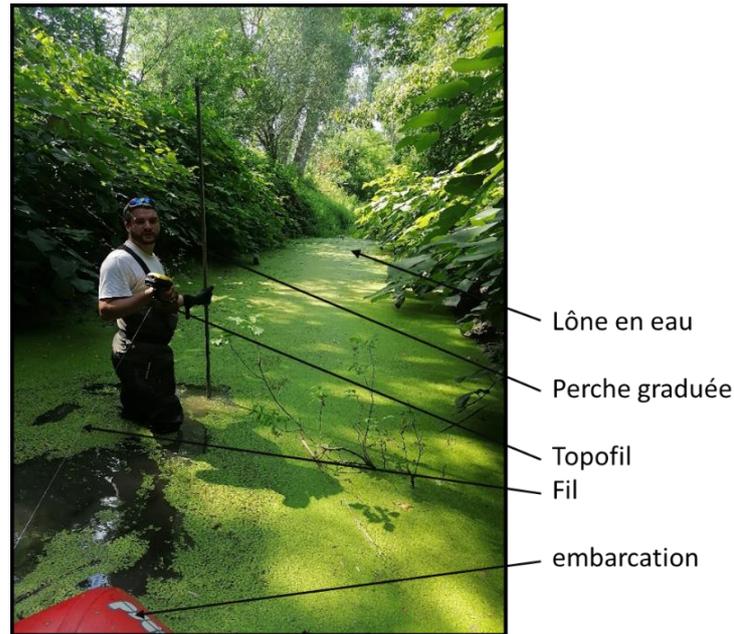


Figure 3.5 : Photo légendée de la campagne de sondages à la perche et des instruments utilisés

Le refus peut avoir plusieurs origines, locales ou d'ensemble. Il est généralement interprété comme le toit des graviers (Dufour et al., 2007 ; Piégay et al., 2008 ; Seignemartin, 2020 ; Tena et al., 2020). Il existe néanmoins plusieurs biais comme la présence de végétation (racines) présentes en sous-sol, ainsi que des déchets ou blocs possiblement enfouis. Pour minimiser cette variabilité microtopographique, la mesure a été réalisée plusieurs fois (entre 2 et 3 fois) sur chaque point sondé.

Sur l'axe médian de la lône de l'Ilon, nous avons réalisé une mesure tous les 10 m, soit 88 points sondés. La lône étant en eau, les relevés ont été réalisés à partir d'une embarcation non motorisée. Il a été nécessaire de s'écarter de l'axe médian pour quelques points, la végétation rendant impraticable l'accès au centre avec l'embarcation gonflable. Dans l'ensemble, les points sont peu écartés de l'axe médian (à l'exception de deux points que nous détaillerons dans les résultats), comme le montre la Figure 3.1. Le détail des résultats est disponible en Annexe 5.

Sur la lône de Limony, une partie du linéaire est impraticable à cause de la végétation. Nous avons réalisé des mesures à l'amont du seuil amont tous les 10 mètres à l'aide d'une embarcation. A l'aval du seuil, nous avons réalisé 5 mesures sur la partie médiane de la lône et 4 mesures à l'aval. Le détail des résultats est disponible en Annexe 6 pour la lône de Limony. Il a été possible de distinguer le passage aux sables pour certains des sondages terrestres. En effet, la force de pénétration est différente au passage des sables, et le passage de la perche dans les sables est phoniquement identifiable. Pour certains points, nous avons donc l'épaisseur de sédiments fins identifiés et l'épaisseur de sables jusqu'au toit des graviers.

Sur certains points, nous avons pu apprécier visuellement et au toucher la granulométrie des sédiments de surface sur la partie amont de la lône de Limony. Les sédiments ont été récupérés à la benne Ekman ou à la main lorsqu'ils étaient à portée. Cette interprétation est disponible en Annexe 7.

3.1.3.2 Perches permanentes

A titre informatif et pour vérifier la compatibilité des résultats utilisés dans la section 3.2, nous avons mesuré l'épaisseur de sédiments accumulés lors d'une crue ou d'une année complète. Pour cela, nous avons laissé des perches graduées sur les sites afin d'évaluer les variations de topographie et donc l'accumulation. L'objectif de cette expérience est d'estimer l'épaisseur moyenne de sédiments accumulés sur plusieurs points du lit mineur des bras secondaires du site de PDR. A partir du suivi annuel de ces perches (2 relevés), nous avons obtenu une information sur la sédimentation pour une courte période. Afin de réaliser cette expérience, des liteaux en sapin (épicéa) ont été utilisés (dimensions : 2,4*2,7*70 cm). Sur le lit mineur, 50 cm sont enterrés dans le sol et 20 centimètres dépassent de la surface. Les liteaux ont été marqués et gradués par pyrogravure. Ainsi, nous pouvons suivre la sédimentation en marquant la limite de la surface sur le liteau et en le déterrants jusqu'au point 0. Les résultats sont disponibles en Annexe 8.

Il est possible que la perche permanente soit responsable de figures d'érosion autour d'elle, ou qu'elle soit arrachée par la faune ou la flore (troncs en suspension dans l'écoulement par exemple). Nous avons donc placé 4 à 5 perches sur chaque zone et avons réalisé une moyenne des mesures. Elles sont placées transversalement à la lône et sont espacées d'environ 1 à 1,5 m. A l'aval de Limony, nous avons placé des perches sur 2 zones espacées de 50 mètres. A l'aval de l'Ilon, nous avons positionné ces perches sur deux zones séparées par le passage à gué aval (Figure 3.1). Les perches ont été positionnées en février 2021.



Figure 3.6 : Photos d'une perche permanente lors de sa mise en place et photo légendée de l'accumulation sédimentaire visuellement observée

3.2 Analyse des résultats géophysiques au regard des sondages à la perche et des carottages

3.2.1 Résultats préliminaires : relation entre les données en vue de les étudier conjointement

Écarts transversaux

Lors des acquisitions avec une embarcation non motorisée (GPR et sondages), la navigation était contrainte par la présence de végétation, l'accessibilité du linéaire des lônes était variable d'une mission à une autre. Ainsi, il existe un écart latéral entre la trace du GPR et les sondages à la perche, que l'on peut observer sur la Figure 3.7.b.

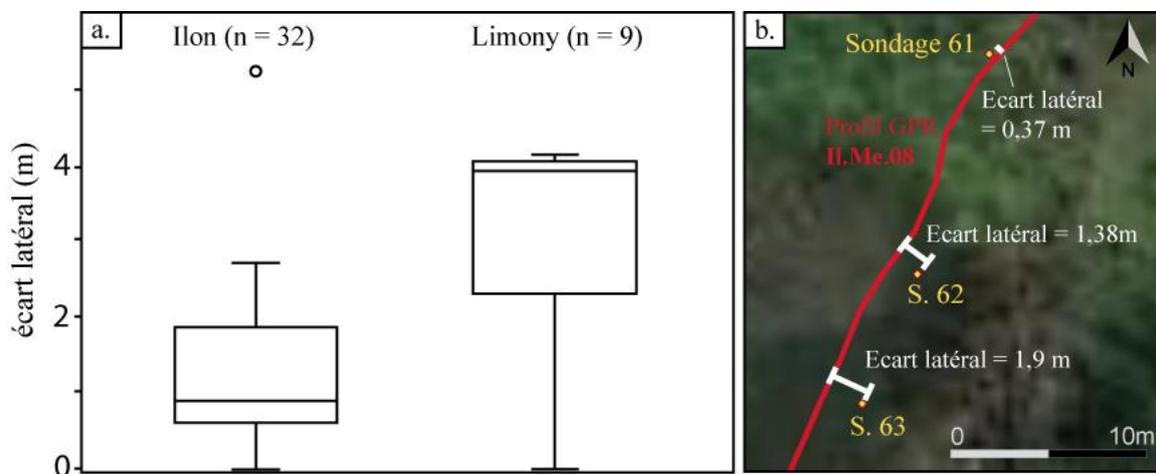


Figure 3.7 : a. Résumé statistique de la distance latérale entre les profils GPR et les sondages à la perche, lorsque les sondages recoupent les profils GPR et b. Représentation de l'écart et de sa mesure

Pour 32 sondages recoupant les profils GPR du côté d'Ilon, l'écart latéral médian est inférieur à 1 mètre (Figure 3.7.a). Un point se situe à 5 mètres du profil GPR, il sera exclu dans ce chapitre. Pour les 9 sondages recoupant les traces GPR à Limony en rive droite, l'écart médian est proche de 4 mètres. Cet écart s'explique à l'amont de la lône par un accès difficile et à l'aval par un linéaire plus large. L'ensemble des points sondés seront utilisés dans cette analyse, bien qu'ils puissent avoisiner les 4 mètres d'écart.

Écarts temporels entre les données utilisées

Temporellement, les carottes sédimentaires sont issues d'une campagne de terrain réalisée en novembre 2018, les profils GPR en 2018 et 2021 et les sondages à la perche en juillet 2022. La correction topographique du profil Li.Av.20 a été réalisée à partir des données LiDAR de la campagne de fin d'année 2013, nous avons donc au maximum 5 ans qui séparent ces résultats. A l'aide de l'expérience des perches permanentes, nous avons suivi les dépôts pendant un an et demi. Sur l'aval de la lône de Limony, nous avons observé dans un premier temps qu'il y avait peu d'accumulation sédimentaire

(résultats non significatifs, inférieur à 3 mm) à l'issue de la crue de mars 2021. En revanche entre mars 2021 et juillet 2022, on observe une accumulation moyenne de 2,5 centimètres au Pm 637 et 3,4 centimètres au Pm 602. Ces accumulations sont constituées de sédiments fins. Nous avons observé sur le terrain des parties labourées par l'activité de sangliers, entre les deux zones à perches permanentes.

Aux alentours de ce profil géophysique, nous avons donc une accumulation moyenne de 2,5 et 3,4 centimètres en 18 mois. Nous pouvons donc grossièrement avoir une idée des taux d'accumulation entre les différentes campagnes (sondages à la perche et acquisition GPR). Les sondages à la perche ayant été réalisés en juillet 2022, une surévaluation de 6,1 centimètres est possible par rapport aux profils GPR si l'on considère les résultats pris à l'aval. Cette surélévation monte à 8,3 centimètres si l'on considère les résultats amont.

Concernant la correction topographique, une sous-évaluation est possible, allant de 8,3 à 11,3 centimètres. Elle correspond à l'épaisseur de sédiments accumulés (estimation par les perches permanentes) entre la campagne GPR (2018) et les relevés LiDAR (2013). Nous faisons l'hypothèse que cela n'est pas un problème si toute la topographie est réhaussée de manière homogène (avec la même erreur), ce qui n'influencerait pas l'estimation des épaisseurs de sédiments à partir du profil GPR. En revanche, la différence entre les taux d'accumulation en deux points de la partie aval de cette lône prolonge la discussion. Une différence de 0,9 centimètre mesurée entre les Pm 602 et 637 se traduirait sur 5 ans par une différence de 3 centimètres sur les taux d'accumulation amont et aval. Cette différence est négligeable en comparaison à la résolution de l'ordre de 10 cm pour une antenne de 400 MHz et les incertitudes associées aux profils GPR (traitement de correction de l'offset).

Concernant les sondages à la perche, ils sont réalisés au maximum 4 ans après les profils GPR. Cet écart est à nouveau inférieur à la résolution des profils. Cependant, ces écarts de profondeurs possibles pourront expliquer de faibles écarts entre les données GPR et de sondages, qui serviront lors de l'analyse. Nous concluons que la superposition de l'ensemble de ces données, avec une incertitude (observable ou non) de quelques centimètres n'est pas incohérente.

Nomenclature d'interprétation des profils

Pour l'interprétation des profils, les discontinuités enregistrées sur le signal peuvent représenter des phénomènes naturels comme la stratification du sous-sol, ou artificiel tels que les enrochements formant les seuils. Ces discontinuités sont interprétées en utilisant les méthodes de Neal (2004) et Gu et al, (2019) présentées dans le Chapitre 3.1.2.2. Les réflecteurs R1, R2, R3 représentent des discontinuités de premier ordre, en pointillés lorsqu'ils sont peu nets.

En abscisse des profils GPR, nous retrouverons les points métriques (Pm) des lônes définis dans le Chapitre 2. La profondeur est donnée en mètres sur l'ordonnée, à partir des sédiments. Nous présentons dans la suite de ce chapitre les profils interprétés à l'aide de l'ensemble des résultats disponibles. Les résultats de sondages à la perche sont positionnés sur les profils GPR dans le but de comparer les refus et les discontinuités du sous-sol. En plus de cela, nous utilisons dans cette partie les

résultats simplifiés des carottes sédimentaires pour définir les unités sédimentaires. Les profils bruts sont disponibles en Annexe 9.

3.2.2 Lône de Limony

Ces profils correspondent aux sites aval et amont du bras secondaire de Limony. Le profil **Li.Av.20** correspond au site aval, il est issu de la campagne d'acquisition de 2018. Le profil **Li.Am.04** est issu de la campagne de 2021.

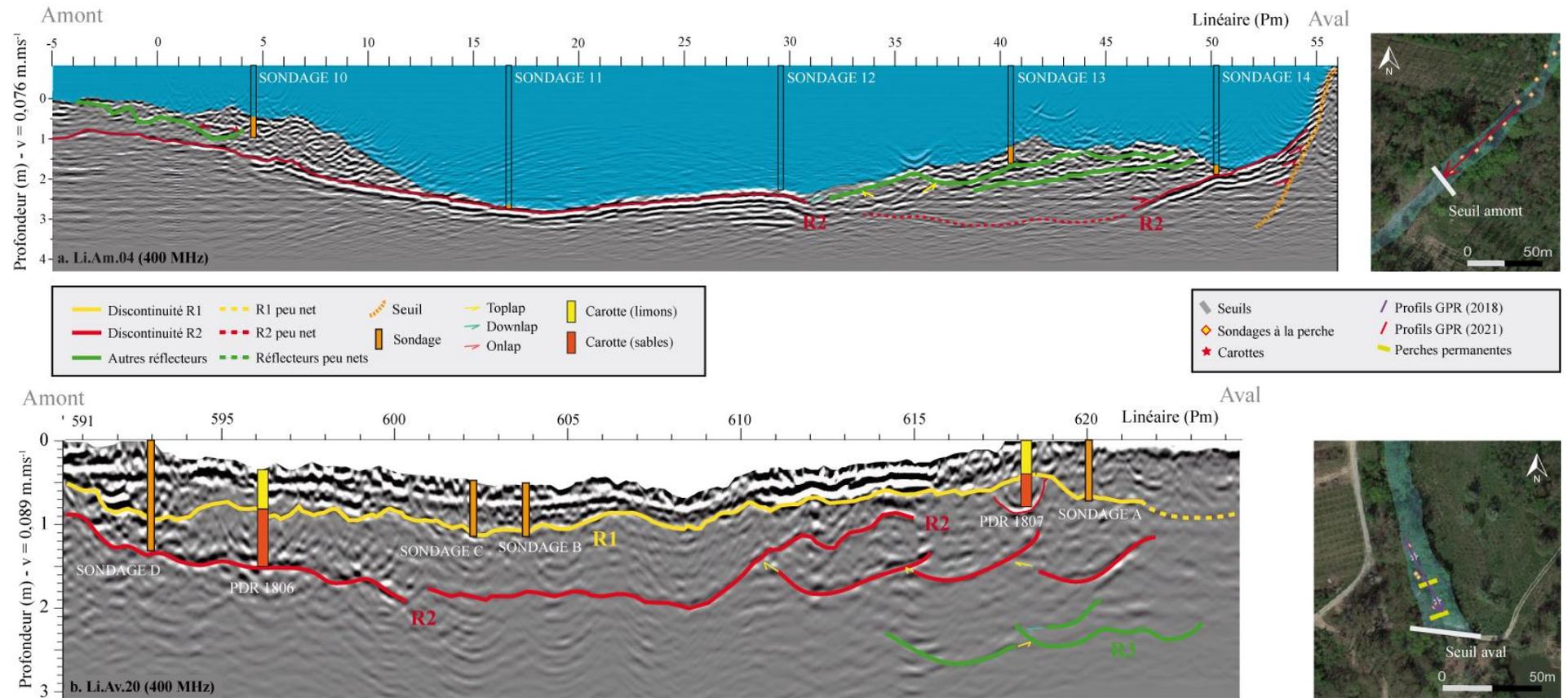


Figure 3.8 : Profils GPR interprétés et sondages à la perche des zones d'étude de **a.** Limony amont et **b.** Limony aval

Sur le site de Limony amont (Figure 3.8.a), un volume important de végétation est immergé, notamment des troncs d'arbres. Ils s'accumulent sur l'emprise de la retenue et sédimentent lorsqu'ils ne dépassent pas le seuil. L'ensemble du profil **Li.Av.04** a été acquis dans le réservoir du seuil amont. Sur ce profil GPR, on distingue deux unités principales qui reposent sur un réflecteur R2. Beaucoup de discontinuités de second ordre (vertes) s'observent dans ces unités supérieures. On reconnaît aussi le seuil amont (en orange). Trois des cinq sondages à la perche associés à ce profil GPR correspondent à la discontinuité R2. Deux autres, qui pourtant ont des profondeurs de pénétration plus importantes jusqu'au refus, semblent s'arrêter au sein de la structure sur des discontinuités de second ordre pour lesquelles l'intensité et l'amplitude du signal sont tout de même importantes. Les sondages 10 et 12 ne représentent pas exactement la discontinuité de premier ordre interprétée sur le profil GPR. Plusieurs causes sont possibles dans ce cas :

- L'interface eau-sédiments sur les profils GPR est une première interprétation faite des profils traités. Comme expliqué dans le Chapitre 3.1.2.3, la précision verticale est d'une dizaine de centimètres, donc l'épaisseur de sédiments estimée par le profil GPR peut être faussée sous la colonne d'eau.
- Une imprécision est possible lors de l'acquisition du point GPS associé au sondage. La végétation au-dessus de la lône peut rendre difficile l'obtention d'un point GPS précis.
- La végétation peut justifier un refus au sein des unités sédimentaires lors des sondages.
- Une couche de sédiments plus grossiers peut impliquer un refus. Elle se justifie par l'amplitude et l'intensité du signal GPR, notamment pour le sondage 13.
- L'écart latéral entre les sondages et le profil GPR peut induire des résultats différents s'il y a une forte variabilité de l'épaisseur sur la transversalité (Figure 3.7).
- L'interprétation de l'interface eau-sédiments sur les profils GPR peut considérer (ou non) la crème de sédiments en surface pour laquelle nous n'avons pas d'information.

A partir du positionnement des sondages sur les profils GPR, nous ne retenons pas cet écart pour le sondage 12. Nous pouvons interpréter que l'unité sédimentaire correspondante aux sédiments accumulés sur le lit mineur amont est bien identifiable par le GPR (unité au-dessus de R2) et plus difficilement identifiable avec les sondages à la perche pour lesquels le refus correspond à deux réflecteurs différents. Considérer ces unités comme composées de sédiments fins post-aménagements est discutable à ce stade.

Les réflexions observées au sein de ces unités (en vert sur la Figure 3.8.a) s'apparentent à une configuration désordonnée (*Mark III Chaotic*). Ces radarfaciès correspondent à un remplissage massif à granulométrie variable, issu de sources ponctuelles et pouvant impliquer des dépôts de matière organique (Gu et al., 2019).

Sur l'aval de la lône de Limony (Figure 3.8.b), nous avons plusieurs discontinuités de premier ordre. Pour le sondage D, nous pouvons dire que le réflecteur R2 correspond à ce refus. Nous faisons le même constat pour la carotte sédimentaire PDR 1806. Sur cette carotte sédimentaire, nous avons observé des graviers et galets emprisonnés sur la base du liner. Nous faisons donc l'hypothèse que le réflecteur

R2 est le toit des graviers qui correspond à l'ancien lit du Rhône, avant la mise en place du barrage et des casiers Girardon (Chapitre 2). Cette carotte (et la carotte PDR 1807) se sépare en deux tendances granulométriques ; une tendance limoneuse et une tendance sableuse, distinguées dans la Figure 2.9. Le couplage entre le GPR et les carottes sédimentaires permet de confirmer la position des réflecteurs R1 et R2, donc la présence de deux unités sédimentaires différentes.

Pour la suite du linéaire, le réflecteur R2 n'est pas continu, mais nous retrouvons d'autres discontinuités de premier ordre. Les réflecteurs qui se succèdent du Pm 610 au Pm 622 se superposent en toplap (terme défini dans la Figure 3.3.a). Cet agencement a été décrit comme caractéristique des systèmes méandriques par van Overmeeren (1998). Sans toplap recoupant les structures entre elles, l'agencement de ces réflecteurs peut correspondre à des surfaces d'accrétion latérales et verticales, entre autres décrit par Miall (2006). Cette géométrie se retrouve à nouveau un mètre en dessous (R3 en vert), cette fois avec la présence d'un downlap (Figure 3.3.a). Des périodes de creusement (érosion) et de comblement se sont donc succédées au cours du temps dans un système suffisamment dynamique pour éroder une partie des anciens lits après comblement. Nous le relierons au fonctionnement *Mark VI Channel fill* (Figure 3.4), aussi appelé migration latérale (Kraus, 1987 ; Miall, 2006). Nous rappelons que nous sommes face à des profils longitudinaux, l'écoulement actuel est amont-aval sur les profils. A la vue de l'échelle, les réflecteurs R2 sont à l'aval semblable à de petits chenaux, tels que des tresses (*Mark VI Channel fill*) qui parcouraient la zone. Les écoulements n'étaient donc pas parallèles à l'écoulement principal actuel. Les sédiments fluviaux tressés sont en grande partie composés de grains grossiers et se caractérisent par des stratifications parallèles et des structures de chenaux avec stratification croisée (van Overmeeren, 1998), ce qui renforce notre analyse.

Au-dessus de cette interface R2, la limite entre les accumulations fines (limoneuse) et les accumulations de sables est traduite par le réflecteur R1, coïncidant avec la rupture granulométrique observée sur les carottes sédimentaires. Entre ces deux réflecteurs (R1 et R2), une dynamique importante peut être à l'origine des discontinuités secondaires observables. Ce sont des discontinuités non-parallèles à subparallèles (*Mark IV Subparallel*) continues sur la majeure partie du profil. Ces formations sont en vaguelettes ou ondulations (*wavy* en anglais), décrites entre autres par Campbell (1967). Un comblement dynamique peut être associé à ces observations (empilement des dépôts), avec une remobilisation événementielle et localisée. A l'intérieur de cette unité (entre R1 et R2), les réflecteurs sont concaves à certains endroits et convexes à d'autres. Les réflecteurs convexes sont caractéristiques d'une dynamique (Weill, 2010). Ils font partie des radarfaciès incurvés (Figure 3.3.c) pouvant traduire une dynamique importante en sédimentologie (Allen, 1984 ; Campbell, 1967). Ils peuvent être confondus avec des concordances sur la géométrie des réflecteurs en milieu fluvial (Neal, 2004). Une influence de la topographie du lit au moment de la sédimentation est possible, ainsi qu'une influence de la correction topographique appliquée au profil GPR. L'épaisseur étant de l'ordre du mètre pour ces structures, cette influence est négligeable. Le charriage peut également être à l'origine de ces observations, bien qu'il se manifeste la plupart du temps avec un allongement décimétrique et une dissymétrie de l'unité.

Au-dessus de la discontinuité R1 (jusqu'à la surface), nous observons des laminations subparallèles voir parallèles (*Mark IV Subparallel*) à certains endroits. Nous avons donc un changement

de dynamique. Les sondages B et C présentent un refus à la limite limons-sables, comme le sondage A. Nous sommes à nouveau dans le cas où le refus observé par sondage correspond à des discontinuités différentes (R1 et D1).

Pour conclure sur le site de Limony, la présence de l'ancien lit est identifiable sur ce profil comme le réflecteur R2. La transformation de sa géométrie est marquée par la sédimentation des chenaux qui s'entrecroisent et se tronquent (formes en tresses). Le comblement par des sables jusqu'à la mise en place du barrage puis par des limons s'observe facilement, et une discontinuité s'identifie entre les deux granulométries. Le remplissage est plus dynamique pour les sables (creusement et comblement, réflecteurs subparallèles à non-parallèles), et les sédiments fins contemporains se présentent avec une lamination peu dynamique (parallèle à subparallèle).

3.2.3 Lône de l'Illon

Sur la lône de l'Illon, les perches permanentes étant toujours en eau, nous n'avons pas mesuré l'épaisseur de sédiments nouveaux. De plus, les sédiments étant très peu compactés en surface (crème de sédiments) de cette lône toujours en eau, l'interface est alors difficilement détectable.

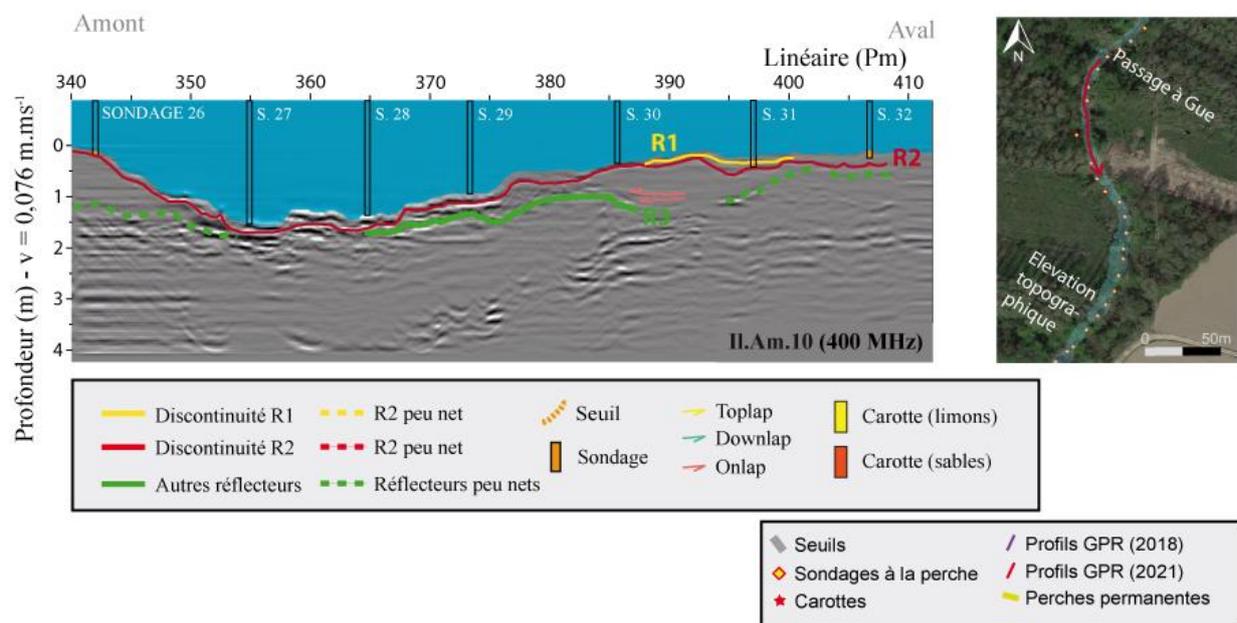


Figure 3.9 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude amont du bras secondaire de l'Illon

Sur le profil **II.Am.10**, peu de structures sont interprétables en profondeur sur l'ensemble du linéaire. En revanche, deux réflecteurs R1 et R2 sont facilement identifiables sur le premier mètre de sédiments. Sur le profil, l'interprétation de l'interface eau-sédiment est moins nette que sur les autres profils, probablement à cause de la crème de sédiments, donc un gradient de particules qui ne génère

pas une interface claire. Quelques centimètres séparent cette interface du premier réflecteur. R2 affleure presque à la surface le long du profil. Un réflecteur R3 se distingue cependant et permet de construire une unité entre R2 et R3, sous forme d'une lentille (Figure 3.3.b) faisant jusqu'à 1 mètre d'épaisseur. Au sein de cette lentille, on observe un remplissage avec deux marques d'onlap (Figure 3.3.a) à gauche. Ce chevauchement de réflecteur s'interprète plus en détail comme un remplissage en monticule (*mounded onlap fill*), notamment décrit et différencié des onlaps dans les faciès sismique de Mitchum et al. (1977). La topographie lors du remplissage est une des raisons de cette présence, induisant une forte dynamique. S'il appartient au remplissage en monticule, cette unité s'est accumulée avec une haute énergie, au travers de plusieurs évènements (Schlaf et al., 2005).

Au-dessus du réflecteur R2, quelques centimètres de sédiments s'observent sur le profil GPR. En revanche, les sondages à la perche ne traduisent pas cette accumulation. Quatre sondages n'enregistrent pas d'accumulation (nous avons vu que l'interprétation de l'interface eau-sédiments est difficile sur ce profil, nous pouvons considérer le refus à l'affleurement). Les sondages 31 et 32 sondent cependant une épaisseur de sédiments. Le sondage 31 indique une accumulation jusqu'à un réflecteur R1. Il est possible qu'une accumulation grossière (graviers ou sables) soit présente sous cette discontinuité R1 et ce, jusqu'au réflecteur R2. En effet, ne tenant pas compte de la hauteur d'eau mesurée par sondage, il est probable que la crème de sédiments ne fasse pas partie du sondage et que l'épaisseur mesurée soit celle entre les discontinuités R1 et R2.

Pour conclure sur ce profil, il est difficile d'affirmer que nous sommes en présence d'une accumulation de sédiments fins au-dessus du réflecteur R2. Cette conclusion est d'autant plus robuste que 4 sondages n'enregistrent pas d'épaisseur de sédiments fins. Pour l'amont, nous nous baserons sur les observations du profil GPR, concordantes avec le sondage 26. Pour l'aval, nous considérons une accumulation correspondant à l'épaisseur entre le réflecteur R1 et l'interface eau-sédiments. Nous considérons donc le dépôt le plus récent comme des sédiments à texture indifférenciée et un remplissage plus ancien (sables) entre R1 et R2.

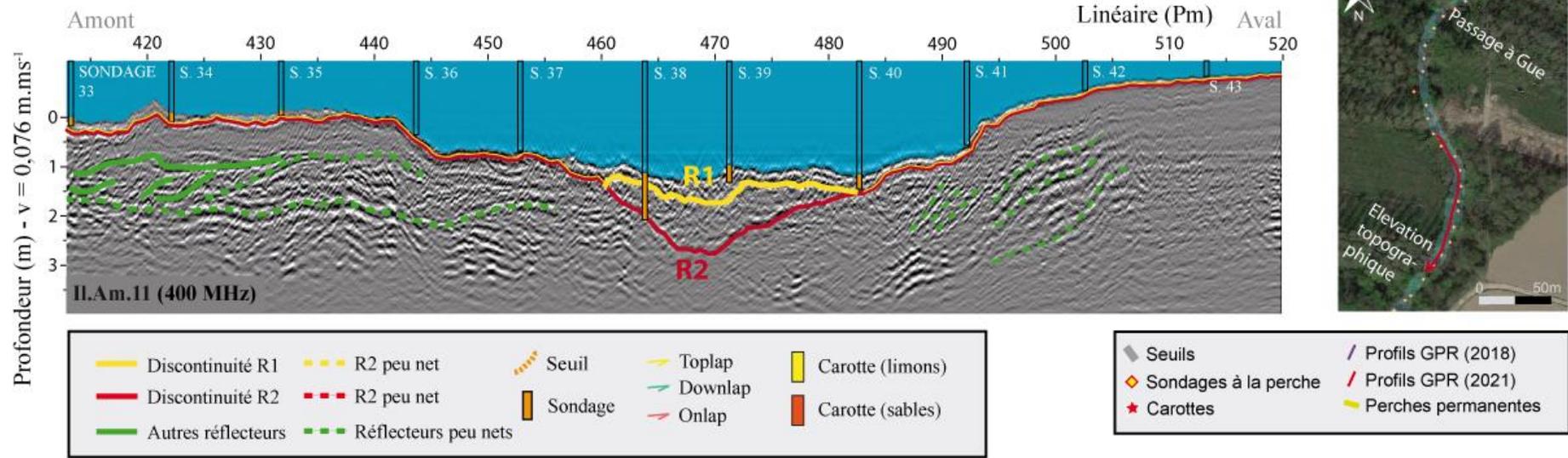


Figure 3.10 : Deuxième partie du profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude amont du bras secondaire de l'Illon

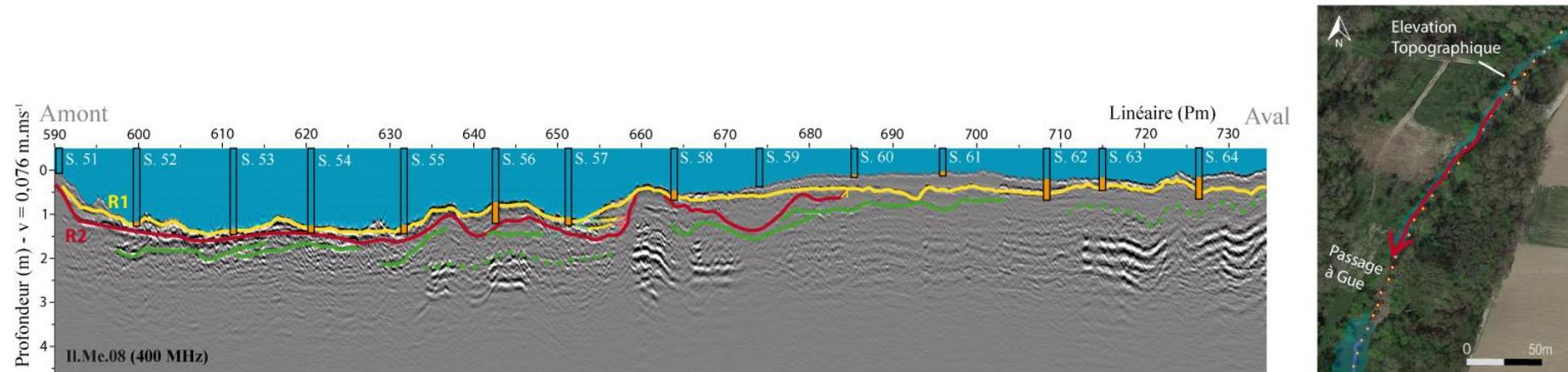


Figure 3.11 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude de l'Illon médian

A l'aval du profil précédent, nous retrouvons sur le profil **II.Am.11** (Figure 3.10) un réflecteur très net (R2), proche de l'ensemble de la surface. Cette discontinuité coïncide avec la majeure partie des sondages à la perche. Au nord, une fine couche de sédiments est enregistrée au-dessus du réflecteur tandis qu'il affleure du Pm 436 au Pm 456. Au sud, ce réflecteur affleure à nouveau. Au centre du profil, une unité sédimentaire est identifiable entre R1 et R2. La base de cette unité constitue le refus du sondage 38 tandis que le sondage 39 n'atteint pas le toit de l'unité. Le sondage 39 ne traduit pas l'épaisseur associée à R1 mais est proche étant donné nos incertitudes. Nous pouvons considérer que R1 et R2 sont identiques sur le profil à l'exception du centre où une unité est identifiée.

Sous ces structures, des discontinuités secondaires sont identifiées (en vert) marquant à nouveau une dynamique plus importante. Au nord, l'agencement des discontinuités secondaires se définirait comme une rétrogradation si nous étions en milieu marin (Rea et Knight, 2000 ; Takagawa et al., 2008). Nous pouvons néanmoins parler de figures de rétrogradation qui, dans ce contexte fluvial, s'apparente à des onlaps divergents. En termes de radarfaciès, ce sont des *Mark VI Channel fill* (Figure 3.4). Ils traduisent un remplissage de chenal très dynamique pour lequel l'apport en sédiments est important lors des événements hydrauliques extrêmes.

L'unité sur laquelle repose ces dépôts est constituée de discontinuités secondaires subparallèles, formant un monticule ou une lentille (*Mark IV Subhorizontal*). Cette lentille peut être issue d'un charriage resté suffisamment en place pour que la rehausse topographique occasionnée induise une accumulation à l'amont. Nous retrouvons ces figures d'accumulation entre le Pm 490 et le Pm 510, cette fois plus proches d'une forme sigmoïdale incurvée (*Mark II inclined* avec une migration), inversée par rapport à la représentation habituelle (e.g. Neal, 2004). Pour les figures sigmoïdales (Figure 3.3.c.i), un régime de dépôt à faible énergie est responsable, avec une pente progressive et une accumulation de sédiments fins (Schlaf et al., 2005). Le terme onlap divergent (Figure 3.3.c.iii) est donc le plus approprié pour caractériser ces deux structures, non soumises à une pente, mais à une rehausse topographique progressive. Étant donné l'aspect méandrique du bras secondaire à cet endroit, la mise en place de l'ancien lit par un système d'accumulation-érosion est aussi possible et peut se traduire au sein de la coupe longitudinale par la superposition de bancs de sédiments, avec un décalage progressif vers l'amont.

Pour conclure sur ce profil, le réflecteur R2 constitue le refus de la majeure partie des sondages, à l'exception d'un sondage pour lequel la pénétration jusqu'à R2 a été possible. Au-dessus du réflecteur R1, une faible épaisseur de sédiments fins s'observe à quelques endroits. Une unité issue d'un comblement se distingue au centre entre R1 et R2. À partir de deux mètres de profondeur, un changement de dynamique est traduit par les figures sédimentaires facilement identifiables (discontinuités de second ordre représentées en vertes sur la figure). Entre les deux, un comblement subparallèle a eu lieu. Sur ce profil, nous pouvons interpréter le réflecteur R1 comme l'interface limons-sables et considérer le comblement entre R1 et R2 comme des sables.

Le profil **II.Me.08** (Figure 3.11) se situe entre deux élévations topographiques. Le passage à gué aval, désigné comme tel, et un petit passage à gué à l'amont. Entre ces deux élévations topographiques, le profil GPR nous indique dans un premier temps que peu de dépôts se sont mis en place depuis les dernières restaurations. Le réflecteur principal R1 est relativement proche de la surface sur la partie amont (moitié gauche du profil). Un réflecteur R2 subparallèle à R1 est facilement identifiable quelques dizaines de centimètres en dessous.

Des structures entremêlées sont présentes sous ces deux réflecteurs, traduites par une forte intensité du signal. Jusqu'au Pm 664, les sondages à la perche correspondent à la discontinuité R2, discutable seulement au Pm 652. Le réflecteur R1 ne représente donc pas le toit des graviers, pour lequel un refus aurait été observé avec la perche. En suivant le réflecteur R1, on aperçoit parfois une accumulation, mais il est à l'affleurement la plupart du temps.

Sur la partie aval, le réflecteur R1 est davantage en profondeur, laissant place à une nouvelle unité sédimentaire sous forme de lentille. Plusieurs origines peuvent expliquer la présence de cette lentille. D'un point de vue topographique, nous sommes à l'amont du passage à gué, qui a été conservé lors des restaurations. Il est accompagné d'une forte présence végétale. D'un point de vue morphologique, le bras secondaire s'élargit à l'amont de ce passage à gué. Il est possible que les vitesses d'écoulement chutent à ce moment et que la répartition des vecteurs vitesses sur la colonne d'eau soit influencée par la végétation (e.g. Shi et al., 2019). De plus, une élévation de la topographie est ensuite mesurée. Cette unité peut correspondre à des sédiments fins (limoneux ou limono-sableux) accumulés récemment selon le principe de superposition. En revanche, la plupart des sondages à la perche présentent un refus en surface, avant de traverser cette unité. Sur les 7 sondages aval associés à ce profil, l'écart latéral moyen entre le sondage et la trace du GPR est de 0,7 mètre (Figure 3.7). Cette différence peut être à l'origine des écarts, mais les sondages 62, 63 et 64 sont à associer au réflecteur R1 tandis que les sondages 59, 60 et 61 sont associés à l'interface eau-sédiments. Estimer la texture comme plus grossière pour cette lentille est une bonne explication du refus mesuré la moitié du temps en surface.

A partir de cette analyse, nous pouvons conclure que le réflecteur R2 constitue le toit des graviers. Il recoupe une partie des discontinuités sous-jacentes. Entre les réflecteurs R1 et R2, un dépôt subparallèle est visible, avec un comblement dans les dépressions topographiques (notamment au Pm 675). Au-dessus du réflecteur R1, le charriage, la remobilisation de matériaux ou l'accumulation induite par les variations morphologiques sont à l'origine d'une accumulation récente de sédiments.

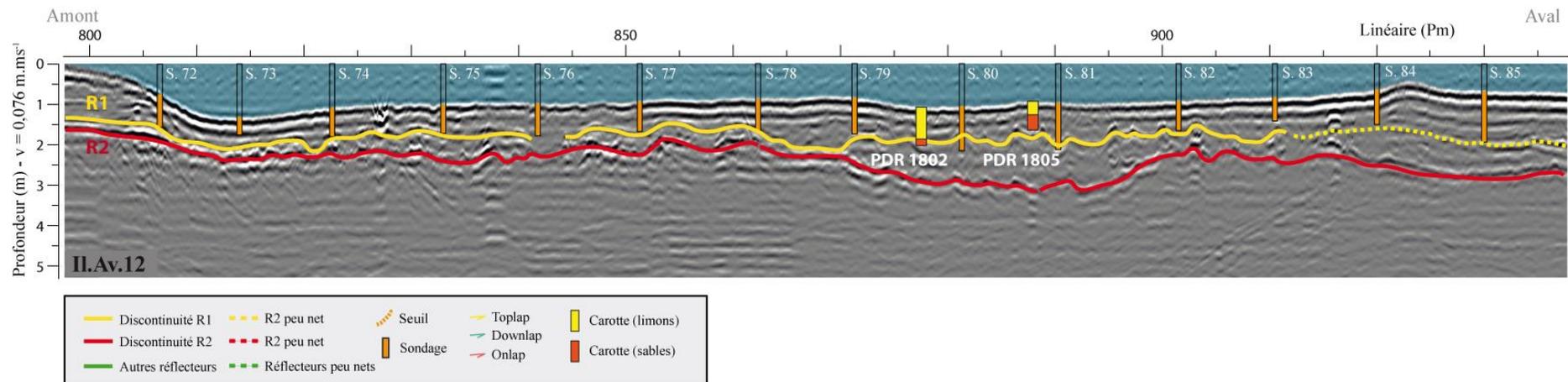


Figure 3.12 : Profil GPR interprété et sondages à la perche du site d'étude aval du bras secondaire de l'Ilon (modifié de Vauclin et al., 2021)

Ce dernier profil et son interprétation, correspondant à la partie la plus aval de la lône de l'Ilon, ont été publiés par Vauclin et al. (2021). Sur cette partie de la lône, nous avons fait des sondages à la perche. Ils confirment la présence de la discontinuité secondaire sur 13 des 14 sondages. Etant donné la variabilité horizontale et verticale, l'écart observable sur le Pm 882 ne sera pas considéré. Entre R1 et l'interface eau-sédiments, nous avons des sédiments limoneux, comme le confirme la carotte PDR 1802. R2 correspond au toit des graviers, les sédiments sous-jacents sont plus grossiers et des sables sont présents entre les deux discontinuités. Seule la carotte PDR 1805 ne va pas dans le sens de cette analyse.

3.3 Dépôts sédimentaires et interprétation de la dynamique archivée

A partir des résultats de la section 3.2, l'interprétation des dépôts sédimentaires a été résumée en trois figures. Elles reprennent la majeure partie du linéaire des bras secondaires étudiés, pour lesquels des unités sédimentaires sont définies. Ainsi, nous avons représenté les dépôts sur 38% du linéaire de Limony en considérant les deux zones d'intérêt, et 93% de l'Ilon. Les discontinuités entre ces unités sont indiquées lorsqu'elles ont été définies, et supposées entre les zones pour lesquelles nous avons moins d'informations. Les autres sondages à la perche (ne recoupant pas les profils GPR) sont utilisés pour augmenter la longueur des profils interprétés.

3.3.1 Estimation multi-approche des dépôts sur le linéaire d'un bras anthropisé – la lône de Limony à hydraulique intermittente (rive droite du Rhône)

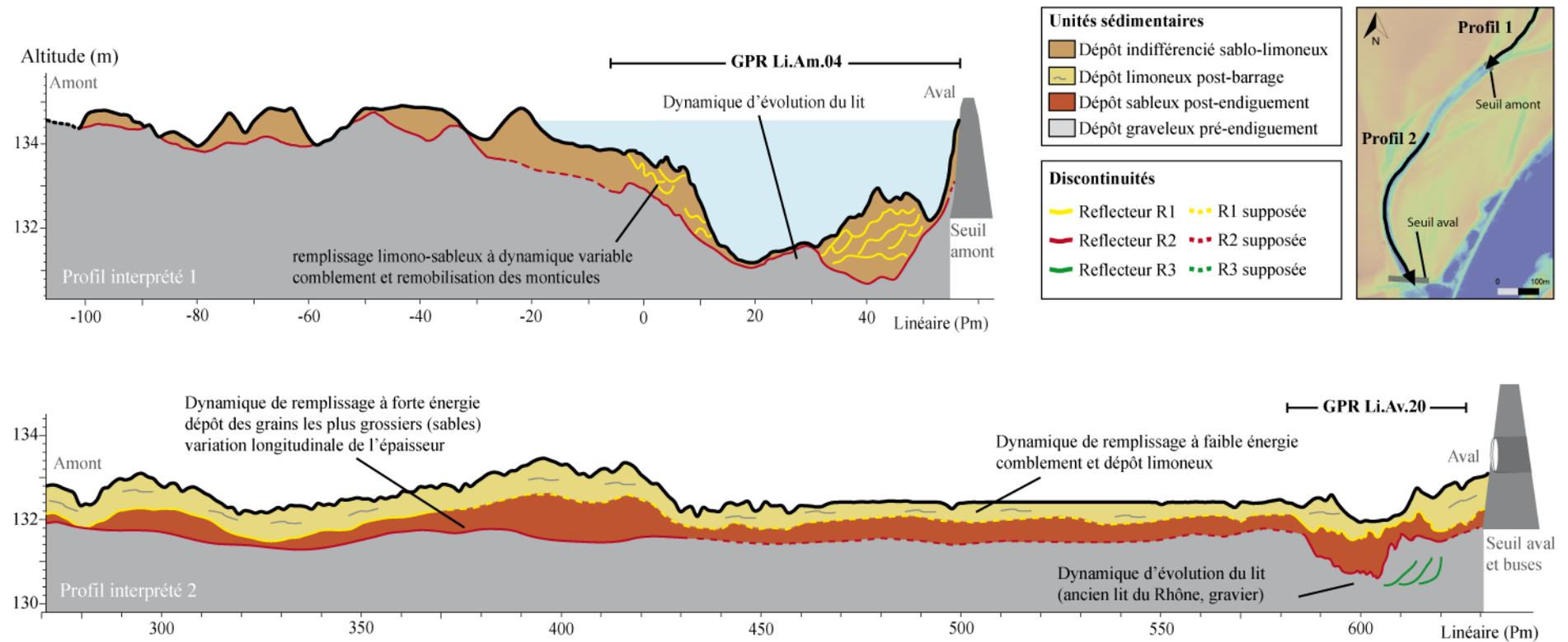


Figure 3.13 : Unités sédimentaires sur la lône de Limony. Ce schéma synthétise les résultats de l'approche sédimentologique des dépôts récents

Le **profil interprété 2** est construit à partir du profil GPR Li.Av.20, des carottes sédimentaires et des sondages à la perche le recoupant (Figure 3.13). Il est complété par 5 sondages supplémentaires réalisés à l'amont. Les dépôts constituant le profil interprété 2 vont dans le sens de l'analyse des dépôts sédimentaires limoneux (sédiments hérités induits par la mise en place du barrage de dérivation) et sableux (sédiments hérités induits par l'endiguement du fleuve) de l'étude Vauclin et al. (2021b). Au travers du profil interprété 2, on retrouve ce fonctionnement sur l'ensemble du linéaire de la lône situé entre les deux seuils. En revanche, nous observons une variabilité de l'épaisseur accumulée sur ce linéaire. Nous pouvons ainsi discuter les structures et faciès sédimentaires associés à ces formations distinguées par une rupture granulométrique dans l'étude Vauclin et al. (2021b). Nous avons dans un premier temps l'accumulation de sables sur l'ancien lit du bras secondaire, issue de la déconnexion latérale des lônes induites par la mise en place des casiers Girardon. Cette accumulation est claire entre les deux seuils. Les épaisseurs ne sont pas homogènes sur le linéaire, il est possible que de l'érosion ait eu lieu sur l'amont du profil, et que les vitesses aient été plus importantes lors de cette mise en place, expliquant que l'unité « dépôt sableux » soit parfois de quelques centimètres seulement. La géomorphologie et les paramètres hydrauliques induits sont à prendre en compte pour comprendre cette mise en place. Le dépôt limoneux est quant à lui plus proche du comblement, avec moins de variations de l'épaisseur. Nous pouvons définir ce comblement comme un environnement de dépôt associé à un fonctionnement hydrosédimentaire influencé par les aménagements sur le Rhône (casiers et barrage) et les deux seuils qui entourent cette partie du linéaire.

Ce fonctionnement n'a pas été retrouvé à l'amont du seuil. Le **profil interprété 1** est issu de l'interprétation du profil **Li.Am.04** et de 14 sondages à la perche. La partie aval du profil est en eau, comme schématisée. Sur le profil interprété 1 (Figure 3.13), nous observons des monticules qui ne sont pas différenciables en deux unités sédimentaires à granulométrie propre. Comme le montre l'Annexe 7, la granulométrie de surface n'est pas la même sur tout le linéaire. Lorsque l'ancien lit n'affleure pas, nous retrouvons une dominance sableuse à certains endroits, limoneuse voir argileuse à d'autres. La granulométrie argileuse en surface est observée sur des zones où la topographie est plus basse. Les Pm -24 et 21 sont ceux pour lesquels on a une fine couche d'argile et de matière organique qui se sont déposées. Cette accumulation ne sédimente probablement pas partout et se remobilise par la dynamique des crues puisque nous ne la retrouvons que sur quelques centimètres. Ainsi, le toit des graviers reste à l'affleurement en certains points. On peut supposer que les dépressions topographiques formant des cuvettes accueillent ces argiles et la matière organique (observée sur le terrain, Annexe 7) en période peu dynamique (descente de crue, décantation des eaux stagnantes) avec des vitesses nulles. Des taux élevés de matière organique ont régulièrement été observés en amont des seuils sur les rivières (Donati et al., 2020) ou dans certains étangs résultant d'un ouvrage transversal (Carlini, 2006). Dans notre cas, les vitesses d'écoulement sont cependant importantes sur cette zone en période de crue, puisqu'elles sont suffisantes pour amener et déposer des sables et limons (Figure 1.3). Un fonctionnement dynamique entrecoupé de périodes stables (stagnation et parfois décantation) régit donc cette zone.

Les monticules sont définis comme un dépôt indifférencié sablo-limoneux. Les épaisseurs sont variables et les sédiments sont beaucoup plus mobiles qu'entre les seuils. Au plus proche du seuil amont, les épaisseurs sont les plus importantes, allant jusqu'à 2 mètres. Le toit des graviers ayant été observé à plusieurs reprises, ce dépôt indifférencié a pu se mettre en place depuis l'endiguement du fleuve par les casiers Girardon. Dans cette configuration, le seuil n'est pas un obstacle aux flux sédimentaires puisqu'ils ne comblent pas l'amont du seuil. Dans leurs estimations de la remobilisation des sédiments à l'amont des déversoirs de barrages au fil de l'eau, Bieri et al. (2012) montrent qu'une remobilisation métrique est possible sur un événement hydraulique important. L'évolution des chemins d'écoulement avec l'augmentation de la hauteur d'eau induit la création de laisses de crues et de nouvelles troncutures dans la bathymétrie par érosion des sédiments en place. Dans l'étude Ota et al. (2022) sur l'affouillement induite par des seuils, une érosion en plusieurs zones successives est définie comme réponse à un seuil à géométrie variable, avec une migration des dunes créées. La teneur en sédiments fins implique une diminution de l'affouillement du fait de la cohésion des grains. Cet élément conforte l'interprétation du profil 1 pour lequel une granulométrie variable a été observée.

Il en est de même pour l'étude expérimentale de Lauchlan (2004). L'auteur note que la forte accélération de l'écoulement lorsqu'il remonte la pente induite par le seuil est suffisante pour entraîner tout le matériau de charriage à l'aval, il est ainsi déversé avec tous les sédiments transportés. Sur les modèles physiques, aucun dépôt de sédiments n'est présent en sortie de simulation pour la région en amont du déversoir, bien que des ondulations aient pu se déplacer sur une partie de la pente avant d'être complètement entraînées. L'affouillement et les turbulences induites par la présence d'un seuil (Figure 3.14) ont été largement rapportés dans la littérature (Guan et al., 2016, 2015 ; Lauchlan, 2004 ; Ota et al., 2022 ; Roulund et al., 2005 ; Zhang et al., 2015).

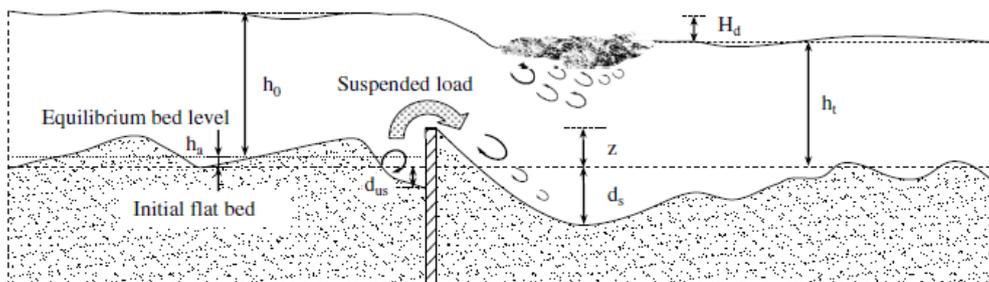


Figure 3.14 : Croquis de l'affouillement lors de la submersion d'un seuil dans des conditions d'affouillement du lit actif (Guan et al., 2015)

Pour définir le fonctionnement de ces seuils, Casserly et al. (2020) emploient le terme de « stockage transitoire », rythmé par des phases de remplissage et d'affouillement induites par la dynamique hydraulique transitoire.

Pour conclure sur cette première figure (Figure 3.13), nous pouvons définir deux environnements de dépôts fonctions des aménagements locaux présents. Entre deux seuils dont le seuil aval est percé de buses, nous avons une accumulation relativement identique sur tout le linéaire. Nous n’observons pas d’affouillement à l’aval. Les seuils permettent probablement de réguler la dynamique hydraulique sur cette portion de bras secondaire en limitant les vitesses d’écoulement sans limiter le passage des flux sédimentaires. Nous ne retrouvons pas une accumulation plus importante à l’amont, induite par un ralentissement des vitesses due aux seuils. A l’amont d’un seuil de type enrochement, le dépôt sédimentaire est tout de même plus important, mais il peut être remobilisé. Cette remobilisation induit une évolution constante de la bathymétrie et de la géométrie des monticules. En plus de l’effet du seuil amont sur la dynamique limono-sableuse, elle implique une accumulation provisoire d’argiles et de matière organique dans les dépressions topographiques lors d’un fonctionnement par décantation. Par la diminution des débits entrant dans le vieux-Rhône, la remobilisation doit être plus rare à l’amont, même si elle est toujours présente. Cette explication s’applique à la partie centrale du bras secondaire et il convient de rappeler que les taux d’accumulation sont parfois plus importants sur les berges (lit moyen) que sur la partie centrale du lit et que les bras secondaires sont soumis à une multitude de processus en interaction si l’on considère l’ensemble de leur superficie (Citterio et Piégay, 2000 ; Schwarz et al., 1996). Notre explication s’applique aux observations faites sur l’axe médian des bras secondaires.

Pour définir les environnements sédimentaires, nous pouvons associer ces dépôts aux forçages hydrauliques induits par les aménagements. Vauclin et al. (2021b) définissent l’aval de cette lône comme un bras secondaire semi-actif pour lequel les accumulations, prenant la forme d’un comblement, résultent de la déconnexion latérale (induite par les casiers Girardon) pour les sables et de la diminution des débits suite à la mise en place d’un barrage pour les limons. Nous avons vu qu’il est possible de généraliser ce fonctionnement à l’ensemble du linéaire situé entre deux seuils, tandis que l’amont du seuil amont constitue un autre environnement sédimentaire. L’aval est alimenté par le flux sédimentaire entrant à l’amont du bras secondaire et par l’embouchure aval avec un écoulement permettant d’équilibrer les hauteurs d’eau du fleuve et du bras secondaire (décantation par retour d’eau). Cette alimentation a sa responsabilité dans les apports de sédiments fins puisqu’on ne les retrouve pas sur le profil 1 de la Figure 3.13.

3.3.2 Estimation multi-approche des dépôts sur le linéaire d’un bras anthropisé – la lône de l’Ilon à hydraulique continue (rive gauche du Rhône)

Pour le bras secondaire de l’Ilon, nous avons estimé de la même manière la sédimentation sur l’ensemble du linéaire. Ces résultats sont traduits par la Figure 3.16 et la Figure 3.15. La Figure 3.16 représente presque 700 mètres de linéaire, tandis que le **profil interprété 3** est une estimation du dépôt sédimentaire sur les 200 premiers mètres du bras secondaire.

L’amont du bras secondaire de l’Ilon n’a pas été atteint lors de la campagne GPR, et nous avons commencé les sondages à la perche à 80 mètres de la diffluence entre l’Ilon et la Platière. Les 80

premiers mètres sont atterris et sont identifiées sur le profil comme un « bouchon à l'entrée de la lône ». Le bouchon se distingue par l'abondance en végétation présente sur le site, la faible pente sur les rives du lit (photographies 1 et 2 de la Figure 3.15).

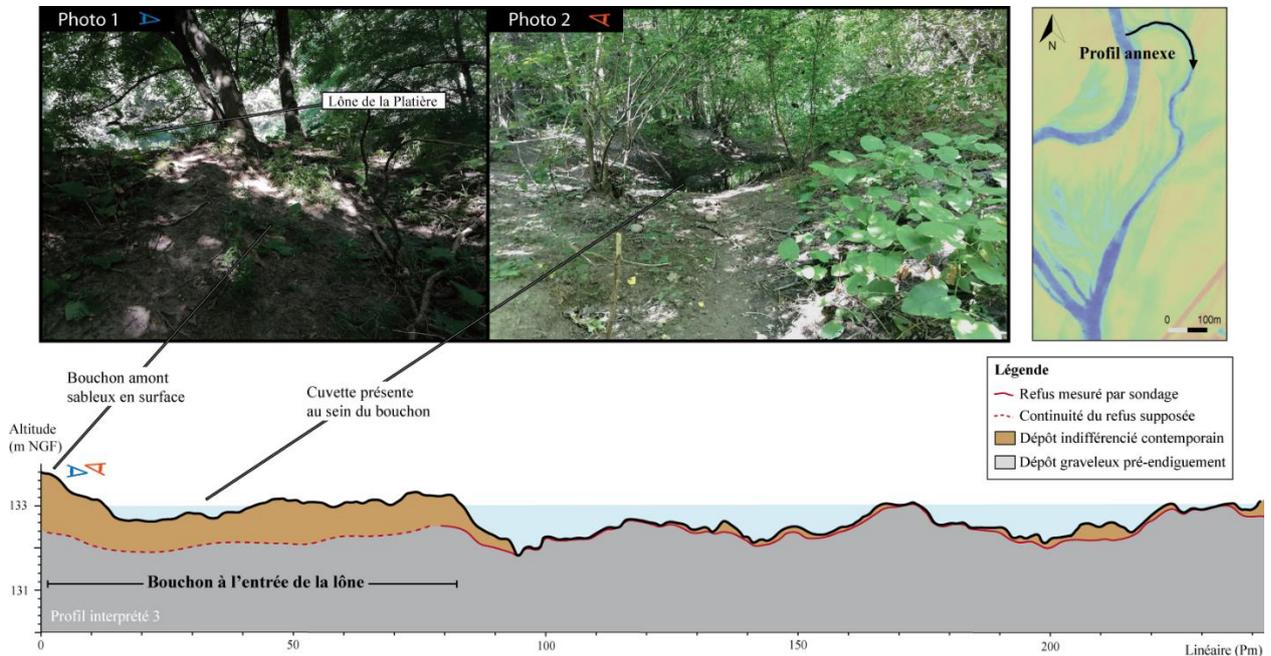


Figure 3.15 : Profil interprété et photographies du bouchon amont et des premiers mètres de la lône de l'Illon

Ce profil est moins précis que la Figure 3.16 puisqu'il n'est construit que par les résultats de sondages à la perche. Nous pouvons cependant estimer qu'une partie du linéaire présente un réflecteur semblable au toit des graviers et que quelques dépôts contemporains sont présents. Par analyse visuelle, la présence d'une « cuvette » peut indiquer un dynamisme fort lorsque le bouchon est submergé lors de crues importantes.

A partir du Pm 80, quelques zones traduisent une accumulation, peu importante. Environ 30 cm ont été retrouvés sur la langue du bouchon (Pm 80 à 95), et une moyenne de 8 cm sur les 150 mètres suivants. Le bouchon est donc facilement discernable du reste du linéaire. Après le bouchon, le dépôt semble se faire sur les dépressions topographiques, la dynamique étant plus importante sur l'aval du linéaire à l'affleurement. En revanche, l'amont semble retenir plus facilement quelques dizaines de centimètres de dépôt. Les deux zones en eau sur le profil sont constituées d'un dépôt contemporain dont les lentilles commencent 15 et 40 mètres après l'élévation topographique. Nous pouvons corrélérer les dépressions topographiques avec la sédimentation. Pour ce profil, il semble que la topographie soit le principal élément explicatif des zones de dépôt. Le bouchon peut avoir sa responsabilité en augmentant les vitesses d'écoulement lorsqu'il est submergé, mais il est difficile à ce stade d'avoir d'autres éléments d'explication.

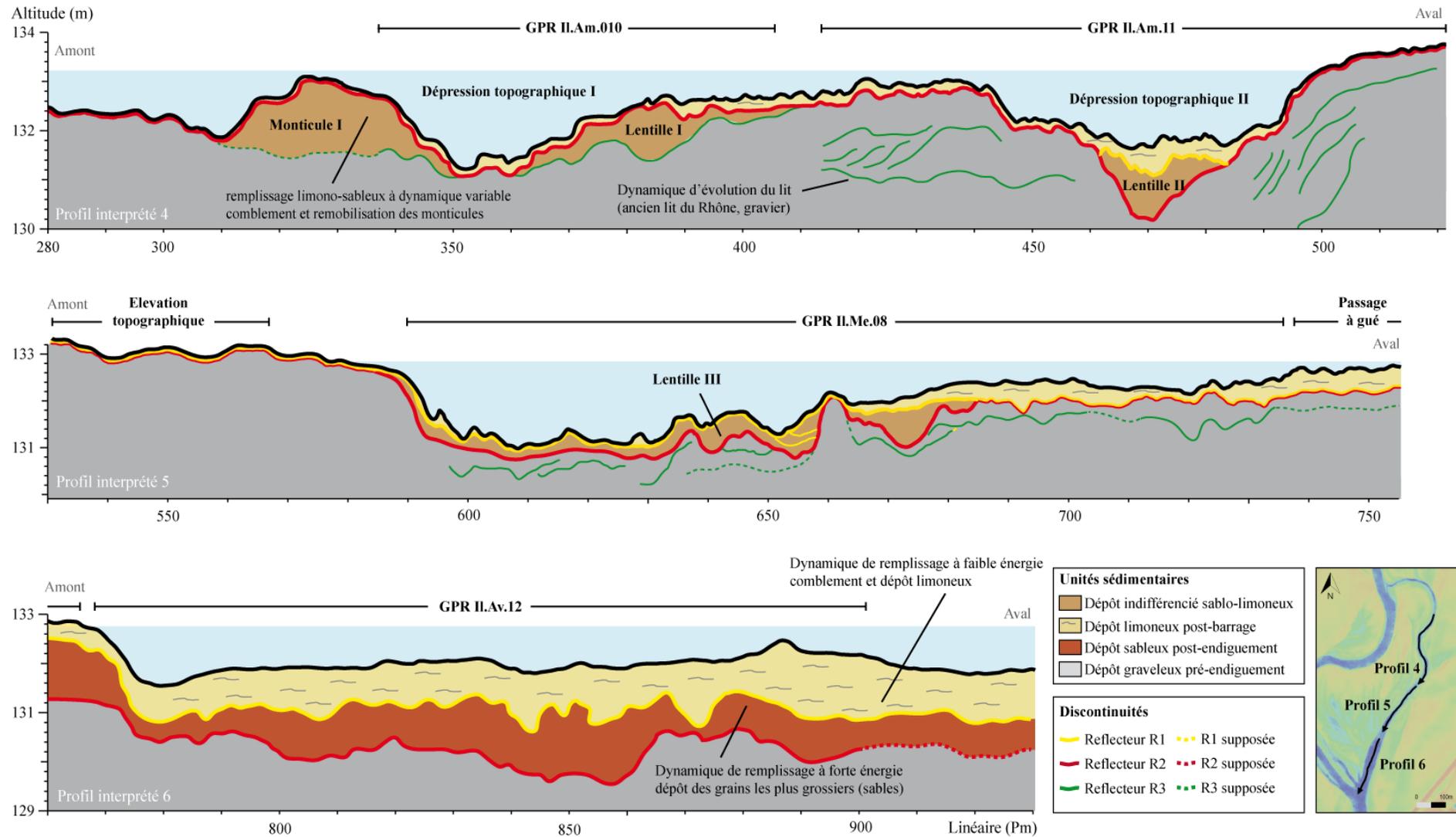


Figure 3.16 : Unités sédimentaires sur la lône de l'Ilon. Ce schéma synthétise les résultats de l'approche sédimentologique des dépôts récents

280 mètres plus à l'aval de la diffluence et jusqu'à la confluence avec la même lône de la Platière 600 mètres plus bas, les **profils interprétés 4, 5 et 6** de la Figure 3.16 représentent l'interprétation de la sédimentation sur le bras secondaire de l'Ilon.

Entre les Pm 300 et 500 (profil interprété 4, Figure 3.16), nous pouvons distinguer deux unités sédimentaires. Les sédiments à l'affleurement correspondent à un dépôt limoneux et sont présents sur la majeure partie du linéaire. Ils comprennent parfois la crème de sédiments. Les dépôts constituant le **monticule I** et la **lentille III** sont recouverts d'une épaisseur négligeable de sédiments fins, tandis que le reste des profils est recouvert de sédiments fins la plupart du temps, allant jusqu'à une épaisseur de 60 cm. Nous avons donc actuellement un dépôt préférentiel sur une partie du linéaire. Nous pouvons penser que la dynamique est importante sur l'amont et que les vitesses d'écoulement sont moins importantes sur les **dépressions topographiques I et II**, permettant la sédimentation de limons et le maintien dans le temps de ces particules qui ne sont pas érodées. Les parties les plus basses et les creux sont les zones pour lesquelles le taux de sédimentation est le plus important. Une restauration ayant eu lieu en 2014 (excavation des limons), ces dépôts limoneux sont issus des événements de crues de la période 2014-2022 ou de laisses de restauration.

La sédimentation la plus antérieure que nous retrouvons sur ces profils est celle de l'ancien lit. Elle est marquée par une forte dynamique. Les réflecteurs R3 traduisent la mise en place Sud-Nord des dépôts jusqu'à la fixation spatiale du lit (profil interprété 4, Figure 3.16). Ils montrent le cumul de sédiments grossiers qui se sont superposés au fur et à mesure des événements extrêmes. Ainsi, nous pouvons définir la bathymétrie du bras secondaire avant l'endiguement du fleuve. Elle nous éclaire notamment sur l'origine de l'**élévation topographique** qui s'est mise en place par la succession de dépôts sur une partie minime du linéaire. Pour le reste, nous retrouvons une évolution de la hauteur du lit progressive jusqu'à ce qu'il soit figé.

Aux abords de l'ancien lit, des dépôts indifférenciés sont présents (**monticule I, lentilles I, II et III**). Les **lentilles II et III** se sont déposées sur l'ancien lit tandis que le **monticule I** et la **lentille I** sont situés sous le toit des graviers (réflecteur R2). Il est possible que le **monticule I** et la **lentille I** se soient mis en place en seulement quelques événements extrêmes, comme c'est le cas pour les bouchons aux diffluences (Gagliano et Howard, 1984 ; Hooke, 1995). Les **lentilles II et III** constituent une laisse d'excavation (justifiée par les downlaps) et des unités issues d'un remplissage plus dynamique que pour le comblement par des grains fins (argiles et limons). La **lentille III** forme une lentille puis une figure de remplissage (séparées par un dôme appartenant à l'ancien lit) qui peuvent correspondre à deux mises en place distinctes.

Le profil interprété 5 nous montre que le dépôt limoneux recouvrant la **lentille III** est infime, sinon rapidement remobilisés. Cela implique que le dépôt indifférencié constituant la lentille a pu être, comme aujourd'hui, à l'affleurement en 2014 lors de la restauration. L'excavation était de 60 cm en moyenne sur le linéaire, mais n'était freinée que lorsque les engins rencontraient les galets de l'ancien lit. Nous pouvons ainsi prendre parti sur la composition de la **lentille III**. Le plus probable est qu'il soit une laisse d'excavation, à dominance sableuse, dont la mise en place fait suite à l'endiguement du

Rhône. Du Pm 280 au Pm 660, nous pouvons considérer les dépôts indifférenciés comme des restes non excavés. Ainsi, les dépôts limoneux observés du Pm 280 au Pm 660 appartiennent à la période 2014-2022.

A l'aval du profil interprété 5 et jusqu'au passage à gué, une lentille plus volumineuse de sédiments limoneux est présente. Le passage à gué est constitué de limons en surface, ce qui forme une continuité avec le dépôt le plus important traduit par le profil 6. Selon les plans de gestion du site, le passage à gué a volontairement été conservé en l'état et n'a pas subi de restauration pour limiter l'emprise de l'alimentation aval (Pont et al., 2008). Si ce passage à gué n'a pas été touché, on peut alors considérer que la lentille limoneuse s'est mise en place entre 1977 et 2022. Que ce soit par l'aval ou l'amont, on peut s'attendre à des épaisseurs très faibles de dépôt sur ce passage à gué lors de crues.

L'aval de la lône (profil interprété 6) a un fonctionnement qui se distingue du reste. Cette portion est maintenue en eau toute l'année par la lône de la Platière. Alors que les eaux en amont sont en stagnation ou issues de l'affleurement de la nappe phréatique, l'aval est continuellement alimenté par des eaux venues du Rhône par la lône de la Platière. Selon le plan de gestion du site, l'aval de ce profil a été restauré en 2004. Il est difficile de distinguer la partie restaurée de la partie non restaurée par les accumulations limoneuses ou sableuses traduites ici. La bathymétrie enregistrée lors de la campagne de sondages connaît une rupture au Pm 820 (Annexe 5) que nous ne retrouvons pas sur ce profil. Nous pouvons néanmoins considérer que deux unités se superposent (sableuse puis limoneuse) et qu'elles correspondent aux phases d'endiguement et d'aménagement hydroélectrique du fleuve, avec ou sans excavation à l'intérieur des unités.

Pour conclure sur ces profils, deux modes de dépôts se distinguent. Lorsque l'alimentation se fait majoritairement par l'aval, on retrouve une sédimentation plus épaisse qui traduit correctement les forçages associés sédiments hérités (Vauclin et al., 2021). Malgré une restauration, des zones préférentielles de sédimentation se distinguent et sont principalement influencées par la présence d'élévations topographiques. L'ensemble du linéaire n'est pas concerné, c'est majoritairement la partie amont à proximité de ces élévations topographiques qui accueillent des sédiments fins.

3.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons pu représenter les dépôts sédimentaires sur des bras secondaires anthropisés. Une approche expérimentale de la sédimentation couplant plusieurs méthodes s'est avérée efficace pour estimer les mises en place sédimentaires. Nous avons vu que chacune des méthodes est cruciale pour définir les unités et les caractériser. La mise en valeur des profils géophysiques a permis de guider et de mieux comprendre l'interprétation des refus obtenus par sondages à la perche. Les zones non acquises au GPR par souci de praticabilité ont pu être interprétées par l'utilisation des sondages. Par la complémentarité des études, l'estimation est robuste et permet d'identifier :

- L'ancien lit de graviers des bras secondaires, associé à un fonctionnement dynamique.
- L'hétérogénéité longitudinale de l'accumulation sédimentaire (transversalement non appréhendée).
- La présence d'un dépôt sédimentaire hérité de la mise en place du barrage sur la majeure partie du linéaire.
- En fonction des aménagements sur les lônes, nous retrouvons deux unités distinctes (sables et limons/argiles) ou une unité indifférenciée. La couche de dépôts fins post-aménagement est d'épaisseur beaucoup plus constante (décantation) que les couches à granulométrie plus grossière et donc hydrauliquement plus dynamique.

