



Caractérisation de la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins afin de rétablir les processus hydrogéomorphologiques pour améliorer l'habitat du saumon atlantique

par Marianne Bouchard

Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi en vue de l'obtention du grade de Maître ès sciences (M. Sc.) en Ressources renouvelables

Québec, Canada

© Marianne Bouchard, 2023

RÉSUMÉ

La dynamique fluviale de la rivière des Escoumins a été perturbée par l'industrie forestière (drave par exemple) pendant plus d'un siècle. Plusieurs portions du chenal ont été linéarisées, dynamitées et élargies pour favoriser le flottage du bois et un barrage a été construit près de l'embouchure en 1846. Ces perturbations ont entraîné des répercussions importantes sur l'équilibre du cours d'eau et sur l'habitat du saumon atlantique. L'objectif principal de cette recherche est donc de caractériser la dynamique du transport sédimentaire de la rivière des Escoumins afin de proposer un plan de rétablissement des processus hydrogéomorphologiques pour améliorer l'habitat du saumon atlantique.

Pour ce faire, la rivière a d'abord été segmentée en tronçons morphodynamiques homogènes (amont, médian et aval). La trajectoire hydrogéomorphologique historique de la rivière a ensuite été analysée, depuis 1964, à partir d'imageries aériennes. La rivière a évolué différemment le long du corridor fluvial, avec une instabilité plus marquée dans le tronçon médian qui est de style divagant. Les ajustements les plus importants ont eu lieu entre 1975 et 1986, période qui concorde avec la fin des travaux d'entretien liés à la drave. Ceux-ci auraient fragilisé le pavage naturel du lit, rendant les sédiments davantage disponibles et plus facilement érodables. Le cours d'eau semble s'être stabilisé depuis, mais l'augmentation de l'indice de sinuosité suggère que l'équilibre n'est pas encore atteint.

Par la suite, la dynamique sédimentaire de la rivière a été analysée par une approche morphologique. L'élévation du lit, le long de 39 profils transversaux, a été mesurée avant et après la crue printanière de 2021. La différence d'élévation a révélé une prédominance des processus d'incision du lit du chenal. Les impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave ont également été analysés et ont révélé que le démantèlement du barrage, en 2013, a eu une incidence sur la trajectoire historique de la rivière. Cette période concorde avec une hausse marquée des taux de recul et une baisse importante de la largeur médiane pour les 2,4 derniers kilomètres près de l'embouchure. Le phénomène d'incision, pour sa part, a probablement été engendrée par la linéarisation qui a entraîné une déconnexion du cours d'eau avec la plaine alluviale, forçant ainsi la recharge sédimentaire dans le lit de la rivière plutôt que dans les berges. L'incision près de l'ancien barrage pourrait aussi être associée à un réajustement du lit entraîné par le démantèlement du barrage ou par l'enrochement des berges à proximité.

Une méthode de suivi du transport sédimentaire, par l'implantation de 200 transpondeurs actifs et 600 transpondeurs passifs, a également été mise en place afin d'approfondir, ultérieurement, les connaissances sur la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins. Enfin, le cours d'eau semble toujours être en réajustement après les perturbations auxquelles il a été soumis. Toutefois, ses faibles pentes qui lui confèrent une dynamique moins importante, permettent de s'interroger sur sa capacité à retrouver un état d'équilibre par lui-même. Dans ce cas, la reconnexion d'anciens méandres peut être envisageable afin d'aider le cours d'eau à restaurer ses processus hydrogéomorphologiques. Cinq sites ayant un potentiel de restauration de méandres ont été identifiés sur la rivière des Escoumins. Cette restauration permettrait de retrouver, à long terme, des conditions plus propices pour les différents stades du cycle de vie du saumon atlantique, telles qu'une diversité de formes fluviales et de faciès d'écoulement et une granulométrie favorable. Néanmoins, il serait pertinent de poursuivre les suivis et les analyses de la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins à plus long terme. Une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire contribuera à mettre en place des actions de restauration durables.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
TABLE DES MATIÈRES.....	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	v
LISTE DES FIGURES.....	vi
REMERCIEMENTS.....	ix
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 PROBLÉMATIQUE.....	1
1.2 OBJECTIFS.....	3
CHAPITRE 2 CADRE THÉORIQUE.....	5
2.1 HABITAT PRÉFÉRENTIEL DU SAUMON ATLANTIQUE (<i>SALMO SALAR</i>).....	5
2.1.1 Cycle de vie.....	5
2.1.2 Habitat pour la reproduction et les premiers stades du cycle de vie.....	6
2.1.3 Habitat pour les tacons.....	7
2.1.4 Habitat pour les adultes.....	8
2.1.5 Hétérogénéité et connectivité des habitats.....	8
2.1.6 Impacts d'un démantèlement de barrage sur l'habitat du saumon atlantique.....	9
2.2 LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE EN RIVIÈRE.....	10
2.2.1 Équilibre des cours d'eau.....	10
2.2.2 Bilan sédimentaire.....	11
2.2.3 Transport sédimentaire.....	13
2.2.4 Impacts d'un démantèlement de barrage sur la dynamique sédimentaire.....	18
2.3 LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE.....	20
2.3.1 Concept de la trajectoire hydrogéomorphologique historique.....	20
2.3.2 Application du concept.....	21
2.4 LA RESTAURATION DE COURS D'EAU.....	22
2.4.1 Restauration basée sur les formes vs restauration basée sur les processus.....	23
2.4.2 Principes de la restauration basée sur les processus.....	25
2.4.3 Exemples d'actions de restauration basées sur les processus.....	28
2.5 LA RESTAURATION D'ANCIENS MÉANDRES.....	29
2.5.1 Principes de la restauration d'anciens méandres.....	30
2.5.2 Outils potentiels pour la restauration d'anciens méandres.....	31
2.5.3 Différentes techniques de restauration d'anciens méandres.....	32
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE.....	35
3.1 SITE D'ÉTUDE.....	35
3.2 SEGMENTATION DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS.....	37
3.3 ANALYSE DE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE.....	41

3.3.1 Géoréférencement des photographiques aériennes	41
3.3.2 Analyse des variables morphométriques.....	42
3.3.3 Analyse des débits maximaux standardisés	46
3.4 ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE PAR UNE APPROCHE MORPHOLOGIQUE	48
3.4.1 Collecte de données sur le terrain	48
3.4.2 Traitement des données	50
3.5 MISE EN PLACE D'UNE MÉTHODE DE SUIVI DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE.....	53
CHAPITRE 4 RÉSULTATS.....	55
4.1 SEGMENTATION DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS.....	55
4.2 ANALYSE DE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE	60
4.2.1 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques	60
4.2.2 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques par tronçon homogène	62
4.2.3 Évolution des débits maximaux	66
4.3 IMPACTS DU DÉMANTÈLEMENT DU BARRAGE	68
4.3.1 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques dans le contexte du démantèlement de barrage	69
4.4 ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE PAR UNE APPROCHE MORPHOLOGIQUE	73
CHAPITRE 5 DISCUSSION	82
5.1 INTERRELATIONS ENTRE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE ET LES FACTEURS DE CONTRÔLE	82
5.1.1 Impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave sur la trajectoire hydrogéomorphologique	86
5.2 DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS	92
5.2.1 Impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave sur la dynamique sédimentaire.....	94
5.3 DYNAMIQUE FLUVIALE, INDICE DE QUALITÉ MORPHOLOGIQUE ET QUALITÉ DE L'HABITAT DU SAUMON ATLANTIQUE	96
5.4 POTENTIEL DE RESTAURATION	98
CONCLUSION	101
RÉFÉRENCES.....	104
ANNEXE 1 MISE EN PLACE D'UNE MÉTHODE DE SUIVI DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE PAR TRANSPONDEURS PASSIFS ET ACTIFS	112
Travaux en laboratoire	112
Implantation en rivière	113

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Exemples d'actions de restauration basées sur les processus pouvant être réalisées à l'échelle du bassin versant et du tronçon et au niveau de la connectivité entre les habitats (adapté avec autorisation de Beechie et <i>al.</i> (2010)).....	29
Tableau 2. Variables pour l'identification des tronçons morphodynamiques homogènes.....	38
Tableau 3. Débits associés aux dates de prise de photographies aériennes pour chaque séquence temporelle	46
Tableau 4. Statut, période de fonction et aire de drainage des différentes stations hydrométriques de la rivière des Escoumins	47
Tableau 5. Présentation des marges d'erreur verticale, en mètres, associées au DGPS, à la granulométrie et globale, en fonction de chaque tronçon homogène	53
Tableau 6. Plage de changements morphologiques probables et type de stockage sédimentaire associé, en fonction de chaque tronçon homogène et de leur transect...	76

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Représentation de l'équilibre des cours d'eau selon Lane (1955) (adaptée avec autorisation de Nanson et Huang (2008)).	11
Figure 2. Représentation d'un cours d'eau sous forme de convoyeur (adaptée avec autorisation de Brierley et Fryirs (2005)).	12
Figure 3. Modèle conceptuel des ajustements morphologiques qui surviennent en amont d'un barrage à la suite de son démantèlement (adaptée avec autorisation de Doyle et <i>al.</i> (2005)).	19
Figure 4. Concept de la trajectoire hydrogéomorphologique historique (adaptée avec autorisation de Dufour et Piégay (2009)).	21
Figure 5. Représentation des principaux processus qui déterminent la dynamique fluviale et les caractéristiques de l'habitat à l'échelle du tronçon, à l'échelle du bassin versant et selon le portrait litho-topographique (adaptée avec autorisation de Beechie et <i>al.</i> (2010)).	24
Figure 6. Identification d'anciens méandres à l'aide de données issues du LiDAR (adaptée de Vayssière et <i>al.</i> (2016)).	32
Figure 7. Différents scénarios de reconnexion de méandres (adaptée avec autorisation de Krapesch et <i>al.</i> (2009)).	33
Figure 8. Localisation du territoire à l'étude : A) Localisation du bassin versant à l'échelle provinciale B) Localisation du bassin versant à l'échelle régionale C) Localisation du tronçon à l'étude.	37
Figure 9. Identification de l'axe intermédiaire (adaptée de Harrelson (1994)).	40
Figure 10. Démonstration de la numérisation du lit mineur (A), du thalweg (B) et des bancs d'accumulation (C).	43
Figure 11. Démonstration de la quantification des superficies érodées : A) superposition des lits mineurs de 1972 et 1986, B) délimitation des polygones d'érosion.	44
Figure 12. Localisation des transects d'échantillonnage par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.	49
Figure 13. Exemple d'utilisation du DGPS pour réaliser les relevés topographiques : transect (en jaune), points d'échantillonnage (en rouge) (Photographie : Marianne Bouchard, juillet 2021).	50
Figure 14. Localisation des transects d'échantillonnage conservés (en jaune) et exclus (en noir) à la suite du post-traitement : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.	51

Figure 15. Fluctuation spatiale et temporelle des variables morphométriques par tronçons de 250 mètres : a) puissance spécifique et profil longitudinal, b) pourcentage de pente, c) largeur de la plaine alluviale, d) superficies totales érodées. Lignes rouges : limites des tronçons homogènes.....	56
Figure 16. Fluctuation spatiale des variables morphométriques par tronçons de 1000 mètres : a) composition granulométrique des bancs d'accumulation en pourcentage, b) état de la berge droite en pourcentage de longueur de berge, c) état de la berge gauche en pourcentage de longueur de berge. Lignes rouges : limites de tronçon homogène.....	57
Figure 17. Segmentation de la rivière des Escoumins : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.....	60
Figure 18. Évolution de la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière des Escoumins : a) taux de recul, b) indice de sinuosité, c) superficie des bancs d'accumulation par km, d) largeur du chenal.....	62
Figure 19. Évolution des taux de recul par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.....	63
Figure 20. Évolution de la sinuosité par tronçon homogène.	64
Figure 21. Évolution de la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre par tronçon homogène.	65
Figure 22. Évolution de la largeur médiane du chenal par tronçon homogène.....	66
Figure 23. Évolution des débits maximaux de la rivière des Escoumins entre 1920 et 2021 : a) débits spécifiques maximaux atteints par année, b) débits maximaux standardisés par année. En rouge : années des photographies aériennes utilisées. Lignes pointillées bleues : Débits de récurrence 2 ans (Q_2), 20 ans (Q_{20}) et 100 ans (Q_{100}).....	68
Figure 24. Évolution temporelle de la trajectoire hydrogéomorphologique des 2,4 derniers kilomètres de la rivière des Escoumins, pré et post-démantèlement du barrage : a) taux de recul, b) indice de sinuosité, c) superficie des bancs d'accumulation par km, d) largeur du chenal.....	70
Figure 25. Évolution spatiale de la trajectoire hydrogéomorphologique (HGM) en amont et en aval de l'ancien barrage, pré et post-démantèlement.....	72
Figure 26. Distribution des valeurs de différence d'élévation entre août 2020 et juillet 2021 pour les transects réalisés au DGPS sur le site d'étude de la rivière des Escoumins. En rouge : le mode	73
Figure 27. Distribution des valeurs de différence d'élévation entre août 2020 et juillet 2021 pour les transects réalisés au DGPS par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval. En rouge : le mode.	75
Figure 28. Répartition du stockage sédimentaire par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.....	77

Figure 29. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon amont : a) environnement autour du transect T6, b) profils transversaux du transect T6 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T22, d) profils transversaux du transect T22 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.	78
Figure 30. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon médian : a) environnement autour du transect T31, b) profils transversaux du transect T31 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T38, d) profils transversaux du transect T38 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.	79
Figure 31. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon aval : a) environnement autour du transect T53, b) profils transversaux du transect T53 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T61, d) profils transversaux du transect T61 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.	81
Figure 32. Classification des styles fluviaux et de leurs processus dominants (adaptée de Schumm (1981)).	83
Figure 33. Évolution des taux de recul (ligne bleue) selon les débits maximaux. En rouge : années des photographies aériennes utilisées. Lignes grises : Débits de récurrence 2 ans (Q2), 20 ans (Q20) et 100 ans (Q100). Cercles orange : périodes marquantes. ...	86
Figure 34. a) Rupture de berge à la suite du démantèlement du barrage municipal de la rivière des Escoumins en 2013 (Photographie : adaptée de Ferron et <i>al.</i> (2019)), b) Enrochement installé en 2015 en réaction aux ruptures de berge (Photographie : Marianne Bouchard).	87
Figure 35. Secteurs de la rivière des Escoumins potentiellement linéarisés mécaniquement à l'époque de la drave (1845 à 1977).	90
Figure 36. Interrelations entre la composition granulométrique, la puissance spécifique et le stockage sédimentaire le long du site d'étude de la rivière des Escoumins. Triangles : transects stables (bleus) et en incision (rouges).	94
Figure 37. Potentiel de restauration de méandres sur la rivière des Escoumins.	99
Figure 38. Démonstration des transpondeurs actifs et passifs : A) moulage des particules artificielles pour les transpondeurs actifs, B) roches naturelles après l'implantation des transpondeurs passifs, C) exemple de transpondeur actif utilisé, D) exemple de transpondeur passif utilisé (photographies : Marianne Bouchard et Maxime Boivin). .	113
Figure 39. Localisation du site d'implantation <i>linéaire</i> : a) localisation du site d'implantation à l'échelle du site d'étude, b) localisation des dix transects d'implantation du site <i>linéaire</i> , c) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site <i>linéaire</i> amont, d) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site <i>linéaire</i> aval.	114
Figure 40. Localisation du site d'implantation <i>divagant</i> : a) localisation du site d'implantation à l'échelle du site d'étude, b) localisation des dix transects d'implantation du site <i>divagant</i> , c) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site <i>divagant</i> amont, d) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site <i>divagant</i> aval.	115

REMERCIEMENTS

La réalisation de ce projet de maîtrise a été, pour moi, comme une rivière... Parfois calme et paisible, d'autres fois très tumultueuse et agitée. Mais, comme une rivière atteint toujours son exutoire, j'y suis arrivée. Ça n'aurait toutefois pas été possible si je n'avais pas été aussi bien entourée. Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Maxime Boivin. Merci Maxime d'avoir réussi à me convaincre de faire cette maîtrise, car même si j'ai souvent eu des doutes, j'ai appris énormément et je suis fière d'avoir accompli cette étape. Merci pour la confiance que tu m'as accordée et pour ton support et ton temps malgré ton horaire rempli de mille et un projets et réunions ZOOM. Ta passion pour l'hydrogéomorphologie résonne si fort (presque autant que ta voix sur l'étage du H5), qu'on ne peut faire autrement que de la développer à notre tour. Merci !

Je voudrais aussi remercier Simon Tremblay, Catherine Fortier et David Bilodeau qui m'ont accompagné lors de mes campagnes de terrain sur la rivière des Escoumins à l'été 2020 et 2021. Merci d'avoir gardé la bonne humeur malgré les longues journées à faire des transects au DGPS ou les portages pénibles du canot dans le bois. Mon mémoire n'existerait pas sans vous ! Merci aussi à Bruno et Xavier de l'OBVHCN qui nous ont donné un coup de main à l'été 2021.

Un merci spécial va aussi à toute la gang du LERGA et à ceux qui ont gravité autour : Véro, Janie, Simon, Johan, J-P, David et Marie-Jo. Ma deuxième année de maîtrise a été pas mal plus riche en discussions, en réflexions et surtout en rires grâce à vous et à nos journées passées au labo. Le LERGA va énormément me manquer malgré ses murs beiges et son manque de lumière naturelle.

J'aimerais également remercier Philippe, qui m'a accompagné et supporté tout au long de mon projet et qui m'a surtout permis de me changer les idées dans nos nombreuses aventures de planche à neige, de camping et de vélo.

Enfin, le plus grand des mercis va à ma famille. Même en étant aux quatre coins du Québec, votre support moral a fait toute la différence. Merci à mon frère et ma sœur qui m'ont encouragé et qui se sont intéressés à mon projet même si c'est loin d'être leur domaine. Et mille mercis à mes parents qui ont cru en moi, souvent beaucoup plus que je l'ai fait moi-même. Vous ne savez pas à quel point votre support, vos encouragements, votre écoute et votre amour ont fait la différence dans mes moments de découragement. Merci pour tout !

Ce projet de recherche n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien financier de MITACS Accélération, de la Corporation de Gestion de la Rivière à Saumons des Escoumins (CGRSE), de la Fondation de la Faune du Québec (FFQ) et de la Fondation pour la conservation du saumon atlantique (FCSA)

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE

Pendant de nombreuses décennies, et encore à ce jour, les humains ont modifié les paysages, notamment pour le développement des villes et de l'agriculture (Lau et *al.* 2006; Biron 2017). De nombreux cours d'eau ont été la cible de modifications anthropiques et celles-ci n'ont pas été sans conséquence. En effet, la canalisation ou la linéarisation des cours d'eau, la mise en place de barrages, de digues, de remblais ou d'enrochements, l'utilisation de la plaine inondable pour le développement agricole et urbain, le dragage ou encore les coupes à blanc, perturbent fortement les bassins versants et mettent en péril l'équilibre et le bon fonctionnement des systèmes fluviaux (Wohl et *al.* 2015; Biron 2017).

En fait, ces perturbations viennent à modifier la morphologie et la dynamique sédimentaire des cours d'eau. Par exemple, la linéarisation d'un cours d'eau, en réduisant la sinuosité, engendre une augmentation de la vitesse d'écoulement et de la taille des sédiments transportés par la rivière ainsi qu'une homogénéité de ses formes (Lau et *al.* 2006; Nakamura et *al.* 2014). L'augmentation de la vitesse d'écoulement accentue ainsi les processus d'érosion, notamment le phénomène d'incision du lit du chenal (Nakamura et *al.* 2014). L'augmentation de la taille des sédiments et l'homogénéité des formes diminuent plutôt l'hétérogénéité des habitats disponibles pour la faune aquatique (Lau et *al.* 2006; Nakamura et *al.* 2014).

Par conséquent, depuis les années 1990, une nouvelle approche de restauration des cours d'eau a fait surface au sein de la communauté scientifique et a été mise en pratique dans les dernières années, particulièrement en Europe et aux États-Unis (Malavoi et Adam 2007a; Wohl et *al.* 2015; Biron et *al.* 2018). Cette méthode vise à intégrer les processus

hydrogéomorphologiques à la gestion et à la restauration des rivières (restauration basée sur les processus) (Beechie et *al.* 2010).

Toutefois, au Québec, même s'il y a de plus en plus de connaissances sur les processus hydrogéomorphologiques et sur le rétablissement de ces derniers comme approche de restauration passive des cours d'eau, ces principes semblent avoir du mal à s'instaurer au sein des projets de restauration actuels (Biron 2017; Biron et *al.* 2018). En effet, les projets de restauration dans la province sont encore davantage axés sur l'aménagement de structures artificielles (restauration basée sur les formes) (Biron 2017). Plusieurs organismes qui œuvrent dans la restauration de cours d'eau font également la promotion du nettoyage des « *débris ligneux* » et de la destruction des barrages de castors alors qu'il a été démontré que ceux-ci contribuent fortement à l'amélioration des habitats pour le poisson (Søndergaard et Jeppesen 2007; Biron 2017; Biron et *al.* 2018). Il semble donc y avoir des difficultés, au Québec, à mettre en application cette nouvelle méthode de restauration des cours d'eau basée sur les processus hydrogéomorphologiques, ce qui résulte souvent en des projets de restauration peu efficaces et peu durables (Biron 2017).

De plus, nombreuses sont les rivières, au Québec, qui ont été affectées par des perturbations anthropiques (Biron 2017). Parmi celles-ci, il y a la rivière des Escoumins. Pendant un peu plus d'un siècle, cette rivière a connu des perturbations importantes dues aux activités de la drave. À l'époque, afin d'optimiser les activités de ce secteur, plusieurs tronçons de la rivière ont été linéarisés, dynamités et élargis et un barrage a été construit près de l'embouchure en 1846 (Ferron et *al.* 2019). Ces modifications ont eu des impacts importants sur la morphologie de la rivière et sur l'habitat du saumon atlantique (Ferron et *al.* 2019). Les vitesses d'écoulement ont été accélérées par la linéarisation dans certains secteurs, engendrant une homogénéisation du substrat, des déficits sédimentaires par endroit et des surplus ailleurs (Lau et *al.* 2006; Nakamura et *al.* 2014; Ferron et *al.* 2019). La présence du barrage a également engendré la rétention de tous les sédiments grossiers en amont de ce

dernier (Nilsson et Berggren 2000; Ferron et *al.* 2019). Le barrage a finalement été démantelé en 2013 (Ferron et *al.* 2019), un des premiers barrages majeurs démantelés au Canada. Cependant, les perturbations anthropiques ont laissé des séquelles importantes sur la morphologie de la rivière et sur les processus fluviaux qui s'y rattachent, affectant ainsi l'habitat du saumon atlantique et engendrant une diminution des montaisons (Ferron et *al.* 2019). La Corporation de Gestion de la Rivière à Saumons des Escoumins (CGRSE) réalise des travaux de manière sporadique (passe migratoire, ensemencement, etc.), mais ceux-ci ne sont généralement pas durables dans le temps, puisqu'ils ne concordent pas avec le potentiel local du cours d'eau et ils engendrent des coûts importants (Ferron et *al.* 2019).

Par conséquent, le présent projet, réalisé sur la rivière des Escoumins, vise à instaurer une approche novatrice au Québec en mettant de l'avant les méthodes de restauration basées sur les processus. Ainsi, afin de restaurer les processus hydrogéomorphologiques de la rivière des Escoumins et d'y améliorer l'habitat du saumon atlantique, la dynamique fluviale de la rivière et la possibilité d'y reconnecter d'anciens méandres ont été étudiées. De plus, la restauration des cours d'eau étant un enjeu réel dans plusieurs régions du Canada, ce projet de recherche contribuera également à promouvoir les connaissances sur la dynamique sédimentaire en rivière graveleuse et les outils (trajectoire hydrogéomorphologique historique, bilan sédimentaire) afin d'intégrer les processus hydrogéomorphologiques dans la gestion et la restauration des cours d'eau au Québec et au Canada.

1.2 OBJECTIFS

L'objectif principal de ce projet de recherche est de caractériser la dynamique hydrogéomorphologique sur la rivière des Escoumins, à court et moyen termes, afin d'identifier des cibles de rétablissement des processus hydrogéomorphologiques pour l'amélioration de l'habitat du saumon atlantique. Ce dernier s'articule autour de trois objectifs spécifiques :

- (1) Analyser la trajectoire hydrogéomorphologique historique par imageries aéroportées depuis 1964.
- (2) Analyser la dynamique sédimentaire de la rivière par une approche morphologique.
- (3) Analyser les impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave sur la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins.

CHAPITRE 2

CADRE THÉORIQUE

2.1 HABITAT PRÉFÉRENTIEL DU SAUMON ATLANTIQUE (*SALMO SALAR*)

Après avoir migré en milieu marin, le saumon atlantique a la particularité de toujours revenir se reproduire dans sa rivière natale (Bardonnnet et Baglinière 2000). La qualité des habitats en eau douce jouera donc un rôle primordial pour la reproduction et la pérennité de l'espèce. De manière générale, les caractéristiques principales de l'habitat préférentiel du saumon atlantique en rivière concernent la profondeur, le substrat, le courant et le couvert végétal (Armstrong et *al.* 2003). L'espèce se retrouve donc, de préférence, dans des rivières aux eaux fraîches, claires et bien oxygénées, avec un fond de gravier, de galets et de blocs et ayant une faible proportion de sédiments fins (Armstrong et *al.* 2003). De plus, afin d'assurer la distribution et l'abondance du saumon atlantique dans une rivière, celle-ci doit inclure certains habitats clés associés aux besoins particuliers des divers stades du cycle de vie de l'espèce (Wilkins et Snyder 2011).

2.1.1 Cycle de vie

Au moment de la reproduction, à l'automne, les femelles déposent leurs œufs dans les nids qu'elles ont construits. Ces œufs sont aussitôt fécondés par les mâles anadromes et les tacons sexuellement matures (Crisp 1993). Au printemps suivant, les œufs éclosent et les saumons sont appelés alevins. Ils se nourrissent alors à partir de la vésicule vitelline qu'ils possèdent. Au début de l'été, après avoir vidé les réserves de leur sac vitellin, les alevins émergent finalement de leur nid pour se nourrir de micro-organismes. Les alevins deviennent ensuite tacons au cours de leur deuxième été de vie (Crisp 1993; Richard 2012).

Au stade de tacons, les saumons demeurent en rivière de 1 à 7 ans pour se nourrir et débutent, du même coup, une transformation interne les préparant à vivre en eau salée

(smoltification) (Klemetsen et *al.* 2003). Ils sont alors appelés saumoneaux. Au cours du printemps, les saumoneaux se mettent à nager dans le sens du courant afin d'amorcer leur dévalaison vers l'océan Atlantique, qui est déclenchée, entre autres, par la température de l'eau (Byrne et *al.* 2003). Toutefois, certains tacons mâles deviennent sexuellement matures à partir de leur troisième été de vie et ce, sans jamais avoir migré en mer. Ces derniers sont appelés tacons précoces (Richard 2012). Les autres saumons passeront généralement de 1 à 3 ans à se nourrir dans l'océan avant de revenir à leur rivière natale pour frayer (Klemetsen et *al.* 2003). Ces saumons adultes sont alors nommés en fonction du nombre d'années qu'ils ont passé en mer, soit madeleineaux (1 hiver en mer) et rédibermarins (2 hivers ou plus en mer) (Richard 2012).

2.1.2 Habitat pour la reproduction et les premiers stades du cycle de vie

L'habitat préférentiel du saumon atlantique pour se reproduire se caractérise par un substrat de gravier perméable, stable et non compacté (Bardonnnet et Baglinière 2000; Organisation pour la Conservation du Saumon de l'Atlantique Nord 2010). Par ailleurs, la taille de ce substrat est une caractéristique fondamentale de l'habitat de fraie. En effet, un substrat trop grossier rendra le soulèvement des particules difficile lors de la création du nid, alors qu'un substrat trop fin pourrait nuire au développement des embryons en diminuant l'apport en oxygène dans le nid en plus d'entraver l'émergence des alevins (Bardonnnet et Baglinière 2000; Armstrong et *al.* 2003). Ainsi, la taille idéale du substrat pour l'élaboration des frayères serait comprise entre 16 et 64 mm de diamètre et jusqu'à 128 mm dans les plus grandes rivières (Louhi et *al.* 2008; Wilkins et Snyder 2011). De plus, la proportion de sédiments fins (< 2 mm de diamètre) dans le substrat doit être inférieure à 15% afin de permettre une perméation suffisante de l'eau oxygénée entre les graviers (Crisp 1993; Armstrong et *al.* 2003).

L'habitat de fraie préférentiel du saumon atlantique se caractérise également par une profondeur d'eau se situant généralement entre 20 et 50 cm (Armstrong et *al.* 2003; Dubé 2013). En ce qui concerne la vitesse d'écoulement, autre facteur important pour la qualité des

sites de fraie, elle est habituellement comprise entre 35 et 65 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Bardonnnet et Baglinière 2000; Louhi et *al.* 2008). Par conséquent, les frayères sont généralement situées près des berges, à l'extrémité des fosses ou dans les radiers (Crisp 1993; Bardonnnet et Baglinière 2000).

L'habitat pour les premiers stades du cycle de vie du saumon atlantique se confond avec l'habitat de la fraie. En effet, à la suite de l'éclosion des œufs, puisque les alevins vésiculés demeurent dans le substrat graveleux du nid pendant plusieurs semaines, leur habitat est identique à celui de fraie (Crisp 1993). Après l'émergence, les jeunes alevins s'installent également dans les radiers à proximité du site de reproduction (Bardonnnet et Baglinière 2000), ce qui fait en sorte que les habitats propices à la fraie et aux premiers stades du cycle de vie sont très similaires.

2.1.3 Habitat pour les tacons

L'habitat privilégié par le saumon atlantique à son stade de tacon se caractérise par des radiers à substrats grossiers pour les jeunes de l'année, alors que les tacons de plus d'un an préfèrent les rapides (Bardonnnet et Baglinière 2000). Cependant, les tacons plus âgés utilisent également les fosses, ou même les lacs, pour se cacher des prédateurs et pour se mettre à l'abri lors de conditions environnementales difficiles, en hiver par exemple (Dubé 2013). En outre, l'habitat des tacons en rivière se distingue par une vitesse d'écoulement relativement élevée ($10 - 60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) et une profondeur d'eau généralement comprise entre 20 et 70 cm (Bardonnnet et Baglinière 2000; Armstrong et *al.* 2003). Les tacons de plus petites tailles se retrouvant habituellement dans la tranche inférieure de ces valeurs. En termes de taille de substrat, les tacons privilégient les habitats ayant un substrat dans les classes de galets à blocs, soit de 64 à 512 mm (Armstrong et *al.* 2003).

2.1.4 Habitat pour les adultes

Que ce soit lors de leur migration vers l'amont, à proximité des frayères ou après la fraie, les saumons adultes requièrent un habitat particulier pour se protéger des prédateurs, du soleil et des intempéries, et également pour se reposer (Armstrong et *al.* 2003). Cet habitat, nommé « fosse », se caractérise par des zones profondes d'eau fraîche et offrant une certaine couverture (ombre) (Organisation pour la Conservation du Saumon de l'Atlantique Nord 2010). Les saumons adultes pouvant séjourner dans les fosses pour de longues périodes, la qualité et la quantité de cet habitat en rivière représentent des éléments essentiels afin de favoriser et faciliter la migration des adultes reproducteurs vers les frayères (Bardonnnet et Baglinière 2000).

Une fosse optimale pour le saumon se caractérise donc par une profondeur maximale supérieure à 90 cm et une zone ombragée correspondant à plus de 20% de la superficie de la fosse (Bardonnnet et Baglinière 2000). Cet ombrage peut être créé par les rochers, la végétation riveraine, les berges ou encore par des embâcles de bois présents dans le cours d'eau (Armstrong et *al.* 2003; Wilkins et Snyder 2011). Mis à part la qualité de cet habitat, la quantité est également à prendre en compte, car un nombre trop faible de fosses en rivière peut être considéré comme un facteur limitant pour l'espèce, dû à la compétition pour les meilleurs habitats (Bardonnnet et Baglinière 2000).

2.1.5 Hétérogénéité et connectivité des habitats

Comme exposé ci-dessus, les besoins en habitat du saumon atlantique varient selon les divers stades de son cycle de vie. L'habitat des adultes peut être principalement associé aux fosses, l'habitat des tacons aux radiers, aux rapides et aux fosses, alors que l'habitat pour la reproduction et les premiers stades du cycle de vie correspond plutôt aux radiers et à l'extrémité des fosses (Bardonnnet et Baglinière 2000). Par conséquent, les besoins du saumon atlantique en termes d'habitat mettent en évidence la nécessité d'avoir une hétérogénéité au sein des habitats qui composent une rivière afin de satisfaire tous les stades du cycle de vie

de l'espèce (Bardonnnet et Baglinière 2000). De plus, comme il s'agit d'une espèce migratrice, il est nécessaire qu'une connectivité existe entre ces divers habitats pour permettre la montaison des adultes jusqu'aux frayères, la dévalaison des saumoneaux vers l'océan ainsi que les déplacements saisonniers (Dubé 2013). L'hétérogénéité et la connectivité des habitats sont étroitement liées à la dynamique sédimentaire des cours d'eau.

2.1.6 Impacts d'un démantèlement de barrage sur l'habitat du saumon atlantique

La présence d'un barrage sur un cours d'eau est problématique pour les écosystèmes aquatiques, notamment puisqu'elle fragmente l'habitat des espèces qui s'y trouvent. En effet, les barrages sont des barrières physiques qui entravent la migration des espèces, tel que le saumon atlantique, vers les habitats potentiellement optimaux en amont (Bednarek 2001; Hogg et *al.* 2015), d'autant plus que ce ne sont pas tous les barrages qui possèdent des structures de passage pour les poissons. Et malgré le fait que des habitats peuvent être disponibles en aval du barrage, ces derniers voient généralement leur qualité être diminuée dû à l'obstruction du débit liquide et des sédiments provenant de l'amont, rendant ainsi la disponibilité d'habitats de qualité insuffisante pour soutenir une population viable (Hill et *al.* 2019).

Par conséquent, le démantèlement d'un barrage sur une rivière est positif pour les populations de saumon atlantique, entre autres puisqu'il permet de rétablir la connectivité entre les habitats le long du cours d'eau. Le démantèlement du barrage Elwha dans l'état de Washington en est un bon exemple, puisqu'il a permis la reconnexion de 110 km de rivière à saumon (Lohan 2018). Les saumons atlantiques peuvent ainsi coloniser les sections auparavant inaccessibles et atteindre des frayères ou d'autres habitats essentiels (Bednarek 2001; Hogg et *al.* 2015). De plus, les sédiments anciennement piégés en amont du barrage seront distribués en aval lors du démantèlement, permettant ainsi de recréer des habitats dans

ce secteur ou d'améliorer leur qualité et d'uniformiser les habitats sur l'ensemble du corridor fluvial (Hatten et *al.* 2016; Hill et *al.* 2019).

En outre, le démantèlement des barrages permet d'éliminer les problématiques liées au déplacement des poissons. Lorsque les barrages ne possèdent pas de système de passage (passe migratoire, etc.), le démantèlement permet d'éliminer la mortalité associée à l'incapacité des espèces à contourner la structure ou à accéder à des habitats de meilleure qualité. Lorsque le barrage possède un certain système de passage, le démantèlement permet tout de même d'éviter les mortalités ou les blessures dues à ces mécanismes de passage (Bednarek 2001). Le démantèlement d'un barrage sur une rivière permet donc aux espèces de retrouver un accès à l'ensemble des habitats présents dans le cours d'eau. Il permet également une augmentation globale de la qualité des habitats due à la restauration d'un écoulement naturel (Hatten et *al.* 2016 ; Lohan 2018).

2.2 LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE EN RIVIÈRE

2.2.1 Équilibre des cours d'eau

Les systèmes alluviaux sont des entités dynamiques qui évoluent, s'adaptent et tendent vers le développement d'un état d'équilibre. Cette notion peut être illustrée par la balance de Lane (1955), qui démontre le rôle central qu'exercent les débits liquides (Q_L) et solides (Q_s) sur l'équilibre des cours d'eau (figure 1). Une fluctuation dans les apports de l'un ou l'autre de ces éléments entraînera un déséquilibre dans le cours d'eau. Ainsi, l'augmentation de la quantité de sédiments disponibles engendre un dépôt de sédiments et donc un rehaussement du lit du cours d'eau (système en aggradation). À l'inverse, une augmentation du débit liquide engendre une intensification des processus d'érosion du lit (système en incision) (Lane 1955; Church 2006).

Par conséquent, l'équilibre d'un cours d'eau est fonction des interactions entre le débit liquide, le débit solide, la taille des sédiments et la pente du lit. Ainsi, en fonction des trois autres paramètres, la pente s'ajustera (augmentation ou diminution) dans le but de retrouver l'état d'équilibre du cours d'eau, c'est-à-dire jusqu'à ce que le débit solide sortant soit égal au débit solide entrant (Lane 1955; Wainwright et al. 2015). Le transport de sédiments est donc essentiel à l'équilibre et au fonctionnement des cours d'eau.

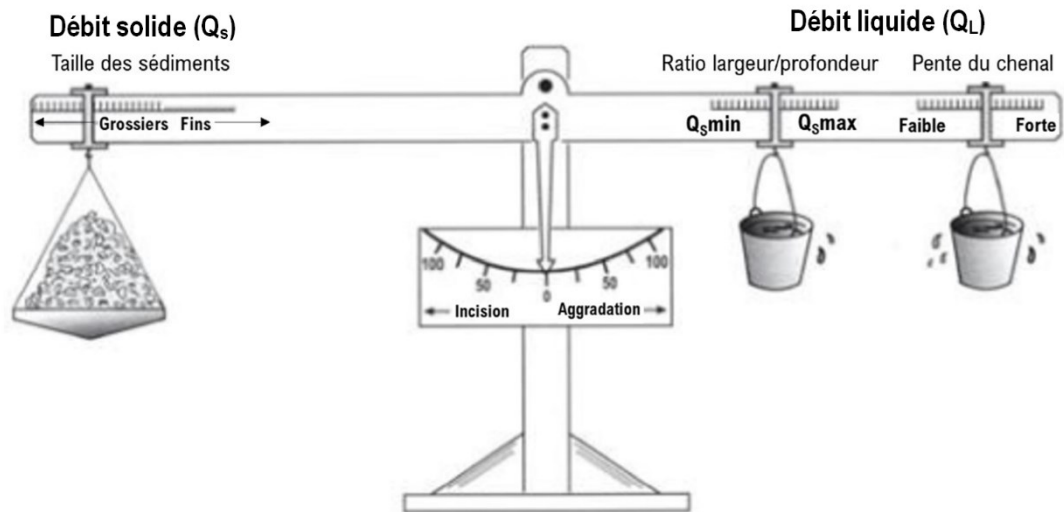


Figure 1. Représentation de l'équilibre des cours d'eau selon Lane (1955) (adaptée avec autorisation de Nanson et Huang (2008)).

2.2.2 Bilan sédimentaire

En ce qui a trait au fonctionnement, il est possible d'imaginer les cours d'eau comme des convoyeurs dans lesquels les sédiments sont entraînés de manière sporadique. Dans ce convoyeur, il existe trois zones qui conditionnent le transport sédimentaire au sein d'un cours d'eau (figure 2). Ces trois zones sont liées au concept de bilan sédimentaire, c'est-à-dire le bilan des entrées, des sorties et des sédiments stockés dans un système (Ham et Church 2000; Walling et Collins 2008).

La partie amont correspond à la zone source, où les cours d'eau sont généralement confinés, étroits, pentus ainsi que plus puissants. Les processus d'érosion prévalent dans cette

zone et c'est donc de celle-ci que provient la majorité des sédiments qui sont transportés dans le cours d'eau. La partie centrale se caractérise comme une zone de transfert des sédiments. Comme cette zone est généralement semi-alluviale, la plaine alluviale y est remaniée régulièrement dû à la migration latérale du chenal. Cette zone permet donc le transfert des sédiments vers l'aval ou leur accumulation temporaire dans les bancs d'accumulation ou sur la plaine alluviale. La troisième zone se définit comme la zone d'accumulation et correspond à l'embouchure du cours d'eau. Il s'agit de la zone où le cours d'eau perd de sa compétence à la rencontre d'un plan d'eau. Les sédiments y sont donc déposés et ils s'y accumulent pour former un delta (Brierley et Fryirs 2005).

Cette représentation reste simplifiée, puisque les sédiments peuvent assurément être érodés, transportés et déposés dans chacune des zones, mais elle permet de définir les principales zones de production, de transfert et d'accumulation de sédiments en fonction des configurations géométriques d'une vallée et surtout d'illustrer la dynamique du transport sédimentaire qui s'opère dans les cours d'eau (Brierley et Fryirs 2005; Walling et Collins 2008).

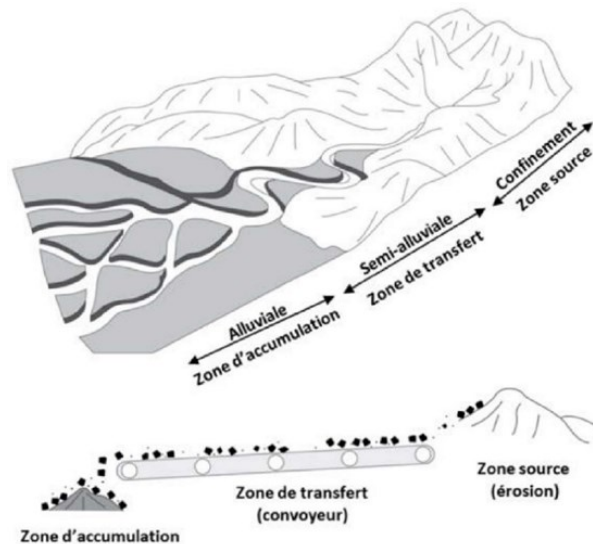


Figure 2. Représentation d'un cours d'eau sous forme de convoyeur (adaptée avec autorisation de Brierley et Fryirs (2005)).

2.2.3 Transport sédimentaire

Les sédiments transportés en rivière graveleuse peuvent être classés selon deux types de matériaux, soit les matériaux fins et les matériaux du lit. Les matériaux fins (argile, limon), généralement peu présents sur le lit de la rivière, constituent habituellement une portion importante des sédiments de la plaine alluviale et du sommet des berges, puisqu'ils y sont déposés lors des crues. Les matériaux du lit, correspondant aux sédiments plus grossiers (sable, gravier, galet, bloc), constituent plutôt le lit et les berges inférieures d'un cours d'eau (Church 2006). Ces deux types de matériaux se distinguent par leur mécanisme de déplacement.