L'interprétation des structures sédimentaires s'appuyant sur les travaux de Neal (2004) et Gu et al., (2019) nous a amené à considérer (relativement) les dynamiques hydrosédimentaires associées à ces mises en place. Nous avons discuté les unités sédimentaires en fonction des dynamiques hydrosédimentaires auxquelles elles sont soumises et nous avons pu les différencier en considérant l'influence des ouvrages alentours. Ainsi, deux niveaux de forçages se distinguent ; un forçage fluvial lorsque barrages et épis sont ajoutés au lit mineur du fleuve et un forçage local et secondaire, à savoir les contraintes au fonctionnement hydraulique en place dans les bras secondaires. Lorsque l'élévation topographique est un affleurement de l'ancien lit, il constitue un forçage naturel orientant les écoulements, les vitesses d'écoulement et donc les dynamiques hydrosédimentaires du site. En plus de la prise en compte de la morphologie, nous avons pu définir des typologies de remplissages et de dynamismes, fonctions des caractéristiques hydrauliques de la lône (terrestre/aquatique, alimentation amont/aval), du forçage fluvial et du forçage secondaire.

Dans ce chapitre, nous avons à plusieurs reprises fait référence au dynamisme auquel le site d'étude est soumis, pour différencier les phases de dépôt. Notre réflexion s'est limitée à une quantification relative de la dynamique. Nous allons tenter dans le prochain chapitre de mieux la quantifier et la qualifier au moyen d'un modèle hydrosédimentaire.

Chapitre 4. Représentation numérique des annexes fluviales

Dans ce chapitre, nous détaillons méthodologiquement le travail ayant permis de représenter numériquement le réseau fluvial impliqué dans la dynamique sédimentaire des bras secondaires du tronçon court-circuité de PDR. Après la construction du modèle, nous passons à une phase de calibration à partir de mesures de terrain, pour arriver à un modèle validé dont les premiers résultats hydrauliques permettent une meilleure compréhension et une caractérisation plus approfondie du régime hydraulique des bras secondaires. Nous abordons également la construction et la calibration du modèle hydrosédimentaire, en termes d'épaisseurs accumulées (dépôt/érosion) et de répartition granulométrique des dépôts.

4.1 Fonctionnement du modèle 1D du Rhône

4.1.1 Le modèle 1D du Rhône

Un modèle hydrosédimentaire 1D du Rhône du lac Léman à la mer Méditerranée a été développé par INRAE dans le cadre du programme OSR. Il rassemble 1800 profils transversaux répartis longitudinalement tous les 500 mètres (50 à 100 mètres à certains endroits) pour représenter la géométrie du lit du fleuve. Ce modèle a été calé et validé pour le lit du Rhône au travers de plusieurs travaux sur l'hydraulique et la charge sédimentaire (Andries et al., 2012a ; Guertault, 2015 ; Guertault et al., 2016 ; Launay, 2014 ; Launay et al., 2019a). Il contient les 21 ouvrages hydroélectriques présents sur le Rhône (Dugué et al, 2015).

Pour faire fonctionner ce modèle, on retrouve en conditions aux limites les débits mesurés sur le fleuve et sur les affluents jaugés (le tronçon aval des principaux affluents est représenté explicitement, l'apport des autres affluents est injecté entre deux tronçons au niveau des nœuds¹⁴ du système). Les débits sont répartis dans les différents tronçons ou biefs¹⁵ en tenant compte de la gestion des ouvrages. Des simulations du fonctionnement hydraulique sur la période 2010-2018 ont permis de montrer la

¹⁴ Au sein d'un modèle, les différents tronçons (ou biefs) sont reliés entre eux par des nœuds. Chaque tronçon se situe donc entre un nœud amont et un nœud aval (Figure 4.1). Lorsqu'il y a une diffluence entre deux tronçons, le nœud sera un nœud aval pour un bief (portion de cours d'eau) et deux biefs partiront de ce même nœud (considéré pour eux comme le nœud amont). Comme défini par Baume et Poirson (1984), on appelle nœud aval de maille un nœud d'où il ne part aucun bief de maille. Les nœuds amont de maille sont ceux d'où il n'arrive aucun bief. Ils constituent les nœuds d'entrée et de sortie de l'ensemble du modèle, associés aux conditions limites du modèle.

¹⁵ Un bief est une portion de cours d'eau. En modélisation, il définit un tronçon modélisé, constitué de plusieurs profils (appelés transects) entre lesquels un maillage va être réalisé pour représenter l'ensemble du bief. Chaque bief connecté au réseau est relié à d'autres biefs par des nœuds amonts et aval (Baume et Poirson, 1984).

justesse des simulations, la précision est meilleure pour les débits moyens à forts (avant débordement en lit majeur, non représenté par le modèle) que pour les débits d'étiage (Le Coz et al., 2021).

4.1.2 Le code de calcul hydraulique

La simulation hydraulique est réalisée en utilisant le code de calcul MAGE (Souhar et Faure, 2009) unidimensionnel d'écoulement en régime transitoire. Ce code est basé sur les équations de Saint-Venant (1871), avec la formule de perte de charge de Manning-Strickler. La discrétisation des équations est réalisée selon un schéma semi-implicite de différences finies à quatre points (schéma de Preissmann).

Conservation de la masse – équation de continuité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_{lat} = q_{apports} - \frac{\partial S_{majeur}}{\partial t} + q_{déversement} \quad (4.1)$$

Equation dynamique :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \cdot \frac{Q^2}{S} \right) + qS \cdot \frac{\partial z}{\partial x} = -g \cdot S \cdot (J + J_s) + kq_{lat} \quad (4.2)$$

Avec t = temps, x = abscisse en long, S = section mouillée, Q = débit, z = cote de la surface libre, V = vitesse moyenne ($V = Q / S$), β = coefficient de quantité de mouvement (Boussinesq), g = gravité, J = perte de charge linéaire par frottement (et élargissement ou rétrécissement brusque), q = pertes ou apports latéraux par unité de longueur ($m^2 \cdot s^{-1}$; ruissellement, pluie, déversements, échanges avec le lit majeur), k = coefficient dépendant du signe de q_{lat} ($k = 1$ si $q_{lat} < 0$; $k = 0$ si $q_{lat} > 0$) (d'après la documentation MAGE - J. B. Faure, Documentation théorique et notice d'emploi, 2019 – INRAE).

4.1.3 Le code de calcul hydrosédimentaire

Le code d'advection-dispersion Adis-TS simule le transport de solutés et de sédiments en suspension (Faure, 2013). Les temps de calcul de quelques heures pour une décennie de données permettent de simuler la stratigraphie des dépôts sur de longues périodes, à haute résolution temporelle (pas de temps horaire typiquement). Le code de calcul Adis-TS fait appel aux équations de conservation de la masse pour simuler le transport des sédiments. Plusieurs classes granulométriques distinctes reproduisent la répartition granulométrique des matières en suspension. L'érosion et le dépôt font respectivement appel aux formules de Partheniades (1965) et Krone (1962). Le coefficient de diffusion longitudinale utilise la formule proposée par Iwasa et Aya (1991), qui reproduit le mieux la dispersion sur le Rhône, selon les mesures de Launay et al. (2015).

Les matières en suspension sont réparties en différentes classes granulométriques calibrées pour plusieurs cas (Guertault et al., 2016 ; Launay et al., 2019b). La géométrie de la section mouillée est mise à jour à chaque pas de temps pour la résolution des équations.

Adis-TS résout l'équation de transport/dispersion unidimensionnelle sous sa forme conservative :

$$\frac{\partial(SC)}{\partial t} + \frac{\partial(QC)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(D_f \cdot S \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \right) = f(S, Q, C, \dots) \quad (4.3)$$

Où C est la concentration, Q le débit, S la section mouillée, D_f le coefficient de diffusion et f le second membre qui peut représenter un terme de disparition cinétique chimique, des apports en débit massique ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) ou des dépôts/érosion (d'après Adis-TS – documentation de l'utilisateur, 2018).

L'utilisation des codes hydrosédimentaires pour le lit mineur du Rhône a été discutée et validée à partir de plusieurs jeux de données (Andries et al., 2012a ; Camenen et al., 2013a ; Guertault, 2015 ; Guertault et al., 2016 ; Launay, 2014 ; Launay et al., 2019a ; Le Coz et al., 2021).

Les codes MAGE et Adis-TS sont en couplage faible, ce qui signifie que les deux simulations sont faites séparément. Adis-TS fait appel aux fichiers de sortie de MAGE pour connaître la géométrie du modèle, le fonctionnement hydraulique et les paramètres associés. Un couplage fort est possible, mais augmente considérablement le temps de calcul. Il permettrait de prendre en compte l'évolution géomorphologique des lits représentés (issue de l'accumulation/érosion) et donc d'ajuster la ligne d'eau et les alimentations hydrauliques à la géométrie en cours.

Le modèle du Rhône actuel ne permet pas de simuler le fonctionnement hydrosédimentaire des bras secondaires. Il est donc nécessaire de construire et intégrer ces bras sous forme de nouveaux biefs. Des données supplémentaires sont utiles, comme la topographie pour la construction et les débits d'écoulement dans les biefs en fonction du débit du vieux-Rhône pour le calage hydraulique. Ensuite, nous devons faire référence aux connaissances sédimentaires (épaisseur de dépôt, répartition granulométrique) pour caler les paramètres sédimentaires en vue de simulations avec Adis-TS.

4.2 Extension du modèle aux bras secondaires de PDR

Sur le modèle du Rhône de l'OSR développé par INRAE, le secteur d'étude (PDR) est représenté par deux biefs. On retrouve le vieux-Rhône, court-circuité par la création du canal de dérivation. Des lois d'ouvrages permettent de répartir les écoulements entre les deux biefs, représentant la gestion théorique par la CNR des écoulements sur ce site (Andries et al., 2012). Ainsi, un débit réservé est constamment envoyé dans le vieux-Rhône et le surplus est orienté vers le canal aménagé, tant qu'il ne dépasse pas le débit maximal que peut recevoir l'usine hydroélectrique. Les hauteurs d'eau, et donc les

vitesses d'écoulement à l'amont des ouvrages (barrage et usine hydroélectrique) résultent de ces lois. Sur le secteur de PDR, lorsque le débit dépasse les $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, l'excédent est dirigé vers le vieux-Rhône.

La gestion du site n'est pas simulée à l'identique de la conduite réelle de l'aménagement. Il arrive régulièrement que des turbines soient à l'arrêt pour maintenance et que le débit maximal pouvant être turbiné ne soit pas atteint. Cela n'est pas pris en compte dans les lois d'ouvrage. Les lois qui prédisent la hauteur d'eau en fonction du débit, basées sur les consignes d'exploitation de la CNR, considèrent que toutes les turbines fonctionnent de façon nominale.

Pour représenter le réseau hydraulique du site, le bief « vieux-Rhône » a été découpé en 6 biefs se succédant entre 5 nœuds (biefs PDR RCC 1 à 6 sur la Figure 4.1 entre les nœuds **N1** à **N5**). En rive droite, les nœuds **N2** et **N3** permettent de représenter les entrées dans la lône de Limony, **N4** permet de représenter la confluence. Le nœud **N Li.conf** traduit la confluence des deux bras amont en un bras commun. En rive gauche, la lône de la Platière est représentée par 3 biefs successifs (P11, P12 et P13) permettant d'intégrer la lône de l'Ilon en parallèle du bief central.

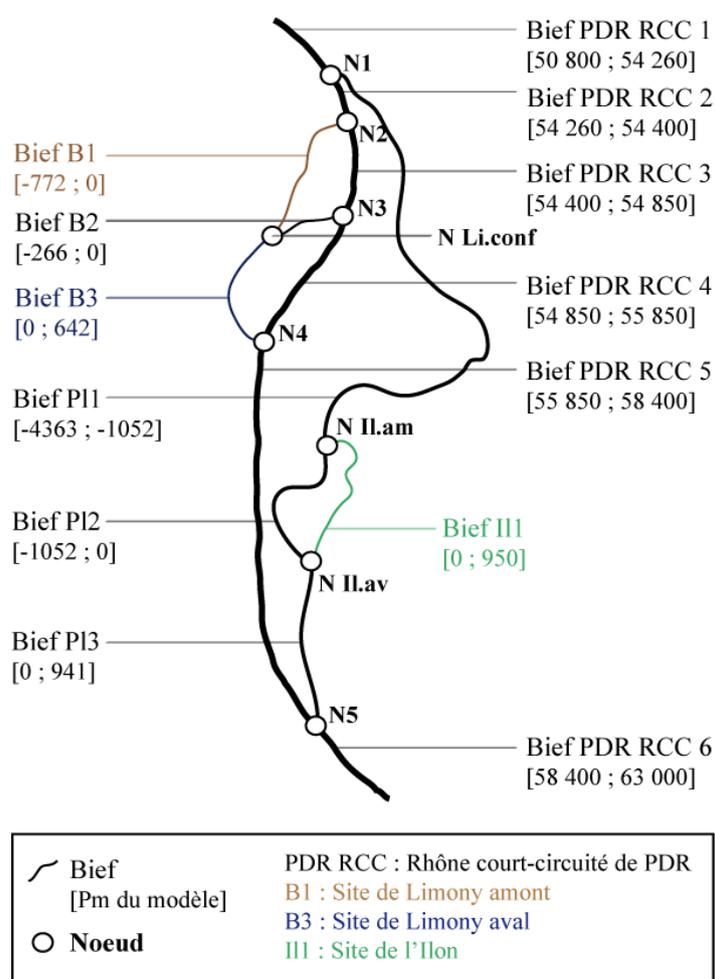


Figure 4.1 : Biefs et nœuds représentant le réseau fluvial du site de PDR et points métriques (Pm) de début et de fin de bief associés

Les biefs **B1**, **B2** et **B3** représentent les bras secondaires de Limony, le Bief **III** représente le bras secondaire de l'Ilon. Les points métriques associés au vieux-Rhône correspondent aux points kilométriques du Rhône utilisés par la CNR. Sur le bras secondaire de Limony, les points métriques du modèle sont en ordre décroissant jusqu'au nœud de confluence des trois biefs, de la même manière que défini pour la lône au Chapitre 2.3.2. Ainsi, **B1** et **B3** représentent le linéaire principal de la lône, respectivement du Pm -772 au Pm 0, puis du Pm 0 au Pm 642. Le bras secondaire de l'Ilon est représenté par un seul bief, il s'étend du Pm 0 au Pm 950.

Un modèle numérique de terrain (MNT) a été réalisé à partir de la méthode de télédétection par laser LiDAR en 2013 sur le secteur de Péage-De-Roussillon pour le compte de la CNR et dans le cadre du programme OSR. Ce MNT rassemble 3,2 millions de points localisés sur 3 axes (latitude, longitude, altitude), avec une résolution de 50 centimètres autour du vieux-Rhône. C'est à partir de ce semis de points que la construction précise des géométries des annexes fluviales ajoutées au modèle a été réalisée.

Les informations nécessaires à notre modélisation ont été extraites du MNT avec Fudaa-Modeleur¹⁶. Ce logiciel, adapté aux constructions de modèles hydrauliques (Jaballah et al., 2019 ; Penard, 2010) permet de traiter des données géométriques. Nous avons tracé manuellement quelques transects transversalement aux bras étudiés. Une interpolation a ensuite permis d'obtenir un transect tous les 25 mètres en suivant la ligne représentant le point le plus bas des lits mineurs. Les profils ont été extraits puis traités à l'aide des exécutable SECMA pour obtenir des coordonnées x et y sur les profils et MODIFM pour l'altitude (z). Ces exécutable ont été développés par INRAE. Transversalement, une interpolation a permis de créer 50 à 100 points cotés (x, y, z) traduisant linéairement chacun des profils. Également sous SECMA, la définition des Pm associés à chaque profil a été réalisée. Le fichier de sortie a ensuite été traité sous MODIFM pour associer une valeur altimétrique à chacun des points constituant les profils. L'altitude a été approximée par le barycentre des 4 points du MNT les plus proches dans un rayon de recherche de 50 centimètres et n'excédant pas 2 mètres. Ainsi, les profils transversaux nouvellement définis décrivent la topographie de surface des lônes, simplifiée par des profils transversaux et un maillage entre eux. Ils constituent la géométrie des nouveaux biefs du modèle 1D.

Aux diffluences et confluences entre des biefs, il est nécessaire de garder une continuité de la géométrie. Nous avons donc un profil recoupant la géométrie des deux chenaux en sortie du bief amont. Ce même transect est réutilisé comme premier profil pour les deux transects en diffluence (scindé en deux comme le montre l'Annexe 10). Pour les confluences, c'est le regroupement des deux biefs scindés que l'on retrouve comme premier transect du bief aval. Cette alternative à la représentation des diffluences permet de ne pas avoir de perte d'une partie de la géométrie et de modéliser au mieux la répartition des débits entre les deux biefs en diffluence. La répartition des débits est fonction de la topographie de ce bief.

¹⁶ <https://sourceforge.net/projects/fudaa/files/fudaa-mox/>

Les seuils et orifices énumérés dans la section 2.3 sont représentés comme des ouvrages associés aux transects dans le modèle (nommés singularités). L'écoulement est alors calculé localement par la loi d'ouvrage correspondante et non par les équations de Barré de Saint-Venant. En effet, MAGE ne peut pas simuler précisément les écoulements fortement torrentiels (nombre de Froude supérieur à 2 typiquement). Les caractéristiques des ouvrages sont détaillées dans le Tableau 4.

Tableau 4 : Caractéristiques des ouvrages associés aux bras secondaires sous forme de singularités dans la modélisation

Type d'ouvrage	Bief	Pm	Largeur (seuil) ou diamètre (orifice)	Cote de déversement
Seuil (passage à gué)	IL1 (Ilon)	66,307	L = 8,9 m	132,50 m (NGF)
Seuil (entrée du bief B1)	B1 (Limony amont)	-772,37	L = 10 m	135,30 m (NGF)
Seuil (entrée du bief B2)	B2 (Limony Est)	-266,18	L = 17 m	135,32 m (NGF)
Seuil amont (bief B3)	B3 (Limony aval)	55,803	L = 17,67 m	134,40 m (NGF)
Seuil aval (bief B3)	B3 (Limony aval)	608,68	L = 30 m	135,10 m (NGF)
Orifice circulaire	B3 (Limony aval)	608,68	d = 1,6 m	133,55 m (NGF)
Orifice circulaire	B3 (Limony aval)	608,68	d = 1,6 m	133,55 m (NGF)

Comme nous l'avons vu précédemment, des restaurations ont eu lieu sur les bras secondaires, rendant discutable l'utilisation du MNT. Les lônes de la Platière et de l'Ilon sont concernées par ces restaurations. Le MNT ne correspond pas à la géométrie du site en 1977 (lors de la mise en place du barrage), ni à la géométrie actuelle. De plus, nous utilisons le MNT qui ne traverse pas (ou peu) la couche d'eau présente en surface. Une nouvelle campagne LiDAR pour obtenir le semis de point que représente le MNT n'étant pas envisageable, nous prenons la décision de l'utiliser tel quel pour représenter numériquement les lônes en faisant une rectification/correction de la topographie à partir de mesures de terrain (Chapitre 4.4.3).

La lône de la Platière est prise en compte dans le modèle dans le seul but de simuler les apports à la lône de l'Ilon. Nous ne regarderons pas les résultats issus de simulations sur les biefs PL1, PL2, PL3. Pour la lône de l'Ilon, malgré un changement de géométrie, nous utiliserons le MNT dans le but d'observer des tendances de débits et vitesses pour les simulations hydrauliques, des variations d'accumulation et de granulométrie pour les simulations hydrosédimentaires.

Au total, la lône de la Platière est représentée par un maillage entre 44 transects issus du MNT, 12 transects pour la lône de l'Ilon et 46 transects pour la lône de Limony (Figure 4.2). Un mailleur externe (MailleurPF, INRAE) permet de transformer ces transects en une maille de 219 transects pour la lône de la Platière, 37 pour l'Ilon et 68 pour Limony, donc avec un écart longitudinal de 20 m entre les transects.

Dans son travail, Parrot (2015) montre une incision de 40 cm du vieux-Rhône de PDR entre 2001 et 2003. La variation est plus importante aux abords du barrage que sur le reste du lit du vieux-Rhône. D'un point de vue synthétique, elle montre que l'incision était la plus importante lors de la mise en place des casiers Girardon à l'amont de PDR (jusqu'à 10 m). En revanche, depuis la mise en place de la dérivation, peu de changements sont observés au niveau du vieux-Rhône. Une augmentation de la bathymétrie est observée à l'amont et induite par la retenue d'eau. A l'échelle d'une crue, une légère diminution de la bathymétrie est observée sur la zone de retenue de PDR et dans le vieux-Rhône, tandis qu'une légère augmentation de la bathymétrie est observée à l'amont direct du barrage (Parrot, 2015 ; Tal et al., 2018).

Dans notre cas, nous nous intéresserons aux évènements pour lesquels les bras secondaires sont alimentés, donc les crues. La bathymétrie que nous utilisons pour le Rhône est celle déjà présente dans le modèle OSR, correspondant à l'année 2010. Nous sommes dans un cas où il n'y a pas d'évolution des fonds induite et nous travaillerons avec cette approximation de la bathymétrie du vieux-Rhône, correspondant à des débits pour lesquels les résultats ne seront pas exploités.

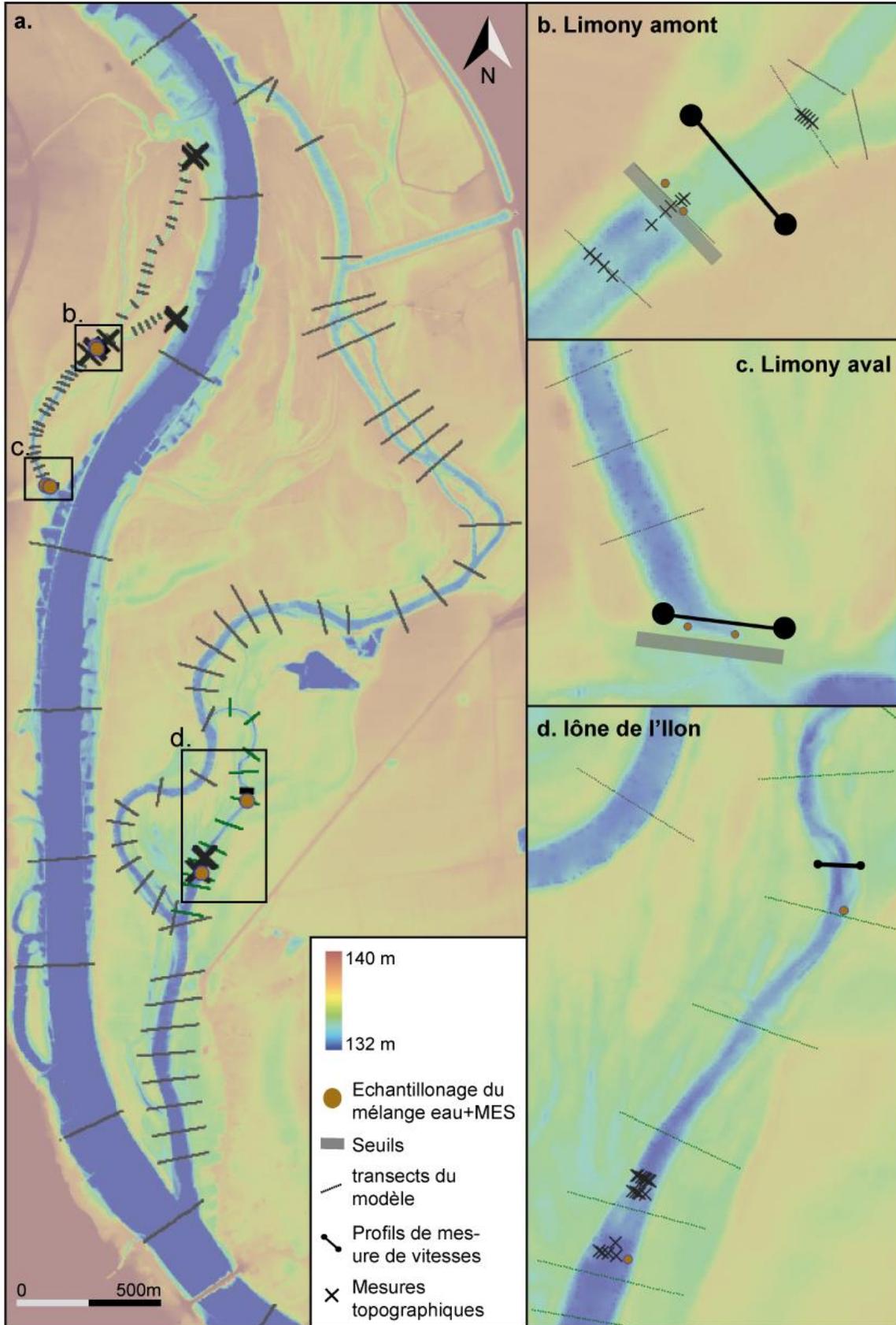


Figure 4.2 : Récapitulatif cartographique des données et relevés de terrain associés à la modélisation des îlots de PDR

4.3 Emprise spatiale de la modélisation pour la période 1977-2018

4.3.1 Choix de l'emprise spatiale

L'emprise du modèle est la partie du Rhône que nous prenons en compte dans la modélisation. Sur le modèle 1D du Rhône (OSR, développé par INRAE), nous utilisons 75 kilomètres du linéaire. L'emprise débute à Ternay (nœud amont) et se termine à la confluence Rhône-Doux (à proximité de Tain-l'Hermitage) quelques kilomètres en amont de Valence (Figure 4.3.b).

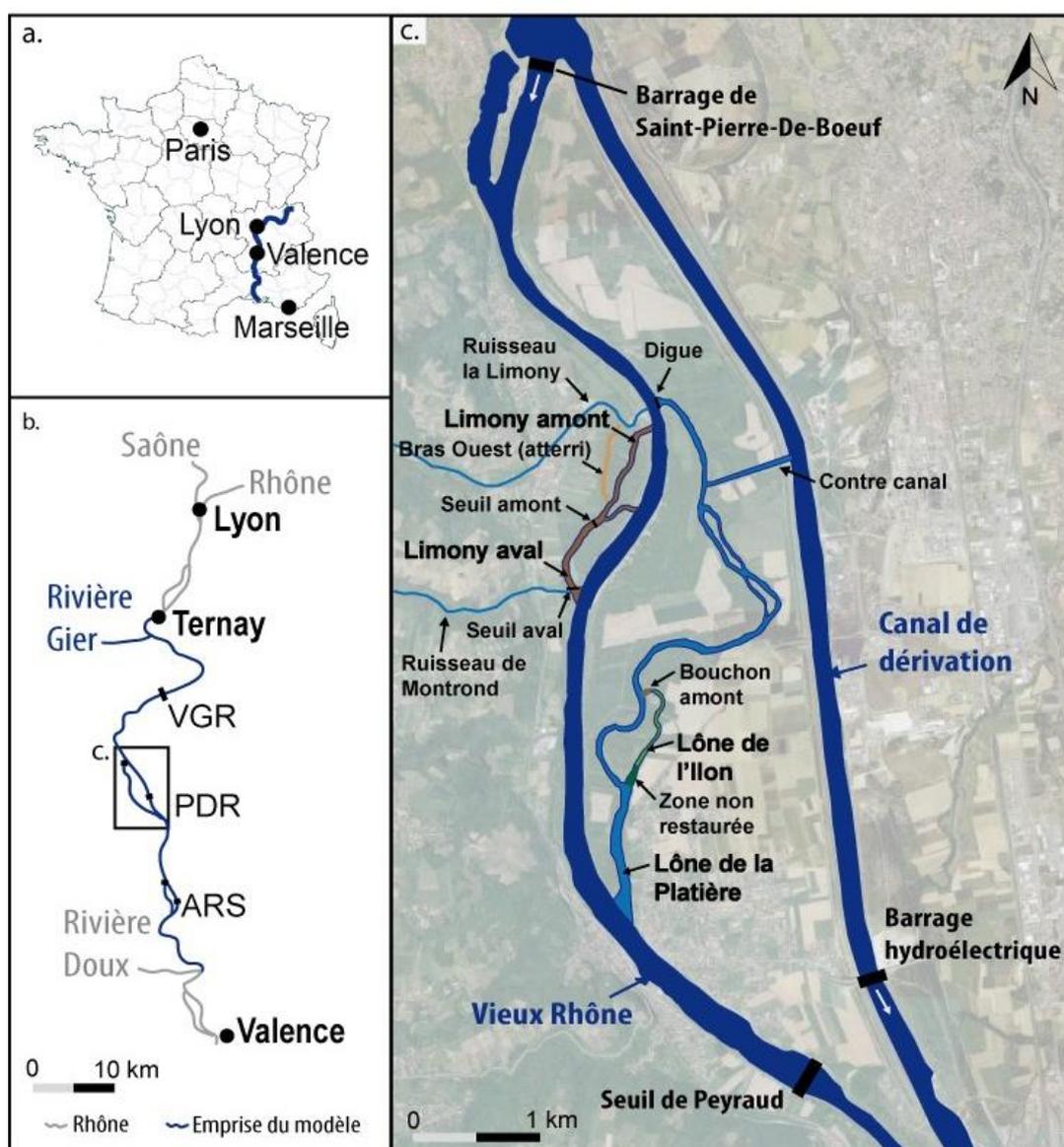


Figure 4.3 : Résumé cartographique de a. la situation du Rhône, b. le Rhône entre Lyon et Valence et l'emprise du modèle, c. rappel du détail de la zone d'étude de PDR

Les aménagements présents sur ce corridor sont le barrage de Vaugris à l’aval de Vienne (38), le tronçon court-circuité de Péage-De-Roussillon composé du barrage de retenue de Saint-Pierre-De-Bœuf, de l’usine hydroélectrique de Sablons, de l’écluse de Sablons et du seuil de Peyraud (Figure 4.3.c) puis le tronçon court-circuité de Saint-Vallier comprenant l’écluse et l’usine hydroélectrique de Gervans, le barrage de retenue d’Arras-sur-Rhône. Ternay est à 15 km à l’aval de Lyon et à 36 km à l’amont du barrage de Saint-Pierre-de-Bœuf. L’utiliser constitue la meilleure entrée dans l’emprise du modèle, en raison d’une bonne répartition des débits, un mélange entre les flux du Rhône et du Gier possible, la considération du barrage amont à PDR, tout en limitant l’emprise et donc le temps de calcul. Nous considérons ce nœud d’entrée comme suffisamment en amont de Péage-de-Roussillon. Pour la partie aval de PDR, l’aménagement de Saint-Vallier (ARS) est pris en compte pour les mêmes raisons. Les variations de hauteur de la ligne d’eau sur les barrages amont et aval sera donc simulée, tout comme les influences que cela peut avoir sur PDR.

4.3.2 Les aménagements sur l’emprise du modèle

Nous avons trois aménagements hydroélectriques présents sur l’emprise spatiale. Le RCC de Saint-Vallier est le plus ancien. Il a été inauguré en octobre 1971 (Tableau 5) et exploité à sa cote définitive à partir de juin 1972. Il se constitue d’un canal de dérivation de 3,4 km permettant d’accueillir jusqu’à $1650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au travers de 4 turbines. Le vieux-Rhône est alimenté en continu par un débit réservé initialement compris entre 5 et $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L’aménagement de PDR a été inauguré en 1977 (Chapitre 2). Le barrage de Vaugris est un barrage au fil de l’eau du Rhône ne présentant pas de dérivation. C’est un barrage poids avec une retenue de $41\,000\,000 \text{ m}^3$, inauguré en mars 1980.

Tableau 5 : Périodes pour lesquelles les aménagements sont présents sur l’emprise du modèle donnés en dates et équivalents en jours et horaires

Début de simulation	Fin de simulation	Début jours:heures: minutes:secondes	Fin jours:heures: minutes:secondes	Aménagements présents
01/01/1965	01/10/1971	00:00:00:00 <i>Horaire : 0</i>	2565:00:00:00 <i>Horaire : 61560</i>	/
01/10/1971	01/12/1977	2565:00:00:00 <i>Horaire : 61561</i>	4718:00:00:00 <i>Horaire : 113232</i>	ARS
01/12/1977	01/03/1980	4718:00:00:00 <i>Horaire : 113233</i>	5540:00:00:00 <i>Horaire : 132960</i>	PDR, ARS
01/03/1980	25/10/2018	5540:00:00:00 <i>Horaire : 132961</i>	19655:00:00:00 <i>Horaire : 471720</i>	VGR, PDR, ARS

Simuler la période aménagée de PDR revient à simuler deux périodes temporelles du Tableau 5. Elles se différencient par la présence du barrage de Vaugris à l’amont. Nous avons donc séparé les données hydrauliques des périodes 1977-1980 (2 ans et 3 mois) et 1980-2018 (38 ans et 8 mois).

4.3.3 Les affluents sur l'emprise du modèle

Plusieurs affluents se jettent dans le Rhône sur l'emprise choisie dans ce travail de modélisation. Nous n'avons pas de données détaillées sur tous ces affluents (Tableau 6) mais les plus importants sont le Gier, la Gère, la Valencize et la Cance.

Le Gier a un débit quinquennal $Q_5=100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et des débits enregistrés jusqu'à $Q_{100}=390 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant, sur la période 1977-2018, le débit le plus haut est de $257 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tableau 6). La Gère a un débit $Q_5=18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et n'a pas de périodes de retour de crues supérieures enregistrées. La Valencize a un débit $Q_5=7,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et n'a pas de débit plus important observé. A l'aval, on retrouve entre autres la Cance qui alimente le Rhône avec un débit plus important. On retrouve un débit $Q_5=140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais ces débits sont ajoutés à l'aval du système et n'ont pas d'influence sur les écoulements dans les bras secondaires. En effet, la seule influence possible serait sur la ligne d'eau du Rhône (une élévation pouvant se ressentir quelques kilomètres à l'amont), mais la présence d'ouvrages (barrage d'Arras-sur-Rhône, seuil de Peyraud) rend impossible cette influence.

Tableau 6 : Caractéristiques des affluents (cours d'eau de plus de 10 km) se jetant dans le Rhône sur l'emprise du modèle (source : Hydroportail¹⁷)

	Affluent du Rhône	Localisation de l'exutoire	Débit moyen ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Q_{max} observé (période)	Bassin versant (km^2)
Amont de PDR	Le Gier	Givors (69)	3,16	$257 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (1977-2018)	406
	La Gère (Véga + Vesonne)	Vienne (38)	3,15	18 (Véga, 1988-2018) et $13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Vesonne, 1987-2018)	72 (Véga), 156 (Vesonne)
	La Varèze	Saint-Alban-Du-Rhône (38)	<i>Non renseigné</i>	<i>Non renseigné</i>	145
	La Valencize	Chavanay (42)	0,346	$7,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (1978-2018)	37
	Le Limony	Limony (07)	<0,1	<i>Non renseigné</i>	<i>Non renseigné</i>
Aval de PDR	Le Bancel	Andancette (26)	0,05		
	Le Dolon	Chanas (38)	0,16		
	Les Collières	Saint-Rambert-d'Albon (26)	0,25		
	La Cance	Sarras (07)	3,42		Aval du site
	L'Ay	Sarras (07)	0,01		
	La Galaure	Saint Vallier (26)	2,1		
	La Payre	Baix (07)	<i>Non renseigné</i>		
Le Doux	Tournon-sur-Rhône (07)	7,5		Sortie du modèle	

Sur l'emprise spatiale de la simulation, nous ne considérons pas tous les affluents du Rhône. Le ruisseau Limony, dont la confluence avec le vieux-Rhône de PDR se situe à une dizaine de mètres en amont du premier bief de Limony, n'est pas pris en compte, son débit moyen étant très faible ($Q = 0,1$

¹⁷ <https://hydro.eaufrance.fr>

$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) selon les mesures disponibles (Pont et al., 2008). Il en est de même pour le ruisseau de Montrond en aval de la lône de Limony. Ces deux ruisseaux se jettent directement dans le vieux-Rhône et ne sont pas reliés à la lône de Limony.

Au regard du Tableau 6, nous avons choisi de ne prendre en compte que le Gier dans la modélisation. Une interprétation des apports sédimentaires du Gier dans le Rhône a été réalisée par Poulier et al. (2019), et les débits (journaliers puis horaires que nous présenterons dans le Tableau 10) font partie des archives disponibles. Il est donc possible d'intégrer l'apport hydraulique et sédimentaire du Gier avec précision. De plus, le Gier est lourd d'un passé industriel et certains macrorestes ont été retrouvés dans les carottes sédimentaires de Limony s'apparentant à des sphérules ferriques typiques des industries de la vallée du Gier de la deuxième moitié du 20^e siècle (Dendievel, 2020).

4.4 Calibration hydraulique

4.4.1 Campagne de mesure de débits

Les débits s'écoulant dans les lônes sont basés sur la répartition du débit d'entrée (chronique de débit de la station de Ternay) aux difffluences entre le Rhône et les lônes. La répartition dépend de la géométrie de ces difffluences. Pour travailler le calage du modèle et faire correspondre les débits simulés et les débits réels dans les lônes, nous avons eu recours à une mesure des débits dans les lônes avec la méthode aDcp.

L'aDcp, pour « *acoustic Doppler current profiler* » est une méthode de jaugeage des cours d'eau (entre autres) par profileurs acoustiques de vitesse par effet Doppler. Comme décrit par Le Coz et al. (2011, 2008), cette technique permet d'obtenir la vitesse d'écoulement et donc le débit par intégration des vitesses sur une section donnée. Elle repose sur le principe du Doppler pulsé soit l'émission d'impulsions ultrasonores dans l'eau et l'analyse du décalage fréquentiel de l'écho rétrodiffusé par les MES.

Une émission d'ondes acoustiques (ultrasons) est assurée par le transducteur. Le déphasage est proportionnel à la vitesse radiale des particules par rapport à la source d'émission (effet Doppler). L'aDcp utilisé (StreamPro 2400 KHz, Teledyne RDI) enregistre des vitesses moyennes sur des cellules de mesure de hauteur fixe (30 cm ici) au cours d'une traversée du cours d'eau (Figure 4.4). La somme des flux sur l'ensemble de ces cellules, ainsi que les flux extrapolés dans les zones sans mesures de vitesse (bords du transect, couches près du fond et de la surface), permettent d'obtenir le débit total traversant le transect. Le suivi du fond (mesure de la profondeur et de la vitesse de déplacement de l'appareil) est fait en parallèle par une onde à fréquence différente. Lorsque le fond est capté et que la densité de la végétation ne perturbe pas l'enregistrement, cela permet de suivre le profil indépendamment de la vitesse de déplacement de l'embarcation.

Une campagne aDcp a été réalisée lors de la crue de mai 2021 (illustrée par l'Annexe 11). La crue de mai 2021 a eu lieu du 10 au 15 mai avec un pic de crue le 11 mai ($Q_{\text{Ternay, max}} \approx 2\,550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Le débit journalier relevé à la station de Ternay le jour de l'acquisition (12 mai) était compris entre 2400 et 2500 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Une des turbines de l'usine hydroélectrique était à l'arrêt lors de la mission de terrain et un débit de 1500 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entrainé dans le vieux-Rhône à ce moment-là (cette information et le relevé de débit au barrage nous ont été fournis par la CNR). Le calage hydraulique des bras secondaires est réalisé en injectant un débit $Q_{\text{vieux-Rhône}} = 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ directement dans le vieux-Rhône (Bief RCC PDR 1 de la Figure 4.1).

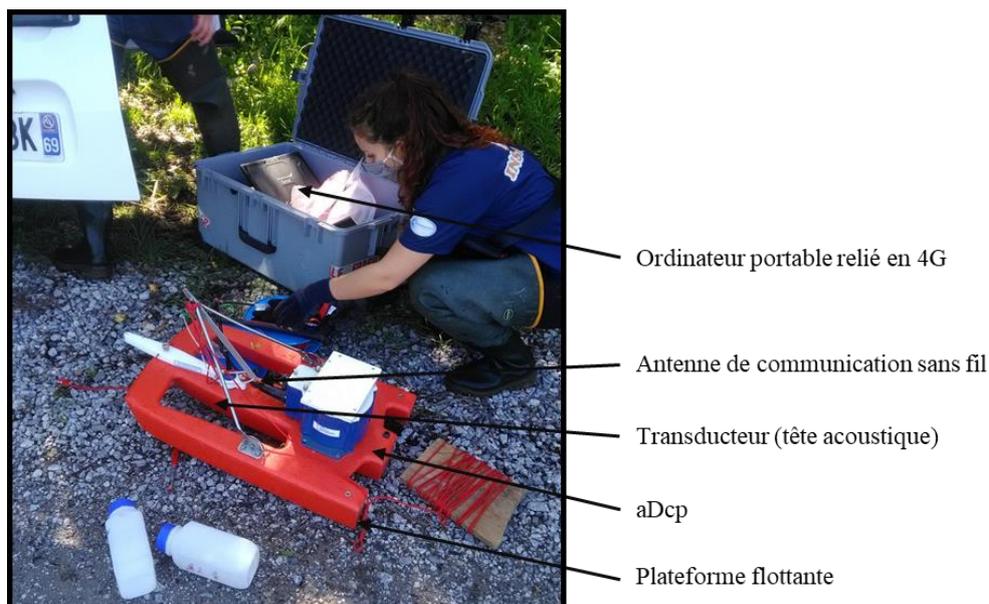


Figure 4.4 : Photo légendée du matériel d'acquisition StreamPro (méthode aDcp)

Trois zones ont été préalablement équipées de poulies et de cordes comme système de transmission transversalement aux écoulements. Ces zones ont été sélectionnées pour obtenir des débits représentatifs dans les lônes de Limony et de l'Ilon. Une mesure sur la partie médiane de l'Ilon est suffisante au vu de sa géométrie continue en chenal. Pour Limony, deux sites ont été sélectionnés à l'amont des deux seuils transversaux. Ainsi, la plateforme flottante a été dirigée depuis les berges. Les sites de mesure sont représentés dans la Figure 4.2. Nous pouvons observer que les mesures de débit ont été réalisées sur des zones pour lesquelles nous avons de nombreuses informations de terrain. Les mesures et incertitudes associées sont post-traitées avec le logiciel QRevInt¹⁸. Les incertitudes sont

¹⁸ QRevInt (Lennermark et Hauet, 2022) (<https://www.genesishydrotech.com/qrevint>) est un logiciel libre de post-traitement de données aDcp, développé par un consortium international (INRAE contribue au développement). Il permet de réunir les informations aDcp, objectiver les calculs de débits non mesurés (haut, bas, bords, cellules invalides) et calcule les incertitudes associées aux résultats selon la méthode OURSIN (Despax et al., 2023).

mesurées avec l’outil OURSIN¹⁹. Pour un niveau de probabilité de 95%, on obtient une incertitude du débit de 8% à l’Ilon, 11% à Limony amont, et 26% à Limony aval. Les résultats sont présentés dans le Tableau 7.

Tableau 7 : Résultats de mesure de débit par aDcp sur les lînes de PDR (mai 2021)

Site	Transect associé	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Incertitude (m ³ .s ⁻¹)	Vitesse (m.s ⁻¹)	Incertitude
Vieux-Rhône	Pm 62 000	1500	/ (données CNR)		
Limony amont	Pm -45	1,98	0,22	0,065	8,6 %
Limony aval	Pm 608	1,1	0,29	0,065	48,6 %
Ilon	Pm 374	10,4	0,83	0,316	10,9 %

Dans la partie aval du site de Limony, les incertitudes de mesures sont plus importantes qu’ailleurs. La mesure a été réalisée en bordure du seuil aval car le reste du site n’était pas accessible. Cette zone était encombrée par la végétation, le suivi de fond par réflexion acoustique n’a pas été continu lors de la mesure. La trajectoire de l’embarcation flottante n’a pas non plus été rectiligne, car la transmission installée n’était pas accessible. Sur les deux autres sites (Limony amont et l’Ilon), les transmissions étaient accessibles et le suivi du fond a été continu lors de l’acquisition. Ces données permettent d’orienter la suite de la calibration hydraulique et seront utilisées dans la section 4.6 pour valider le modèle.

4.4.2 Création des fentes de Preissmann

Le recours à des fentes de Preissmann (Preissmann et Cunge, 1961) provient initialement des simulations d’écoulements mixtes en conduites pour éviter la surcharge. Les écoulements mixtes se décrivent comme des écoulements simultanément à surface libre et en charge. Ces fentes (positionnées en haut du transect) permettent de représenter un écoulement en conduite pleine avec une section ouverte et ainsi d’assurer la résolution des équations de Saint-Venant établies pour un écoulement à surface libre (Demay, 2017 ; Kerger et al., 2009 ; Zhang et Lerner, 2000). Dans notre cas, des fentes de Preissmann ont été intégrées au bas des transects de telle sorte qu’un écoulement en surface libre soit simulé en continu dans les bras secondaires. L’objectif reste la résolution des équations de Saint-Venant mais cette fois en évitant l’assèchement des biefs lorsque l’écoulement est évènementiel.

Des fentes ont été ajoutées sur tous les transects des nouveaux biefs avec la même cote de fond et une aire similaire (Figure 4.5). Elles remplacent le point le plus bas des transects et le fond de la fente

¹⁹ Outil de Répartition deS Incertitudes de mesure de débit par aDcp mobile. Cet outil décompose le débit en plusieurs termes et évalue l’incertitude à partir de calculs de sensibilité. Ainsi, l’outil estime les incertitudes des différentes composantes (Despax et al., 2023 ; Naudet et al., 2019).

descend à une cote à laquelle le fleuve est toujours en eau. De cette sorte, un écoulement continu a lieu dans les bras secondaires, même s'ils sont parfois asséchés dans la réalité. Ces fentes sont suffisamment étroites (entre 15 et 20 cm de largeur) pour ne pas influencer les résultats de simulations sur les transects, l'écoulement étant négligeable dans les fentes.

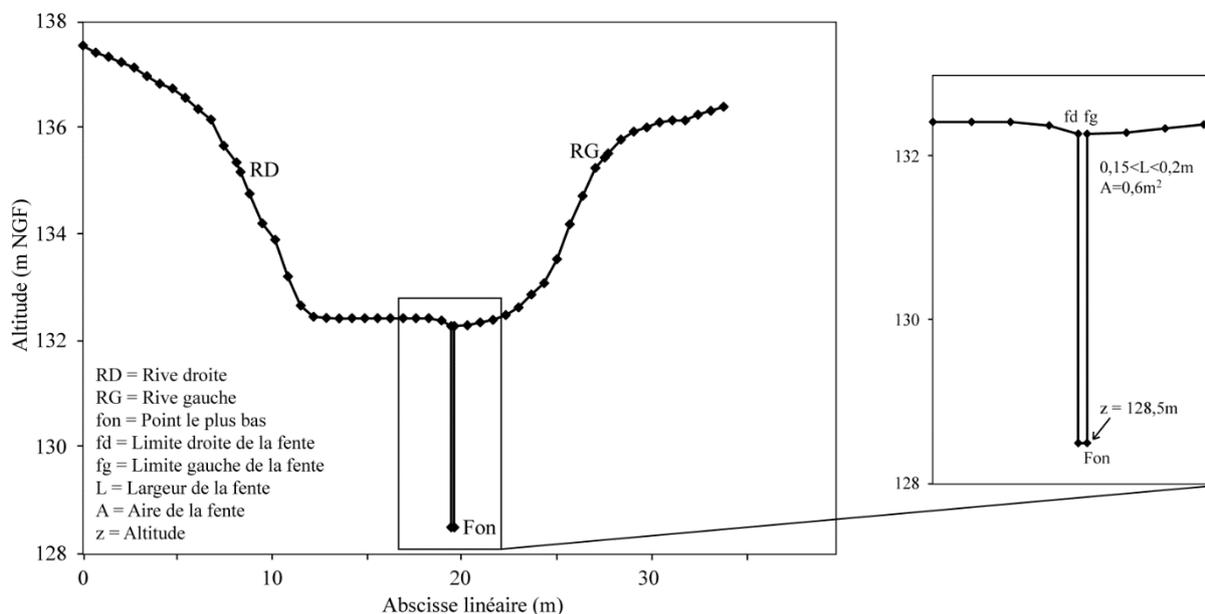


Figure 4.5 : Géométrie du transect au Pm 548 (Limony aval) et de la fente de Preissmann associée

4.4.3 Rectifications topographiques

Une campagne de terrain a été réalisée pour parfaire les géométries intégrées dans le modèle. Elle a consisté en un relevé des coordonnées et des altitudes d'un certain nombre de points. Nous avons utilisé une station GPS (Leica GPS1200 avec Orphéon) ainsi qu'un tachéomètre (Leica TS16A3''R500) pour faire ces mesures. Le tachéomètre permet d'obtenir l'altitude de différents points par rapport à un point fixe. Nous avons une précision centimétrique sur ces mesures.

Dans un premier temps, cette étude de terrain a permis de relever la géométrie des seuils qui impacte fortement les écoulements. Les cotes mesurées ont été reportées dans le modèle. La géométrie des diffluences a été relevée, ainsi que certains points du lit mineur des lônes (position des points en Figure 4.2). Les deux diffluences entre le vieux-Rhône et les biefs B1 et B2 présentent un enrochement transversal au début du bras. La percolation à travers ces enrochements ne fait pas de doute au vu de leur faible perméabilité. Nous avons donc estimé la géométrie du premier transect de la lône et de l'enrochement pour chaque diffluence du site. Pour les deux diffluences de Limony, 12 et 14 points cotés ont été acquis et ont permis de corriger les transects du modèle (Figure 4.2.a). Cela a également permis de caler les géométries du MNT levé par LiDAR sur les zones en eau. En effet, le LiDAR est capable de traverser la végétation, mais ne traverse pas l'eau. Le MNT représente donc à certains

endroits la surface de l'eau et non la surface du fond. A partir du semis de points relevé, nous avons mis à jour les profils pour lesquels le MNT traduisait la surface de l'eau stagnante et non le fond (exemple en Figure 4.6). Cette mise à jour a été réalisée en considérant les points les plus proches, mesurés sur le profil.

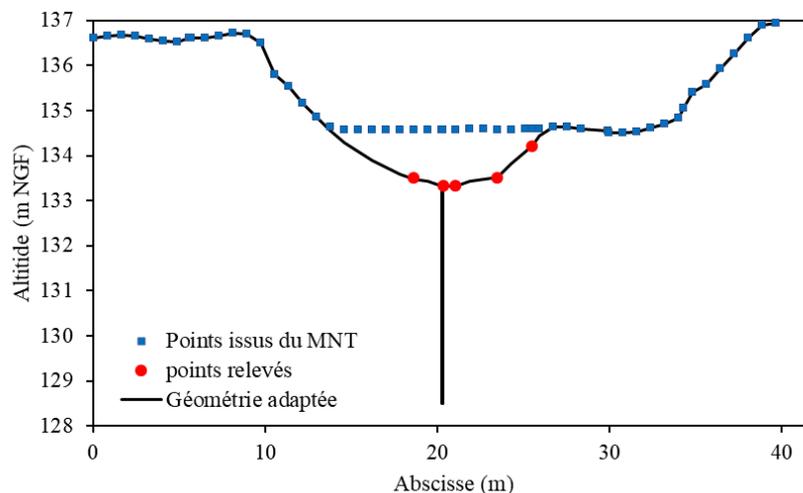


Figure 4.6 : Relevé topographique de la géométrie du transect au Pm 0 de Limony extraite du MNT et travaillée à partir des 5 points relevés

Pour la lône de l'Ilon, la diffluence étant large et présentant un bouchon, nous nous sommes fiés aux données du MNT. En revanche, nous avons estimé la géométrie du passage à gué à partir de 18 points cotés. Ces points traduisent 3 profils (amont, aval et sur le passage à gué). Au total, 91 points ont été levés lors de cette mission, disponible en Annexe 14.

4.4.4 Adaptation au régime fluvial

Le nombre de Froude caractérise l'importance relative de l'énergie cinétique et l'énergie potentielle gravitationnelle d'un fluide. Pour les cours d'eau et plus généralement les écoulements à surface libre, il est défini par le rapport de la vitesse v du fluide (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sur la racine carrée du produit de l'accélération de pesanteur g ($9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$) et la longueur caractéristique du système L_c (m) :

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot L_c}} \quad (4.4)$$

La longueur caractéristique est la profondeur hydraulique, c'est-à-dire le rapport entre la section d'écoulement et la largeur de la surface libre. Le nombre de Froude permet de définir si l'écoulement est torrentiel (supercritique) ou fluvial (subcritique). L'écoulement est torrentiel lorsque la vitesse du courant est supérieure à celle d'une onde de ce liquide, le nombre de Froude est dans ce cas supérieur à 1.

A l’opposé, lorsque le régime est fluvial, le nombre de Froude sera inférieur à 1 (Figure 4.7). Si le nombre de Froude est égal à 1, on parle d’écoulement critique.

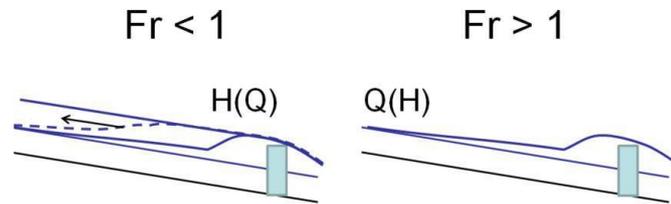


Figure 4.7 : Représentation de la ligne d'eau d'un écoulement à surface libre à l'amont d'un seuil pour un nombre de Froude inférieur et supérieur à 1 (Recking, 2020)

Pour assurer un régime fluvial dans les simulations (et donc la justesse des résolutions des équations de Saint-Venant par le schéma implicite de MAGE), nous avons adapté à nouveau le modèle. Le nombre de transects a été divisé par deux sur les zones présentant un faible intérêt. C'est pourquoi le nombre de transects de la Figure 4.2 ne correspond pas à un pas de 20 m entre chaque transect.

Les ruptures bathymétriques, notamment les diffluences entre le lit du fleuve et les bras secondaires, ont été transformées en seuils submersibles transversaux. Ces seuils sont ajoutés comme des ouvrages associés aux transects et l'écoulement y est localement calculé par une loi de déversoir. L'altitude de ces seuils transversaux correspond à la hauteur du point bas du transect, concordant avec les enrochements observés sur le terrain. Lors du dépassement de la cote d'alimentation du chenal, le régime ne devient plus torrentiel puisqu'il est régi par l'ouvrage, le remplissage se faisant par submersion et non par une variation brutale de la géométrie. Pour limiter les singularités géométriques lors des simulations, les ouvrages déjà existants ont été décalés de 2 mètres par rapport aux diffluences et confluences, permettant une gestion des répartitions de débits (et sommes de débits) par la géométrie, comme nous l'avons vu dans le Chapitre 4.2.

Sur le bief B3, le coude traduisant la confluence entre le bras secondaire et le vieux-Rhône représente un obstacle trop important à l'écoulement linéaire de l'aval de la lône. La gestion de ces singularités a fait l'objet d'une adaptation du code de calcul MAGE, insuffisante pour ce coude. Nous avons donc réduit la longueur du bief B3 en supprimant le dernier profil (Pm 642). L'ouvrage (seuil transversal) présent à l'aval du bras a été remonté au Pm 610. Les simulations ne permettront donc pas de simuler le fonctionnement hydraulique et hydrosédimentaire des 32 derniers mètres du linéaire de la lône.

4.4.5 Coefficient de frottement (Strickler)

La rugosité de fond et de la forme du lit influencent les vitesses d'écoulement (Einstein, 1950). Parmi les stratégies de calage pour les modèles hydrauliques, utiliser les coefficients de frottement est

une méthode très souvent utilisée (e.g. Guertault, 2015 ; Launay, 2014 ; Vidal, 2005). Lors de la calibration d'un modèle, il permet d'ajuster la modélisation de la résistance à l'écoulement dans son ensemble.

Le coefficient de Strickler de peau (K_p) représente la rugosité du fond en faisant appel à la granulométrie de surface. Il est initialement estimé par la formule de Strickler (1923) définie comme :

$$K_p = \frac{26}{d_{90}^{1/6}} \quad (4.5)$$

Avec le diamètre d_{90} , quantile à 90% de la distribution granulométrique.

En utilisant les résultats d'échantillonnage du premier centimètre des carottes sédimentaires, nous avons obtenu une estimation du D_{90} avec la feuille de calcul Gradistat (Blott et Pye, 2001) $K_{p,m} = 34$ pour le lit mineur de Limony et $K_{p,m} = 36$ pour la lône de l'Ilon (Annexe 12). Nous pouvons ensuite ajuster les valeurs de cette première estimation pour faire correspondre le débit simulé aux mesures faites lors de l'aDcp, dans un contexte où le vieux-Rhône est alimenté par $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (données de calage du Tableau 7), pour les lits mineur et moyen que représentent le maillage. Les coefficients de Strickler issus de ce calage sont présentés dans le Tableau 8.

Tableau 8 : Coefficients de Strickler retenu après calage pour les bras secondaires, avec $K_{p,m,mod}$ le coefficient de Strickler utilisé dans la modélisation pour le lit mineur, $K_{p,M,mod}$ pour le lit moyen

Tronçon	Composition du lit mineur	$K_{p,m,mod}$ ($\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$)	$K_{p,M,mod}$ ($\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$)
B1 (Limony amont)	Limoneux + végétation	16,2	10
B2 (Limony Est)	Limoneux + végétation	16,2	10
B3 (Limony aval)	Limoneux	16,2	10
PL1 (Platière)	/	30	20
PL2 (Platière)	/	30	20
PL3 (Platière)	/	30	20
IL1 (Ilon)	Limoneux + Sableux	18,7	10

Des valeurs théoriques sont utilisées pour la lône de la Platière et pour les lits moyens. Les valeurs du Tableau 8 permettent de simuler des débits d'écoulement du Tableau 9 très justement.

Tableau 9 : Résultats de simulation pour la crue de mai 2021 après calage des coefficients de frottements

Site	Transect associé	Débit simulé ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	Ecart aux mesures aDcp (%)
Vieux-Rhône	Pm 62 000	1500	0
Limony amont	Pm -45	2,06	+1,9
Ilon	Pm 406	10,0	-0,2

Nous pouvons comparer les débits d'écoulement simulés aux débits mesurés sur site et présentés dans le Tableau 7 (nous avons écarté les mesures sur le site de Limony aval en raison d'une incertitude trop grande). Pour les deux mesures sélectionnées, les écarts aux mesures sont inférieurs aux incertitudes de mesure. Nous pouvons donc considérer les coefficients de Strickler utilisés comme suffisamment bien calés pour représenter les débits d'écoulement dans les bras secondaires. N'ayant pas de deuxième jeu de données pour valider en régime transitoire la calibration du modèle, nous apprécierons les résultats de simulation pour ces bras secondaires (en dehors des débits de calage) avec une certaine retenue. Nous verrons dans la suite du Chapitre 4 les limites et les prises en compte qui nourrissent cette retenue, ainsi que la robustesse de certains éléments pouvant la contredire.

4.4.6 Données d'entrée hydrauliques pour la période 1977-2018

Des chroniques de débit ont été intégrées à la modélisation pour représenter les écoulements transitoires sur la période souhaitée. Les relevés de débits sont disponibles pour la station de Ternay sur la période 1965-2018. Les enregistrements sont journaliers jusqu'à 2008 puis horaires. Concernant le Gier, nous avons une chronique de relevés journaliers sur la période 1965-1989 et horaire de 1990 à 2018 (Tableau 10). De janvier 1982 à février 1989, il n'y a pas de relevé disponible pour le Gier. Nous avons donc utilisé un débit moyen de $2,9 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour compléter cette chronique.

Tableau 10 : Conditions limites utilisées pour la simulation

Fleuve/ Affluent	Localisation	Données utilisées
Rhône (condition limite amont)	Ternay (69)	01/01/1965 – 31/12/2007 : débits journaliers 01/01/2008 – 30/11/2018 : débits horaires
Rhône (condition limite aval)	Tournon-sur-Rhône (07)	Cote constante à 118,1 m pour le nœud de sortie
Gier (apport intermédiaire)	Givors (69)	01/01/1965 – 31/12/1989 : débits journaliers (banque hydro) 01/01/1990 – 30/11/2018 : débits horaires (DBOH DREAL RA)

En sortie du modèle, une cote constante est imposée lors des simulations, à la confluence du Doux et du Rhône. Cette hauteur d'eau est de 118,1 m (NGF) et correspond à la cote du lit mineur au

Pk 90,4 du Rhône. A l'aval de PDR, la retenue d'Arras-sur-Rhône provoque une chute que l'on retrouve sur la ligne d'eau. La cote appliquée en condition limite aval n'influence donc pas la zone d'intérêt.

4.5 Calibration hydrosédimentaire

Pour obtenir des résultats hydrosédimentaires, des données d'entrée sont à définir pour le code de calcul Adis-TS ; les matières en suspension (MES) dans les flux hydrauliques. Les contributions à l'accumulation sédimentaire par le charriage, la saltation et les éléments dissous ne sont pas pris en compte. Les conditions aux limites en sortie de réseau sont de type « sortie libre », elles ne nécessitent pas de travail de calibration. La création de classes sédimentaires, la répartition granulométrique et le calage des paramètres associés aux sédiments sont présentés dans cette partie. Nous pourrions ainsi faire tourner le modèle sur les 38 années d'intérêt dans la partie suivante sans aborder à nouveau la calibration.

4.5.1 Classes de MES et paramètres associés

Les MES sont intégrées au modèle comme 5 classes granulométriques pour le mélange Saône-Rhône et 5 classes pour le Gier. Ces classes ne correspondent pas à celles décrites dans la partie 1, mais sont basées sur les travaux de Launay et al. (2019). Les paramètres des classes granulométriques les plus fines ont été déterminées sur la base d'une analyse granulométrique d'échantillons de MES du Rhône (Launay, 2014). Pour les classes plus grossières, le même travail a été réalisé (Guertault, 2015). Ainsi, elles permettent de représenter au mieux les principaux groupes de particules qui apparaissent systématiquement dans les distributions granulométriques mesurées sur le Rhône (Launay et al., 2019). Les classes 5 et 6 ne sont pas utilisées dans ces études, du fait de la retenue en amont de barrages des sables (Camenen et al., 2016) mais nous baserons donc sur ces classes calées dans un premier temps et utiliserons les paramètres physiques associés (vitesse de chute, porosité, etc.) du Tableau 11.

En revanche, la répartition granulométrique entre ces classes (*% in Mixture*) utilise des échantillons issus de la rivière Isère. Nous avons donc réalisé un prélèvement des eaux en écoulement et de la suspension homogène de sédiments dans les lônes. Il a été réalisé durant la crue de mai 2021 sur plusieurs sites de la zone d'étude (Figure 4.2).

Tableau 11 : Propriétés physiques des classes élémentaires de MES et coefficients Adis-TS $a_{PD,i}$ et $C_{0,i}$, tels que proposés par Guertault (2015). Proportions des classes de MES dans les trois mélanges de MES testés avec le modèle numérique pour l'apport de l'Isère (Launay et al., 2019)

Name	Class 1	Class 2	Class 3	Class 4	Class 5	Class 6
Median diameter: $d_{50,i}$ (μm)	4	15	45	90	200	400
Standard deviation of $\ln(d_i)$: σ_i (-)	0.32	0.24	0.17	0.17	0.20	0.20
Settling velocity: $w_{s,i}$ (m/s)	$2.8 \cdot 10^{-5}$	$2.3 \cdot 10^{-4}$	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$7.5 \cdot 10^{-3}$	$2.6 \cdot 10^{-2}$	$5.8 \cdot 10^{-2}$
Critical shear stress: $\tau_{cr,i}$ (Pa)	0.153	0.154	0.155	0.158	0.174	0.232
Recovery coefficient: $a_{PD,i}$	1	1	1	1	1	1
Calibration concentration: $C_{0,i}$ (g/L)	1	1	0.5	0.2	0.2	0.2
% in Mixture A – Fine	31	44	25	0	0	0
% in Mixture B – Medium	23	28	31	18	0	0
% in Mixture C – Coarse	12	18	40	30	0	0

Une analyse granulométrique a été réalisée à l'aide du granulomètre laser Mastersizer 3000 (Malvern Panalytical) avec le passeur d'échantillons HYDRO EV, qui permet l'analyse directe d'un échantillon liquide. Les distributions granulométriques des échantillons sont mesurées par diffraction laser (de la même manière qu'avec le Mastersizer 2000 présenté au Chapitre 2.3.4).

Nous avons réalisé 10 prélèvements sur les annexes fluviales et les berges du vieux-Rhône pour un évènement de crue. Un litre de mélange (eau + MES) a été utilisé pour représenter chaque échantillon. Les résultats (détail en Annexe 165) correspondent à la moyenne de 5 à 10 passages de l'échantillon dans le granulomètre. Les répartitions ne sont pas identiques d'un site à l'autre, traduisant un effet site davantage prononcé entre le Rhône et les bras secondaires. Cet écart peut s'expliquer par l'échantillonnage, puisque les échantillons du Rhône ont été récoltés sur les berges (courant très faible) tandis que les échantillons des bras secondaires ont été récoltés sur l'axe médian.

En plus de ces échantillons, nous avons fait appel à la granulométrie des premiers centimètres sur les carottes sédimentaires disponibles (Noclin, 2019 ; Vauclin et al., 2021b), ce qui correspond aux dépôts les plus récents. Ces répartitions sont présentées moyennées au travers de la Figure 4.8.

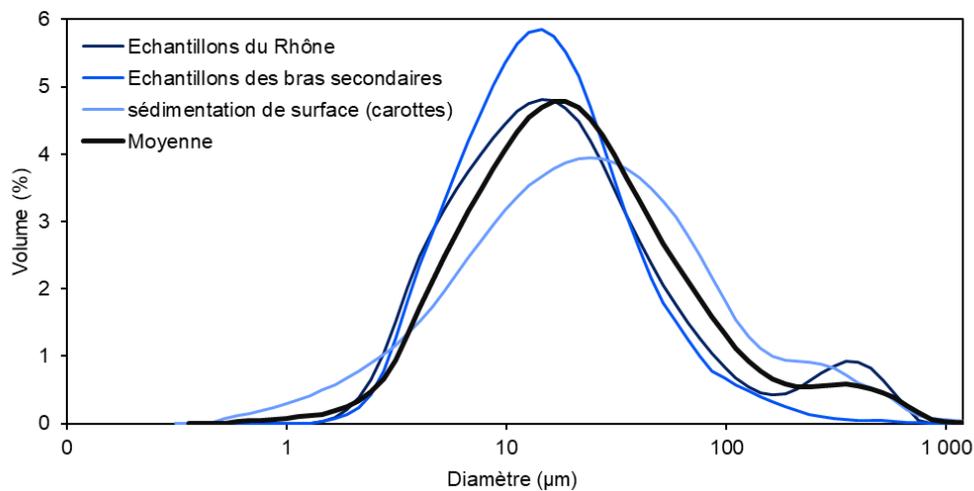


Figure 4.8 : Répartition granulométrique des échantillons prélevés sur le site de PDR

Nous retrouvons sur ces courbes une bimodalité prononcée pour la sédimentation de surface et pour le Rhône. Cette bimodalité ne se retrouve pas sur la courbe des échantillons prélevés sur les bras secondaires. Il est cependant à noter que la crue de mai 2021 était inférieure à une Q_2 . En moyenne, les bras secondaires connaissent ces débits annuellement. Les échantillons du Rhône ont été prélevés sur les berges du fait de l'impossibilité d'y naviguer. Ils ne sont donc pas les plus représentatifs de la charge solide dans les écoulements du vieux-Rhône.

En se basant sur la Figure 4.8, la moyenne des résultats traduit une bimodalité avec un mode à $14 \mu\text{m}$ et un mode à $350 \mu\text{m}$. Ces résultats sont en cohérence avec les modes observés par Vauclin et al. (2020) pour la sédimentation actuelle sur le lit majeur du Rhône. Ces nouveaux résultats rentrent dans les classes de Launay et al. (2019). Nous supposons ces tendances comme une meilleure approximation des répartitions granulométriques pour les bras secondaires. Nous avons choisi de nous baser sur la moyenne des résultats des échantillons liquide pour définir le pourcentage de chaque classe de grain dans le mélange (Tableau 12). Cependant, pour faire correspondre au mieux nos maximums de volume de la Figure 4.8, nous avons légèrement décalé les diamètres d_{50} des classes pour qu'ils représentent les diamètres médians de nos répartitions granulométriques (Tableau 12).

Nous avons donc 5 classes différentes pour représenter la granulométrie des MES. Les échantillons de MES prélevés dans les bras secondaires (Figure 4.8) confirment le peu d'utilité des classes 5 et 6. Nous choisissons d'utiliser une classe 5 pour représenter les grains de plus de $160 \mu\text{m}$ de diamètre. Les deux premières classes représentent presque 80% des MES (en masse). La répartition principale (gaussienne avec un mode à $14 \mu\text{m}$) est représentée par les trois premières classes, soit 97% de la charge sédimentaire. Malgré un découpage arbitraire en classes granulométriques (et non par déconvolution de la courbe et représentation de la bimodalité par deux classes granulométriques), nous représentons ici la tendance observée sur le terrain au travers de différentes approches.

Tableau 12 : Répartition granulométrique des MES des échantillons liquides du site de PDR par classe granulométrique

Nom de classe	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
Taille des grains (μm)	1-10	10-27	27-80	80-160	>160
d_{50} (μm)	7	20	50	100	220
Limony amont (RG)	33,3 %	44,6 %	22,0 %	0,1 %	0,0 %
Limony aval (RD)	28,9 %	43,7 %	23,2 %	3,4 %	0,9 %
Limony amont (RD)	22,3 %	44,1 %	29,4 %	4,1 %	0,1 %
Ilon aval (RG)	53,2 %	41,9 %	4,9 %	0,0 %	0,0 %
Vieux-Rhône (RG amont)	35,5 %	38,4 %	19,9 %	4,4 %	1,8 %
Moyenne \pm écart-type	$34,6 \pm 10,3$	$42,5 \pm 2,3$	$19,9 \pm 8,1$	$2,4 \pm 1,9$	$0,6 \pm 0,7$

4.5.2 Paramètres a_{PD} , C_0 et θ_{cr} de la loi de dépôt-érosion

Adis-TS résout l'équation d'advection-dispersion (équation 4.3) pour chaque classe de sédiments. Notre cas nécessite plusieurs résolutions en parallèle (ainsi qu'une résolution des termes sources associés) pour représenter les 5 tailles de grains, chacune traduite par un seul diamètre médian. A partir des équations de Partheniades (1965) pour le taux d'érosion E et de Krone (1962) pour le taux de dépôt D , on obtient, comme décrit à plusieurs reprises (e.g. Faure, 2013 ; Guertault, 2015) :

$$(E - D) = a_{PD} \cdot (C_{eq} - C) \cdot \frac{W_s}{H} \quad (4.6)$$

Avec a_{PD} un coefficient de calage, W_s la vitesse de chute des sédiments et H la profondeur d'eau moyenne. Dans le cas limite d'une concentration $C_{eq} = 0$, en considérant le coefficient de calage a_{PD} égal à 1, on obtient la formule de Krone (1962) :

$$D = C \cdot \frac{W_s}{H} \quad (4.7)$$

Si la concentration d'équilibre est supérieure à la concentration moyenne calculée, une érosion aura lieu. Dans le Chapitre 2, nous avons vu que les sédiments contemporains déposés dans les lônes ont une granulométrie principalement argilo-limoneuse. Or, la distinction entre les sédiments cohésifs et les sédiments non cohésifs n'est pas possible avec le code de calcul Adis-TS. Il est possible de représenter la cohésion des grains en imposant à une classe de sédiments fins une contrainte critique d'érosion plus grande ou des coefficients de calage différents.

Pour le code de calcul, les transects traduisant la géométrie du lit sont constitués d'un lit mineur m et d'un lit moyen M . Le code considère une répartition uniforme des processus sédimentaire dans chacun des lits. Le bilan de masse est estimée par la formulation de Nicollet et Uan (1979) :

$$(E - D) \cdot W = a_{PD} \cdot (C_{eq,m} - C) \cdot \frac{W_s}{H_m} \cdot L_{mz} + a_{PD} \cdot (C_{eq,M} - C) \cdot \frac{W_s}{H_M} \cdot L_{Mz} \quad (4.8)$$

avec L_{mz} et L_{Mz} les largeurs au miroir dans le lit mineur et le lit moyen, W la largeur de la rivière.

C_0 est un paramètre de calage qui contrôle l'écoulement pour la remise en suspension. Il intervient comme coefficient de calage dans l'équation de la concentration d'équilibre :

$$C_{eq,m/M} = \begin{cases} C_0 \cdot \left(\frac{\tau_{eff,m/M}}{\tau_c} - 1 \right) & \text{si } \frac{\tau_{eff,m/M}}{\tau_c} > 1 \\ 0 & \text{si } \frac{\tau_{eff,m/M}}{\tau_c} \leq 1 \end{cases} \quad (4.9)$$

Avec $\tau_{eff,m/M}$ la contrainte efficace de cisaillement sur le fond du lit mineur m et moyen M , τ_c la contrainte critique de mise en mouvement.

En considérant le paramètre $a_{PD} = 1$ comme valeur unique pour le dépôt et l'érosion (Krone, 1962), Guertault (2015) a choisi de réaliser une calibration du paramètre C_0 variable selon la taille de grains, en se basant sur la chasse du Rhône de 2000 où les particules grossières (sables) étaient dominantes. Nous avons conservé ces valeurs calées sur le Rhône pour les tailles de grains utilisées.