Il existe deux types de charges sédimentaires dans les cours d'eau au sein desquels les sédiments peuvent être transportés selon différents modes. Il y a d'abord la charge en suspension, composée de matériaux fins et se déplaçant en suspension dans la colonne d'eau. Il y a ensuite la charge de fond, qui transporte les matériaux du lit, et qui se déplace par contact continu (roulement ou glissement) ou intermittent (saltation) avec le lit (Van Rijn 1984; Wainwright et al. 2015). De plus, une portion de la charge de fond, notamment les sédiments sableux, peut aussi être transportée en suspension dans la colonne d'eau lorsque les conditions hydrauliques le permettent (Van Rijn 1984; Wainwright et al. 2015). Ainsi, la charge en suspension peut parcourir de longue distance avant d'être déposée, puisqu'elle est soutenue dans la colonne d'eau par des mouvements d'eau turbulents orientés vers le haut (Church 2006). La charge de fond, pour sa part, ne parcourt généralement que de courtes distances à la fois lorsqu'elle est mise en mouvement, mais son déplacement est le plus déterminant en termes de morphologie du chenal (Church 2006). Le transport de la charge de fond relève toutefois de divers facteurs.

2.2.3.1 Mise en transport de la charge de fond

Avant d'influencer la morphologie d'un cours d'eau, la charge de fond doit préalablement être mise en mouvement. Cette mise en mouvement est conditionnée par plusieurs forces qui

s'exercent sur les particules du lit au repos. Il y a d'abord la force de la gravité (FG) qui correspond au poids submergé d'une particule et qui agit comme force stabilisatrice. Elle fait en sorte que les particules demeurent au lit. Il y a ensuite la force tractrice (FD) et la force de soulèvement (FL) qui agissent comme forces d'entraînement (Dey et Ali 2019). La force tractrice résulte du frottement produit par l'eau et intervient de façon tangentielle à la particule afin de l'entraîner vers l'aval. La force de soulèvement se forme plutôt dû aux différences de pression qui existent entre le haut et le bas de la particule (Dingman 1984; Bravard et Petit 1997). La mise en mouvement des particules de la charge de fond a lieu lorsque les forces d'entraînement (FD et FL) surpassent la force stabilisatrice de la gravité (FG). Il existe donc un seuil critique au-delà duquel les sédiments sont entraînés et transportés par l'écoulement. Ce seuil est généralement caractérisé par le paramètre de Shields (θ_c) (1936), qui définit, de manière non dimensionnelle, la contrainte de cisaillement critique (τ_c) exercée par l'écoulement sur le lit (eq. 1) :

$$\theta_c = \frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho)gD} \quad (1)$$

Où ρ_s représente la densité du sédiment, ρ , la densité de l'eau, g , l'accélération gravitationnelle et D , le diamètre d'une particule (ex : D50) (Pähtz et al. 2020). Ainsi, le nombre de Shields détermine la compétence d'un cours d'eau, c'est-à-dire, sa capacité à mobiliser des sédiments d'une taille donnée (Church 2006).

La puissance spécifique (ω exprimée en W/m^2) est une valeur également utilisée afin de déterminer l'énergie de l'écoulement d'un chenal et donc sa capacité à entraîner les sédiments (eq. 2) :

$$\omega = (\rho g Q S) / w \quad (2)$$

Où Q est le débit, S , la pente longitudinale et w , la largeur du lit (Eaton et Church 2011). Il a également été déterminé qu'un certain seuil doit être atteint, en termes de puissance spécifique, afin que les sédiments soient transportés par le cours d'eau et qu'ils engendrent

des ajustements dans la morphologie du chenal. Ce seuil, évalué par Brookes (1988), est de 35 W/m^2 (Petit et *al.* 2005; Malavoi et Adam 2007).

2.2.3.2 Charge de fond et morphologie des cours d'eau

Le déplacement de la charge de fond est particulièrement déterminant dans le développement de la morphologie du lit du chenal. Contrairement aux matériaux fins qui sont aussitôt évacués du système ou accumulés sur la plaine alluviale lorsqu'ils sont mobilisés, les matériaux du lit forcent le cours d'eau à se déplacer et à ajuster sa géométrie (Vázquez-Tarrío et Batalla 2019). Par exemple, si un écoulement perd de sa puissance, les sédiments transportés se déposeront et des bancs d'accumulation apparaîtront dans le chenal. En augmentant la rugosité du lit, ces bancs affecteront eux aussi le transport de sédiments et la morphologie du chenal.

En effet, les formes d'accumulation font ralentir et dévier l'écoulement, provoquant ainsi des foyers d'érosion et forçant le cours d'eau à accumuler une grande quantité de sédiments. La morphologie du cours d'eau en est alors modifiée, puisque différentes formes se développent dans le lit du chenal (Gomez 1991; Church 2006). Par conséquent, la quantité de sédiments transportés est une composante du transport sédimentaire essentielle à considérer puisqu'elle aura certainement une incidence sur les ajustements morphologiques qui auront lieu dans un cours d'eau (Church 2006).

2.2.3.3 Taux de transport de la charge de fond

Le taux de transport de sédiments en rivière fait référence au volume de sédiments mobilisé par l'écoulement. Il est donc souvent associé à la capacité d'un cours d'eau, c'est-à-dire à la quantité totale de sédiments qu'un écoulement peut transporter (Wainwright et *al.* 2015). Pour un écoulement régulier et uniforme, transportant des sédiments de taille homogène, un seul taux de transport est possible et il est donc égal à la capacité du cours d'eau. La capacité pouvant être quantifiée à l'aide d'équations non dimensionnelles. Toutefois,

dans le cas des rivières naturelles à lit graveleux, les sédiments de la charge de fond sont de taille hétérogène et donc le taux de transport n'est pas nécessairement égal à la capacité du cours d'eau (Gao 2011). Par conséquent, il est possible de quantifier les taux de transport de la charge de fond en rivière graveleuse à l'aide de différentes méthodes.

2.2.3.3.1 Méthodes pour quantifier les taux de transport

Approche hydraulique

L'approche hydraulique permet de quantifier les taux de transport de la charge de fond (Q_b) à l'aide d'équation de transport. Il existe donc une multitude d'équations basées sur différents paramètres représentant les conditions hydrauliques, tels que la contrainte de cisaillement ou la puissance spécifique (Gomez et Church 1989). Une des équations largement utilisées afin d'estimer les taux de transport dans un cours d'eau graveleux est celle de Bagnold (1980). Cette dernière est basée sur le paramètre de la puissance spécifique et elle est à considérer, notamment, pour la simplicité des variables prises en compte (eq. 3) (Gomez et Church 1989) :

$$Q_b = (\omega - \omega_c)^2 Y^{-\frac{2}{3}} D^{-\frac{1}{2}} \quad (3)$$

Où Q_b correspond aux taux de transport de la charge de fond, ω représente la puissance spécifique par unité de surface du lit, ω_c , la valeur seuil de ω à laquelle les sédiments commencent à se déplacer, Y , la profondeur de l'écoulement et D , la taille des sédiments (Bagnold 1980). La prédiction des taux de transport par l'approche hydraulique demeure, néanmoins, une approximation (Gomez et Church 1989).

Approche morphologique

Selon l'approche morphologique, les taux de transport des sédiments peuvent être estimés par le suivi de la mobilité de la couche active du lit, soit la portion du lit qui se déplace lors des épisodes de crues (Liébault et Laronne 2008). Ainsi, le volume de sédiment transporté (Q_b) peut être estimé par l'équation proposée par Haschenburger et Church (1998) (eq. 4) :

$$Q_b = (1 - p) \cdot v_b \cdot d_b \cdot w_b \quad (4)$$

Où p est la porosité fractionnelle des sédiments, v_b est la vitesse virtuelle des matériaux du lit et d_b et w_b sont respectivement la profondeur et la largeur de la couche active (Haschenburger et Church 1998). Toutefois, le concept de vitesse virtuelle étant associé à la distance de déplacement des sédiments, le volume total de la charge de fond transportée (V_b) peut donc être exprimé par la distance moyenne de déplacement de la couche active (eq. 5) :

$$V_b = (1 - p) \cdot d_b \cdot w_b \cdot L_b \quad (5)$$

Où L_b est la distance de déplacement moyenne arithmétique des particules en mouvement et d_b , w_b et p sont toujours, respectivement, la profondeur et la largeur de la couche active et la porosité fractionnelle des sédiments (Liébault et Laronne 2008).

La distance de déplacement de la couche active (L_b) peut alors être déterminée à partir de traceurs intégrés dans des particules sédimentaires (Lamarre et *al.* 2005; Michler et *al.* 2016). Ces traceurs exploitent la technologie RFID (Radio Frequency IDentification) et se présentent sous deux formes, soit les transpondeurs passifs et les transpondeurs actifs. Les transpondeurs passifs sont des traceurs à basse fréquence qui sont installés dans des particules sédimentaires naturelles. Ils sont dits « passifs », car ils ne possèdent pas de batterie et peuvent être activés uniquement par la présence d'un champ électromagnétique généré par une antenne de prospection. Ils ont une durée de vie d'environ 50 ans (Lamarre et *al.* 2005 ; Fantino et *al.* 2018).

Les transpondeurs actifs ultra haute fréquence sont des traceurs beaucoup plus performants, puisqu'ils émettent eux-mêmes un signal grâce à une batterie. Ils offrent donc une distance de détection et un taux de retour plus importants que les transpondeurs passifs (Fantino et *al.* 2018). Ils sont toutefois plus dispendieux, et étant plus volumineux, ils doivent être installés dans des particules sédimentaires artificielles. Leur durée de vie est d'environ 5 ans selon la fréquence d'émission choisie (Fantino et *al.* 2018). Par conséquent, pour estimer les taux de transport, les transpondeurs doivent être implantés dans le cours d'eau et relocalisés, à la suite des épisodes de crues, afin de déterminer la distance de déplacement

moyenne de la couche active du lit. Chaque transpondeur est muni d'un identifiant unique permettant une analyse détaillée du mouvement des particules (Lamarre et *al.* 2005; Michler et *al.* 2016).

2.2.4 Impacts d'un démantèlement de barrage sur la dynamique sédimentaire

Les barrages influencent fortement les processus fluviaux et la dynamique sédimentaire des cours d'eau sur lesquels ils sont présents. En plus de modifier le régime d'écoulement naturel en bloquant le débit liquide, les barrages affectent le transport sédimentaire en stockant les sédiments dans le réservoir qui se crée en amont. Ceci entraîne alors une aggradation du lit en amont du barrage. À l'inverse, étant privé d'un apport sédimentaire, le chenal en aval du barrage aura tendance à s'inciser afin de retrouver un état d'équilibre (Bednarek 2001; Pizzuto 2002). Ainsi, lorsqu'un barrage est démantelé, plusieurs ajustements ont lieu dans le cours d'eau, autant en amont qu'en aval de l'ancien barrage.

2.2.4.1 Ajustements en amont

En amont d'un barrage, les ajustements morphologiques qui ont lieu à la suite du démantèlement suivent généralement une succession d'étapes (figure 3). Une fois le barrage démantelé et le niveau d'eau abaissé, le chenal s'incise et s'élargit à travers le dépôt de sédiments qui s'est créé dans l'ancien réservoir du barrage. Cette incision entraîne des ruptures de berges qui contribueront à apporter des sédiments supplémentaires dans le chenal (aggradation). Les sédiments supplémentaires pourront ensuite être mobilisés afin de créer une plaine inondable dans laquelle le chenal pourra retrouver un certain état d'équilibre. L'intensité du processus d'incision dépend toutefois des débits morphogènes et de la quantité de sédiments qui avait été stockée dans le réservoir. Par exemple, si le réservoir contenait très peu de sédiments et qu'il était beaucoup plus large que le chenal naturel en amont, les processus dominants seront généralement l'aggradation et la création de la plaine inondable

plutôt que l'incision et l'élargissement (Pizzuto 2002; Doyle et al. 2005; East et al. 2015; Randle et al. 2015;).

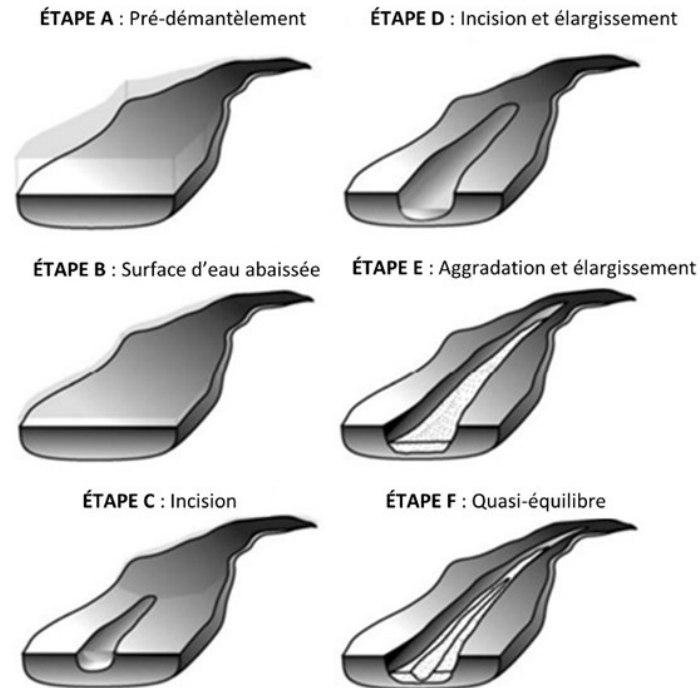


Figure 3. Modèle conceptuel des ajustements morphologiques qui surviennent en amont d'un barrage à la suite de son démantèlement (adaptée avec autorisation de Doyle et al. (2005)).

2.2.4.1 Ajustements en aval

En aval d'un démantèlement de barrage, les ajustements observés sont généralement prédominés par une aggradation du lit du chenal, principalement à proximité de l'ancien barrage. Cette aggradation est due au fait que les sédiments qui étaient stockés derrière le barrage sont remobilisés vers l'aval lorsque le barrage est démantelé. De plus, comme ce sont majoritairement des sédiments fins qui sont retenus dans les réservoirs, le démantèlement entraîne habituellement une diminution du calibre des sédiments en aval (Bednarek 2001; East et al. 2015; Randle et al. 2015; Magilligan et al. 2016).

Toutefois, les ajustements morphologiques observés en aval sont souvent progressifs. Les sédiments stockés en amont ne sont pas mobilisés vers l'aval comme une « vague de sédiments ». Ils sont généralement plutôt dispersés graduellement au fil des crues. Ainsi, au fur et à mesure que les sédiments stockés en amont de l'ancien barrage sont érodés et déplacés vers l'aval, le chenal tend à retrouver un certain état d'équilibre (Pizzuto 2002; Magilligan et *al.* 2016). Ce processus peut cependant prendre des années ou des décennies avant de se compléter. Le délai dépendra principalement de l'énergie du cours d'eau, c'est-à-dire sa capacité à éroder les sédiments et à les mobiliser vers l'aval (Pizzuto 2002; Doyle et *al.* 2005).

2.3 LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE

2.3.1 Concept de la trajectoire hydrogéomorphologique historique

Les notions de dynamique sédimentaire et d'équilibre des cours d'eau ne peuvent être considérées sans souligner l'importance du concept d'échelle temporelle. En effet, comme les systèmes fluviaux sont des entités dynamiques, ils évoluent dans le temps et s'ajustent face aux divers facteurs de contrôle, naturels ou anthropiques, auxquels ils sont soumis (Dufour et Piégay 2009; Ziliani et Surian 2012). Par conséquent, chaque cours d'eau suit une trajectoire, dans laquelle sa morphologie évolue dans le temps, et où des cycles, des tendances à long terme et des variations à court terme se définissent en fonction des variables de contrôle (figure 4) (Dufour et Piégay 2009).

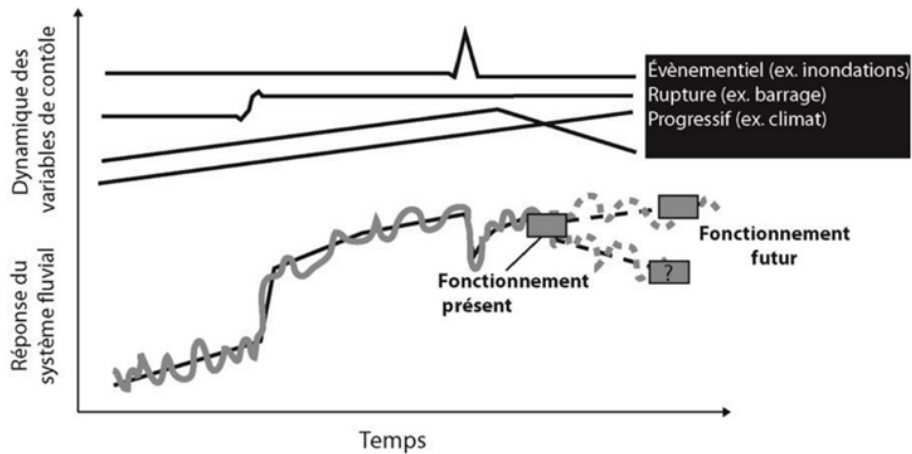


Figure 4. Concept de la trajectoire hydrogéomorphologique historique (adaptée avec autorisation de Dufour et Piégay (2009)).

Cette idée se rapporte au concept de la trajectoire hydrogéomorphologique historique. Ce concept permet de concevoir les ajustements passés d'un cours d'eau, ainsi que son fonctionnement actuel, dans le but de déterminer son évolution future potentielle. De cette manière, la trajectoire hydrogéomorphologique historique offre une compréhension des causes et des déclencheurs du changement, des variations et des points de basculement dans l'évolution d'un cours d'eau à travers le temps (Brierley et Fryirs 2016). Pour ce faire, le concept de la trajectoire propose d'analyser, pour une échelle de temps donnée, l'évolution de variables associées à la morphologie du chenal ou à la dynamique sédimentaire du cours d'eau (Demers et al. 2014). Ainsi, même si l'analyse de l'état antérieur d'un cours d'eau ne fournit qu'un aperçu de ses conditions futures, elle permet d'évaluer ses réponses face aux événements perturbateurs. Ce qui est, néanmoins, considérable pour l'estimation des états futurs potentiels (Hoyle et al. 2008; Brierley et Fryirs 2016).

2.3.2 Application du concept

La mise en application du concept de trajectoire hydrogéomorphologique historique requiert un nombre significatif de mesures pour une période donnée. Ces mesures dépendent de la quantité et de la qualité des données disponibles (Ziliani et Surian 2012). L'analyse de la

trajectoire évolutive est donc généralement effectuée à partir de données issues de photographies aériennes. Une gamme de photographies aériennes est utilisée afin d'identifier et de quantifier, à partir d'un système d'information géographique, plusieurs variables morphologiques du cours d'eau. Cette gamme de photographies aériennes présente une séquence temporelle plus ou moins longue selon la disponibilité des photographies. Plus la séquence temporelle est longue, c'est-à-dire qu'elle recule loin dans le passé, plus l'évaluation de l'ampleur des processus et l'identification des tendances seront évidentes. Toutefois, les photographies aériennes historiques sont parfois de moins bonne qualité, ce qui peut limiter la quantification de certaines variables. Dans ce cas, les photographies aériennes de moins bonne qualité peuvent être utilisées pour quantifier les variables en lien avec le tracé du cours d'eau uniquement, par exemple la sinuosité ou la mobilité du chenal (Demers et *al.* 2014). D'autres données, par exemple des données topographiques ou des données de stations de jaugeage, peuvent également être analysées afin de quantifier certaines variables ou encore pour identifier les causes des changements ou les facteurs de contrôle (Ziliani et Surian 2012).

2.4 LA RESTAURATION DE COURS D'EAU

Au cours des derniers siècles, plusieurs systèmes fluviaux à travers le monde ont été altérés par des modifications anthropiques, entraînant, entre autres, une dégradation des habitats aquatiques et de la qualité de l'eau et un bouleversement de la dynamique fluviale au sein de ces écosystèmes (Douglas 2000; Beechie et *al.* 2010). Par ailleurs, ces pressions exercées sur les cours d'eau sont actuellement accrues par les changements climatiques et par la demande humaine en eau et en terres toujours croissante (Beechie et *al.* 2010). Au cours des dernières décennies, beaucoup d'investissements ont été faits dans des projets de restauration de rivières à travers le monde, mais plusieurs d'entre eux ont échoué (Wohl et *al.* 2005). En termes de restauration de cours d'eau, les besoins actuels sont donc de préconiser des actions de restauration qui se préoccupent davantage des causes de la dégradation des systèmes fluviaux (Beechie et *al.* 2010).

2.4.1 Restauration basée sur les formes vs restauration basée sur les processus

La restauration de cours d'eau basée sur les formes est une approche qui préconise la création d'habitats spécifiques en fonction de normes ou de critères qui définissent ce que devraient être de « bonnes » conditions d'habitats (Beechie et *al.* 2010). Ces actions de restauration favorisent généralement les solutions techniques qui comprennent, par exemple, la stabilisation des berges à l'aide d'enrochements, la construction de fosses ou de seuils à partir de structures artificielles et statiques, le démantèlement des barrages de castor et l'injection de gravier de fraie pour les poissons. La stabilité des chenaux est également considérée comme un critère de succès pour ce type de restauration (Beechie et *al.* 2010). Initialement, et particulièrement au cours des années 1980, cette approche de restauration par les formes était préconisée pour la création d'habitats pour le poisson. Puis, s'en est suivi l'intérêt de la restauration des cours d'eau pour améliorer la qualité de l'eau, motivé principalement par le Clean Water Act de 1972 aux États-Unis et par la directive-cadre sur l'eau de 2000 dans l'Union européenne. Ainsi, la restauration basée sur les formes était également utilisée, par exemple, pour améliorer la rétention des polluants en contrôlant l'écoulement et les formes des chenaux (Wohl et *al.* 2015).

En revanche, la restauration basée sur les processus préconise le rétablissement des processus hydrologiques, géomorphiques et écologiques qui déterminent et maintiennent les écosystèmes des rivières et des plaines inondables et qui caractérisent la dynamique fluviale d'un cours d'eau à différentes échelles (figure 5). Par exemple, ces processus comprennent l'érosion des berges, le transport de sédiments, la croissance de la végétation riveraine, les embâcles de bois en rivière, la migration du chenal, les inondations et la connectivité entre le chenal et la plaine inondable (Wohl et *al.* 2005; Beechie et *al.* 2010).

Cette approche de restauration vise à atténuer l'incidence des perturbations anthropiques sur ces processus afin que l'écosystème fluvial se rétablisse par lui-même avec

un minimum d'interventions. Le rétablissement des processus et de la dynamique fluviale est donc considéré comme critère de succès (Beechie et al. 2010). Cette approche de restauration gagne de plus en plus en importance depuis le début des années 2000, mise de l'avant par des chercheurs qui soulignent l'importance de la dynamique fluviale et de la connectivité chenal – plaine inondable pour des restaurations durables (Wohl et al. 2015).

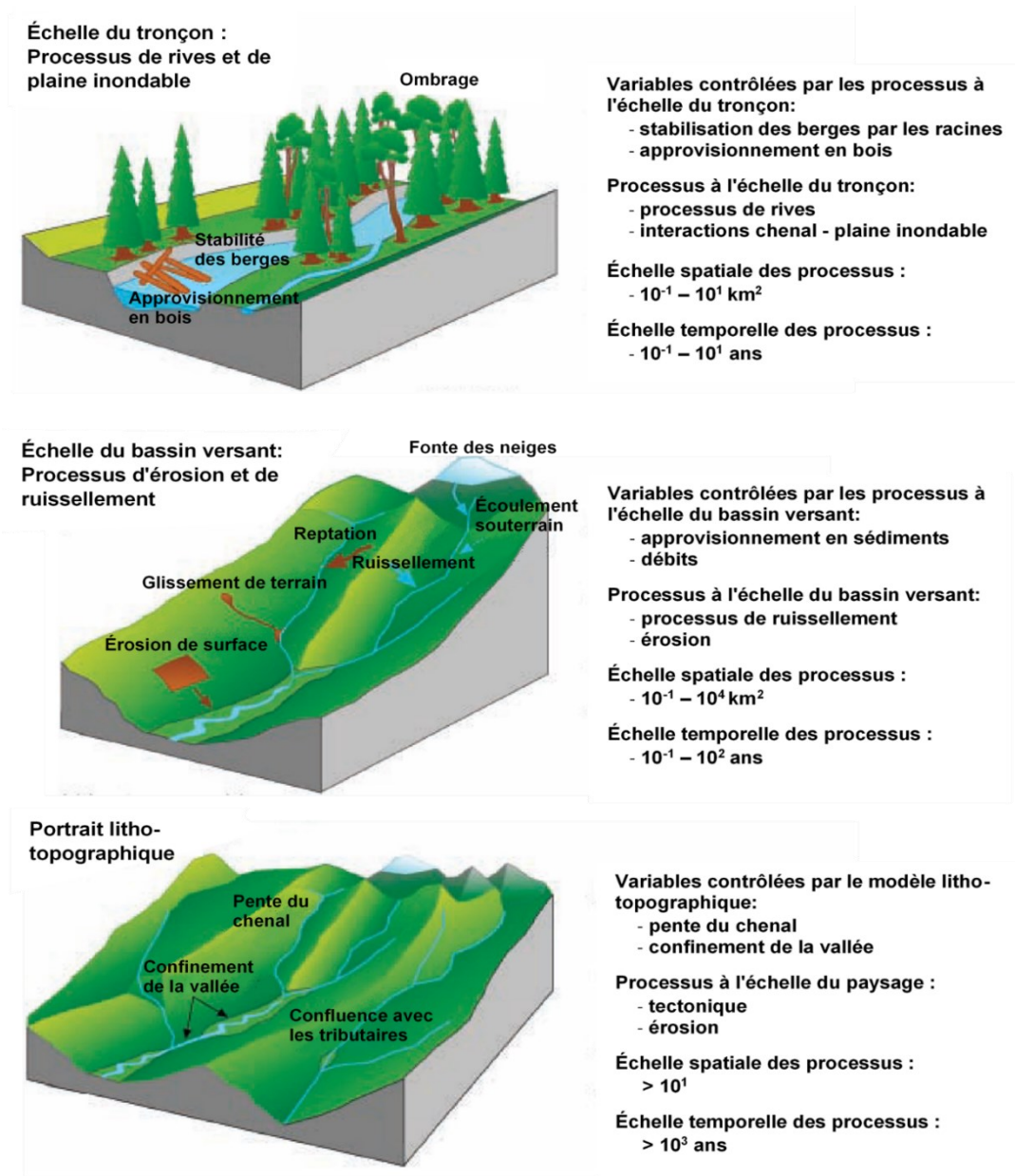


Figure 5. Représentation des principaux processus qui déterminent la dynamique fluviale et les caractéristiques de l'habitat à l'échelle du tronçon, à l'échelle du bassin versant et selon le portrait litho-topographique (adaptée avec autorisation de Beechie et al. (2010)).

2.4.1.1 Problématiques liées à la restauration basée sur les formes

Plusieurs projets de restauration basée sur les formes ont échoué, principalement parce que cette approche ne tient pas compte du contexte du bassin versant à plus grande échelle (Kondolf et *al.* 2006). Ainsi, les solutions techniques utilisées ne respectent généralement pas le potentiel naturel des sites restaurés, résultant en des aménagements qui ne perdurent pas (Beechie et *al.* 2010). Par exemple, la mise en place d'une structure artificielle dans un cours d'eau, sans tenir compte du contexte du bassin versant, pourrait être rapidement ensevelie par des sédiments provenant de l'amont ou encore emportée par l'écoulement lors d'une prochaine crue (Kondolf et *al.* 2006). En général, les projets s'appuyant sur l'approche de restauration basée sur les formes ne parviennent donc pas à atteindre les objectifs environnementaux souhaités, puisqu'ils ne s'attaquent pas aux causes de la dégradation de l'écosystème fluvial, mais plutôt aux symptômes uniquement (Wohl et *al.* 2005; Beechie et *al.* 2010). Ainsi, en tenant compte de la dynamique fluviale à l'échelle du bassin versant et en s'attaquant aux causes de la dégradation, les projets de restauration basée sur les processus sont plus susceptibles d'être durables et autonomes. Du même coup, ils seront moins coûteux à long terme que les projets qui tentent de maintenir des formes ou des structures de manière artificielle (Wohl et *al.* 2005; Kondolf et *al.* 2006).

2.4.2 Principes de la restauration basée sur les processus

Afin d'éviter des projets de restauration non durables et coûteux ou qui mènent à des échecs, Beechie et *al.* (2010) proposent d'élaborer les actions de restauration de cours d'eau selon quatre principes fondamentaux basés sur les processus :

Principe 1 : Cibler les causes profondes de la dégradation des habitats et des écosystèmes

Les actions de restauration qui identifient uniquement les « problèmes » reliés à un habitat et qui visent à construire des habitats spécifiques selon ce qui est perçu comme « bon » sont souvent vouées à l'échec puisqu'elles ne s'attardent pas aux processus sous-jacents à l'origine des problématiques. Parmi ce type d'actions, il y a, par exemple, l'enrochement des

berges pour cesser l'érosion alors que l'érosion est un processus naturel et nécessaire à la création et au maintien des habitats (Beechie et *al.* 2010).

Par conséquent, le premier principe fondamental de la restauration basée sur les processus précise que les actions mises en place devraient s'attaquer directement aux causes de la dégradation d'un écosystème plutôt qu'à ses symptômes (Kondolf et *al.* 2006; Beechie et *al.* 2010). Les actions de restauration devraient ainsi être réfléchies en fonction des processus qui déterminent les conditions d'un habitat et elles devraient être élaborées pour corriger les altérations humaines de ces processus clés. Dans ce contexte, les actions précédentes seraient substituées par des actions qui permettent la migration du chenal et l'érosion des berges (par exemple, retrait d'encrochements existants) et le rétablissement de la végétation riveraine sur la plaine inondable (Beechie et *al.* 2010).

Principe 2 : Adapter les actions de restauration au potentiel local

En fonction de leur contexte physiographique et climatique, les tronçons d'un réseau fluvial possèdent une plage relativement étroite de conditions fluviales dans lesquelles ils peuvent évoluer. Ces conditions sont déterminées par les processus qui opèrent à diverses échelles (régionale, du bassin versant et du tronçon) et qui définissent ainsi le potentiel physique et biologique d'un tronçon ou d'un système fluvial. Le deuxième principe fondamental stipule donc que les actions de restauration basée sur les processus devraient s'adapter à ce potentiel local et être élaborées pour corriger ce qui perturbe les processus de contrôle. De cette manière, le cours d'eau pourra évoluer à nouveau dans la gamme de conditions fluviales qui concorde avec son contexte physiographique et climatique (Beechie et *al.* 2010).

Le meilleur moyen d'identifier des cibles et des actions de restauration qui concordent avec le potentiel local du cours d'eau est d'effectuer une analyse de trajectoire hydrogéomorphologique historique (Hoyle et *al.* 2008; Beechie et *al.* 2010). Ce type d'analyse permet d'identifier, par exemple, le style fluvial approprié pour un tronçon. L'analyse de la

trajectoire peut également être combinée à une analyse des régimes sédimentaires et hydrologiques et des contraintes anthropiques (par exemple, présence d'un barrage). La considération de ce principe permet donc de planifier des actions de restauration qui seront durables dans le temps puisqu'elles seront en conformité avec le potentiel du cours d'eau ou du tronçon (Beechie et al. 2010).

Principe 3 : Conjuguer l'échelle de la restauration à l'échelle des processus physiques et biologiques

Le troisième principe fondamental de la restauration basée sur les processus précise qu'une restauration réussie nécessitera la mise en place d'actions aux échelles physiques et biologiques appropriées afin de corriger les altérations responsables de la dégradation. Par conséquent, l'échelle des actions de restauration instaurées doit correspondre à l'échelle des processus qui sont détériorés. Par exemple, si les processus dégradés affectent l'approvisionnement en sédiments, des actions devront être instaurées à l'échelle du bassin versant, alors que le recrutement du bois peut être restauré à l'échelle du tronçon uniquement en rétablissant, par exemple, la végétation riveraine dans un tronçon dégradé (figure 5). Ce principe peut donc être difficile à respecter, car les actions de restauration à l'échelle du bassin versant peuvent demander des efforts considérables ou se heurter à plusieurs contraintes qui limitent les possibilités de restauration (par exemple, la présence d'infrastructures) (Beechie et al. 2010).

Principe 4 : Être explicite sur les résultats attendus et le temps de restauration

Il peut y avoir de longs délais entre l'amorce de travaux de restauration et la récupération de certaines fonctions écosystémiques par le cours d'eau. La restauration basée sur les processus est donc une démarche à long terme. Par exemple, la croissance de la végétation riveraine peut prendre des décennies, à la suite de son rétablissement, avant de pouvoir approvisionner une rivière en bois. Ainsi, le quatrième principe fondamental de la restauration basée sur les processus stipule qu'il est primordial de fournir des prévisions quantitatives par rapport aux résultats attendus afin d'avoir des attentes réalistes quant à l'envergure et au

rythme de la restauration. De plus, même s'il peut être difficile de prédire les résultats attendus de certaines actions de restauration, notamment lorsque le but est de retrouver un chenal dynamique, il est essentiel d'au moins prévoir une gamme de résultats potentiels. Ainsi, des programmes de surveillance et de gestion adéquats pourront être planifiés (Beechie et *al.* 2010).

2.4.3 Exemples d'actions de restauration basées sur les processus

En fonction des causes de la dégradation d'un écosystème fluvial et selon l'échelle à laquelle la restauration est nécessaire, plusieurs types d'actions de restauration basées sur les processus peuvent être mises en place. Divers exemples d'actions de restauration, proposées par Beechie et *al.* (2010), sont présentés dans le tableau 1 ci-dessous.

Mis à part ces exemples, plusieurs autres techniques peuvent être utilisées afin de restaurer un cours d'eau selon une approche basée sur les processus. Il y a, entre autres, le principe d'espace de liberté qui consiste à libérer ou à maintenir les zones adjacentes au chenal, soit la plaine inondable, lorsque possible. De cette manière, les processus naturels tels que l'érosion, la migration du chenal et les inondations peuvent avoir lieu librement et contribuer à retrouver la dynamique naturelle du cours d'eau (Biron et *al.* 2017). L'ajout d'embâcles de bois dans un écosystème fluvial dégradé est aussi une action de restauration de plus en plus utilisée afin, notamment, de recréer des habitats aquatiques naturels (Søndergaard et Jeppesen 2007; Biron et *al.* 2018). Par ailleurs, lorsqu'un ou plusieurs tronçons d'un cours d'eau ont été linéarisés dans le passé, la reconnexion de méandres abandonnés est une technique envisageable afin de restaurer le style fluvial naturel de la rivière (par exemple, divagant ou à méandres dynamiques) (Roni et Beechie 2013).

Tableau 1. Exemples d'actions de restauration basées sur les processus pouvant être réalisées à l'échelle du bassin versant et du tronçon et au niveau de la connectivité entre les habitats (adapté avec autorisation de Beechie et *al.* (2010))

Cause de la dégradation	Action de restauration	Objectif
Échelle du bassin versant		
Augmentation de l'érosion de surface et de l'apport de sédiments	Déplacer ou détruire des routes forestières	Réduire l'érosion des sédiments fins et réduire l'apport de sédiments fins aux cours d'eau
La régulation du débit a réduit les débits de pointe et les faibles débits	Rétablir l'écoulement naturel	Restaurer une gamme de débits, incluant les débits de crue, les débits plein bord et les débits d'étiage
Échelle du tronçon		
Les digues empêchent les inondations et la formation d'habitats dans les chenaux secondaires	Recul ou retrait des digues	Restaurer la migration latérale du chenal, le renouvellement de la plaine inondable et de la forêt riveraine, la diversité de l'habitat, les déplacements du biote
Perte de l'apport en bois et de l'ombrage sur les cours d'eau	Replanter les forêts riveraines	Restaurer le recrutement du bois, restaurer les fonctions d'ombrage, restaurer les apports en nutriments
La diminution de la rétention des sédiments dans le chenal empêche la restauration des chenaux incisés	Réintroduire le castor pour favoriser l'aggradation dans les chenaux incisés	Restaurer le mécanisme naturel de rétention des sédiments, accélérer l'aggradation, élever la nappe phréatique et augmenter l'étendue spatiale de la végétation riveraine
Connectivité des habitats		
Les barrages bloquent l'accès des poissons aux habitats de fraie et d'élevage	Démanteler les barrages ou construire des passes migratoires	Restaurer la capacité des poissons à migrer parmi les habitats qui sont essentiels à leur cycle de vie

2.5 LA RESTAURATION D'ANCIENS MÉANDRES

Par le passé, plusieurs cours d'eau à travers le monde ont été linéarisés pour favoriser, entre autres, le développement urbain et agricole (Nagayama et *al.* 2008; Lorenz et *al.* 2009). La linéarisation des chenaux entraîne une augmentation de l'érosion du lit (incision) et contribue à réduire la diversité des habitats en simplifiant et en uniformisant la morphologie des cours d'eau (Nakamura et *al.* 2014). Elle engendre également une déconnexion des rivières avec leurs plaines inondables, ce qui contribue à dégrader les écosystèmes fluviaux et riverains (perte d'habitats aquatiques, de forêts riveraines, de zones humides et d'accumulation de bois mort) (Nagayama et *al.* 2008; Lorenz et *al.* 2009).

À l'inverse, dans une rivière à méandres naturelle, diverses conditions d'écoulement forment l'écosystème fluvial et créent ainsi une diversité d'habitats aquatiques. De plus, dans ce type de rivière, la présence d'un faciès d'écoulement de type radier-fosse en alternance, augmente la variation longitudinale de l'habitat, ce qui entraîne une augmentation de la densité et de la richesse d'espèces de poissons et de macro invertébrés (Nagayama et *al.* 2008; Nakamura et *al.* 2014). Dans une rivière linéarisée, la perte de ces différentes structures d'écoulement élimine les habitats associés aux fosses et contribue ainsi à simplifier la structure de la communauté de poissons présente dans l'écosystème (Nakamura et *al.* 2014).

2.5.1 Principes de la restauration d'anciens méandres

La restauration d'anciens méandres, ou le reméandrage, a donc comme principaux objectifs de redonner à une rivière l'aspect sinueux qu'elle avait avant d'être modifiée, d'augmenter la longueur du chenal ainsi que la diversité et la complexité de l'habitat et de permettre à la rivière de migrer librement dans la plaine inondable (Roni et Beechie 2013). Pour ce faire, les méandres qui ont été « abandonnés » lors d'une phase de linéarisation d'un cours d'eau, sont reconnectés au chenal existant. Il s'agit d'une méthode de plus en plus appliquée afin de restaurer les processus hydrogéomorphologiques d'un cours d'eau et, du même coup, la qualité des habitats aquatiques qui le composent (Botroh 2015; Lorenz et *al.* 2016).

La restauration d'anciens méandres a de nombreux effets bénéfiques sur un écosystème fluvial. Elle permet d'abord au cours d'eau de retrouver sa dynamique naturelle en réactivant des zones préférentielles d'érosions et de dépôts sédimentaires (Botroh 2015). Ainsi, en restaurant la dynamique fluviale naturelle d'une rivière, il y a davantage de probabilités que la diversité de la faune et de la flore aquatiques s'améliorent. En effet, le reméandrage augmente la diversité des faciès d'écoulement, ce qui contribue au développement d'un milieu hétérogène riche en habitats naturels (Botroh 2015; Lorenz et *al.* 2016). Cette méthode de restauration contribue également à la formation de zones humides

généralement présentent à proximité des méandres dus à leur forme particulière. Ces zones humides contribuent à la santé et à la biodiversité des milieux aquatiques, notamment par l'épuration des eaux et la régulation du régime des eaux à l'étiage et en période d'inondation (Botroh 2015).

2.5.2 Outils potentiels pour la restauration d'anciens méandres

Préalable au reméandrage, les anciens méandres pouvant être restaurés doivent être identifiés. Il est possible d'effectuer une reconnaissance visuelle des anciens méandres par photo-interprétation (Botroh 2015). Toutefois, cette méthode peut être plus difficile lorsque les méandres se sont asséchés et végétalisés ou lorsqu'ils ont été remblayés. Ainsi, la télédétection, avec notamment l'utilisation des données LiDAR (Light Detection And Ranging), est un outil pertinent en vue d'identifier et pour restaurer d'anciens méandres. L'analyse d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) généré à partir des données LiDAR permet d'identifier les formes fluviales anciennes présentes dans la plaine inondable et ainsi guider les travaux de restauration sur le terrain (Botroh 2015; Vayssière et *al.* 2016).

Les anciens tracés de rivière, tels que les méandres abandonnés, se caractérisent généralement par des zones de légères ruptures topographiques. Un MNT LiDAR peut être utilisé afin d'analyser les altitudes brutes ainsi que les pentes afin de repérer ces dépressions topographiques (figure 6). Les altitudes brutes permettent d'identifier le tracé et l'orientation des anciennes formes fluviales tandis que la carte des pentes favorise l'observation des variations du relief. Les ruptures de pente révèlent généralement les anciennes berges concaves des méandres abandonnés (Botroh 2015; Vayssière et *al.* 2016).

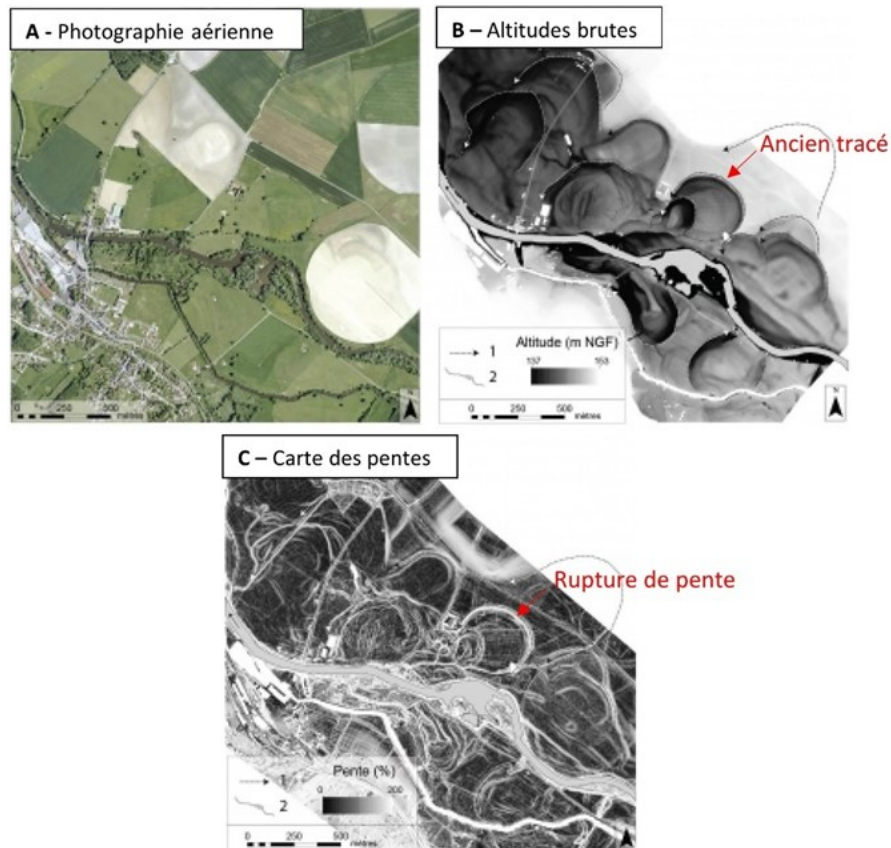


Figure 6. Identification d'anciens méandres à l'aide de données issues du LiDAR (adaptée de Vayssière et *al.* (2016)).