Tableau 13 : Valeurs du paramètre C_0 pour les 5 classes sédimentaires utilisées (Guertault, 2015)

Sédiment	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
C_0	1	1	0,5	0,2	0,2

Nous avons ensuite utilisé le coefficient a_{PD} pour la calibration. Le coefficient a_{PD} caractérise le transport sédimentaire hors de l'équilibre. Il traduit donc la dynamique de dépôt/érosion. Han (1980) a suggéré un coefficient $a_{PD} = 1$ pour la remise en suspension et $a_{PD} = 0,25$ pour le dépôt. Dans le code de calcul, nous avons défini deux coefficients distincts ; $a_{PD,ero}$ et $a_{PD,dep}$, tel que :

Si $C \geq C_{eq,dep}$

$$(E - D) = a_{PD,dep} \cdot (C_{eq,dep} - C) \cdot \frac{W_s}{H} \quad (4.10)$$

Si $C \leq C_{eq,ero}$

$$(E - D) = a_{PD,ero} \cdot (C_{eq,ero} - C) \cdot \frac{W_s}{H} \quad (4.11)$$

Si $C_{eq,ero} < C < C_{eq,dep}$

$$(E - D) = 0 \quad (4.12)$$

avec $C_{eq,ero} < C_{eq,dep}$

Pour chaque classe sédimentaire, l'équation privilégie ainsi un coefficient plutôt que l'autre, en fonction de la concentration de chaque taille de grains. Le calage des coefficients $a_{PD,ero}$ et $a_{PD,dep}$ (dans le modèle) est basé sur l'épaisseur des carottes sédimentaires issues de la lône de Limony (Chapitre 2) que nous avons tenté de retrouver en simulant la période 1977-2018. Dans un premier temps, il a été nécessaire de réduire fortement le dépôt. Les volumes de dépôt sont influencés par le coefficient a_{PD} . En revanche, le seuil à partir duquel le dépôt ou l'érosion agit est fonction du paramètre de Shields θ_{cr} . Le paramètre de Shields permet de calculer la contrainte critique de mise en mouvement τ_{cr} , approximée par Soulsby et Whitehouse (1997) :

$$\theta_{cr} = \frac{0,24}{d_{fs*}} + 0,05(1 - e^{-0,02 d_{fs*}}) \quad (4.13)$$

et

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} \cdot g \cdot (\rho_{fs} - \rho) \cdot d_{fs} \quad (4.14)$$

En considérant d_{fs*} comme diamètre adimensionnel de référence des particules du sédiment, calculé de la même manière que d_* dans le diagramme de Shields (présenté en équation 1.1), et g l'accélération de pesanteur (9,81 m.s⁻²).

Ainsi, lorsque θ_{cr} diminue, la remise en mouvement des particules sédimentées se fera à partir d'une vitesse d'écoulement plus faible. Pour contrer cette mise en mouvement trop précoce sur des sédiments considérés non cohésifs, nous avons doublé les valeurs du paramètre θ_{cr} dans un premier temps. Nous obtenons ainsi une accumulation de sédiments (le dépôt moins l'érosion) proche de la réalité pour le bief B3 correspondant au site de carottage de Limony. Sur les biefs B1 et B2, les géométries du chenal sont plus étroites et les turbulences probablement plus importantes lors des écoulements de crue.

Les valeurs de θ_{cr} et a_{PD} sont calées pour les deux transects carottés et les simulations sont prédictives pour le reste du linéaire, puisque des valeurs uniques (propres à chaque classe sédimentaire) s'appliquent à l'ensemble du modèle. En rive gauche, la lône de l'Ilon a été davantage soumise à des facteurs anthropiques (restauration entre autres). Nous apprécierons les résultats de simulations comme des résultats issus du calage du bras secondaire de Limony (meilleure connaissance du site), et non comme des résultats calés séparément.

4.5.3 Calibration de la répartition granulométrique

La dernière étape de calibration hydrosédimentaire a consisté à faire correspondre les proportions de chaque classe sédimentaire dans le mélange de sédiments déposés. Au sein du code Adis-TS, le comportement des particules en suspension fait appel à l'équation de Camenen (2007) pour estimer la vitesse de chute de chaque grain :

$$W_s = \frac{v}{d_*} \left[\sqrt{\frac{1}{4} \left(\frac{A}{B}\right)^{2/3} + \left(\frac{4}{3} d_*^3\right)^{1/m}} - \frac{1}{2} \left(\frac{A}{B}\right)^{1/m} \right]^m \quad (4.15)$$

Avec d_* le diamètre adimensionnel, A, B et m des coefficients caractéristiques des particules.

Cette équation définit la vitesse de chute W_s en fonction du diamètre adimensionnel de référence. Pour cela, les coefficients A, B et m sont choisis pour se rapprocher du comportement d'une

particule. Les coefficients associés au matériau sable (Camenen, 2007) sont utilisés pour les classes 4 et 5, les coefficients associés au matériau limons/particules cohésives sont utilisés pour les sédiments fins des classes 1, 2 et 3.

En utilisant ces coefficients, la classe 1 est sous-représentée dans le calcul. Le diamètre utilisé est de 7 μm et l'effet d'entraînement n'est pas simulé. Il est possible d'augmenter la proportion de classe 1 dans le dépôt en augmentant leur masse volumique, leur diamètre médian ou la contrainte critique. Nous avons choisi d'adapter à nouveau le coefficient a_{PD} et la contrainte critique τ_{cr} . Nous avons augmenté le coefficient de calage a_{PD} d'un facteur 10 et compensé par une diminution sur les autres classes, pour augmenter la proportion d'argile dans le mélange sans augmenter l'épaisseur de sédiments résultante. La classe 2 a été conservée telle quelle, tandis que le coefficient associé à la classe 3 a été diminué d'un facteur 3 et les classes 4 et 5 d'un facteur 14. Nous obtenons une bonne répartition sédimentaire en utilisant les paramètres calés présentés dans le Tableau 14.s

Tableau 14 : Propriétés calées des paramètres utilisés pour chaque classe de sédiments

	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5
Granulométrie représentée	1-10 μm	10-27 μm	27-80 μm	80-160 μm	>160 μm
d_{50} (μm)	7	20	50	100	220
Porosité	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45
ρ_s (kg.m^{-3})	2650	2650	2650	2650	2650
$a_{PD,ero}$	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
$a_{PD,dep}$	0,065	0,0065	0,002	0,0005	0,0005
θ_{cr}	3,25344	1,13976	0,45864	0,234216	0,117408
Volume (%)	34,63	42,54	19,86	2,40	0,57

4.5.4 Données d'entrée sédimentaires pour la période 1977-2018

Des mesures ponctuelles de [MES] sont disponibles sur la base de données BDOH/OSR²⁰ pour trois stations de notre emprise (à partir de 2009 pour la Saône à Lyon, 2000 pour le Rhône à Jons et 2013 pour le Gier). Les concentrations sédimentaires à Jons pour le Rhône et à Lyon pour la Saône sont reconstituées sur le reste de la chronique temporelle en fonction du débit et du cours d'eau. Nous utilisons la méthode et les équations décrites par Poulhier et al. (2019) pour la reconstitution. Cette alternative permet de ne pas utiliser directement les données sédimentaires de la station de Ternay dont les mesures de [MES] ne sont pas fiables car le mélange des eaux en crues n'est pas atteint à la section de mesure (Le Coz et al., 2011).

²⁰ <https://bdoh.irstea.fr>

La relation entre le débit (Q) et la concentration solide (C_s) est donnée par deux équations (traduisant deux tendances) en fonction du débit du cours d'eau. Poulhier et al. (2019) définissent que :

Si $Q < k$,

$$C_s = a_1 \cdot (Q - b_1)^{c_1} \quad (4.16)$$

Si $Q > k$,

$$C_s = a_2 \cdot (Q - b_2)^{c_2} \quad (4.17)$$

Avec les valeurs a , b , c et k présentées dans le Tableau 15.

Tableau 15 : Valeurs utilisées pour la reconstitution des concentrations en MES du Rhône à Jons (JON), de la Saône à Lyon (SAO) et du Gier à Givors (GIER) (Poulhier et al., 2019)

Site	a_1	a_2	b_1	b_2	c_1	c_2	k
JON	0,000956	7,44E-07	0	65,8786086	1,44581	2,63045	556,86
SAO	0,000951	0,000779	0	-443,91171	3,54	1,45	11,6
GIER	8,13	1,50878	0	1,02780219	0,572356	1,262	13,3188

Les données reconstituées sont ensuite transformées pour être intégrées comme condition limite amont du modèle. Sachant que notre simulation a été réalisée entre Ternay et Valence, il est nécessaire de reconstituer les [MES] que cela représente à Ternay pour la Saône à Lyon et le Rhône à Jons.

Lyon se situe à 15 km à l'amont de Ternay. Sur cette partie du Rhône, quelques cours d'eau se jettent dans le Rhône. Le plus gros d'entre eux est l'Yzeron, dont le bassin versant a une surface de 47 km². Son débit Q_5 est de 15 m³.s⁻¹ et un débit Q_{100} a été observé à 68 m³.s⁻¹. Au vu de ces débits, nous choisissons de ne pas considérer ce cours d'eau. Si l'on néglige l'apport des petits cours d'eau entre Lyon et Ternay, alors :

$$Q_{Rh\hat{o}ne} + Q_{Saone} = Q_{Ternay} \quad (4.18)$$

Quant au Gier, il est à considérer comme un apport ponctuel et les données d'entrée sédimentaires sont des débits massiques Φ (kg.s⁻¹), calculés comme suit :

$$\Phi_{A,gier} = Q_{gier} \cdot \frac{[MES]_A \cdot 10^6}{10^3} \quad (4.19)$$

Avec la concentration en MES exprimée en mg.l⁻¹ (donc en kg.m⁻³ avec le facteur x1000) pour chaque classe granulométrique (A) considérée.

La concentration moyenne à Ternay est établie en ajoutant les flux de Jons et de la Saône et en divisant par le débit total à Ternay. Ils sont calculés selon l'équation suivante :

$$[MES]_{A,T} = \frac{Q_{Saone} \cdot [MES]_{A,Saone}}{Q_{Ternay}} + \frac{Q_R \cdot [MES]_{A,Rhône}}{Q_{Ternay}} \quad (4.20)$$

Ce calcul est reproduit pour chacune des 5 classes granulométriques. Ainsi, nous obtenons une concentration que nous pouvons traduire en débit massique pour être intégrée au modèle pour chaque classe granulométrique et pour chaque affluent, soit 10 chroniques de débits massiques.

4.6 Eléments de validation et de cohérence du modèle

4.6.1 Réponse hydraulique des bras secondaires à des débits caractéristiques

Le calage ayant permis de faire correspondre les débits de simulation aux mesures de l'aDcp, nous pouvons à ce stade nous intéresser à d'autres débits d'écoulement. Dans un premier temps, nous avons simulé en régime stationnaire la réponse hydraulique à des débits plus importants que lors de la phase de calage. Les résultats constituent une première estimation de l'ampleur (hauteurs d'eau, débordement, etc.) des crues jusque-là inconnues dans notre étude et peu quantifiées dans la littérature. Nous nous sommes intéressés aux débits Q_5 et Q_{10} (Tableau 16) car ils correspondent à des crues remarquables faisant partie de la chronique 1977-2018 (qui fera l'objet du Chapitre 5).

Tableau 16 : Débits remarquables du Rhône à Ternay lors de la campagne aDcp (Q_{aDcp}) et pour des périodes de retours de 5, 10 et 100 ans.

	Q_{aDcp}	Q_5	Q_{10}	Q_{100}
Débit remarquable du Rhône à Ternay ($m^3.s^{-1}$)	↔ 3100	3900	4440	5510
Débit correspondant dans le vieux-Rhône	1500	2300	2840	3910

Aucun débit centennal Q_{100} n'est recensé sur la chronique 1977-2018 pour le Rhône à Ternay. Le détail des résultats de cette simulation pour les bras secondaires est disponible en Annexe 13.

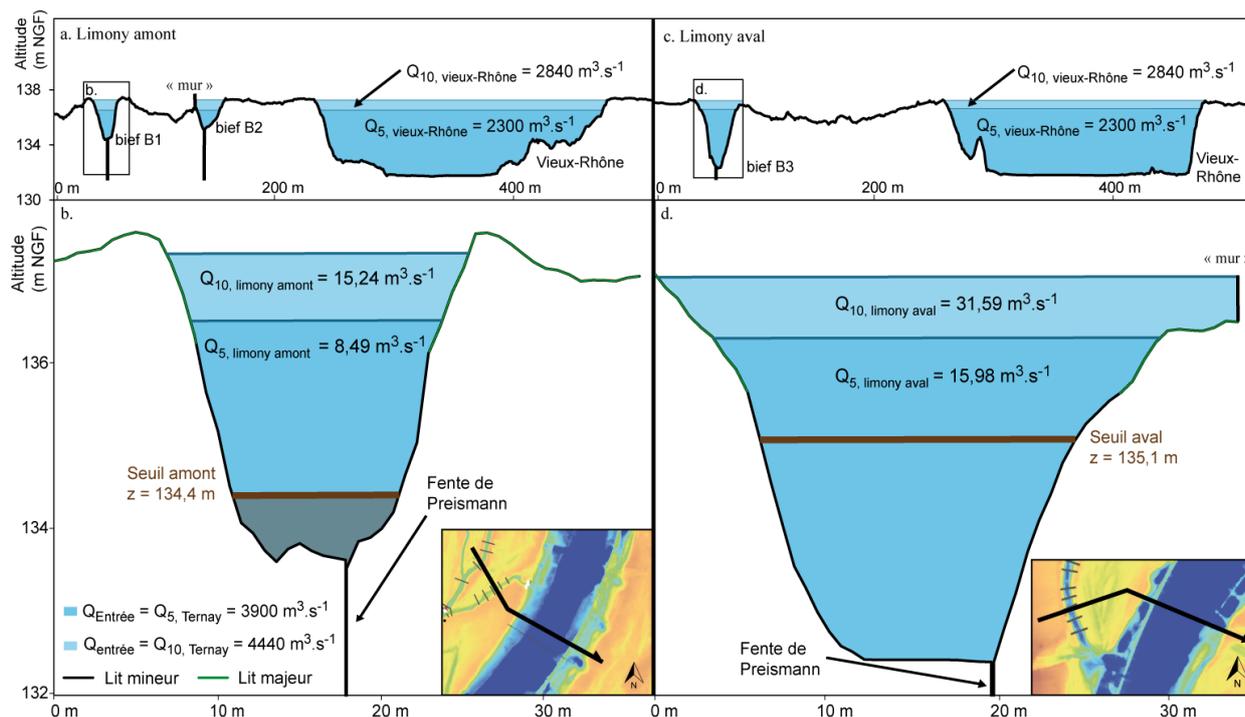


Figure 4.9 : Réaction des bras secondaires de Limony à des débits Q_5 et Q_{10} en entrée du modèle, a. zoom sur la partie amont et b. le bief B1, c. zoom sur la partie aval et d. le bief B3

La Figure 4.9 traduit la simulation de deux débits en régime stationnaire sur la lône de Limony. Nous retrouvons les hauteurs d'eau et débits pour l'amont (Figure 4.9.a, b) et l'aval (Figure 4.9.c, d). L'aval de la lône est alimenté par deux bras, il y a donc deux débits à sommer pour obtenir le débit aval. Les deux sites de la Figure 4.9 sont espacés de 742 mètres. Sur le bras secondaire de Limony, les écoulements sont contenus par la géométrie pour des débits Q_5 . En revanche, des profils des biefs B2 et B3 ne contiennent pas les crues Q_{10} . Lorsque la hauteur d'eau dépasse la géométrie du profil, MAGE va créer des « murs » verticaux artificiels à partir des derniers points sur les extrémités du profil, pour ne pas simuler de débordement et contenir l'ensemble de l'écoulement. L'altitude du point le plus haut des profils (rives droites et gauches confondues) est comprise entre 136,7 et 137,3 mètres à Limony. Sur la période 1977-2018, nous verrons que 6 crues sont recensées avec une cote supérieure à 136,7 m sur cette zone. La présence de « murs » le long des transects pour maintenir les 6 crues (Figure 4.9.a, d) et l'absence de prise en compte du débordement constituent une limite de nos simulations numériques.

On retrouve entre ces deux profils une différence d'altitude de la ligne d'eau de $\Delta z = 0,19$ m pour le débit Q_{aDcp} et $\Delta z = 0,27$ m pour une Q_{100} , ce qui est négligeable au regard des hauteurs d'eau des Q_{10} . La réalité est donc simplifiée pour les débits extrêmes, mais ce n'est pas incohérent si l'on considère les zones de débordement comme le lit majeur du vieux-Rhône, qui accueille des volumes d'eau stagnante, alors qu'un écoulement continu a lieu de manière chenalisée sur les lônes. De la même manière à l'Ilon, c'est à partir des Q_{10} que les écoulements ne sont plus chenalisés par la topographie.

Nous pouvons donc rappeler à nouveau et confirmer que les débits supérieurs aux Q_5 sont difficilement représentables en 1D (limite du modèle) au regard de la géométrie des chenaux.

4.6.2 Réponse hydraulique des bras secondaires à une gamme étendue et continue de débits

La Figure 4.10 représente les vitesses et débits simulés en fonction du débit en entrée du modèle, à Ternay. La simulation en régime transitoire nous apprend dans un premier temps qu'un écoulement est simulé sur la lône de l'Ilon pour un débit entrant dans le modèle $Q_{\text{Rhône}} = 2050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (soit $Q_{\text{vieux-Rhône}} = 450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

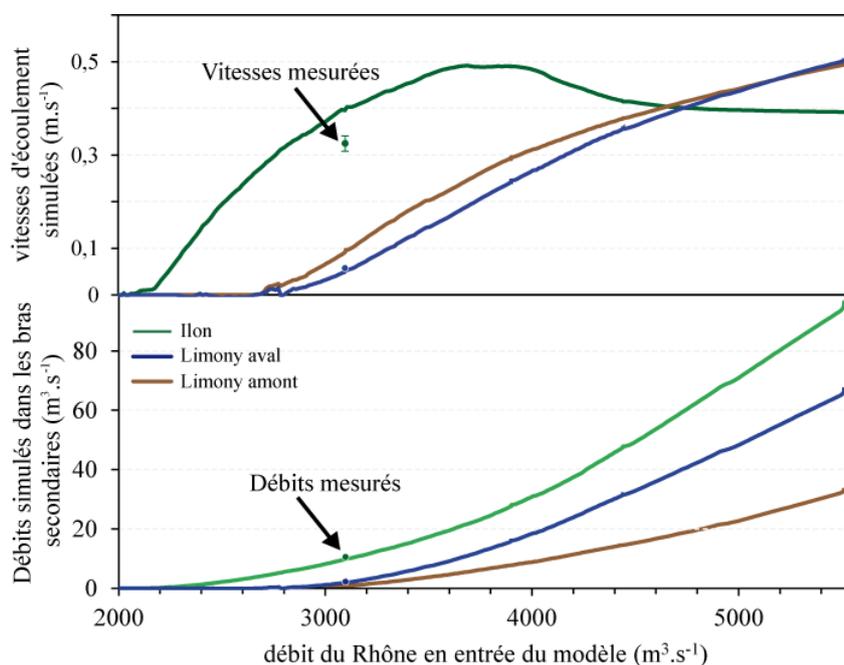


Figure 4.10 : Représentation des vitesses et des débits dans les bras secondaires en fonction du débit en entrée du modèle. On retrouve en vert l'écoulement simulé au milieu de la lône de l'Ilon, en marron l'écoulement de Limony amont et en bleu Limony aval.

Les vitesses d'écoulement simulées ne sont pas proportionnelles au débit dans le réseau fluvial. Lorsque les berges des chenaux secondaires sont en eau, on observe un ralentissement sur l'Ilon. A Limony, l'amont du bras connaît des vitesses qui augmentent moins après $4\,200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tandis que l'aval augmente progressivement. Le double apport (biefs B1 et B2) chenalisé étroitement ensuite (amont du bief B3) peut expliquer des écoulements plus rapides à l'amont qu'à l'aval. A partir de $Q_{\text{Rhône}} = 3600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les vitesses d'écoulement dans les biefs B1 et B3 sont représentées par des courbes qui tendent davantage à converger. Les paramètres K_p sont identiques pour les berges de l'Ilon et Limony (Tableau 8), c'est donc l'emprise des berges ou les géométries qui expliquent le ralentissement que nous observons de la vitesse d'écoulement à l'Ilon. Il en est de même pour les rives des lônes de Limony et d'Ilon alors que les vitesses évoluent différemment en fonction du débit.

Concernant les débits simulés, la lône de l'Ilon est capable d'accueillir des débits plus importants et qui augmentent davantage lorsque le débit en entrée augmente. Les débits à Limony restent proportionnels à l'amont et à l'aval, traduit par deux courbes qui s'éloignent. Cette évidence nous confirme le bon fonctionnement du modèle (bilan hydraulique). Nous considérons à ce stade le modèle comme suffisamment représentatif du fonctionnement hydraulique du bras secondaire de Limony.

4.6.3 Fonctionnement sédimentaire à l'issue du calage

La Figure 4.11 représente les processus sédimentaires simulés dans le bras secondaire de Limony. Cette lône étant davantage connue, nous discutons ici la cohérence des simulations seulement pour cette lône (la lône de l'Ilon sera abordée au Chapitre 5).

Nous retrouvons les processus d'accumulation et d'érosion, distingués respectivement par les courbes rouge et rose. La somme de ces deux courbes permet d'obtenir l'épaisseur de sédiments accumulés (courbe noire), les épaisseurs érodées étant négatives. La courbe grise nous renseigne sur l'accumulation instantanée à chaque pas de temps (indépendamment des épaisseurs de sédiments déjà en place au pas de temps précédent). Cette épaisseur est faible pour chaque pas de temps ce qui confirme la cohérence des simulations. Il n'y a pas d'épaisseur de sédiments initiale donc il n'est pas possible qu'il y ait de l'érosion avant d'avoir une accumulation de sédiments. Si l'ensemble de la colonne de sédiments accumulés s'érode, l'épaisseur sera de nouveau à 0 m et ne pourra pas descendre plus bas, puisque la géométrie initiale ne s'érode pas, contrairement aux sédiments.

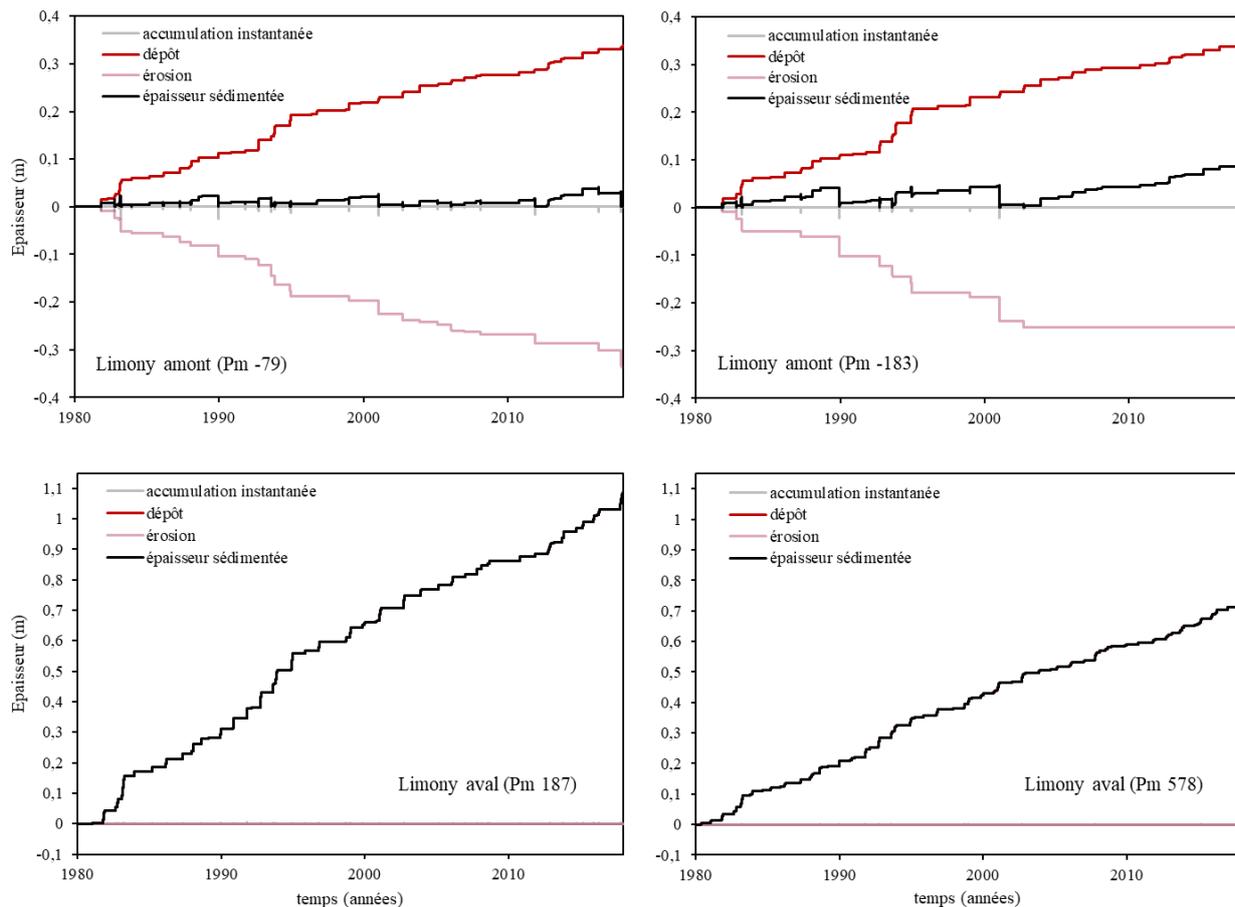


Figure 4.11 : Processus de sédimentation et d'érosion simulés après calage des paramètres sur les épaisseurs sédimentées en amont (Pm -79 et -183) et en aval (Pm 187 et 578) de la lône de Limony

Les résultats présentés en Figure 4.11 nous indiquent qu'un processus d'accumulation est simulé sur l'aval de la lône, tandis qu'une érosion importante l'accompagne sur l'amont. A l'amont, des séquences d'érosion/dépôt prédominent. De légères accumulations (de l'ordre du centimètre) se déposent parfois sans phénomènes d'érosion. Une reprise de ces dépôts peut avoir lieu après quelques années, intervenant elle aussi indépendamment du dépôt. Entre le Pm -79 et le Pm -183, nous observons que les taux d'accumulation sont relativement proches, mais ne répondent pas à un même équilibre dépôt/érosion. L'analyse de ces résultats pour discuter la sédimentation dans les lônes fera l'objet du chapitre suivant.

A l'aval de la lône, une accumulation de 74 cm est simulée pour la période 1980-2018 au Pm 578. Les estimations des épaisseurs de sédiments fins accumulés à partir de 1977 sont de 44 et 56 cm par sondage à la perche, 48 cm par carottage pour ce point (Chapitre 2). Pour ne montrer qu'un exemple plus au nord (Pm 187), l'épaisseur simulée de sédiments y est plus importante. Quelles que soient les épaisseurs sédimentées, le processus de dépôt est dominant sur l'aval de la lône et l'érosion est inexistante.

Plusieurs études permettent d'avoir une idée de la compaction des sédiments en fonction de la profondeur, mais souvent dans des milieux très différents des lônes. On retrouve dans l'étude Rieke et Chilingar (1974) une diminution de la porosité de 18% pour les argiles entre des pressions de 1 et 10 kg.cm². Cette diminution est de 10% pour les limons. Bethke (1985) observe pour les lacs une compaction fonction du temps (supposé à pression constante) et obtient des résultats de compaction sur la couche supérieure de sédiments de l'ordre du mm par an. A partir de modélisations, Valencia et al. (2023) concluent sur une compaction allant jusqu'à 10 mm.an⁻¹ sur les deltas, avec une importance quasiment inexistante de la colonne d'eau sur ce chiffre. Par la suite, nous appliquerons aux sorties de simulations un taux de tassement de 65% pour faire correspondre les résultats numériques aux résultats *in natura* du site de Limony.

4.7 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons retranscrit numériquement les chenaux latéraux du site de PDR. En modélisation, il est de coutume d'utiliser un jeu de données pour calibrer un modèle et un deuxième jeu de données pour le valider. Malgré la disponibilité d'un seul jeu de données hydrauliques relevées pour les lônes dans ce travail, nous avons défini et calibré les paramètres d'écoulement en vue de simuler le plus justement le régime hydraulique du site. Nous avons vu que l'écart de vitesses est plus important que l'écart de débits entre la réalité et le modèle, et que les débits $Q_{\text{Rhône}} > Q_{10}$ ne sont pas forcément bien représentés au regard de la géométrie utilisée (à partir de Q_{10} , nous atteignons les limites du modèle 1D du Rhône puisque nous ne prenons pas en compte les débordements). L'inondation du lit majeur n'est pas retranscrite, donc le déversement latéral non plus, ce qui peut impliquer une surestimation des débits, vitesses et hauteurs d'eau lors des débits de crues les plus hauts. Cependant, les hauteurs d'eau correspondent à celles du Rhône (calé et validé pour le Rhône) en confluence et difffluence des lônes, donc nous pouvons considérer correct le fonctionnement général du modèle pour ce site.

Du côté de la modélisation sédimentaire, nous avons pu représenter les dynamiques hydrosédimentaires (charge moyenne dans les écoulements, dépôt et érosion pour chaque classe granulométrique) et faire correspondre les épaisseurs sédimentées aux résultats de terrain. Nous sommes ainsi en mesure de simuler à long terme le processus de comblement constaté sur le site. Nous sommes ainsi en mesure de répondre aux objectifs définis dans la partie 1, en nous basant sur certains paramètres physiques convenablement prédits dans les simulations. Ces paramètres sont présentés dans le Tableau 17.

Nous avons également vu que la reconstitution de l'historique des épaisseurs en fonction des extrêmes hydrauliques permet de construire une représentation âge-épaisseur des dépôts (Figure 4.11). Cela permettra dans le chapitre suivant de considérer les dépôts au regard de l'hydraulique. Ces résultats sont disponibles en plusieurs points métriques de la lône, à l'exception des abords des seuils pour lesquels les résultats ne sont pas prédictibles. Enfin, nous avons introduit des classes granulométriques

qui nous informent sur les tailles de grains sédimentés en fonction du temps. Ces données seront utilisées dans le Chapitre 6.

Tableau 17 : Résumé du fonctionnement du modèle et des sorties de simulations utilisable

		Pris en compte		Non pris en compte
		Eléments de calage	Résultats de simulations	
Hydraulique	Débits dans les lônes	X	X	
	Hauteurs d'eau		X	
	Vitesses d'écoulement		X	
Sédimentaire	Epaisseur de sédiments fins sur les zones carottées	X		
	Représentation âge-épaisseur des dépôts		X	
	Evolution induite du fond			X
	Compaction et cohésion des grains			X
	Epaisseur de sédiments fins sur l'ensemble du bras secondaire modélisé		X	
	Répartition granulométrique des dépôts		X	
	Sédimentation aux abords des seuils			Non prédictible

Chapitre 5. Simulation numérique du fonctionnement des bras secondaires anthropisés

Le modèle a été construit puis calé en prenant en compte les deux lômes pour l'aspect hydraulique et uniquement la lôme de Limony pour l'aspect hydrosédimentaire. Compte tenu des données d'entrée du modèle, cela nous permet, dans ce chapitre, de simuler le fonctionnement hydraulique et hydrosédimentaire dans les bras secondaires depuis la mise en place de l'aménagement de PDR. Temporellement, des périodes se distinguent par l'ajout de nouveaux aménagements (Figure 5.1). Nous avons ainsi suffisamment d'informations intégrées au modèle pour simuler le fonctionnement hydraulique et sédimentaire des bras secondaires du secteur de PDR depuis la mise en place du barrage.

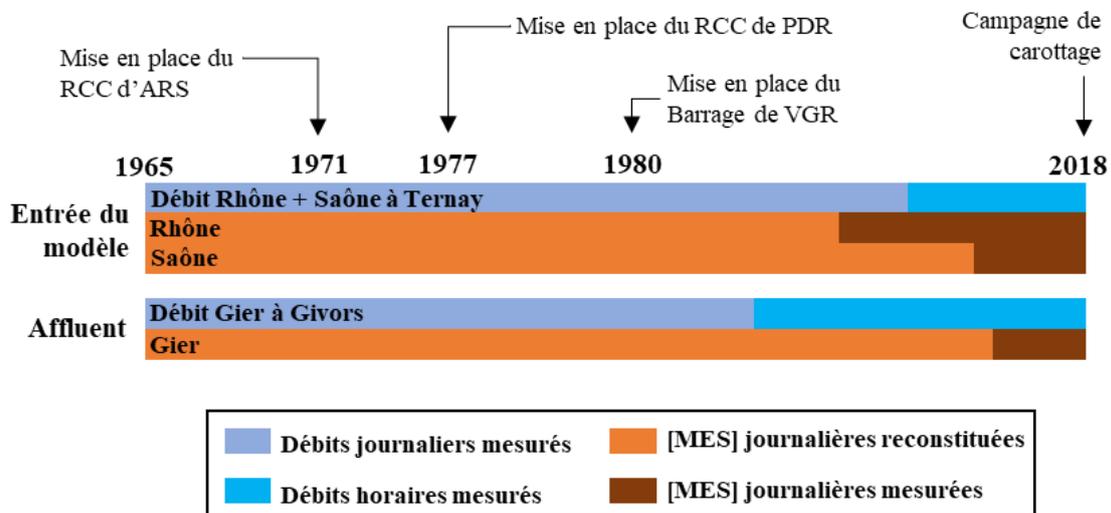


Figure 5.1 : Synthèse des aménagements, données hydrauliques et sédimentaires utilisées dans la simulation

Les données informatiques caractérisant les simulations sont disponibles en Annexe 176 pour les simulations hydrauliques avec MAGE et en Annexe 187 pour les simulations hydrosédimentaires avec Adis-TS. Nous présentons ici les résultats de simulation hydraulique sur le lit mineur des bras secondaires modélisés. Les sorties de simulations hydrosédimentaire sont présentées au regard de l'hydraulique.

5.1 Résultats de simulation hydraulique

5.1.1 Répartition des débits

Le débit accordé au vieux-Rhône au regard du débit du Rhône a déjà été représenté pour des périodes courtes ou des événements de crues (e.g. Riquier et al., 2015). Avec la simulation sur la période 1977-2018, nous pouvons comparer les débits du Rhône et les débits accordés au vieux-Rhône. Ces

résultats traduisent l'application de la loi d'ouvrage intégrée au modèle. Elle permet une répartition des débits entre deux biefs (vieux-Rhône et canal aménagé).

Pour compenser une chronique de débit représentant la rehausse du débit réservé variable entre les saisons (chapitre 2), la Figure 5.2 représente à partir de 2014 un débit réservé moyen. Les îlons n'étant pas alimentées lorsque le vieux-Rhône est alimenté par le débit réservé, cette approximation n'a pas d'influence sur nos simulations.

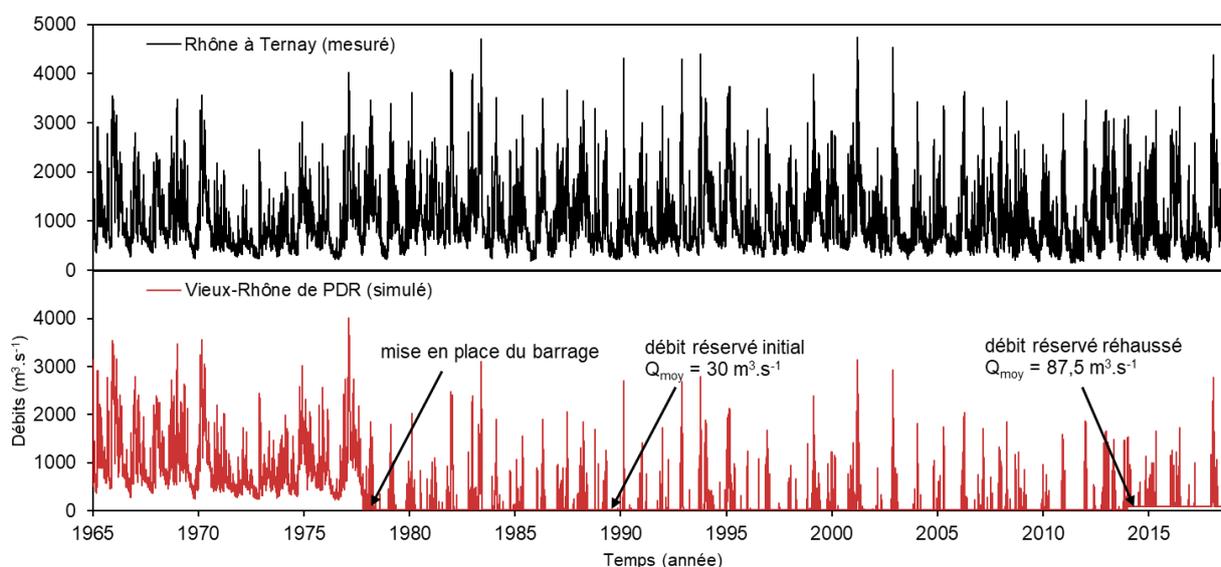


Figure 5.2 : Chronique de débit du Rhône mesuré à Ternay et débits simulés correspondants pour le vieux-Rhône de PDR

Sur la période 1977-2018, selon la modélisation, le vieux-Rhône connaît un débit supérieur au débit réservé seulement 16% du temps (Figure 5.2). Il est ici important de rappeler que ces résultats correspondent au fonctionnement maximal de l'usine hydroélectrique et que l'arrêt provisoire de turbines en raison de la gestion de l'usine ne sont pas pris en compte. Nous observons très nettement la mise en place du barrage en 1977 traduite par une chute du débit dans le vieux-Rhône. L'alimentation du vieux-Rhône se caractérise par un faible débit réservé continu et des pics événementiels après 1977, seulement en période de crue. Le débit réservé est donc le régime dominant sur la période 1977-2018 (nouvelles conditions hydrauliques du site), ce qui justifie l'intérêt de se concentrer sur cette période dans ce travail, où de nouveaux environnements de dépôt apparaissent (Chapitre 3).

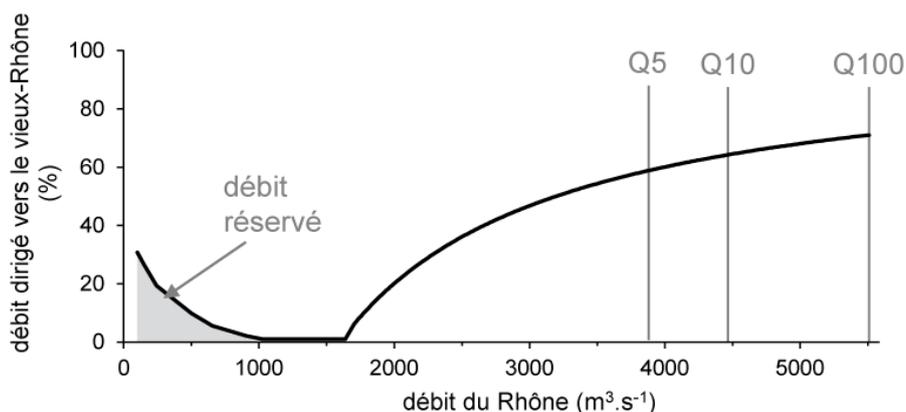


Figure 5.3 : Schéma du pourcentage du débit du Rhône accordé théoriquement au vieux-Rhône de PDR avec un débit réservé moyen de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Pour décrire la répartition des débits, nous pouvons également exprimer le pourcentage du débit envoyé vers le vieux-Rhône en fonction du débit du Rhône (Figure 5.3). Entre un débit d'étiage et une Q_{100} , l'alimentation du vieux-Rhône constitue 0,03 à 71% des eaux du Rhône. A partir de $3200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de crue, 50% des écoulements iront au vieux-Rhône. Cette représentation graphique traduit l'utilisation du vieux-Rhône comme évacuateur de crue (Chapitre 2).

A l'échelle de notre site, nous pouvons aussi observer les débits du vieux-Rhône pour lesquels les lônes commencent à être alimentées (les données à l'échelle du Rhône sont disponibles en Annexe 168) et la répartition des flux entre les biefs (Figure 5.4). Nous avons sur Limony une connexion aval pour $Q_{\text{vieux-Rhône}} = 680 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\text{Rhône}} = 2280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et une connexion amont à partir de $Q_{\text{vieux-Rhône}} = 1050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\text{Rhône}} = 2650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Pour l'Ilon, la connexion se fait à partir de $Q_{\text{vieux-Rhône}} = 450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_{\text{Rhône}} = 2050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Pour des débits plus importants, la proportion du débit dirigé vers le vieux-Rhône peut aller jusqu'à 2,4% du débit s'écoulant dans la lône de l'Ilon et 1,7% dans Limony en Q_{100} (Figure 5.4). Pour des débits inférieurs à $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, nous ne dépassons pas les 1% du débit du Rhône transitant dans les bras secondaires.

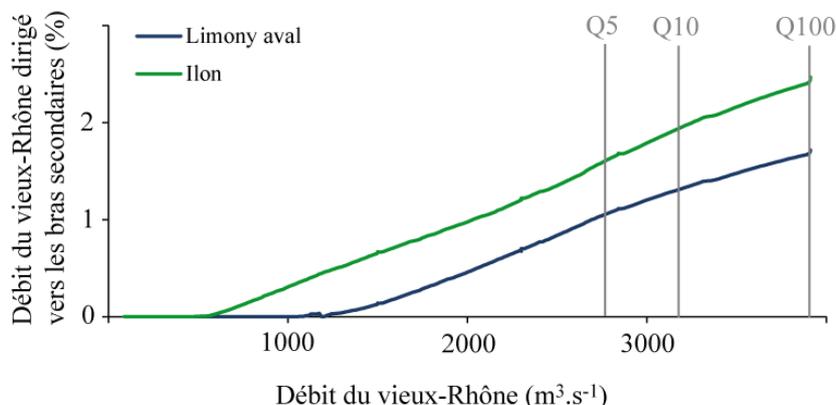


Figure 5.4 : Pourcentage du débit du vieux-Rhône de PDR s'écoulant dans les bras secondaires

5.1.2 Contributions hydrauliques : approche par les débits

Pour ne représenter qu'une partie des débits simulés sur les lônes, nous utiliserons dans la suite de cette étude les résultats aux Pm -219 pour Limony amont, au Pm 523 pour Limony aval et au Pm 406 pour l'Ilon. Ils sont sélectionnés plus à l'amont que les sites d'étude du Chapitre 3 pour ne pas avoir l'influence directe des seuils et passages à gué. Le Pm 406 d'Ilon représente le centre de la lône. Le Pm -219 de Limony amont est également plus à l'amont donc en dehors de la zone de retenue en contact avec le seuil amont (il est représenté en marron). Le Pm 523 est caractéristique du fonctionnement aval de Limony puisqu'il ne présente pas de singularités géométriques, il est localisé à 100 m en amont de la digue aval (courbes bleues dans la suite du chapitre).

La Figure 5.5 représente l'hydrogramme du Rhône à Ternay (entrée du modèle) pour la période 1977-2018. On retrouve ensuite les débits s'écoulant dans les bras secondaires. La chronique de débits entrant dans le modèle comprend plusieurs épisodes de crue du Rhône. On retrouve 5 épisodes de crues compris entre les périodes de retours Q_5 et Q_{10} (décrits comme $Q < Q_{10}$) et 3 épisodes compris entre le Q_{10} et le Q_{100} ($Q < Q_{100}$). Les débits $Q < Q_{10}$ se traduisent dans la lône de l'Ilon par des écoulements allant de 33,2 à 41,8 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les débits $Q < Q_{100}$ de 51,1 à 60,8 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

A Limony, une submersion de la digue amont permet un écoulement Nord-Sud qui regroupe à l'aval de la lône les débits entrants dans les deux bras amont (biefs B1 et B2 de la Figure 4.1). Chaque bief amont contribue environ à la moitié du débit alimentant l'aval, ce qui coïncide avec les cotes d'entrée similaires des biefs B1 et B2. Les débits $Q < Q_{10}$ se traduisent à l'aval par des débits compris entre 20,5 et 29,9 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les débits $Q < Q_{100}$ vont de 33,8 à 40,9 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

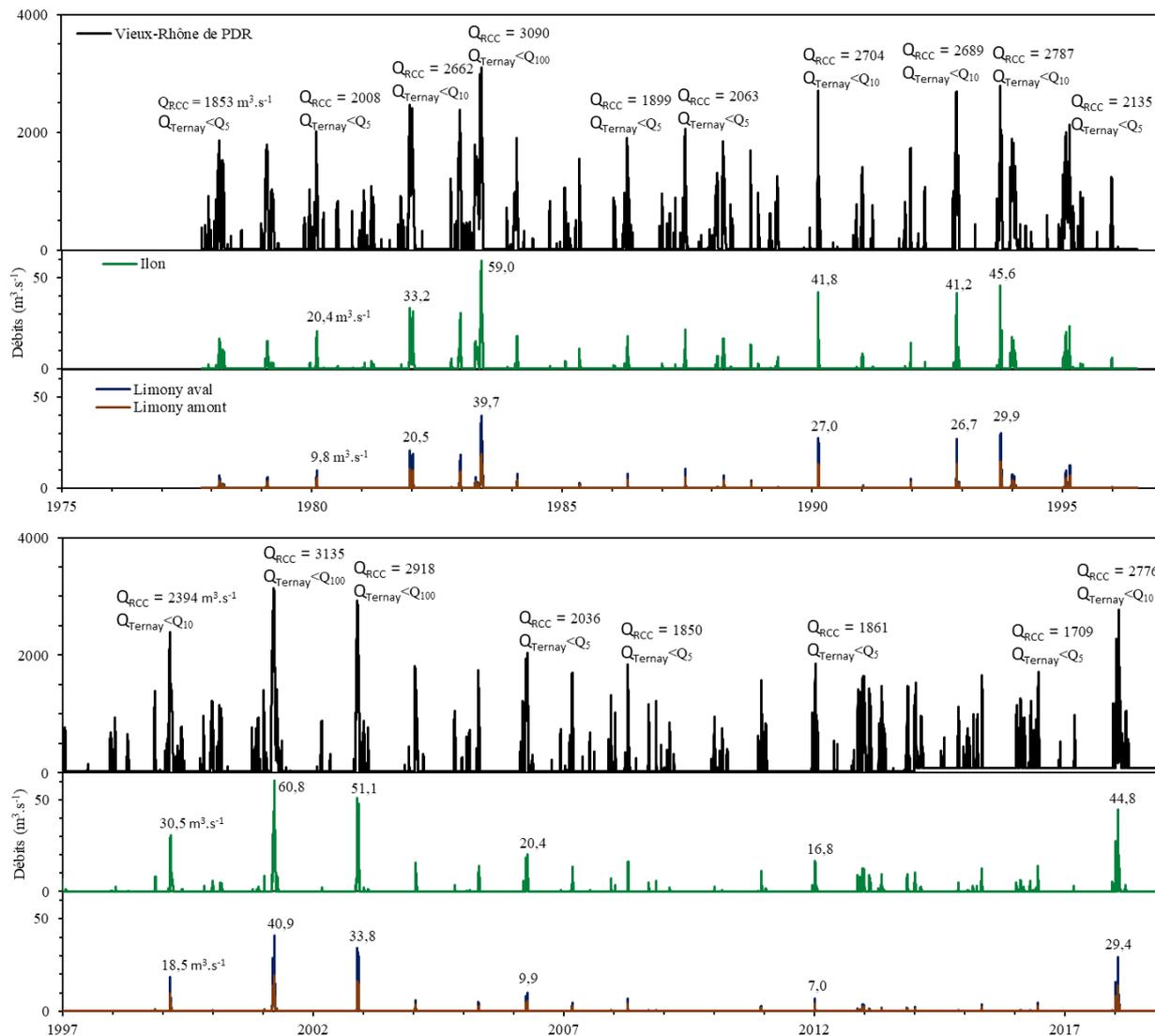


Figure 5.5 : Hydrogrammes du vieux-Rhône et des bras secondaires de PDR simulés sur la période avec aménagement (1977-2018)

Nous avons donc un écoulement évènementiel dans les lônes. En considérant seulement le débit, l'alimentation des lônes se traduit statistiquement par 136 évènements de connexion ($Q_{\text{lônes}} > 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) pour l'Ilon et 55 à Limony avec des écoulements Nord-Sud sur une période de 41 ans (Tableau 18).

Nous avons des fréquences de connexion de 3,3 et 1,3 fois par an pour les lônes. Ces connexions sont en moyenne de 9 et 7 jours. Ainsi, nous avons davantage d'évènements qui mettent en eau la lône de l'Ilon. Les évènements atteignant aussi la lône de Limony sont les évènements les plus extrêmes. Ils durent plus longtemps dans la lône de l'Ilon, ce qui peut s'expliquer par la cote de connexion amont (son bouchon) à 132,4 m contre 135 m à Limony (Tableau 4).

Tableau 18 : Résumé statistique des données hydrographiques pour les bras secondaires étudiés

	Ilon	Limony aval
Nombre d'évènements de connexion ($Q > 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sur la période 1977-2018	136	55
Fréquence de connexion (évènements par an)	3,3	1,3
Durée moyenne de connexion	207h (~9j)	166h (~7j)
Débit maximum ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	60,8	40,9
Débit moyen de connexion ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	7,6	6,8

5.1.3 Contributions hydrauliques et hauteurs d'eau

En considérant les débits, nous avons vu que l'écoulement Nord-Sud simulé est occasionnel. L'approche par les débits ne représentent pas les connexions par l'aval et le maintien d'une hauteur d'eau dans les bras secondaires. La Figure 5.6 représente les limnigrammes pour les trois points étudiés.

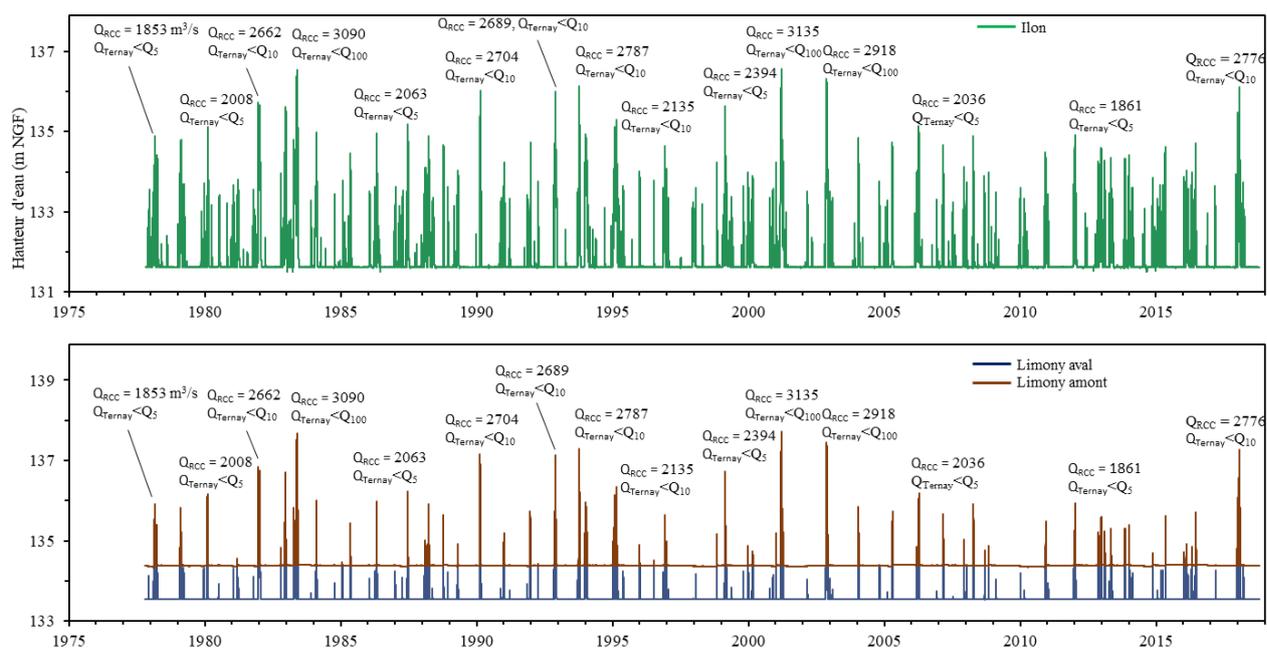


Figure 5.6 : Limnigrammes des bras secondaires pour la période aménagée

Sur ces limnigrammes, nous observons un grand nombre d'évènements faisant augmenter la hauteur d'eau aux trois points sélectionnés. La lône de l'Ilon présente le plus d'évènements augmentant la hauteur d'eau. En comparaison à la Figure 5.5, nous pouvons dire que l'augmentation significative du débit ne suffit pas à caractériser le fonctionnement hydraulique des trois bras secondaires. Cela s'applique particulièrement à la lône de l'Ilon, plus souvent soumise à une alimentation par l'aval lors de petits évènements du fait de sa connexion continue par l'aval (Chapitre 2.3.2.2). C'est également le

cas pour Limony aval où nous retrouvons plus d'évènements qu'à l'amont, là où les quantifications étaient identiques dans la Figure 5.7.

Pour les trois sections, une ligne de basses eaux (cote minimum) caractérise la plupart de la chronique. Cette ligne fluctue à l'Ilon entre 131,5 et 131,65 m, ce qui correspond à la hauteur d'eau variant dans la fente de Preissmann de la même manière que dans le vieux-Rhône. La géométrie étant étroite et les vitesses d'écoulement très faible dans la fente (Chapitre 4.4.2), son effet est moins ressenti sur les débits (Figure 5.7).

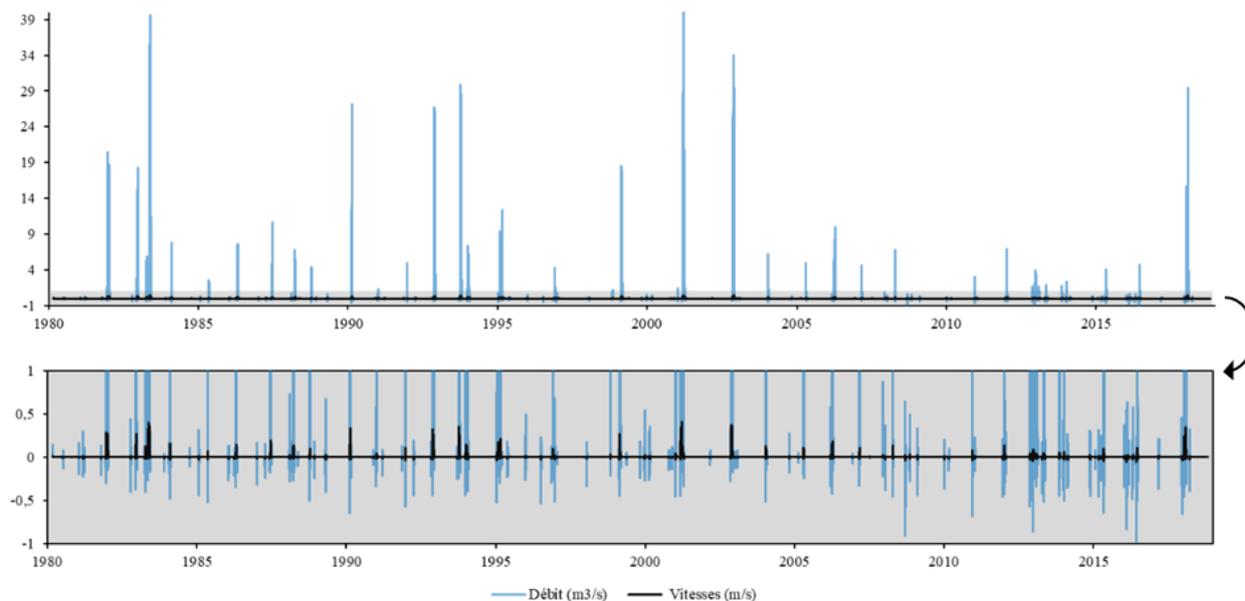


Figure 5.7 : Débits et vitesses simulés au Pm 523 de Limony et zoom sur les fluctuations des débits et vitesses entre 1 et -1 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Les petites variations du débit sont néanmoins visibles lorsque l'on zoome sur les valeurs proches de 0. Cette fluctuation du débit et des vitesses d'écoulement reste dans des valeurs faibles par rapport aux résultats lors de crues. Si l'on zoome sur deux évènements pour lesquels les débits sont très faibles dans le bras secondaire (compris entre -1 et $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), on s'aperçoit qu'ils correspondent tout de même à une alimentation avec élévation de la hauteur d'eau, respectivement de 0,88 et 0,52 m (Figure 5.8).

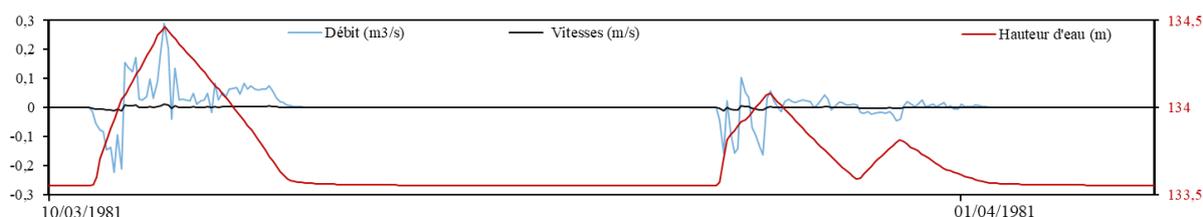


Figure 5.8 : Zoom sur les paramètres hydrauliques (débits, vitesses et hauteurs d'eau) de deux évènements consécutifs (au Pm 523 de Limony) pour lesquels les débits et vitesses fluctuent autour de 0

Les débits positifs et négatifs peuvent être simulés, correspondant respectivement à une alimentation par l’amont et l’aval puisque le modèle est unidirectionnel. Cela permet d’expliquer l’élévation de la hauteur d’eau avec des vitesses et débits négatifs, ainsi que l’alimentation au début des évènements se faisant avec un débit et une vitesse négative (par rapport au sens 1D du courant traduit par un vecteur vitesse allant vers l’amont). On peut donc considérer qu’une alimentation par l’amont amorce toujours les pics de crues dans les lônes.

A Limony, la cote basse varie entre 134,34 et 134,38 m à l’amont et ne varie pas à l’aval (133,55 m). L’effet des seuils est donc correctement traduit dans la modélisation. La variation à Limony amont s’explique par l’effet de retenue du seuil amont (à la cote 134,1 m) combiné à la pente de la ligne d’eau. La cote de 133,55 m à l’aval correspond au point bas des orifices présents sur le seuil aval. Il y a donc une retenue d’eau simulée à l’aval.

Si nous considérons le point bas des profils étudiés (hors fente de Preissmann) et sans la retenue d’eau induite par les seuils, nous pouvons réaliser à nouveau une étude statistique des connexions à partir des hauteurs d’eau. Lors d’un écoulement Nord-Sud, un débit de $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (limite inférieure de significativité des résultats dans le Chapitre 5) correspond à une hauteur d’eau de 133,31 m à l’Ilon et 134,97 m à Limony aval (d’après les résultats de calibration de la section 4.6.2). Si nous considérons les pics supérieurs à ces cotes, on peut s’attendre à retrouver le même nombre d’apports qu’avec l’approche par les débits. Cependant, nous observons graphiquement qu’il y a beaucoup plus d’évènements marquant une élévation de la hauteur d’eau. Nous considérons alors les cotes définies dans le Tableau 19 pour estimer à nouveau le nombre d’évènements hydraulique contributeurs, rassemblant les connexions amont et aval plutôt que le débit d’écoulement.

Tableau 19 : Définition des cotes (limite inférieure de significativité) pour les trois sites étudiés

Site	Cote basse fente de Preissmann	Cote basse du lit	Cote retenue	Détail sur la cote retenue
Ilon	129 m	132,18 m	132,18 m	Cote basse du lit supérieure à l’intervalle [131,5 m ; 131,65 m]
Limony amont	128,5 m	133,54 m	134,38 m	Altitude maximum de la ligne d’eau retenue
Limony aval	128,5 m	132,41	133,55	Altitude de la ligne d’eau retenue

Pour l’Ilon, nous retenons la hauteur du lit mineur. Pour Limony amont, nous retenons l’altitude déjà discutée de la ligne d’eau minimum lors d’une submersion du seuil et pour Limony aval, la ligne d’eau minimum retenue correspond au point bas des buses présentes sur le seuil aval. Ainsi, nous obtenons de nouveaux résultats statistiques sur le fonctionnement hydraulique des bras secondaires (Tableau 20).

Tableau 20 : Résumé statistique des données limnimétriques pour les bras secondaires étudiés

	Ilon	Limony (amont)	Limony (aval)
Nombre d'évènements de hauteur supérieure (de 0,01 m NGF) à la cote retenue	232	76	135
Fréquence de connexion (évènements par an)	5,7	1,9	3,3
Durée moyenne de connexion	209 h (~9j)	197 h (~8j)	223 h (~9j)
Hauteur maximum (m NGF)	137,6	137,7	137,5
Hauteur moyenne de connexion (m NGF)	133,4	135,3	134,5

Ces nouveaux résultats confirment dans un premier temps que nous avons une élévation de la hauteur d'eau fréquente sans augmentation significative du débit. Avec cette approche, les évènements de connexion mesurés sont plus nombreux et plus longs. A l'Ilon, nous retrouvons 232 évènements significatifs contre 136 précédemment. En revanche, la durée des connexions reste similaire (209 h contre 207 h).

Nous distinguons à Limony les évènements de connexion par l'aval et par l'amont avec une submersion des seuils. La connexion seulement aval représente la moitié des apports. 76 évènements sont enregistrés avec une connexion amont et un écoulement. Ce sont 21 de plus qu'avec l'approche par le débit et la durée de ces évènements est légèrement plus importante (197 h contre 166 h). On peut donc dire que les connexions par l'aval sont plus fréquentes et plus longues que par l'amont.

5.2 Résultats de simulation hydrosédimentaire

Dans cette section, nous nous intéresserons uniquement à deux points modélisés pour la lône de Limony. Les résultats de simulations sur l'ensemble du linéaire seront présentés dans le Chapitre 7. Nous discutons ici des paramètres hydrauliques et sédimentaires associés aux phases de comblement des bras secondaires en contexte anthropisé, en reprenant en détail les éléments présentés dans la section 6.2 et en simultanément avec les résultats hydrosédimentaire.

A l'Ilon, les épaisseurs sédimentées varient sur le linéaire, du fait de nombreuses élévations topographiques et seuils. Le code de calcul Adis-TS n'est pas capable de simuler correctement la sédimentation aux abords des ouvrages et les résultats de simulation sédimentaire y sont difficilement interprétables, les seuils étant proches les uns des autres et le calage étant basé sur les résultats *in natura* de Limony. Nous choisissons de ne pas présenter les résultats de simulation des dépôts pour l'Ilon, une lône active et souvent en eau qui nécessite probablement un calage spécifique.

5.2.1 Le dépôt simulé sur la période 1977-1980

La simulation réalisée avec Adis-TS est divisée en une première qui considère les aménagements de PDR et ARS (Figure 5.1) de 1977 à 1980 et une deuxième intégrant le barrage de Vaugris. Avant de combiner les données, nous avons regardé les résultats de simulation pour la période 1977-1980. De très faibles taux d'accumulation sont enregistrés sur les bras secondaires. Les trois événements hydrauliques majeurs ne correspondent qu'à 0,2 mm de sédiments déposés au Pm 523 de Limony (Figure 5.9).

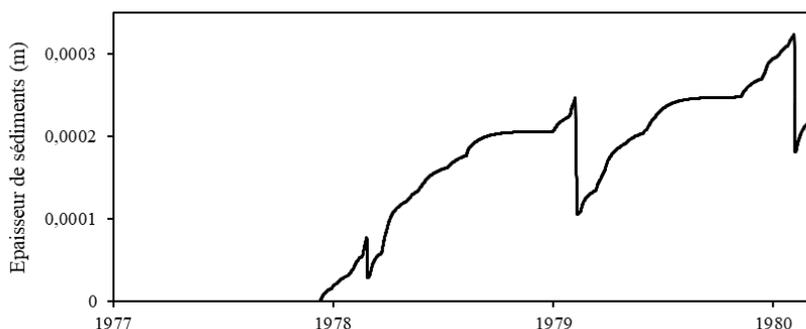


Figure 5.9 : Accumulation sédimentaire simulée pour la période 1977-1980 au Pm 523 de Limony

Pour les autres transects, les épaisseurs simulées sont disponibles en Annexe 19. Elles sont comprises entre 0,001 cm et 0,11 cm pour le bief B1 et entre 0,0035 cm et 0,070 cm pour le bief B3. Ces épaisseurs sont négligeables en comparaison aux épaisseurs des carottes sédimentaires (Figure 2.9). En observant la période 1977-1980, nous pouvons dire que la dynamique sédimentaire est peu significative, avec un système d'érosion/accumulation qui s'observe à l'échelle du millimètre. Le faible taux d'accumulation peut provenir du faible régime hydraulique du Rhône à ce moment-là (3 pics de crues compris entre 1 et 10 m³.s⁻¹ au Pm 523 de Limony et des vitesses comprises entre 0,05 et 0,18 m.s⁻¹). Les résultats de ces deux premières années ne présentent pas d'intérêt pour la suite de l'étude, les épaisseurs étant négligeables au regard de la simulation 1980-2018. Nous ne compilerons pas les résultats des deux simulations et nous baserons seulement sur la période 1980-2018 dans la suite de ce chapitre.

5.2.2 Evènements hydrauliques et processus sédimentaires à partir de 1980

En plus des hydrogrammes et limnigrammes déjà présentés (Figure 5.5 et Figure 5.6), nous avons extrait du modèle les vitesses d'écoulement et les épaisseurs de sédiments accumulées. Ici, nous nous intéressons en détail aux résultats de simulation pour le site de Limony aval. La Figure 5.10 présente l'ensemble de la chronique, découpée en 4 graphiques (a, b, c, d). L'ordonnée « épaisseur de sédiments » est mise à jour d'un graphique à l'autre.

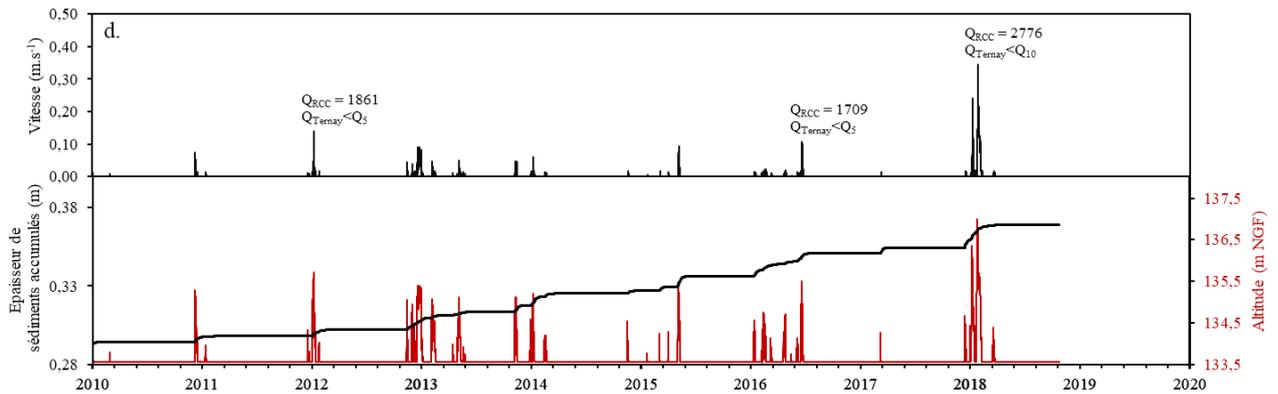
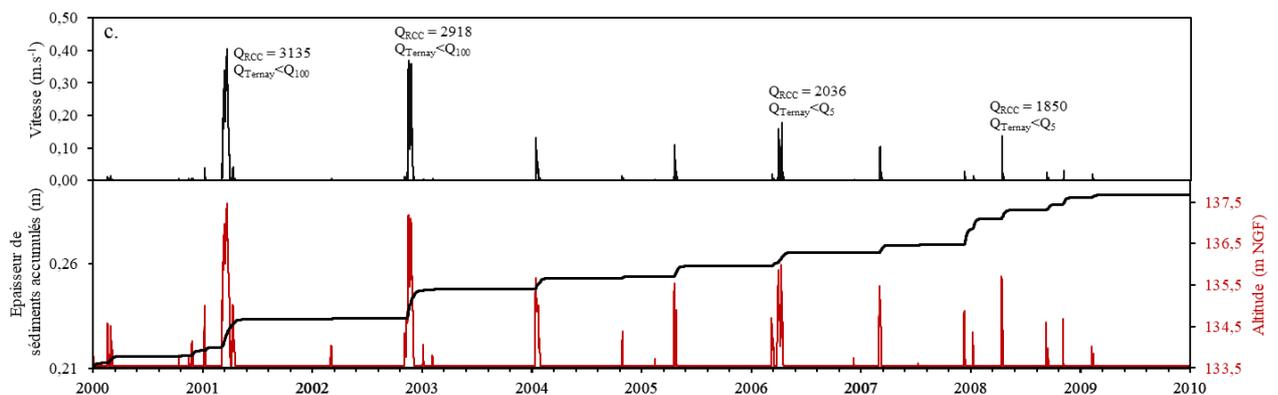
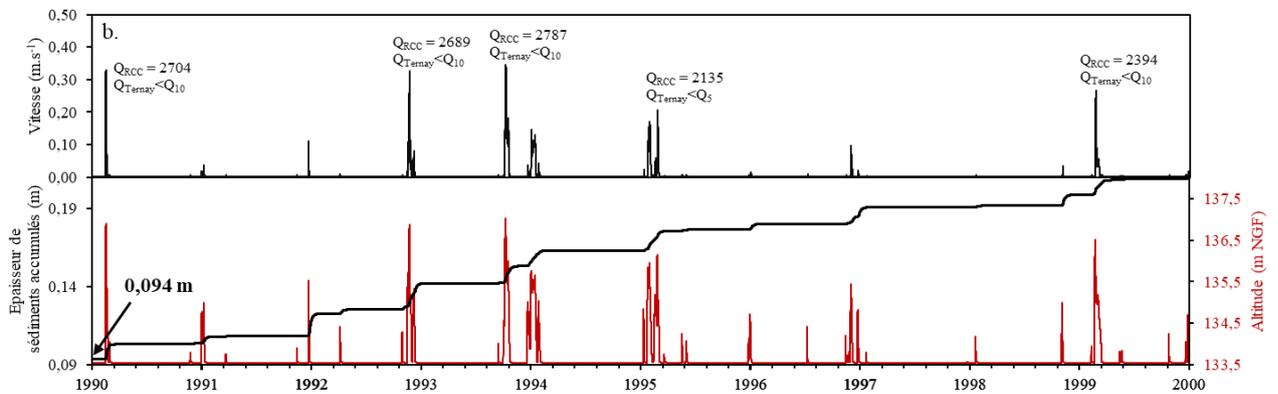
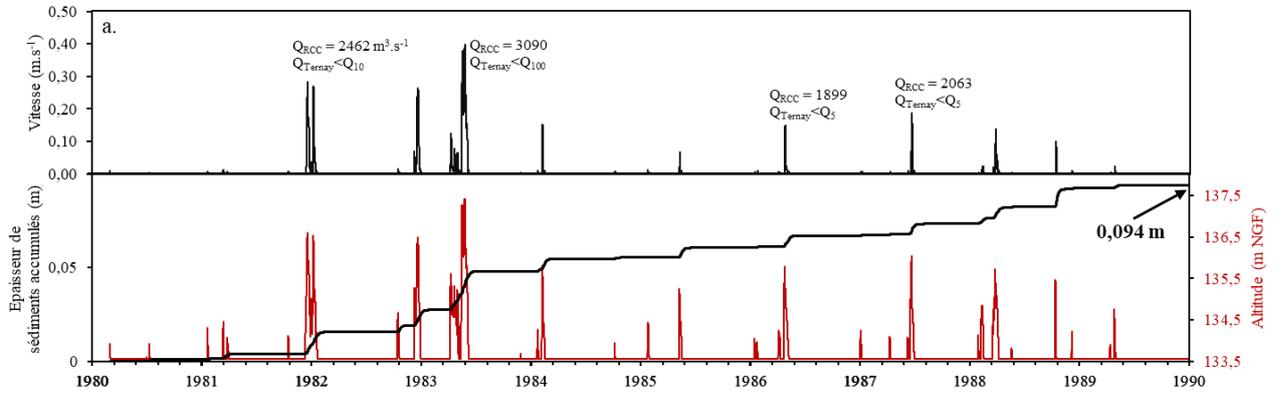
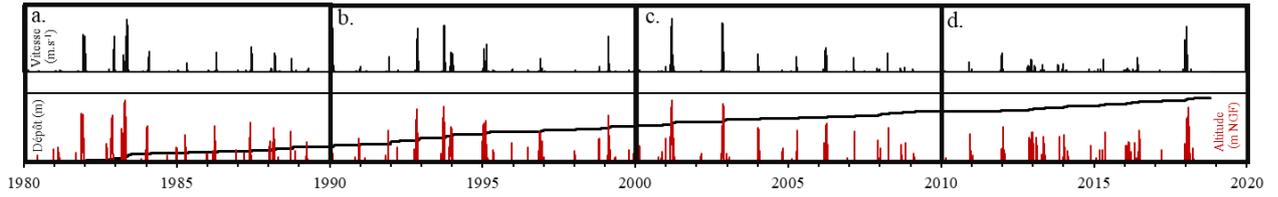


Figure 5.10 : Ensemble de la chronique 1980-2018 au Pm 523 de Limony. Cette chronique découpée en 4 zooms (a, b, c, d) regroupe les résultats de simulations des vitesses d'écoulement (en noir), limnigrammes (en rouge) et épaisseur de sédiments accumulés (en noir)

La première contribution sédimentaire significative se produit en janvier 1982 avec une élévation de 3 mètres de la ligne d'eau dans la lône de Limony. Une telle élévation a lieu 10 fois sur notre chronique, pour des débits supérieurs à $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans le Rhône. D'un point de vue hydraulique, cette crue se décrit par deux pics de crue, sans vidange complète de la lône entre les deux.