2.5.3 Différentes techniques de restauration d'anciens méandres

Différentes techniques peuvent être mises en place pour restaurer d'anciens méandres qui ont été préalablement identifiés. Il est possible de reconnecter un méandre en excavant ce dernier à l'aide de machinerie lourde et en bloquant l'ancien chenal linéarisé. De cette manière, l'écoulement sera redirigé dans le méandre reconnecté. Comme il s'agit d'un écosystème fragile et que cette méthode engendre des interventions lourdes, il est possible d'effectuer l'excavation du sol en hiver, lorsque le climat le permet, afin de minimiser les impacts (Nakamura et *al.* 2014; Lorenz et *al.* 2016). Il existe également différentes variantes de reconnexion de méandre à l'aide de cette technique de reconnexion mécanique (figure 7).

L'écoulement peut être dirigé en permanence dans le méandre dû à une digue installée dans le chenal linéarisé (figure 7A). De cette manière, l'ancien chenal linéarisé peut être

alimenté par les remontées d'eau provenant de l'aval en plus de servir de chenal de débordement lors des crues, selon la hauteur de la digue. En revanche, la digue peut être installée à la connexion en amont du méandre (figure 7B). Ainsi, la redirection de l'écoulement est fonction de la hauteur de la digue et a lieu au fil des crues. Finalement, le méandre peut être uniquement reconnecté à son extrémité aval (figure 7C). Toutefois, lorsque le méandre est seulement connecté en aval, le taux de renouvellement de l'eau est généralement plus faible, ce qui engendre des risques d'eutrophisation, d'aggradation et d'envasement du méandre (Krapesch et *al.* 2009).

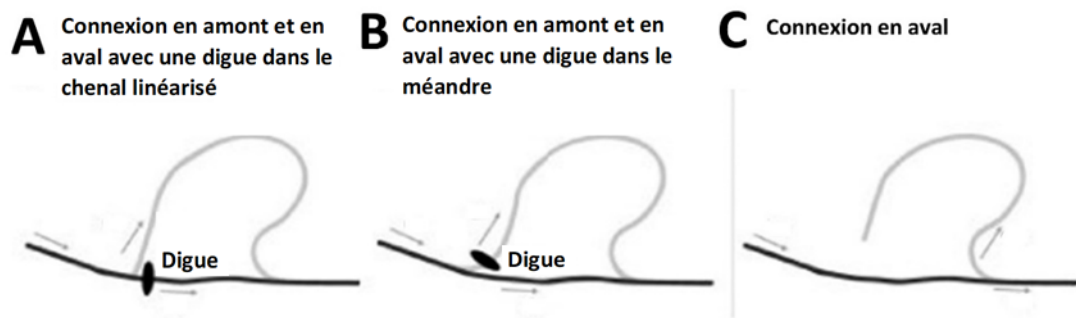


Figure 7. Différents scénarios de reconnexion de méandres (adaptée avec autorisation de Krapesch et *al.* (2009)).

Comme autres méthodes de restauration d'anciens méandres, il y a la possibilité de réintroduire du bois mort dans le chenal linéarisé (Roni et Beechie 2013; Roni et *al.* 2015). La réintroduction de bois mort permet d'orienter l'écoulement afin de réactiver des zones d'érosion qui permettront de reconnecter le méandre au chenal principal. Pour ce faire, des structures composées de bois mort, imitant généralement des embâcles, peuvent être déposées ou fixées dans le chenal. Toutefois, ces structures ne sont généralement pas statiques afin qu'elles puissent s'adapter naturellement en fonction de l'écoulement. De plus, afin d'optimiser l'interaction entre la structure de bois mort et le chenal et pour engendrer des changements morphologiques, la taille de la structure doit concorder avec la taille et la puissance du chenal (Roni et Beechie 2013; Roni et *al.* 2015). Une structure trop petite sera rapidement évacuée vers l'aval (Roni et Beechie 2013; Roni et *al.* 2015). En plus de permettre la reconnexion

d'anciens méandres, le bois mort en rivière permet d'améliorer l'habitat pour la faune aquatique. Il contribue à la formation de zones d'eau profonde qui profitent notamment aux saumons adultes. Il contribue aussi à la diminution de la taille du substrat, créant ainsi des habitats plus propices à la fraie (Roni et *al.* 2015).

Finalement, il y a aussi la technique de restauration dite passive, qui consiste à cesser toute maintenance sur le cours d'eau. Dans certains cas, cette technique est suffisante pour permettre à un cours d'eau de retrouver sa sinuosité (Roni et Beechie 2013). En revanche, cette approche entraîne des résultats beaucoup moins rapides que les méthodes présentées précédemment. En fait, la capacité d'un cours à retrouver naturellement sa sinuosité, ainsi que la durée requise pour le faire, dépend fortement de la puissance spécifique du cours d'eau, de sa charge sédimentaire ainsi que de la stabilité de ses berges (Roni et Beechie 2013).

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE

3.1 SITE D'ÉTUDE

La rivière des Escoumins se situe dans la région administrative de la Côte-Nord, mais une partie de son bassin versant touche également à la région administrative du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 8A). La rivière prend sa source à plus de 650 m d'altitude et s'écoule du nord-ouest vers le sud-est sur 84 km, pour finalement se jeter dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. La pente moyenne de la rivière est de 7,2 m/km. Son bassin versant draine une superficie de 798 km², qui est divisée entre les municipalités des Escoumins et des Bergeronnes ainsi que les territoires non organisés du Lac-au-Brochet et du Mont-Valin (Nihouarn 2009) (figure 8B).

Le climat varie à l'intérieur même du territoire du bassin versant dû à l'influence maritime du fleuve Saint-Laurent. Ainsi, deux zones climatiques peuvent être distinguées, soit une zone longeant l'estuaire qui est soumise à un climat maritime et une zone couvrant la section amont de la rivière avec un climat de type continental (Nihouarn 2009). La station météorologique la plus près, celle de Grandes-Bergeronnes, enregistre une température moyenne annuelle de 3,4°C ainsi que des précipitations annuelles moyennes de 1093,5 mm (Environnement Canada. 2022). Toutefois, la station météo se situant à proximité de l'estuaire, la température et les précipitations annuelles moyennes peuvent différer pour la portion amont du bassin versant.

La rivière des Escoumins s'écoule à travers une vallée en auge, typique des vallées glaciaires, composée principalement de dépôts fluvio-glaciaires et de dépôts alluviaux récents. De plus, le substrat rocheux, affleurant par endroits, est composé principalement de gneiss, d'anorthosite, de granite et de pegmatite non déformés (Nihouarn 2009). La présence de la

mer de Goldthwait, à la suite de la dernière déglaciation, a également occasionné le dépôt d'argile limoneux sur le territoire en bordure du fleuve Saint-Laurent (Martineau 2007).

En termes d'utilisation du territoire, la couverture forestière représente 97% de la superficie totale du bassin versant de la rivière des Escoumins. Le reste de la superficie correspond à la portion urbanisée (0,05%) et à la superficie lacustre (2,95%). Le territoire urbanisé du bassin versant est concentré le long de l'embouchure de la rivière, dans la municipalité des Escoumins (Nihouarn 2009). Le caractère forestier du bassin versant fait en sorte qu'il a longtemps été exploité pour son bois. Les coupes forestières ont débuté dès 1845 alors que le flottage du bois (drave) aurait débuté autour de 1846 sur la rivière des Escoumins et ses tributaires. C'est à cette époque, afin de favoriser le transport du bois, que le profil de la rivière a été modifié par la linéarisation, le dynamitage ou l'élargissement de plusieurs tronçons (Ferron et al. 2019). Le barrage près de l'embouchure a également été construit en 1846 afin d'accumuler le bois et de fournir l'énergie pour le fonctionnement de la scierie installée en aval (Nihouarn 2009). Le flottage du bois sur la rivière s'est finalement terminé en 1977. Lors de cette période, la rivière a été difficilement accessible pour le saumon. En effet, avant l'installation d'une première passe migratoire sur le barrage en 1969, il était impossible pour le saumon de remonter la rivière. Cette passe migratoire ne sera toutefois fonctionnelle que jusqu'en 1971. Il aura fallu, par la suite, attendre jusqu'en 1980 pour qu'une nouvelle passe migratoire soit réaménagée. Une seconde passe migratoire a également été installée sur la chute du Grand-Sault, un obstacle naturel infranchissable, situé à 9 km de l'embouchure. Ainsi, le saumon a maintenant accès à la rivière des Escoumins jusqu'à la chute à Pinel, qui est située à 36 km de l'embouchure et qui représente un obstacle infranchissable pour l'espèce (Nihouarn 2009).

Cette portion accessible par le saumon représente donc les limites du territoire à l'étude. La limite aval se trouve à l'embouchure de la rivière des Escoumins, soit en aval de l'ancien barrage et à la limite de l'estuaire du Saint-Laurent. La limite amont, pour sa part, se trouve à

environ 34,4 km de l'embouchure et est délimitée par la route forestière qui traverse la rivière (pont du 20 milles), légèrement en aval de la chute à Pinel (figure 8C).

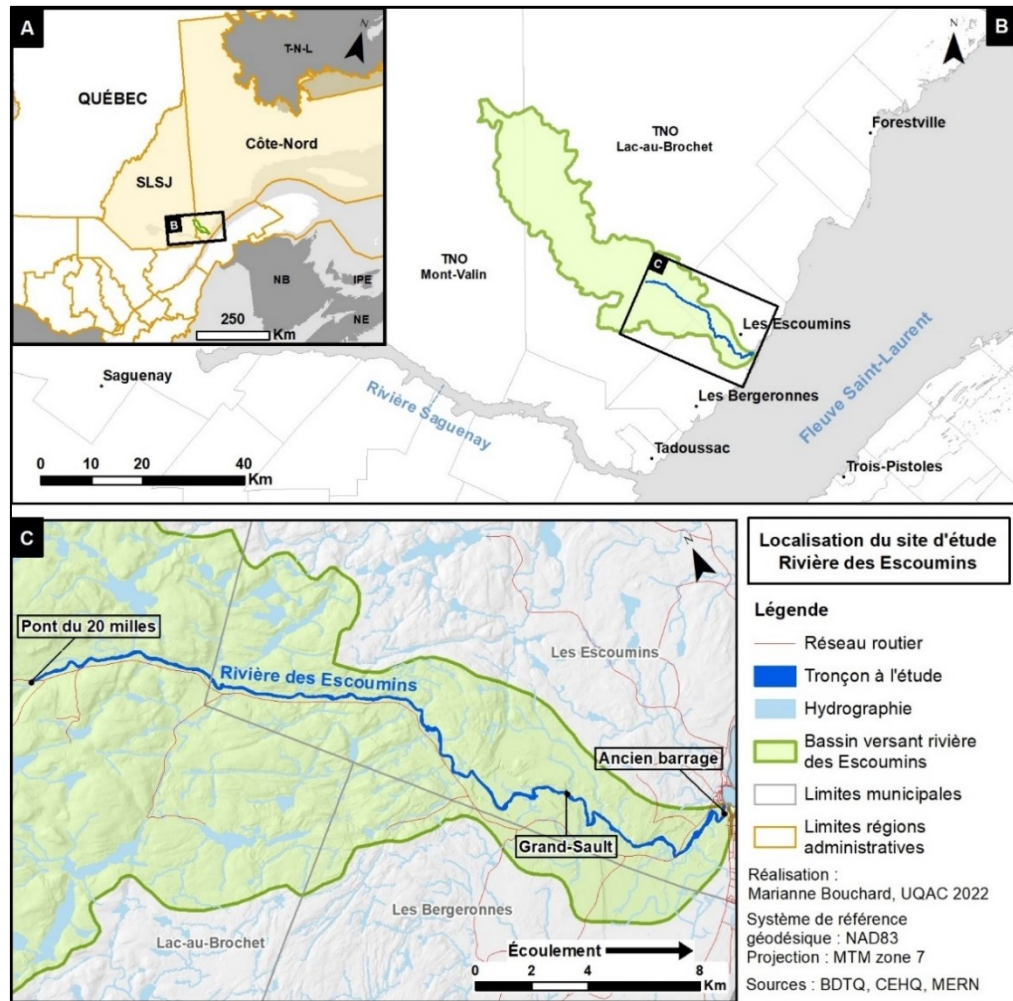


Figure 8. Localisation du territoire à l'étude : A) Localisation du bassin versant à l'échelle provinciale B) Localisation du bassin versant à l'échelle régionale C) Localisation du tronçon à l'étude.

3.2 SEGMENTATION DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS

Comme une rivière peut réagir différemment le long de son corridor fluvial, une segmentation de la rivière des Escoumins a été réalisée préalablement aux autres analyses. Le corridor fluvial a donc été segmenté en tronçons morphodynamiques homogènes selon les transitions observées, de l'amont vers l'aval, pour différentes variables. Ainsi, les tronçons

homogènes qui en résultent évoluent de manière semblable dans le temps et dans l'espace (Demers et Buffin-Bélanger 2011). Pour la rivière des Escoumins, les tronçons ont été définis sur la base des transitions observées dans les variables de puissance spécifique, de pourcentage de pente, de largeur de plaine alluviale, de superficies érodées, de composition granulométrique et d'état des berges. Différentes échelles de mesure ont été utilisées selon le type de variables (tableau 2).

Tableau 2. Variables pour l'identification des tronçons morphodynamiques homogènes

Échelles spatiales	Variables	Unité
Tronçon de 250 m	Puissance spécifique (ω)	W/m ²
	Pourcentage de pente	% (m/m*100)
	Largeur de plaine alluviale	m
	Superficies érodées	m ²
Tronçon de 1000 m	Composition granulométrique	*
	État des berges	**

* Les classes granulométriques sont : gravier (2-64mm), galet (64-256mm), bloc (>256mm)

** Les classes d'état des berges sont : accumulation, stable, érosion

Le cours d'eau a d'abord été subdivisé, de l'amont vers l'aval, en tronçons de 250 mètres à partir desquels la puissance spécifique, le pourcentage de pente, la largeur de plaine alluviale et les superficies érodées ont été extraits. La longueur de 250 mètres est arbitraire, mais elle représente un compromis entre la préoccupation de quantifier avec détail la fluctuation des différentes variables et les contraintes associées à la longueur du site d'étude pour le traitement des données.

Comme la puissance spécifique est fonction de la largeur active du chenal, de la pente d'énergie, du débit plein bord, de la densité de l'eau et de l'accélération gravitationnelle, les valeurs de largeur et de pente ont d'abord été extraites, aux 250 mètres, à partir de photographies aériennes et du LiDAR respectivement. Pour ce qui est du débit plein bord,

comme il est couramment associé au débit de récurrence 1,5 - 2 ans (Demers et al. 2014), les données de débits de crue de récurrence 2 ans (Q_2) de la station hydrométrique des Escoumins (station 070204) ont été utilisées pour le calcul de la puissance spécifique (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques 2020). Toutefois, ces données de débits ont été ajustées en fonction de l'aire de drainage à chaque 250 mètres. Les aires de drainage ont été définies à l'aide de l'outil *Calculate catchments from points* dans *QGis*. Ainsi, avec les valeurs constantes de densité de l'eau (1000 kg/m^3) et d'accélération gravitationnelle ($9,81 \text{ m/s}^2$) et les valeurs obtenues pour la largeur active, la pente d'énergie et le débit plein bord, la puissance spécifique en W/m^2 a été déterminée pour chaque tronçon de 250 mètres.

Les pourcentages de pente ont été calculés à partir des élévations extraites du LiDAR. Ainsi, le dénivelé par tronçon de 250 mètres a été divisé par la longueur du tronçon, puis multiplié par 100, afin d'obtenir le pourcentage de pente. La plaine alluviale, pour sa part, a été numérisée, à l'aide d'un SIG (*ArcGIS*), selon la photo-interprétation des photographies aériennes et du LiDAR. Des transects ont ensuite été tracés aux 50 mètres, d'un côté à l'autre de la plaine, pour en extraire les largeurs. La largeur médiane a par la suite été utilisée pour déterminer la largeur de la plaine alluviale par tronçon de 250 mètres.

Pour ce qui est des superficies érodées, elles ont été obtenues par la superposition des tracés de lit mineur de deux séquences temporelles différentes. Les décalages entre les deux tracés ont permis de créer des polygones d'érosion. Ces polygones d'érosion correspondent aux surfaces qui ont été érodées entre les deux séquences temporelles étudiées. L'ensemble de ces polygones d'érosion ont donc été divisés selon les tronçons de 250 mètres et les superficies totales par tronçon ont été calculées afin d'obtenir les superficies érodées entre chaque année. La méthodologie pour le calcul des superficies érodées est décrite plus en détail à la section 3.3.2.

Dans un deuxième temps, le cours d'eau a été subdivisé, toujours de l'amont vers l'aval, en tronçon de 1000 mètres afin d'observer les transitions dans la composition granulométrique et dans l'état des berges. Ainsi, à l'été 2020, 35 stations, à un intervalle de 1000 mètres, ont été positionnées le long de la rivière des Escoumins et la composition granulométrique des bancs d'accumulation a pu y être analysée. À chaque station, 100 cailloux ont été échantillonnés sur les bancs d'accumulation selon la méthode de Wolman (1954). Pour ce faire, à chaque pas, l'observateur doit sélectionner le caillou qui se retrouve sous son gros orteil droit (pour éviter toute subjectivité dans la sélection des échantillons) et mesurer l'axe intermédiaire (axe b) (figure 9). L'opération est répétée en traversant l'ensemble du banc d'accumulation et jusqu'à ce que 100 cailloux aient été mesurés. Cette méthode permet un échantillonnage aléatoire (Kondolf 1997).

Au total, 3500 cailloux ont donc été mesurés afin de déterminer la composition granulométrique des bancs d'accumulation. Par la suite, les valeurs obtenues ont été classifiées selon trois grandes classes granulométriques, soit les graviers (2-64mm), les galets (64-256mm), et les blocs (>256mm), en fonction de la longueur de l'axe intermédiaire. La proportion, en pourcentage, de chacune des trois classes a ensuite été déterminée pour chaque station d'échantillonnage et étendue aux tronçons de 1000 mètres.

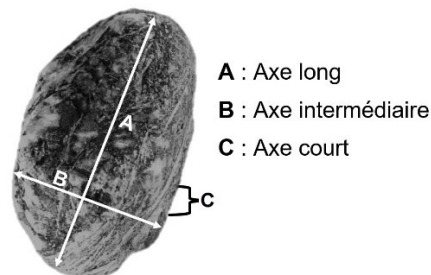


Figure 9. Identification de l'axe intermédiaire (adaptée de Harrelson (1994)).

Pour ce qui est de l'état des berges, celles-ci ont été caractérisées à l'été 2020. Pour y arriver, la rivière a été parcourue en canot et un point GPS a été saisi à chaque changement

morphologique dans la berge. Pour chaque changement morphologique, l'état de la berge a été noté en fonction de si elle était en accumulation, stable ou en érosion. Ces observations ont été notées pour la berge droite et la berge gauche. L'ensemble des données recueillies ont ensuite été divisées selon les tronçons de 1000 mètres et la proportion, en pourcentage, de chacune des classes d'état de berge a été déterminée pour chaque tronçon. L'ensemble des valeurs obtenues pour chaque variable a été positionné sur un profil longitudinal afin d'observer les transitions ou les cassures dans les données le long du corridor fluvial.

3.3 ANALYSE DE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE

3.3.1 Géoréférencement des photographiques aériennes

L'analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique historique implique l'utilisation d'une série de photographies aériennes, d'orthophotographies ou d'images satellites de la région étudiée (Demers et al. 2014). Pour la rivière des Escoumins, des photographies aériennes de 1964, 1972, 1975, 1986, 1990 et 2000, une orthophotographie de 2012 et des images satellites de 2019 ont pu être obtenues pour le tronçon à l'étude. L'ensemble des photographies aériennes sont à une échelle de 1 : 15 000, excepté celles de 1986 qui sont à une échelle de 1 : 40 000. L'orthophotographie et les images satellites obtenues sont toutes à très haute résolution, soit 30 cm pour 2012 et 50 cm pour 2019.

Pour permettre l'analyse des variables morphométriques, les photographies aériennes de 1964 à 2000 ont été géoréférencées à partir de l'orthophotographie de 2012. Les images satellites de 2019 ont également été recalibrées par rapport à l'orthophotographie de 2012 afin d'assurer une uniformité dans le géoréférencement. Ainsi, des points de contrôle au sol, qui se retrouvent à la fois sur la photographie aérienne à géoréférencer et sur l'orthophotographie de référence, ont été positionnés à partir de l'outil *georeferencing* dans *Arcmap 10.7.1*. La transformation *spline* a été priorisée sur d'autres transformations, telles que 1^{ère} polynomiale, car elle offre une meilleure précision locale (Kramer et al. 2011). Elle a donc permis d'accroître

la précision du géoréférencement autour du tronçon à l'étude. Comme ce type de transformation nécessite davantage de points de contrôle afin d'assurer un bon géoréférencement (Kramer et *al.* 2011), une moyenne de 54 points a été positionnée par photographie aérienne.

À la suite du géoréférencement, une mosaïque de photographies aériennes a été créée pour chacune des séquences temporelles disponibles. Comme les photographies aériennes de 1975 couvrent seulement l'amont du site d'étude (km 0-21) et que celles de 1972 couvrent uniquement l'aval (km 21-34,4), les deux années ont été combinées afin de créer la séquence temporelle 1972/1975 et ainsi couvrir le site d'étude en entier. Les deux années étant rapprochées dans le temps (3 ans), l'impact de cette manipulation sur l'analyse des différentes variables morphométriques est négligeable (Church 2006).

3.3.2 Analyse des variables morphométriques

L'utilisation de photographies aériennes historiques, dans le cadre de l'analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique d'une rivière, permet de définir sa position, sa forme ainsi que sa taille à des moments précis dans le temps. La superposition des photographies aériennes des différentes époques permet ensuite de visualiser les changements survenus et la manière dont le tracé fluvial a évolué dans le temps. De plus, lorsque le tracé fluvial de chaque séquence temporelle est numérisé à l'aide d'un système d'information géographique, il est alors possible de quantifier cette évolution en fonction de différentes variables morphométriques définies.

Ainsi, les tracés fluviaux de la rivière des Escoumins ont été numérisés, à partir d'*Arcmap 10.7.1*, pour chacune des séquences temporelles disponibles (1964 à 2019). La numérisation des tracés fluviaux a été réalisée selon le lit mineur du cours d'eau, c'est-à-dire au niveau plein bord. Le niveau plein bord fait référence au niveau d'eau présent dans le cours d'eau avant que des débordements surviennent dans la plaine alluviale (Demers et *al.* 2014).

Pour la numérisation, les limites du lit mineur ont donc été fixées au sommet des berges et à la limite de la végétation arbustive dans le cas des bancs d'accumulation (figure 10). Afin de quantifier davantage de variables, le thalweg, c'est-à-dire l'axe du cours d'eau en son point le plus profond (Demers et *al.* 2014), ainsi que les bancs d'accumulation, ont également été numérisés pour chacune des séquences temporelles disponibles (figure 10).

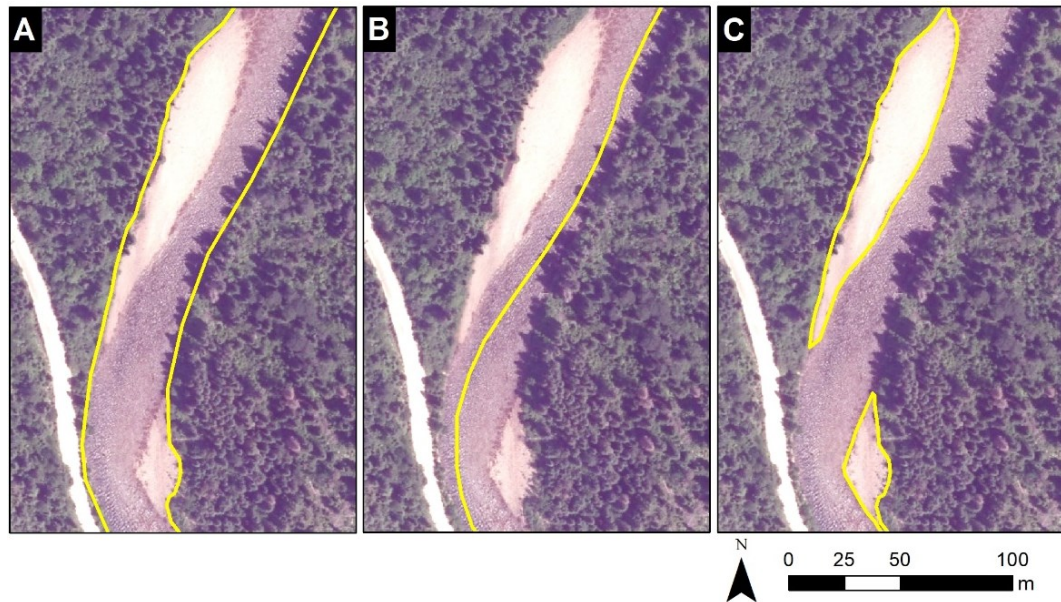


Figure 10. Démonstration de la numérisation du lit mineur (A), du thalweg (B) et des bancs d'accumulation (C).

Une fois la numérisation complétée sur l'ensemble du site d'étude et pour chaque séquence temporelle, quatre variables morphométriques ont été quantifiées afin de localiser, dans le temps et dans l'espace, les changements morphologiques qui sont survenus au sein de la rivière des Escoumins. Ces variables sont les taux de recul par année, l'évolution des largeurs du chenal, l'indice de sinuosité et les superficies des bancs d'accumulation par kilomètre. La méthodologie utilisée pour quantifier chacune de ces variables est décrite ici-bas.

3.3.2.1 Quantification des taux de recul par année

Les taux d'érosion témoignent de la mobilité du cours d'eau à travers le temps. Il s'agit ainsi d'un indicateur important de la trajectoire d'une rivière, puisqu'il indique son niveau de

dynamisme. Dans le cadre de l'analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique historique, la mobilité de la rivière des Escoumins a donc été quantifiée en fonction des superficies érodées entre chaque séquence temporelle disponible. Pour ce faire, les tracés des lits mineurs, des années qui se succèdent, ont été superposés afin de révéler les superficies qui ont été érodées par la rivière. Ainsi, lorsque seul le tracé le plus récent est présent dans une zone, il s'agit d'une zone d'érosion. Ces zones d'érosion ont été converties en polygones d'érosion à partir desquels les superficies totales érodées ont été calculées (figure 11). Par la suite, les superficies totales érodées ont été divisées par l'intervalle de temps qui sépare les deux tracés de lit mineur concernés afin d'obtenir les superficies érodées par année. Finalement, les superficies érodées par année ont été divisées par la longueur du tronçon d'étude afin de déterminer le taux de recul annuel moyen de la rivière entre chaque période.

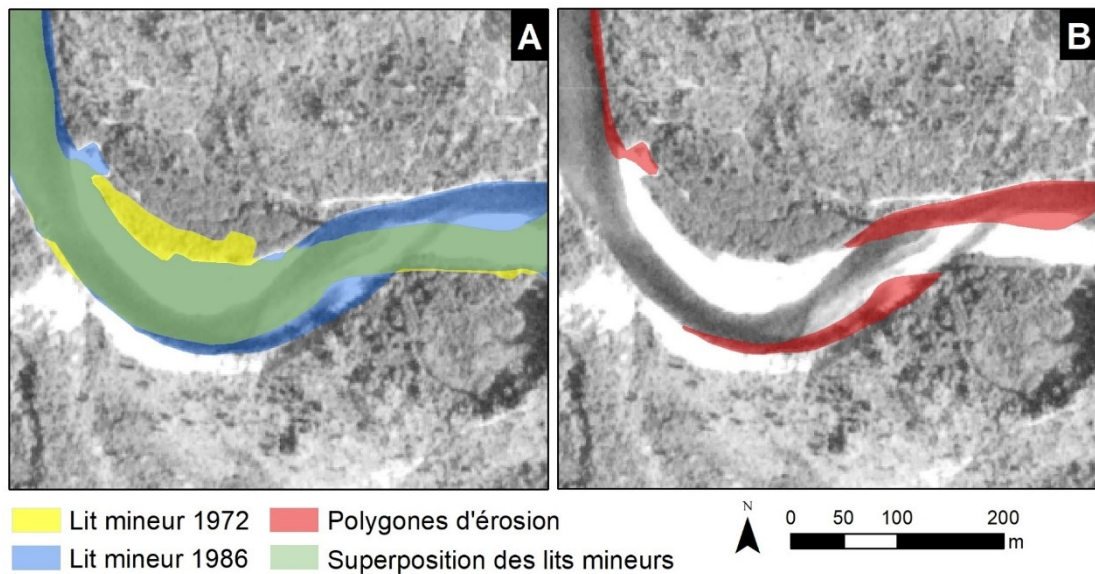


Figure 11. Démonstration de la quantification des superficies érodées : A) superposition des lits mineurs de 1972 et 1986, B) délimitation des polygones d'érosion.

3.3.2.2 Quantification de l'évolution des largeurs

Au même titre que la mobilité, la variabilité des largeurs d'un cours d'eau témoigne de son dynamisme hydrogéomorphologique. La largeur active du lit mineur a donc été quantifiée pour chacune des séquences temporelles disponibles afin d'analyser l'évolution spatiale et

temporelle des largeurs de la rivière des Escoumins. Pour ce faire, le tronçon d'étude a d'abord été subdivisé en tronçons équidistants de 50 mètres de longueur. La longueur de 50 mètres est arbitraire, mais elle représente un compromis entre la préoccupation de quantifier avec détail la variabilité dans les largeurs et les contraintes associées à la longueur du site d'étude.

Ainsi, à chaque 50 mètres, une ligne a été tracée perpendiculairement au thalweg et découpée en fonction du tracé du lit mineur afin de déterminer la largeur, d'une berge à l'autre du lit mineur. L'outil *Points to Line* dans *QGis* a été utilisé pour tracer les lignes. L'opération a été répétée pour chaque séquence temporelle et les mêmes lignes ont été utilisées à chaque reprise, de manière à obtenir la valeur de largeur exactement au même endroit d'une année à l'autre. Enfin, la largeur médiane a été utilisée pour quantifier l'évolution des largeurs du tronçon à l'étude.

3.3.2.3 Quantification de l'indice de sinuosité

L'indice de sinuosité (I_s) permet de déterminer l'évolution de la sinuosité d'un cours d'eau ou d'un tronçon de cours d'eau en plus d'apporter de l'information sur le style fluvial potentiel du cours d'eau. Ainsi, un indice de 1 correspond à un cours d'eau parfaitement linéaire alors qu'un indice supérieur à 1,5 correspond à un cours d'eau à méandres (Rosgen 1994). La démarche utilisée pour quantifier l'indice de sinuosité sur la rivière des Escoumins a été d'effectuer le rapport entre la longueur du thalweg et la longueur de l'axe central de la vallée (Demers et al. 2014). L'axe central de la vallée a été délimité à l'aide du LiDAR, en fonction des versants de la vallée et des limites de la plaine alluviale. Ainsi, l'indice de sinuosité a été calculé pour chacune des séquences temporelles et selon les tronçons homogènes déterminés lors de la segmentation.

3.3.2.4 Quantification de la superficie des bancs d'accumulation

Les superficies totales des bancs d'accumulation ont d'abord été calculées à partir de la numérisation effectuée préalablement. Par la suite, les superficies totales ont été divisées

par la longueur, en kilomètres, du tronçon à l'étude afin d'obtenir les superficies des bancs d'accumulation par kilomètre. Ainsi, il est plus facile de comparer les tronçons entre eux. La démarche a été effectuée pour chaque séquence temporelle dans le but d'analyser l'évolution des superficies des bancs d'accumulation à travers le temps. Il est important de noter que les superficies des bancs d'accumulation dépendent également du niveau d'eau dans la rivière lors de la prise des photographies aériennes. De ce fait, un débit plus élevé diminuera la superficie apparente sur les photographies aériennes et vice-versa, ce qui peut avoir une incidence sur la numérisation et les superficies calculées. Il est donc possible d'appliquer une correction pour compenser cet effet associé au niveau d'eau (Demers et al. 2014). Toutefois, comme la différence de débits entre les photographies aériennes des différentes époques était d'au plus 30,3 m³/s (tableau 3), il a été convenu qu'il n'était pas nécessaire d'appliquer cette correction pour la rivière des Escoumins. Cette différence sera tout de même prise en compte lors des analyses.

Tableau 3. Débits associés aux dates de prise de photographies aériennes pour chaque séquence temporelle. Débit plein bord (récurrence 2 ans) = 115 m³/s

Séquence temporelle	Date	Débit associé (m ³ /s)
1964	11/08/1964	6,2
1972	13/06/1972	25,7
1975	10/10/1975	9,8
1986	05/08/1986	19,3
	20/08/1986	9,0
	26/08/1986	33,6
	31/08/1986	12,8
1990	13/07/1990	10,0
	14/07/1990	10,3
2000	04/07/2000	7,9
	13/08/2000	21,2
2012	18/06/2012	9,4
2019	26/08/2019	3,3

3.3.3 Analyse des débits maximaux standardisés

Dans le cadre de l'analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique historique, en plus de quantifier différentes variables morphométriques, il est pertinent de quantifier l'évolution de

différents facteurs de contrôle, tels que les débits et les débits maximaux. Ainsi, la trajectoire hydrologique de la rivière des Escoumins a été quantifiée à partir des données provenant du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). Ces données sont issues des différentes stations hydrométriques qui ont été présentes sur le cours d'eau à travers le temps (tableau 4.). Comme l'aire de drainage diffère d'une station hydrométrique à l'autre, les débits spécifiques ont d'abord été calculés afin d'obtenir un débit par unité de surface. L'objectif étant de cibler les périodes où des crues morphogènes sont survenues, seuls les débits mensuels maximaux ont été utilisés. Par la suite, afin de faire ressortir les périodes où les débits maximaux ont été supérieurs à la moyenne, les débits standardisés ont été calculés à l'aide de l'équation suivante :

$$\frac{Q_s \text{ max} - \text{moyenne}}{\text{Écart} - \text{type}} \quad (6)$$

Où Q_s max représente les débits spécifiques maximaux. La moyenne et l'écart-type sont également obtenus à partir des débits spécifiques maximaux. Les débits maximaux standardisés ont donc été calculés pour la période de 1920 à 2021. Toutefois, la fermeture de la station 070201 entre 1972 et 1981 laissait un vide dans les données pour cette période (tableau 4). Pour combler ce vide, les données modélisées dans le cadre du projet de l'Atlas hydroclimatique, par la Direction de l'expertise hydrique du ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les Changements Climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP), ont été utilisées (Lachance-Cloutier et al. 2015). Les débits modélisés pour la période de 1972 à 1981 ont été ajustés en fonction de l'aire de drainage de la station 070201.

Tableau 4. Statut, période de fonction et aire de drainage des différentes stations hydrométriques de la rivière des Escoumins

Bassin versant	No. de station	Statut	Aire de drainage (km ²)	Période d'activité
Escoumins	070201	Fermé	793	1920-1972 et 1981-1984
	070203	Fermé	787	1984-1992
	070204	Ouvert	768	1992-Aujourd'hui

3.4 ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE PAR UNE APPROCHE MORPHOLOGIQUE

3.4.1 Collecte de données sur le terrain

Afin de permettre une analyse de la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins, des relevés topographiques ont été réalisés à l'aide d'un système de géopositionnement par satellites différentiel, plus communément appelé DGPS (Differential Global Positioning System). Cette technologie permet l'acquisition de données d'altitude (élévation) de façon précise (± 10 mm). Une prise de données interannuelles, c'est-à-dire avant et après une période de crue printanière, permet alors d'analyser les changements morphologiques qui surviennent dans le chenal d'une rivière à la suite d'une crue morphogène. Plus précisément, cette méthode permet de mesurer les variations verticales du lit du chenal entre les deux années de prise de données et de déterminer les secteurs en incision, en aggradation ou stables (Ziliani et Surian 2012; Foucher et al. 2017).

Sur la rivière des Escoumins, les relevés topographiques ont été réalisés à l'aide du DGPS Emlid Reach RS2. Pour utiliser le DGPS, une base a été placée sur une borne géodésique permanente du gouvernement du Québec située dans le village des Escoumins et pour laquelle les coordonnées géographiques et l'altitude exactes sont connues. Une antenne mobile permet ensuite l'échantillonnage. Généralement, la base et l'antenne communiquent entre elles au moyen d'une base radio et des constellations satellites et le positionnement spatial et l'altitude exacts peuvent être calculés et corrigés en temps réel grâce aux satellites qui utilisent la borne géodésique comme référence. C'est ce qu'on appelle la méthode RTK (Real-Time Kinematic ou cinématique en temps réel). Toutefois, la portée du DGPS ne permettant pas d'utiliser cette méthode sur l'ensemble du site d'étude, la méthode PPK (Post-Processed Kinematic ou cinématique post-traitée) a plutôt été utilisée. Avec cette méthode, la base et l'antenne enregistrent individuellement, et en continu, les données brutes de GNSS et

ces données sont traitées a posteriori afin d'obtenir le positionnement exact (Tomaščík et al. 2019).

Les relevés topographiques ont été effectués le long de transects d'échantillonnage qui ont été positionnés à un intervalle régulier de 500 mètres sur l'ensemble du site d'étude (figure 12). Ainsi, 66 transects ont été implantés sur la rivière des Escoumins. Les transects T1 à T25 se retrouvent dans le tronçon amont, T26 à T47 dans le tronçon médian et T50 à T68 dans le tronçon aval. Une portion d'environ un kilomètre (2 transects ; T48-T49) n'a pas pu être couverte due à la présence de rapides trop importants dans ce secteur. Pour l'ensemble des transects, les relevés topographiques ont été réalisés à deux reprises, soit avant (août 2020) et après (juillet 2021) la crue printanière de 2021.

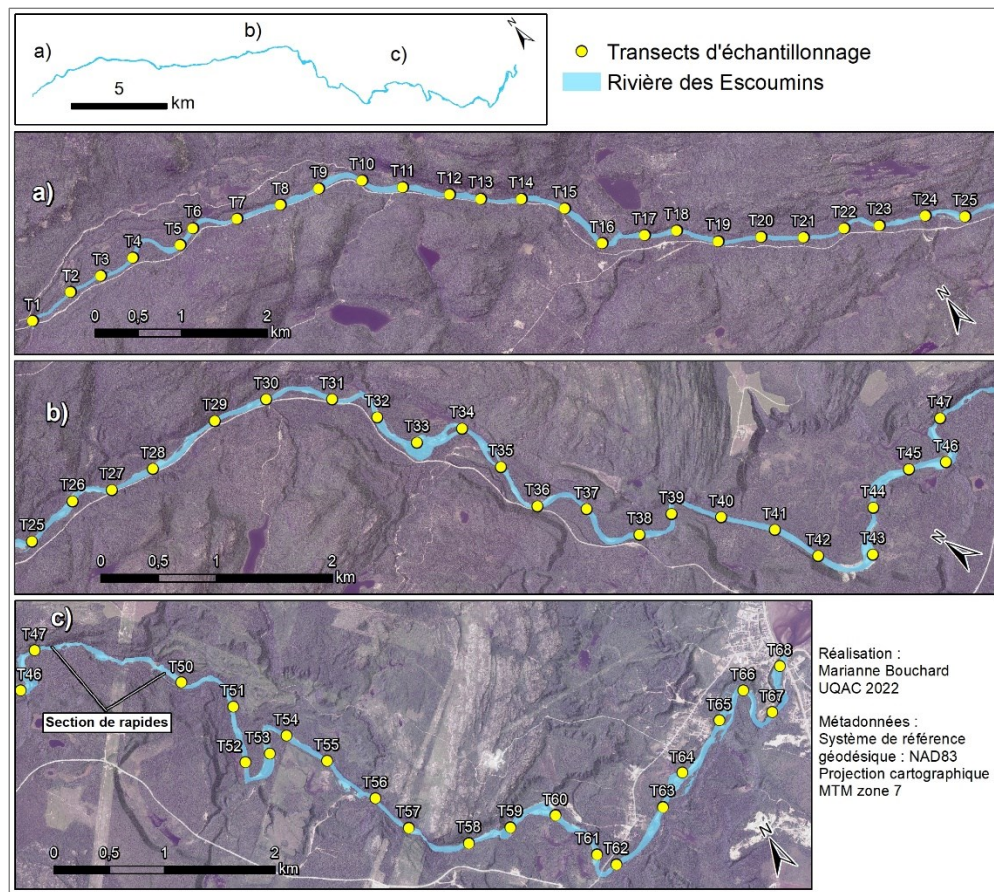


Figure 12. Localisation des transects d'échantillonnage par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.

Le long de chaque transect, des points d'échantillonnage ont été répartis, d'une berge à l'autre du chenal, en suivant une ligne perpendiculaire à l'écoulement (figure 13). Les points d'échantillonnage ont été saisis environ à tous les mètres ou à chaque changement morphologique (Demers et *al.* 2014). Les changements morphologiques font référence à des dépressions, des reliefs ou des variations quelconques dans le lit du cours d'eau. Ainsi, à chaque point, une mesure de latitude (X), de longitude (Y) et d'élévation (Z) a été saisie par le DGPS. D'une année à l'autre, chaque point a été saisi au même endroit, dans la mesure du possible.



Figure 13. Exemple d'utilisation du DGPS pour réaliser les relevés topographiques : transect (en jaune), points d'échantillonnage (en rouge) (Photographie : Marianne Bouchard, juillet 2021).

3.4.2 Traitement des données

Après avoir effectué les relevés topographiques au DGPS pour l'ensemble des transects avec la méthode PPK, les données ont été traitées pour calculer leur position exacte. Ce traitement a été réalisé avec le logiciel *RTKLib* version 2.4.3. Comme la méthode PPK implique un enregistrement en continu des données, le logiciel *Electron* a par la suite été utilisé afin d'extraire uniquement les points d'échantillonnage des transects.

Toutefois, à la suite du post-traitement, ce sont 39 transects qui ont pu être traités correctement afin d'obtenir une position précise. La correction du positionnement des points

d'échantillonnage des autres transects incluait trop d'incertitude et il a donc été convenu de ne pas les prendre en compte dans l'analyse. Cette incertitude peut être causée par plusieurs facteurs, tels que la visibilité du ciel par le récepteur (présence d'arbre ou d'obstruction) ou encore les orages solaires (Donahue et al. 2013). Ainsi, après le traitement des données, 14 transects se retrouvent dans le tronçon amont, 13 dans le tronçon médian et 12 dans le tronçon aval (figure 14).