On retrouve le même fonctionnement en 1983, avec des conditions hydrauliques différentes. En effet, les deux pics de crue se caractérisent par une élévation de la ligne d'eau de 2 et 4 mètres, alors que le débit – de $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur le premier pic – monte à $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur le deuxième. L'accumulation sédimentaire pour cet évènement est semblable à celle de 1982 avec une épaisseur deux fois plus importante accumulée. Pour des vitesses et débits différents, nous avons la même vitesse d'accumulation sur les deux évènements de cette crue. Les évènements de 1982 et 1983 se différencient dans la simulation par la durée de la crue. Elle est de 40 jours en 1982 et 61 jours en 1983. Les accumulations sont respectivement de 1,15 cm et 2,06 cm, soit $0,29 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ et $0,34 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$. Pour les autres crues remarquables de notre chronique, nous retrouvons des vitesses d'accumulation variables (la pente de la courbe) et nous pouvons classer les contributions sédimentaires en utilisant cet élément.

Les évènements de janvier 1982 et avril 1983 peuvent se décrire comme :

- Des crues à intensité variable, pouvant être complexes, regroupant des débits de crue extrême et modérée, perdurant dans le temps, avec un taux d'accumulation moyen. Nous le définissons comme le **TYPE A** (Figure 5.11.a1,a2,b1,b2,c1,c2,d1,d2).

Jusqu'à novembre 1992, de nouvelles formes d'apports apparaissent. Ils se différencient par l'intensité de l'évènement d'un côté (vitesses, débits), et par la pente de la courbe d'accumulation. Plusieurs évènements ont un taux d'accumulation jusqu'à 10 fois supérieurs à celui observé sur les crues de type A. On retrouve notamment l'évènement de décembre 1991 pour lequel une accumulation d'1,42 cm est enregistrée en 7 jours, soit $2,0 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$. Pourtant, le débit maximum enregistré sur cet épisode est de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui est relativement faible par rapport aux débits de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ discuté précédemment. En regardant en détail cet évènement (Figure 5.11.d1,d2), nous retrouvons un débit et une vitesse faible, avec un écoulement Nord-Sud de quelques jours, pendant lequel il n'y aura pas de dépôt sédimentaire. En revanche, en période de décrue, l'accumulation est très importante, et une décantation est traduite par le modèle sur la période post-crue (diminution millimétrique de la ligne d'eau pendant l'accumulation).

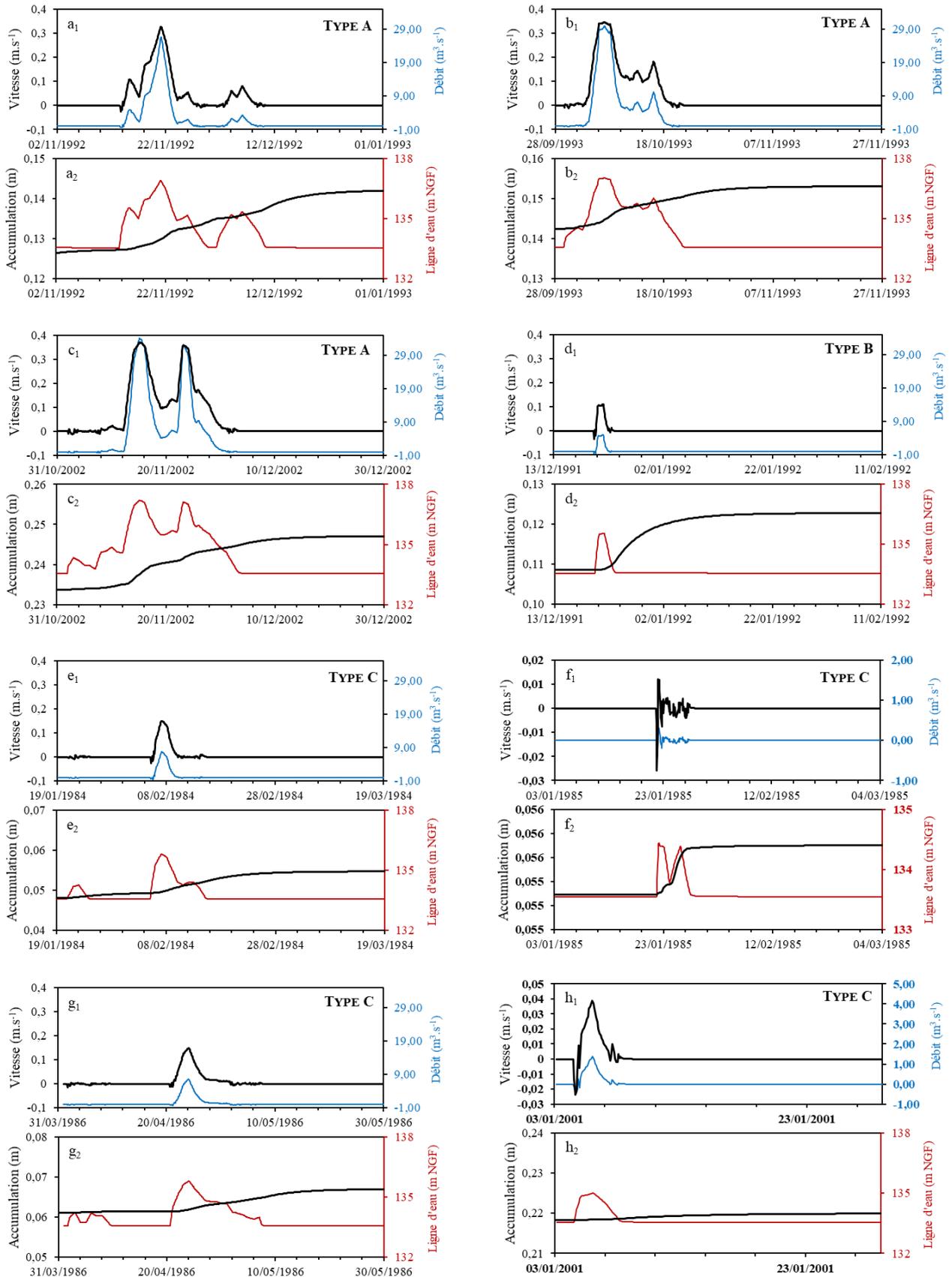


Figure 5.11 : Vitesses d'écoulement, débits, hauteurs d'eau et épaisseur de sédiments accumulés au Pm 523 de Limony pour les évènements sélectionnés. Les échelles non normalisées sont en gris

Des évènements plus courts sont également observés (Figure 5.11.e1,e2,f1,f2,g1,g2,h1,h2), ils sont caractérisés par des vitesses faibles, négatives au début de l'évènement (alimentation par l'aval) puis positives. Les débits sont significatifs sur une période de 5 à 10 jours et l'élévation de la ligne d'eau est simulée sur une période plus longue. La sédimentation est linéaire, avec une pente faible. Ainsi, ces contributions se distinguent en deux catégories :

- Les crues très brèves, accompagnées d'un taux d'accumulation très important (**TYPE B**).
- Les crues de quelques jours et d'intensité faible, dont le fonctionnement et les taux d'accumulation sont plus proches des crues longues et variables (**TYPE C**).

Au sein du type C, nous pouvons distinguer les crues de **TYPE C'** qui sont un ensemble de petites crues de type C sans passage par un assèchement complet de la lône entre les évènements (Figure 5.10). Nous les retrouvons dans le Tableau 21, où elles représentent une faible proportion de l'accumulation totale.

Tableau 21 : Evènements contributeurs du dépôt sédimentaire simulé à Limony aval (Pm 523)

Type	Début	Fin	Durée	Accumulation	Taux d'accumulation	Détail
A	12/12/81	14/01/82	34 j	1,15 cm	0,34 mm/j	
A	04/04/83	07/06/83	65 j	2,06 cm	0,32 mm/j	
B	09/10/88	15/10/88	7 j	0,91 cm	1,3 mm/j	
B	12/02/90	23/02/90	12 j	0,93 cm	0,78 mm/j	Annexe 210
B	20/12/91	25/12/91	7 j	1,42 cm	2,0 mm/j	(6.11.d)
A	13/11/92	11/12/92	29 j	1,68 cm	0,58 mm/j	(6.11.a)
A	29/09/93	22/10/93	24 j	1,09 cm	0,45 mm/j	(6.11.b)
A	18/12/93	31/01/94	43 j	0,98 cm	0,23 mm/j	
A	20/01/95	04/03/95	43 j	1,28 cm	0,30 mm/j	
C'	11/11/96 21/12/96	06/12/97 27/12/96	33 j	1,06 cm	0,32 mm/j	
B	30/10/98	06/11/98	8 j	0,70 cm	0,88 mm/j	
A	02/03/01	18/04/01	48 j	1,32 cm	0,28 mm/j	
A	01/11/02	04/12/02	34 j	1,39 cm	0,41 mm/j	(6.11.c)
C'	10/11/12	04/01/13	55 j	0,92 cm	0,16 mm/j	
C'	26/12/13	10/01/14	15 j	1,18 cm	0,79 mm/j	
B	01/05/15	10/05/15	10 j	0,65 cm	0,65 mm/j	
	09/01/16	16/01/16				
	03/02/16	20/02/16				
C'	04/03/16 17/04/16 31/05/16	11/03/16 26/04/16 23/06/16	68 j	1,47 cm	0,22 mm/j	
A	30/12/17	08/02/18	41 j	1,35 cm	0,33 mm/j	

Nous retrouvons dans le Tableau 21 les caractéristiques des évènements contributeurs de la sédimentation sur notre site. Sur notre chronique, la sédimentation s'est déroulée au travers de 9 crues de type A, ce qui regroupe les 9 crues de période de retour supérieure à 5 ans. On retrouve la pente la plus abrupte de la courbe d'accumulation pendant la descente de crue sur les exemples a et b de la Figure 5.11. Sur l'exemple c, c'est lors de la montée de crue que la sédimentation est la plus importante. En type A, la vidange post-crue est toujours contributrice d'une sédimentation supplémentaire. Le taux d'accumulation est compris entre 0,2 et 0,6 mm.j⁻¹.

Au regard de tous ces éléments, nous pouvons dire que les crues de type B ont des taux d'accumulation compris entre 0,7 et 2,0 mm.j⁻¹, soit jusqu'à 10 fois le taux d'accumulation du type A. Pour le type B, c'est ici à partir de la descente de crue que l'accumulation se fait. Enfin, pour le type C, le dépôt est faible. La décantation post-crue est fortement contributrice. Sur l'exemple f de la Figure 5.10 pour lequel les axes des ordonnées sont zoomés, nous voyons une forte variation des vitesses et débits (avec une connexion par l'amont) qui se traduit sur la ligne d'eau par deux élévations successives. C'est la deuxième élévation de la ligne d'eau qui permet la majeure partie de la sédimentation, dans un contexte où les débits et vitesses sont plus faibles que sur la première élévation. Pour les autres exemples (e, g, h), il est difficile de distinguer une partie de l'évènement comme plus contributeur, étant donné les faibles épaisseurs de dépôt. Les crues de type C (et C') sont très nombreuses et les taux d'accumulation variables, allant de 0,2 à 0,8 mm.j⁻¹. Nous pouvons exprimer ces résultats en fonction du type d'évènement (Figure 5.12).

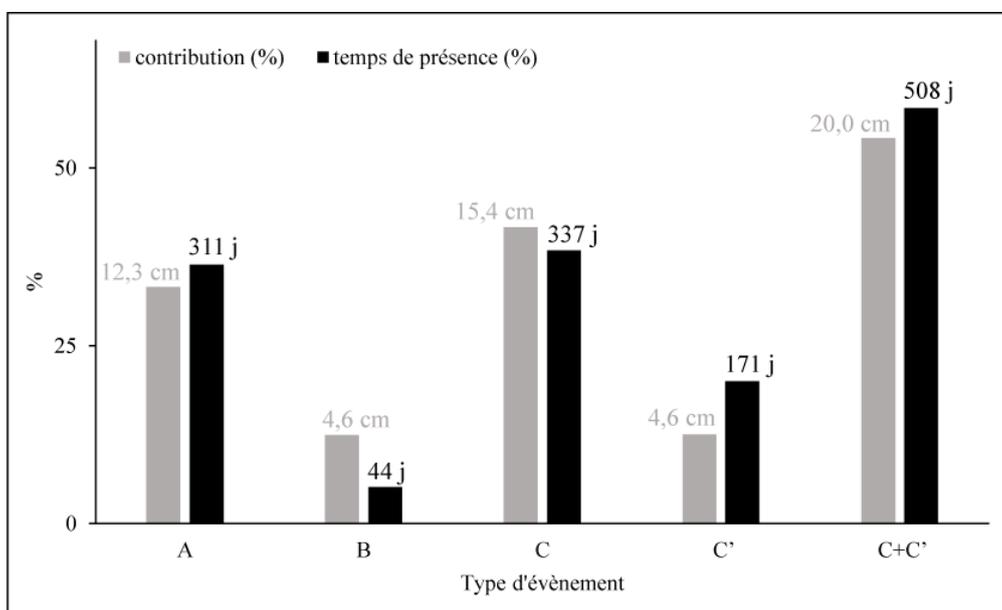


Figure 5.12 : Contribution à l'accumulation sédimentaire et temps de présence des évènements de crue simulés sur le site Limony aval pour la période 1980-2018

Ainsi, nous pouvons dire que le type A représente 33% de l'apport sédimentaire, mis en place en 36% du temps en crue. Il se situe dans les taux de sédimentation moyen du site. Les crues de type B

représentent 12% de l'apport en seulement 5% du temps en eau. Ces crues sont très rares, mais l'apport est rapide et conséquent. Enfin, les crues de type C et C' représentent 54 % des contributions sédimentaires en 58% de la période en crue. Elles expliquent la moitié de la sédimentation et sont un ensemble de petits apports régulièrement mis en place sur le site. Ces évènements se caractérisent par des débits faibles, des apports ponctuels, parfois avec une alimentation seulement par l'aval et enchaînant parfois plusieurs crues dans le temps, toujours de faible intensité.

A partir des résultats de modélisation sur le site de Limony amont, nous pouvons aussi proposer une approche de répartition des crues en 4 types en utilisant les résultats du Pm -219. Comme nous l'avons vu au Chapitre 5, il est soumis à moins de submersions, mais des apports avec un écoulement lors des alimentations par l'amont. La simulation hydrosédimentaire permet d'enregistrer une sédimentation de 68 cm d'épaisseur (contre 37 cm sur le site Limony aval). Le condensé des résultats est présenté en Figure 5.13.

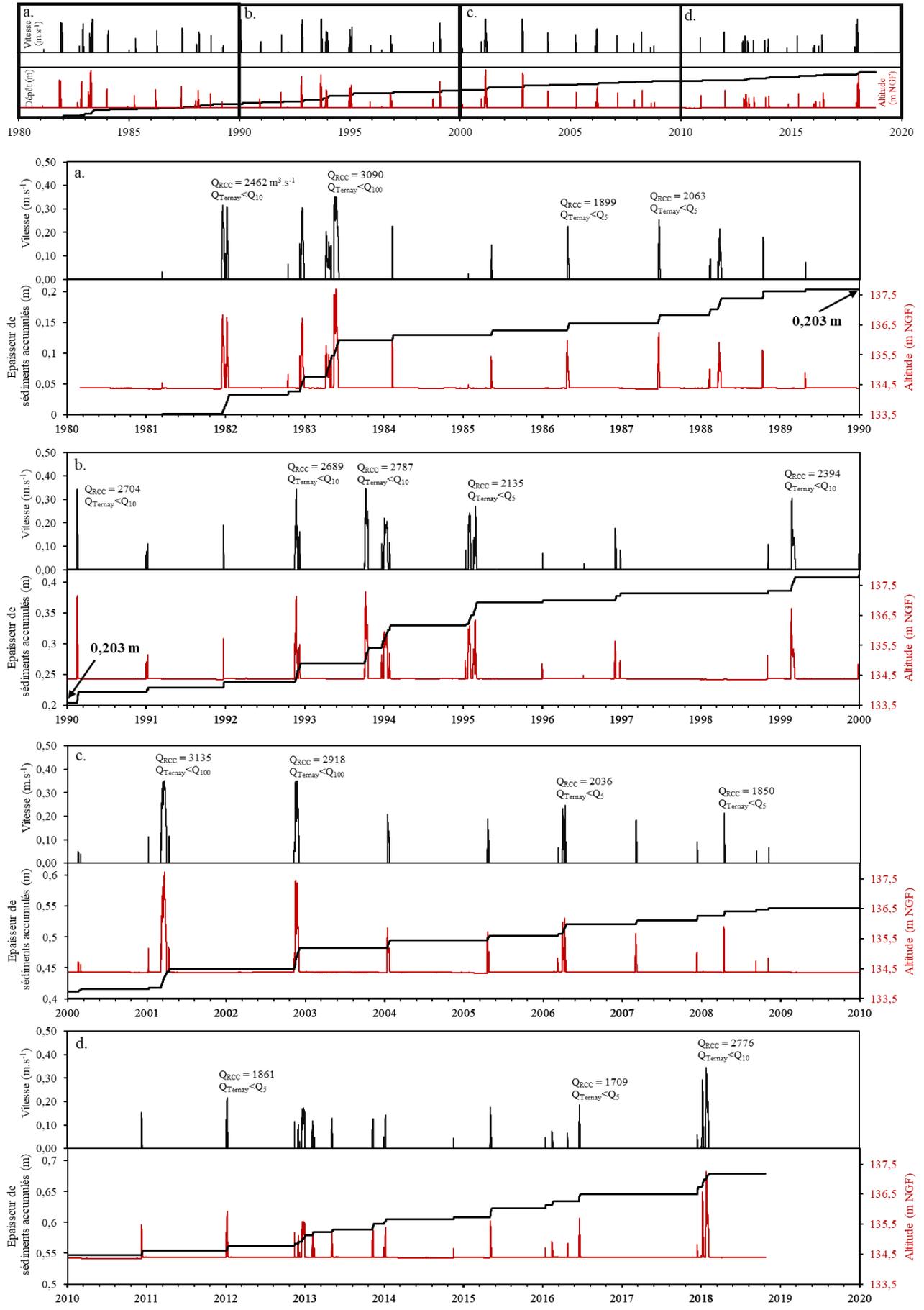


Figure 5.13 : Ensemble de la chronique 1980-2018 au Pm -219 de Limony amont. Cette chronique découpée en 4 zooms (a, b, c, d) regroupe les résultats de simulations des vitesses d'écoulement (en noir), limnigrammes (en rouge) et épaisseur de sédiments accumulés (en noir)

Pour le site amont de Limony, nous observons un nombre d'évènements contributeurs plus faible qu'à l'aval (Figure 5.13). La fréquence de connexion hydraulique moins importantes à l'amont qu'à l'aval (Tableau 20) s'accompagne d'une fréquence de dépôt moins élevée. En revanche, les évènements enregistrés à l'amont permettent d'obtenir un dépôt deux fois plus épais sur la même chronique. Le premier évènement (1982) permet de mettre en place 3,1 cm de dépôt à l'amont, plus de deux fois la sédimentation aval. Nous voyons ensuite que les quelques augmentations de l'épaisseur de sédiments déposés sont toujours plus importantes qu'à l'aval. Les évènements les plus contributeurs semblent être de type A. Ainsi, si l'on applique notre typologie de lecture, on obtient le Tableau 22.

Tableau 22 : Evènements contributeurs du dépôt sédimentaire simulé à Limony amont (Pm -219)

Type	Début	Fin	Durée	Accumulation	Taux d'accumulation aval	Taux d'accumulation amont
A	12/12/81	14/01/82	34 j	3,10 cm	0,34 mm/j	0,91 mm/j
A	05/04/83	05/06/83	62 j	5,91 cm	0,32 mm/j	0,95 mm/j
B	09/10/88	13/10/88	5 j	1,40 cm	1,3 mm/j	2,8 mm/j
B	12/02/90	20/02/90	9 j	1,82 cm	0,78 mm/j	2,0 mm/j
B	20/12/91	23/12/91	4 j	0,88 cm	2,0 mm/j	2,2 mm/j
A	14/11/92	08/12/92	25 j	2,99 cm	0,58 mm/j	1,2 mm/j
A	01/10/93	19/10/93	19 j	2,35 cm	0,45 mm/j	1,2 mm/j
A	18/12/93	27/01/94	39 j	3,58 cm	0,23 mm/j	0,92 mm/j
A	21/01/95	01/03/95	40 j	3,53 cm	0,30 mm/j	0,88 mm/j
C'	28/11/96	03/12/96	9 j	1,14 cm	0,32 mm/j	1,27 mm/j
	21/12/96	23/12/96				
B	02/11/98	05/11/98	4 j	0,27 cm	0,88 mm/j	0,68 mm/j
A	02/03/01	12/04/01	42 j	3,01 cm	0,28 mm/j	0,72 mm/j
A	07/11/02	01/12/02	25 j	3,41 cm	0,41 mm/j	1,4 mm/j
C'	10/11/12	29/12/12	49 j	1,71 cm	0,16 mm/j	0,35 mm/j
C'	28/12/13	06/01/14	10 j	0,75 cm	0,79 mm/j	0,75 mm/j
B	02/05/15	08/05/15	7 j	1,4 cm	0,65 mm/j	2,0 mm/j
	11/01/16	12/01/16	17 j	2,3 cm	0,22 mm/j	1,4 mm/j
C'	09/02/16	15/02/16				
	23/04/16	23/04/16				
	14/06/16	20/06/16	33 j	2,18 cm	0,33 mm/j	0,66 mm/j
A	03/01/18	04/02/18				

A Limony amont, le taux d'accumulation des crues de type A varie de 0,7 à 1,3 mm.j⁻¹ avec une moyenne de 1,0 mm.j⁻¹ là où la moyenne sur l'ensemble des types de crues est de 1,4 mm.j⁻¹. A

l'exception de la crue de 1998, les crues de types B ont des taux d'accumulation compris entre 2,0 et 3,0 mm.j⁻¹. On retrouve à nouveau des taux d'accumulation plus importants dans ce groupe. Pour les types C et C', la chronique présente davantage de variations, comme le montre la répartition des contributions sédimentaires (Figure 5.14).

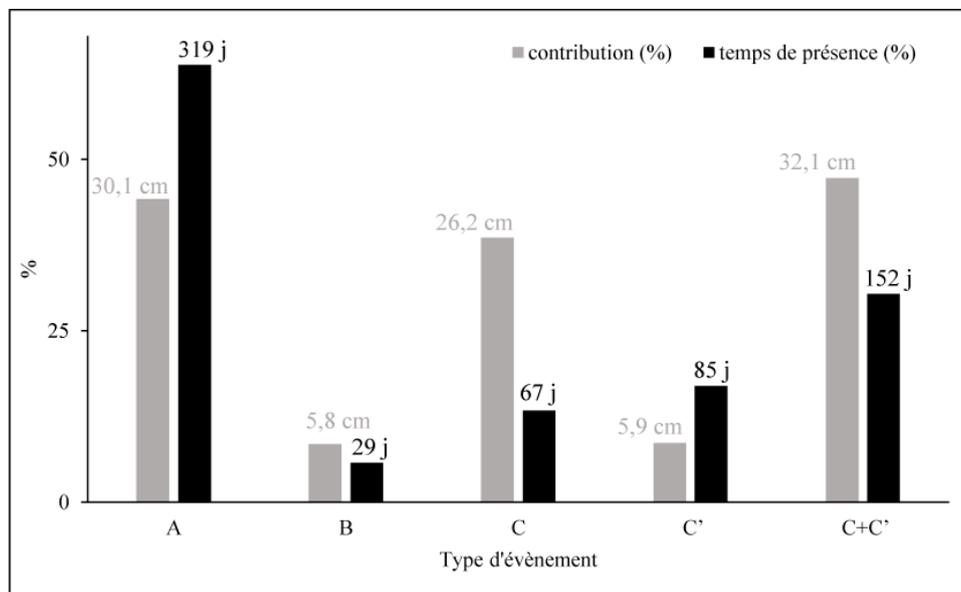


Figure 5.14 : Contribution sédimentaire et temps de présence des évènements de crue simulés au Pm -219 (Limony amont) pour la période 1980-2018

De la même manière qu'à Limony aval, nous pouvons dire que le type A représente 44% de l'apport sédimentaire, mis en place en 63% du temps. Les crues remarquables ont donc un poids plus important sur le site amont. Les crues de type B représentent 9% de l'apport en 6% du temps. Ces crues sont encore plus rares à l'amont, mais l'apport reste rapide et conséquent. Enfin, les crues de types C et C' représentent 47 % des contributions sédimentaires en 30% du temps. Elles expliquent la moitié de la sédimentation, cette fois avec un temps de mise en place plus court que pour le site aval. Les montées de crue se faisant moins ressentir à l'amont, il va de soi que les dépôts associés à ces crues soient moins importants ou bien mis en place en moins de temps. En revanche, les crues de type C (peu nombreuses cette fois) enregistrées à l'amont (67 jours contre 337 à l'aval) ont des taux d'accumulation bien plus importants que les autres types. La stagnation de l'évènement étant plus longue dans le type C', le rapport entre le temps et le dépôt est de moindre importance puisque ce n'est pas lors du maintien d'une hauteur d'eau que le dépôt est le plus important.

Avec ce deuxième site, nous pouvons affirmer qu'il existe bien une relation entre le type de crue et l'accumulation sédimentaire en résultant. La comparaison des deux sites nous indique un remplissage plus fréquent à l'aval qu'à l'amont et donc un rôle important de l'alimentation par l'aval sur la sédimentation. Les petites crues expliquent environ la moitié de l'apport dans les deux cas, mais le temps de présence varie très fortement entre les deux sites. A l'amont, la lône est en activité en grande partie

lors des crues remarquables (type A) mais ce sont lors des petits événements que les taux d'accumulation sont les plus élevés.

5.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons vu qu'il était possible de reconstituer des chroniques pour traduire le fonctionnement des bras secondaires depuis la mise en place d'un barrage (ce qui traduit un régime hydrosédimentaire évoluant dans un environnement aux contraintes stables dans le temps). La répartition des débits est un élément important que nous avons réussi à simuler pour mettre en évidence la faible proportion du débit du Rhône envoyé dans le vieux-Rhône, puis la très faible proportion du débit qui atteint les bras secondaires. Nous avons notamment vu que l'aménagement limite le débit à partir duquel les lônes seront alimentées, ce qui limite le nombre d'événements les atteignant.

D'un point de vue hydraulique, nous avons vu que les bras secondaires sont alimentés de manière événementielle depuis 1977, par l'aval et avec un écoulement Nord-Sud. Le raisonnement basé seulement sur le débit est limitant pour comprendre et décrire le fonctionnement hydraulique. L'étude des hauteurs d'eau et vitesses simulées a été nécessaire en plus des débits. Nous avons pu décrire ces connexions, en termes de fréquence et de durée. Nous avons ainsi pu les associer aux dépôts sédimentaires, dans un contexte où l'alimentation du site se fait d'abord par l'aval et que la hauteur de la ligne d'eau du Rhône n'est pas toujours suffisante pour alimenter l'ensemble de la lône.

A première vue, nous pensions que les événements les plus longs étaient les plus contributeurs d'accumulation sédimentaire et que les débits les plus extrêmes étaient les plus responsables du dépôt mis en place. Finalement, en regardant le détail des simulations, nous avons vu que cette hypothèse s'invalide à Limony. Le bras secondaire accueille des débits élevés, mais ils ne sont pas les plus contributeurs de la sédimentation. En créant une typologie hydrosédimentaire des événements de remplissage (Figure 5.15), nous avons montré que les événements les plus extrêmes sont associés à des taux d'accumulation proches de la moyenne. Les petits événements avec un débit très faible sont quant à eux associés à de faibles dépôts à l'aval, mais à des taux d'accumulation très importants à l'amont malgré une présence bien plus occasionnelle. Nous avons enfin mis en avant que certains événements intenses et courts engendrent une accumulation avec un taux bien supérieur à la moyenne.

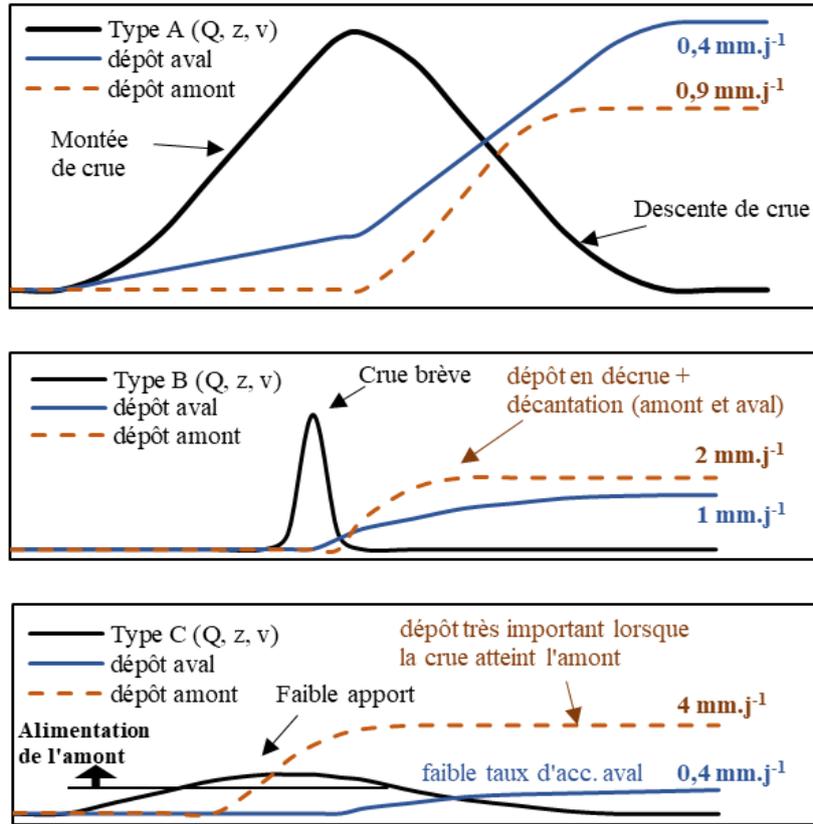


Figure 5.15 : Résumé conceptuel des types de crues et des accumulations sédimentaires en fonction du temps sur l'amont et l'aval du bras secondaire de Limony. Nous retrouvons sur cette figure le type A (crues longues et remarquables), le type B (crues brèves pouvant impliquer de forts débits) et le type C (généralement de plusieurs jours avec des débits faibles)

Partie 3 : Discussions, Conclusions et Perspectives

Chapitre 6. Couplage des approches et discussions

Les sorties de modélisation n'ont été explorées que partiellement dans la partie précédente, ce qui a permis de caractériser les dépôts au regard de l'hydraulique. Des résultats sont disponibles pour tous les transects de tous les biefs du modèle. Des extrapolations de ces résultats sont accessibles pour tous les Pm. Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser plus en détail aux résultats de simulations sédimentaires. Dans un premier temps, nous regardons la variabilité longitudinale et granulométrique des dépôts sédimentaires. Pour discuter des résultats numériques au sein de l'approche sédimentologique, nous avons mis en place une nouvelle figuration des sorties de simulations ; les carottes numériques. C'est un des moyens de couplage de nos approches, permettant de regarder conjointement la représentation âge-profondeur du dépôt et sa granulométrie.

Nous verrons ensuite que l'ensemble des résultats présentés dans la partie 2 sont utiles pour discuter de la modélisation réalisée et pour estimer le stockage de sédiments et de polluants associé à ces dépôts, ce qui nous amènera à discuter de la restauration et de la pérennité fonctionnelle et sanitaire de ces zones. Enfin, le modèle existant sera exploité pour isoler et quantifier le rôle des aménagements sur le fonctionnement des bras secondaires, qu'ils soient atterris et semi-actifs, ou continuellement en eau.

6.1 Discussion des résultats *in natura* et numériques

6.1.1 Algorithme Carottes Virtuelles Numériques

Nous avons développé un algorithme (conçu par INRAE) dans le but de représenter les résultats sédimentaires numériques sous forme de profils verticaux que nous appellerons des Carottes Virtuelles Numériques (CVN). Il s'appuie sur les résultats numériques obtenus à chaque transect des biefs modélisés. Les CVN sont accompagnées de courbes âge-profondeur. Les composants utilisés pour les représentations âge-profondeur comprennent la valeur du pas de temps et la hauteur de sédiments déposés à ce pas de temps.

La hauteur de sédiments déposés à chaque pas de temps peut prendre des valeurs positives et négatives, traduisant le dépôt et l'érosion. Il est à noter que l'âge de la carotte peut être discontinu dans le cas d'une érosion nette, mais ce cas ne se présente pas ici. La hauteur totale de sédiments déposés est forcément supérieure ou égale à 0 puisqu'il n'y a pas de matériau érodable au départ. Pour créer la représentation granulométrique des CVN, nous faisons intervenir la proportion de chaque classe granulométrique (5 classes pour le Rhône comme pour le Gier). Les paramètres physiques des sédiments sont les paramètres utilisés et calés pour les simulations sédimentaires (Chapitre 4). Les carottes numériques traduisent en ordonnée l'épaisseur de sédiments et en abscisse le pourcentage de chaque classe granulométrique (Figure 6.1). Elles sont nommées de la façon suivante ; **CVN Bief#Pm**. Nous avons donc accès visuellement aux représentations habituelles des études *in natura*.

Sur le lit mineur de Limony, les CVN mesurent entre 0,1 m et 1,2 m (Annexe 27). Sur le lit moyen en rive droite et gauche, les épaisseurs sédimentées sont insignifiantes (inférieures à 0,8 mm, Annexe 221). La Figure 6.1 illustre la CVN B3#578, correspondant au transect le plus à l'aval de la lône de Limony, sur la zone de l'étude *in natura*. Les autres CVN de Limony sont disponibles en Annexe 232. A droite de la figure, nous retrouvons la répartition granulométrique des dépôts.

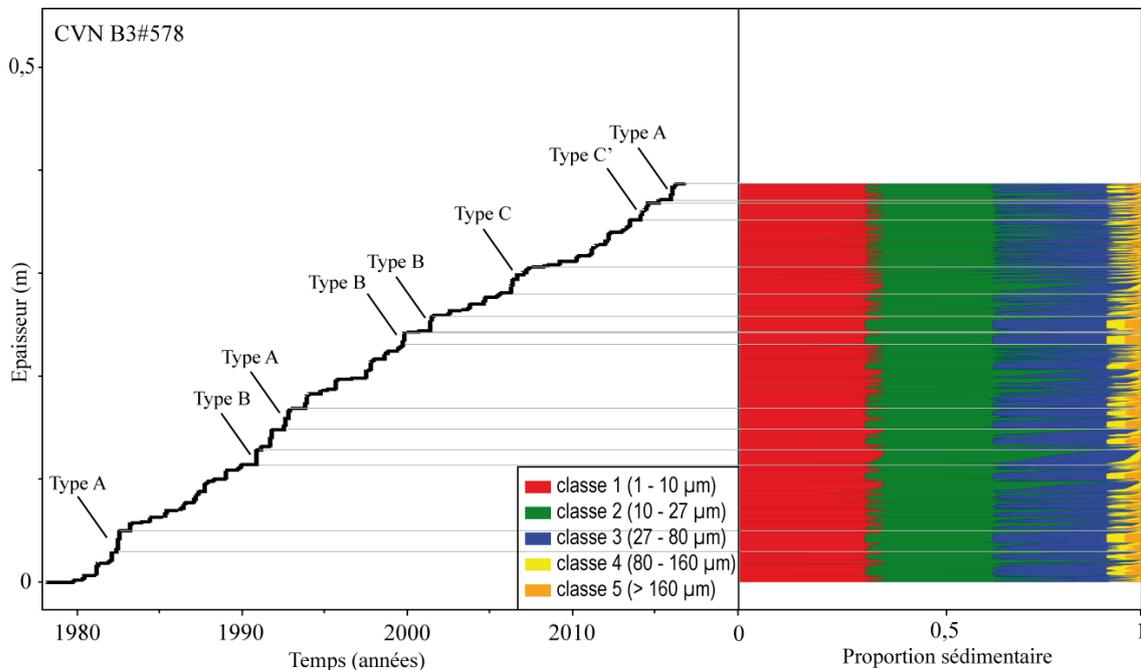


Figure 6.1 : Représentation d'une CVN sur le linéaire de la lône de Limony

Les 5 classes granulométriques sont représentées au sein de la carotte. Nous retrouvons majoritairement les classes 1, 2 et 3 avec quelques fluctuations lors des événements de remplissage. On retrouve notamment une faible augmentation de la classe 1, une plus forte augmentation de la classe 2 (limons fins). Les classes 4 et 5 (grains les plus grossiers) atteignent un maximum et ne le dépassent pas (les 3^e quartiles constituent respectivement à 3,7 et 3,1% de la CVN). Nous pouvons dire que la classe 1 occupe 29,6% de la carotte, la classe 2 occupe 57,9%, la classe 3 occupe 10,5%, et les classes 4 et 5 occupent 1,4% et 0,5% de la carotte. Sur un événement comme la crue de type B en 1992, la diminution du dépôt des classes 4 et 5 s'observe, au profit de la classe 2. C'est ce qui s'observe sur les autres événements de crues, avec dépôt des classes les plus fines, plus important à la fin qu'au début de la crue (décantation). Dans l'ensemble, nous pouvons dire que les sédiments fins (classes 1 à 3) prédominent largement à ce point.

6.1.2 Dépôts simulés sur le linéaire de la lône de Limony

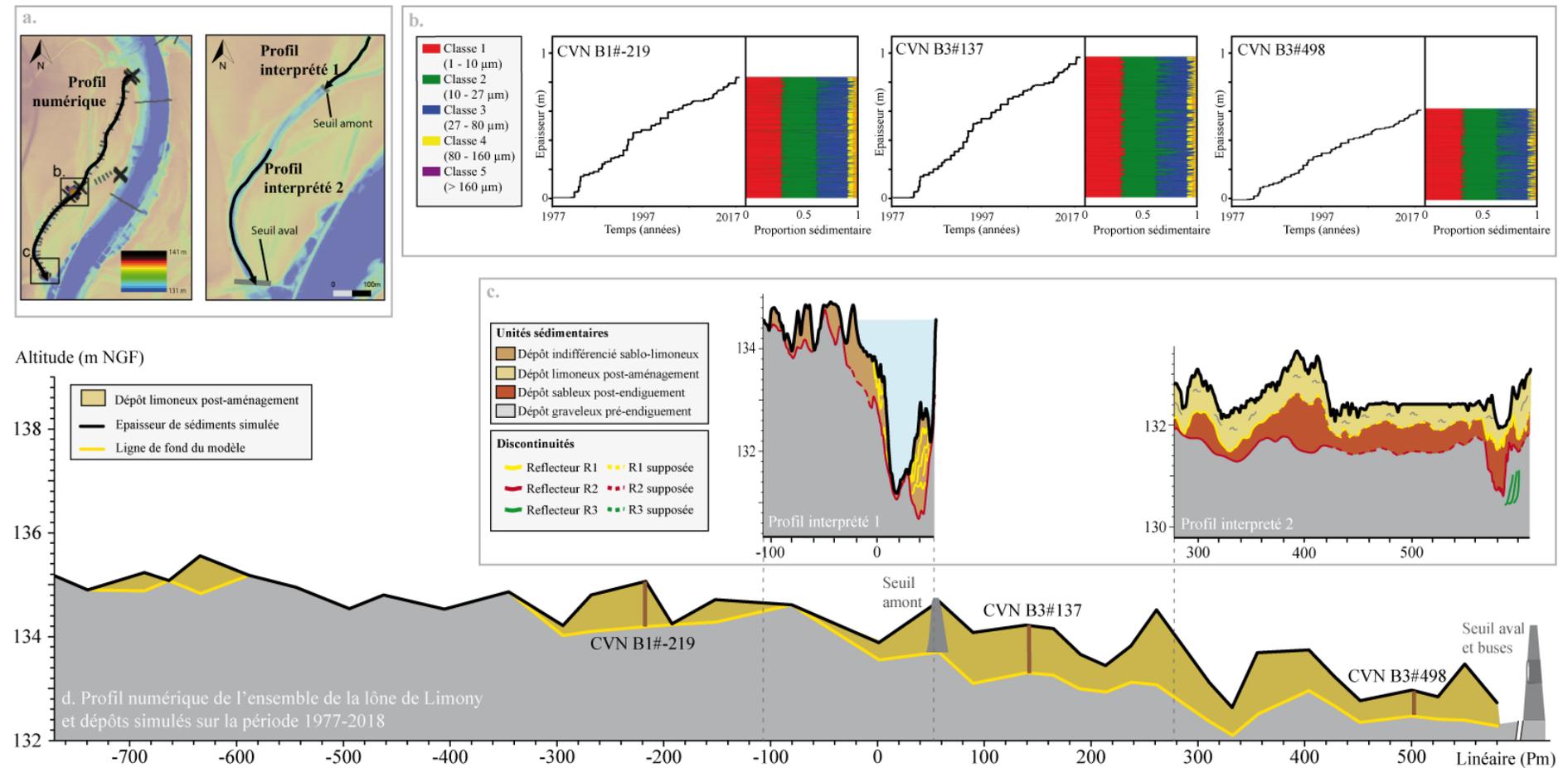


Figure 6.2 : Synthèse des dépôts simulés sur la lône de Limony au regard des résultats *in natura*. Nous retrouvons sur cette figure la **a.** localisation des profils présentés, **b.** quelques CVN associées au **d.** profil numérique de l'ensemble de la lône de Limony et dépôts simulés sur la période 1977-2018 au regard des **c.** profils interprétés issues de l'approche *in natura*.

Nous pouvons représenter ces dépôts sur l'ensemble du linéaire de la même manière qu'au Chapitre 3 et les comparer aux résultats *in natura* (Figure 6.2). L'approche numérique ne permet pas de retrouver à l'identique les dépôts *in natura* avec un tel maillage de la géométrie. La sédimentation simulée sur l'amont du profil montre les dépôts significatifs à certains endroits et absents à d'autres. En détail, nous ne retrouvons pas les monticules sédimentés mais nous pouvons dire qu'à l'échelle de cette portion, la dynamique de dépôt est bien retranscrite dans la simulation. C'est une dynamique que nous retrouvons sur toute la partie amont du site (Pm négatifs), avec un dépôt important seulement au niveau de la dépression topographique. De plus, l'approche numérique peut ici nous orienter sur la classification des sédiments indifférenciés de l'étude *in natura* comme étant des limons issus de la période post-aménagement, puisqu'un dépôt est simulé sur cette zone.

Le profil interprété 2 (Figure 6.2.d) montre une couche de sédiments limoneux post-barrage présente sur tout le linéaire que nous retrouvons au travers de la simulation. Nous obtenons jusqu'à 149 cm d'épaisseur de sédiments dans une CVN, alors que nous ne dépassons pas 1 mètre de dépôt dans la réalité (95 cm au maximum du profil interprété 2 de la Figure 6.2.c). Par l'approche terrain, nous avons une épaisseur moyenne de 55 cm de dépôt entre les Pm 280 et 600 et par l'approche numérique, cette moyenne est de 56 cm ce qui est très proche. Nous pouvons donc dire que le modèle retranscrit très bien les tendances de sédimentation et le fonctionnement sur des portions de bras secondaires (des environnements de dépôts). En revanche, il est encore difficile de se baser sur ces simulations pour estimer les maximums de dépôt que l'on peut atteindre à certains endroits ou encore le fonctionnement local d'un environnement de dépôt particulier (amont du seuil avec remaniement et évolution de monticules sédimentaires).

Selon Piégay et al. (2015), la sédimentation moyenne est de 74 cm pour les lônes de PDR (dont la lône de la Platière) jusqu'au toit des galets, donc un taux d'accumulation inférieur à 1 cm.an^{-1} pour les lônes de PDR. Une grande variabilité des taux de sédimentation dans l'espace et le temps a déjà été soulignée pour d'autres lônes par Riquier et al. (2017). Les auteurs ont montré que la sédimentation sur ces zones peut varier de 0 à 40 cm.an^{-1} et peut atteindre localement 90 cm.an^{-1} , lors de créations de bouchons sableux. Les auteurs rajoutent que certains chenaux ont présenté un déclin significatif des taux de sédimentation au fil du temps, tandis que d'autres ont maintenu des taux plutôt constants. Au regard de ces résultats, nous pouvons dire que nous sommes sur un cas de lône avec des taux d'accumulation faibles. Sur l'aval, les épaisseurs de dépôt sont toujours hétérogènes, mais sont significatives sur tout le linéaire. Contrairement à l'amont, la dépression topographique du Pm 330 n'est pas associée à un dépôt plus important. Le phénomène de comblement de l'aval des lônes a déjà été observé, avec un affouillement à l'amont et un dépôt à l'aval lorsque l'apport aux lônes est occasionnel et comprend une alimentation par l'aval (Le Coz, 2007). C'est dans ce fonctionnement hydrodynamique que nous nous situons, avec des seuils intermédiaires qui constituent des forçages secondaires délimitant les environnements de dépôts.

6.1.3 Hétérogénéités du dépôt sur le linéaire de la lône

Sur les CVN, les taux d'accumulation regroupent plusieurs valeurs entre 0 et 3,1 cm.an⁻¹. Nous avons donc une discontinuité des apports et une hétérogénéité de la sédimentation sur le linéaire. Les taux d'accumulation ne sont pas fonction des années, mais des évènements hydrologiques (types de crues du Chapitre 5).

Les résultats issus de tous les transects de Limony (transformés en CVN) permettent un regard sur la sédimentation pour l'ensemble du linéaire de la lône. Les CVN (disponibles en Annexe 232) se différencient peu en termes de granulométrie (similaire à celle de la CVN B3#578). En revanche, les évènements contributeurs et les épaisseurs de dépôt diffèrent. En regardant seulement l'épaisseur en fonction du temps, des hétérogénéités longitudinales s'identifient. Nous remarquons qu'au sein des dépôts, la contribution de chaque crue n'est pas proportionnelle sur le linéaire (Figure 6.3) ; les courbes les plus proches s'entrecroisent à certains endroits.

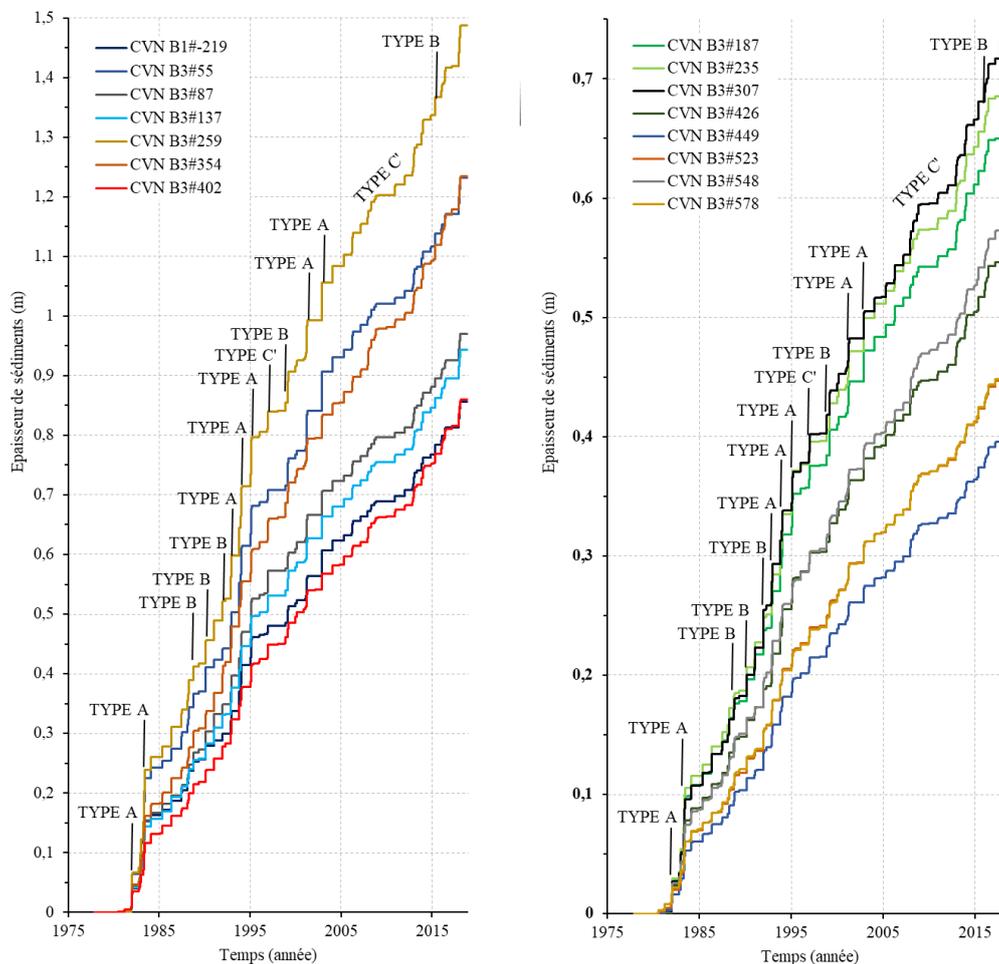


Figure 6.3 : Représentation des dépôts simulés en fonction du temps pour l'ensemble des CVN (>1cm) de Limony et types d'évènements contributeurs (A, B, C et C')

C'est entre autres le cas des CVN B3#55 et B3#354 (courbes bleu et marron à gauche sur la Figure 6.3). Au début de la simulation, les conditions sont optimales pour une accumulation au Pm 55 mais ne le sont pas au Pm 354. Cependant, l'épaisseur des deux CVN est la même à la fin de la simulation. La réponse pour deux Pm à la dynamique de plusieurs crues est différente. C'est le cas sur la crue de 1983 (type A) avec un dépôt 2 fois plus important au Pm 55. Ensuite, la crue de fin d'année 1991 (type B) se traduit par un dépôt 3 fois plus important au Pm 354. L'ensemble des petites crues de 2008 (type C') va ensuite rapprocher les courbes et ce seront finalement les événements de 2016 (type A) qui augmenteront encore l'écart. Regardons maintenant les CVN B3#187, B3#235 et B3#307 (à droite). La crue de 1983 (type A) donne moins de dépôt sur la CVN B3#307, mais les crues de 1991 (type B) et 1992 (type A) vont avoir l'effet inverse, avant qu'une forte crue (type A à nouveau en 1995) n'engendre plus de dépôt au Pm 235 qu'aux autres. Ensuite, les courbes vont s'éloigner progressivement jusqu'à la fin de la simulation. Ces trois Pm représentent des transects consécutifs et nous n'enregistrons pas d'érosion, donc ce n'est pas par le remaniement que nous pouvons expliquer ces hétérogénéités.

A l'exception de la crue de 1983, les taux d'accumulation qui résultent des crues de type A sont proportionnels entre les CVN (et au Chapitre 5), elles ne le sont pas pour les crues de types B et C' (les dépôts en type C sont trop faibles pour que nous les comparions ici). La différence entre deux dépôts lors d'une crue de type B peut s'expliquer par l'alimentation aval (les Figure 5.5 et Figure 5.6 nous indiquent que les débits sont parfois très faibles à l'amont, mais que la hauteur d'eau est élevée), mais ce n'est pas la seule explication comme le montre la Figure 6.3. Au sein d'un même environnement de dépôt, ce ne sont pas les mêmes événements qui expliquent les contributions à l'épaisseur finale.

6.1.4 Représentation âge-profondeur des dépôts et granulométrie

Pour comparer les CVN et les carottes sédimentaires, nous utilisons la représentation des carottes réelles en 5 classes sédimentaires (Figure 2.9). Deux modèles âge-profondeur, issus de l'étude de Vauchin et al. (2021), sont présentés ici pour la carotte PDR 1806 et superposés aux résultats numériques (Figure 6.4). Nous rappelons ici que le calage des simulations sédimentaires a fait appel à l'épaisseur de la carotte PDR 1806, ce qui explique que la CVN B3#578 à la même épaisseur sur la Figure 6.4.

Nous pouvons ainsi discuter des modèles âge-profondeurs au regard de l'étude numérique. Le modèle A utilise les trois points les plus robustes de l'étude physico-chimique (section 2.3.4). Il en résulte une considération linéaire de la sédimentation, constante de 1986 à 2018. Le modèle B inclut les tendances de concentration d'un retardateur de flamme bromé, le décabromodiphényléther (BDE-209). Cela permet d'ajouter 2 points à la courbe et donc 4 pentes traduisant la sédimentation dans le temps. En comparant cela à la CVN, nous pouvons dire que le modèle B retranscrit bien l'épaisseur sédimentée en fonction du temps. La prise en compte du BDE-209 pour la datation est ici un marqueur qui affine la justesse de la courbe et nous pouvons l'affirmer au regard d'une autre méthode que la datation.

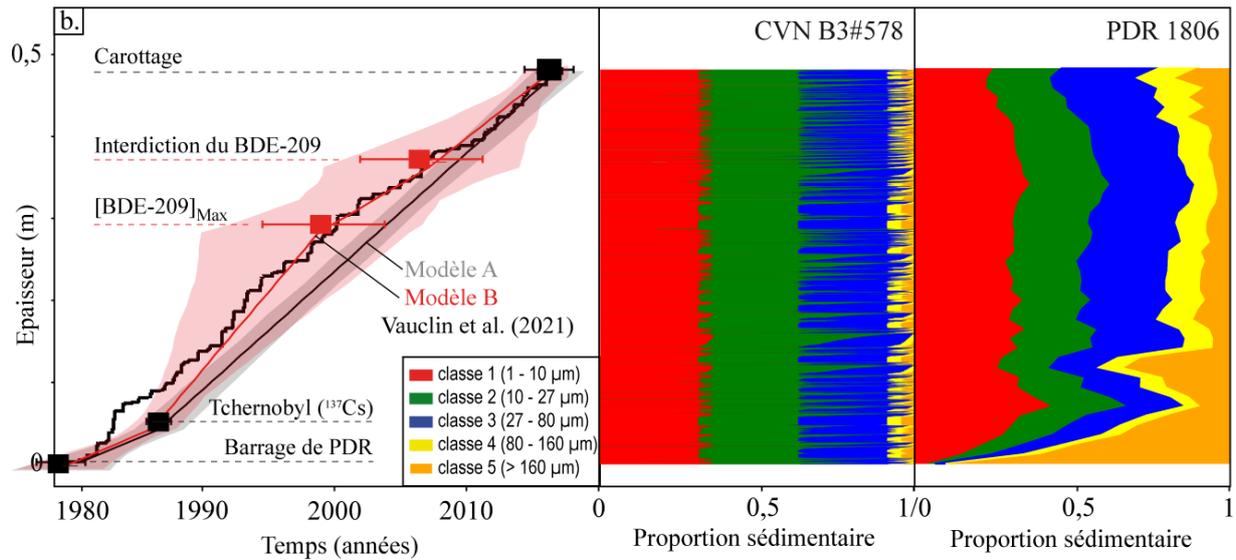


Figure 6.4 : Comparaison de la carotte virtuelle CVN B3#578 et réelle PDR 1806 ainsi que des modèles âge-profondeurs issus de la modélisation (en noir) et de l'étude de Vauclin et al. (2021) pour les modèles A et B.

En revanche, la position de l'année 1986 (pic de ^{137}Cs lié à l'accident de Tchernobyl) est surprenante au vu du changement de pente qu'elle implique sur le modèle B et au vu de nos résultats. Sur la carotte PDR 1806, le pic de ^{137}Cs s'observe entre 3 points échantillonnés (aux épaisseurs 0, 4 et 8 cm) après quoi la teneur décroît jusqu'au haut de la carotte (Vauclin et al., 2021b). La position du pic correspond aux résultats d'analyse mais est influencée par la résolution d'échantillonnage et il est probable que le pic de ^{137}Cs évolue entre les deux points relatant des concentrations basses. Notre approche numérique – qui intègre les dynamiques hydraulique et sédimentaire – conclut sur une forte accumulation en 1983, présente sur toutes les CVN de Limony. Un regard détaillé sur le dépôt simulé en 1983 permettrait de questionner avec davantage de convictions le rôle de la résolution d'échantillonnage sur la robustesse du positionnement de Tchernobyl sur les carottes réelles, puisque la simulation numérique de cet épisode peut aussi être questionnée.

Les tendances granulométriques sont justes sur la plupart de la CVN si l'on considère peu de détail (manque de résolution sur la granulométrie de la carotte PDR 1806). Nous observons en effet un dépôt des sédiments fins dans les deux cas, à l'exception des premiers centimètres de la carotte sédimentaire (classe 5 dominante avant 1986) ce qui peut à nouveau questionner l'épisode de 1983. Pour le reste du dépôt, le détail que nous obtenons numériquement traduit pour chaque évènement, les classes sédimentaires qui se déposent majoritairement en crue et en décrue.

Superposer les résultats du modèle à ceux des carottes sédimentaires donne une représentation détaillée des évènements qui permettent de construire un dépôt, plutôt que des marqueurs temporels qui permettent de les délimiter par l'approche physico-chimique de la datation. Sur le Rhône, les dépôts sédimentaires s'opèrent principalement lorsque le lit majeur est inondé. C'est entre 69% et 91% des flux annuels qui sont exportés en moins de 12% du temps (Ollivier et al., 2011). L'approche numérique relate

cet apport très évènementiel. En d'autres termes, densifier la représentation de cette sédimentation ajusté et précise la conception que nous nous faisons de la dynamique qui l'accompagne.

6.2 Discussion autour de la modélisation

6.2.1 Géométrie du modèle et débits extrêmes

Plusieurs approximations sont faites pour obtenir les résultats de simulation. Nous avons vu que le maillage du modèle fait appel à une géométrie actuelle et non à celle de 1977 (début de simulation). Au-delà de la fréquence de connexion diminuée par cette rehausse topographique, les hétérogénéités du site présente en 1977 ne sont pas prises en compte. Il aurait alors été nécessaire de faire intervenir les résultats de l'étude *in natura* pour intégrer la topographie de 1977 dans le modèle. Notons que les difffluences sont accompagnées d'un enrochement et que leurs cotes (qui n'ont probablement pas évolué depuis 1977) ont été relevées.

Les échanges avec les autres compartiments ne sont pas non plus pris en compte (ruissellement et érosion des berges, échanges avec la nappe, débordement lors de crues remarquables). Nos résultats sont ainsi soumis aux mêmes limites que les études précédentes (e.g. Camenen et al., 2013b). Même si leurs géométries étaient mal représentées, nous avons pu quantifier l'importance de trois types de crues sur la sédimentation dans ces bras secondaires. De plus, ces débits n'ont pas été mesurés sur site et une campagne de relevés de débits sur le terrain lors de crues supérieures à Q_5 serait nécessaire pour affiner ce travail.

6.2.2 Répartition granulométrique

La répartition granulométrique a constitué une part importante du travail de calibration. Une étude plus complète reprenant des concentrations et une répartition granulométrique pour l'ensemble du Rhône amont et de ses affluents serait trop lourde à générer et demanderait des données pour tous les affluents. Les classes de tailles de grains ont été calibrées séparément et les sédiments sont répartis en 5 classes arbitraires (Guertault, 2015). En plus de cela, plusieurs éléments absents de la modélisation sont à creuser pour un bon couplage des approches, tels que la présence de matière organique, l'entraînement des argiles par les limons, la diminution d'écoulement dans les buses liée à la végétation drainée, la compaction due au carottage sédimentaire, la compaction et la cohésion des grains.

Camenen et al., (2013b) concluent sur l'importance de la distribution du débit aux difffluences et le niveau d'eau en aval qui peut avoir une influence significative sur le taux d'accumulation à l'aval. La topographie des difffluences ayant été relevée (Chapitre 4), le niveau d'eau en aval est ici le seul élément ayant pu interférer avec nos résultats. A Limony, la présence d'un seuil transversal permet de figer la géométrie aval. En revanche, les résultats sédimentaires à l'Ilon sont justement rendus

inexploitable (Chapitre 5) par la présence d'eau en continu et une sédimentation beaucoup trop volumineuse associée à cela. A l'Ilon, les carottes numériques nous indiquent soit une sédimentation extrême (>10 m) des classes 4 et 5, soit une absence de dépôt. Plus nous sommes à l'aval de l'Ilon (dans une zone toujours en eau), plus le taux de sédimentation est grand. A l'inverse, toute la partie amont de la lône ne retient pas les sédiments. Il est donc possible que le niveau d'eau en aval soit trop important sur la Platière pour évacuer les sédiments de l'Ilon, ou qu'une erreur de modélisation de la confluence de ces deux biefs ait été commise. Dans tous les cas, nous retenons que la calibration que nous avons réalisée est suffisante pour un fonctionnement sédimentaire de bras secondaire en connexion événementielle (Limony), mais ne permet pas d'obtenir des résultats sur des bras toujours en eau.

Les conclusions de Camenen et al., (2013b) sur la modélisation de bras secondaires indiquent aussi que le volume et la taille des sédiments déposés sont extrêmement sensibles aux concentrations et à la représentation des MES imposées en amont. Ici, la reconstitution des concentrations en MES par Poulhier et al., (2019) a été le meilleur moyen pour estimer les volumes déposés sur du long terme puisque les tendances sont bien représentées. L'étude des dépôts au regard des flux n'a pas été réalisé et nous pouvons nous attendre à ce que cet élément fasse évoluer la compréhension des facteurs associés au dépôt.

6.2.3 Les contributions du Gier

Nous pouvons discuter du mélange de sédiments qui transitent dans les bras secondaires en fonction des contributions pris en compte dans la simulation. Le Gier et le Rhône ont des fonctionnements hydrauliques différents, les MES sont propres à leurs bassins versant. La reconstitution des concentrations en MES est donc différente pour le Gier et le Rhône, comme nous l'avons vu dans les équations 4.16 et 4.17 (Poulhier et al., 2019). La contribution hydraulique du Gier dans le mélange Gier-Rhône arrivant à PDR est très faible sur la chronique de débit utilisée.

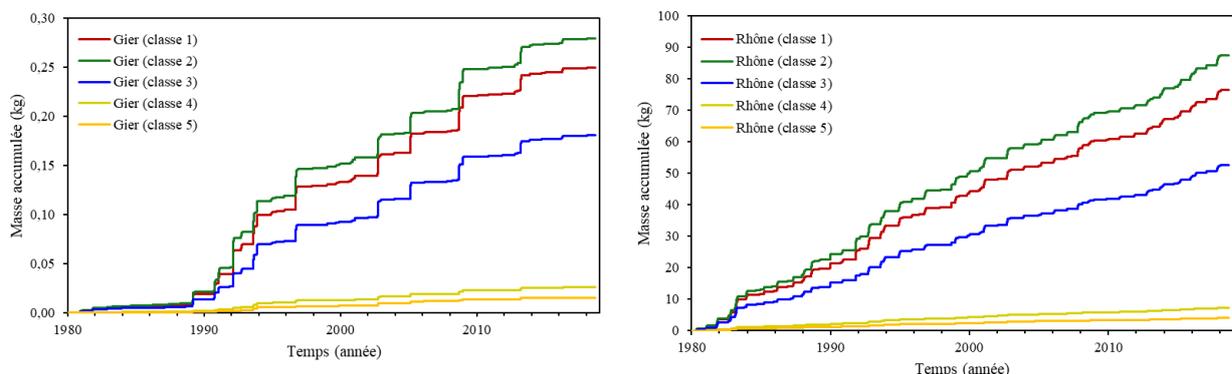


Figure 6.5 : Accumulation de chaque classe sédimentaire (kg) issue du Rhône et du Gier pour la CVN B3#578

La Figure 6.5 considère la masse moyennée par le modèle de sédiments accumulés sur le lit mineur de l'aval du bras secondaire de Limony. Nous observons que les contributions du Gier et du Rhône sont très différentes. Pour avoir un apport sédimentaire important du Gier, il faut qu'il soit en crue et que le Rhône soit suffisamment en crue pour alimenter les lônes (mais suffisamment peu pour que l'apport du Gier soit significatif dans le mélange). On observe donc beaucoup moins de contributions significatives du Gier (moins de marches d'escalier) par rapport au courbes âge-profondeur prenant en compte les deux affluents. Nous observons 9 évènements majeurs pour lesquels le Gier apporte des sédiments qui se déposent dans la lône sur la période 1980-2018. Les contributions du Gier sont donc plus rares mais significatives lorsqu'elles sont présentes. Notons que les masses (en ordonnée) ne sont pas à la même échelle et que le Gier est très inférieur au Rhône pour les apports.

Un apport de scories métalliques par le Gier s'est produit dans le Rhône durant la période 1977-2018 (Dendievel, 2020), en lien avec l'historique de cette vallée (mines, aciéries, forges). Ces apports très ponctuels du Gier peuvent donner une piste d'approfondissement de l'étude de ces scories, provenant principalement de 9 dates différentes, en complément d'études sur les apports des affluents (e.g. Dabrin et al., 2021).

6.3 Forçage hydraulique, aménagements et restauration

6.3.1 Volumes des dépôts et enjeux associés

Sur plusieurs zones, nous avons estimé *in natura* l'épaisseur de sédiments récents accumulés sur le point médian des bras secondaires (Chapitre 3). Il a été facile de définir la limite entre les sables (pré-aménagement) et les limons (post-aménagement) lorsqu'elle existe, donc la rupture granulométrique. Des méthodes d'estimation de volumes sont disponibles dans la bibliographie, notamment dans l'article de Guertault et al. (2014) pour calculer les volumes de sédiments retenus à l'amont des barrages. Elle est utilisée pour des dépôts dont l'épaisseur n'est pas linéaire sur la transversalité, les transects ayant une géométrie trapézoïdale et nous avons vu que les marges des bras déconnectés latéralement sont susceptibles de s'atterrir plus rapidement que le centre du chenal (Citterio et Piégay, 2000 ; Schwarz et al., 1996).

Dans notre cas, nous utilisons une équation simplifiée ne faisant ni intervenir la variation transversale de l'épaisseur, ni l'aire de la section (simplifiée par l'aire de la surface au miroir) :

$$V = \frac{\sum_{i=1}^M (z_{t,i} - z_{B,i})}{M} \cdot A \quad (6.1)$$

Avec une valeur de i prise tous les 10 mètres sur le linéaire M , $z_{t,i}$ représente l'altitude la plus basse de la couche et $z_{B,i}$ l'altitude de la couche la plus haute. A représente l'aire du lit mineur sur laquelle est présente la couche.

Les incertitudes généralement associées à ces estimations de volumes sont l'incertitude due à un manque d'information entre les sections transversales, l'imprécision due à la simplification transversale des couches et l'imprécision due à l'instrument de mesure (e.g. Arnaud et al., 2017 ; Guertault et al., 2014). Dans notre cas, les valeurs prédites font appel à deux simplifications majeures. Nous simplifions dans un premier temps la géométrie de l'aire correspondante au produit du linéaire par la profondeur avec un point tous les 10 m (Annexe 25). Ensuite, nous considérons une même épaisseur sur la transversalité du lit mineur. Le rétrécissement de l'emprise du lit et l'accumulation plus importante sur les berges en contexte anthropisé peut impliquer que les volumes soient plus importants dans la réalité que dans nos estimations. Nous disposons cependant de deux profils GPR transversaux (disponibles en Annexe 286) qui permettent un regard sur la variabilité transversale de l'épaisseur en deux points de l'aval de la lône de Limony. Nous n'y observons pas de corrélation apparente entre l'éloignement du centre de la lône et la variation d'épaisseur, que ce soit pour les sables et les limons. En revanche, nous avons une variabilité importante sur le linéaire des profils (entre 0,4 et 0,8 m de limons accumulés et entre 0,4 et 1,5 m de sables sur le profil **Li.Av.21** du Chapitre 3). Enfin, en considérant une masse volumique de $1,45 \text{ t.m}^{-3}$ pour les limons et de $1,6 \text{ t.m}^{-3}$ pour les sables, nous pouvons estimer la masse correspondante. Notre démarche d'estimation des volumes est répliquable pour toutes les couches (le détail est donné en Annexe 243 pour la lône de l'Ilon et en Annexe 254 pour la lône de Limony). En considérant des aires simplifiées, nous obtenons les résultats du Tableau 23, en choisissant d'intégrer les dépôts indifférenciés de l'étude *in natura* dans la catégorie des sables (par manque d'informations sur ces dépôts hormis la granulométrie de surface présentant des sables), à l'exception de l'unité indifférenciée du profil interprété 1 (Limony amont) discuté dans la section 6.1.2.

A partir de la modélisation, nous pouvons aussi estimer les volumes de sédiments fins à partir du résultat numérique pour les dépôts de limons post-aménagement simulés (sur l'ensemble de la lône), puis les masses de contaminants stockés. Les épaisseurs de sédiments simulées sont des résultats numériques, il est donc facile d'estimer le volume de sédiments en utilisant l'aire sous la courbe pour l'ensemble du linéaire de la lône (Annexe 28).

Tableau 23 : Estimation des volumes de sables et de Limons accumulés pour les profils des bras secondaires de PDR issus du Chapitre 3. Nous retrouvons également l'estimation numérique sur la partie de la lône étudiée in natura et les résultats numériques pour l'ensemble de la lône.

	Emprise du lit mineur (m ²)	Volume de limons (m ³)	Masse de limons (t)	Volume de sables/ind. (m ³)	Masse de sables/ind. (t)
Profil interprété 1 (<i>in natura</i>)	2 603	1 354	2 166	/	/
Profil interprété 2 (<i>in natura</i>)	5 312	2 921	4 236	2 550	4 080
Profil interprété 1 (numérique)	2 603	1 581	2 292	/	/
Profil interprété 2 (numérique)	5 312	4 299	6 233	/	/
Profil interprété 4 (<i>in natura</i>)	3 157	467	677	884	1 414
Profil interprété 5 (<i>in natura</i>)	3 596	514	746	539	863
Profil interprété 6 (<i>in natura</i>)	6 120	4 913	7 124	5 355	8 568
Profils interprété 1 et 2 (<i>in natura</i>)	7 915	4 275 m³	6 402 t	2 550 m³	4 080 t
Profil 1 et 2 (numérique)	7 915	5 880 m³	8 525 t	/	/
Ensemble du linéaire de Limony (numérique)	17 855	8 124 m³	11 780 t	/	/

A partir de l'étude *in natura*, nous obtenons des volumes de limons plus importants à l'Illon qu'à Limony. Nous pouvons aussi voir que les volumes estimés pour le **profil interprété 1** sont similaires entre les deux approches. Ce résultat conforte l'hypothèse que l'unité sédimentaire du profil interprété 1 représente des limons. Pour le **profil interprété 2**, les volumes estimés sont, eux aussi, assez proches. Au-delà du travail de comparaison et de complémentarité des approches sur des sites définis, la modélisation permet d'obtenir des résultats sur l'ensemble du linéaire. Nous avons des résultats corrélables pour deux sites et une estimation numérique de 8 124 m³ de sédiments sur l'ensemble du linéaire. C'est 2 244 m³ supplémentaire, soit 28% du volume, qui n'est estimable que par l'approche numérique.

Nous pouvons à ce stade estimer des volumes de polluants associés à ces dépôts, en nous basant sur les données bibliographiques présentées dans la section 2.3.4. En effet, depuis les années 1970, les contaminants relâchés dans les fleuves sont suivis (e.g. Lvovitch et Sokolov, 1976) et la compréhension de leur comportement dans les systèmes fluviaux s'est affinée, par exemple pour les PCB (Dendievel et al., 2020a ; Desmet et al., 2012 ; Mourier et al., 2014), les métaux (Dendievel et al., 2020b ; Famera et al., 2013 ; Förstner, 2004 ; Wang et al., 2022), les RFBs (Vauclin et al., 2021a ; Zhang et al., 2016). On retrouve ainsi des périodes critiques d'émission de polluants archivés dans les sédiments fins des systèmes fluviaux. Nous utiliserons les concentrations associées aux dépôts à PDR, disponibles dans l'étude de Vauclin et al., (2021) pour les carottes sédimentaires PDR 1806 et PDR 1802 (section 2.3.4).

Nous faisons ici des suppositions encore plus grandes que précédemment ; nous ne regardons pas dans quelle classe sédimentaire sont stockés les polluants et nous ne regardons pas le détail temporel

des volumes et leurs pondérations dans l'estimation des concentrations en polluants. Nous nous basons seulement sur les données de carottage moyennées sur toute une colonne de sédiments puis sur tout le dépôt, pour avoir un ordre d'idée des stocks de polluants.

Tableau 24 : Estimation des masses de contaminants associés aux unités sédimentaires des deux lônes, basée sur les résultats de l'étude *in natura* et résultats pour l'ensemble de la lône de Limony basés sur l'étude numérique

	Limony <i>in natura</i> partiel (sédiments fins)	Limony numérique entier (sédiments fins)	Limony <i>in natura</i> (sables/ind.)	Ilon <i>in natura</i> (sédiments fins)	Ilon <i>in natura</i> (sables/ind.)
Masse de sédiments	6 402 t	11 780 t	4 080 t	8 547 t	10 845 t
Masse de $\sum 7\text{PCB}_i$	183,03 g	337 g	80,91 g	373,85 g	588,12 g
$[\sum 7\text{PCB}_i]_{\text{moy}}$	28,59 ng.g ⁻¹	28,59 ng.g ⁻¹	19,83 ng.g ⁻¹	43,74 ng.g ⁻¹	54,23 ng.g ⁻¹
Masse de $\sum 9\text{PBDE}_i$	473,17 g	871 g	6,81 g	873,85 g	190,00 g
$[\sum 9\text{PBDE}_i]_{\text{moy}}$	73,91 ng.g ⁻¹	73,91 ng.g ⁻¹	1,67 ng.g ⁻¹	102,24 ng.g ⁻¹	17,52 ng.g ⁻¹
Masse de $\sum 3\text{HBCD}_i$	53,52 g	98 g	0,08 g	79,91 g	0,00 g
$[\sum 3\text{HBCD}_i]_{\text{moy}}$	8,36 ng.g ⁻¹	8,36 ng.g ⁻¹	0,02 ng.g ⁻¹	9,35 ng.g ⁻¹	0,00 ng.g ⁻¹

Les masses de contaminants stockés sont estimés pour les $\sum \text{PCB}_i$ et 2 RFBs dans le Tableau 24. Nous obtenons autour d'1 kg de $\sum \text{PBDE}_i$ et 1 kg de $\sum \text{PCB}_i$ à l'Ilon et des valeurs 2 à 3 fois plus faible à Limony. Les $\sum \text{HBCD}_i$ sont beaucoup moins présents sur les deux sites, du fait de leurs faibles concentrations dans les sédiments.

Au cours du programme OSR 3, une estimation de 149 000 m³ de sédiments fins stockés dans les casiers Girardon de PDR (n=59) a été réalisée (Piégay et al., 2015). Ils sont associés à la période post-aménagement. Cela représente 2 525 m³ par casier, des volumes bien plus importants que sur les lônes. S'ils sont quantitativement négligeables en raison de leurs connexions très rares et de leurs éloignements du lit du Rhône par rapport aux casiers, les volumes dans les lônes représentent un enjeu en termes de qualité et d'intérêt écologique. Dans l'étude de Camenen et al. (2013a) sur la lône du Beurre/Chèvre, la modélisation 1D permet d'estimer entre 28 et 184 le tonnage de sédiments déposés pour un évènement de 7 jours (en fonction des paramètres utilisés). Ces estimations montent entre 18 250 et 21 665 tonnes pour une période de 8 ans (2002-2010) sur un site regroupant 3 km de linéaire de lônes en connexion continue. Sur Limony (1,3 km), nous avons simulé 0,23 tonne de dépôt par mètre linéaire par an (t/m/an) et Camenen et al. (2013a) rapportent 0,69 t/m/an. Nous avons donc une sédimentation moins importante à Limony, avec un comblement qui demande plus de temps. Dans une autre étude sur PDR, Roux et al. (2014) estiment à partir de carottes sédimentaires et de géophysique une quantité de 524 à 1814 g de $\sum \text{PCB}_i$ dans un casier Girardon. C'est en moyenne 961 g sur un casier, ce qui correspond à ce que nous avons estimé à l'Ilon. Nous avons ainsi un comparatif entre le stockage dans une lône et le stockage dans un casier Girardon. Dans la bibliographie, nous retrouvons ce genre d'estimation par des approches *in situ* (e.g. Desmet et al., 2012 ; Mourier et al., 2014 ; Vauclin et al.,

2021a) et numériques (e.g. Guertault, 2015). Ici, l'approche numérique s'appuie sur les données de terrain pour étendre l'interprétation à l'ensemble du linéaire.

6.3.2 Caractérisation numérique de l'influence des barrages

La modélisation compte de nombreux avantages qui nous ont amenés à l'intégrer dans ce travail, notamment que les éléments du modèle sont facilement modifiables (section 1.2.6.3). Pour discuter de l'importance des aménagements sur le fonctionnement hydrosédimentaire des bras secondaires, nous avons réalisé des simulations en retirant les barrages et dérivations des ouvrages modélisés. Il est possible de retirer les barrages un par un et ainsi de considérer leurs influences sur le fonctionnement des bras secondaires. Nous avons réalisé une simulation de la période 1977-2018 en supprimant les 3 barrages de l'emprise du modèle. Les résultats de cette simulation sont présentés en Figure 6.6 (en gris), superposés aux résultats hydrauliques considérant les barrages de la Figure 5.5 (en noir).

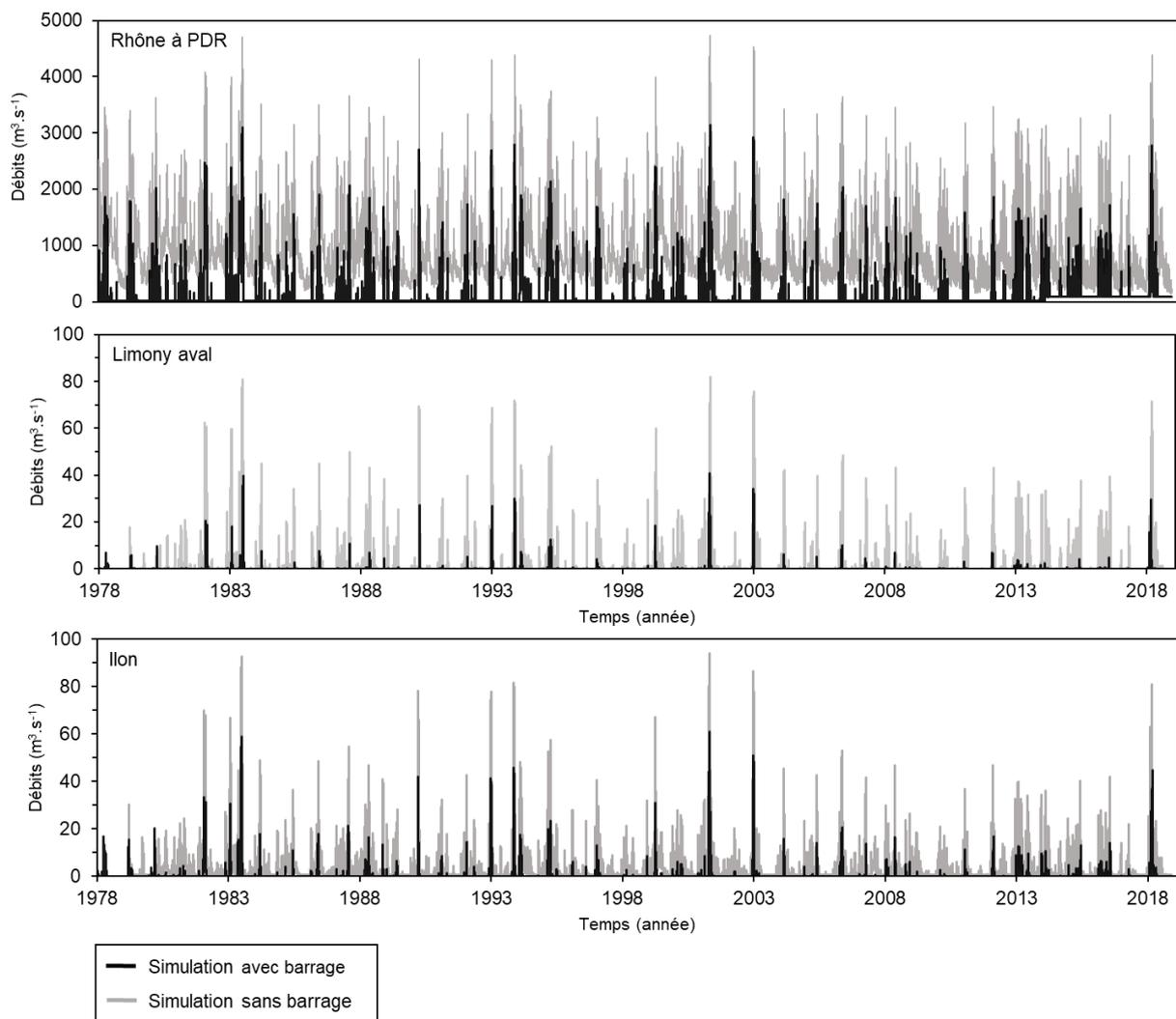


Figure 6.6 : Débits simulés dans les lômes de Limony aval et de l'Ilon sur la période 1977-2018 avec les aménagements du Rhône (en noir) et sans les aménagements du Rhône (en gris)

Pour la simulation sans barrage (en gris sur la Figure 6.6), l'ensemble du débit entrant dans le modèle s'écoule dans le vieux-Rhône de PDR puisque la dérivation a été supprimée. On observe sans surprise des débits plus élevés et une fréquence de connexion plus importante. Ces résultats sont similaires aux comparaisons entre le débit du Rhône et le débit du vieux-Rhône (Figure 5.2) mais en considérant cette fois les bras secondaires. Ces résultats hydrologiques sont résumés statistiquement dans le Tableau 25.

Tableau 25 : Résumé statistique des données hydrologiques pour les écoulements simulés dans le Chapitre 5 (en noir) et simulés sans prise en compte des aménagements (en gris)

	Ilon (avec ouvrages)	Ilon (sans ouvrage)	Limony (avec ouvrages)	Limony (sans ouvrage)
Nombre d'évènements de connexion ($Q > 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sur la période 1977-2018	136	244	55	225
Fréquence de connexion (évènements par an)	3,3	6,0	1,3	5,5
Durée moyenne de connexion	207h (~9j)	614h (~26j)	166h (~7j)	273h (~11j)
Débit maximum ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	60,8	99,0	40,9	86,0
Débit moyen de connexion ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	7,6	9,5	6,8	12,8

Au travers de ce tableau, nous pouvons comparer les résultats de simulations sans barrage (en gris) aux résultats du Chapitre 5 (en noir). Nous considérons ici les évènements hydrologiques supérieurs à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour s'affranchir des stagnations, écoulements dans les fentes de Preissmann et alimentations aval. Sans aménagement, la fréquence de connexion a quasiment doublé pour la lône de l'Ilon et quadruplé pour la lône de Limony. Au-delà de cette connexion plus fréquente, les durées moyennes de connexion changent drastiquement entre les deux simulations, notamment à l'Ilon où cette durée passe de 9 à 26 jours. La lône est actuellement connectée $29 \text{ j} \cdot \text{an}^{-1}$ selon nos simulations et ce chiffre passe à $152 \text{ j} \cdot \text{an}^{-1}$ dans une simulation sans ouvrage. A Limony, nous passons de 9 à $62 \text{ j} \cdot \text{an}^{-1}$. Nous n'avons pas extrait de la simulation les hauteurs d'eau correspondantes, nous pouvons cependant nous attendre à un résultat à nouveau bien au-dessus du limnigramme avec ouvrages.

Nous pouvons dire que la réponse hydraulique des bras secondaires à l'aménagement est une diminution du temps d'écoulement. Cette conclusion est évidente au vu du site et a déjà été documentée (e.g. Piégay et al., 2015), mais elle est quantifiable au travers de ce tableau. Nous pouvons également dire que les lônes n'ont pas un écoulement évènementiel résultant de la mise en place du barrage, ce fonctionnement existait déjà, plus occasionnellement.

Pour 23 points du linéaire de Limony, nous avons extrait les courbes âge-profondeur associées à cette simulation sans ouvrage. Pour les sédiments fins (pris en compte), nous observons une accumulation comprise entre 0 et 1,0 cm pour l'ensemble de la période (1977-2018). La simulation nous indique que les sédiments sont sans arrêt érodés avec le maintien d'une certaine épaisseur (exemple en Annexe 29) ou érodés complètement à chaque événement hydrologique (exemple en Annexe 30). Au cours de l'étude *in natura*, nous avons observé une dominance sableuse sous les sédiments fins. Ces dépôts précèdent l'arrivée des aménagements et correspondent à la sédimentation des sables en lien avec les casiers Girardon (Vauclin et al., 2021b). Les sédiments grossiers ne sont pas pris en compte dans la modélisation ; ils ne peuvent pas faire partie du dépôt simulé. Sans aménagement, les conditions hydrauliques du site ne permettent donc pas le dépôt des sédiments fins, ce qui est en accord avec les observations et conclusions de Vauclin (2020). Inversement, mettre en perspective ces résultats permet d'affirmer que, dans la limite de ce que l'on considère numériquement, le dépôt de sédiments fins est imputable à la présence de barrage. Une étude plus approfondie incluant des classes de sédiments plus grossiers, ainsi qu'une description détaillée des dynamiques permettrait de rendre ces résultats plus robustes. Néanmoins, des connexions amont plus longues en descente de crue ont déjà été associées à l'absence de dépôt (Le Coz, 2007). Nous avons vu l'importance de la descente de crue sur le dépôt dans le Chapitre 5 (quel que soit le type A, B ou C) et il est possible qu'une étude approfondie des simulations sans barrage mette en évidence de phénomène.

Les valeurs du Tableau 25 constituent plus qu'une conclusion sur le forçage hydraulique. Les dynamiques hydrauliques sur une simulation sans aménagements amènent le site à une incapacité de déposer des sédiments fins. Les 49 cm (moyens) ayant sédimenté dans le contexte actuel à Limony en sont réduits à une échelle millimétrique par la réactivation des bras du fait de la suppression du barrage. C'est donc un changement de dynamique du système que nous caractérisons au travers de cette simulation.

De nombreux sites présentent ces barrages et dérivations sur le corridor rhodanien (Figure 2.4). Plus de 250 îlons présentes sur le Rhône subissent aussi un changement de dynamique. Nous avons vu au travers de l'étude de Grill et al. (2019) que la majorité des tronçons de rivières subissent actuellement une régulation et une fragmentation longitudinale. L'atterrissement du bras secondaire de Limony par des sédiments fins est le résultat d'une diminution des débits. On peut s'attendre au même constat lorsque des bras secondaires se situent sur des tronçons court-circuités. La sédimentation évolue dans les annexes lorsqu'elles appartiennent à un environnement anthropisé, ce qui remet en cause la pérennité de ces zones humides. Ces résultats permettent une compréhension de cette évolution, pouvant guider les questions de restauration et de préservation de ces zones.

6.3.3 Restauration et pérennité sédimentaire des îlons

Aujourd'hui sur le Rhône, des projets scientifiques visent, entre autres, la réhabilitation des annexes fluviales en se concentrant sur l'atterrissement et la gestion des bras secondaires dans le but de

pérenniser leur fonctionnalité écologique (e.g. Daufresne et al., 2015 ; Dépret et al., 2017 ; Fruget et Dessaix, 2003 ; Lamouroux et al., 2015, 2012 ; Lamouroux et Olivier, 2015 ; Riquier et al., 2015 ; Roux et Copp, 1993). Le programme RhonEco a permis, depuis son existence, la restauration de dizaines de lônes sur le corridor rhodanien. L'évaluation de la qualité d'une lône est toujours un élément prédominant dans les réflexions, que ce soit pour sélectionner les bras secondaires à restaurer (possibilité, utilité), utiliser la meilleure technique disponible de réhabilitation (excavation/curage, remise en suspension naturelle ou forcée), anticiper la réponse hydrosédimentaire des bras secondaires (post-restauration).

Dans une étude sur la réhabilitation, Provansal et al. (2012) considèrent qu'un des points cruciaux des actions de réouverture de bras morts réside dans la pérennité des mesures adoptées. Les auteurs rappellent que le choix des sites est réalisé en priorisant ceux sur lesquels le maximum d'effet est attendu. Plusieurs retours d'expérience, comme Amoros et al. (2005), mettent en évidence que dans certaines configurations hydrauliques, des dépôts très importants se mettent en place rapidement après la restauration d'un bras. Les actions sont donc parfois peu efficaces.

Provansal et al. (2012) évaluent la pérennité des actions en estimant les capacités de dépôt et de remise en suspension à partir des formules de Shields (1936). Amoros et al. (2005) observent des dynamiques sédimentaires très différentes dans les années suivant une réhabilitation et considèrent la connectivité hydrologique comme un facteur clé dans l'estimation du devenir des lônes. Les sites ne sont pas figés et la vitesse de comblement d'un chenal secondaire diminue avec le temps, car sa connectivité diminue progressivement (Hooke, 1995). Simuler les dépôts permet aussi de les anticiper, c'est ici que réside un rôle crucial de la modélisation.

La connectivité d'un site en fonction du temps, la capacité de dépôt et de remise en suspension, les hétérogénéités longitudinales de ces paramètres font partie des résultats obtenus sur le site de PDR grâce à la modélisation. Nos résultats sont issus de l'interdépendance de paramètres hydrosédimentaires ; concentration en sédiments dans les écoulements, répartition granulométrique, fonctionnement hydraulique, etc. La bibliographie nous montre qu'isoler un de ces paramètres pour prédire le fonctionnement sédimentaire futur n'est pas suffisant. En plus de cela, l'intensité et la durée des crues engendrent une réponse sédimentaire qui ne se corrèle ni à l'intensité des crues, ni à leurs durées. La réflexion peut alors s'affranchir de sa linéarité en ne corrélant pas l'intensité des crues aux dépôts. A cela s'ajoute que le dépôt résultant d'une crue de types A-C ne sera pas le même en fonction du point sélectionné sur la lône. Cette hétérogénéité du fonctionnement sur le linéaire est aussi dépendante du temps, puisque la morphologie du lit évolue en impliquant une réponse sédimentaire différente à la crue suivante.

La sédimentation en cours sur les annexes fluviales fait évoluer les conditions naturelles des sites. Par exemple, l'imperméabilisation de la surface du lit mineur tendra à faire augmenter la production de matière organique et jouera sur la diversité biologique présente, la qualité des habitats aquatiques. Piégay et al. (2022) soulignent que « la réduction et l'absence à venir de dynamique fluviale sur ces zones amèneraient à une homogénéisation des conditions d'habitats et des communautés végétales associées ».

Cette interaction entre le biotope et la biocénose est une limite de notre étude. Nous n'intégrons pas au modèle une réponse biologique (production et sédimentation de matière organique par exemple) aux évolutions sédimentaires du site. Malgré cela, la réponse biologique est dépendante des paramètres hydrauliques, de la nature du lit, des flux qui transitent et qui se déposent. La gestion et la restauration d'un site a pour objectif la pérennité écologique de celui-ci. Ainsi, connaître les conditions hydrosédimentaires en devenir sur un site est un outil non négligeable pour prédire si une trajectoire écologique est atteignable ou non en fonction des travaux entrepris.

Toujours au sujet de la restauration, nous avons vu qu'une estimation des dépôts contemporains permet de connaître les zones de dépôt sur l'ensemble d'un linéaire. Nous avons vu que certaines zones sont en comblement tandis que d'autres, par des caractéristiques plus dynamiques, n'accueillent aucun dépôt. Une réhabilitation homogène serait une erreur pouvant amener du dépôt sur des tronçons où la configuration ne le permettait pas. Nous avons vu que la hauteur de connexion joue un rôle dans la sédimentation sur le corridor des lônes. Les seuils transversaux impliquent une rupture entre les différents processus hydrosédimentaires que l'on retrouve sur une lône. Un enrochement (Limony amont) et un seuil avec buses (Limony aval) impliquent des réactions très différentes à des crues de type B, C et C'. Dans le Chapitre 5, les petits événements (et la décantation accompagnant la décrue) sont les facteurs d'une sédimentation importante en très peu de temps à l'amont et d'une sédimentation moyenne à l'aval. La présence de buses explique cette différence sur la décrue et le seuil implique une forte retenue sédimentaire. La restauration peut aussi questionner les ouvrages en place, nous avons ici l'exemple de deux dynamiques forcées et la réponse hydrosédimentaire à la suppression de ces ouvrages peut se simuler. De plus, la restauration peut remettre en suspension des sédiments déposés et nous avons vu qu'une part non négligeable de polluants est associée à ces dépôts.

Le lit mineur et les différents compartiments du lit majeur évoluent en réponse à des contraintes hydrauliques et à la présence des aménagements et leur gestion. Les bras secondaires sont aujourd'hui le résultat de plus d'un siècle d'aménagement humain des cours d'eau. Détruire des seuils, curer une lône, l'alimenter par un débit minimum sont parfois des moyens de retarder la prochaine action à mener, puisque la nouvelle dynamique hydrosédimentaire répond à des forçages toujours présents. Pour toutes ces interrogations sur la restauration, la modélisation est un atout loin d'être négligeable qui, au-delà des prédictions envisageables, permet de comprendre avec précision les dynamiques hydrosédimentaires qui peuvent accompagner des scénarios hypothétiques de restauration.

6.4 Conclusion

Dans cette partie, nous avons construit des Carottes Virtuelles Numériques (CVN) qui se sont avérées utiles pour coupler les résultats des deux approches développées dans ce travail. Entre autres, le taux de sédimentation a été défini en fonction des événements alimentant le dépôt et non en fonction des marqueurs temporels utilisés pour dater les carottes. Nous avons utilisé la modélisation pour

augmenter le linéaire considéré, ce qui nous a permis de discuter de l'hétérogénéité de la sédimentation et d'estimer les volumes de contaminants associés pour les bras secondaires.

Riquier et al. (2017) ont montré à partir d'une modélisation mathématique que la connaissance du régime hydrosédimentaire auquel sont soumis les bras secondaires permet d'appréhender les taux de sédimentation. En intégrant l'hydraulique dans notre étude des dépôts simulés, nous avons décrit ces régimes sur l'ensemble du linéaire (et non sur deux points représentatifs) et définit que ;

- Les crues remarquables (type A) sont les plus présentes à l'amont et déposent moins de sédiments en plus de temps (taux d'accumulation faibles) par rapport aux crues de types C et C'.
- Les petites crues (types C et C') apportent la moitié des sédiments déposés. Elles correspondent à plus de la moitié de la dynamique hydraulique à l'aval, contre un tiers à l'amont mais lorsque la crue atteint l'amont, les taux d'accumulation sont 10 fois plus importants qu'à l'aval.
- Les crues courtes (type B) impliquent des taux d'accumulation plus importants que les crues remarquables.

Le contexte dans lequel s'opère cette sédimentation a également été discuté et nous pouvons dire que :

- La présence de seuils et les variations topographiques délimitent et expliquent les typologies de remplissage.
- Le dépôt de sédiments fins est imputable à la présence d'un barrage (nouvelles conditions hydrodynamiques) et cela s'explique par une diminution de la connectivité hydraulique.
- Chaque Pm a une réaction particulière aux évènements de crues. Il arrive qu'une même crue engendre un dépôt différent entre les Pm, allant jusqu'à un facteur 3.

Les résultats de ces travaux sont utiles pour discuter et quantifier l'atterrissement des bras secondaires, processus essentiel pour évaluer les potentialités de restauration de ces environnements.

Chapitre 7. Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions générales

Ce travail a montré qu'une approche couplant sédimentologie *in natura* et modélisation numérique permet de réaliser une étude détaillée des fonctionnements hydraulique et sédimentaire d'un RCC composé de plusieurs lônes, depuis son aménagement. La faisabilité démontrée donne l'ambition d'inciter à la pluridisciplinarité pour obtenir des résultats complémentaires, comparables aux moyens de nouvelles représentations. Nous n'avons utilisé qu'une faible proportion des résultats de simulations, de nombreuses problématiques peuvent émaner d'un tel couplage.

D'un point de vue hydraulique, nous avons quantifié et qualifié les événements auxquels les lônes sont confrontées. La répartition des écoulements sur l'ensemble des biefs du site a été définie et nous avons montré que la part s'écoulant dans les lônes est très faible par rapport au chenal principal. L'approche comparative des données hydrauliques (débits et hauteurs d'eau) résumées statistiquement a mis en évidence la responsabilité de l'alimentation aval sur des lônes entrecoupées de seuils qui délimitent les environnements de dépôt.

Une classification des crues au regard des dépôts sédimentaires nous a conduit à découpler l'intensité (et la durée des crues) du dépôt. En effet, la typologie des crues basée sur les dépôts sédimentaires engendrés a mis en lien l'hydraulique et les dépôts sur ces sites. Finalement, peu d'événements hydrologiques sont responsables des dépôts de sédiments fins. Les crues les plus importantes impliquent un dépôt sur l'ensemble du linéaire contrairement aux petites crues. Parmi les crues courtes, nous avons mis en évidence que certaines impliquent des taux d'accumulation bien plus importants. De plus, les épaisseurs de dépôt lors de ces événements varient sur le linéaire des bras secondaires.

La dynamique temporelle de la sédimentation est discontinue sur les bras secondaires. Les modèles âge-profondeur adoptés en sédimentologie ont été confirmés et précisés par ce couplage, ce qui permet d'impliquer les événements hydrologiques dans la caractérisation des dynamiques sédimentaires.

Le fonctionnement des bras secondaires est complexe et nous avons pu le retranscrire par deux approches. L'étude des profils GPR est en accord avec les sondages à la perche et carottes sédimentaires, trois investigations complémentaires pour décrire à haute résolution les unités sédimentaires déposées. Les processus de dépôts amenant aux sédiments hérités d'avant et d'après aménagement ont ainsi été décrits et quantifiés spatialement. En plus de cette description sédimentaire, nous avons testé numériquement un scénario hypothétique permettant d'attribuer une diminution des dynamiques hydrauliques aux aménagements en place.

Le travail de construction du modèle des bras secondaires et des carottes numériques a nécessité de nombreux efforts de calage et de calibration faisant appels aux mesures de terrain. Cependant, nous avons vu que les paramètres définis dans le modèle ne conviennent pas à tous les bras secondaires. La lône de l'Ilon est plus souvent connectée et une paramétrisation du modèle pour les lônes aquatiques

sera nécessaire afin d'obtenir des résultats sédimentaires fiables. La stratégie de paramétrage d'un tel modèle reste à définir et la justesse des sorties de simulations demandera sans doute une complexification supplémentaire de la modélisation des processus de sédimentation dans ces milieux.

D'un point de vue opérationnel, la quantification des volumes de sédiments et de polluants stockés dans les bras secondaires a permis d'estimer à 9 000 tonnes les sédiments encore présents sur une partie des bras secondaires. Ces sédiments représentent un héritage de la déconnexion latérale provoquée par l'endiguement du fleuve. La quantité de polluants stockés dans ces dépôts a été grossièrement calculée sur l'ensemble de la longueur grâce à la modélisation. Cette estimation constitue un apport de données non négligeable pour évaluer les enjeux sanitaires dans le cadre de la restauration.

La mise en place d'usines hydroélectriques et des dérivations sur les fleuves engendre d'importants changements des dynamiques hydrosédimentaires. Les RCC représentent un modèle pertinent pour les étudier, d'autant plus qu'ils sont reproductibles sur le Rhône et d'autres cours d'eau dans le monde. Parvenir à simuler ces fonctionnements implique l'intégration de la plupart des mécanismes régissant les rivières aménagées.

7.2 Perspectives

7.2.1 Utilisation et simplification de la modélisation

Durant ce travail, la modélisation fut longue et fastidieuse avant d'obtenir des sorties de simulations convenables. L'utilisation du modèle comme outil pour des scénarios hypothétiques est devenue secondaire. Les flux de MES qui transitent ont également été écartés de ce travail par manque de temps. Il fut peu exploité au-delà des problématiques de cette thèse, les temps de calcul étant longs lors des simulations et jusqu'à l'obtention de carottes numériques. Ce travail répond à ses objectifs sans aller jusqu'au plaisir d'utiliser le modèle, d'y intégrer des scénarios, de le simplifier et de l'élargir à d'autres sites d'étude. De plus, l'étude de l'hydraulique et du dépôt au regard des flux de MES qui transitent dans les biefs est essentiel pour la suite, puisque même reconstitués, les MES correspondent aux apports de trois cours d'eau (Rhône, Saône et Gier) et varient donc en fonction de leurs poids dans le mélange.

La prise en compte des lônes de la Platière et de l'Ilon était essentielle pour simuler les répartitions hydrauliques et sédimentaires sur tout le site. Cependant, la sensibilité d'Adis-TS au niveau d'eau maintenu à l'Ilon a rapidement limité l'utilisation des résultats sédimentaires de ce site. L'approche naturaliste du Chapitre 3 reste essentielle puisqu'elle constitue l'ensemble de nos résultats sédimentaires pour ce site, impliqué dans les discussions. De nombreux bras secondaires fonctionnent hydrauliquement comme celui de l'Ilon, ou sont amenés à fonctionner de cette manière suite à la mise en place d'aménagements. Un nouveau travail de modélisation semble indispensable pour calibrer les paramètres de dépôt sur un site où la décantation est très importante à chaque crue. La lône de la Platière se caractérise aussi par un fonctionnement particulier puisqu'elle est toujours en eau (avec écoulement)

et qu'elle n'accumule pas de sédiments sur une partie de son linéaire. Le site de PDR et la modélisation réalisée sont une aubaine pour déterminer les paramètres à associer à chaque typologie de bras secondaires.

A partir de paramètres calibrés pour chacune des lônes, un modèle simplifié reprenant ces paramètres permettrait d'intégrer facilement les bras secondaires aux fleuves modélisés. Nous pouvons imaginer un modèle à 0 dimension, sous forme de casiers, faisant intervenir les cotes d'entrée et de sortie des bras secondaires, la surface équivalente, la dynamique d'écoulement et les singularités (seuils par exemple) présentes sur le site. Ainsi, sans investigation de terrain détaillée et sans connaissances approfondies de son fonctionnement, nous pourrions caractériser les bras secondaires avec la plupart des éléments obtenus dans cette étude :

- Fréquence de connexion,
- Typologie des crues et dépôts associés
- Flux hydrauliques et sédimentaires transitant,
- Tendances de dépôts (actuelles et prédictives),
- Tendances granulométriques.

Les hétérogénéités longitudinales ne sont pas individualisables avec un modèle 0D, mais nous avons montré avec le bras secondaire de Limony que prendre en compte finement la dynamique temporelle des apports est déjà précieuse. Ce travail nécessite de créer des casiers type à partir d'une typologie des fonctionnements hydrosédimentaires des bras secondaires. Nous avons déjà 3 fonctionnements modélisés sur PDR, ce qui constitue un bon départ pour ce travail.

Les carottes virtuelles numériques sont la meilleure option pour comparer nos résultats numériques et de terrain. La lecture des CVN est intuitive et les informations qu'elles contiennent sont analogues aux finalités d'une étude sédimentologique. La transformation des résultats est simple et le code est construit. Cette illustration des dépôts peut devenir une sortie de simulation habituelle, facilitant le rapprochement entre plusieurs disciplines. Cependant, une nomenclature commune est nécessaire, entre autres l'utilisation des classes granulométriques adoptées en géologie. Les études sur le lit mineur retraçant les flux et dépôts peuvent également faire appel à ces CVN pour calibrer les dépôts simulés au regard de données de terrain et pour visualiser facilement les pas de temps les plus contributeurs ainsi que les hétérogénéités sur un corridor fluvial. Considérer les polluants de chaque affluent serait aussi un atout. Le nombre de données disponibles est cependant limitant pour de longues simulations.

Si une simulation exploratoire est réalisée en amont des expertises de terrain, une simplification de l'approche terrain serait alors possible en se concentrant sur les zones d'intérêt ; limiter le nombre de sondages par exemple, intégrer les forçages fluviaux et secondaires pour avoir une vue d'ensemble du site et des différents fonctionnements hydrosédimentaires que l'on peut retrouver sur un même linéaire. Tous les sondages réalisés sur l'Ilon ne sont pas nécessaires, excepté si l'on s'intéresse en détail aux

hétérogénéités longitudinales de la sédimentation. En revanche, ils le sont pour retrouver les zones de dépôt préférentiel. Ces structures étant d'au moins 50 mètres de long, nous pouvons considérer que quelques sondages auraient suffi à notre étude. Pour Limony, l'obtention d'une tendance à l'aval aurait pu se faire à partir d'une zone bien documentée (sondages, carottes et GPR), puis confirmée au travers d'une seconde zone. Sur cette lône, nous pouvons dire que notre approche n'est pas excessive.

Cette connaissance des lônes s'inscrit aussi dans un intérêt écologique et un suivi de leurs qualités. Dans ce contexte, la réaction hydrosédimentaire des lônes à des variations morphologiques plus fines pourrait être simulé. De la même manière, la suppression d'un seuil, l'excavation (et donc le changement de la géométrie du lit) sont simulables et permettraient d'anticiper la réaction de la lône. Partant uniquement de la connaissance des débits de connexion (géométries des diffluences), la réponse morphologique des lônes et la remise en suspension peuvent être estimées et se révèlent être des informations précieuses pour orienter les décisions relatives aux travaux à entreprendre. Il s'agit d'un aspect majeur à approfondir à partir des simulations, en complément du suivi des sédiments remis en suspension et de la charge de polluants associés.

7.2.2 Intégration de polluants à la charge sédimentaire

Pour les polluants présents dans l'ensemble de la colonne de sédiments, nous avons utilisé une concentration moyenne par unité sédimentaire (les limons et les sables). Pour affiner cette estimation, il est essentiel de découper temporellement les dépôts en sous-couches au sein d'une unité granulométrique. Un travail intégrant des courbes âge-profondeur robustes sur le linéaire des dépôts permettrait de distinguer les années au sein de ces dépôts.

La prise en compte dans le modèle des particules anthropogéniques (scories métalliques, microplastiques) pourrait être intéressante car leurs tailles sont souvent proches de celles des sédiments. Très tôt, des rapports comme celui de Darnay et Nuss (1971) mettent en évidence l'impact environnemental de l'utilisation du plastique, quelques temps avant la fin du verre consigné. Le rapport détaille les risques pour la santé humaine et le coût environnemental. Ces microplastiques se retrouvent aujourd'hui dans l'ensemble des milieux terrestres, au point d'être proposés comme GSSP (point stratotypique mondial) de l'Anthropocène (Crutzen, 2002 ; Crutzen et Stoermer, 2000) par le groupe de travail sur l'Anthropocène de la commission internationale de stratigraphie (Zalasiewicz et al., 2018, 2015). Les macroplastiques et microplastiques sont aujourd'hui considérés comme un composant des sédiments, quel que soit l'environnement de dépôt (Thompson et al., 2004 ; Zalasiewicz et al., 2016). Ces microplastiques sont présents sur l'interface eau-sédiments et se bioaccumulent dans les espèces (Wazne et al., 2023).

Les scories métalliques et les microplastiques sont intégrables comme classes de polluants transitant avec les sédiments dans le modèle. Les sources de contamination sont difficilement retrouvables, mais une estimation de la concentration dans le flux en fonction du temps et du débit, pour

tous les affluents de l'emprise, serait un premier pas concluant. Il permettrait ensuite de repérer les zones de stockages préférentielles de ces contaminants, tant sur des bras secondaires OD que sur l'ensemble du corridor d'un fleuve. En cas de pollution accidentelle ou volontaire, l'intégration d'une classe de polluant dans un modèle déjà établi et agrémenté des bras secondaires OD, ainsi qu'une simulation avec les débits en cours, fournirait rapidement une estimation des zones sur lesquelles cette pollution va transiter et/ou se stocker.

7.2.3 Hypothèses sur l'hydraulique fluviale future

Des simulations numériques ont montré que les changements climatiques à l'échelle de l'Holocène et de l'Anthropocène influencent les flux sédimentaires (Hirabayashi et al., 2013 ; Tucker and Slingerland, 1997). Ce sont les variations du fonctionnement hydraulique qui sont utilisées pour expliquer les changements au sein de la dynamique sédimentaire. Plusieurs auteurs ont prédit un effet du changement climatique sur les débits des fleuves (e.g. Bussi et al., 2021) et concluent que les débits d'étiage seront plus bas qu'actuellement et que les événements extrêmes présenteront des débits plus importants (Booij, 2005 ; Jin et al., 2018 ; Lu et al., 2014 ; Yuan et al., 2020). A l'inverse, certaines zones comme l'Inde et le Bangladesh auront un débit plus élevé la plupart du temps (Whitehead et al., 2018). D'un point de vue global, le dérèglement climatique pourrait réduire le débit de certains cours d'eau d'ici la fin de ce siècle (Hock et al., 2019 ; Jamir, 2016).

Les simulations permettant d'obtenir ces résultats impliquent une prise de décision lors du calage et des concessions dans le travail de modélisation. La simplification du fonctionnement des bassins versants et des fleuves est nécessaire, mais impose des limites au modèle. Ainsi, certaines simulations climatiques s'inspirant du scénario RCP8.5 de l'IPCC²¹ (e.g. Boé, 2019 ; Boé et Habets, 2014) ne considèrent pas l'échelle locale (maillage trop large) et limitent les interactions entre les composantes des modèles. Les auteurs qui prennent comme base plusieurs scénarios de l'IPCC peuvent ainsi se concentrer sur la comparaison de tendances et non sur la complexification d'un modèle (Čerkasova et al., 2019 ; Collins et al., 2013 ; IPCC, 2018). Regrouper tous ces facteurs dans un modèle se révèle être une tâche complexe et uniquement réalisable sur l'étude de fonctionnements très localisés, à l'échelle de quelques variables (Hock et al., 2019 ; Sevestre et Benn, 2015). Cependant, des tendances se dessinent à partir de données historiques et prédictives (scénarios RCP8.5, RCP4.5 et RCP2.6) et sont disponibles dans la banque de données DRIAS²², pouvant faciliter la reconstruction des données et permettre un accès rapide aux résultats de simulations hydrosédimentaires pour le futur.

²¹ *Intergovernmental Panel on Climate Change* - Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)

²² <https://www.drias-eau.fr>

Références bibliographiques

- Allen, J.R.L., 1984. Development in sedimentology 30: Sedimentary structures their character and physical basis. Elsevier Science, Inc.
- Amoros, C., Elger, A., Dufour, S., Grosprêtre, L., Piégay, H., Henry, C., 2005. Flood scouring and groundwater supply in side-channel rehabilitation of the Rhône river, France. *Arch Hydrobiol* 155, 147–167.
- Amoros, C., Roux, A.L., 1988. Interaction between water bodies within the floodplains of large rivers: function and development of connectivity. *Münst. Geogr. Arb.* 29, 125–130.
- Andries, E., Camenen, B., Faure, J.B., Le Coz, J., Launay, M., 2012a. Modélisation hydro-sédimentaire du Rhône à l'aide des modèles numériques Mage et Adis-TS. *irstea*.
- Andries, E., Camenen, B., Faure, J.B., Le Coz, J., Launay, M., 2012b. Modélisation hydro-sédimentaire du Rhône à l'aide des modèles numériques Mage et Adis-TS. *irstea*.
- 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: MONITORING GRAVEL AUGMENTATION IN A LARGE REGULATED RIVER. *Earth Surf. Process. Landf.* 42, 2147–2166. <https://doi.org/10.1002/esp.4161>
- Audusse, E., 2018. Autour du système de Saint-Venant: méthodes numériques pour le transport sédimentaire, les fluides en rotation et les équations primitives. Université Paris 13 Villeraneuse.
- Bábek, O., Hilscherová, K., Nehyba, S., Zeman, J., Famera, M., Francu, J., Holoubek, I., Machát, J., Klánová, J., 2008. Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years: Morava River (Danube catchment area), Czech Republic. *J. Soils Sediments* 8, 165–176. <https://doi.org/10.1007/s11368-008-0002-8>
- Ballais, J.-L., Chave, S., Delorme-Laurent, V., Esposito, C., 2009. Hydrogéomorphologie et inondabilité. *Géographie Phys. Quat.* 61, 75–84. <https://doi.org/10.7202/029571ar>
- Ballais, J.-L., Garry, G., Masson, M., 2005. Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation: le cas du Midi méditerranéen français. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1120–1130.
- Barthélémy, C., Cottet, M., Guterres, G., 2023. Appropriations locales des actions de ré-élargissement des marges du Rhône. Le cas du bras court-circuité de Donzère-Mondragon.
- Baume, J.-P., Poirson, M., 1984. Modélisation numérique d'un écoulement permanent dans un réseau hydraulique maillé à surface libre, en régime fluvial. *Houille Blanche* 70, 95–100. <https://doi.org/10.1051/lhb/1984004>
- Béal, J.-C., 2005. Les agglomérations secondaires du sud-ouest de la cité antique de Vienne. *Rev. Archéologique Narbonnaise* 38, 15–26. <https://doi.org/10.3406/ran.2005.1146>
- Bernal, I., Romero, C., Qhispe, D., 2022. Is the headward erosion a downstream effect of damming the Coca River?
- Bethke, C.M., 1985. A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 6817–6828.
- Bezzi, A., Casagrande, G., Martinucci, D., Pillon, S., Del Grande, C., Fontolan, G., 2019. Modern sedimentary facies in a progradational barrier-spit system: Goro lagoon, Po delta, Italy. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 227, 106323.
- Bieri, M., Müller, M., Boillat, J.-L., Schleiss, A.J., 2012. Modeling of Sediment Management for the Lavey Run-of-River HPP in Switzerland. *J. Hydraul. Eng.* 138, 340–347. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000505](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000505)
- Bilitewski, B., Darbra, R.M., Barceló, D., 2012. Global risk-based management of chemical additives I: Production, Usage and Environmental Occurrence. Springer Science & Business Media.
- Binh, D.V., Kantoush, S., Sumi, T., 2020a. Changes to long-term discharge and

- sediment loads in the Vietnamese Mekong Delta caused by upstream dams. *Geomorphology* 353, 107011. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107011>
- Binh, D.V., Kantoush, S., Sumi, T., 2020b. Changes to long-term discharge and sediment loads in the Vietnamese Mekong Delta caused by upstream dams. *Geomorphology* 353, 107011. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107011>
- Binh, D.V., Kantoush, S.A., Sumi, T., Mai, N.P., Ngoc, T.A., Trung, L.V., An, T.D., 2021. Effects of riverbed incision on the hydrology of the Vietnamese Mekong Delta. *Hydrol. Process.* 35. <https://doi.org/10.1002/hyp.14030>
- Blanchardon, J.-M., 1975. La pollution du Gier. *Géocarrefour* 50, 273–292.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1237–1248.
- Boé, J., 2019. Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle: 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France.
- Boé, J., Habets, F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France.
- Bogaart, P.W., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., 2003. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change—I: model formulation and generic applications. *Quat. Sci. Rev.* 22, 2077–2095.
- Bomers, A., Schielen, R.M.J., Hulscher, S.J.M.H., 2019. The influence of grid shape and grid size on hydraulic river modelling performance. *Environ. Fluid Mech.* 19, 1273–1294. <https://doi.org/10.1007/s10652-019-09670-4>
- Bonneau, J., 2022. Impact du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versants de la Loire et du Rhône : résultats préliminaires d'un modèle distribué à base physique.
- Booij, M.J., 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *J. Hydrol.* 303, 176–198. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.07.013>
- Bottero, M., 2013. Caractérisation par radar géologique d'une structure sédimentaire fluviale – Application au casier Girardon du fleuve Rhône 93.
- Boudet, L., Sabatier, F., Radakovitch, O., 2017. Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: Role of storm and flood events. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 198, 568–582. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.10.004>
- Bravard, J.-P., 2010. Discontinuities in braided patterns: The River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology* 117, 219–233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.020>
- Bravard, J.-P., 2006. La lône, l'aménageur, l'écologue et le géographe. 40 ans de gestion du Rhône (The lône, the river manager, the ecologist, and the geographer. Managing the Rhone river during 40 years). *Bull. Assoc. Géographes Fr.* 83, 368–380. <https://doi.org/10.3406/bagf.2006.2522>
- Brevik, K., Sweetman, A., Pacyna, J., Jones, K., 2002. Towards a global historical emission inventory for selected PCB congeners — a mass balance approach2. *Emissions. Sci. Total Environ.* 290, 199–224. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(01\)01076-2](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(01)01076-2)
- Bridge, J., Jol, H.M., 2009. Advances in fluvial sedimentology using GPR. *Ground Penetrating Radar Theory Appl. Ed. Jol HM* 323–359.
- Brisset, P., Monnier, J., Garambois, P.-A., Roux, H., 2018. On the assimilation of altimetric data in 1D Saint-Venant river flow models. *Adv. Water Resour.* 119, 41–59.
- Brown, A., Toms, P., Carey, C., Rhodes, E., 2013. Geomorphology of the Anthropocene: time-transgressive discontinuities of human-induced alluviation. *Anthropocene* 1, 3–13.
- Brunner, G.W., 2002. Hec-ras (river analysis system), in: *North American Water and Environment Congress & Destructive Water. ASCE*, pp. 3782–3787.

- Brunner, G.W., 1995. HEC-RAS river analysis system. Hydraulic reference manual. Version 1.0. Hydrologic Engineering Center Davis CA.
- Brunner, G.W., 1994. HEC river analysis system (HEC-RAS). US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Bussi, G., Darby, S.E., Whitehead, P.G., Jin, L., Dadson, S.J., Voepel, H.E., Vasilopoulos, G., Hackney, C.R., Hutton, C., Berchoux, T., Parsons, D.R., Nicholas, A., 2021. Impact of dams and climate change on suspended sediment flux to the Mekong delta. *Sci. Total Environ.* 755, 142468. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142468>
- Camenen, B., Andries, E., Faure, J.B., De Linares, M., Gandilhon, F., Raccasi, G., 2013a. Experimental and numerical study of long term sedimentation in a secondary channel: example of the Beurre island on the Rhône River, France, in: *International Symposium on River Sedimentation*. p. 8 p.
- Camenen, B., Andries, E., Faure, J.B., De Linares, M., Gandilhon, F., Raccasi, G., 2013b. Experimental and numerical study of long term sedimentation in a secondary channel: example of the Beurre island on the Rhône River, France.
- Camenen, B., Andries, E., Faure, J.B., de Linares, M., Gandilhon, F., Raccasi, G., 2012. Etude des transferts de sédiments fins dans le système Rhône: L'île du Beurre. *irstea*.
- Camenen, B., Perret, E., Herrero, A., Berni, C., Thollet, F., Buffet, A., Dramais, G., Le Bescond, C., Lagouy, M., 2016. Estimation of the volume of a fine sediment deposit over a gravel bar during a flushing event, in: *River Flow Conference*. p. 8.
- Campbell, C.V., 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology* 8, 7–26.
- Carbonari, C., 2019. Processus de tri granulométrique dans le transport par charriage: une étude théorique et expérimentale pour les rivières à gravier. Thèse de doctorat. Université Grenoble Alpes (ComUE).
- Carlini, M., 2006. Morphologie et hydrodynamique des plans d'eau: Le cas des étangs-lacs du Limousin. Limoges.
- Casserly, C.M., Turner, J.N., O' Sullivan, J.J., Bruen, M., Bullock, C., Atkinson, S., Kelly-Quinn, M., 2021. Effect of low-head dams on reach-scale suspended sediment dynamics in coarse-bedded streams. *J. Environ. Manage.* 277, 111452. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.111452>
- Casserly, C.M., Turner, J.N., O'Sullivan, J.J., Bruen, M., Bullock, C., Atkinson, S., Kelly-Quinn, M., 2020. Impact of low-head dams on bedload transport rates in coarse-bedded streams. *Sci. Total Environ.* 716, 136908. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.136908>
- Celik, I., Rodi, W., 1988. Modeling suspended sediment transport in nonequilibrium situations. *J. Hydraul. Eng.* 114, 1157–1191.
- Čerkasova, N., Umgiesser, G., Ertürk, A., 2019. Assessing Climate Change Impacts on Streamflow, Sediment and Nutrient Loadings of the Minija River (Lithuania): A Hillslope Watershed Discretization Application with High-Resolution Spatial Inputs. *Water* 11, 676.
- Charlton, R., 2007. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge.
- Chen, J., Fang, X., Wen, Z., Chen, Q., Ma, M., Huang, Y., Wu, S., Yang, L.E., 2018. Spatio-temporal patterns and impacts of sediment variations in downstream of the Three Gorges Dam on the Yangtze River, China. *Sustainability* 10, 4093.
- Chuenchum, P., Xu, M., Tang, W., 2020. Predicted trends of soil erosion and sediment yield from future land use and climate change scenarios in the Lancang–Mekong River by using the modified RUSLE model. *Int. Soil Water Conserv. Res.* 8, 213–227. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.006>
- Ciszewski, D., Czajka, A., Błażej, S., 2008. Rapid migration of heavy metals and ¹³⁷Cs in alluvial sediments, Upper

- Odra River valley, Poland. *Environ. Geol.* 55, 1577–1586. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-1108-9>
- Citterio, A., Piégay, H., 2000. L'atterrissement des bras morts de la basse vallée de l'Ain: dynamique récente et facteurs de contrôle/Infilling of former channels of the lower Ain river (South-eastern France): contemporary dynamics and controlling factors. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* 6, 87–104.
- Clemmens, A.J., Holl Jr, F.M., Schuurmans, W., 1993. Description and evaluation of program: DufLOW.
- CNR, 2010. Réhabilitation des îlots du vieux-Rhône de Péage-de-Roussillon - Etude d'avant-projet.
- Cohen, S., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., 2014. Global suspended sediment and water discharge dynamics between 1960 and 2010: Continental trends and intra-basin sensitivity. *Glob. Planet. Change* 115, 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.011>
- Cohen, S., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., Fekete, B.M., 2013. WBMsed, a distributed global-scale riverine sediment flux model: Model description and validation. *Comput. Geosci.* 53, 80–93. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.08.011>
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., 2013. Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility, in: *Climate Change 2013-The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 1029–1136.
- Constantine, J.A., Dunne, T., Piégay, H., Mathias Kondolf, G., 2010. Controls on the alluviation of oxbow lakes by bed-material load along the Sacramento River, California. *Sedimentology* 57, 389–407. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01084.x>
- Coulthard, T.J., Van De Wiel, M.J., 2012. Modelling river history and evolution. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 370, 2123–2142. <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0597>
- Crutzen, P., 2002. Geology of mankind. *Nature* 415.
- Crutzen, P.J., Stoermer, E.F., 2000. The “Anthropocene”. *Global Change Newsl* 41: 17–18. *Int. Geosphere–Biosphere Programme IGBP*.
- Csiki, S., Rhoads, B.L., 2010. Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.* 34, 755–780. <https://doi.org/10.1177/0309133310369435>
- Dabrin, A., Bégorre, C., Bretier, M., Dugué, V., Masson, M., Le Bescond, C., Le Coz, J., Coquery, M., 2021. Reactivity of particulate element concentrations: apportionment assessment of suspended particulate matter sources in the Upper Rhône River, France. *J. Soils Sediments* 21, 1256–1274.
- Daniels, R.B., Jordan, R.H., 1966. Physiographic history and the soils, entrenched stream systems, and gullies, Harrison County, Iowa. US Department of Agriculture.
- Darnay, A., Nuss, G., 1971. Environmental impact of Coca-Cola Beverage Containers.
- Daufresne, M., Veslot, J., Capra, H., Carrel, G., Poirel, A., Olivier, J.-M., Lamouroux, N., 2015. Fish community dynamics (1985–2010) in multiple reaches of a large river subjected to flow restoration and other environmental changes. *Freshw. Biol.* 60, 1176–1191.
- Dayon, G., Boé, J., Martin, E., 2015. Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 120, 1023–1043.
- Dayon, G., Boé, J., Martin, E., Gailhard, J., 2018. Impacts of climate change on the hydrological cycle over France and associated uncertainties. *Comptes Rendus Geosci.* 350, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.03.001>
- de Saint-Venant, A.B., 1871. *Théorie et équations générales du mouvement non*

- permanent des eaux courantes. *Comptes Rendus Séances L'Académie Sci. Paris Fr. Séance 17*, 147–154.
- Degoutte, G., 2006. Diagnostic, aménagement et gestion des rivières: hydraulique et morphologie fluviale appliquées.
- Demay, C., 2017. Modelling and simulation of transient air-water two-phase flows in hydraulic pipes. *These Univ. Grenoble Alpes*.
- Dendievel, A.-M., 2020. What are the hydro-ecological dynamics of backwaters in large rivers during the Anthropocene? First attempt of a pluridisciplinary study of the sediments stored in the “Limony lône” (Rhône valley, France).
- Dendievel, A.-M., Mourier, B., Coynel, A., Evrard, O., Labadie, P., Ayrault, S., Debret, M., Koltalo, F., Copard, Y., Faivre, Q., 2020a. Spatio-temporal assessment of the polychlorinated biphenyl (PCB) sediment contamination in four major French river corridors (1945–2018). *Earth Syst. Sci. Data* 12, 1153–1170.
- Dendievel, A.-M., Mourier, B., Dabrin, A., Delile, H., Coynel, A., Gosset, A., Liber, Y., Berger, J.-F., Bedell, J.-P., 2020b. Metal pollution trajectories and mixture risk assessed by combining dated cores and subsurface sediments along a major European river (Rhône River, France). *Environ. Int.* 144, 106032.
- Dendievel, A.-M., Wazne, M., Vallier, M., Mermillod-Blondin, F., Mourier, B., Piégay, H., Winiarski, T., Krause, S., Simon, L., 2023. Environmental and land use controls of microplastic pollution along the gravel-bed Ain River (France) and its “Plastic Valley.” *Water Res.* 230, 119518. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2022.119518>
- Dépret, T., Piégay, H., Cassel, M., Noiro, B., Bultingaire, L., Yousefi, S., Michel, K., Dugué, V., Camenen, B., 2017. Mesures et modélisations du fonctionnement hydrosédimentaire du secteur de Miribel-Jonage. *Rapp. Obs. Sédiment Rhône* 16 Pp Fr.
- Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Sci. Total Environ.* 433, 189–197. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.044>
- Despax, A., Le Coz, J., Mueller, D.S., Hauet, A., Calmel, B., Pierrefeu, G., Naudet, G., Blanquart, B., Pobanz, K., 2023. Validation of an Uncertainty Propagation Method for Moving-Boat Acoustic Doppler Current Profiler Discharge Measurements. *Water Resour. Res.* 59, e2021WR031878. <https://doi.org/10.1029/2021WR031878>
- Devaux, Y., 2018. Influence des caractéristiques turbulentes d'un écoulement sur l'érosion, la déformation et le transport d'un lit sédimentaire.
- Donati, F., Touchart, L., Bartout, P., 2020. Les seuils en rivière transforment-ils les milieux lotiques en milieux lentiques? *Physio-Géo* 111–131. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.11024>
- Dossier CNR, 2015. Remobilisation des casiers de l'Île des Gravières - Dossier d'exécution.
- Downs, P.W., Piégay, H., 2019. Catchment-scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: implications, limitations, prospect. *Geomorphology* 338, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.021>
- Dufour, S., Barsoum, N., Muller, E., Piégay, H., 2007. Effects of channel confinement on pioneer woody vegetation structure, composition and diversity along the River Drôme (SE France). *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 1244–1256.
- Dury, G.H., 1973. Magnitude-frequency analysis and channel morphology. *Fluv. Geomorphol. N. Y. State Univ. N. Y.* 91–121.
- Eddy, J.A., 1977. Climate and the changing sun. *Clim. Change* 1, 173–190.
- Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open

- channel flows. US Department of Agriculture.
- Eisenreich, S.J., Capel, P.D., Robbins, J.A., Bourbonniere, R., 1989. Accumulation and diagenesis of chlorinated hydrocarbons in lacustrine sediments. *Environ. Sci. Technol.* 23, 1116–1126.
- Emmerich, W.E., Heitschmidt, R.K., 2002. Drought and Grazing: II. Effects on Runoff and Water Quality. *J. Range Manag.* 55, 229. <https://doi.org/10.2307/4003128>
- Erskine, W., McFadden, C., Bishop, P., 1992. Alluvial cutoffs as indicators of former channel conditions. *Earth Surf. Process. Landf.* 17, 23–37.
- Even, S., 1995. *Modélisation du fonctionnement d'un écosystème fluvial: la seine le modèle prose*. Paris, ENMP.
- Famera, M., Babek, O., Matys Grygar, T., Novakova, T., 2013. Distribution of Heavy-Metal Contamination in Regulated River-Channel Deposits: a Magnetic Susceptibility and Grain-Size Approach; River Morava, Czech Republic. *Water. Air. Soil Pollut.* 224, 1525. <https://doi.org/10.1007/s11270-013-1525-1>
- Faure, J.B., 2013. *Adis-TS: User manual*. Tech. Rep Irstea Villeurbanne Fr. Fr.
- Förstner, U., 2004. Sediment dynamics and pollutant mobility in rivers: An interdisciplinary approach. *Lakes Reserv. Sci. Policy Manag. Sustain. Use* 9, 25–40. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1770.2004.00231.x>
- Forzoni, A., de Jager, G., Storms, J.E., 2013. A spatially lumped model to investigate downstream sediment flux propagation within a fluvial catchment. *Geomorphology* 193, 65–80.
- Fournet, J., 1842. *Sur le lit du fleuve à Lyon. Rive Gauche* 185.21.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E., 1978. *Principles of sedimentology*. Wiley.
- Fruget, J.-F., Dessaix, J., 2003. Changements environnementaux, dérives biologiques et perspectives de restauration du Rhône français après 200 ans d'influences anthropiques. *VertigO-Rev. Électronique En Sci. Environ.* 4.
- Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A.B., Sawagaki, T., Yamanokuchi, T., 2013. Potential flood volume of Himalayan glacial lakes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 1827–1839. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1827-2013>
- Gagliano, S.M., Howard, P.C., 1984. The neck cutoff oxbow lake cycle along the Lower Mississippi River, in: *River Meandering*. ASCE, pp. 147–158.
- Garneau, C., Duchesne, S., St-Hilaire, A., 2019. Comparison of modelling approaches to estimate trapping efficiency of sedimentation basins on peatlands used for peat extraction. *Ecol. Eng.* 133, 60–68. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.04.025>
- Gaydou, P., 2013. *Schéma directeur de ré-activation de la dynamique fluviale des marges du Rhône*. CNRS UMR 5600-EVS.
- Ghaffarian, H., Piégay, H., Seignemartin, G., Arnaud, F., Le Coz, J., 2021. Analyse rétrospective de l'évolution contemporaine des niveaux d'eau dans les secteurs de Péage-de-Roussillon (PDR) et Donzère-Mondragon (DZM). CNRS; INRAE.
- Ghosh, D., Sheet, S., Banerjee, M., Karmakar, M., Mandal, M., 2022. Flood characteristics and dynamics of sediment environment during Anthropocene: experience of the lower Damodar river, India. *Sustain. Water Resour. Manag.* 8, 58.
- Gilbert, G.K., Murphy, E.C., 1914. *The transportation of debris by running water*. US Government Printing Office.
- Gilliland, R.L., 1982. Solar, volcanic, and CO₂ forcing of recent climatic changes. *Clim. Change* 4, 111–131.
- Gourry, J.-C., Vermeersch, F., Garcin, M., Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. *J. Appl. Geophys.* 54, 35–49.
- Goutière, L., Savary, C., Soares-Frazão, S., Spinewine, B., Bellal, M., Zech, Y., 2007. Comparison between a St-Venant–Exner model and a two-layer model for transient flows.

- Gregory, K.J., 1976. Drainage basin adjustments and man. *Geogr. Pol.* 34, 155–173.
- Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., Babu, S., Borrelli, P., Cheng, L., Crochetiere, H., 2019. Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature* 569, 215.
- Gu, Z., Shi, C., Yang, H., Yao, H., 2019. Analysis of dynamic sedimentary environments in alluvial fans of some tributaries of the upper Yellow River of China based on ground penetrating radar (GPR) and sediment cores. *Quat. Int.* 509, 30–40.
- Guan, D., Melville, B., Friedrich, H., 2016. Local scour at submerged weirs in sand-bed channels. *J. Hydraul. Res.* 54, 172–184. <https://doi.org/10.1080/00221686.2015.1132275>
- Guan, D., Melville, B.W., Friedrich, H., 2015. Live-bed scour at submerged weirs. *J. Hydraul. Eng.* 141, 04014071.
- Guertault, L., 2015. Évaluation des processus hydro-sédimentaires d'une retenue de forme allongée: application à la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône. Université Claude Bernard-Lyon I.
- Guertault, L., Camenen, B., Peteuil, C., Paquier, A., 2014. Long term evolution of a dam reservoir subjected to regular flushing events. *Adv. Geosci.* 39, 89–94.
- Guertault, L., Camenen, B., Peteuil, C., Paquier, A., Faure, J.B., 2016. One-dimensional modeling of suspended sediment dynamics in dam reservoirs. *J. Hydraul. Eng.* 142, 04016033.
- Han, Q.-wei, 1980. A study on the non-equilibrium transportation of suspended load, in: *Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation*, Beijing, China. pp. 793–802.
- Hardage, B.A., 1987. Seismic stratigraphy. *Handb. Geophys. Explor.* 9, 432.
- Hatono, M., Yoshimura, K., 2020. Development of a global sediment dynamics model. *Prog. Earth Planet. Sci.* 7, 59. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00368-6>
- Havnø, K., Madsen, M.N., Dørge, J., 1995. MIKE 11-a generalized river modelling package. *Comput. Models Watershed Hydrol.* 733–782.
- 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. *Regul. Rivers Res. Manag.* 11, 351–361. <https://doi.org/10.1002/rrr.3450110309>
- Hervouet, J.-M., 2000. Etudes pluridisciplinaires dans le domaine de l'environnement-Le système TELEMAC. *Houille Blanche* 58–62.
- Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., Kanae, S., 2013. Global flood risk under climate change. *Nat. Clim. Change* 3, 816–821. <https://doi.org/10.1038/nclimate1911>
- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääh, A., Kang, S., Kutuzov, S., 2019. High mountain areas.
- Hoffert, M.I., Callegari, A.J., Hsieh, C.-T., 1980. The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing. *J. Geophys. Res. Oceans* 85, 6667–6679.
- Hooke, J.M., 1995. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 14, 235–253.
- Huggenberger, P., Meier, E., Pugin, A., 1994. Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data-processing and facies analysis. *J. Appl. Geophys.* 31, 171–184.
- IPCC, 2018. Global warming of 1.5°C. IPCC SR15 34.
- Itoh, T., Ikeda, A., Nagayama, T., Mizuyama, T., 2018. Hydraulic model tests for propagation of flow and sediment in floods due to breaking of a natural landslide dam during a mountainous torrent. *Int. J. Sediment Res.* 33, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.10.001>
- Iwasa, Y., Aya, S., 1991. Transverse mixing in a river with complicated channel geometry. *Bull. Disaster Prev. Res. Inst.* 41, 129–175.

- Jaballah, M., Camenen, B., Paquier, A., Jodeau, M., 2019. An optimized use of limited ground based topographic data for river applications. *Int. J. Sediment Res.* 34, 216–225.
<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.11.002>
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2017. Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 198, 529–541.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.02.017>
- James, L.A., 2013. Legacy sediment: Definitions and processes of episodically produced anthropogenic sediment. *Anthropocene* 2, 16–26.
<https://doi.org/10.1016/j.ancene.2013.04.001>
- Jamir, O., 2016. Understanding India-Pakistan water politics since the signing of the Indus Water Treaty. *Water Policy* 18, 1070–1087.
<https://doi.org/10.2166/wp.2016.185>
- Janssen, P., Stella, J.C., Räßle, B., Gruel, C.-R., Seignemartin, G., Pont, B., Dufour, S., Piégay, H., 2021. Long-term river management legacies strongly alter riparian forest attributes and constrain restoration strategies along a large, multi-use river. *J. Environ. Manage.* 279, 111630.
- Jin, L., Whitehead, P.G., Appeaning Addo, K., Amisigo, B., Macadam, I., Janes, T., Crossman, J., Nicholls, R.J., McCartney, M., Rodda, H.J.E., 2018. Modeling future flows of the Volta River system: Impacts of climate change and socio-economic changes. *Sci. Total Environ.* 637–638, 1069–1080.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.350>
- Joyce, S., 1997. Is it worth a dam? *Environ. Health Perspect.* 105, 1050–1055.
<https://doi.org/10.1289/ehp.971051050>
- Kerger, F., Archambeau, P., Erpicum, S., Dewals, B.J., Piroton, M., 2009. Simulation numérique des écoulements mixtes hautement transitoires dans les conduites d'évacuation des eaux. *Houille Blanche* 95, 159–166.
<https://doi.org/10.1051/lhb/2009069>
- Kim, J.O., Lee, J.K., 2021. Urban flood inundation simulation based on high-precision 3D modeling. *J. Coast. Res.* 114, 454–458.
- Koch, C., Schmidt-Kötters, T., Rupp, R., Sures, B., 2015. Review of hexabromocyclododecane (HBCD) with a focus on legislation and recent publications concerning toxicokinetics and -dynamics. *Environ. Pollut.* 199, 26–34.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2015.01.011>
- Koken, M., Constantinescu, G., Blanckaert, K., 2013. Hydrodynamic processes, sediment erosion mechanisms, and Reynolds-number-induced scale effects in an open channel bend of strong curvature with flat bathymetry: FLOW IN STRONGLY CURVED OPEN CHANNELS. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 2308–2324.
<https://doi.org/10.1002/2013JF002760>
- Kondolf, G.M., 1997. PROFILE: Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environ. Manage.* 21, 533–551.
<https://doi.org/10.1007/s002679900048>
- Kondolf, G.M., Gao, Y., Annandale, G.W., Morris, G.L., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., 2014. Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earths Future* 2, 256–280.
- Kostic, B., Aigner, T., 2007. Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). *Sedimentology* 54, 789–808.
- Kraus, M.J., 1987. Integration of channel and floodplain suites; II, Vertical relations of alluvial Paleosols. *J. Sediment. Res.* 57, 602–612.
- Krone, R.B., 1962. Flume studies of transport of sediment in estuarial shoaling processes. Final Rep. Hydr Engr Samitary Engr Res Lab Univ Calif.
- Kukulka, T., Jay, D.A., 2003. Impacts of Columbia River discharge on salmonid

- habitat: 1. A nonstationary fluvial tide model. *J. Geophys. Res. Oceans* 108.
- Kumar, A., Schei, T., Ahenkorah, A., Caceres Rodriguez, R., Devernay, J.-M., Freitas, M., Hall, D., Killingtveit, Å., Liu, Z., 2011. Hydropower. IPCC Spec. Rep. Renew. Energy Sources Clim. Change Mitig. 437–496.
- Lalot, E., 2014. Analyse des signaux piezométriques et modélisation pour l'évaluation quantitative et la caractérisation des échanges hydrauliques entre aquifères alluviaux et rivières-Application au Rhône. Saint-Etienne, EMSE.
- Lamouroux, N., Gore, J.A., Lepori, F., Statzner, B., 2015. The ecological restoration of large rivers needs science-based, predictive tools meeting public expectations: an overview of the Rhône project. *Freshw. Biol.* 60, 1069–1084.
- Lamouroux, N., Olivier, J.-M., 2015. Testing predictions of changes in fish abundance and community structure after flow restoration in four reaches of a large river (French Rhône). *Freshw. Biol.* 60, 1118–1130.
- Lamouroux, N., Olivier, J.-M., Piégay, H., Mérigoux, S., Dolédec, S., Ségura, S., Castilla, E., Riquier, J., Parrot, E., Forcellini, M., 2012. Effets de la restauration du Rhône et potentiel. Synthèse par secteurs, in: Action N° 24 Du Programme 2010 Au Titre de l'accord Cadre. Agence de l'Eau ZABR.
- Lauchlan, C., 2004. Experimental investigation of bed-load and suspended-load transport over weirs. *J. Hydraul. Res.* 42, 551–558. <https://doi.org/10.1080/00221686.2004.9641224>
- Launay, M., 2014. Flux de matières en suspension, de mercure et de PCB particulaires dans le Rhône, du Léman à la Méditerranée. Lyon 1.
- Launay, M., Dugué, V., Faure, J.-B., Coquery, M., Camenen, B., Le Coz, J., 2019a. Numerical modelling of the suspended particulate matter dynamics in a regulated river network. *Sci. Total Environ.* 665, 591–605. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.015>
- Launay, M., Dugué, V., Faure, J.-B., Coquery, M., Camenen, B., Le Coz, J., 2019b. Numerical modelling of the suspended particulate matter dynamics in a regulated river network. *Sci. Total Environ.* 665, 591–605. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.015>
- Launay, M., Le Coz, J., Camenen, B., Walter, C., Angot, H., Dramais, G., Faure, J.-B., Coquery, M., 2015. Calibrating pollutant dispersion in 1-D hydraulic models of river networks. *J. Hydro-Environ. Res.* 9, 120–132.
- Lauzent, M., 2017. Etude de l'écodynamique des polluants organiques persistants et des micropolluants halogénés d'intérêt émergent dans les milieux aquatiques. Université de Bordeaux.
- Lavoisier, A., 1789. *Traité élémentaire de chimie, présenté dans un ordre nouveau et d'après les découvertes modernes*, 2 vols. Cuchet Libr. Paris.
- Le Coz, J., 2007. *Fonctionnement hydro-sédimentaire des bras morts de rivière alluviale*. Ecully, Ecole centrale de Lyon.
- Le Coz, J., Camenen, B., Dramais, G., Ribot-Bruno, J., Ferry, M., Rosique, J.M., 2011a. *Guide technique pour le contrôle des débits réglementaires*. Rapp. Tech. ONEMA.
- Le Coz, J., Camenen, B., Faure, J.-B., Launay, M., Troudet, L., Kieffer, L., Boyer, P., Radakovitch, O., Verney, R., 2021. *Modélisation des flux-Modèle hydro-sédimentaire 1D*. INRAE; IFREMER.
- Le Coz, J., Larrarte, F., Saysset, G., Pierrefeu, G., Brochot, J.-F., Marchand, P., 2008. *Mesures hydrologiques par profileur à effet Doppler (aDcp) en France : application aux cours d'eau et aux réseaux urbains*.
- Le Coz, J., Launay, M., Lagouy, M., Coquery, M., Angot, H., 2011b. *Eléments de réponse aux questions de l'Agence de l'EAU RM&C concernant l'acquisition d'une centrifugeuse fixe pour équiper la station de mesure du Rhône à Jons*.
- Le Coz, J., Michalkova, M., Hauet, A., Comaj, M., Dramais, G., Holubová, K., Piégay, H., Paquier, A., 2010. *Morphodynamics of the exit of a cutoff meander: experimental findings from*

- field and laboratory studies. *Earth Surf. Process. Landf. J. Br. Geomorphol. Res. Group* 35, 249–261.
- Le Delliou, P., 2003. Les barrages: conception et maintenance, ENTPE collection. ENTPE: Presses universitaires de Lyon, Lyon.
- Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rödel, R., Sindorf, N., Wisser, D., 2011. High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Front. Ecol. Environ.* 9, 494–502. <https://doi.org/10.1890/100125>
- Lennermark, M., Hauet, A., 2022. Developing a post-processing software for ADCP discharge measurement piloted by an international and inter-agency group: a unique, ambitious experience and one that works! (other). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-9379>
- Leopold, L.B., 1973. River channel change with time: an example: address as retiring president of The Geological Society of America, Minneapolis, Minnesota, November 1972. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 1845–1860.
- Letouzé, F., 1969. Etude géologique et hydrogéologique de la vallée du Rhône entre Vienne et Andance (aménagement du péage de Roussillon). Université de Grenoble.
- Li, A., Tsai, F.T.-C., Xu, K., Wang, J., White, C.M., Bentley, S.J., Chen, Q.J., 2019. Modeling sediment texture of river-deltaic wetlands in the Lower Barataria Bay and Lower Breton Sound, Louisiana, USA. *Geo-Mar. Lett.* 39, 161–173. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00566-2>
- Liber, Y., Mourier, B., Marchand, P., Bichon, E., Perrodin, Y., Bedell, J.-P., 2019. Past and recent state of sediment contamination by persistent organic pollutants (POPs) in the Rhône River: Overview of ecotoxicological implications. *Sci. Total Environ.* 646, 1037–1046. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.340>
- Lin, Y.-T., Schuettelpelz, C.C., Wu, C.H., Fratta, D., 2009. A combined acoustic and electromagnetic wave-based techniques for bathymetry and subbottom profiling in shallow waters. *J. Appl. Geophys.* 68, 203–218. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.11.010>
- Liu, C., He, Y., Des Walling, E., Wang, J., 2013. Changes in the sediment load of the Lancang-Mekong River over the period 1965–2003. *Sci. China Technol. Sci.* 56, 843–852. <https://doi.org/10.1007/s11431-013-5162-0>
- Lu, X., Kumm, M., Oeurng, C., 2014. Reappraisal of sediment dynamics in the Lower Mekong River, Cambodia: SEDIMENT DYNAMICS IN THE MEKONG RIVER. *Earth Surf. Process. Landf.* 39, 1855–1865. <https://doi.org/10.1002/esp.3573>
- Lu, X.X., Siew, R.Y., 2006. Water discharge and sediment flux changes over the past decades in the Lower Mekong River: possible impacts of the Chinese dams. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 181–195. <https://doi.org/10.5194/hess-10-181-2006>
- Lvovitch, M.I., 1973. The global water balance. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 54, 28–53.
- Lvovitch, M.I., Sokolov, A.A., 1976. Anthropogenic changes in the hydrosphere. *Geoforum* 7, 89–98.
- Ma, Z., Guo, Q., Guan, J., Le, M., 2022. Non-equilibrium concentration profile formulas of suspended sediment and their preliminary applications. *Int. J. Sediment Res.* 37, 505–513.
- Marmonier, P., Dole, M.J., 1986. Les Amphipodes des sédiments d'un bras court-circuité du Rhône: logique de répartition et réaction aux crues. *Sci. Eau* 5, 461–486.
- Matisoff, G., 2017. Activities and geochronology of 137 Cs in lake sediments resulting from sediment resuspension. *J. Environ. Radioact.* 167, 222–234. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.11.015>

- Meybeck, M., Lestel, L., Carré, C., Bouleau, G., Garnier, J., Mouchel, J.M., 2018. Trajectories of river chemical quality issues over the Longue Durée: the Seine River (1900S–2010). *Environ. Sci. Pollut. Res.* 25, 23468–23484.
- Miall, A.D., 2013. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Miall, A.D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sediment. Res.* 61, 497–505.
- Miall, A.D., 1987. Recent developments in the study of fluvial facies models.
- Miall, A.D., 1977. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.
- Michelot, J.-L., 1983. Evolution des paysages fluviaux de la vallée du Rhône dans le secteur du Péage-de-Roussillon. *Géocarrefour* 58, 307–322.
- Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.* 330, 377–445.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1998. Channel processes, classification, and response. *River Ecol. Manag. Lessons Pacific Coast. Ecoregion RJ Naiman RE Bilby Ed.* Springer-Verl. N. Y. N. Y. 13–42.
- Mouri, G., Golosov, V., Chalov, S., Vladimir, B., Shiiba, M., Hori, T., Shinoda, S., Oki, T., 2013. Assessing the effects of consecutive sediment-control dams using a numerical hydraulic experiment to model river-bed variation. *CATENA* 104, 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.11.008>
- Mourier, B., Desmet, M., Van Metre, P.C., Mahler, B.J., Perrodin, Y., Roux, G., Bedell, J.-P., Lefevre, I., Babut, M., 2014. Historical records, sources, and spatial trends of PCBs along the Rhône River (France). *Sci. Total Environ.* 476, 568–576.
- Mundorff, J.C., 1967. Some observations on a channel scarp in south-eastern Nebraska. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 572B 77-9.
- Naudet, G., Pierrefeu, G., Berthet, T., Triol, T., Delamarre, K., Blanquart, B., 2019. OURSIN : OUtil de Répartition deS INcertitudes de mesure de débit par aDcp mobile. *Houille Blanche* 105, 93–101. <https://doi.org/10.1051/lhb/2019056>
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Sci. Rev.* 66, 261–330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Neal, A., Roberts, C.L., 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 175, 139–171.
- Nicollet, G., Uan, M., 1979. Ecoulements permanents à surface libre en lits composés. *Houille Blanche* 21–30.
- Noclin, N., 2019. Evolution du fonctionnement sédimentaire d'une lône en copntexte anthropisé : Le cas de la lône de Limony ; Rhône court-circuité de Péage-De-Roussillon.
- Nsabimana, G., Bao, Y., He, X., Nambajimana, J. de D., Wang, M., Yang, L., Li, J., Zhang, S., Khurram, D., 2020. Impacts of Water Level Fluctuations on Soil Aggregate Stability in the Three Gorges Reservoir, China. *Sustainability* 12, 9107.
- Ollivier, P., Radakovitch, O., Hamelin, B., 2011. Major and trace element partition and fluxes in the Rhône River. *Chem. Geol.* 285, 15–31. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.02.011>
- Orme, A.R., Bailey, R.G., 1971. Vegetation conversion and channel geometry in Monroe Canyon, Southern California.