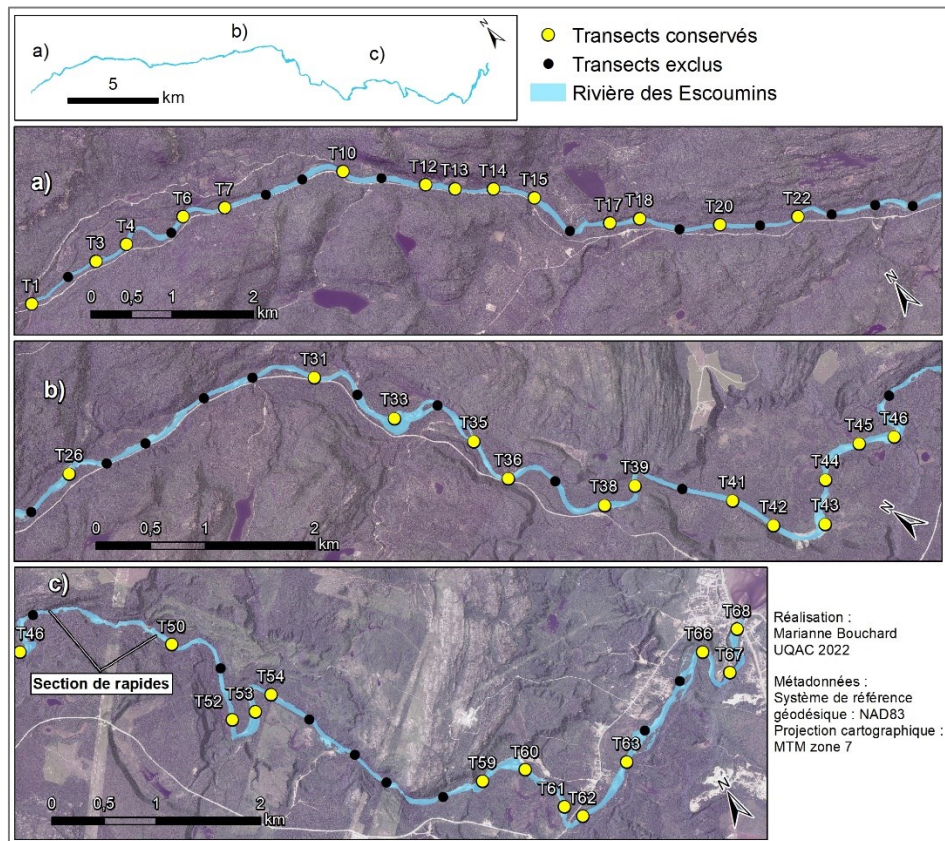


Figure 14. Localisation des transects d'échantillonnage conservés (en jaune) et exclus (en noir) à la suite du post-traitement : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.

Une fois l'ensemble des points d'échantillonnage traité et corrigé, les données ont dû être transformées avant de pouvoir mesurer les variations verticales survenues entre 2020 et 2021. D'abord, la position des points (latitude, longitude) a été transformée en valeur de distance de la berge, soit le point de départ de la prise de données du transect. Pour ce faire,

l'outil *Terrain Profile* dans *QGIS* a été utilisé. Cet outil permet de déterminer la distance de chaque point d'échantillonnage par rapport au début du transect et d'y générer un diagramme de profil en fonction de l'élévation de chaque point. Par la suite, les données d'élévation des points en fonction de leur distance de la berge ont été exportées dans *Excel* afin de créer des profils transversaux (nuages de points avec courbes lissées) dans lesquels les données de 2020 et de 2021 ont pu être mises en relation. Ainsi, pour mesurer la variation verticale du lit du chenal entre les deux années de prise de données, il est possible de faire une soustraction entre les valeurs d'élévation de 2021 et de 2020. Un résultat positif correspond donc à de l'aggradation alors qu'un résultat négatif correspond plutôt à de l'incision.

Toutefois, comme il a souvent été ardu de positionner les points exactement au même endroit avec le DGPS en août 2020 et en juillet 2021, il est difficile de comparer ainsi les données brutes par paires de points, puisqu'il existe parfois un décalage de près d'un mètre entre les deux points d'une même paire. Si les données étaient soustraites telles quelles, une différence positive ou négative entre les deux années pourrait être due au décalage des points plutôt qu'à une réelle variation verticale du lit. Par conséquent, à l'aide d'*Excel*, l'élévation des points d'échantillonnage a été interpolée en des endroits précis, soit à tous les mètres le long des transects. Les différences d'élévation entre 2020 et 2021 ont ensuite été calculées à partir des valeurs de ces points interpolés. Un total de 2248 points de différence d'élévation a donc été généré, dont 744 dans le tronçon amont, 796 dans le tronçon médian et 708 dans le tronçon aval.

Enfin, une erreur verticale peut être associée au DGPS. Pour le modèle qui a été utilisé sur la rivière des Escoumins, cette erreur est de ± 10 mm + 1 ppm (Emlid 2022). Ceci signifie qu'il existe, au départ, une erreur verticale de ± 10 mm et que 1 mm s'ajoute pour chaque 1000 mètres de distance supplémentaire de la base. Par exemple, si un point est saisi à une distance de 4000 mètres de la base, l'erreur verticale associée au DGPS sera de ± 14 mm. De plus, comme il s'agit d'une rivière graveleuse, une erreur verticale peut être associée à la

granulométrie. En effet, dépendamment si la perche supportant l'antenne du DGPS est positionnée ou non sur une roche dans le lit de la rivière, la différence d'élévation entre les deux années de prise de données pourra être impactée.

Ainsi, pour prendre en compte ces erreurs verticales, une marge d'erreur globale a été calculée et appliquée par tronçon homogène. Pour ce faire, l'erreur verticale reliée au DGPS a d'abord été calculée pour chaque transect en fonction de leur distance par rapport à la base. La valeur médiane par tronçon a ensuite été considérée comme marge d'erreur. Pour ce qui est de la granulométrie, la valeur médiane de l'axe intermédiaire des roches mesurées dans les 35 sites d'échantillonnage a été calculée pour chaque tronçon homogène et considérée comme marge d'erreur. Enfin, la marge d'erreur reliée au DGPS et celle reliée à la granulométrie ont été additionnées pour créer une marge d'erreur globale (tableau 5). Celle-ci a été convertie en mètres afin de pouvoir l'appliquer aux valeurs d'élévations des transects.

Tableau 5. Présentation des marges d'erreur verticale, en mètres, associées au DGPS, à la granulométrie et globale, en fonction de chaque tronçon homogène

Tronçon homogène	Marge d'erreur DGPS (m)	Marge d'erreur granulométrie (m)	Marge d'erreur globale (m)
Amont	±0,03	±0,09	±0,12
Médian	±0,02	±0,07	±0,09
Aval	±0,01	±0,06	±0,07

3.5 MISE EN PLACE D'UNE MÉTHODE DE SUIVI DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE

Une méthode de suivi du transport sédimentaire par transpondeurs passifs et actifs a été mis en place dans la rivière des Escoumins. L'implantation des transpondeurs en rivière était prévue avant la crue printanière de 2021 afin de pouvoir déterminer les distances de déplacement des transpondeurs à la suite d'une crue morphogène. Un suivi était donc prévu à l'été 2021 dans le but de relocaliser les transpondeurs. Toutefois, des problèmes

d'approvisionnement pour les transpondeurs et pour le matériel nécessaire à la création des particules artificielles ont été engendrés par la pandémie de Covid-19. L'implantation des transpondeurs a donc dû être repoussée et a finalement été effectuée en juillet 2021. Ainsi, le présent projet a dû se limiter à la mise en place de la méthode de suivi, mais le suivi des déplacements des particules sédimentaires est prévu dans le cadre d'un projet ultérieur. L'approche détaillée de la mise en place de la méthode de suivi est présentée dans l'annexe 1.

CHAPITRE 4

RÉSULTATS

4.1 SEGMENTATION DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS

L'observation et l'analyse de différentes variables morphométriques, dans le cadre de la segmentation, ont comme objectif de désigner des secteurs dans lesquels le cours d'eau adopte un comportement similaire. La visualisation, de l'amont vers l'aval, des variables de puissance spécifique, de pourcentage de pente, de largeur de la plaine alluviale, de superficies érodées, de composition granulométrique des bancs d'accumulation et d'état des berges permet de cibler des ruptures apparaissant dans la distribution des données. Ces ruptures correspondent à des zones de transitions entre les secteurs où la rivière réagit de manière similaire et permettent de délimiter les tronçons morphodynamiques homogènes.

Complètement à l'amont du site d'étude, un premier tronçon se démarque puisqu'il révèle une stabilité plus importante que le reste du corridor fluvial. En effet, de l'amont du site d'étude (point kilométrique (PK) 0) jusqu'au PK 12,5, l'ensemble des variables observées varient moins dans le temps et dans l'espace que le reste du cours d'eau (figure 15). Ce tronçon présente une puissance spécifique inférieure ainsi que la plus faible étendue entre les données, avec des valeurs minimales de $36,2 \text{ W/m}^2$, des valeurs maximales de $240,3 \text{ W/m}^2$ et une médiane de $80,8 \text{ W/m}^2$ (figure 15a). Cette stabilité spatiale se traduit également dans le pourcentage de pente (figure 15b), avec une pente médiane de 0,5%, des valeurs minimales de 0,24% et des valeurs maximales de 0,93%. De plus, ce tronçon se démarque par sa plaine alluviale qui est moins large que pour le reste du cours d'eau (figure 15c), avec une largeur médiane de 211,8 mètres. De ce fait, les superficies totales érodées demeurent aussi les plus faibles et elles varient moins dans le temps et dans l'espace que le reste du cours d'eau (figure 15d). Elles varient entre 0 m^2 et $2\,735,9 \text{ m}^2$ par 250 mètres linéaires et affichent une médiane de $255,1 \text{ m}^2$. Dans ce tronçon, l'érosion se produit davantage sur la berge droite, alors que

17% de celle-ci est en érosion (figure 16b), contre 14% pour la berge gauche (figure 16c). Toutefois, les berges sont majoritairement stables, avec 65% pour la berge droite et 76% pour la berge gauche. Enfin, ce tronçon se caractérise par une prédominance de galets avec une moyenne de 73,3% par 1 000 mètres linéaires (figure 16a). Il s'agit également du tronçon avec la proportion la plus élevée de blocs, avec 1% par 1 000 mètres linéaires.

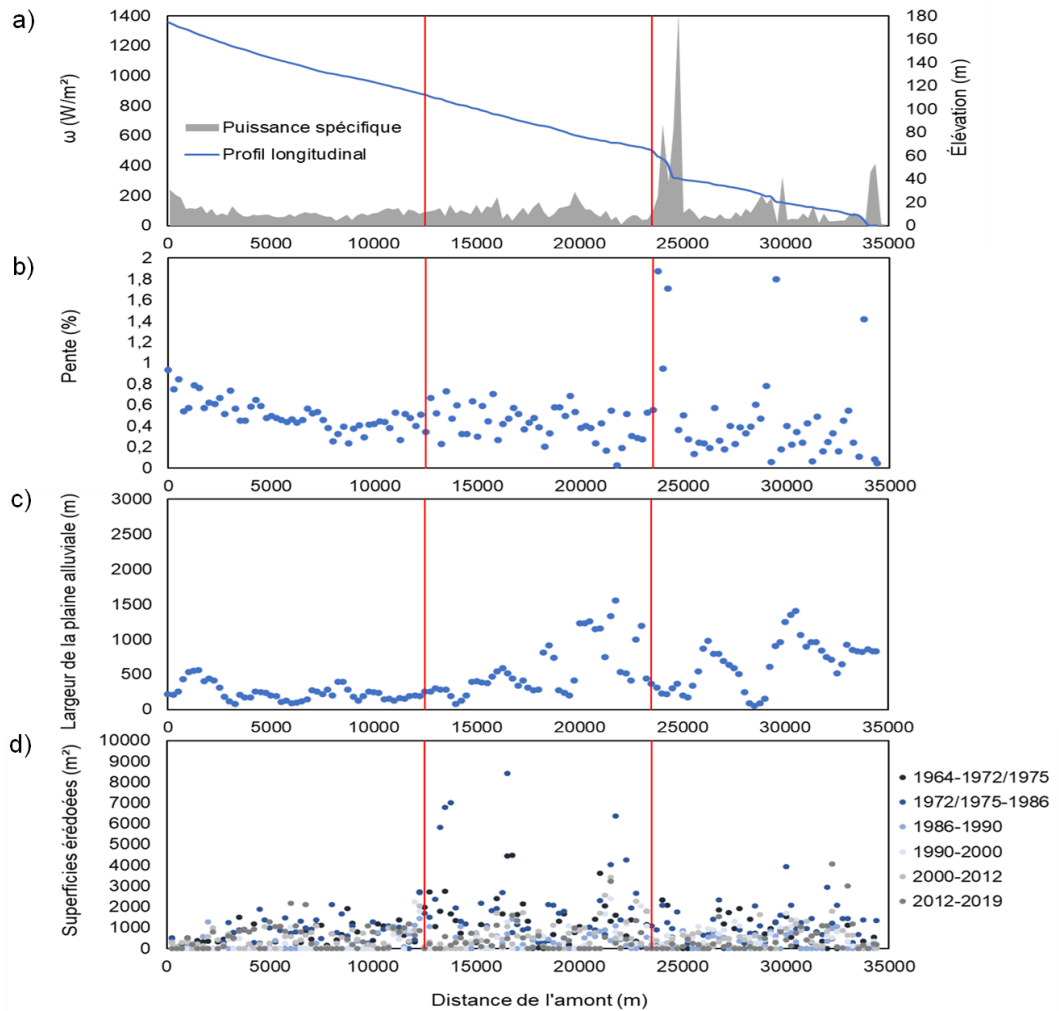


Figure 15. Fluctuation spatiale et temporelle des variables morphométriques par tronçons de 250 mètres : a) puissance spécifique et profil longitudinal, b) pourcentage de pente, c) largeur de la plaine alluviale, d) superficies totales érodées. Lignes rouges : limites des tronçons homogènes.

Le second tronçon se caractérise par un dynamisme plus important que le premier. Il se situe entre le PK 12,5 et le PK 23,5, puisqu'une rupture importante peut être observée pour ce secteur dans la distribution des données de chacune des variables (figure 15). Cette

cassure s'observe d'abord dans les valeurs de puissance spécifique (figure 15a), avec une valeur médiane de $91,7 \text{ W/m}^2$, des valeurs minimales à $7,3 \text{ W/m}^2$ et des valeurs maximales à $227,3 \text{ W/m}^2$. L'étendue des données plus élevée que pour le premier tronçon témoigne d'une variabilité spatiale plus importante. Ce tronçon connaît également une variabilité spatiale au niveau des pourcentages de pente (figure 15b), avec des pentes minimales à $0,03\%$, des pentes maximales à $0,7\%$ et une médiane de $0,4\%$. La largeur de la plaine alluviale varie également davantage dans ce tronçon que dans le premier, principalement entre le PK 18 et le PK 23,5 (figure 15c). La largeur médiane de la plaine alluviale est de $413,8$ mètres.

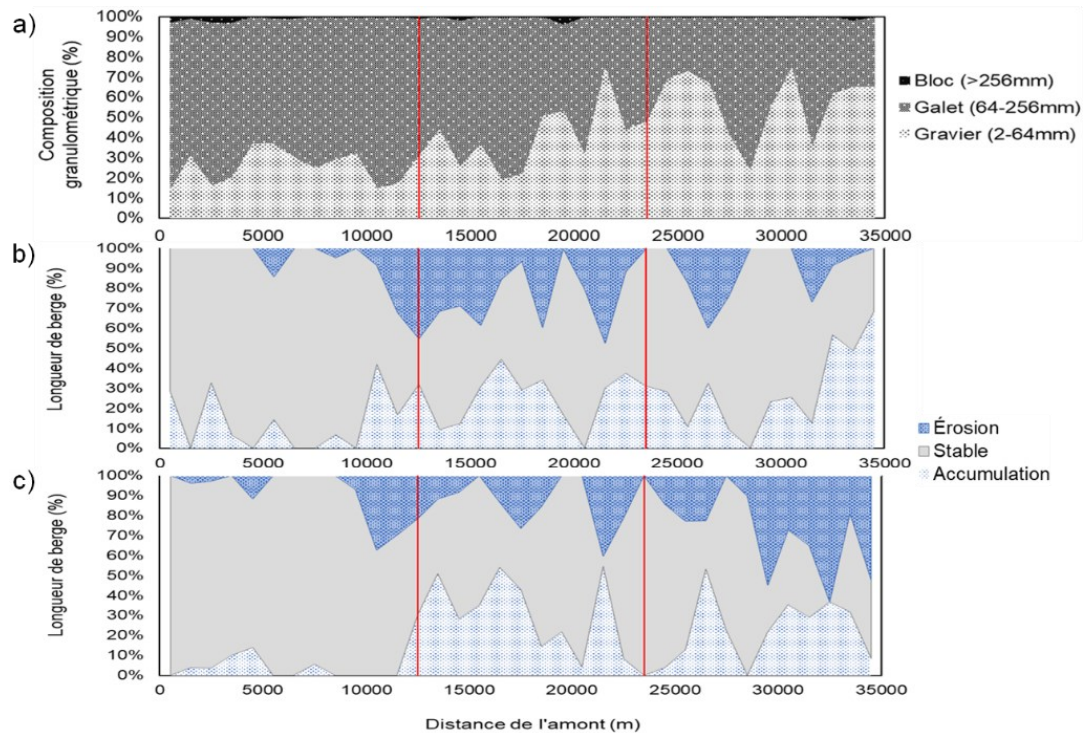


Figure 16. Fluctuation spatiale des variables morphométriques par tronçons de 1000 mètres : a) composition granulométrique des bancs d'accumulation en pourcentage, b) état de la berge droite en pourcentage de longueur de berge, c) état de la berge gauche en pourcentage de longueur de berge. Lignes rouges : limites de tronçon homogène.

Cette variabilité spatiale, mais également temporelle, est aussi perceptible pour les superficies érodées, alors que le tronçon révèle des superficies érodées minimales de 0 m^2 et des superficies érodées maximales de $8432,6 \text{ m}^2$ par 250 mètres linéaires. Les superficies

érodées médianes sont de 492,6 m². Le deuxième tronçon est celui avec les plus grandes superficies érodées dans le temps et dans l'espace, avec pratiquement le double de mètres carrés érodés que le premier tronçon. De plus, tout comme le premier tronçon, cette érosion se produit davantage sur la berge droite, puisque 25% de cette berge est en érosion (figure 17b), contre 17% pour la berge gauche (figure 17c). De plus, 29% de la berge gauche et 26% de la berge droite présentent des signes d'accumulation ce qui témoigne d'un dynamisme plus important. Le reste de longueur de berge, soit 54% pour la berge gauche et 49% pour la berge droite, est stable. Enfin, les bancs d'accumulation du deuxième tronçon sont également dominés par les galets avec une moyenne de 58,5%, mais avec une proportion plus importante de graviers que le premier tronçon, soit 41% en moyenne par 1 000 mètres linéaires.

Un troisième et dernier tronçon se définit entre le PK 23,5 et le PK 34,4 avec notamment, une plus grande variabilité spatiale dans les données de puissances spécifiques et de pourcentages de pente. L'étendue des données de puissances spécifiques témoigne de cette variabilité spatiale avec des valeurs minimales à 8,1 W/m² et des valeurs maximales allant jusqu'à 1 431 W/m² (figure 15a). La puissance spécifique moyenne est donc de 153,6 W/m². Toutefois, elle est influencée par les valeurs maximales très élevées à des endroits localisés du tronçon (PK 24,5 par exemple), ce qui fait en sorte que la puissance spécifique médiane est plutôt de 77,5 W/m². La situation est similaire pour le pourcentage de pente, avec des valeurs minimales à 0,05%, des valeurs maximales à 4,6% et une médiane de 0,3%. La pente du chenal est donc variable à l'intérieur du troisième tronçon, comme en témoigne le profil longitudinal à la figure 15a. Cette variabilité spatiale existe également au niveau de la largeur de la plaine alluviale avec des valeurs minimales de 54,9 mètres, des valeurs maximales à 1410,9 mètres et une médiane de 729,7 mètres (figure 15c). Il s'agit du tronçon avec la largeur médiane de plaine alluviale la plus élevée.

Le tronçon présente aussi une variation des superficies érodées allant de 0 m² jusqu'à 4051,2 m² par 250 mètres linéaires, correspondants ainsi à une médiane de 406,7 m² (figure

15d). Contrairement au reste du cours d'eau, l'érosion se produit davantage sur la berge gauche dans le troisième tronçon (figure 16b), alors que 28% de celle-ci est en érosion, contre 19% pour la berge droite. Le reste de la berge gauche est stable sur 48% de sa longueur et en accumulation sur 24% alors que la berge droite est également en accumulation sur 24% de sa longueur, mais est stable sur 57%. Finalement, le troisième tronçon se démarque des autres puisque ses bancs d'accumulation contiennent une proportion plus élevée de graviers que de galets, soit 57,5% et 42,3% respectivement (figure 16a). Les blocs ne représentent donc en moyenne que 0,2% de la composition granulométrique des bancs d'accumulation de ce tronçon.

La figure 17 permet de visualiser concrètement la segmentation de la rivière des Escoumins sur le territoire. Elle se traduit donc en trois tronçons morphodynamiques homogènes, soit le tronçon amont, le tronçon médian et le tronçon aval. En somme, le tronçon amont se caractérise par un style fluvial linéaire avec des pentes plus fortes, des berges majoritairement stables, très peu de bancs d'accumulation et une granulométrie plus grossière. Il est également confiné par les versants de la vallée sur la majorité de son tracé, ce qui limite sa mobilité. Le tronçon médian, au contraire, est le plus mobile des trois, ce qui lui confère un style fluvial davantage divagant. Il se caractérise donc par la présence de plusieurs bancs d'accumulation et quelques bancs centraux ainsi qu'une puissance spécifique et des taux d'érosion plus élevés. Enfin, le tronçon aval se caractérise plutôt par un style fluvial à méandres dynamiques avec la présence de quelques bancs d'accumulation, des pentes plus faibles et une granulométrie plus fine.