- Yearb. Assoc. Pac. Coast Geogr. 33, 65–82.
- Ota, K., Sato, T., Arai, R., 2022. Numerical model of local scour considering the unsteady sediment inflow and sediment sorting: Application to scour upstream of slit weir. *Int. J. Sediment Res.* 37, 469–483.
<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2022.01.001>
- Paquier, A., 2002. Modélisation des écoulements en rivière en crue: pour une utilisation adaptée des équations de Saint Venant. Habilitation à diriger des recherches, Université Claude Bernard Lyon 1.
- Parrot, E., 2015. Analyse spatio-temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée. Lyon 3.
- Partheniades, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils. *J. Hydraul. Div.* 91, 105–139.
- Passega, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *AAPG Bull.* 41, 1952–1984.
- Penard, L., 2010. Fudaa Modeleur - Secma guide rapide en vue de l'utilisation de rubar 20 [fudaa modeleur - secma short user's manual]. Internal Report, Irstea, Lyon, France.
- Petts, G.E., 1979. Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Prog. Phys. Geogr.* 3, 329–362.
- Piégay, H., Bertrand, M., Raeppe, B., Seignemartin, G., Parmentier, H., 2015. Analyse des processus de sédimentation dans le lit majeur et les annexes fluviales du RCC de Péage-de-Roussillon. OSR3. Cnrs; ENS de Lyon.
- Piégay, H., Hupp, C.R., Citterio, A., Dufour, S., Moulin, B., Walling, D.E., 2008. Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France. *Water Resour. Res.* 44.
- Piégay, H., Joly, P.-B., Foussadier, R., Mourier, V., Pautou, G., 1997. Principes de réhabilitation des marges du Rhône à partir d'indicateurs géomorphologiques, phyto-écologiques et batrachologiques (cas du Rhône court-circuité de Pierre-Bénite)/Principles for the rehabilitation of the banks of the Rhône, using geomorphological, phyto-ecological and batrachological indicators. *Geocarrefour* 72, 7–22.
- Piégay, H., Radakovitch, O., Arnaud, F., Belletti, B., Camenen, B., Cassel, M., Coquery, M., Dabrin, A., Dépret, T., Fressard, M., 2022. OSR-Observatoire des Sédiments du Rhône. 12 années de recherche pour la connaissance et la gestion hydro-sédimentaire du fleuve. Bilans et perspectives scientifiques.
- Poepl, R.E., Keesstra, S.D., Hein, T., 2015. The geomorphic legacy of small dams—An Austrian study. *Anthropocene* 10, 43–55.
- Pont, B., Mathieu, M., Bazin, N., Aguiard, C., Pillard, A.S., 2008. Plan de gestion 2008-2017 - Réserve naturelle de l'île de la Platière.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., Walter, A.V., 2002. Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 54, 1–18.
<https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0829>
- Poulier, G., Launay, M., Le Bescond, C., Thollet, F., Coquery, M., Le Coz, J., 2019. Combining flux monitoring and data reconstruction to establish annual budgets of suspended particulate matter, mercury and PCB in the Rhône River from Lake Geneva to the Mediterranean Sea. *Sci. Total Environ.* 658, 457–473.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.075>
- Poussard, G., Madrid, N., 1999. Qualité des eaux du Rhône. Evolution 1969-1995. 106.
- Preissmann, A., Cunge, J.A., 1961. Calcul du mascaret sur machine électronique. *Houille Blanche* 588–596.
- Provansal, M., Raccasi, G., Monaco, M., Robresco, S., Dufour, S., 2012. La réhabilitation des marges fluviales, quel intérêt, quelles contraintes? Le cas des annexes fluviales du Rhône aval. *Méditerranée Rev. Géographique Pays Méditerranéens* Journal Mediterr. Geogr. 85–94.

- Purkait, B., Majumdar, D.D., 2014. Distinguishing different sedimentary facies in a deltaic system. *Sediment. Geol.* 308, 53–62.
- Rahuel, J.L., Belleudy, Ph., 1989. La simulation numérique des phénomènes de tri granulométrique. *Houille Blanche* 75, 268–272.
<https://doi.org/10.1051/lhb/1989028>
- Raoult, Foucault, 2014. Dictionnaire de géologie: tout en couleur, 5000 définitions, 8e éd. ed. Dunod, Paris.
- Räpple, B., 2018. Patrons de sédimentation et caractéristiques de la ripisylve dans les casiers Girardon du Rhône: approche comparative pour une analyse des facteurs de contrôle et une évaluation des potentialités écologiques. Université de Lyon.
- Rea, J.M., Knight, R.J., 2000. Characterization of the Brookwood aquifer using ground-penetrating radar. *Bull.-Geol. Surv. Can.* 75–94.
- Recking, A., 2020. Equations et concepts pour le calcul du transport solide en rivières.
- Rieke, H.H., Chilingar, G.V., 1974. Compaction of argillaceous sediments, Developments in sedimentology. Elsevier Scientific Pub. Co, Amsterdam, New York.
- Riquier, J., 2015. Réponses hydrosédimentaires de chenaux latéraux restaurés du Rhône français. Université Lumière Lyon 2.
- Riquier, J., Piégay, H., Lamouroux, N., Vaudor, L., 2019. Pertinence et pérennité de la restauration de chenaux latéraux: modèles issus de 15 ans de suivi sur le Rhône. *Houille Blanche* 101–108.
- Riquier, J., Piégay, H., Lamouroux, N., Vaudor, L., 2017. Are restored side channels sustainable aquatic habitat features? Predicting the potential persistence of side channels as aquatic habitats based on their fine sedimentation dynamics. *Geomorphology* 295, 507–528.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.001>
- Riquier, J., Piégay, H., Šulc Michalková, M., 2015. Hydromorphological conditions in eighteen restored floodplain channels of a large river: linking patterns to processes. *Freshw. Biol.* 60, 1085–1103.
<https://doi.org/10.1111/fwb.12411>
- Robinson, J.S., Sivapalan, M., 1997b. Temporal scales and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling. *Water Resour. Res.* 33, 2981–2999.
- Robinson, M., Cognard-Plancq, A.-L., Cosandey, C., David, J., Durand, P., Führer, H.-W., Hall, R., Hendriques, M.O., Marc, V., McCarthy, R., 2003. Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. *For. Ecol. Manag.* 186, 85–97.
- Roksandić, M.M., 1978. Seismic facies analysis concepts. *Geophys. Prospect.* 26, 383–398.
- Rothwell, R.G., Rack, F.R., 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 1–29.
- Roulund, A., Sumer, B.M., Fredsøe, J., Michelsen, J., 2005. Numerical and experimental investigation of flow and scour around a circular pile. *J. Fluid Mech.* 534, 351–401.
- Roux, A.L., Copp, G.H., 1993. Peuplements de poissons. Amoros Petts Dir Hydrosystèmes Fluviaux Paris Masson 151–166.
- Roux, G., Winiarski, T., Perrodin, Y., 2014. Caractérisation optimisée du remplissage sédimentaire des casiers Girardon: Optimisation par l'utilisation couplée de carottages haute résolution et de profils au radar géologique.
- Ruffell, A., 2014. Lacustrine flow (divers, side scan sonar, hydrogeology, water penetrating radar) used to understand the location of a drowned person. *J. Hydrol.* 513, 164–168.
- Sainte-Marie, J., 2010. Models and numerical schemes for free surface flows. Beyond the Saint-Venant system. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Saleh, F., Ducharne, A., Flipo, N., Oudin, L., Ledoux, E., 2013. Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1D Saint-Venant hydraulic model at regional scale. *J. Hydrol.* 476, 169–177.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.027>

- Sangree, J.B., Widmier, J.M., 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics* 44, 131–160.
- Schlaf, J., Randen, T., Sønneland, L., 2005. Introduction to seismic texture, in: *Mathematical Methods and Modelling in Hydrocarbon Exploration and Production*. Springer, pp. 3–21.
- Schrott, L., Sass, O., 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55–73.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.024>
- Schumm, S.A., 1977. The fluvial system.
- Schumm, S.A., 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. *Fluv. Geomorphol.* 6, 69–85.
- Schumm, S.A., 1969. River metamorphosis. *J. Hydraul. Div.* 95, 255–274.
- Schumm, S.A., Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nat. Phys. Sci.* 243, 99–100.
- Schwarz, W.L., Malanson, G.P., Weirich, F.H., 1996. Effect of landscape position on the sediment chemistry of abandoned-channel wetlands. *Landsc. Ecol.* 11, 27–38.
- Seignemartin, G., 2020. Evolution contemporaine des "casiers Girardon" du Rhône: approche géohistorique à partir d'indicateurs morpho-sédimentaires, géochimiques et phytoécologiques. Lyon.
- Seminara, G., 2010. Fluvial Sedimentary Patterns. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 42, 43–66.
<https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-121108-145612>
- Sevestre, H., Benn, D.I., 2015. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *J. Glaciol.* 61, 646–662.
<https://doi.org/10.3189/2015JoG14J136>
- Shi, H., Liang, X., Huai, W., Wang, Y., 2019. Predicting the bulk average velocity of open-channel flow with submerged rigid vegetation. *J. Hydrol.* 572, 213–225.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.045>
- Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement.
- Słowik, M., 2015. Is history of rivers important in restoration projects? The example of human impact on a lowland river valley (the Obra River, Poland). *Geomorphology* 251, 50–63.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.031>
- Słowik, M., 2013. GPR and aerial imageries to identify the recent historical course of the Obra River and spatial extent of Obrzańskie Lake, altered by hydro-technical works. *Environ. Earth Sci.* 70, 1277–1295.
<https://doi.org/10.1007/s12665-012-2215-9>
- Słowik, M., 2011. Changes of river bed pattern and traces of anthropogenic intervention: The example of using GPR method (the Obra River, western Poland). *Appl. Geogr.* 31, 784–799.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2010.08.004>
- Souhar, O., Faure, J.-B., 2009. Approach for uncertainty propagation and design in Saint Venant equations via automatic sensitive derivatives applied to Saar river. *Can. J. Civ. Eng.* 36, 1144–1154.
- Soulsby, R.L., Whitehouse, R.J.S., 1997. Threshold of sediment motion in coastal environments, in: *Pacific Coasts and Ports' 97: Proceedings of the 13th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 6th Australasian Port and Harbour Conference; Volume 1*. Centre for Advanced Engineering, University of Canterbury Christchurch, NZ, pp. 145–150.
- Stecca, G., Siviglia, A., Blom, A., 2016. An accurate numerical solution to the Saint-Venant-Hirano model for mixed-sediment morphodynamics in rivers. *Adv. Water Resour.* 93, 39–61.
- Strickler, A., 1923. Contributions to the question of a velocity formula and roughness data for streams, channels and closed pipelines [Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und

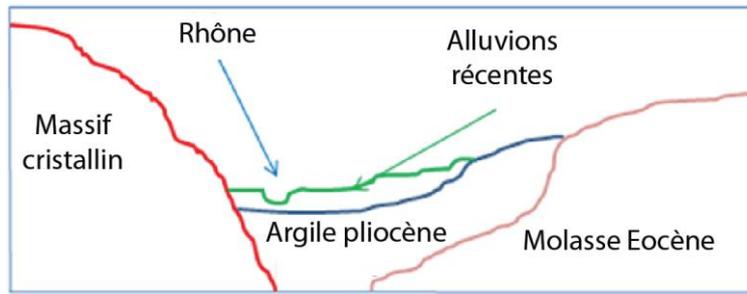
- der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen], in: WM Keck Lab of Hydraulics and Water Resources, Calif. Inst. Tech., Pasadena, Calif. January 1981. Mitteilungen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft Bern, Switzerland.
- Takagawa, T., Fukase, Y., Liu, H., Sato, S., 2008. Coastal Erosion Surfaces Detected By Ground Penetrating Radar and Coring Survery: A Case Study in Coastal Area Around the Tenryu River Mouth, in: Proceedings 4th International Conference on Scour and Erosion (ICSE-4). November 5-7, 2008, Tokyo, Japan. pp. 336–339.
- Tal, M., Vazquez-Tarrio, D., Dussouillez, P., Piégay, H., Benoît, C., Ati, A., 2018. Action I. 4: Modélisation des évolutions morphodynamiques du chenal sur le long terme. Aix-Marseille Université; CEREGE UMR 7330.
- Tena, A., Piégay, H., Seignemartin, G., Barra, A., Berger, J.F., Mourier, B., Winiarski, T., 2020. Cumulative effects of channel correction and regulation on floodplain terrestrialisation patterns and connectivity. *Geomorphology* 354, 107034. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107034>
- Thompson, R.C., Olsen, Y., Mitchell, R.P., Davis, A., Rowland, S.J., John, A.W., McGonigle, D., Russell, A.E., 2004. Lost at sea: where is all the plastic? *Science* 304, 838–838.
- Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., 2016. Formation and structure of the turbidity maximum in the macrotidal Charente estuary (France): Influence of fluvial and tidal forcing. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 169, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.11.019>
- Trancoso, A.R., Braunschweig, F., Chambel Leitão, P., Obermann, M., Neves, R., 2009. An advanced modelling tool for simulating complex river systems. *Sci. Total Environ.* 407, 3004–3016. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.01.015>
- Tricart, J., Bravard, J.-P., 1991. L'aménagement des trois plus grands fleuves européens: Rhin, Rhône et Danube. Problèmes et méfaits, in: *Annales de Géographie. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*, pp. 668–713.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resour. Res.* 33, 2031–2047.
- Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.* 25, 655–744.
- Uzor-Totty, A., Oyegun, C.U., 2020. Spatio-Temporal Dynamics of Sediment yield across the Imo River Basin South- East Nigeria. *Int. J. Environ. Geoinformatics* 7, 184–190. <https://doi.org/10.30897/ijegeo.645611>
- Valencia, A.A., Storms, J.E.A., Walstra, D.R., Van Der Vegt, H., Jagers, H.R.A., 2023. The impact of clastic syn-sedimentary compaction on fluvial-dominated delta morphodynamics. *Depositional Rec.* 9, 233–252. <https://doi.org/10.1002/dep2.219>
- Van Huijgevoort, M.H.J., Hazenberg, P., Van Lanen, H.A.J., Teuling, A.J., Clark, D.B., Folwell, S., Gosling, S.N., Hanasaki, N., Heinke, J., Koirala, S., 2013. Global multimodel analysis of drought in runoff for the second half of the twentieth century. *J. Hydrometeorol.* 14, 1535–1552.
- van Maanen, B., Sottolichio, A., 2018. Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. *Cont. Shelf Res.* 165, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.001>
- van Overmeeren, R.A., 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *J. Appl. Geophys.* 40, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00033-5](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00033-5)
- Vauclin, S., 2020. Influence des aménagements et des contaminations sur les héritages sédimentaires des fleuves anthropisés: le cas du Rhône. Université de Lyon.
- Vauclin, S., Mourier, B., Dendievel, A.-M., Marchand, P., Vénisseau, A., Morereau, A., Lepage, H., Eyrolle, F.,

- Winiarski, T., 2021a. Temporal trends of legacy and novel brominated flame retardants in sediments along the Rhône River corridor in France. *Chemosphere* 271, 129889.
- Vauclin, S., Mourier, B., Dendievel, A.-M., Noclin, N., Piégay, H., Marchand, P., Vénisseau, A., de Vismes, A., Lefèvre, I., Winiarski, T., 2021b. Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution. *Sci. Total Environ.* 764, 142900. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142900>
- Vauclin, S., Mourier, B., Tena, A., Piégay, H., Winiarski, T., 2020. Effects of river infrastructures on the floodplain sedimentary environment in the Rhône River. *J. Soils Sediments* 20, 2697–2708. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02449-6>
- Vauclin, S., Mourier, B., Winiarski, T., 2019. De l'intérêt de coupler méthodes géophysiques et carottages sédimentaires pour l'étude des sédiments fluviaux. *Tech. Sci. Méthodes* 11, 33–50.
- Vázquez-Tarrío, D., Tal, M., Camenen, B., Piégay, H., 2019. Effects of continuous embankments and successive run-of-the-river dams on bedload transport capacities along the Rhône River, France. *Sci. Total Environ.* 658, 1375–1389. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.109>
- Verstraeten, G., Prosser, I.P., 2008. Modelling the impact of land-use change and farm dam construction on hillslope sediment delivery to rivers at the regional scale. *Geomorphology* 98, 199–212. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.026>
- Vidal, J.-P., 2005. Assistance au calage de modèles numériques en hydraulique fluviale-Apports de l'intelligence artificielle.
- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., Syvitski, J.P.M., 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Glob. Planet. Change* 39, 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00023-7)
- Vosoughi, F., Rakhshandehroo, G., Nikoo, M.R., Sadegh, M., 2020. Experimental study and numerical verification of silted-up dam break. *J. Hydrol.* 590, 125267. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125267>
- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Glob. Planet. Change* 39, 111–126.
- Wang, X., Wei, Y., 2009. Numerical Simulation of Flood Routing in the Fluvial System, in: 2009 International Conference on Computational Intelligence and Software Engineering. IEEE, pp. 1–4.
- Wang, Z., Lin, K., Liu, X., 2022. Distribution and pollution risk assessment of heavy metals in the surface sediment of the intertidal zones of the Yellow River Estuary, China. *Mar. Pollut. Bull.* 174, 113286. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.113286>
- Ward, A.D., Haan, C.T., Barfield, B.J., 1977. performance of sediment detention structures, in: Proceedings International Symposium on Urban Hydrology, Hydraulics and Sediment Control.
- Warren, I.R., Bach, H., 1992. MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas. *Environ. Softw.* 7, 229–240.
- Wazne, M., Mermillod-Blondin, F., Vallier, M., Hervant, F., Dumet, A., Nel, H.A., Kukkola, A., Krause, S., Simon, L., 2023. Microplastics in Freshwater Sediments Impact the Role of a Main Bioturbator in Ecosystem Functioning. *Environ. Sci. Technol.* 57, 3042–3052.
- Weill, P., 2010. Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ. Université de Caen.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M.E., Buehler, H.A., Massengill, L.C., 2011. Alluvial facies distributions in continental

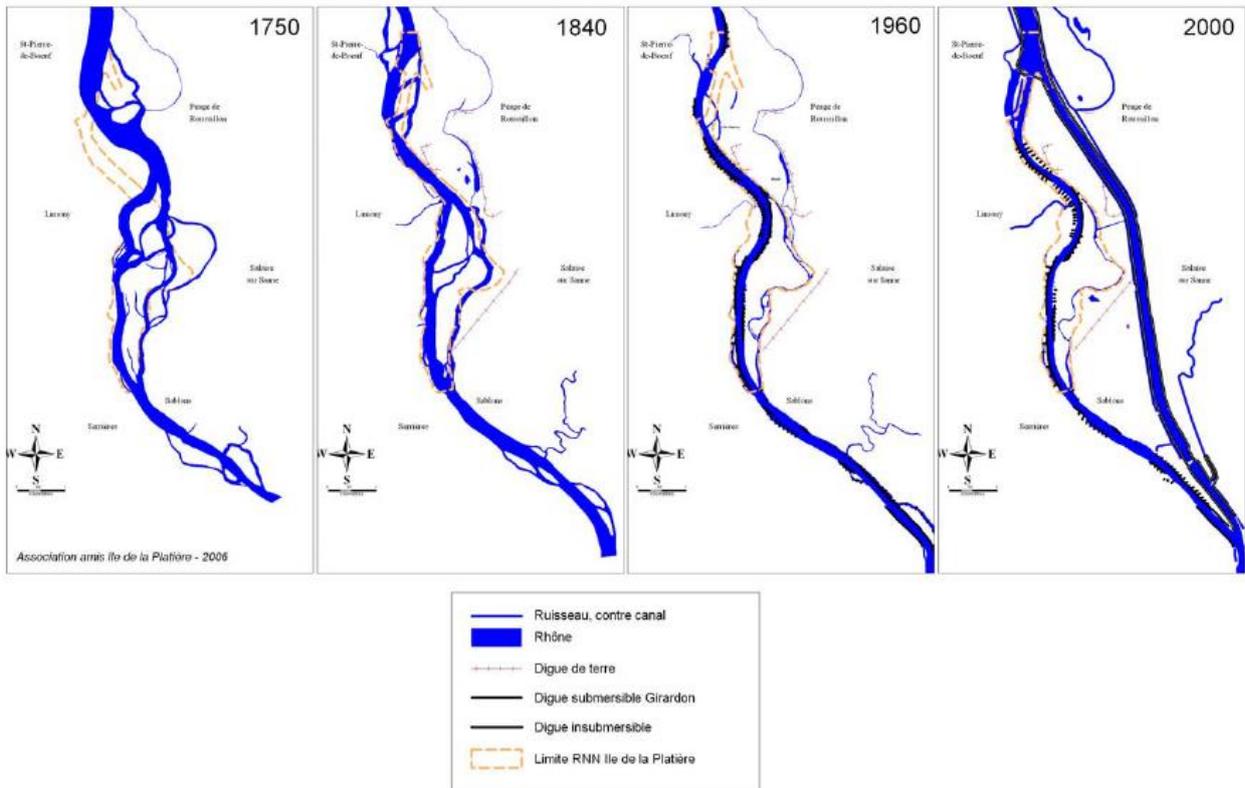
- sedimentary basins—distributive fluvial systems.
- Weit, A., Mourier, B., Fretaud, T., Winiarski, T., 2023. Combined usage of geophysical methods in continental water bodies, their benefits and challenging issues: A special focus on sediment deposits in dam reservoirs. *J. Appl. Geophys.* 213, 105036.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Whitehead, P.G., Jin, L., Macadam, I., Janes, T., Sarkar, S., Rodda, H.J.E., Sinha, R., Nicholls, R.J., 2018. Modelling impacts of climate change and socio-economic change on the Ganga, Brahmaputra, Meghna, Hooghly and Mahanadi river systems in India and Bangladesh. *Sci. Total Environ.* 636, 1362–1372. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.362>
- Wilson, B.N., Barfield, B.J., 1984. A Sediment Detention Pond Model Using CSTRS Mixing Theory. *Trans. ASAE* 27, 1339–1344. <https://doi.org/10.13031/2013.32968>
- Winiarski, T., Mourier, B., Roux, G., 2017. Programme OSR4 2015-2017. Action II. 2: Géophysique aquatique-Etude de faisabilité. CNRS UMR 5023-ENTPE LEHNA-IPE; EGEOS.
- Winiarski, T., Weit, A., Fretaud, T., Laplace, F., Mourier, B., 2022. Evaluation des stocks de sédiments fins au sein des retenues inhérentes aux barrages avant et après l'APAVER de mai 2021. OSR6| Axe A-Action A3. 2| Rapport scientifique final. ENTPE.
- Wisser, D., Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J., Schumann, A.H., 2010. Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1–24.
- Wollheim, W.M., Vörösmarty, C.J., Bouwman, A.F., Green, P., Harrison, J., Linder, E., Peterson, B.J., Seitzinger, S.P., Syvitski, J.P.M., 2008. Global N removal by freshwater aquatic systems using a spatially distributed, within-basin approach: FRAMES-N-GLOBAL AQUATIC N CYCLE. *Glob. Biogeochem. Cycles* 22, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GB002963>
- Wolman, M.G., 1967. Two problems involving river channel changes and background observations. *Quant. Geogr. Part II Phys. Cartogr. Top.* 67–107.
- Wu, X., Xiang, X., Chen, X., Zhang, X., Hua, W., 2018. Effects of cascade reservoir dams on the streamflow and sediment transport in the Wujiang River basin of the Yangtze River, China. *Inland Waters* 8, 216–228. <https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1457850>
- Xue, Z., Liu, J.P., Ge, Q., 2011. Changes in hydrology and sediment delivery of the Mekong River in the last 50 years: connection to damming, monsoon, and ENSO. *Earth Surf. Process. Landf.* 36, 296–308. <https://doi.org/10.1002/esp.2036>
- Yearke, L.W., 1971. River erosion due to channel relocation. *Civ. Eng.*
- Yuan, S., Quiring, S.M., Kalcic, M.M., Apostel, A.M., Evenson, G.R., Kujawa, H.A., 2020. Optimizing climate model selection for hydrological modeling: A case study in the Maumee River basin using the SWAT. *J. Hydrol.* 588, 125064. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125064>
- Zalasiewicz, J., Waters, C., Williams, M., Aldridge, D.C., Wilkinson, I.P., 2018. The stratigraphical signature of the Anthropocene in England and its wider context. *Proc. Geol. Assoc.* 129, 482–491. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2017.06.004>
- Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Ivar do Sul, J.A., Corcoran, P.L., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Edgeworth, M., Gałuszka, A., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J.R., Steffen, W., Summerhayes, C., Waprich, M., Williams, M., Wolfe, A.P., Yonah, Y., 2016. The geological cycle of plastics and their use as a stratigraphic indicator of the Anthropocene. *Anthropocene* 13, 4–17. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2016.01.002>

- Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagnreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., An, Z., Oreskes, N., 2015. When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quat. Int.* 383, 196–203. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.045>
- Zhang, B., Lerner, D.N., 2000. An integrated groundwater, pipe and open-channel flow model for simulation of aquifer-adit systems. *IAHS Publ.* 67–76.
- Zhang, H., Mizutani, H., Nakagawa, H., Kawaike, K., 2015. Euler–Lagrange model for local scour and grain size variation around a spur dyke. *Int. J. Multiph. Flow* 68, 59–70.
- Zhang, X., Sühling, R., Serodio, D., Bonnell, M., Sundin, N., Diamond, M.L., 2016. Novel flame retardants: Estimating the physical–chemical properties and environmental fate of 94 halogenated and organophosphate PBDE replacements. *Chemosphere* 144, 2401–2407.
- Zhou, Y., Jeppesen, E., Li, J., Zhang, Y., Zhang, X., Li, X., 2016. Impacts of Three Gorges Reservoir on the sedimentation regimes in the downstream-linked two largest Chinese freshwater lakes. *Sci. Rep.* 6, 35396. <https://doi.org/10.1038/srep35396>

Annexes



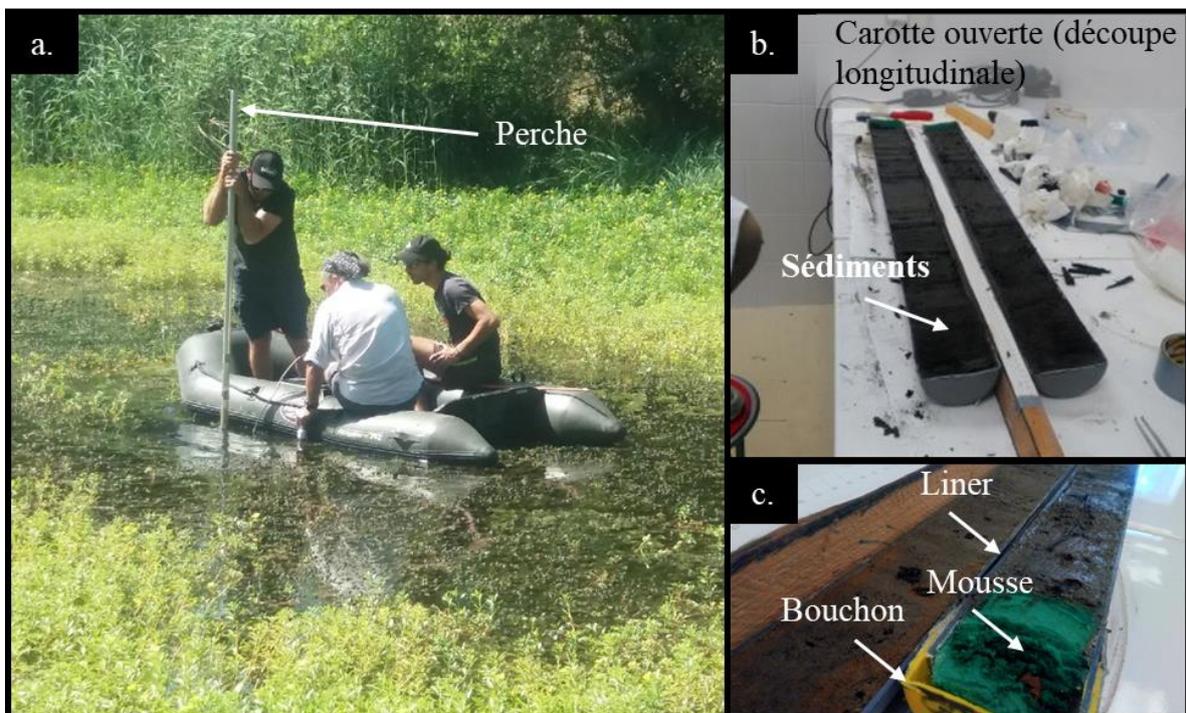
Annexe 1 : Coupe géologique ouest-est simplifiée du secteur de PDR selon Lalot (2014)



Annexe 2 : Evolution du cours du Rhône entre 1750 et 2000 dans la plaine alluviale de l'Ile de la Platière (Pont et al., 2008)



Annexe 3 : Photographie légendée du site Limony amont



Annexe 4 : Photos a. d'une mission de carottage et de l'ouverture des carottes b. PDR 1805 et c. PDR 1806

numéro de point	Dir_nord	Dir_est	Bathymétrie		Bathymétrie (moyenne)	Sédiments jusqu'au refus			sédiments (moyenne)
0	6472403,690626	838504,966800	0		0,00	29			29,00
1	6472404,097608	838512,352319	95	96	95,50	120,5	120		24,75
2	6472400,630780	838523,605819	100,5	101	100,75	/			0,00
3	6472400,542499	838532,127363	87	86	86,50	/			0,00
4	6472397,821797	838542,269521	50	51	50,50	/			0,00
5	6472392,874333	838556,149928	87	88	87,50	91	91		3,50
6	6472388,555602	838561,254439	132	133	132,50	138	139		6,00
7	6472383,963099	838570,991073	129	131	130,00	138	139		8,50
8	6472376,155227	838577,622220	96	97	96,50	103	106	108	9,17
9	6472367,623557	838580,925642	89	90	89,50		93	94	4,00
10	6472358,814363	838586,829478	69	70	69,50	/			0,00
11	6472349,434091	838592,463172	73	74	73,50	78	79		5,00
12	6472338,173418	838591,655605	56	56	56,00	76	75		19,50
13	6472330,316823	838597,064785	9		9,00	65			56,00
14	6472318,983623	838598,179839	46	46	46,00	49	50		3,50
15	6472309,058975	838598,789480	59	59	59,00	/			0,00
16	6472298,768180	838598,312719	10	11	10,50	34,5			24,00
17	6472288,910134	838598,295904	0		0,00	non mesuré - terrestre			0,00
18	6472276,110621	838593,861145	63	65	64,00	/			0,00
19	6472267,639111	838591,927052	70	71	70,50	/			0,00
20	6472258,948535	838588,846090	70	71	70,50	/			0,00
21			73	73	73,00	/			0,00
22	6472239,959644	838580,016279	86	87	86,50	/			0,00
23	6472231,632114	838570,862820	93	94	93,50	/			0,00
24	6472226,071193	838563,588548	34	35	34,50	/			0,00
25	6472221,082633	838555,149929	18		18,00	/			0,00
26	6472212,900313	838548,965144	107	108	107,50	/			0,00
27	6472201,137095	838542,652224	122	124	123,00	/			0,00
28	6472192,071024	838541,943433	123	124	123,50	/			0,00
29	6472183,296032	838541,040419	100	101	100,50	/			0,00
30	6472169,311375	838535,061552	79	80	79,50	/			0,00
31	6472160,225824	838543,541835	83	83	83,00	85	85		2,00
32	6472151,037948	838544,562879	71	73	72,00	83	83		11,00
33	6472140,390047	838548,299806	70	71	70,50	82	81		11,00
34	6472132,053513	838553,825910	67	67	67,00	79	80		12,50
35	6472125,102745	838563,511564	65	66	65,50	70	71		5,00
36	6472115,447378	838566,689515	89	89	89,00	/			0,00
37	6472104,816173	838567,661619	105	105	105,00	/			0,00
38	6472094,382388	838565,888621	124	123	123,50	217			93,50
39	6472087,816263	838565,665506	112		112,00	130,5			18,50
40	6472076,523221	838562,760316	111	112	111,50	125	126		14,00
41	6472066,148246	838559,887588	103	104	103,50	/			0,00
42	6472057,554891	838554,228188	48	49	48,50	/			0,00
43	6472050,122439	838548,894634	32		32,00	/			0,00
44	6472041,003152	838541,508195	35		35,00	/			0,00
45	6472029,521810	838532,534346	34	33	33,50	/			0,00
46	6472026,769422	838528,669642	32		32,00	/			0,00
47	6472019,484045	838521,107441	20		20,00	/			0,00
48	6472009,930760	838514,268024	36	35	35,50	/			0,00
49	6472003,944154	838506,972893	20		20,00	/			0,00
50	6471994,896886	838500,506248	16		16,00	/			0,00
51	6471988,157560	838494,606037	38	39	38,50	/			0,00
52	6471979,647730	838489,219824	54		54,00	56			2,00
53	6471969,438004	838483,337325	49	50	49,50	56			6,50
54	6471962,482570	838478,809085	39	40	39,50	60	61		21,00
55	6471955,587958	838470,758196	44	45	44,50	58	59		14,00
56	6471944,516952	838465,164453	55	56	55,50	95	90	96	38,17
57	6471938,350154	838457,566192	60	61	60,50	69	68		8,00
58	6471930,564836	838450,913677	79	80	79,50	101	103		22,50
59	6471920,786454	838445,470817	79	80	79,50	/			0,00

numéro de point	Dir_nord	Dir_est	Bathymétrie			Bathymétrie (moyenne)	Sédiments jusqu'au refus			sédiments (moyenne)
60	6471911,450197	838438,787373	87	88		87,50	/			0,00
61	6471902,913026	838431,912955	93	94		93,50	98	101		6,00
62	6471891,987553	838428,332587	79			79,00	97	98		18,50
63	6471885,611007	838425,631357	60	60	61	60,33	110			49,67
64	6471875,738914	838418,081373	77	78		77,50	104	105		27,00
65	6471867,875838	838415,816253	30	31		30,50	85,5			55,00
66	6471858,938399	838413,364385	26			26,00	93			67,00
67	6471849,359168	838407,440563	17			17,00	109			92,00
68	6471840,136144	838405,160951	20			20,00	119			99,00
69	6471832,387586	838401,752350	30			30,00	127			97,00
70	6471823,064047	838397,315539	25			25,00	136			111,00
71	6471814,349373	838393,188424	45			45,00	137			92,00
72	6471804,814956	838389,920657	56			56,00	135			79,00
73	6471795,113164	838386,947077	98			98,00	145			47,00
74	6471785,594056	838383,090233	90			90,00	160			70,00
75	6471774,323926	838381,110080	80			80,00	151			71,00
76	6471764,016719	838379,494908	77			77,00	155			78,00
77	6471754,949568	838377,166776	75			75,00	155			80,00
78	6471743,309686	838373,713978	77			77,00	158			81,00
79	6471734,407279	838372,039249	82			82,00	176			94,00
80	6471724,651625	838367,823043	81			81,00	190			109,00
81	6471716,216677	838364,076142	82			82,00	198			116,00
82	6471704,313658	838360,913205	82			82,00	154			72,00
83	6471695,896729	838357,327205	83			83,00	139			56,00
84	6471686,368656	838355,426195	76			76,00	154			78,00
85	6471676,274584	838349,537250	70			70,00	192			122,00
86	6471667,447255	838343,877981	75			75,00	173			98,00
87	6471657,674830	838340,275916	86			86,00	163			77,00
88	6471648,000910	838336,763966	95			95,00	188			93,00

Annexe 5 : Points et coordonnées des sondages à la perche réalisés sur la lône de l'Ilon

numéro de point	Dir_nord	Dir_est	Bathymétrie	Sédiments jusqu'au refus		Sédiments (moyenne)
1	6473812,096277	838131,574834	99	103	104	103,5
2	6473800,010193	838124,451974	105	105		105
3	6473793,271327	838120,735005	101	101		101
4	6473781,582752	838115,465897	53	100		100
5	6473774,390309	838111,233081	79	132,5		132,5
6	6473765,687154	838105,252099	89	89		89
7	6473757,158627	838099,366790	67	88		88
8	6473746,987157	838095,644717	74	80		80
9	6473742,226167	838086,734337	87	116		116
10	6473727,773111	838077,525779	74	120		120
11	6473718,257958	838068,512673	170	173		173
12	6473710,221563	838059,232773	163	163		163
13	6473705,567114	838049,362293	190	227		227
14	6473696,480739	838042,103932	145	159		159
A	6473216,392126	837852,127172	0	133		133
B	6473236,093108	837841,311280	0	66,7		66,7
C	6473238,329663	837839,472618	0	62		62
D	6473256,924996	837834,566222	0	71		71
E	6473429,147370	837826,916415	0	122		122
F	6473446,736728	837845,661185	0	48		48
G	6473477,172320	837862,815031	0	76		76
H	6473500,192321	837884,009402	0	0-44 limons	44-108 sable	108
I	6473528,076388	837896,789127	0	0-56 limons	56-62 sableux	62

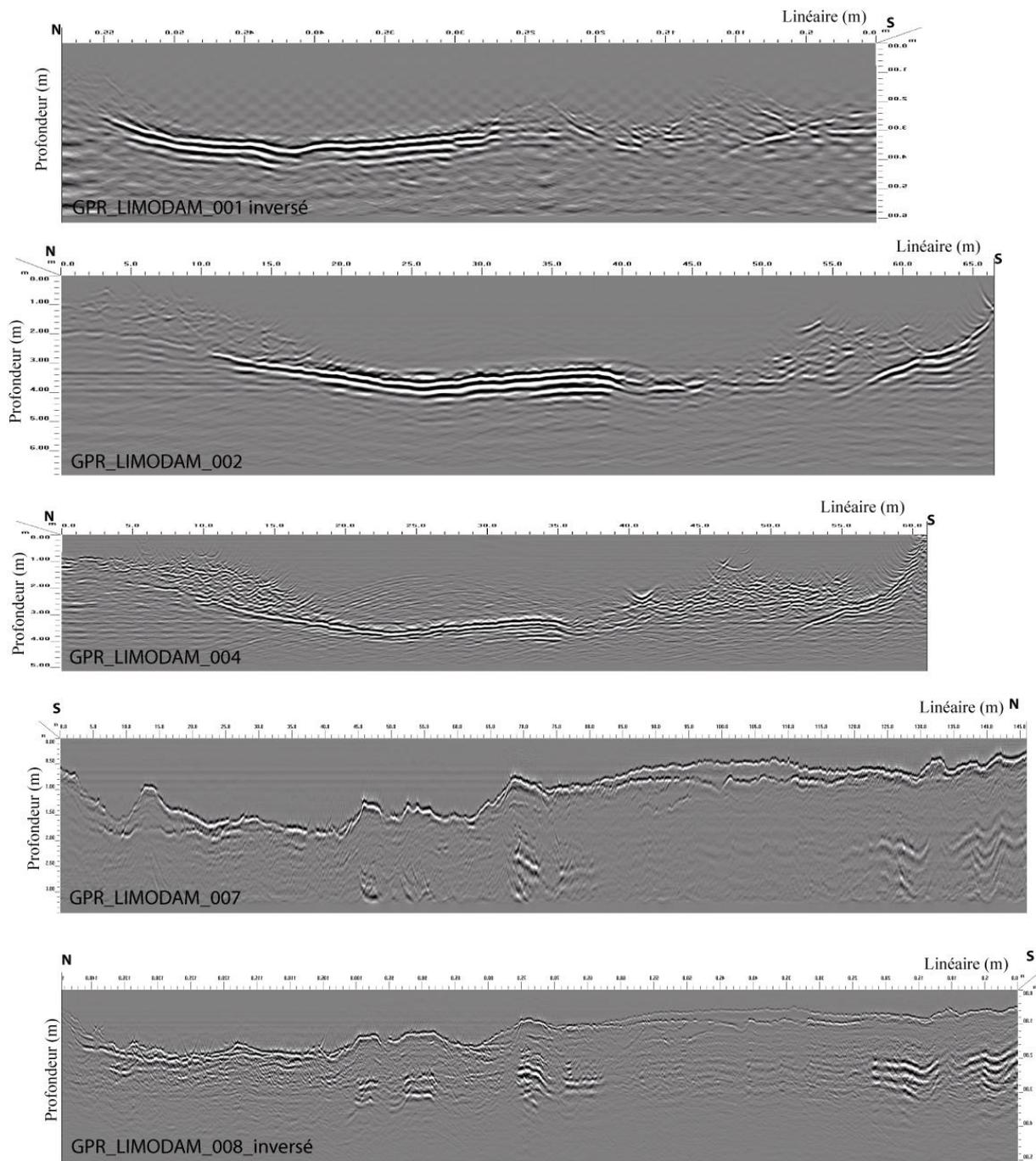
Annexe 6 : Points et coordonnées des sondages à la perche sur le bras secondaire de Limony

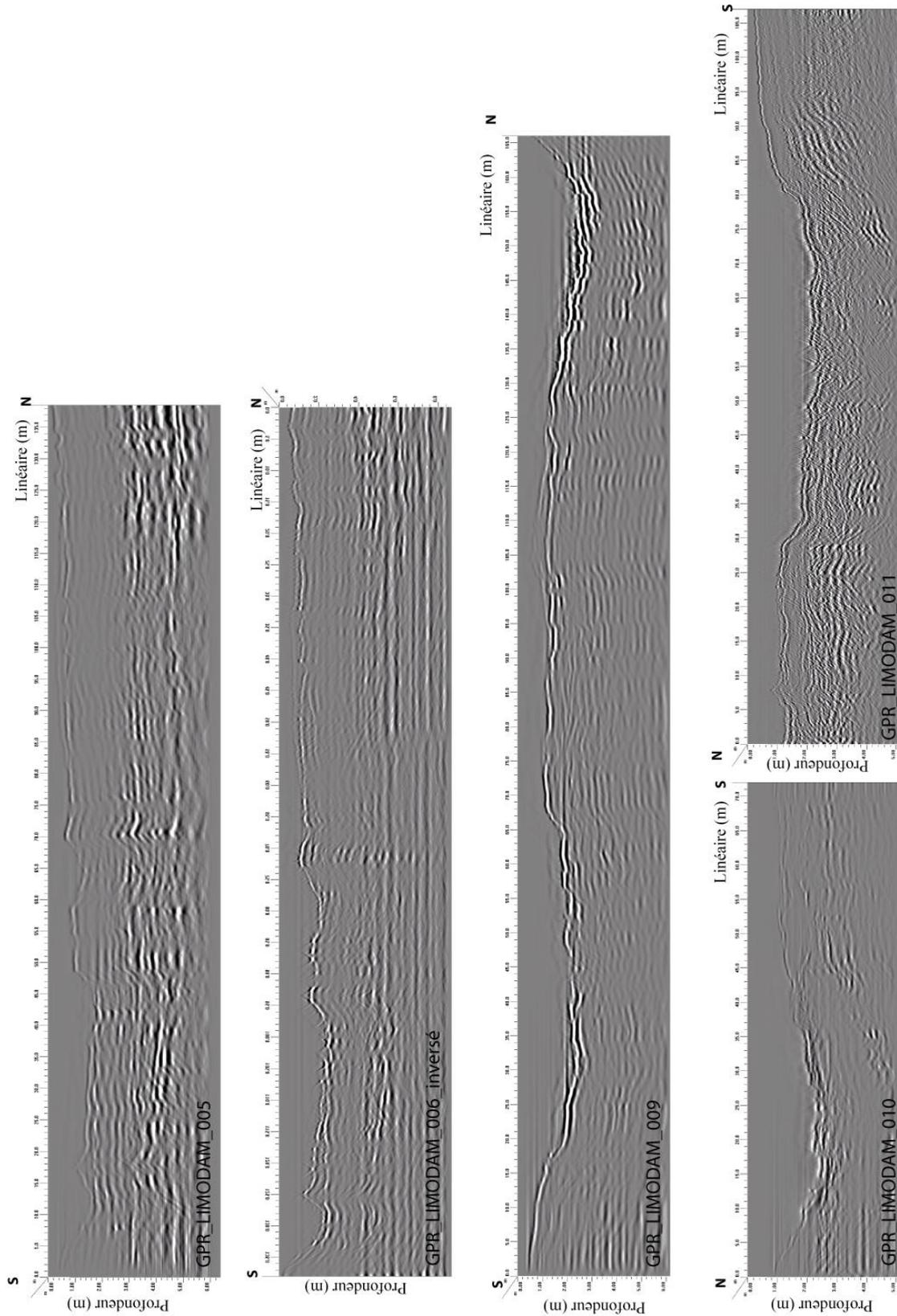
Pm	Epaisseur sondée (cm)	Appréciation granulométrique
-76	47	Dominance sableuse
-68	53,5	Dominance limoneuse
-54	0	Galets à la surface
-46	21	Limono-sableux
-35	6	Sablo-limoneux
-25	29	Dominance d'Argile et MO Présence de limons et sables
20	3	Argiles + MO dominants
31	0	Galets à la surface

Annexe 7 : Appréciation de la granulométrie des sédiments de surface sur certains des points sondés à Limony

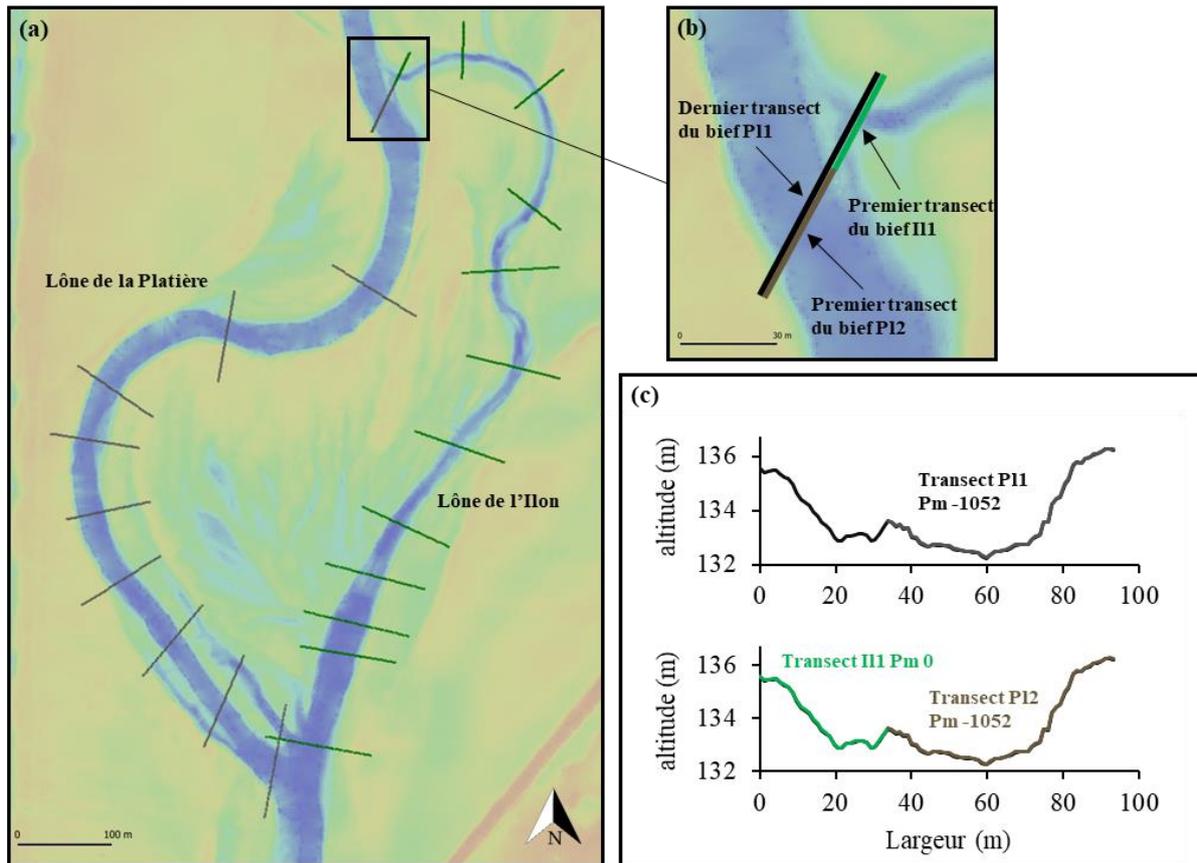
Site	Epaisseur sondées (cm)		
	Février 2021 (pose)	Mars 2021	Juillet 2022
Limony aval (Pm 602)	0/0/0/0	0/0/0,3/0	3,6/4,1/2,7/3,3
Limony aval (Pm 637)	0/0/0/0/0	0,2/0/0/0,2/0	3,1/2,2/3,1/2/2,3
Ilon médian	0/0/0/0/0	-/-/-/-/-	-/-/-/-/-
Ilon aval	0/0/0/0/0	-/-/-/-/-	-/-/-/-/-

Annexe 8 : Epaisseur du dépôt de sédiments mesuré par les perches permanentes





Annexe 9 : Profils GPR traités et non interprétés issus de la campagne de 2021 sur les îlons de Limony et l'Ilon



Annexe 10 : **(a)** Fond de carte MNT et transects transversaux représentant la géométrie des lônes de la Platière et de l'Ilon. **(b)** Zoom sur la diffuence entre les deux lônes et **(c)** représentation des profils transversaux correspondants



Annexe 11 : Planche photographique de la réalisation de la campagne aDcp sur les bras secondaires avec (a) le site de Limony aval et le seuil aval submergé, le site de l'Ilon (b) lors de la crue de mai et (e) en période d'étiage, (c) le site de Limony amont et (d) un zoom sur l'installation comprenant une petite poulie

Zone	Type de lit	Carotte	D ₉₀ en surface (m)	K _{p, m}
B3 (Limony aval)	Lit mineur	PDR 1807	0,193	34,202
B3 (Limony aval)	Lit mineur	PDR 1806	0,179	34,634
IL1 (Ilon)	Lit mineur	PDR 1805	0,141	36,039
IL1 (Ilon)	Lit mineur	PDR 1802	0,138	36,168

Annexe 12 : Première estimation du paramètre K_{p, m}

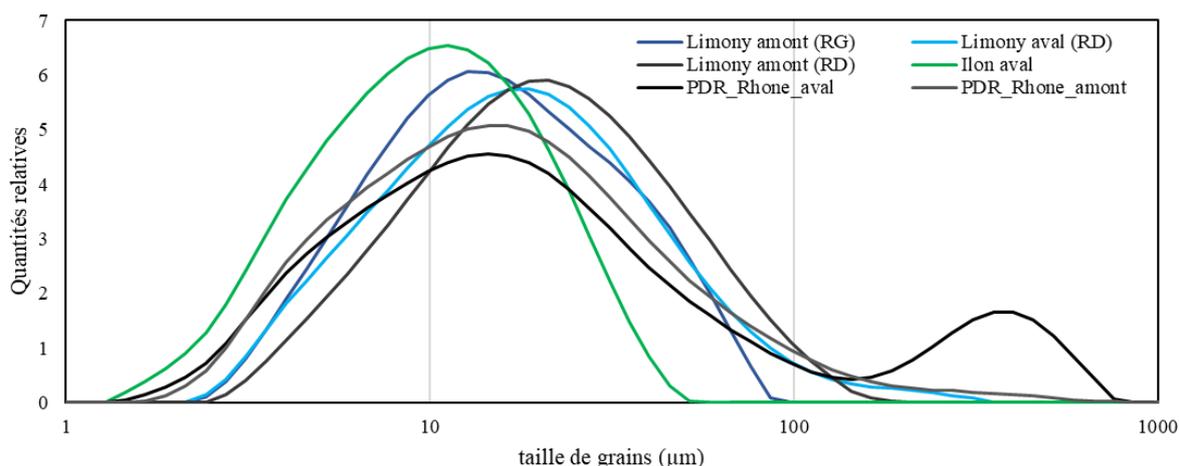
Débit	Q _{ternay} (m3.s-1)	Q _{Vieux- Rhône}	Q _{Ilon}	Z _{Ilon}	V _{Ilon}	Q _{Limony Aval}	Z _{Limony aval}	V _{Limony aval}	Q _{Limony Amont}	Z _{Limony amont}	V _{Limony amont}
aDcp	3100	1500	10,0183	134,38	0,403	2,0575	135,1613	0,0537	1,5457	135,351	0,1341
Q ₅	3900	2299	28,1273	135,5147	0,4899	15,9842	136,3827	0,2434	8,4862	136,5985	0,2956
Q ₁₀	4440	2840	47,8051	136,2092	0,4147	31,5911	137,1024	0,3561	15,2369	137,3574	0,3472
Q ₁₀₀	5510	3910	96,5193	137,5205	0,3918	67,1208	138,395	0,5061	33,8059	138,6692	0,3759

Annexe 13 : Débits (Q en m3.s-1), hauteurs d'eau (Z en m) et vitesses (v en m.s-1) simulés pour les crues remarquables

Limony aval bief B3	Coordonnées X Y peu fiables		
	X	Y	Z
Chenal 2	837885,1532	6473316,173	133,1697667
buse aval 2	837886,2458	6473319,039	133,3999667
digue	837886,688	6473319,785	134,9774667
digue	837887,9333	6473321,755	134,9772667
entrée buse 2	837888,5729	6473322,536	133,5225667
buse amont 2	837889,1859	6473323,044	133,5843667
point bas	837890,2294	6473324,647	132,8651667
chenal aval 1	837876,1883	6473323,167	133,4832667
buse aval 1	837876,6698	6473325,747	133,5668667
digue	837877,8391	6473326,081	135,0352667
digue	837879,5011	6473327,798	135,0312667
buse amont 1	837880,1607	6473328,803	133,5378667
buse amont 1	837880,3961	6473329,393	133,5778667
point bas	837882,8373	6473330,703	132,4091667
Transect 3	837881,5831	6473366,45	132,1885667
Transect 3	837885,6762	6473366,218	131,9533667
Transect 3	837888,8987	6473366,643	132,4563667
Transect 2	837878,6945	6473362,511	132,5245667
Transect 2	837882,9382	6473361,712	132,2859667
Transect 2	837885,9985	6473361,422	132,3003667
Transect 2	837888,129	6473361,596	132,4576667
Transect 1	837877,8293	6473350,431	132,3259667
Transect 1	837881,7081	6473349,638	132,3401667
Transect 1	837883,8383	6473349,565	132,1710667
PC5	837906,0601	6473312,231	135,1451667
PC4	837881,2075	6473326,407	135,0052667
PC3	837895,2956	6473309,103	134,8535667
PC2	837865,5008	6473323,594	134,5452667
PC1	837849,2937	6473344,524	135,5222667
Limony amont, digue bief B3			
amont digue	838035,2857	6473696,779	134,1116667
digue	838034,1335	6473695,827	134,4774667
digue	838030,7636	6473694,089	134,6639667
digue	838028,9121	6473692,352	133,7962667
aval digue	838024,2846	6473687,976	132,9543667
transect aval digue	838011,2801	6473670,894	133,5493667
transect aval digue	838008,5383	6473673,959	133,5251667
transect aval digue	838005,8509	6473676,439	133,2500667
transect aval digue	838003,7364	6473678,399	133,0594667
pc10	838009,6014	6473678,9	133,1751667
pc9	838042,9894	6473650,179	136,6956667
pc8	838022,1018	6473651,591	136,6658667
pc7	838040,8347	6473666,616	136,6704667

transect amont digue	838074,0069	6473725,08	133,4970667
transect amont digue	838074,863	6473724,488	133,3244667
transect amont digue	838075,5774	6473723,686	133,3290667
transect amont digue	838076,6205	6473723,045	133,5030667
transect amont digue	838077,791	6473721,84	134,2176667
Limony diffluence bief B2			
enrochement	838319,2004	6473799,134	135,313675
transect	838311,8388	6473791,385	136,513775
transect	838313,8396	6473795,065	135,861075
transect	838316,1741	6473799,334	135,465075
transect	838316,4368	6473801,283	134,937975
transect	838318,0986	6473805,182	134,997975
transect	838319,0231	6473807,149	135,297875
transect	838319,8912	6473808,431	135,639475
pc 14	838340,8925	6473818,328	133,955375
pc 13	838327,6148	6473780,047	134,346975
pc 12	838339,0283	6473791,146	133,938075
pc 11	838338,0753	6473804,423	134,490575
Limony diffluence bief B1			
entrée lone	838374,7692	6474383,945	135,7430667
entrée lone	838374,3863	6474381,792	135,2049667
entrée lone	838375,3862	6474379,248	134,9224667
entrée lone	838375,7547	6474377,233	134,9762667
entrée lone	838376,1795	6474374,283	135,4231667
entrée lone	838376,4615	6474371,789	136,0176667
pc 18	838408,7925	6474373,278	135,1916667
pc 17	838415,4863	6474408,459	133,8217667
pc 16	838395,4192	6474414,43	134,4843667
pc 15	838388,4958	6474406,47	135,0458667
transect digue	838389,271	6474396,806	135,353
transect digue	838391,748	6474392,699	135,173
transect digue	838393,998	6474388,746	135,284
transect digue	838396,148	6474385,409	135,339
Ilon bief III			
chenal passage à guet	838398,752	6471827,209	131,896
Transect 1 aval	838386,339	6471821,243	131,981
Transect 1 aval	838388,87	6471820,229	131,801
Transect 1 aval	838393,013	6471819,122	131,869
Transect 1 aval	838399,37	6471817,467	131,877
Transect 2 amont	838411,521	6471865,728	132,516
Transect 2 amont	838413,816	6471865,594	132,158
Transect 2 amont	838415,612	6471864,412	132,14
Transect 2 amont	838416,904	6471864,192	132,484
Transect 2 amont	838421,27	6471863,747	132,747
Transect 3 amont	838425,004	6471873,211	132,193
Transect 3 amont	838423,455	6471873,668	131,854
Transect 3 amont	838422,001	6471874,458	131,721
Transect 3 amont	838421,042	6471874,94	131,571
Transect 3 amont	838419,669	6471875,507	131,467
Transect 3 amont	838417,824	6471876,56	131,564
Transect 3 amont	838415,761	6471877,254	131,749
Transect 3 amont	838414,47	6471877,607	132,139

Annexe 14 : Points cotés relevés sur les bras secondaires de Limony et l'Ilon à l'aide d'un tachéomètre couplé à un GPS



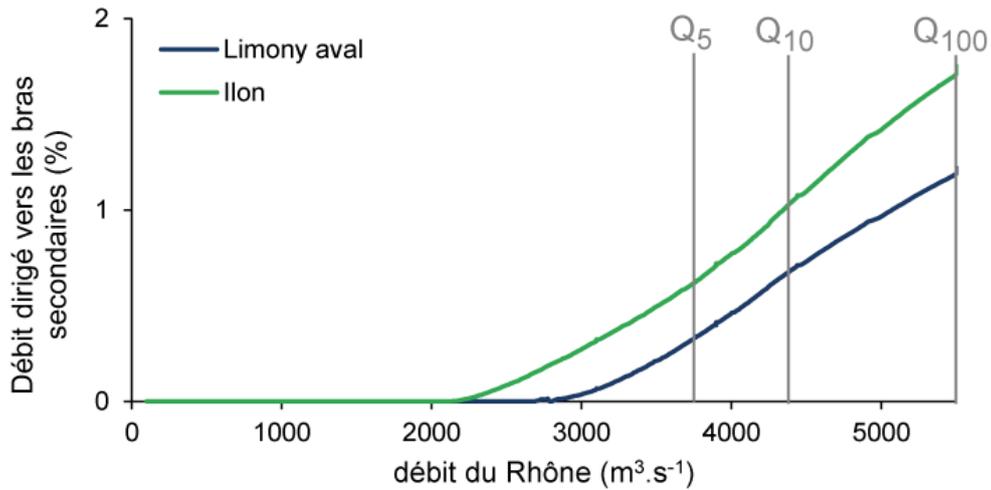
Annexe 15 : Répartition granulométrique des MES des échantillons liquides issus de la crue de mai 2021 sur le secteur de PDR

Paramètres	Valeurs
Durée simulée	14 115 jours 1 219 536 000 secondes
Pas de temps	20 secondes
Pas d'espace des bras secondaires	25 mètres
Temps de calcul	31h33 (sur 6 CPU)
Code utilisé	Mage8_as7
Système d'exploitation	Linux (Ubuntu20.04 WSL)
Nombre de pas de temps	42 461 914
Nombre total d'itération (résolutions successives des équations)	90 558 780
Pas de temps d'enregistrement des résultats	7 200 secondes
Nombre de valeurs de débit (points par courbe)	169 380

Annexe 16 : Paramètres caractéristiques de la simulation hydraulique sur la période 1980-2018

Paramètres	Valeurs
Pas de temps moyen	10,6 secondes
Pas de temps min	1 secondes
Pas de temps max	74,7 secondes
Temps de calcul	31h26 (sur 6 CPU)
Code utilisé	Adis-TS (V 2022)
Système d'exploitation	Linux (Ubuntu20.04 WSL)
Nombre de pas de temps	115 351 483
Pas de temps d'enregistrement des résultats	3 600 secondes
Nombre de valeurs par classe de grains (points par courbe)	338 762

Annexe 17 : Paramètres caractéristiques de la simulation hydrosédimentaire sur la période 1977-2018



Annexe 18 : Pourcentage du débit du Rhône s'écoulant dans les bras secondaires de PDR

Bief	Pm	Epaisseur de sédiments (m)	Bief	Pm	Epaisseur de sédiments (m)
Ilon	828	0,135	Limony amont	-546	0,00015
	808	0,14		-590	0,0005
	788	0,145		-635	0,000015
	768	0,15		-665	0,00001
	729	0,15		-688	0,000015
	673	0,12	21	0,000035	
	601	0,07	32	0,000035	
	548	0,025	55	0,00004	
	528	0,005	87	0,0006	
	504	0,002	137	0,0006	
	448	0,001	162	0,0007	
	406	0,001	187	0,00065	
	318	0,001	212	0,00055	
	257	0,0011	235	0,0002	
	217	0,001	259	0,00025	
	131	0,00055	280	0,00025	
	88	0,00115	307	0,0002	
66	0,0014	330	0,0002		
Limony amont	-24	0,0011	Limony aval	338	0,0002
	-34	0,0011		354	0,0002
	-53	0,0009		373	0,00035
	-67	0,0009		399	0,00065
	-82	0,00025		402	0,00065
	-153	0,0009		426	0,0003
	-194	0,0009		440	0,00055
	-219	0,0008		449	0,00055
	-270	0,00085		480	0,00025
	-296	0,0008		498	0,00025
	-347	0,000275		523	0,0002
	-407	0,0002		548	0,00025
-464	0,00004	578	0,00025		
-491	0,00004	598	0,0007		

Annexe 19 : Epaisseur des dépôts de sédiments simulés sur la période 1977-1980

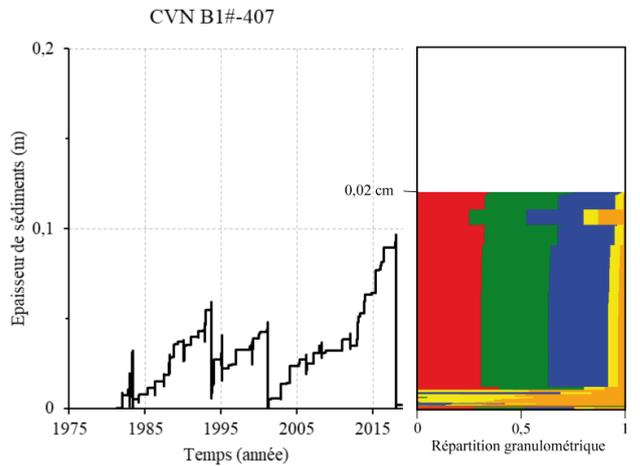
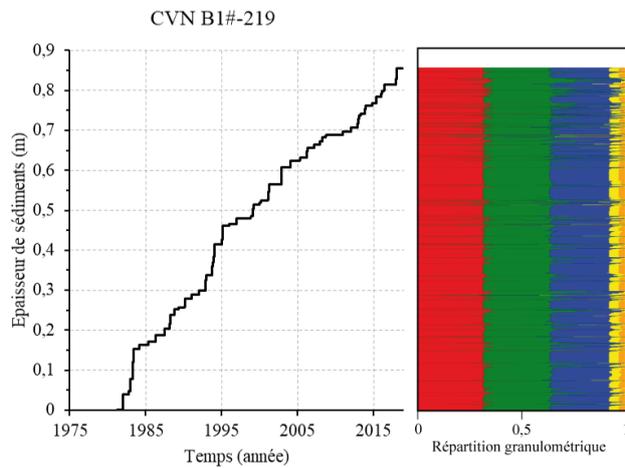
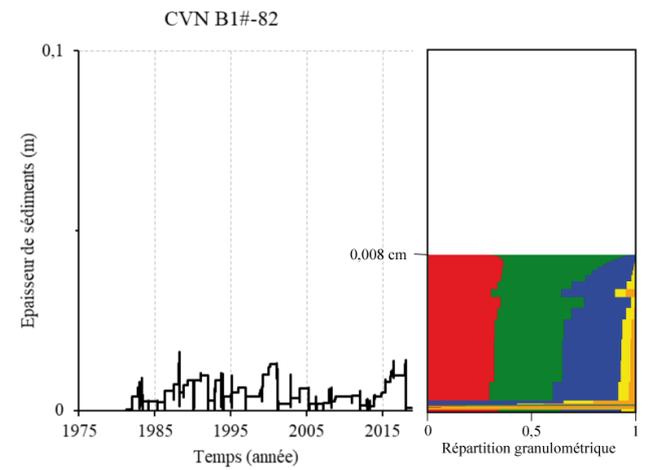
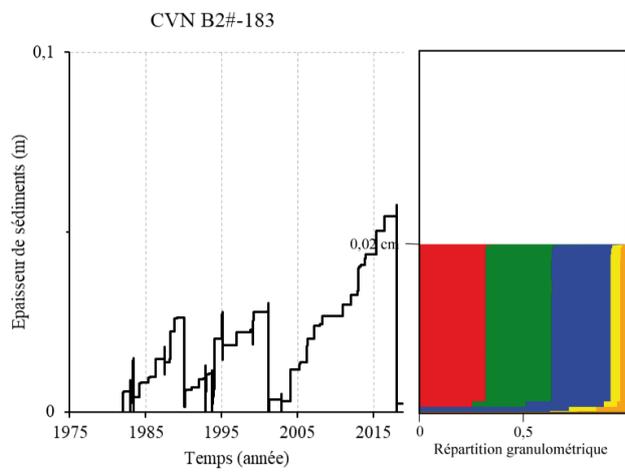
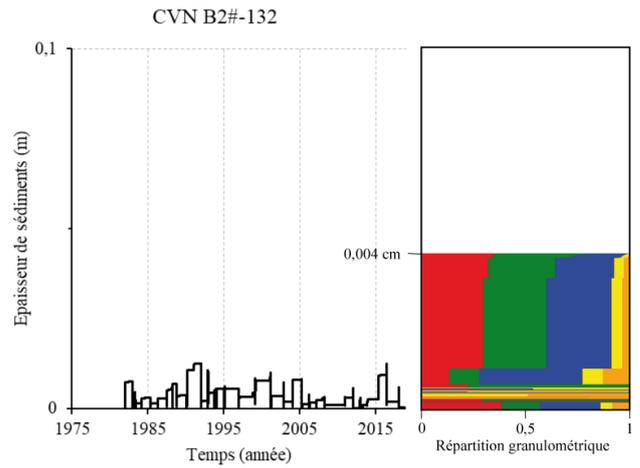
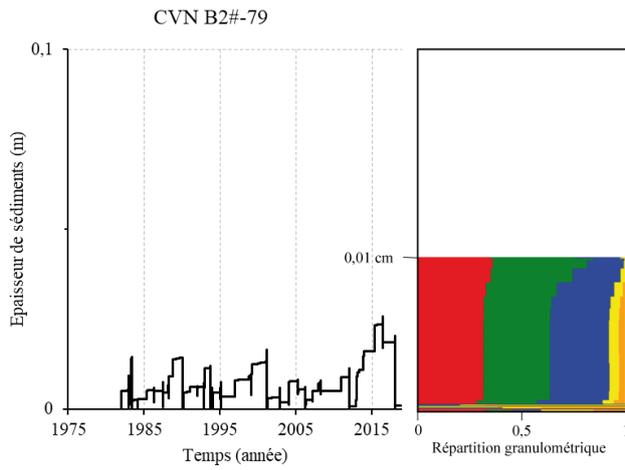
temps (JJ/MM/AA_hh:mm)	Limony amont			Limony aval			commentaires
	débit (m3/s)	vitesse (m/s)	hauteur d'eau (mNGF)	débit (m3/s)	vitesse (m/s)	hauteur d'eau (mNGF)	
12/2/90 0:00	0,000	0,000	134,384	0,000	0,000	133,550	Paramètres en régime hors crues
12/2/90 2:00	0,000	0,000	134,384	0,000	0,000	133,550	
12/2/90 4:00	0,000	0,000	134,384	0,000	0,000	133,550	
12/2/90 6:00	0,000	0,000	134,385	0,000	0,000	133,550	
12/2/90 8:00	0,000	0,000	134,386	0,000	0,000	133,550	
12/2/90 10:00	0,000	0,000	134,387	0,000	0,000	133,550	
12/2/90 12:00	0,000	0,000	134,387	0,000	0,000	133,550	Alimentation par l'aval (vitesses et débits négatifs à l'aval)
12/2/90 14:00	0,000	0,000	134,388	-0,054	-0,004	133,561	
12/2/90 16:00	0,000	0,000	134,389	-0,516	-0,028	133,955	
12/2/90 18:00	0,000	0,000	134,389	-0,649	-0,029	134,238	
12/2/90 20:00	0,002	0,001	134,454	-0,529	-0,020	134,462	montée de crue sur les deux sites
12/2/90 22:00	0,347	0,064	134,838	0,228	0,008	134,695	
13/2/90 0:00	0,792	0,096	135,084	0,140	0,004	134,946	
13/2/90 2:00	1,293	0,123	135,272	1,439	0,039	135,087	
13/2/90 4:00	1,809	0,145	135,423	2,658	0,067	135,231	
13/2/90 6:00	2,359	0,166	135,557	3,438	0,082	135,359	
13/2/90 8:00	2,886	0,183	135,678	4,413	0,099	135,485	
13/2/90 10:00	3,512	0,201	135,802	5,670	0,121	135,605	
13/2/90 12:00	3,909	0,211	135,881	6,346	0,130	135,687	
13/2/90 14:00	4,440	0,224	135,976	7,269	0,143	135,780	
13/2/90 16:00	5,082	0,237	136,092	8,548	0,159	135,899	
13/2/90 18:00	5,957	0,254	136,228	10,347	0,182	136,033	
13/2/90 20:00	6,835	0,271	136,353	12,198	0,204	136,152	
13/2/90 22:00	7,527	0,283	136,450	13,673	0,220	136,243	
14/2/90 0:00	8,198	0,293	136,550	15,114	0,235	136,334	
14/2/90 2:00	9,166	0,303	136,678	17,276	0,256	136,453	
14/2/90 4:00	9,742	0,309	136,756	18,812	0,269	136,528	
14/2/90 6:00	10,115	0,313	136,803	19,783	0,278	136,572	
14/2/90 8:00	10,424	0,317	136,838	20,447	0,283	136,605	
14/2/90 10:00	10,746	0,321	136,875	21,149	0,288	136,640	
14/2/90 12:00	11,057	0,325	136,910	21,826	0,293	136,673	
14/2/90 14:00	11,379	0,328	136,947	22,624	0,299	136,707	
14/2/90 16:00	11,731	0,332	136,984	23,370	0,304	136,743	
14/2/90 18:00	12,030	0,335	137,016	24,057	0,309	136,774	
14/2/90 20:00	12,368	0,338	137,053	24,867	0,315	136,809	
14/2/90 22:00	12,699	0,340	137,088	25,564	0,319	136,843	
15/2/90 0:00	13,008	0,342	137,123	26,306	0,324	136,875	décru progressive
15/2/90 2:00	13,279	0,343	137,153	27,018	0,329	136,904	
15/2/90 4:00	13,340	0,342	137,161	27,217	0,331	136,912	
15/2/90 6:00	13,210	0,342	137,149	26,965	0,329	136,900	
15/2/90 8:00	13,012	0,341	137,129	26,531	0,326	136,881	
15/2/90 10:00	12,818	0,340	137,108	26,093	0,324	136,861	
15/2/90 12:00	12,614	0,339	137,085	25,594	0,320	136,840	
15/2/90 14:00	12,406	0,338	137,062	25,138	0,317	136,819	
15/2/90 16:00	12,209	0,336	137,040	24,616	0,313	136,798	
15/2/90 18:00	12,003	0,334	137,018	24,188	0,311	136,778	
15/2/90 20:00	11,795	0,332	136,996	23,688	0,307	136,756	
15/2/90 22:00	11,586	0,330	136,973	23,233	0,304	136,735	
16/2/90 0:00	11,389	0,328	136,952	22,794	0,301	136,714	
16/2/90 2:00	11,156	0,325	136,928	22,280	0,297	136,690	
16/2/90 4:00	10,750	0,320	136,883	21,445	0,291	136,649	
16/2/90 6:00	10,247	0,314	136,826	20,337	0,282	136,596	
16/2/90 8:00	9,751	0,308	136,767	19,191	0,273	136,541	
16/2/90 10:00	9,278	0,302	136,708	18,093	0,264	136,485	
16/2/90 12:00	8,794	0,296	136,646	16,969	0,254	136,426	
16/2/90 14:00	8,350	0,293	136,583	15,934	0,244	136,368	
16/2/90 16:00	7,921	0,287	136,522	14,950	0,235	136,309	
16/2/90 18:00	7,497	0,281	136,457	14,003	0,225	136,251	
16/2/90 20:00	7,048	0,273	136,395	13,066	0,215	136,193	
16/2/90 22:00	6,586	0,265	136,330	12,090	0,204	136,132	
17/2/90 0:00	6,143	0,256	136,267	11,185	0,194	136,072	
17/2/90 2:00	5,721	0,248	136,204	10,340	0,184	136,012	
17/2/90 4:00	5,335	0,240	136,144	9,514	0,173	135,952	
17/2/90 6:00	4,981	0,233	136,083	8,768	0,164	135,891	
17/2/90 8:00	4,645	0,227	136,022	8,058	0,155	135,827	
17/2/90 10:00	4,302	0,219	135,959	7,455	0,148	135,762	
17/2/90 12:00	3,938	0,211	135,893	6,745	0,137	135,699	
17/2/90 14:00	3,614	0,203	135,828	6,064	0,128	135,636	
17/2/90 16:00	3,288	0,194	135,767	5,457	0,118	135,574	
17/2/90 18:00	2,961	0,184	135,699	5,030	0,112	135,502	
17/2/90 20:00	2,729	0,178	135,647	4,791	0,109	135,444	

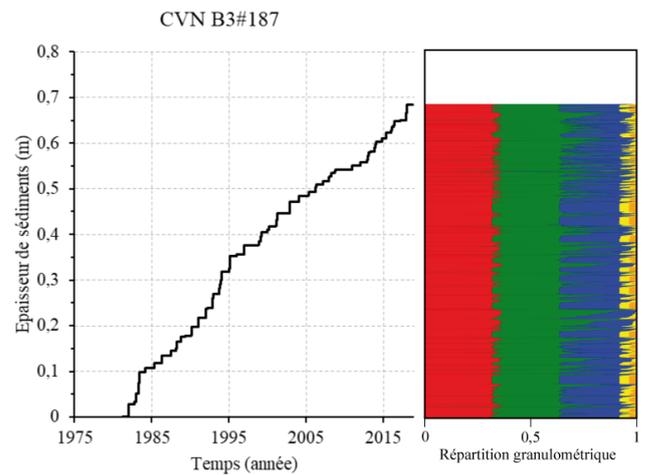
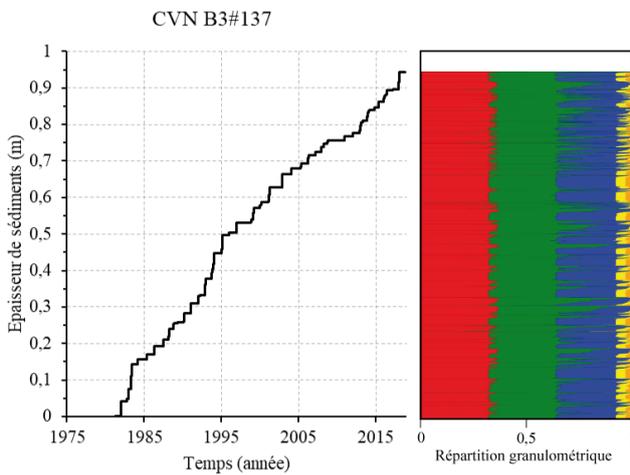
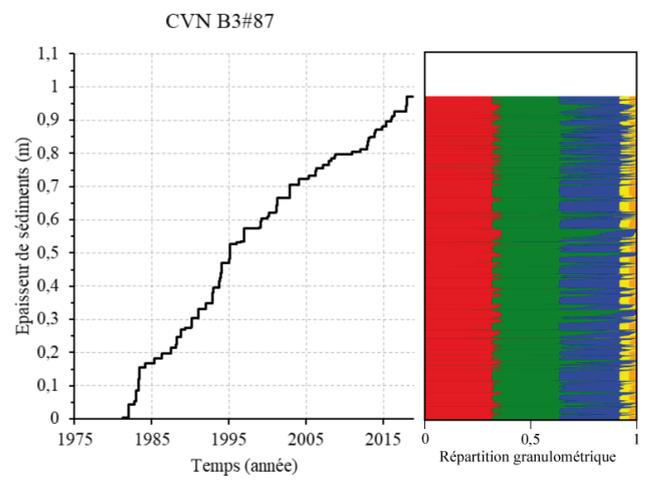
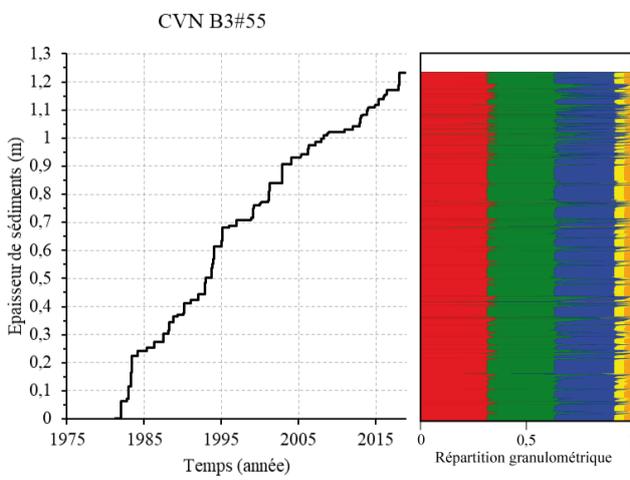
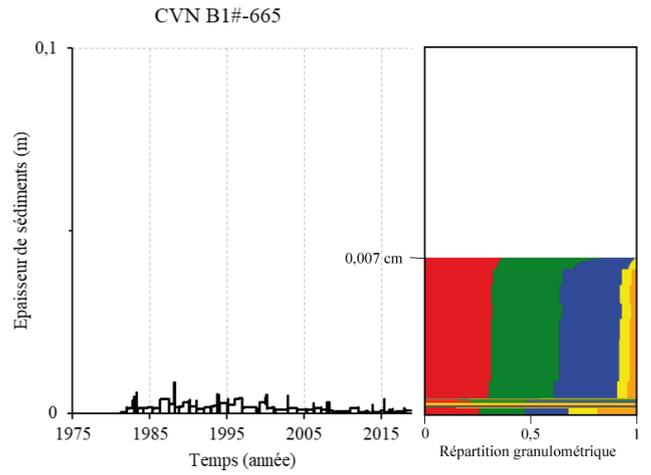
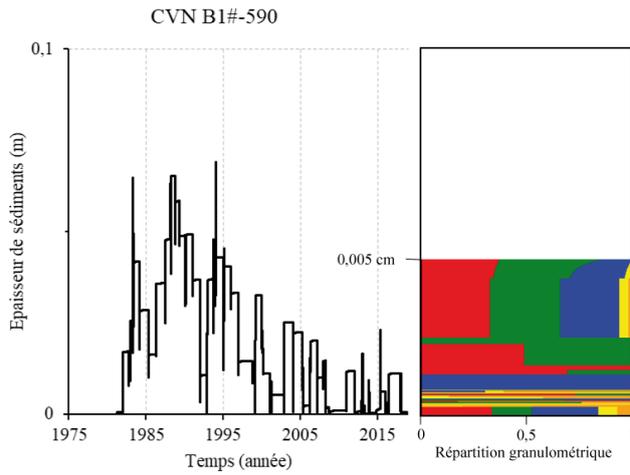
17/2/90 22:00	2,406	0,167	135,575	3,900	0,092	135,378	
18/2/90 0:00	2,128	0,157	135,509	3,070	0,074	135,321	
18/2/90 2:00	1,875	0,147	135,444	2,622	0,065	135,259	
18/2/90 4:00	1,708	0,141	135,398	2,307	0,059	135,215	
18/2/90 6:00	1,548	0,134	135,353	2,290	0,060	135,163	
18/2/90 8:00	1,362	0,125	135,299	1,879	0,050	135,110	
18/2/90 10:00	1,235	0,120	135,256	1,632	0,045	135,071	
18/2/90 12:00	1,112	0,114	135,212	1,439	0,040	135,027	
18/2/90 14:00	0,988	0,107	135,165	1,255	0,036	134,983	
18/2/90 16:00	0,872	0,101	135,120	1,099	0,032	134,940	
18/2/90 18:00	0,766	0,094	135,075	0,963	0,029	134,896	
18/2/90 20:00	0,667	0,088	135,030	0,827	0,025	134,854	
18/2/90 22:00	0,574	0,082	134,984	0,702	0,022	134,810	décru progressive
19/2/90 0:00	0,487	0,075	134,937	0,562	0,018	134,764	
19/2/90 2:00	0,414	0,069	134,893	0,475	0,016	134,724	
19/2/90 4:00	0,370	0,065	134,864	0,408	0,014	134,698	
19/2/90 6:00	0,332	0,061	134,838	0,371	0,013	134,673	
19/2/90 8:00	0,297	0,058	134,813	0,345	0,012	134,649	
19/2/90 10:00	0,267	0,055	134,790	0,302	0,011	134,625	
19/2/90 12:00	0,239	0,052	134,766	0,278	0,010	134,600	
19/2/90 14:00	0,215	0,049	134,740	0,240	0,009	134,575	
19/2/90 16:00	0,192	0,047	134,714	0,237	0,009	134,551	
19/2/90 18:00	0,170	0,044	134,688	0,210	0,008	134,526	
19/2/90 20:00	0,149	0,041	134,660	0,180	0,007	134,500	
19/2/90 22:00	0,130	0,039	134,633	0,179	0,007	134,475	
20/2/90 0:00	0,108	0,035	134,602	0,141	0,005	134,451	
20/2/90 2:00	0,058	0,025	134,518	0,099	0,004	134,426	
20/2/90 4:00	0,018	0,011	134,429	0,049	0,002	134,404	
20/2/90 6:00	0,000	0,000	134,401	0,004	0,000	134,373	
20/2/90 8:00	0,000	0,000	134,400	0,078	0,003	134,345	
20/2/90 10:00	0,000	0,000	134,400	0,089	0,004	134,325	
20/2/90 12:00	0,000	0,000	134,400	-0,019	-0,001	134,305	
20/2/90 14:00	0,000	0,000	134,400	0,068	0,003	134,285	
20/2/90 16:00	0,000	0,000	134,399	0,007	0,000	134,261	
20/2/90 18:00	0,000	0,000	134,399	0,037	0,002	134,235	
20/2/90 20:00	0,000	0,000	134,399	-0,130	-0,006	134,208	
20/2/90 22:00	0,000	0,000	134,399	0,091	0,004	134,182	
21/2/90 0:00	0,000	0,000	134,398	0,120	0,006	134,163	
21/2/90 2:00	0,000	0,000	134,398	0,123	0,006	134,137	
21/2/90 4:00	0,000	0,000	134,398	0,080	0,004	134,115	
21/2/90 6:00	0,000	0,000	134,398	0,077	0,004	134,093	
21/2/90 8:00	0,000	0,000	134,398	0,070	0,004	134,066	
21/2/90 10:00	0,000	0,000	134,398	0,085	0,004	134,044	
21/2/90 12:00	0,000	0,000	134,397	0,073	0,004	134,015	
21/2/90 14:00	0,000	0,000	134,397	0,090	0,005	133,992	
21/2/90 16:00	0,000	0,000	134,397	0,084	0,005	133,966	
21/2/90 18:00	0,000	0,000	134,397	0,078	0,004	133,943	
21/2/90 20:00	0,000	0,000	134,397	0,093	0,005	133,914	
21/2/90 22:00	0,000	0,000	134,397	0,099	0,006	133,890	
22/2/90 0:00	0,000	0,000	134,397	0,111	0,007	133,864	
22/2/90 2:00	0,000	0,000	134,396	0,101	0,006	133,837	
22/2/90 4:00	0,000	0,000	134,396	0,067	0,004	133,792	
22/2/90 6:00	0,000	0,000	134,396	0,088	0,006	133,750	
22/2/90 8:00	0,000	0,000	134,396	0,053	0,004	133,701	
22/2/90 10:00	0,000	0,000	134,396	0,046	0,003	133,659	
22/2/90 12:00	0,000	0,000	134,396	0,031	0,002	133,620	
22/2/90 14:00	0,000	0,000	134,395	0,011	0,001	133,598	
22/2/90 16:00	0,000	0,000	134,395	0,007	0,001	133,587	
22/2/90 18:00	0,000	0,000	134,395	0,004	0,000	133,580	
22/2/90 20:00	0,000	0,000	134,395	0,003	0,000	133,575	
22/2/90 22:00	0,000	0,000	134,395	0,002	0,000	133,572	
23/2/90 0:00	0,000	0,000	134,395	0,002	0,000	133,569	
23/2/90 2:00	0,000	0,000	134,395	0,001	0,000	133,567	
23/2/90 4:00	0,000	0,000	134,394	0,001	0,000	133,566	
23/2/90 6:00	0,000	0,000	134,394	0,001	0,000	133,564	
23/2/90 8:00	0,000	0,000	134,394	0,001	0,000	133,563	
23/2/90 10:00	0,000	0,000	134,394	0,001	0,000	133,562	
23/2/90 12:00	0,000	0,000	134,394	0,001	0,000	133,561	
23/2/90 14:00	0,000	0,000	134,393	0,001	0,000	133,560	
23/2/90 16:00	0,000	0,000	134,393	0,001	0,000	133,560	
23/2/90 18:00	0,000	0,000	134,393	0,000	0,000	133,559	
23/2/90 20:00	0,000	0,000	134,393	0,000	0,000	133,559	
23/2/90 22:00	0,000	0,000	134,392	0,000	0,000	133,558	décantation sur les deux sites et retour progressif à l'état hors crues

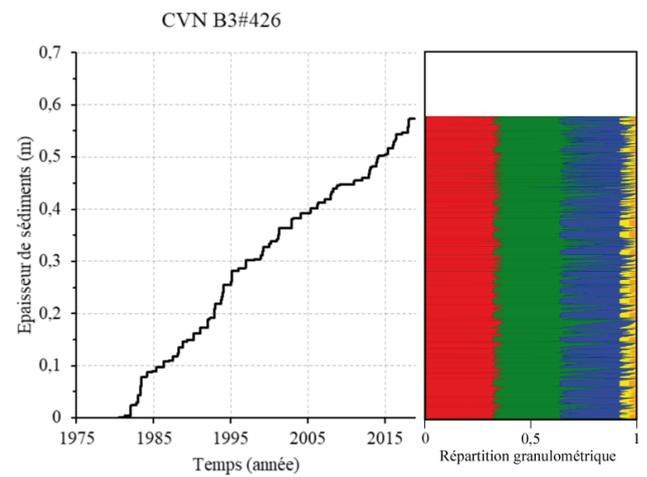
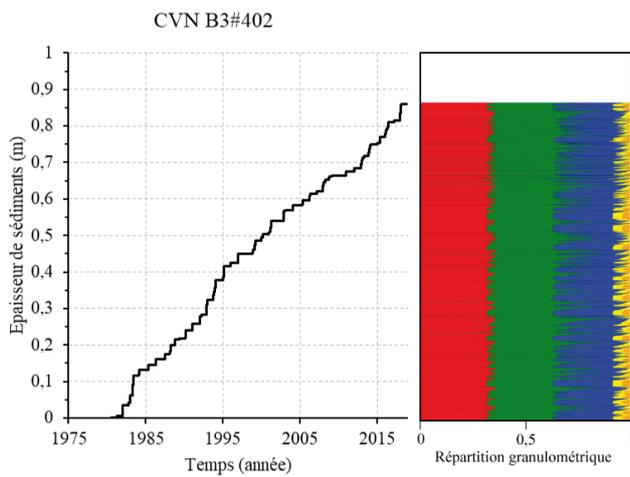
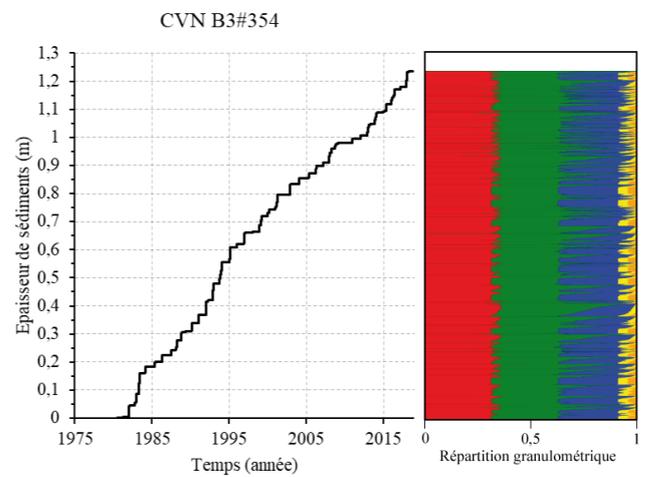
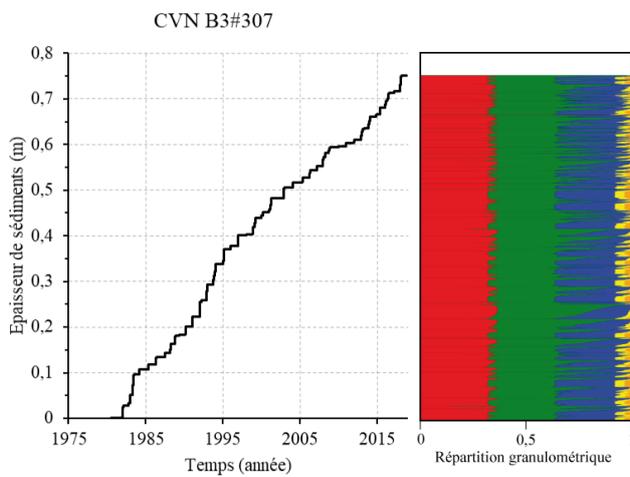
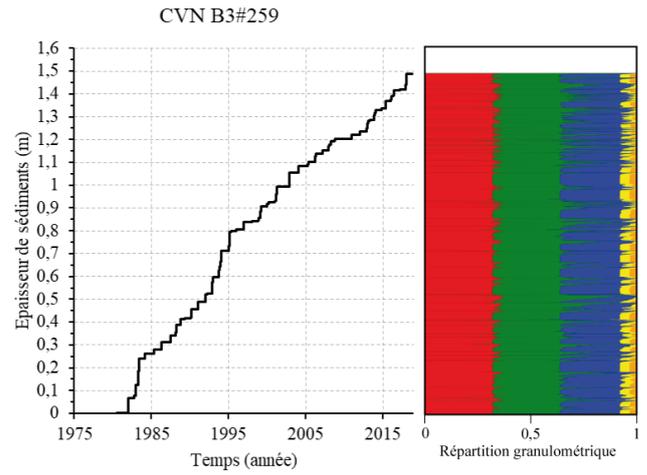
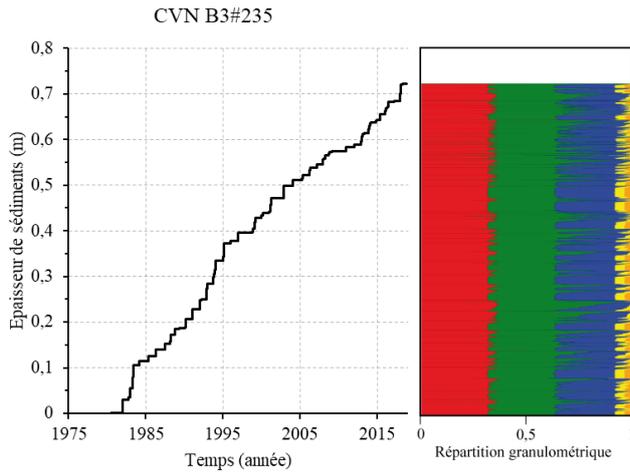
Annexe 20 : Tableau des débits, vitesses et hauteurs d'eau associés à la crue de l'hiver 1990 permettant de distinguer les différentes phases hydrauliques se succédant sur les sites de Limony amont et aval

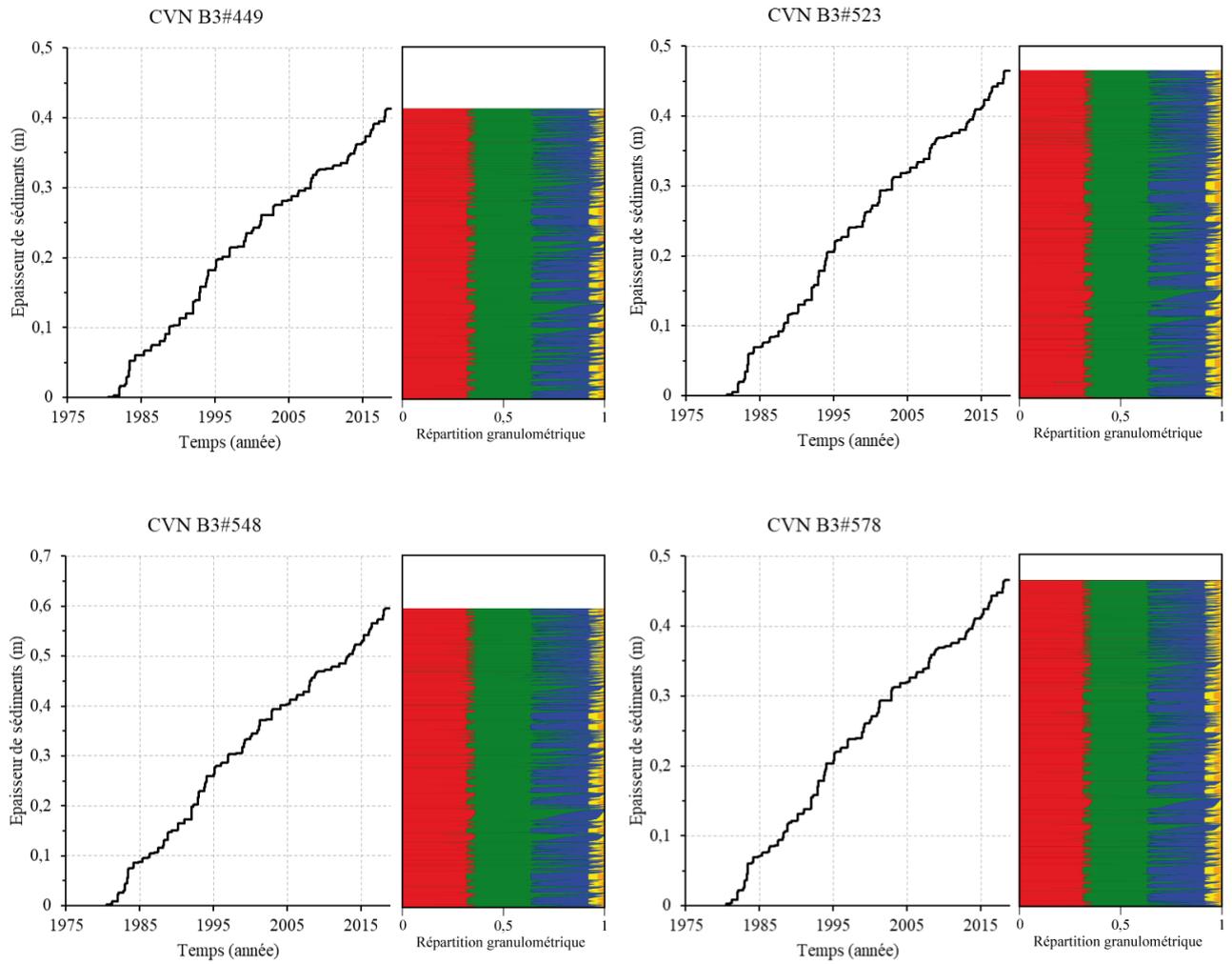
Bief	Nom de bief	Pm	Dépôt en rive gauche (m)	Dépôt en rive droite (m)
21	Ilon	728	0,0018	0,0018
21	Ilon	601	0,0022	0,0022
21	Ilon	406	0,0009	0,0009
21	Ilon	131	0,0001	0,0001
21	Ilon	66	$9,0 \cdot 10^{-6}$	$9,0 \cdot 10^{-6}$
24	Limony amont (B1)	-82,911	$4,45 \cdot 10^{-5}$	$4,44 \cdot 10^{-5}$
24	Limony amont (B1)	-219,715	0,0001	0,0001
24	Limony amont (B1)	-407,457	$1,65 \cdot 10^{-5}$	$1,64 \cdot 10^{-5}$
24	Limony amont (B1)	-723,447	$5,20 \cdot 10^{-8}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$
24	Limony amont (B1)	-741,773	$0,52 \cdot 10^{-8}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$
25	Bief B2	-79,853	$0,76 \cdot 10^{-8}$	$2,13 \cdot 10^{-6}$
25	Bief B2	-132,118	$0,78 \cdot 10^{-8}$	$4,06 \cdot 10^{-8}$
25	Bief B2	-216,062	$8,0 \cdot 10^{-9}$	$8,0 \cdot 10^{-9}$
26	Limony aval (B3)	55,803	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$
26	Limony aval (B3)	87,888	0,00005	0,00005
26	Limony aval (B3)	137,635	$4,35 \cdot 10^{-5}$	$4,35 \cdot 10^{-5}$
26	Limony aval (B3)	187,382	$3,56 \cdot 10^{-5}$	$3,56 \cdot 10^{-5}$
26	Limony aval (B3)	235,990	0,00027	0,00027
26	Limony aval (B3)	259,724	0,00019	0,00018
26	Limony aval (B3)	307,192	0,0007	0,0007
26	Limony aval (B3)	354,660	0,0008	0,0008
26	Limony aval (B3)	402,228	0,00025	0,00025
26	Limony aval (B3)	426,062	0,00043	0,00043
26	Limony aval (B3)	449,896	0,00008	0,00008
26	Limony aval (B3)	523,427	$3,05 \cdot 10^{-5}$	$3,05 \cdot 10^{-5}$
26	Limony aval (B3)	548,276	0,00005	0,00005
26	Limony aval (B3)	578,479	$3,2 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$
26	Limony aval (B3)	608,683	0,00014	0,00014

Annexe 21 : Epaisseur simulée pour les CVN sur les rives des 4 biefs étudiés

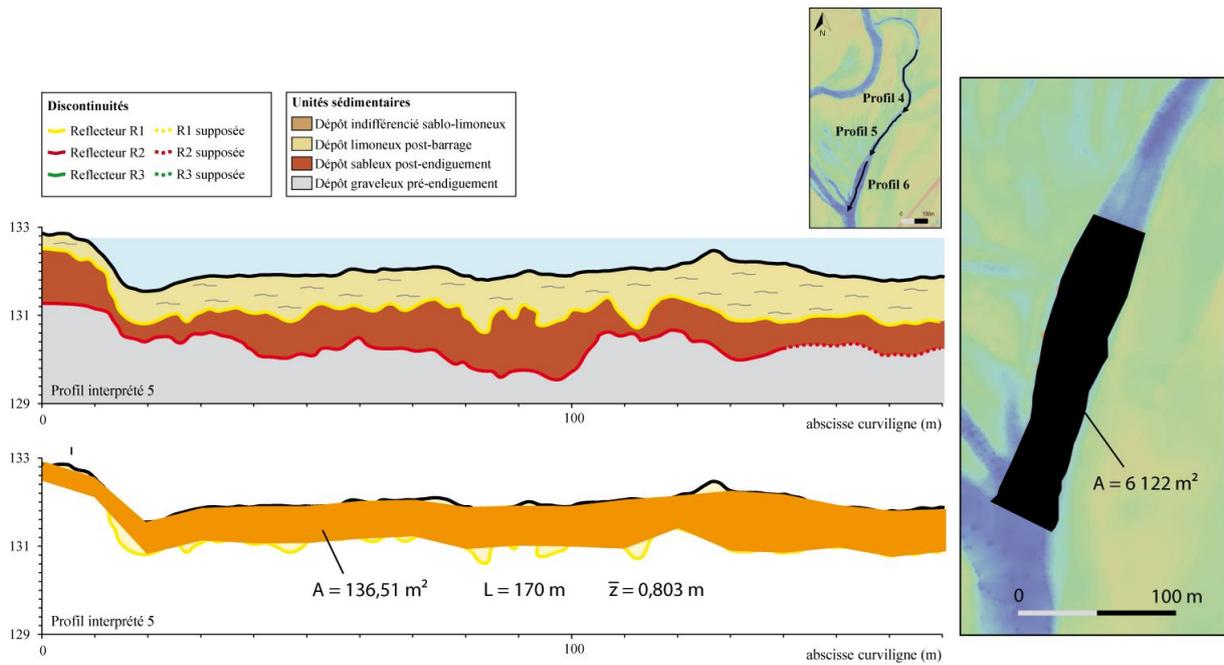




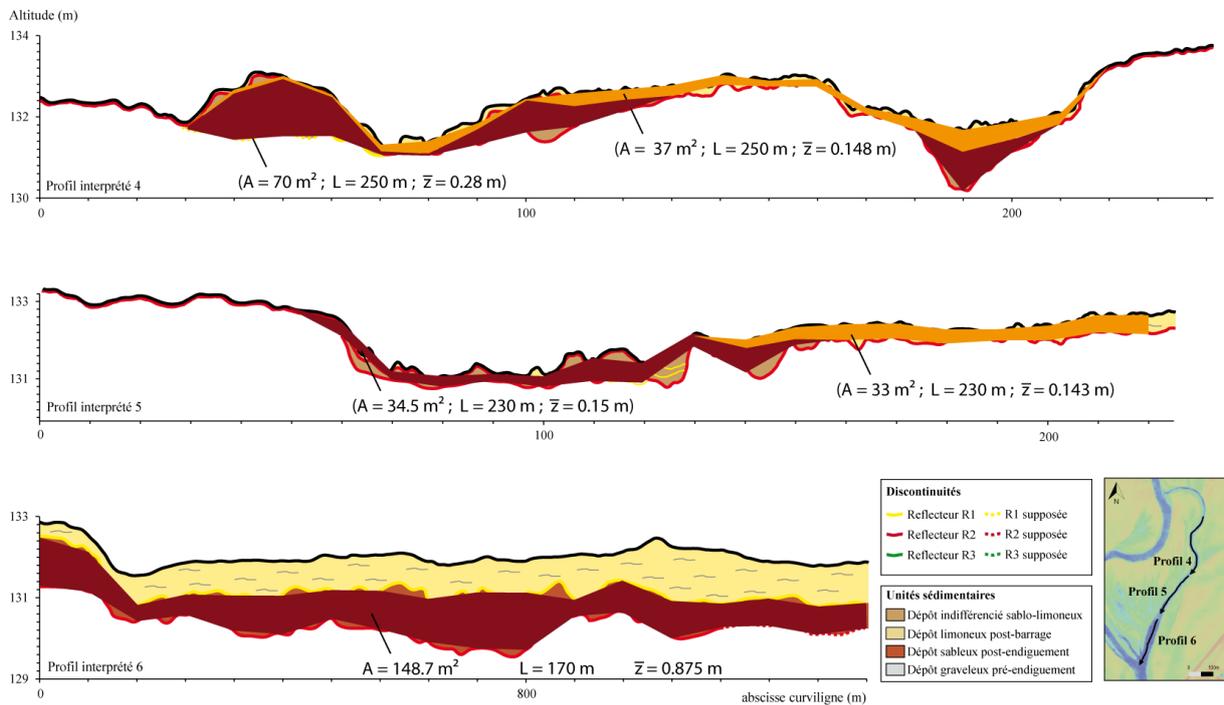




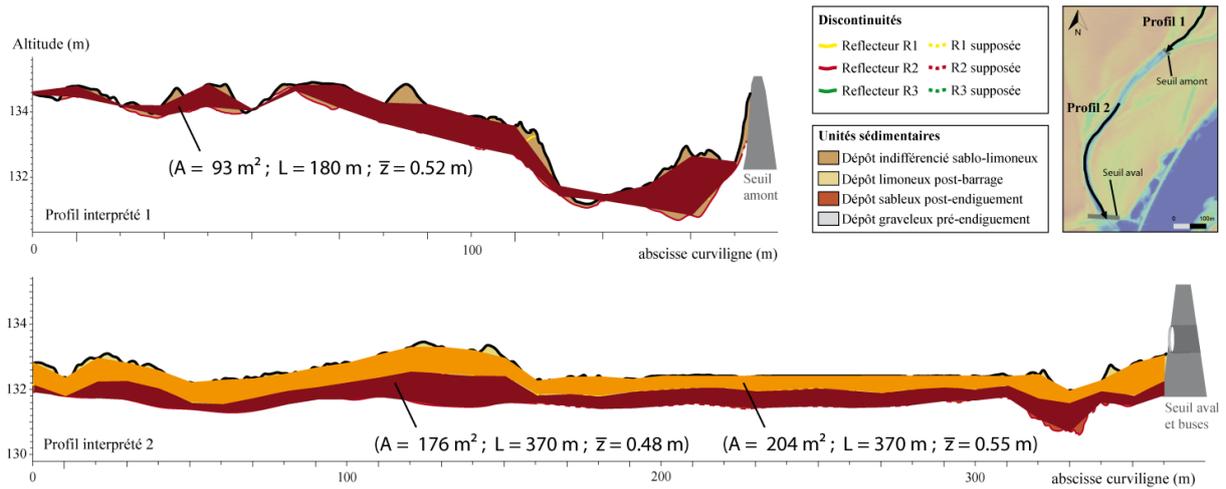
Annexe 22 : Carottes numériques et modèles d'âge issus de la simulation hydrosédimentaire sur le bras secondaire de Limony



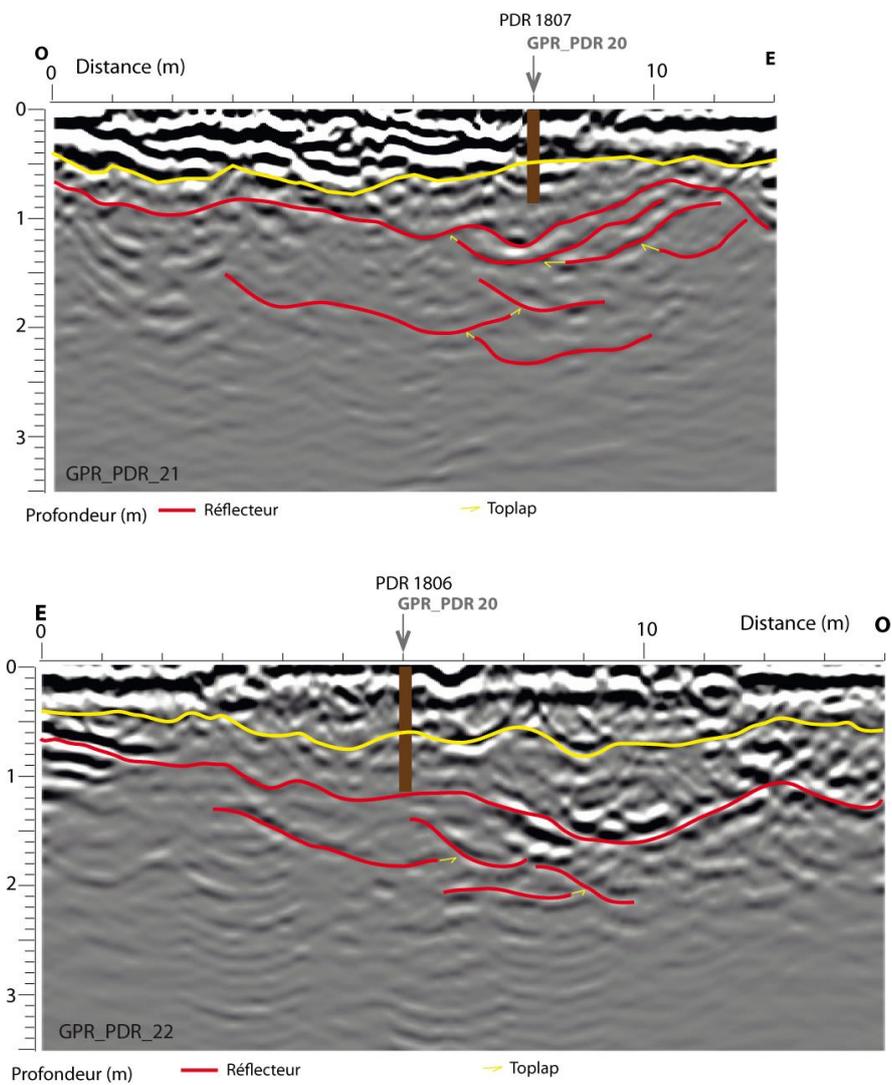
Annexe 23 : Simplification de la géométrie de l'aire de limons sur le profil aval de l'Ilon pour estimer le volume de sédiments fins déposés



Annexe 24 : Réplication de la démarche de simplification des géométries pour estimer le volume de sédiments fins et sableux déposés sur l'ensemble de la lône de l'Ilon

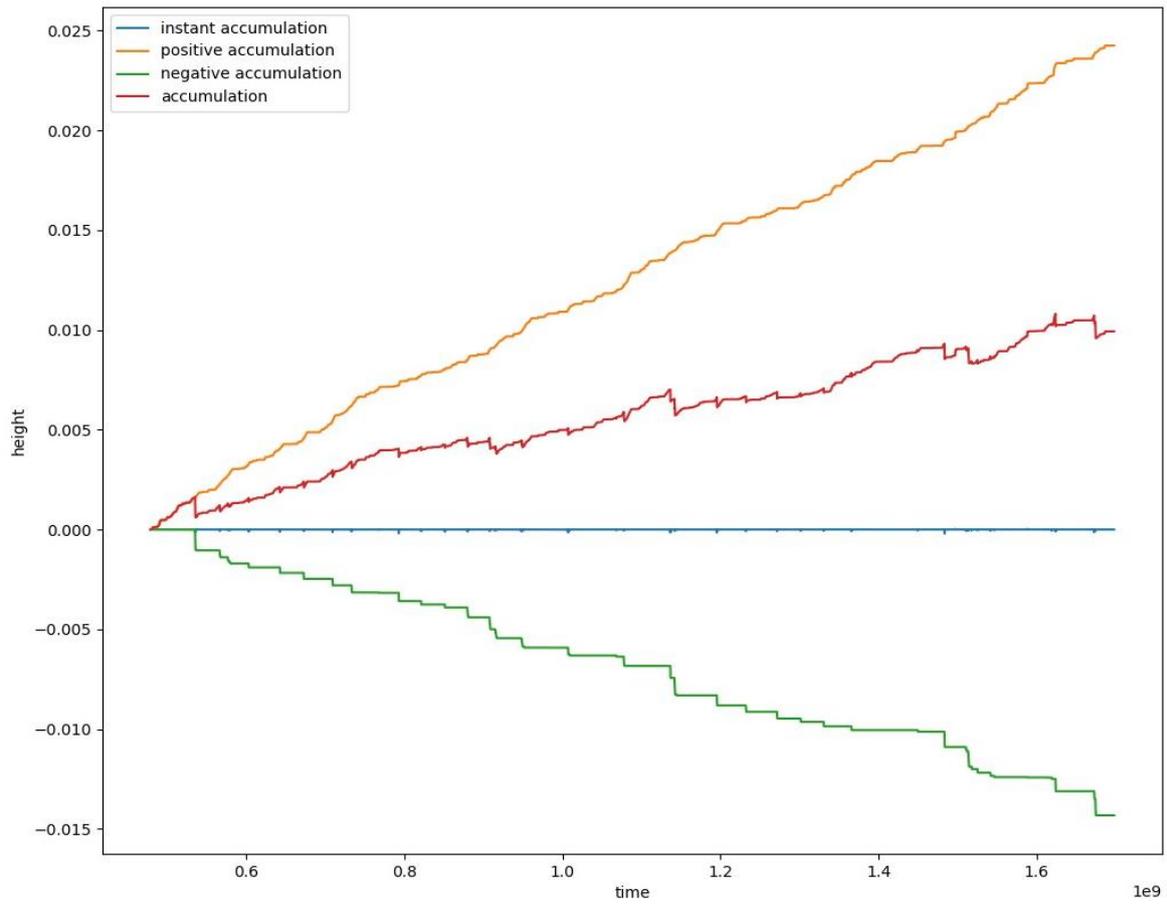


Annexe 25 : Réplication de la démarche de simplification des géométries pour estimer le volume de sédiments fins et sableux déposés sur l'ensemble de la lône de Limony

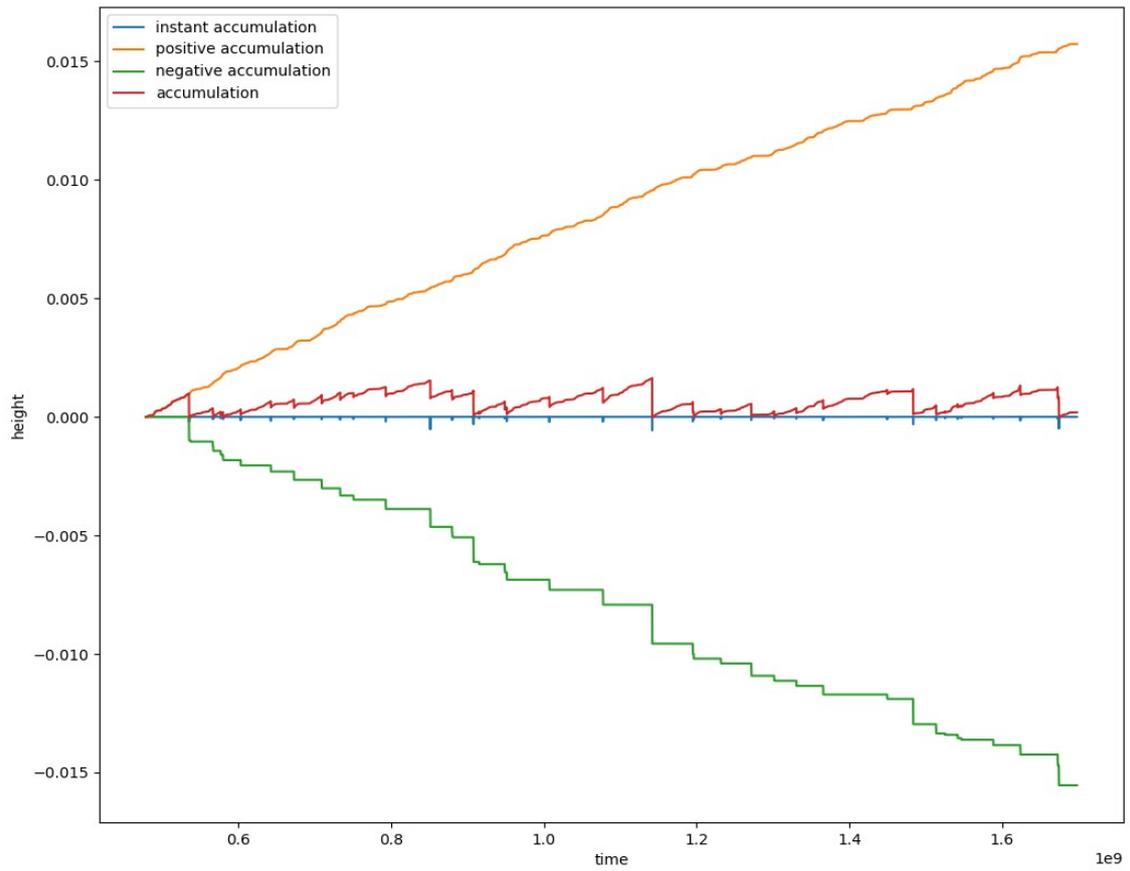


Annexe 26 : Profil transversaux GPR_PDR_21 et GPR_PDR_22 à l'aval de la lône de Limony recoupant le profil

Li.Av.20



Annexe 29 : Résultats de simulations hydrosédimentaires ne considérant pas les aménagements pour la période 1980-2018 (temps en secondes simulées) au Pm -590 de Limony



Annexe 30 : Résultats de simulations hydrosédimentaires ne considérant pas les aménagements pour la période 1980-2018 (temps en secondes simulées) au Pm 498 de Limony

ARTICLE IN PRESS

STOTEN-142900; No of Pages 15

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx



Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv

Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution

Sophia Vauclin^{a,*}, Brice Mourier^a, André-Marie Dendievel^a, Nicolas Noclin^a, Hervé Piégay^b, Philippe Marchand^c, Anaïs Vénisseau^c, Anne de Vismes^d, Irène Lefèvre^e, Thierry Winiarski^a

^a Univ Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, CNRS, ENTPE, UMR 5023, LEHNA, F-69518, Vaulx-en-Velin, France

^b Univ Lyon, Université Jean Moulin Lyon 3, CNRS, ENS Lyon, UMR 5600 EVS, F-69342, Lyon Cedex 7, France

^c ONIRIS, INRAE, LABERCA Route de Gachet-Site de la Chantrerie-CS 50707, Nantes, F-44307, France

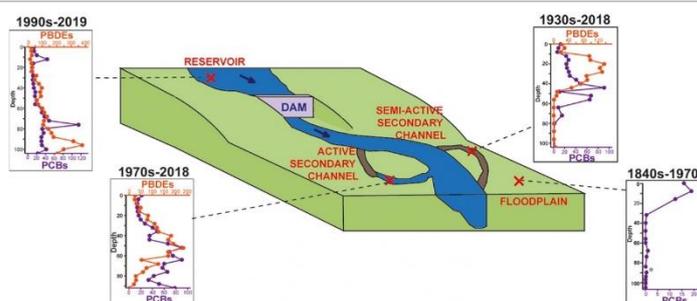
^d LMRE, IRSN, PRP-ENV/STEME/LMRE, F-91400 Orsay, France

^e LSCE, CEA, UMR8212, F-91198 Gif-sur-Yvette, France

HIGHLIGHTS

- Depositional environments strongly influence the content of fluvial sediment records
- A multi-compartment approach is necessary for the reconstruction of fluvial evolution
- Combining geophysics and coring is recommended in fluvial sediment studies
- Persistent organic pollutant trends may be used as time-markers in sediments
- A shift from PCBs to PBDEs as the main sediment contaminant is observed in the 1970s

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 July 2020

Received in revised form 18 September 2020

Accepted 2 October 2020

Available online xxxx

Editor: Lotfi Aleya

Keywords:

Age-depth model
 Depositional environment
 Natural archive
 Polybrominated diphenyl ethers
 Polychlorinated biphenyls
 Sediment core

ABSTRACT

In this study, we explore the variability of sedimentation conditions (e.g., grain-size, accumulation rate, contamination) according to fluvial depositional environments. Indeed, sediment cores are commonly used as archives of natural and anthropogenic activities in hydrosystems, but their interpretation is often complex, especially in a fluvial context where many factors may affect the quality, continuity, and resolution of the record. It is therefore critical to thoroughly understand the nature and dynamics of an environment in which a sediment core is sampled to be able to interpret it. To that end, four depositional environments from a bypassed reach of the Rhône River were comparatively investigated through geophysics in order to assess the range of sedimentation conditions: a floodplain, a semi-active secondary channel, an active secondary channel, and a dam reservoir. Sediment cores were retrieved from each environment and thoroughly characterised (e.g., grain-size, Total Organic Carbon, organic contaminants). Robust age-depth models were elaborated for each core based on ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, and Persistent Organic Pollutants (POPs) trends. The results show that each depositional environment recorded a different time-period, and therefore different contamination levels and trends. In particular, a shift from polychlorinated biphenyls (PCBs) to polybrominated diphenyl ethers (PBDEs) as the predominant POP in the sediments can be observed, the tipping point being set in the 1970s. Two types of infrastructure-induced legacy sediments related to two periods of river engineering in the reach were also identified using grain-size analysis. The combination of geophysical methods (Ground Penetrating Radar) and sediment cores is therefore confirmed as a relevant methodology that should be promoted in fluvial contexts in order to reconstruct the sedimentary evolution of fluvial corridors. The study also highlights the challenges of dating recent fluvial sediments and proposes a multi-proxy dating methodology using POPs contamination trends.

© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author.

E-mail address: sophia.vauclin@entpe.fr (S. Vauclin).

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142900>

0048-9697/© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

Please cite this article as: S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel, et al., Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution, Science of the Total Environment, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142900>

1. Introduction

Monitoring the signals –anthropogenic or natural– that sediments record may provide invaluable information to understand the long and short-term evolution of a hydrosystem. Indeed, numerous studies have shown that sediments may be used as archives of meteorological events (e.g. storms: Vliet-Lanoë et al., 2014; Pouzet and Maanan, 2020, floods: Jones et al., 2012; Toonen et al., 2015), historical contamination (e.g. Bigus et al., 2014; Dendievel et al., 2020) or other anthropogenic impacts such as pre-historic gullying (Dotterweich, 2005; Vanwallegem et al., 2006), agriculture intensification (Brooks and Brierley, 1997; Fuller et al., 2015) or river manipulations (Surian and Rinaldi, 2003; Vauclin et al., 2019). The diversity of anthropogenic disturbances potentially recorded in sediments even led to the establishment of the term “legacy sediments” to refer to sediments resulting from past or contemporary human activities such as land-use, contamination (Walter and Merritts, 2008; James, 2013; Wohl, 2015) or river engineering (Vauclin et al., 2020). However, in order to use wisely the information contained in sediment deposits, it is critical to understand their recording ability depending on their geographical and geomorphological context. Factors such as connectivity of the environment and sediment accumulation rate, for example, will affect the continuity and precision of the record, while sediment characteristics such as grain-size or organic carbon content will specifically affect contamination chronicles (Karickhoff et al., 1979). Some environments such as lakes allow continuous and regular sedimentation. Sediments deposited in such contexts are therefore reliable and lasting archives that tend to be preferentially used to study local or atmospheric contamination trends, anthropogenic activities in the upstream catchment (Guzzella et al., 2008; Guédron et al., 2016) or long-term climatic or environmental changes (Simonneau et al., 2013; Zolitschka et al., 2013). In contrast, there is usually a large diversity of depositional environments in fluvial contexts (e.g., floodplains, oxbow lakes, secondary channels, palaeochannels, weir ponds, groyne fields, locks). Those environments may have various levels of connectivity and therefore various recording capacities (Dhivert et al., 2015) and temporalities, making the interpretation of sedimentary archives challenging. When implemented, river engineering may also profoundly reshape the natural depositional environments and alter their sedimentation processes. Additionally, sediment accumulation rates in a fluvial context are often dependent on hydrological events: sustained low-water conditions might result in a decreased or non-existent sedimentation, while a flood might bring a dozen centimetres of sediments in the span of a few hours or remobilize previously settled sediments, generating discontinuous archives. The dating of fluvial sediments is therefore key for a relevant interpretation of a sedimentary sequence, but might also prove challenging, as classic methods such as excess lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) or caesium-137 (^{137}Cs) might not give satisfying results due to the continuity issues previously mentioned (Baskaran et al., 2014).

In that light, investigating the various fluvial compartments appears as essential for any retrospective approach implemented from fluvial sediments. It is the only way to potentially reconstruct the entire timeline of a river, where individual sediment sequences are inherently incomplete due to the changing nature of fluvial systems. It might also allow to establish links between sediments and their deposition processes and identify sediment sequences resulting from changes in fluvial systems. It is especially important as rivers are characterised by complex sedimentary dynamics that are often further segmented by anthropogenic modification of their morphology and functioning. However, when suitably interpreted, sedimentary sequences may allow to reconstruct the evolution of a river corridor in correlation with the anthropogenic pressures it was subject to throughout time. Such an understanding is essential to implement relevant restoration measures and mitigate further anthropogenic impact on the river system (Wohl et al., 2005; Arnaud et al., 2015; Slowik, 2015; Eschbach et al., 2018).

The aims of this study are:

- to highlight the temporal and qualitative variability of fluvial sediment records –especially regarding contaminant chronicles– depending on their depositional environment,
- to use these findings to reconstruct the sedimentary evolution of a large river,
- overall, to propose a robust methodology for the use of fluvial sediment deposits as records of natural or anthropogenic disturbances in an actively changing fluvial system.

To this end, four distinct depositional environments from a 12 km-long heavily anthropized reach of the Rhône River (France) are investigated in a comparative approach. Their dynamics and the chronology of their records are assessed and compared through a combination of geophysical surveys and dated sediment cores in order to describe the diversity of sedimentary records and reconstitute the trajectory of this actively adjusting fluvial area.

2. Material and methods

2.1. Study area

The Rhône River is an 812 km-long river that flows from the Furka Glacier in Switzerland to the Mediterranean Sea in France (Fig. 1.a). Its catchment covers 98,500 km² –of which 90,500 km² are in France– and its average inter-annual discharge is approximately 1700 m³ s⁻¹ at the delta. It has a long history of human influence and the earliest traces of agriculture along the river date back to around 7500 years ago (Berger et al., 2019). As most major rivers in Europe, the Rhône is highly engineered, with numerous dikes, groynes and nineteen dams along its French course. Those infrastructures have impacted the river in many ways, notably by promoting increased transport capacity, reduced sediment load, channel armouring, narrowing and incision, increased slope, and increased trapping efficiency (Petit et al., 1996; Bravard et al., 1999; Arnaud-Fassetta, 2003; Parrot, 2015; Tena et al., 2020).

The study area (known as PDR for “Péage-de-Roussillon”) is located 50 km downstream from the metropolitan city of Lyon (Fig. 1.a). It consists of a 12 km-long reach with a bypass configuration typical of the Rhône River: the historical main channel is closed by an upstream run-of-river dam and bypassed by an artificial canal (Fig. 1.b). The area has undergone two phases of engineering in the last 200 years. River training and flood protection infrastructures were implemented from the mid-19th century to the early 20th century: non-submersible dikes were built on the floodplain, and submersible dikes and groynes were implemented in the river in order to cut secondary arms and straighten the main channel. From 1974 to 1978, the area was heavily modified to produce hydroelectricity: an 11 km-long canal was dug out in parallel to the existing one and equipped with a lock and a power plant, and the historical channel was closed with a run-of-river dam to divert most of the discharge in the canal. As a result, only a minimum instream flow of 50 to 125 m³ s⁻¹ is maintained nowadays in the bypassed channel (GRAIE, 2016), while the inter-annual discharge upstream of the area is 1080 m³ s⁻¹. The historical channel is still used to accommodate flood flows that exceed the maximum discharge processed by the hydropower plant (1600 m³ s⁻¹).

Inside this area, four fluvial compartments were chosen in an attempt to characterize and compare four distinct types of depositional environments. The selected study sites exhibit different hydro-sedimentary dynamics which have been created or impacted by various periods and types of river engineering, as shown in a planimetric analysis of the area published in Tena et al. (2020).

- The Saint-Pierre-de-Boeuf dam reservoir is a recent compartment built in 1978 upstream of the bypassed section (Fig. 1.b). It is a run-of-river installation, therefore most sediments flow through the dam, especially during flooding. However, a recess zone along

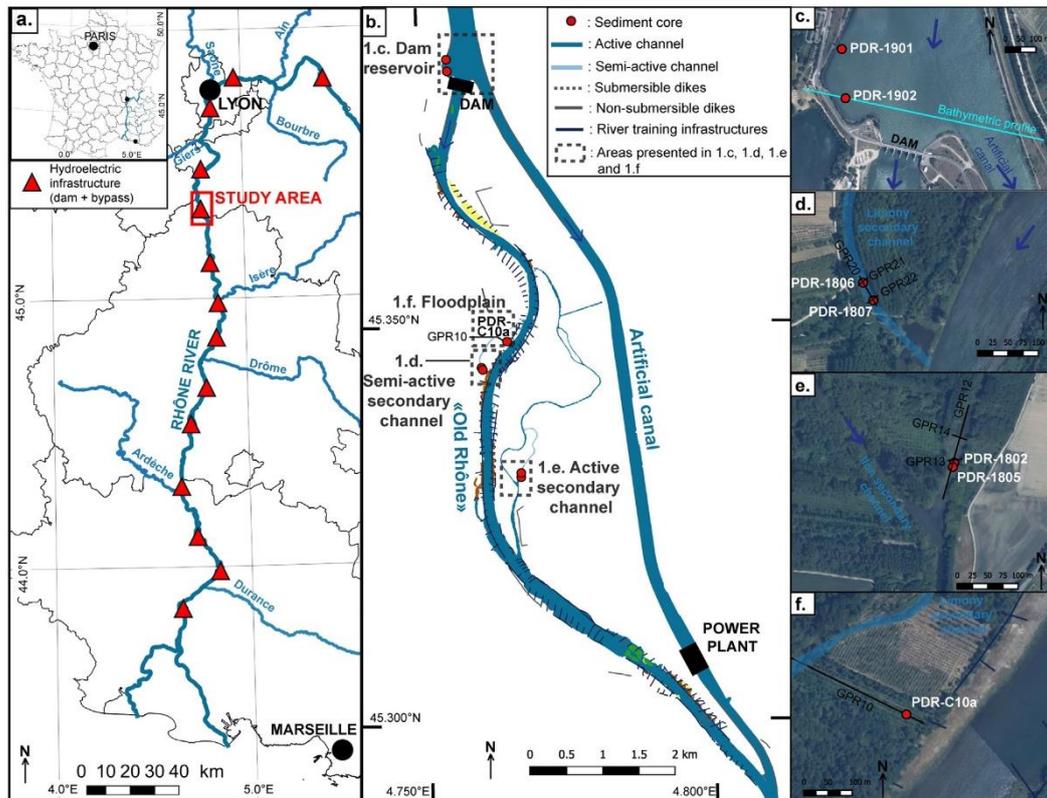


Fig. 1. a. Location of the study area along the Rhône River; b. Overview of the study area and its river infrastructures (NB: sediment core PDR-C10a has been previously published in Vauclin et al., 2019); c. Study site: Saint-Pierre-de-Boeuf dam reservoir; d. Study site: Limony secondary channel; e. Study site: Ilon secondary channel.

the right bank allows sediment accumulation (Fig. 1.c).

- The Ilon secondary channel (Fig. 1.e) was part of a major arm of the Rhône River until the implementation of river training structures in the 1880s, when it became less connected as both its inflow and outflow were barred by submersible dikes and groynes (Vauclin et al., 2019; Tena et al., 2020). In the 1950s, the Ilon secondary channel had lost in width but both its ends were still linked to a secondary arm of the main stream. Following the bypass implementation in 1978, the upstream entrance got disconnected and the channel is now supplied by its downstream end only but still underwater all year-long. It is further referred to as an active secondary channel.
- The Limony secondary channel (Fig. 1.d) used to be an active arm of the river prior to the first engineering phase. Both its entrance and outflow were then closed by submersible dykes in the 1880s and it quickly became disconnected from the main channel (Vauclin et al., 2019; Tena et al., 2020). Nowadays, it is mostly supplied by groundwater and flooded by the river several times a year. It is further referred to as a semi-active secondary channel.
- The last site is an overbank floodplain location that used to be flooded regularly prior to the bypass implementation but is entirely disconnected from the river since the 1980s (Vauclin et al., 2019). Note that part of the results from this site have already been published (Vauclin et al., 2019; Vauclin et al., 2020) but are used in this study for a broader comparison of different depositional environments.

1.1. Bathymetric and geophysical analysis

Bathymetric surveys measured along a transect from the Saint-Pierre-de-Boeuf dam reservoir on which a sediment core is located

(Fig. 1.c) were provided by the CNR (Compagnie Nationale du Rhône; company in charge of the river management). They were available for six dates: 1980, 1999, 2004, 2008, 2012 and 2018, and allowed to reconstruct the progressive filling of the reservoir with sediments over time.

Ground Penetrating Radar (GPR) is a non-invasive geophysical method used to obtain a high-resolution image of shallow subsurface structures (Davis and Annan, 1989). It is based on the generation and propagation of discrete pulses of high frequency (MHz) electromagnetic energy through the sediments. It allows the assessment of subsurface spatial structures up to a depth of 10–20 m over extended areas (Huggenberger et al., 1994; Beres et al., 1999) with a resolution ranging between 10 cm and 1 m (Jol, 1995). It can be used on the ground (GPR) or on shallow water bodies (1 to 2 m of water depth) where it is then referred to as Water Ground Penetrating Radar (WGPR: Annan and Davis, 1977).

A 500 m-long GPR survey (GPR10) was acquired on the floodplain site in 2016. Three GPR profiles were acquired on the active secondary channel (GPR12, GPR13, and GPR14; 160 m, 22 m, and 25 m respectively; only) in October 2018 (Fig. 1.e). The GPR was used in WGPR configuration from a small boat as there was a water depth of 60 to 70 cm in the channel at the time. Three GPR profiles were acquired on the semi-active secondary channel (GPR20, GPR21, and GPR22; 55 m, 18 m, and 20 m respectively) in October 2018 as well (Fig. 1.d). The measurements were made directly on the ground as there was no water in the channel at the time. On the floodplain, one 500 m-long survey was acquired in 2016 (GPR10). All GPR surveys were carried out with the GSSI SIR 3000 system (Geophysical Survey System Inc., Salem, USA), operated with a shielded antenna at a central frequency of 400 MHz, running in monostatic mode. In addition, a topographic survey using a GPS Trimble

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

station was performed to localize the surveys. Velocities of 0.11 m ns^{-1} (measured by a common mid-point procedure) and 0.076 m ns^{-1} (from Lin et al., 2009) were used for the terrestrial and aquatic surveys respectively, in order to calibrate the profile depths. The data processing was performed using the GSSI Radan 7 software.

2.2. Sediment characteristics

2.2.1. Sediment core sampling

The sediment cores sampling locations were chosen after a quick on-site analysis of the geophysical surveys so that the sediment cores would cross interesting sedimentary structures. Two underwater sediment cores (PDR-1901 and PDR-1902) of 72 and 104 cm respectively were retrieved from the dam reservoir in July 2019 with an UWITEC® gravity corer (Uwitec, Mondsee, Austria) fitted with a 2 m-long and 90 mm-diameter plastic liner. The sampling was done from a small boat as there was a water depth of approximately 2 m at the sampling location. Two underwater sediment cores (PDR-1802 and PDR-1805) of 94 and 57 cm respectively were sampled in the active secondary channel (Fig. 1.e) in October 2018 from a small boat and with an UWITEC® gravity corer as well. Three terrestrial sediment cores (PDR-1806a, PDR-1806b and PDR-1807) of 82, 74.5 and 78.6 cm respectively were retrieved from the Limony secondary channel in dewatered state with a Cobra TT percussion driller in October 2018, using 1 m-long and 40 mm-diameter plastic liners. PDR-1806b was drilled 1 m apart from PDR-1806a in a 60 cm-deep pit, in order to combine the two sediment cores; the resulting mastercore (PDR-1806) is 108 cm-long. A 111 cm-long sediment core (PDR-C10a) was sampled from the flood-plain site in 2016 with the same Cobra TT percussion driller. As the sediment core is longer than 1 m, two 1 m-long sub-sections were successively extracted. The detailed characteristics of the studied sediment cores are summarized in Table S1.

2.2.2. Grain-size characteristics

Grain-size was measured on all sediment cores with a Mastersizer 2000® (Malvern Analytical) particle size analyser mounted with a hydro SM small volume dispersion unit that allows measurements of sediment sizes ranging from $0.011 \mu\text{m}$ to 2 mm. The sampling step was 0.5 cm for PDR-1902, 1 cm for PDR-1802, PDR-1805, PDR-1806, PDR-1807, and PDR-1901, and 4 cm for PDR-C10a. Descriptive grain-size statistics (e.g., D50, mode, D10, D90, skewness) were computed with the Gradistat software (Blott and Pye, 2001). To represent the grain-size distributions (GSD) as extensively as possible, heatmaps of each sediment core were plotted; for each measured sample, the percentage of each grain-size class is represented by a color scale. Unmixing of the sets of grain-size distributions was carried out on all sediment cores simultaneously through end-member modelling analysis (EMMA) with the R package EMMAgeo (Dietze et al., 2012). EMMA is a compositional method based on the assumption that any GSD is a mixture of sediment populations corresponding to different mechanisms of production and/or transport (Weltje and Prins, 2003; Toonen et al., 2015; Dietze et al., 2016). A linear mixing model is therefore applied to an array of GSDs and allows to identify meaningful end-members that correspond to the most representative populations of the GSDs (Weltje and Prins, 2007). The end-member scores (percentage of representation of the different end-members) were plotted as a function of the depth for each sediment core.

2.2.3. Geochemical and contaminants analyses

Rock-*eval* pyrolysis was used to analyse several organic carbon-associated parameters of the sediments, such as the total organic carbon (TOC), on sediment cores PDR-C10a, PDR-1802, PDR-1806, and PDR-1902 with a 4 cm sampling-step. The analyses were carried out at the ISTO laboratory (Orléans, France) using a Turbo 6 Rock-Eval pyrolyser (Vinci Technologies).

Polychlorinated biphenyls (PCBs) and polybrominated diphenyl ethers (PBDEs) were analysed. PCBs were chosen as they are well-studied POPs whose temporal trends are reasonably well-known in the Rhône River (e.g. Desmet et al., 2012; Mourier et al., 2014; Dendievel et al., 2020). Meanwhile, PBDEs are more recent POPs that have been little studied in the Rhône River (in biota: Miège et al., 2012; Lauzent, 2017; in sediments: Liber et al., 2019), which brings a novelty factor. Besides, works from other hydrosystems (Nylund et al., 1992; Zegers et al., 2003; Muir and Rose, 2007) suggest that they have consistent and more contemporary temporal trends, meaning that they could potentially be used as a time-marker for recent sediment records.

The following organic contaminants were quantified in the LABERCA laboratory (ONIRIS Nantes, France):

- The seven indicator PCB congeners: PCB 28, 52, 101, 118, 138, 153, 180, of which the sum is further referred to as $\sum 7\text{PCBi}$, on sediment cores PDR-1902, PDR-1802, PDR-1806 and PDR-C10a;
- Nine PBDE congeners: PBDE 28, 47, 49, 99, 100, 153, 154, 183, and 209, of which the sum is further referred to as $\sum 9\text{PBDE}$, on sediment cores PDR-1902, PDR-1802 and PDR-1806;

The samples were collected at a step of 4 cm, packaged in amber glass vials, and then sent to the LABERCA laboratory for further analysis. After freeze-drying, extraction and purification procedures, all persistent organic pollutants (POPs) analyses were simultaneously carried out by gas chromatography coupled with high-resolution mass spectrometry (GC/HRMS) using a 7890A gas chromatograph (Agilent) coupled with a JMS 800D double-sector high-resolution mass spectrometer (JEOL, Tokyo, Japan). The quantification was ensured by isotopic dilution using seven ^{13}C -labeled internal PCB standards and nine ^{13}C -labeled internal PBDE standards added to the samples before the extraction step. A thorough description of the analysis protocol can be found in Vénisseau et al. (2015) and Liber et al. (2019). The limits of detection (LOD) for PCBs range from 0.049 (PCB 118) to $0.109 \text{ (PCB 28)} \mu\text{g kg}^{-1}$ DW and for PBDEs from 0.002 (PBDE 28) to $0.05 \text{ (PBDE 183)} \mu\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ DW. The recoveries range from 60 to 120%.

2.2.4. Sediment dating

^{137}Cs was assessed on sediment cores PDR-1802, PDR-1806, PDR-1902, and PDR-C10a. This anthropogenic radionuclide is typically used to identify two events that appear as peaks in the radionuclide activity: nuclear weapon testings in 1962–1963 (Ritchie and McHenry, 1990) and the Chernobyl accident in 1986. Additionally, excess lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) activity was assessed on sediment core PDR-1902 only. ^{210}Pb is a natural radionuclide that is part of the uranium-238 radioactive decay series and is continually supplied to sediments from atmospheric deposition. Excess ^{210}Pb radioactive decay can be used to model sediment accumulation rate in a sediment core –and by extension, date it– assuming that the sediments have not been subjected to large-scale disturbances (Baskaran et al., 2014). We assumed that there was neither mixing nor diffusion of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in the sediment core and therefore used the Constant Flux Constant Sedimentation model in this study (Krishnaswamy et al., 1971; Bruel and Sabatier, 2020).

Samples were collected at steps of 4 to 8 cm, dried for 48 h at $40 \text{ }^\circ\text{C}$ and preserved in polystyrene boxes. Sub-samples from each sediment core were analysed by counting for at least 24 h, using low-background gamma spectrometry. Gamma emissions were detected with germanium detectors and used to quantify specific activities of ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{40}K , ^{210}Pb , and ^{137}Cs . Those analyses were carried out in the LMRE laboratory (Laboratoire de Métrologie de la Radioactivité dans l'Environnement, IRSN, Orsay) using a Leda detector (model developed by the LMRE: Paradis et al., 2017) for PDR-C10a, PDR-1802 and PDR-1806, and in the LSCE laboratory (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France) for PDR-1902

4

with a semi planar Ortec GEM-FX 8530 detector. The mean detection limit is 0.1 Bq.

Age-depth modelling was carried out on PDR-1802, PDR-1806, PDR-1902 and PDR-C10a using the R package “clam” (Classical Age-Depth Modelling of Cores from Deposits) v.2.3.4 (Blaauw, 2010). Two models were developed:

- Model M1 uses only the most robust time-markers i.e. the surface (date of sampling), ^{137}Cs or $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ trends and abrupt grain-size events associated with dated hydrological or human-driven events.
- Model M2 uses the time-markers from model M1 as well as additional time-markers linked to PCB and PBDE trends (e.g. date of early use of a contaminant, date of restriction of use, date of ban).

The point in developing those two models was to assess whether contaminant trends can be used as reliable time-markers in this context and whether they might allow to increase the dating accuracy. The model type (e.g. linear regression, linear interpolation) was chosen for each sediment core as to obtain the best possible goodness of fit. The model type and parameter inputs for each model are available in Supplementary Information (Table S2).

3. Results and interpretation

3.1. Physical characteristics of the depositional environments

The bathymetric measurements of a transect of the Saint-Pierre-de-Boeuf dam reservoir over time are featured in Supplementary Information (Fig. S1). They show the progressive filling of the recess zone on the right bank side (between roughly 100 and 300 m). In 1980 (two years after the dam implementation in 1978), the old channel could still be distinguished around 150–200 m. The major part of the filling (up to 6.5 m of sediments deposited) happened between 1980 and 1999. Since 1999, up to one additional metre accumulated in the recess zone. Sediment core PDR-1902 was sampled in this zone, around 150 m on the measured transect. Its compaction rate could not be measured and therefore had to be assumed; based on previous underwater sediment cores, a 30% rate was used for the representation in Fig. S1. The high uncertainty associated with the compaction rate of PDR-1902 means that the bathymetric measurements cannot be used as absolute time-markers. However, they still suggest that the bottom of the sediment core is older than 1999.

The Ilon (active) secondary channel is approximately 20 m large, 300 m long and with a water depth depending on the season but generally around 1 m. The longitudinal survey GPR12 (Fig. 2.a) shows that more than 5 m of sediments accumulated in the channel overtime. A continuous subparallel reflector can be observed along the whole profile around 2–2.5 m. It might correspond to the original gravel bed of the channel (before 1860, cf. Section 2.1). The filling above this reflector is rather homogeneous with mostly subparallel and sinuous reflectors, indicating a continuous deposition with little to no reworking. A close-up on the part of the transect where the sediment cores are located allows to distinguish a continuous sinuous reflector that matches with a grain-size limit observed in sediment cores PDR-1802 and PDR-1805 (see Section 3.2 for more details), proving the consistency between GPR observations and the results from the sediment core sampling. The survey shows that although one sediment core is 94 cm-long while the other is 57 cm-long, they deposited roughly in the same time span, meaning sediment accumulation rates may vary a lot inside this compartment. This variability is inherent to fluvial sediment deposition and has to be considered for a correct interpretation of sediment records, which demonstrates the interest of combining sediment cores with geophysical surveys.

The Limony secondary channel is approximately 20 m-large and 1 km-long, although the geophysical surveys and sediment cores are only located in the last 200 m downstream of the channel

(Fig. 1.d). The longitudinal transect GPR20 (Fig. 2.b) shows multiple oblique and concave-up reflectors between depths of 0.5 and 2 m. They may be the result of strong and multiple erosion dynamics, indicating that the channel used to have an important bed mobility. The bottoms of both sediment cores (PDR-1806 and PDR-1807) match with reflectors, which shows again the consistency between the two methods. Around 50 cm, a rather continuous and sinuous reflector can be identified all along the survey. The sediment filling above this reflector is more homogeneous, hinting at calmer depositional processes.

GPR10 from the floodplain compartment is roughly perpendicular to the Rhône main channel axis. A very clear continuous reflector can be observed all along the survey (Fig. 2.c), outlining two former secondary channels that have been entirely filled in and are not discernible nowadays from the surface. Other subparallel reflectors are apparent below the continuous reflector while the GPR image is smooth above: this filling is characteristic of legacy sediments induced by the implementation of river training infrastructures in the 1880s in the area, as demonstrated in Vauclin et al. (2019, 2020). The continuous reflector also coincides with a grain-size limit observed in the corresponding sediment core (PDR-C10a).

3.2. Grain-size characteristics of the sediment cores

The sediment cores from the dam reservoir (PDR-1901 and PDR-1902) are almost exclusively comprised of silt, with only a few centimetres of very fine sand at their bottom. At their opening, they exhibited organic macro-remains and dark organic laminae, as well as a few light-coloured laminae. The sediment cores retrieved in secondary channels (PDR-1802, PDR-1805, PDR-1806, PDR-1807) have a similar stratigraphic description: an upward fining pattern of coarse sand, fine sand and silt from the bottom to the top of the sediment cores (Fig. 3). They also had many noticeable organic macro-remains (e.g., leaves, seeds, shells) and several darker laminae. The sediment core from the floodplain (PDR-C10a) is characterised by silty deposits in its top 75 cm and sands at the bottom.

The grain-size heatmaps (Fig. 3) from the sediment cores from the dam reservoir highlight a very homogeneous grain-size distribution, only comprised of fine ($D_{50} \sim 20 \mu\text{m}$) and poorly sorted sediments. In contrast, two main sections can be distinguished in the sediment cores from the active channel: the top sediments are fine ($D_{50} \sim 20\text{--}50 \mu\text{m}$) and poorly classified (i.e. the distribution is widely spread around the D_{50}), while the sediments at the bottom of the sediment cores are coarser ($D_{50} \sim 200 \mu\text{m}$) and well-sorted (i.e. the distribution is closely centred around the D_{50}). This change in grain-size characteristics can be observed at 80 cm and 42 cm on PDR-1802 and PDR-1805 respectively (Fig. 3). A similar grain-size limit can be identified on the heatmaps of the sediment cores from the semi-active secondary channel, at 48 and 40 cm in PDR-1806 and PDR-1807 respectively. The transition between the two grain-size patterns is sharp and is represented as a dotted red line on Fig. 3. A similar distinction between the top (fine, poorly sorted sediments) and the bottom (coarser, well-sorted sediments) can be observed in PDR-C10a from the floodplain environment. The corresponding grain-size limit has already been analysed in Vauclin et al. (2019) and has been identified as the result of the implementation of river training infrastructures in the 1880s.

The End-Member Modelling Analysis (EMMA) algorithm (Dietze et al., 2012) showed that the corpus of grain-size distributions (GSDs) was best represented with two end-members (EM). The main modes are at 26 and 320 μm and represent each around 50% of the grain-size distributions (Fig. 3). This end-member model has a class-wise explained variance of 52% and a sample-wise explained variance of 93%.

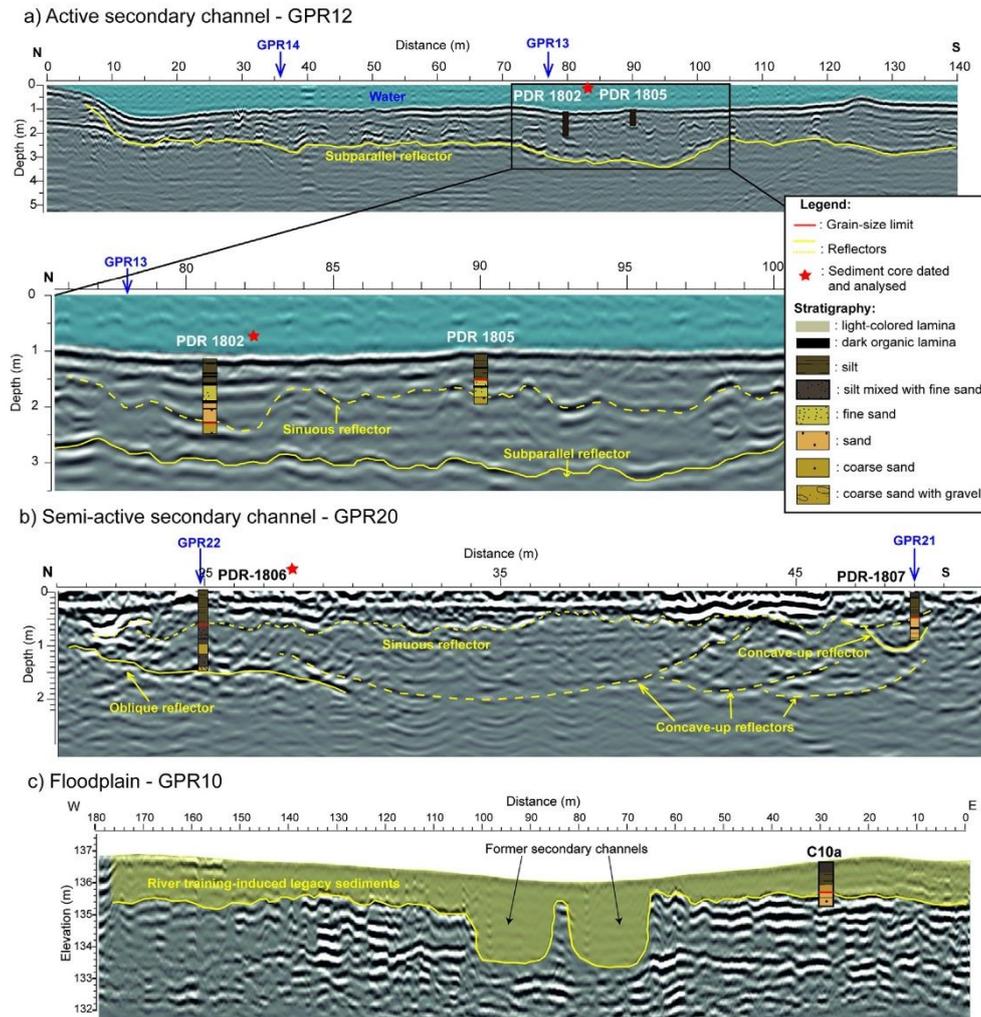


Fig. 2. Interpreted Ground Penetrating Radar surveys with sediment cores positioned; a) GPR12 from the active secondary channel; b) GPR20 from the semi-active secondary channel; c) GPR10 from the floodplain. NB: Other transversal GPR surveys for the active secondary channel (GPR21, GPR22) and the semi-active secondary channel (GPR13, GPR14) are available in Supplementary Information (Fig. S2).

The end-member scores –i.e. their percentage of representation of the GSDs– vary depending on the sediment core and the depth of the sample (Fig. 3). In the reservoir sediment cores (PDR-1901 and PDR-1902) and in the top part of the five other sediment cores, EM1 is largely predominant, which is consistent with the fine homogeneous sediments observed in the stratigraphic descriptions and heatmaps. Below the grain-size limit, EM2 is mostly represented which corresponds to the observed sandy sediments. The grain-size limit identified in the heatmaps can be clearly seen on the end-member score graphs as well. It appears as an abrupt change in the EMs repartition and supports the observation that there is a sudden change in the grain-size properties that can be consistently observed all sediment cores except those from the dam reservoir, and might therefore be linked to river engineering. While this limit was initially derived from visual observations and grain-size data, the fact that it also appears in the EM score graphs gives it a statistical weight. Overall, the end-member modelling attests of the existence of two distinct deposition processes in the studied sediment cores: EM1 is likely representative of a decantation process in a context of still waters, while EM2 might represent former dynamics of

deposition from when the fluvial corridor was not constrained by the various engineering works.

3.3. Vertical trends in the geochemical characteristics of the sediments

3.3.1. Vertical trends in Total organic carbon

The TOC contents in the sediment cores (Fig. 4) are comprised between 0 and 5%. The vertical trend in TOC in PDR-1902 (dam reservoir, Fig. 4.a) is monotonous at around 2%. In PDR-1802, the TOC is low (<1%) before the grain-size rupture (active secondary channel, Fig. 4.b), then increases up to 3% at 55 cm, before falling back at ~2% until the surface. In PDR-1806 (semi-active channel, Fig. 4.c), the TOC content is null in the bottom of the sediment core until ~50 cm from the top. It then increases up to 4–5% close to the surface. In PDR-C10a (floodplain, Fig. 4. d), the TOC is almost null below 75 cm, increases slowly towards the surface, and then more sharply in the last ten centimetres. It is worth noting that the increase in TOC systematically coincides with the grain-size ruptures identified previously (red dotted line in Fig. 4) in all sediment cores.

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

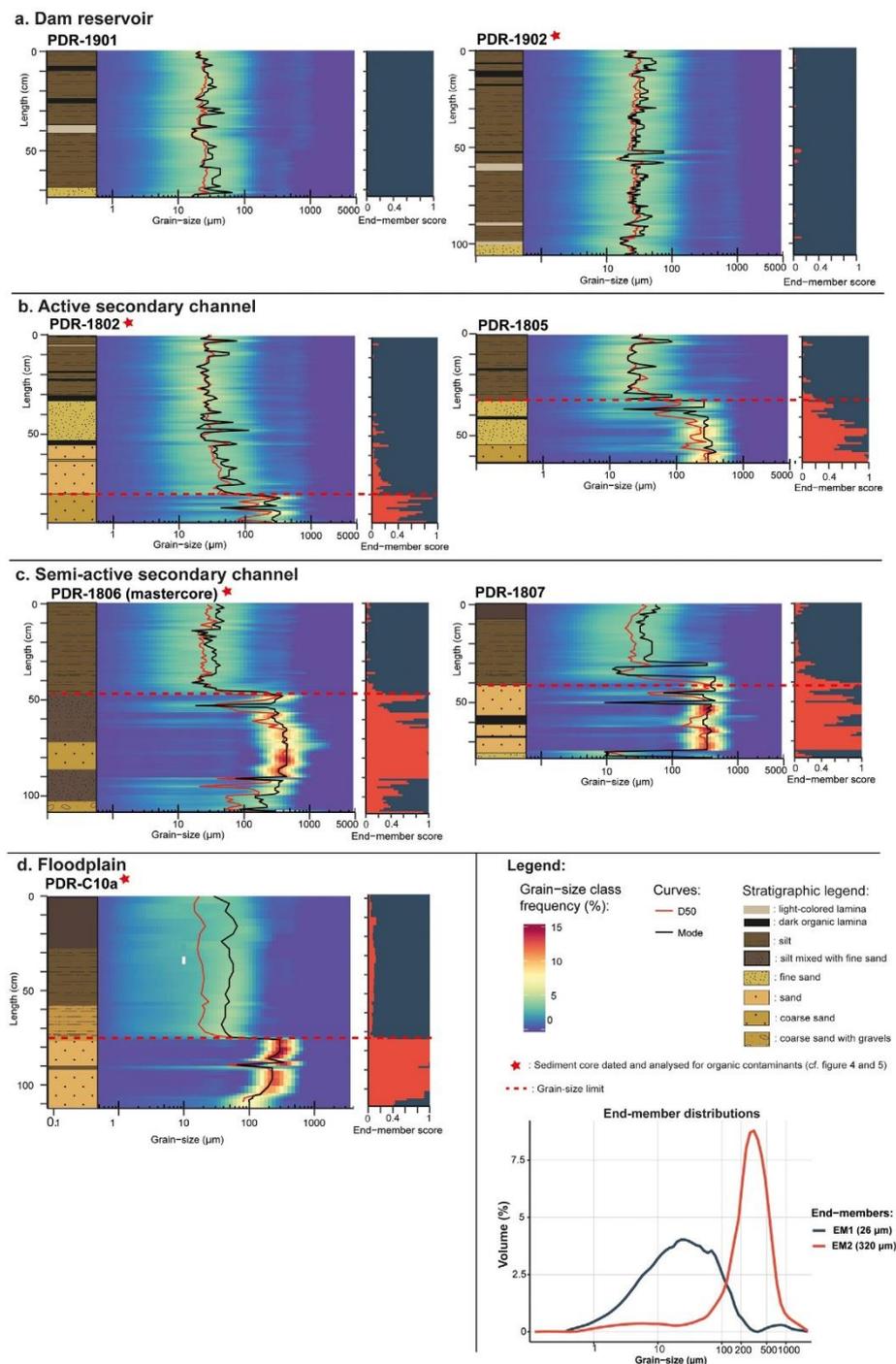


Fig. 3. Grain-size characteristics for the seven studied sediment cores in a) the dam reservoir, b) the active secondary channel (Ilon), c) the semi-active secondary channel (Limony), and d) the floodplain. For each sediment core, from left to right: stratigraphic description, heatmap representation of the total grain-size repartition and End-Member scores.

3.3.2. Vertical trends in persistent organic pollutants

In sediment core PDR-1902 (dam reservoir, Fig. 4.a), the $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration follows a decreasing trend from the bottom ($\sim 40 \mu\text{g kg}^{-1}$) to

the top ($\sim 10\text{--}20 \mu\text{g kg}^{-1}$). Two sharp peaks can however be observed at 78 cm ($120 \mu\text{g kg}^{-1}$) and 12 cm ($40 \mu\text{g kg}^{-1}$). The $\Sigma 9\text{PBDE}$ concentration starts around $200 \mu\text{g kg}^{-1}$ at the very bottom of the sediment

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

core, peaks at $\sim 400 \mu\text{g kg}^{-1}$ at 96 cm and then decreases steadily from $200 \mu\text{g kg}^{-1}$ at 90 cm to $\sim 20 \mu\text{g kg}^{-1}$ close to the surface. The TOC normalisation does not significantly modify the observed trends in this sediment core.

In sediment core PDR-1802 (active secondary channel, Fig. 4.b), the $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration is around $80 \mu\text{g kg}^{-1}$ at the very bottom and fluctuates between ~ 40 and $90 \mu\text{g kg}^{-1}$ until 50 cm. It then decreases steadily to reach a stable value of $20 \mu\text{g kg}^{-1}$ close to the surface.

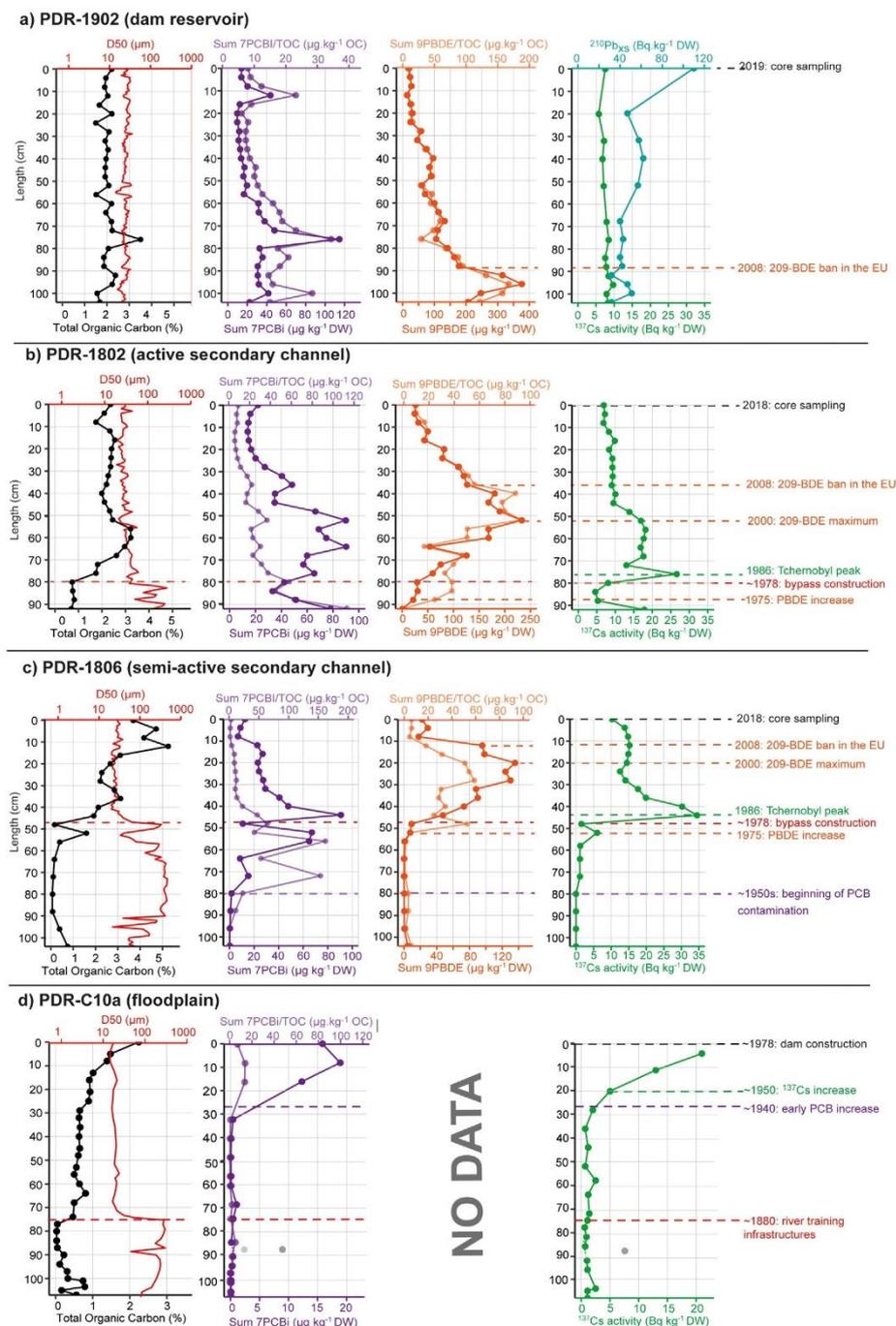


Fig. 4. Vertical trends in geochemical characteristics in sediment cores a) PDR-1902; b) PDR-1806; c) PDR-1802; d) PDR-C10a. For each sediment core, the following characteristics are presented from left to right: Total Organic Carbon content, D50, sum of the 7 indicator PCB, sum of 9 PBDE, ^{137}Cs activity. For organic contaminants, the darkest curve represents the raw concentrations while the lightest curve represents the concentrations normalized to the TOC. NB: the sum of 9PBDE was not measured in PDR-C10a. In Fig. 4.d, the grey dots not connected to the rest of the points are outliers likely due to contamination during the core sampling and were therefore not considered in the interpretation.

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

When normalising the $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration to the TOC (in order to remove a potential confounding effect due to the affinity of persistent organic pollutants for organic matter), the trend is significantly modified: we observe an exponential decrease in $\Sigma 7\text{PCBi}/\text{TOC}$ from the bottom of the sediment core to the surface. The $\Sigma 9\text{PBDE}$ concentration is null at the very bottom but increases rapidly and peaks at $\sim 250 \mu\text{g kg}^{-1}$ around 50 cm. It decreases then steadily to reach $\sim 25 \mu\text{g kg}^{-1}$ at the surface. The TOC normalisation does not change significantly the overall vertical trend observed for PBDEs.

The $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration is null in the bottom part of sediment core PDR-1806 (semi-active channel, Fig. 4.c) but increases quickly starting at 80 cm from the surface. It peaks at a value of $\sim 100 \mu\text{g kg}^{-1}$ at 44 cm, then decreases steadily to reach a background value of $\sim 5\text{--}10 \mu\text{g kg}^{-1}$ close to the surface. When normalising the $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration to the TOC, the vertical trend is significantly modified: the increase is sharper starting at 80 cm, and the peak happens lower in the sediment core, between roughly 55 and 70 cm. From 55 cm to the surface, an exponential decrease is then observed. In this sediment core, the $\Sigma 9\text{PBDE}$ concentration is null between the bottom and ~ 50 cm from the surface. We can then observe a sharp increase in concentration until $\sim 140 \mu\text{g kg}^{-1}$ around 20–30 cm. Starting at 20 cm, the concentration decreases rapidly until 20–30 $\mu\text{g kg}^{-1}$ close to the surface. The TOC normalisation does not significantly impact the PBDEs vertical trend.

In sediment core PDR-C10a (floodplain, Fig. 4.d), the $\Sigma 7\text{PCBi}$ concentration is null in the bottom part. The first measured concentration is $\sim 12 \mu\text{g kg}^{-1}$ around 18 cm, and the contamination levels then stay similar until the surface. The TOC normalisation shows that the contamination is minimal compared to the other sediment cores but does not modify the tendency. Note that one point around 88 cm in the PCBs concentration and ^{137}Cs activity graphs was not considered in the interpretation as it is located at the junction between the two sub-sections of the sediment core and is likely the result of contamination by surface sediment during the sampling.

It is worth specifying that the congener repartition for PCBs and PBDEs is similar in all three sediment cores and does not vary significantly with depth. The highly chlorinated PCB congeners (PCB-138/PCB153/PCB180) are predominant, generally representing between 60 and 80% of the $\Sigma 7\text{PCBi}$. Meanwhile, congener 209 (BDE-209, the main component of the deca-BDE commercial mixture) represents between 93 and 99% of the $\Sigma 9\text{PBDE}$ measured in the samples and was therefore mainly considered in further interpretations.

1.1.1. Radionuclides activity trends

The ^{137}Cs activity profile for sediment core PDR-1902 (dam reservoir, Fig. 4.a) is monotonous and comprised of background values between 5 and 10 Bq kg^{-1} . No activity peak is observed. The $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profile globally decreases from $\sim 120 \text{Bq kg}^{-1}$ at the top to 40–60 Bq kg^{-1} at the bottom of the sediment core. While a few measure points slightly deviate from that decreasing trend (e.g. at 20 cm), all were nevertheless taken into account for the modelling.

In sediment core PDR-1802 (active secondary channel, Fig. 4.b), the ^{137}Cs activity is around 20 Bq kg^{-1} at the very bottom and decreases onto the last 8 cm. This declining trend hints at the existence of an earlier peak that was not recorded in the sediment core. The activity then increases to peak at 25 Bq kg^{-1} around 76 cm. Afterwards, it decreases quickly between 44 and 78 cm, and more progressively between 44 cm and the surface, where the activity stalls around 5 Bq kg^{-1} .

The ^{137}Cs activity in sediment core PDR-1806 (semi-active secondary channel, Fig. 4.c) is null from the bottom to 80 cm from the surface, then very low ($< 5 \text{Bq kg}^{-1}$) until 58 cm. We can then observe two activity peaks of different intensities: a 6 Bq kg^{-1} peak at 52 cm, followed by a temporary decrease and more straightforward peak of 35 Bq kg^{-1} at 44 cm. Above this second peak, the ^{137}Cs activity decreases overall to reach 10 Bq kg^{-1} at the surface, although a slight increasing trend can be observed again between 12 and 25 cm.

In sediment core PDR-C10a (floodplain, Fig. 4.d), ^{137}Cs activity is null in the bottom and increases from 20 cm onwards. It starts at around 5 Bq kg^{-1} and reaches 20 Bq kg^{-1} close to the surface.

1.2. Age-depth modelling

3.3.3. Date markers

The grain-size change identified in sediment cores from the secondary channels (PDR-1802 and PDR-1806; cf. Section 3.3) and the floodplain (PDR-C10a) can be used as a date marker. Indeed, a similar change has already been observed in sediment cores from the Rhône floodplain, in this study area and two other sites along the river corridor (Vauclin et al., 2019, 2020). In those cases, it was proven that the abrupt grain-size modification was due to the first period of river engineering (~ 1880) that created a partial disconnection between the channel and the floodplain, and sediments above the limit were therefore defined as infrastructure-induced legacy sediments. This mechanism is illustrated here in the floodplain core (PDR-C10a). In the sediment cores from the secondary channels, however, the grain-size change is located just below ^{137}Cs activity peaks and therefore has to be more contemporary than the 1880s. We therefore concluded that it was caused by the second period of river engineering (bypass implementation) in 1978. As a consequence, we considered that the ^{137}Cs activity peaks in PDR-1802 and PDR-1806 were the result of the 1986 Tchernobyl accident since both are located above the 1978 grain-size limit.

Tippling points in organic contaminants trends were used as secondary date markers in models M2 (in addition to absolute date-markers, cf. Section 2.2.4), based on production/consumption temporal data or already published dated contamination trends from other sedimentary archives. Standard errors were associated with POPs time-markers to take into account the lag time between the legislation, its implementation at the national scale and the time needed to record a decrease in the sediment record (Table S2). All date markers used in this study and their justification and/or reference are available in Table 1.

3.3.4. Age models

Model M1 for sediment core PDR-1902 was developed from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ modelling exclusively. The coefficient of determination of the model was $R^2 = 0.61$, and the resulting sedimentation rate in the reservoir computed from the regression slope is 4.12 cm yr^{-1} . According to this model, the bottom of PDR-1902 would date back to 1993 (Fig. 5.a). Model M2 additionally considers the PBDE decreasing trend in the sediment core and results from a linear regression. It estimates a constant sedimentation rate of 5.0 cm yr^{-1} in the reservoir, the bottom of the sediment core therefore dating back to 1999. While both models give relatively similar results, the bathymetric measurements (Fig. S2) suggest that the bottom of the sediment core is older than 1999, which renders model M1 more plausible.

Models M1 and M2 for sediment core PDR-1802 were obtained with a linear interpolation model (Fig. 5.b). According to model M1, the bottom of the sediment core dates back from 1960. The resulting sedimentation rate is around 2.3 cm yr^{-1} between 1986 and 2018. Model M2 gives very similar results to model M1: the date of the bottom of the sediment core is estimated at 1969 and the sedimentation rate is around $\sim 1.2 \text{cm year}^{-1}$ until 1986, 1.7–1.8 cm yr^{-1} between 1986 and 2006 and 3.2 cm yr^{-1} between 2006 and the surface. The consistency between the two models suggest that the dating of PDR-1802 is overall valid, although the dating of very bottom of the sediment core beyond the older time-marker should be considered with caution as the results had to be extrapolated. This also indicates that the additional time-markers linked to the PBDE contamination trend in model M2 are reliable in this case.

Models M1 and M2 for sediment core PDR-1806 were obtained with a linear interpolation model (Fig. 5.c). According to model M1, the bottom of the sediment core dates back from 1890, however this date results from a large extrapolation—the latest time-marker being positioned at 48 cm—and is therefore unreliable. The sedimentation rate is estimated at 0.6 cm yr^{-1} between the bottom and 48 cm (time-marker:

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

Table 1.
Date markers used to build the age-depth models.

Date marker	Date	Sediment cores	Reference/explanation
Absolute date markers			
¹³⁷ Cs activity peak	1986	PDR-1806, PDR-1802	See Section 3.3.3
Grain-size change	1978	PDR-1806, PDR-1802	See Section Section 3.3.3
Secondary date markers			
PCB concentration increase	1950	PDR-1806	Breivik et al., 2002a, 2002b, b; Desmet et al., 2012; Lorgeoux et al., 2016; Dendievel et al., 2020
PBDE concentration increase	1975	PDR-1806, PDR-1802	Nylund et al., 1992; Muir and Rose, 2007; Kohler et al., 2008; Lorgeoux et al., 2016; Abbasi et al., 2019
209-BDE maximum	2000	PDR-1806, PDR-1802	Kohler et al., 2008; Abbasi et al., 2019
209-BDE ban in the EU	2008	PDR-1806, PDR-1802, PDR-1902	European Parliament, 2002/95/CE, European Court of Justice ruling, April 1st 2008

¹³⁷Cs peak 1986), then increases at 1.3 cm yr^{-1} until the surface. Model M2 gives a very similar estimation for the top 48 cm of the sediment core, with a sedimentation rate comprised between 1 and 2 cm yr^{-1} between 1986 and 2018. Between 50 and 104 cm, however, the slope of the modelled line is steeper, with an estimated 1.4 cm yr^{-1} sedimentation rate. According to this model, the bottom of the sediment core dates back from 1933, although it should still be considered with caution as it results from extrapolation. As the two models give consistent results for the top 48 cm of the sediment core, we can assume that the dating of this section is reliable. The two additional time-markers related to the PBDE contamination trend in model M2 therefore appear as accurate. Regarding the bottom half of the sediment core, model M2 is likely the most accurate of the two, as the beginning of PCB contamination in sediments is widely accepted as dating back from the early 1950s (Wania, 1999; Breivik et al., 2002a, 2002b) and such a trend has already been observed in sediment core from the Rhône River (Desmet et al., 2012; Mourier et al., 2014).

The best results for the age-depth modelling of sediment core PDR-C10a (Fig. 5.d) were obtained with a linear regression model. Only one POPs time-marker is additionally used in model M2 compared to M1, therefore the two models are practically identical. A consistent sedimentation rate of 0.76 cm yr^{-1} is estimated in both cases, with the bottom of the sediment core dating back from 1840. However, the last reliable time-marker is the grain-size change resulting from the river training infrastructures implementation in the area around 1880, at

75 cm. Below this point, the model results are highly uncertain as they stem from extrapolation.

4. Discussion

4.1. Multi-proxy dating in a complex fluvial setting

Dating often constitutes the basis for the interpretation of other information recorded in a sediment sequence, such as identifying contamination trends or relating grain-size patterns to hydrological events. However, achieving a robust dating of sediments from a complex fluvial setting is challenging and requires extensive interpretation in its own. Two types of dating methods can be distinguished based on the information they provide (Notebaert et al., 2011): discrete methods such as radiocarbon, Optically Stimulated Luminescence or ¹³⁷Cs will provide an absolute date for a few discrete points in the sediment core, while continuous methods based on the presence and evolution of tracers—for instance contaminant trends—will allow to identify time periods based on their vertical repartition in the deposits. In fluvial contexts, several processes might render these dating methods ambiguous, including sedimentation hiatuses due to incision, erosion, or the intermittent nature of a depositional environment (e.g. floodplain), fluctuations of sediment accumulation rate, or post-depositional processes such as bioturbation, contaminants/radionuclides migration or leaching (Lewin and Macklin, 2003; Bábek et al., 2008; Matys Grygar et al.,

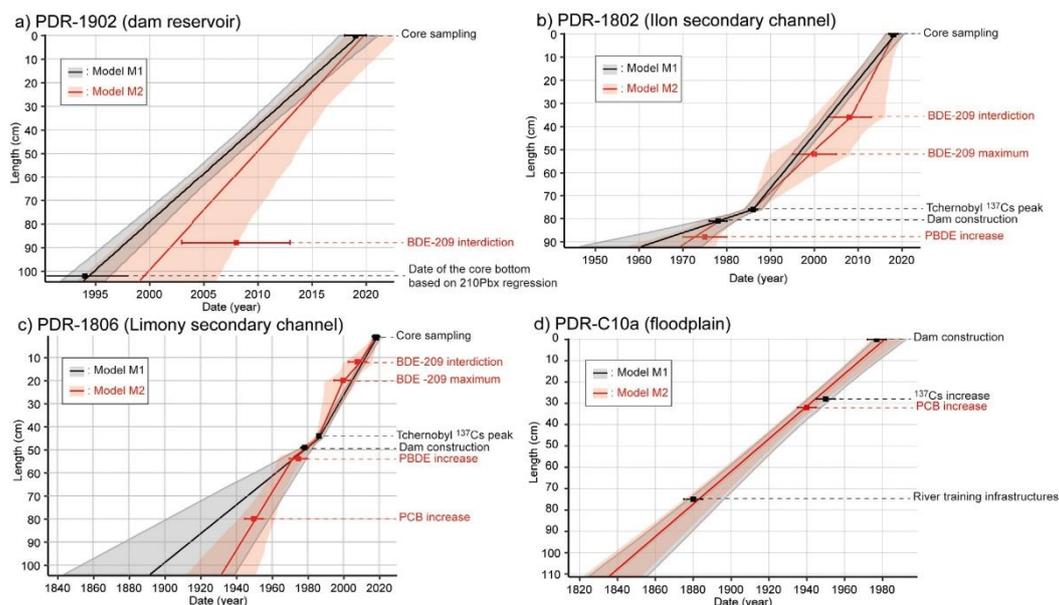


Fig. 5. Age-depth models for sediment cores PDR-1902, PDR-1802, PDR-1806 and PDR-C10a.

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

2016). The different dating methods will be more or less affected by those processes: the use of ^{137}Cs activity measurements might prove little informative if a sedimentation hiatus coincides with an activity peak or if the sediments were deposited after 1986, while a varying sedimentation rate is especially misleading when trying to infer a time period from a known contamination trend.

A combination of complementary methods is therefore optimal for a robust dating of a sediment sequence in a complex fluvial system, as illustrated in this study where no less than five types of time-markers (^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity, contamination trends, grain-size changes, bathymetric measurements) were necessary to build reliable age-depth models for each of the four depositional environments. Indeed, few discrete time-markers were available in our samples: the deposits are too recent for radiocarbon dating to give relevant results, and clear ^{137}Cs peaks could only be identified in two out of the four depositional environments. We therefore had to use continuous and less robust indicators such as contamination trends. PCBs temporal trends in sediments are reasonably well-known, having been studied in many European Rivers (Bábek et al., 2008; Malina and Mazlova, 2017; Lorgeoux et al., 2016; Dendievel et al., 2020) including the Rhône River (Desmet et al., 2012; Mourier et al., 2014). They started being produced in the 1930s but the contamination often appears in sediments from the 1950s only (Lorgeoux et al., 2016; Dendievel et al., 2020). Their emissions peaked in 1975 in France (Breivik et al., 2002b), which coincides with the prohibition of their use in open systems, and then decreased. They were then banned from use and sale in closed system as well in 1987. In our case, unfortunately, only PDR-1806 recorded the complete PCB temporal trend, and the large discrepancy between the concentration and the TOC-normalized trends (Fig. 4.b) rendered unreliable any date indication other than the initial increase in concentrations (~1950s). PBDEs have been less investigated and there is no consensus yet about their temporal repartition in sediment deposits. However, their concentrations follow a well-defined pattern that seems consistent in the sediment cores from the aquatic environments (Fig. 4.a, 4.b and 4.c), meaning they could be used as geochemical tracer. As for PCBs, their use is restricted in time: they started being produced in 1970 (Lauzent, 2017), and were progressively banned from use and production by the European Union from 2004 to 2008 (European Parliament, 2002/95/CE). Additionally, results from dated sediment cores (Nylund et al., 1992; Zegers et al., 2003; Muir and Rose, 2007) suggest a contamination peak in the early to late 1990s depending on the congener, BDE-209 tending to peak in the early 2000s as its use was regulated later than the others.

Relying on contamination trends—especially ones that were less studied—is risky to date sedimentary archives, especially in such a complex setting, and is therefore very uncommon. Indeed, even when the global or regional temporal trends of emission/production of a contaminant are well-known, as it is the case for PCBs, post-ban contamination may still happen locally and/or episodically and could skew the interpretation if the investigators fail to identify such an occurrence. On the other hand, local and episodic contamination events from a point source can also allow for precise dating if the timing of the contaminant releases is known. In Morereau et al. (2020), for example, documented releases of ^{137}Cs from a French Alternative Energies and Atomic Energy Commission (CEA) center in Marcoule (Lower Rhône Valley) were used along with records of the corresponding hydrological conditions to precisely date a downstream sediment core. In order to take into account the uncertainty associated with contamination trends as time-markers, our approach was to construct two separate age-depth models: model M1 from the absolute time-markers only (^{137}Cs , grain-size changes, sampling date), inevitably imprecise but reliable; and model M2 using contamination trends as additional time-markers. Both models ended up being similar in the four sediment cores, which proves the robustness of our approach. In the case of PDR-1806, the use of PCBs contamination trend even allowed to significantly improve the age-depth model in the lowest part of the archive. This methodology

also confirms the potential for PBDE contamination trends to be increasingly used as time-markers in sediment deposits, although larger-scale studies would be useful to ascertain it. Finally, the lack of time-markers in the most recent sediment core (PDR-1902, Fig. 4.a) highlights the interest of investigating emergent contaminants trends in order to retain the ability to date future sediment cores where conventional date-markers such as ^{137}Cs peaks and historical organic contaminants may not be present.

4.2. Characterization of the depositional environments

One of the aims of this study is to demonstrate that a thorough characterization of the fluvial depositional environment from which a sediment core will be sampled is essential and time efficient. While the four depositional environments have been previously described from a geographical and geophysical point of view, this section intends to formally characterize these environments based on previous geomorphology studies and illustrate incidentally the interest of such characterization for sedimentary archive interpretation.

The dam reservoir environment in this study cannot readily be compared to most reservoirs in terms of depositional processes, as the run-of-river dam is punctually erased during floods and few sediments are therefore deposited in the axis of the dam (Fig. S2). The coring zone where sediments accumulated corresponds to a recess zone where there is little flow velocity under normal discharge conditions and is likely closer to a harbour basin in terms of context. The environment was never dredged and there is no sedimentological nor bathymetric evidence to show that sediment remobilisation might have happened during floods: the sediments are fine (silt to clay) and homogeneous, and the bathymetric lines are in chronological order. Few date markers were available in the sediment core sampled in the reservoir, which renders essential the knowledge that sedimentation is likely continuous and sustained in time in this environment: it supports the use of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ decay and a linear regression age-depth modelling to establish the chronology of the sediment core.

The Ilon (active) secondary channel was successively affected by the river training phase in the 1880s and the dam implementation in 1978 that quickly resulted in the disconnection and siltation of the upstream part of the channel, which is a common consequence of bypassing in the Rhône River as demonstrated in Dépret et al. (2017). Both phases were identified on the GPR profile due to a distinct subparallel reflector that matches temporally with the dam-induced legacy sediment limit in the sediment cores. A deeper subparallel reflector is speculated to correspond to the pre-infrastructure gravel-bed (Fig. 2.a). Overall, this depositional environment is therefore characteristic of a passive channel fill (Aslan, 2013). The river training infrastructure initiated the filling, and the severe flow reduction associated with bypassing emphasized the disconnection, resulting in the deposition of finer sediments without altering the sedimentary architecture. Understanding the chronology of the filling process of this environment was invaluable to reinforce the dating of the corresponding sediment core.

The Limony (semi-active) secondary channel was artificially disconnected from the main channel by the building of dykes at its upstream and downstream ends in the 1880s (Vauclin et al., 2019; Tena et al., 2020). Both the sediment cores and the GPR results proved that two distinct phases of infilling followed: a first phase characteristic of an active fill, with deposition of bedload elements and possible migration of bar or dune forms recorded as the oblique reflectors, and a second phase that hints at a more passive fill due to severe flow reduction (Aslan, 2013)—which in this case is due to the dam implementation in 1978. Dépret et al. (2017) also found that water level lowering following bypassing in the Rhône River resulted in a rapid dewatering process, which is confirmed here by the sharp increase in organic carbon content in this layer (Fig. 4.c). This depositional environment is therefore a hybrid of an active and passive channel fill, strongly influenced by river engineering. This interpretation was essential to identify the grain-size

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

change as a date-marker that contributes to the robust dating of PDR-1806. Additionally, it is worth noticing that its intermittent connection to the main channel might have resulted in a discontinuous sediment record.

Finally, the floodplain environment described in this study could be defined as a floodbasin: the lowest lying parts of a floodplain that act as a stilling basin in which suspended fines can settle from overbank flows after the coarser suspended debris have been deposited on levees (Allen, 1965; Aslan, 2013). Sediments from the floodplain environment in our study area are indeed fine and the absence of reflectors in the upper layer on the corresponding GPR profile is an indication of a decantation process, resulting in a homogeneous sedimentary architecture with no tangible reflector. In our case, the screening of coarser materials has been emphasized by the implementation of in-channel infrastructures (Vauclin et al., 2019). Floodbasins often exhibit a network of small channels (Allen, 1965), which used to be the case in the studied area, as proven by the two palaeochannels clearly identifiable on GPR10 (Fig. 2.c). Those filled channels are not discernible on the field nor recorded in the historical maps, likely due to their small size: this demonstrates the interest of using GPR or another geophysical method to understand the sedimentary context of a sediment core.

4.3. Influence of depositional environments on sedimentary archives

When studying a sedimentary archive, one is ideally looking for a compromise between a good temporal resolution and a long-term record, in an environment as preserved as possible. Those features depend strongly on the depositional environment and are influenced by natural and anthropogenic disturbances. As a consequence, finding a good sampling site for a sediment core is rarely straightforward and requires investigation and/or a good knowledge of the study area.

Floodbasins have often been used as archives of historic contamination as they are less prone to reworking than channel deposits and thus

constitute long-term records of fine-grained sediments that efficiently retain contaminants (Matys Grygar et al., 2016). The counterpart is that the record is most likely intermittent, sediments being deposited in high-discharge conditions only. An estimation of the overflow frequency is therefore essential for the interpretation of sedimentary sequences from such an environment. In aggrading or corseted systems, the floodplain might not be actively flooded anymore, meaning that even sediments close to the surface could be a few decades old. In our case, the floodplain has been entirely disconnected from the channel since the late 1970s, and interpreting the pollution trend from PDR-C10a (Fig. 4.d) as the whole contamination chronicle would have led to a wrong estimation of the pollution levels and dynamics in the area. Lewin and Macklin (2003) noted that channel stability may cause overbank sedimentation to become self-limiting as the floodplain aggrades and progressively becomes too elevated to be overflowed, and therefore reduces over time the preservation potential of the floodplain environment. This is consistent with our observations following the river training infrastructures implementation: the decline in floodplain-channel connectivity was first translated into the deposition of finer-grained legacy sediments (Vauclin et al., 2019), and was later exacerbated by the severe flow reduction associated with the dam construction. River engineering therefore caused the loss of a recording environment, but it should also be noted that the river training infrastructures stopped lateral channels migration, facilitating sediment deposition without major reworking in the margins for several decades. Despite the recent hiatus, the floodplain in our study still displays the longest sediment record (~1840s–1970s, cf. Fig. 6), and therefore remains an essential sedimentary archive when properly interpreted.

Abandoned or partly disconnected channels are often considered as a good alternative to floodplains to study recent river history (Bábek et al., 2008; Van Metre et al., 2008; Mourier et al., 2014; Van Metre et al., 2015) as they are usually characterised by a reasonably good preservation potential and a better stratigraphic resolution and continuity

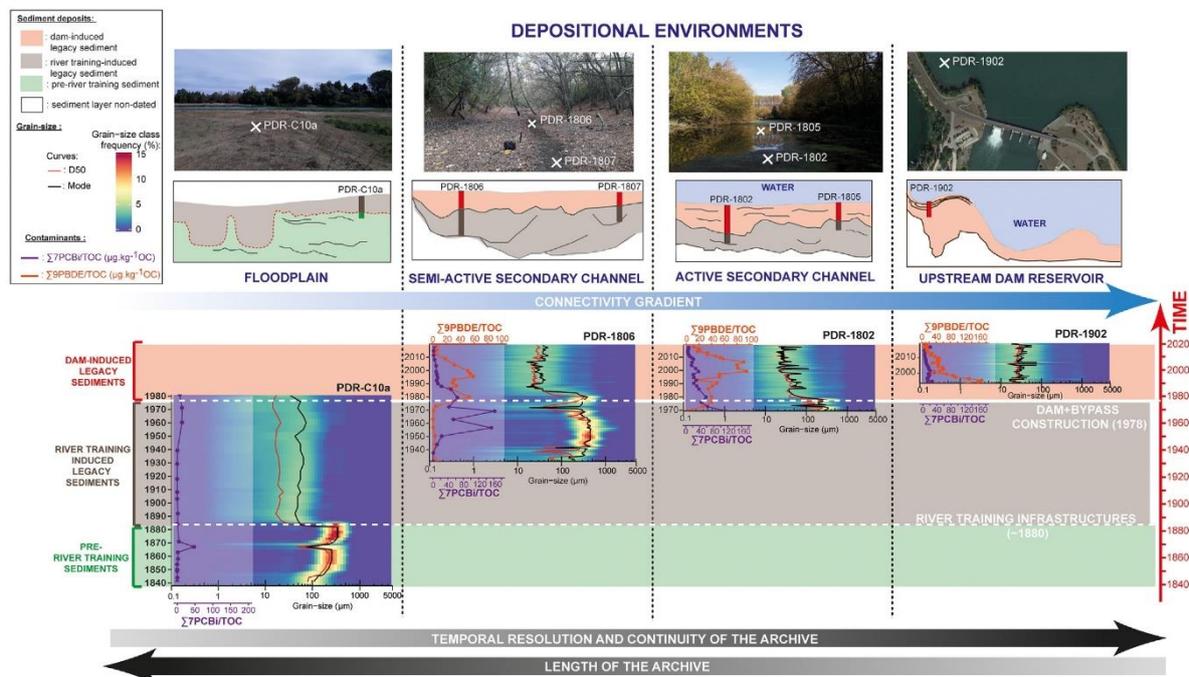


Fig. 6. A summary of the influence of depositional environments on sedimentary records: contamination trends and grain-size events recorded depending on the environment (from left to right: floodplain, semi-active secondary channel, active secondary channel and upstream dam reservoir).

than floodplains due to their higher connectivity with the main channel. The two secondary channels we studied showed similar recording tendencies but were also influenced by the respective timings and dynamics of their disconnection. The temporal extent of the archive is related to the date of the disconnection: the secondary channel that was partly disconnected from the 1880s onward recorded a longer chronicle (1930s–2018) than the other channel (1960s–2018) whose partial disconnection is mainly related to the bypass implementation in the 1970s. This illustrates again the influence of human-induced river modification on the recording ability of the various depositional environments. Additionally, the temporal resolution of the archive is linked to the connection frequency of the channel environment (Fig. 6): the Ilon channel which is connected most of the year has an accumulation rate more than twice as high ($\sim 3.2 \text{ cm year}^{-1}$) as the Limony channel ($\sim 1.3 \text{ cm year}^{-1}$) that is only connected under high discharge conditions. Finally, the nature of the channel fill influences the continuity and reliability of the archive: a passive fill such as in top parts of the secondary channel sediment cores ensures a deposition without reworking and therefore an archive without significant hiatus, while an active channel fill –such as in the bottom half of PDR-1806– is more subject to sediment remobilisation and errors in the archive interpretation.

A fully anthropogenic depositional environment such as the run-of-river dam reservoir in this study presents the highest temporal resolution and continuity, allowing to reliably discern subtle grain-size and contamination variations. It is however temporally limited to the date of construction of the infrastructure and might pose more practical challenges for the retrieving of sediment cores because such environments tend to accumulate large amounts of sediments due to their proximity to the main stream. Indeed, we did not manage to secure a sediment core longer than $\sim 1 \text{ m}$ although we know from the bathymetric measurements that more than 5 m of sediments were stored in our sampling location.

Overall, each of the four depositional environments investigated in this study present strengths and weaknesses as potential sedimentary archives, which are summed up in Table 2. It is highly unlikely to come across a depositional environment in a fluvial system that satisfies all the requirements of an ideal sedimentary archive: long-term record, good temporal resolution and continuity (i.e. absence of hiatuses). However, it is possible to reconstruct a composite archive by correlating several dated sedimentary sequences sampled in different deposition environments in a common study area, as illustrated in Fig. 6. While demanding, this methodology provides a robust archive that accounts for the spatial and temporal variability of the preservation potential of recent alluvial sediments. This is especially relevant when trying to understand the evolution of a complex and highly anthropised fluvial system such as the Rhône River, as river engineering tends to strongly modify the functioning of existing depositional environments (floodplain, secondary channels) and create new ones (reservoir), making the interpretation of sediment sequences even more challenging.

5. Conclusion

This work demonstrates the strong influence of the type of depositional environment on the sedimentary archive potential in a fluvial context. Indeed, the comparative and multi-compartments approach implemented in this study proved that the four studied environments recorded four different time-periods, and therefore different hydromorphological events and contamination trends. The different archives in this study showed various degrees of continuity and temporal resolution that can only be inferred from a thorough understanding of the depositional environment and its functioning. For this purpose, the combination of geophysical surveys with sediment core following a rigorous sampling design is optimal, and we believe that such combination should be applied more frequently when investigating sediment deposits in actively shifting or adjusting river corridors. This is especially true in highly anthropised hydrosystems, as we proved that river engineering modified the recording potential of all four studied environments. The characteristics of a depositional environment can also provide invaluable information to elaborate or specify age-depth models of sedimentary archives, a task that can otherwise prove challenging in a fluvial context, especially with contemporary sediment cores where conventional date-markers (^{137}Cs activity peaks, historical contaminants trends) might not be recorded.

While a combination of cores from various environments is the only way to obtain a comprehensive understanding of the river evolution over time, some of the studied environments might be more suited to retrieve relevant sedimentary archives depending on the aims of the investigation: a floodplain core is a prerequisite to reconstruct long-term history, a sediment core from secondary channel is particularly adequate as an archive of the legacy contamination by various organic substances in the second half of the 20th century, while a core from a relatively recent reservoir or harbour may allow the investigation of emergent contaminants.

In a context of growing environmental concerns regarding hydrosystems, a better understanding of the impact of depositional environments on the recording potential of fluvial sediments is essential. It may allow to correctly identify areas with a higher contamination and/or remobilisation risk, but also to assess filling dynamics and the prospective need for restoration or maintenance work such as dredging. It is an indispensable tool for current and future monitoring of complex river systems that are continually evolving in association with anthropogenic activities.

CRedit authorship contribution statement

Sophia Vauclin: Conceptualization, Methodology, Formal analysis, Validation, Investigation, Writing - original draft, Writing - review & editing, Visualization. **Brice Mourier:** Conceptualization, Investigation, Writing - review & editing, Supervision. **André-Marie Dendievel:**

Table 2

Summary of the advantages and disadvantages of the different types of fluvial depositional environment studied in this paper to retrieve and analyse a sedimentary archive in an anthropized context.

Depositional environments	Advantages	Disadvantages
Floodplain	Low risk of sediment reworking	Intermittent sediment deposition
	Long sediment record due to low accumulation rate	May be disconnected from the channel: no recent sediment record
	Easiest environment for the sediment core sampling	Low resolution of the archive due to low accumulation rate
Secondary channels	Active Continuous and homogeneous sedimentation	Possibility of sediment reworking
	Semi-active Better resolution of the archive than in the floodplain due to higher accumulation rate	Intermittent sediment deposition
Dam reservoir	Longer record than active channel due to lower accumulation rate	Possibility of reworked sediments in the lower part of the record
	Continuous et homogeneous sedimentation	Length of the record limited by the date of the dam construction
	High resolution of the archive due to high accumulation rate	Sediment core sampling may be challenging

ARTICLE IN PRESS

S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

Conceptualization, Investigation, Methodology, Writing - review & editing. **Nicolas Noclin**: Conceptualization, Investigation, Writing - review & editing. **Hervé Piégay**: Conceptualization, Writing - review & editing. **Philippe Marchand**: Resources, Writing - review & editing. **Anais Vénisseau**: Resources, Writing - review & editing. **Anne de Vismes**: Resources, Writing - review & editing. **Irène Lefèvre**: Resources, Writing - review & editing. **Thierry Winiarski**: Conceptualization, Investigation, Writing - review & editing, Supervision, Funding acquisition.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

Funding for the work was provided by the European Regional Development Fund (ERDF), Agence de l'eau RMC, CNR, EDF and three regional councils (Auvergne-Rhône-Alpes, PACA and Occitanie) in the context of the Rhône Sediment Observatory (OSR, <http://www.graie.org/osr>). These agencies had no role in the study design nor in the collection, analysis, or interpretation of the data and were not involved in the writing of the article.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142900>.

References

- Abbasi, C., Li, L., Breivik, K., 2019. Global historical stocks and emissions of PBDEs. *Environ. Sci. Technol.* 53, 6330–6340. <https://doi.org/10.1021/acs.est.8b07032>.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89–191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01561.x>.
- Annan, A.P., Davis, J.L., 1977. Ground Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. pp. 63–65.
- Arnaud, F., Piégay, H., Schmitt, L., Rollet, A.J., Ferrier, V., Béal, D., 2015. Historical geomorphic analysis (1932–2011) of a by-passed river reach in process-based restoration perspectives: the Old Rhine downstream of the Kembs diversion dam (France, Germany). *Geomorphology* 236, 163–177. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.009>.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00093-0).
- Aslan, A., 2013. FLUVIAL ENVIRONMENTS | Sediments. In: Elias, S.A., Mock, C.J. (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Second edition Elsevier, Amsterdam, pp. 663–675. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00111-4>.
- Bábek, O., Hilscherová, K., Nehyba, S., Zeman, J., Famera, M., Francu, J., Holoubek, I., Machát, J., Klánová, J., 2008. Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years: Morava River (Danube catchment area), Czech Republic. *J. Soils Sediments* 8, 165–176. <https://doi.org/10.1007/s11368-008-0002-8>.
- Baskaran, M., Nix, J., Kuyper, C., Karunakara, N., 2014. Problems with the dating of sediment core using excess ^{210}Pb in a freshwater system impacted by large scale watershed changes. *J. Environ. Radioact.* 138, 355–363. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2014.07.006>.
- Beres, M., Huggenberger, P., Green, A.G., Horstmeyer, H., 1999. Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture. *Sediment. Geol.* 129, 1–24. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00053-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00053-6).
- Berger, J.-F., Shennan, S., Woodbridge, J., Palmisano, A., Mazier, F., Nuninger, L., Guillon, S., Doyen, E., Begeot, C., Andrieu-Ponel, V., Azuara, J., Bevan, A., Fyfe, R., Roberts, C.N., 2019. Holocene land cover and population dynamics in Southern France. *The Holocene* 29, 776–798. <https://doi.org/10.1177/0959683619826698>.
- Bigus, P., Tobiszewski, M., Namieśnik, J., 2014. Historical records of organic pollutants in sediment cores. *Mar. Pollut. Bull.* 78, 26–42. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.11.008>.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>.
- Bravard, J.-P., Landon, N., Peiry, J.-L., Piégay, H., 1999. Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. *Geomorphology* 31, 291–311. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00091-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00091-4).
- Breivik, K., Sweetman, A., Pacyna, J.M., Jones, K.C., 2002a. Towards a global historical emission inventory for selected PCB congeners – a mass balance approach: 1. Global production and consumption. *Sci. Total Environ.* 290, 181–198. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(01\)01075-0](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(01)01075-0).
- Breivik, K., Sweetman, A., Pacyna, J.M., Jones, K.C., 2002b. Towards a global historical emission inventory for selected PCB congeners – a mass balance approach: 2. Emissions. *Sci. Total Environ.* 290, 199–224. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(01\)01076-2](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(01)01076-2).
- Brooks, A.P., Brierley, G.J., 1997. Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851–1926. *Geomorphology* 18, 291–304. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(96\)00033-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(96)00033-5).
- Bruel, R., Sabatier, P., 2020. Serac: A R Package for Shortlived RAdionuclide Chronology of Recent Sediment Cores (Preprint). *EarthArXiv*. <https://doi.org/10.31222/osf.io/f4yma>.
- Davis, J.L., Annan, A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock Stratigraphy I. *Geophys. Prospect.* 37, 531–551. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02211.x>.
- Dendievel, A.-M., Mourier, B., Coynel, A., Evrard, O., Labadie, P., Ayrault, S., Debret, M., Koltalo, F., Copard, Y., Faivre, Q., Gardes, T., Vauclin, S., Budzinski, H., Grosbois, C., Winiarski, T., Desmet, M., 2020. Spatio-temporal assessment of the polychlorinated biphenyl (PCB) sediment contamination in four major French river corridors (1945–2018). *Earth System Science Data* 12, 1153–1170. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1153-2020>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.036>.
- Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Sci. Total Environ.* 433, 189–197. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.044>.
- Dhivert, E., Grosbois, C., Rodrigues, S., Desmet, M., 2015. Influence of fluvial environments on sediment archiving processes and temporal pollutant dynamics (upper Loire River, France). *Sci. Total Environ.* 505, 121–136. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.082>.
- Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B., Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Opitz, S., Stauch, G., Wünnemann, B., Borchers, A., 2012. An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China. *Sediment. Geol.* 243, 169–180. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.014>.
- Dietze, M., Dietze, E., Lomax, J., Fuchs, M., Kleber, A., Wells, S.G., 2016. Environmental history recorded in aeolian deposits under stone pavements, Mojave Desert, USA. *Quat. Res.* 85, 4–16. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.11.007>.
- Dotterweich, M., 2005. High-resolution reconstruction of a 1300-year-old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. *The Holocene* 15, 994–1005. <https://doi.org/10.1191/0959683605h1873ra>.
- Eschbach, D., Schmitt, L., Imfeld, G., May, J.-H., Payraudeau, S., Preusser, F., Trauerstein, M., Skupinski, G., 2018. Long-term temporal trajectories to enhance restoration efficiency and sustainability on large rivers: an interdisciplinary study. *Hydro. Earth Syst. Sci.* 22, 2717–2737. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2717-2018>.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Richardson, J.M., 2015. The geography of the Anthropocene in New Zealand: differential river catchment response to human impact. *Geogr. Res.* 53, 255–269. <https://doi.org/10.1111/1745-5871.12121>.
- GRAIE (Groupe de Recherche Rhône-Alpes, sur les Infrastructures et l'Eau), 2016. RhôneEco: Le suivi scientifique de la restauration hydraulique et écologique du Rhône 2000–2015. Lyon.
- Guédron, S., Amouroux, D., Sabatier, P., Desplanque, C., Develle, A.-L., Barre, J., Feng, C., Guiter, F., Arnaud, F., Reyss, J.L., Charlet, L., 2016. A hundred year record of industrial and urban development in French Alps combining Hg accumulation rates and isotope composition in sediment archives from Lake Luitel. *Chem. Geol.* 431, 10–19. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.016>.
- Guzzella, L., Roscioli, C., Binelli, A., 2008. Contamination by polybrominated diphenyl ethers of sediments from the Lake Maggiore basin (Italy and Switzerland). *Chemosphere* 73, 1684–1691. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2008.06.073>.
- Huggenberger, P., Meier, E., Pugin, A., 1994. Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data-processing and facies analysis. *Journal of Applied Geophysics, Geophysics and Environment* 31, 171–184. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90056-6](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90056-6).
- James, L.A., 2013. Legacy sediment: definitions and processes of episodically produced anthropogenic sediment. *Anthropocene* 2, 16–26. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2013.04.001>.
- Jol, H.M., 1995. Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penetration depth, resolution and reflection continuity I. *Geophys. Prospect.* 43, 693–709. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1995.tb00275.x>.
- Jones, A.F., Macklin, M.G., Brewer, P.A., 2012. A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750 years. *Geomorphology* 179, 89–105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.003>.
- Karickhoff, S.W., Brown, D.S., Scott, T.A., 1979. Sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments. *Water Res.* 13, 241–248. [https://doi.org/10.1016/0043-1354\(79\)90201-X](https://doi.org/10.1016/0043-1354(79)90201-X).
- Kohler, M., Zennegg, M., Bogdal, C., Gerecke, A.C., Schmid, P., V. Heeb, N., Sturm, M., Vonmont, H., E. Kohler, H.-P., Giger, W., 2008. Temporal trends, congener patterns, and sources of octa-, nona-, and decabromodiphenyl ethers (PBDE) and

ARTICLE IN PRESS

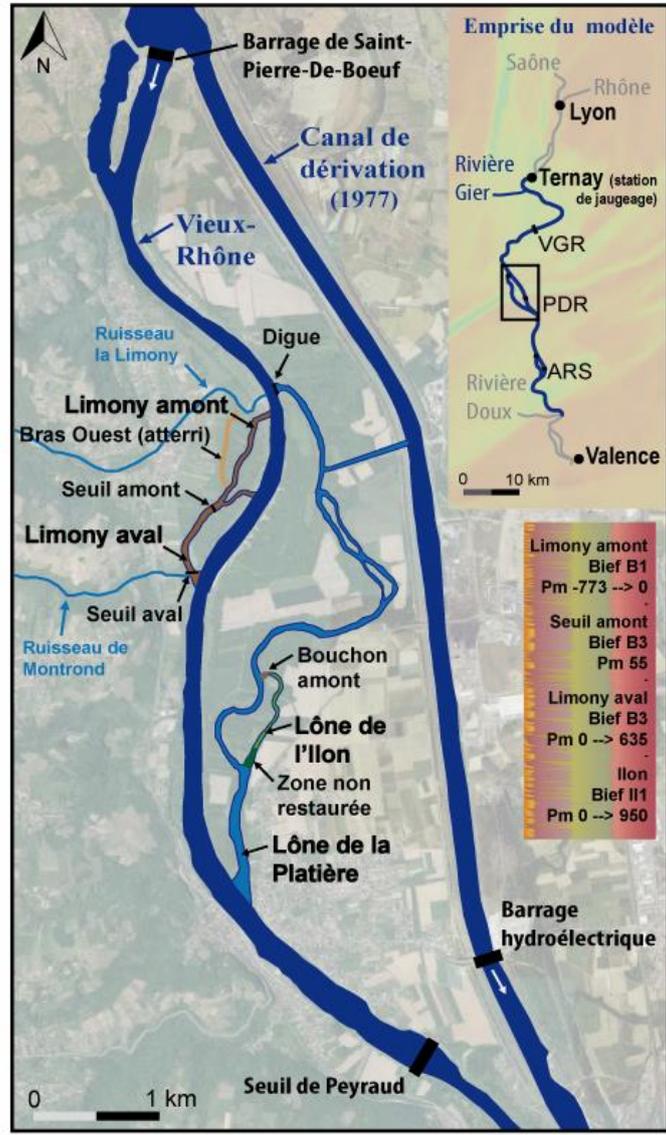
S. Vauclin, B. Mourier, A.-M. Dendievel et al.

Science of the Total Environment xxx (xxxx) xxx

- hexabromocyclododecanes (HBCD) in Swiss Lake sediments. *Environ. Sci. Technol.* 42, 6378–6384. <https://doi.org/10.1021/es702586r>.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 407–414. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90202-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90202-0).
- Laurent, M., 2017. Etude de l'écodynamique des polluants organiques persistants et des micropolluants halogénés d'intérêt émergent dans les milieux aquatiques (Chimie analytique). Université de Bordeaux.
- Lewin, J., Macklin, M.G., 2003. Preservation potential for late quaternary river alluvium. *J. Quat. Sci.* 18, 107–120. <https://doi.org/10.1002/jqs.738>.
- Liber, Y., Mourier, B., Marchand, P., Bichon, E., Perrodin, Y., Bedell, J.-P., 2019. Past and recent state of sediment contamination by persistent organic pollutants (POPs) in the Rhône River: overview of ecotoxicological implications. *Sci. Total Environ.* 646, 1037–1046. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.340>.
- Lin, Y.-T., Schuettel, C.C., Wu, C.H., Fratta, D., 2009. A combined acoustic and electromagnetic wave-based techniques for bathymetry and subbottom profiling in shallow waters. *J. Appl. Geophys.* 68, 203–218. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.11.010>.
- Lorgeoux, C., Moilleron, R., Gasperi, J., Ayrault, S., Bonté, P., Lefèvre, I., Tassin, B., 2016. Temporal trends of persistent organic pollutants in dated sediment cores: chemical fingerprinting of the anthropogenic impacts in the Seine River basin, Paris. *Sci. Total Environ.* 541, 1355–1363. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.09.147>.
- Malina, N., Mazlova, E.A., 2017. Temporal and spatial variation of polychlorinated biphenyls (PCBs) contamination in environmental compartments of highly polluted area in Central Russia. *Chemosphere* 185, 227–236. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2017.06.137>.
- Matys Grygar, T., Elznicová, J., Kiss, T., Smith, H.G., 2016. Using sedimentary archives to reconstruct pollution history and sediment provenance: the Ohře River, Czech Republic. *CATENA* 144, 109–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.004>.
- Miège, C., Peretti, A., Labadie, P., Budzinski, H., Le Bizec, B., Vorkamp, K., Tronczyński, J., Persat, H., Coquery, M., Babut, M., 2012. Occurrence of priority and emerging organic compounds in fishes from the Rhone River (France). *Anal. Bioanal. Chem.* 404, 2721–2735. <https://doi.org/10.1007/s00216-012-6187-0>.
- Morereau, A., Lepage, H., Claval, D., Cossonnet, C., Ambrosi, J.P., Mourier, B., Winiarski, T., Copard, Y., Eyrolle, F., 2020. Trajectories of technogenic tritium in the Rhône River (France). *J. Environ. Radioact.*, 223–224. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106370>.
- Mourier, B., Desmet, M., Van Metre, P.C., Mahler, B.J., Perrodin, Y., Roux, G., Bedell, J.-P., Lefèvre, I., Babut, M., 2014. Historical records, sources, and spatial trends of PCBs along the Rhône River (France). *Sci. Total Environ.* 476, 568–576. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.01.026>.
- Muir, D.C.G., Rose, N.L., 2007. Persistent organic pollutants in the sediments of Lochnagar. In: Rose, N.L. (Ed.), *Lochnagar: The Natural History of a Mountain Lake, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 375–402. https://doi.org/10.1007/1-4020-3986-7_16.
- Notebaert, B., Houbrechts, G., Verstraeten, G., Broothaerts, N., Haeckx, J., Reynders, M., Govers, G., Petit, F., Poesen, J., 2011. Fluvial architecture of Belgian river systems in contrasting environments: implications for reconstructing the sedimentation history. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw* 90.
- Nylund, K., Asplund, L., Jansson, B., Jonsson, P., Litzén, K., Sellström, U., 1992. Analysis of some polyhalogenated organic pollutants in sediment and sewage sludge. *Chemosphere* 24, 1721–1730. [https://doi.org/10.1016/0045-6535\(92\)90227-1](https://doi.org/10.1016/0045-6535(92)90227-1).
- Paradis, H., de Vismes Ott, A., Cagnat, X., Piquemal, F., Gurriaran, R., 2017. Leda: a gamma-gamma coincidence spectrometer for the measurement of environment samples. Applied radiation and isotopes, proceedings of the 7th international conference on radionuclide metrology – low-level radioactivity. *Meas. Tech.* 126, 179–184. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2016.12.049>.
- Parrot, E., 2015. Analyse spatio-temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée (thesis). Lyon 3.
- Petit, F., Poinssart, D., Bravard, J.-P., 1996. Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône river upstream of Lyon, France ("canal de Miribel"). *CATENA* 26, 209–226. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00047-X).
- Pouzet, P., Maanan, M., 2020. Temporal approaches of historical extreme storm events based on sedimentological archives. *J. Afr. Earth Sci.* 162, 103710. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103710>.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *Journal of Environment Quality* 19, 215–233. <https://doi.org/10.2134/jeq1990.00472425001900020006x>.
- Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannièr, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *J. Archaeol. Sci.* 40, 1636–1645. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.12.002>.
- Slowik, M., 2015. Is history of rivers important in restoration projects? The example of human impact on a lowland river valley (the Obra River, Poland). *Geomorphology* 251, 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.031>.
- Surian, N., Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307–326. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2).
- Tena, A., Piégay, H., Seignemartin, G., Barra, A., Berger, J.F., Mourier, B., Winiarski, T., 2020. Cumulative effects of channel correction and regulation on floodplain terrestrialisation patterns and connectivity. *Geomorphology*, 107034. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107034>.
- Toonen, W.H.J., Winkels, T.G., Cohen, K.M., Prins, M.A., Middelkoop, H., 2015. Lower Rhine historical flood magnitudes of the last 450 years reproduced from grain-size measurements of flood deposits using end member modelling. *CATENA* 130, 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.12.004>.
- Van Metre, P.C., Mesnage, V., Laignel, B., Motelay, A., Deloffre, J., 2008. Origins of sediment-associated contaminants to the Marais Vernier, the seine estuary, France. *Water Air Soil Pollut.* 191, 331–344. <https://doi.org/10.1007/s11270-008-9628-9>.
- Van Metre, P.C., Babut, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Roux, G., Desmet, M., 2015. Declining dioxin concentrations in the Rhone River basin, France, attest to the effectiveness of emissions controls. *Environ. Sci. Technol.* 49, 12723–12730. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b03416>.
- Vanwalleghem, T., Bork, H.R., Poesen, J., Dotterweich, M., Schmidtchen, G., Deckers, J., Scheers, S., Martens, M., 2006. Prehistoric and Roman gullying in the European loess belt: a case study from central Belgium. *The Holocene* 16, 393–401. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl935rp>.
- Vauclin, S., Mourier, B., Tena, A., Piégay, H., Winiarski, T., 2019. Effects of river infrastructures on the floodplain sedimentary environment in the Rhône River. *J. Soils Sediments* 20, 2697–2708. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02449-6>.
- Vauclin, S., Mourier, B., Piégay, H., Winiarski, T., 2020. Legacy sediments in a European context: the example of infrastructure-induced sediments on the Rhône River. *Anthropocene* 31, 100248. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2020.100248>.
- Vénisseau, A., Bichon, E., Lesquin, E., Guiffard, I., Marchand, P., Le Bizec, B., 2015. Simultaneous analysis of PBDEs, PBBs, HBCDDs, TBPPA and additional flame retardants in food. Presented at the 7th International Symposium on Flame Retardants (BFR), Beijing, China.
- Vliet-Lanoë, B.V., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacour, C., Fernane, A., Franzetti, M., Cornec, E.L., Roy, P.L., Penaud, A., 2014. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): part I – morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene* <https://doi.org/10.1177/0959683613519687>.
- Walter, R.C., Merritts, D.J., 2008. Natural streams and the legacy of water-powered Mills. *Science* 319, 299–304. <https://doi.org/10.1126/science.1151716>.
- Wania, F., 1999. Global Modelling of Polychlorinated Biphenyls. *WECC Wania Environmental Chemists Corp.*, p. 22.
- Weltje, G.J., Prins, M.A., 2003. Muddled or mixed? Inferring paleoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sediment Geol. SEDIMENT GEOL. Sedimentary Geology* 162, 39–62. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00235-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00235-5).
- Weltje, G.J., Prins, M.A., 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sediment. Geol.* 202, 409–424. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.007>.
- Wohl, E., 2015. Legacy effects on sediments in river corridors. *Earth Sci. Rev.* 147, 30–53. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.05.001>.
- Wohl, E., Angermeier, P.L., Bledsoe, B., Kondolf, G.M., MacDonnell, L., Merritt, D.M., Palmer, M.A., Poff, N.L., Tarboton, D., 2005. River restoration. *Water Resour. Res.* 41. <https://doi.org/10.1029/2005WR003985>.
- Zegers, B.N., Lewis, W.E., Booi, K., Smittenberg, R.H., Boer, W., de Boer, J., Boon, J.P., 2003. Levels of Polybrominated Diphenyl ether flame retardants in sediment cores from Western Europe. *Environ. Sci. Technol.* 37, 3803–3807. <https://doi.org/10.1021/es034226o>.
- Zolitschka, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Francus, P., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Wastegård, S., 2013. Environment and climate of the last 51,000 years – new insights from the Potrok Aike maar lake Sediment Archive Drilling project (PASADO). *Quat. Sci. Rev.* 71, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.024>.

Annexe 311 : Article « Depositional environments and historical contamination as a framework to reconstruct fluvial sedimentary evolution » (Vauclin et al., 2021)

MARQUE-PAGE



Fin