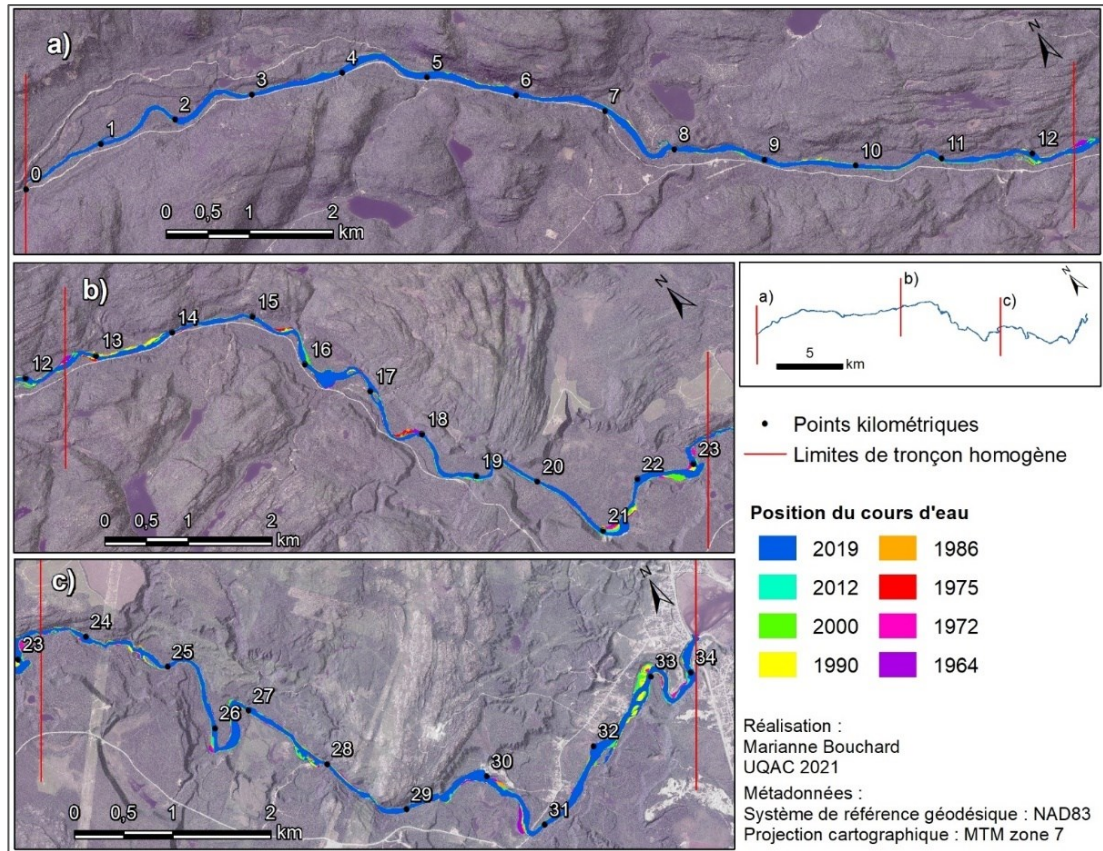


Figure 17. Segmentation de la rivière des Escoumins : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.

4.2 ANALYSE DE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE HISTORIQUE

4.2.1 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques

Au cours de la période 1964 à 1986, les taux de recul révèlent un pic de mobilité entre 1972/1975 et 1986, avec un recul moyen de 0,41 mètre par année (figure 18a). Il s'agit de la période où l'activité géomorphologique a été la plus importante. À l'inverse, la période de 1990 à 2000 est celle où les taux de recul ont été les plus bas, avec un recul moyen de 0,15 mètre par année. Les taux de recul moyens de ces 55 années ont été de 0,27 m par année. D'autre part, l'analyse de l'indice de sinuosité révèle une faible augmentation de la sinuosité globale du cours d'eau à travers le temps (figure 18b), avec un indice variant de 1,176 à 1,202.

De la même manière, l'analyse des superficies des bancs d'accumulation par kilomètre permet de déterminer qu'en 2019, le cours d'eau a atteint les superficies les plus importantes, avec 10 894m² de bancs d'accumulation par kilomètre (figure 18c). Le cours d'eau a connu deux autres périodes où la superficie de ses bancs d'accumulation a été plus importante, soit en 1964 et en 1990 alors que le cours d'eau révélait 9 652 m² et 10 075 m² de bancs d'accumulation par kilomètre. Toutefois, il est possible que la valeur de 2019 soit légèrement surestimée par rapport aux autres valeurs, par le fait que la date de la prise de l'image satellite utilisée pour 2019 correspond aux débits les plus bas (tableau 3). D'autre part, en 1975, 1986, 2000 et 2012 les superficies de bancs d'accumulation ont été assez stables, variant entre 7 717 m² et 8 223 m² par kilomètre. Enfin, l'analyse de l'évolution de la largeur médiane du cours d'eau permet d'identifier 1986 comme étant l'année où le cours d'eau a atteint la largeur médiane la plus élevée avec 52,3 mètres (figure 18d). Cette largeur a presque été égalée en 1990 alors que le cours d'eau révèle une largeur médiane de 51,5 mètres. Inversement, le cours d'eau a atteint sa plus faible largeur médiane en 1964, avec 46,9 mètres. Après 1990, la largeur médiane du cours d'eau a diminué légèrement et s'est ensuite stabilisée.

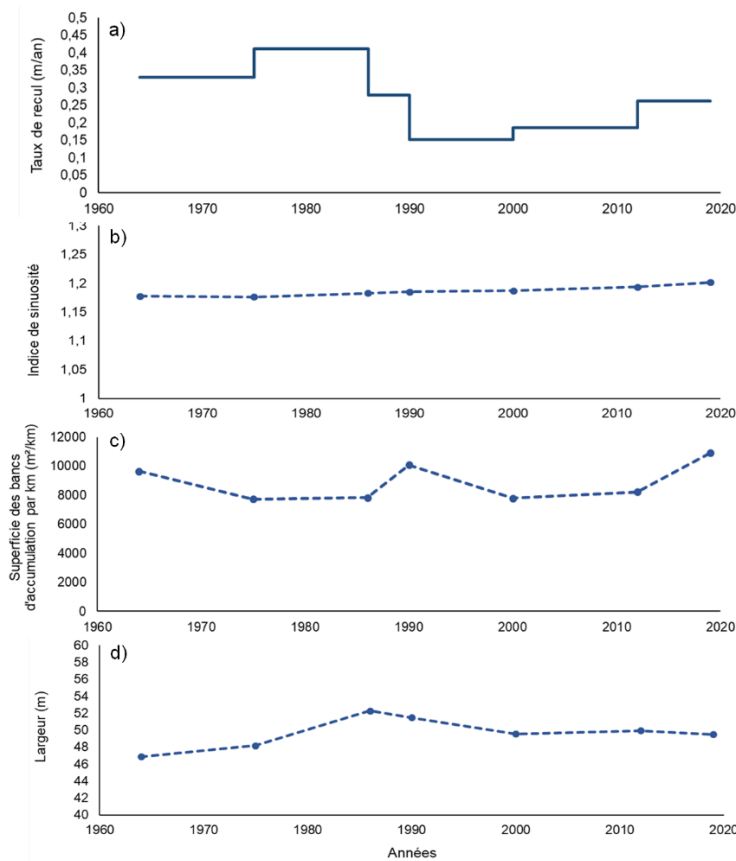


Figure 18. Évolution de la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière des Escoumins : a) taux de recul, b) indice de sinuosité, c) superficie des bancs d'accumulation par km, d) largeur du chenal.

4.2.2 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques par tronçon homogène

La segmentation a révélé que le cours d'eau adopte des comportements différents le long du corridor fluvial. Ainsi, il est pertinent d'effectuer une analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique de chacun des tronçons homogènes de manière à spatialiser les changements et les tendances observés à travers le temps. La figure 20 montre un contraste dans l'évolution des taux de recul entre les trois tronçons. Ils sont plus faibles dans le tronçon amont et varient entre 0,07 m et 0,29 m par année (figure 19a). Les taux de recul moyens y sont de 0,20 m par année. Inversement, les taux de recul varient davantage et sont plus élevés dans le tronçon médian. Un pic de mobilité important a lieu entre 1972/1975 et 1986, alors que les taux de recul passent de 0,48 m à 0,68 m par année (figure 19b). Ils diminuent ensuite de

manière importante pour atteindre leur taux le plus bas entre 1990 et 2000 avec 0,17 m par année. Les taux de recul moyens sont de 0,37 m par année dans le tronçon médian. Le tronçon aval, pour sa part, est celui présentant les variations de taux de recul les plus faibles à travers le temps, avec des taux allant de 0,16 m à 0,30 m par année (figure 19c). Un pic de mobilité important est perceptible entre 2012 et 2019, alors que les taux de recul sont passés de 0,16 m à 0,26 m par année. En moyenne, les taux de recul y sont de 0,26 m par année pour l'ensemble de la période de 1964 à 2019.

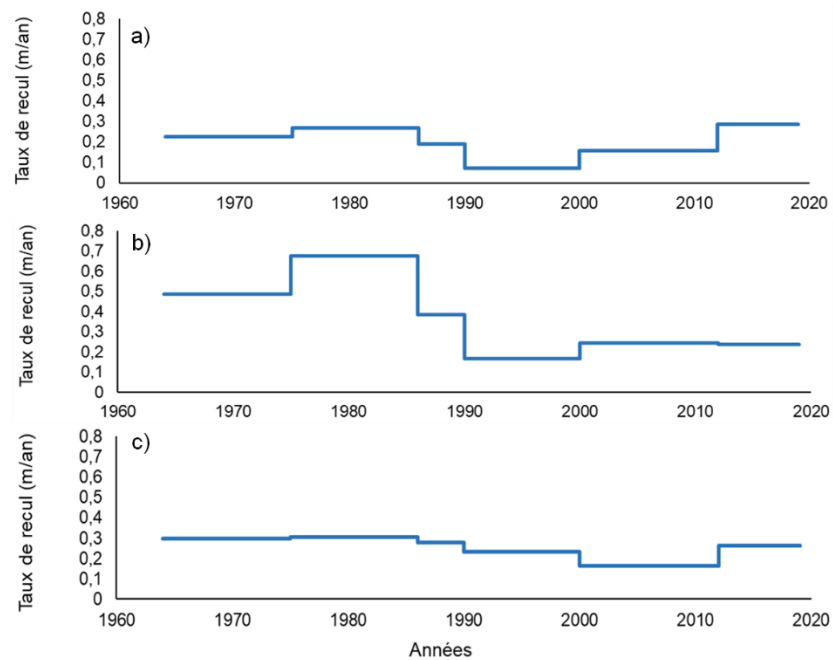


Figure 19. Évolution des taux de recul par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.

Des différences existent également dans l'évolution de la sinuosité des trois tronçons homogènes (figure 20). Le tronçon linéaire affiche la sinuosité la plus faible et la plus constante à travers le temps avec un indice variant de 1,051 à 1,061. Le tronçon médian, pour sa part, révèle une augmentation de sa sinuosité un peu plus soutenue que le tronçon amont avec un indice variant de 1,220 en 1964 à 1,255 en 2019. La sinuosité a connu une légère baisse entre 1964 et 1972/1975 alors que l'indice est passé de 1,220 à 1,217. Toutefois, à la suite de cette période de baisse, la rivière révèle la plus forte augmentation de la sinuosité pour le tronçon

médian, avec un indice passant de 1,217 à 1,228 entre 1972/1975 et 1986. La sinuosité du tronçon est en augmentation constante depuis. Enfin, le tronçon aval affiche la sinuosité la plus élevée avec un indice variant de 1,315 à 1,348. L'augmentation la plus importante de la sinuosité a eu lieu entre 2012 et 2019 alors que l'indice est passé de 1,337 à 1,348. Tout comme le tronçon médian, la sinuosité du tronçon aval a légèrement diminué entre 1964 et 1972/1975, mais est maintenant en constante augmentation depuis cette période. Ainsi, même si la sinuosité diffère d'un tronçon à l'autre, une tendance similaire est percevable pour chacun d'eux, soit une augmentation faible, mais constante de la sinuosité, particulièrement depuis 1975.

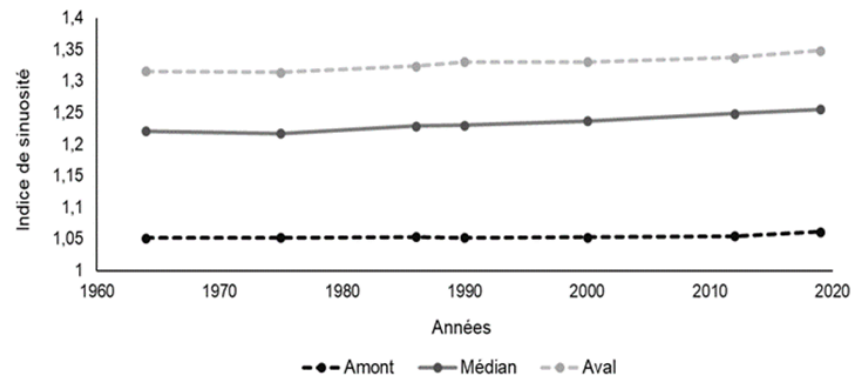


Figure 20. Évolution de la sinuosité par tronçon homogène.

La superficie des bancs d'accumulation par kilomètre varie dans le temps, mais aussi dans l'espace, soit d'un tronçon à l'autre (figure 21). Cette superficie est particulièrement faible pour le tronçon amont et elle varie peu à travers le temps, avec des superficies allant de 1 032 m² à 3 048 m² par kilomètre. La plus faible superficie a été atteinte en 2000 tandis que la plus élevée a été atteinte en 2019. Toutefois, les débits enregistrés lors de la prise des photographies aériennes (21,2 m³/s en août 2000 vs 3,3 m³/s en 2019 – tableau 3) expliquent la différence de superficie entre les deux périodes. À l'inverse, le tronçon médian a connu la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre la plus élevée des trois tronçons, avec 19 100 m² par kilomètre en 1964. Cette superficie a diminué par la suite, pour atteindre une superficie minimale de 11 631 m² par kilomètre en 2000. Le tronçon médian affiche toutefois

une augmentation de sa superficie des bancs d'accumulation par kilomètre entre 2012 et 2019 alors que les superficies sont passées de 12 008 m² à 15 602 m² par kilomètre. Enfin, le tronçon aval affiche une augmentation importante de sa superficie des bancs d'accumulation par kilomètre à deux reprises, soit en 1990 et en 2019 alors qu'elle était respectivement de 14 722 m² et de 15 140 m² par kilomètre. La période de 1972/1975 a été celle où la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre a été la plus basse dans le tronçon aval, soit 6 774 m² par kilomètre. Les débits enregistrés étaient toutefois plus élevés lors de cette période (25,7 m³/s – tableau 3). En outre, il est possible de remarquer que, depuis 1990, les superficies de bancs d'accumulation par km sont très similaires pour le tronçon médian et le tronçon aval.

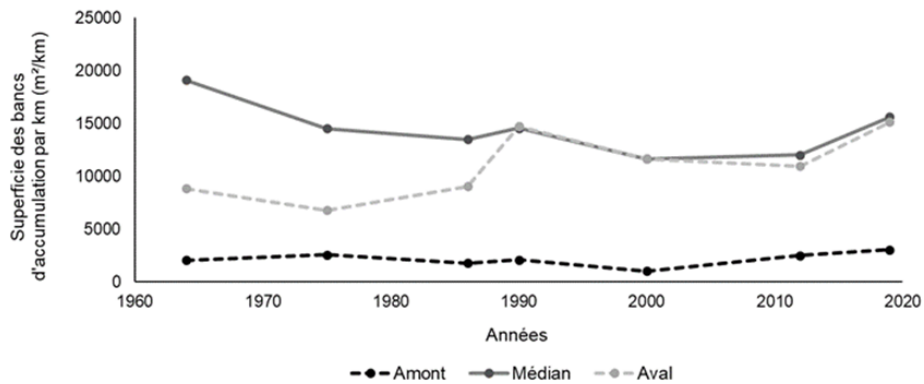


Figure 21. Évolution de la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre par tronçon homogène.

La figure 22 affiche les différences et similitudes au niveau de l'évolution de la largeur médiane du chenal entre les trois tronçons. Il est d'abord possible de remarquer que tous les tronçons ont connu l'élargissement le plus important de leur chenal entre 1972/1975 et 1986. Par ailleurs, le tronçon amont affiche des variations de sa largeur médiane comprises entre 46,2 m et 51,2 m. Mise à part la période de 1972/1975 à 1986, le chenal de ce tronçon a également élargi de manière importante entre 2012 et 2019 alors que la largeur médiane est passée de 49,8 m à 51,2 m. Le tronçon médian est celui ayant connu les variations les plus importantes à travers le temps, avec des largeurs médianes allant de 46,4 m à 52,8 m. Le tronçon est également marqué par une diminution de sa largeur médiane entre 1990 et 2000, avec un chenal passant de 52,8 m à 48,6 m. Le tronçon aval, pour sa part, affiche une largeur

médiane variant de 48,9 m à 55 m. Outre l'élargissement marqué de 1986, la largeur médiane de ce tronçon a été assez stable à travers le temps, à l'exception d'une autre période, soit celle de 2012 à 2019. Cette période indique une forte diminution de la largeur médiane du tronçon, alors que celle-ci est passée de 51,7 m en 2012 à 48,9 m en 2019.

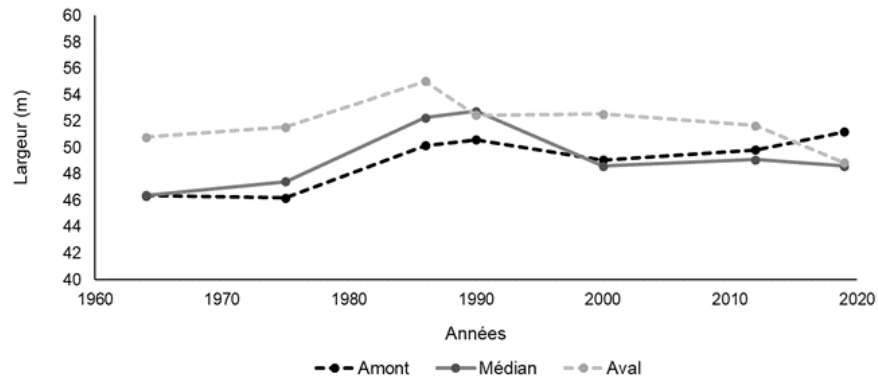


Figure 22. Évolution de la largeur médiane du chenal par tronçon homogène.

4.2.3 Évolution des débits maximaux

La série chronologique des débits spécifiques maximaux générée à partir des données obtenues des stations hydrométriques de la rivière des Escoumins ainsi que des données modélisées par le MELCC, permettent de constater une variabilité des débits maximaux à travers le temps (figure 23). Entre 1920 et 2021, le plus faible des débits spécifiques maximaux a été enregistré en 1920 et a atteint $0,045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($36 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure) tandis que le plus élevé a atteint $0,411 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($326 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure) en 1968 (figure 24a). Au cours de ce même siècle, la moyenne des débits spécifiques maximaux atteints est de $0,163 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($128 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure) et la médiane est de $0,152 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ($119 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure). Une distinction peut également être observée entre la première et la deuxième moitié du siècle. En moyenne, les débits spécifiques maximaux ont été plus élevés entre 1920 et 1970 qu'entre 1971 et 2021, avec respectivement $0,168 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ et $0,158 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (132 et $124 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure).

Les débits maximaux standardisés permettent de constater, qu'au cours de la période 1920-2021, 39 années ont enregistré des débits maximaux au-dessus de la moyenne (figure 23b). Parmi ces années, celles de 1928 et de 1968 se démarquent pour avoir enregistré des débits maximaux respectifs de plus de deux fois et de près de trois fois supérieurs à la moyenne. Inversement, lors de cette même période, 63 années ont connu des débits maximaux inférieurs à la moyenne, avec notamment 1920 et 2021 qui ont enregistré des débits maximaux davantage inférieurs à la moyenne. Les débits maximaux de 1920 ont été près de quatre fois inférieurs aux débits maximaux moyens tandis que ceux de 2021 ont été près de trois fois inférieurs.

Mis à part les crues historiques qui ont eu lieu en 1928 et 1968, d'autres années se sont démarquées pour avoir atteint des débits maximaux particulièrement élevés. Les débits maximaux de deux autres années, soit 1943 et 1947, ont surpassé ceux de récurrence 100 ans, c'est-à-dire des débits qui ont seulement 1% de chance d'être enregistrés chaque année. De plus, les débits de récurrence 20 ans ont été surpassés à sept autres reprises, soit en 1952, 1953, 1976, 1979, 1983, 1996 et 2013. Ainsi, les décennies de 1943 à 1953 et de 1976 à 1986 se démarquent. La première a enregistré six années avec des débits maximaux au-dessus de la moyenne, dont quatre années qui ont surpassé les débits de récurrence 20 ans et deux les débits de récurrence 100 ans. La décennie 1976-1986, pour sa part, a également enregistré six années avec des débits maximaux au-dessus de la moyenne. Parmi ces années, trois ont surpassé les débits de récurrence 20 ans. Par ailleurs, la période 1985 à 1992 se démarque comme étant la plus longue période où des débits maximaux inférieurs à la moyenne ont été enregistrés de manière consécutive, soit huit années.

Enfin, trois des huit images aériennes analysées ont été prises durant des années où les débits maximaux ont été supérieurs à la moyenne, soit en 1964, 1976 et 2019. Les autres imageries utilisées ont toutes été prises à des années où les débits maximaux étaient inférieurs

à la moyenne. Toutefois, mis à part l'imagerie de 1990, l'ensemble des imageries analysées ont été précédées par des périodes où les débits maximaux ont surpassé la moyenne.

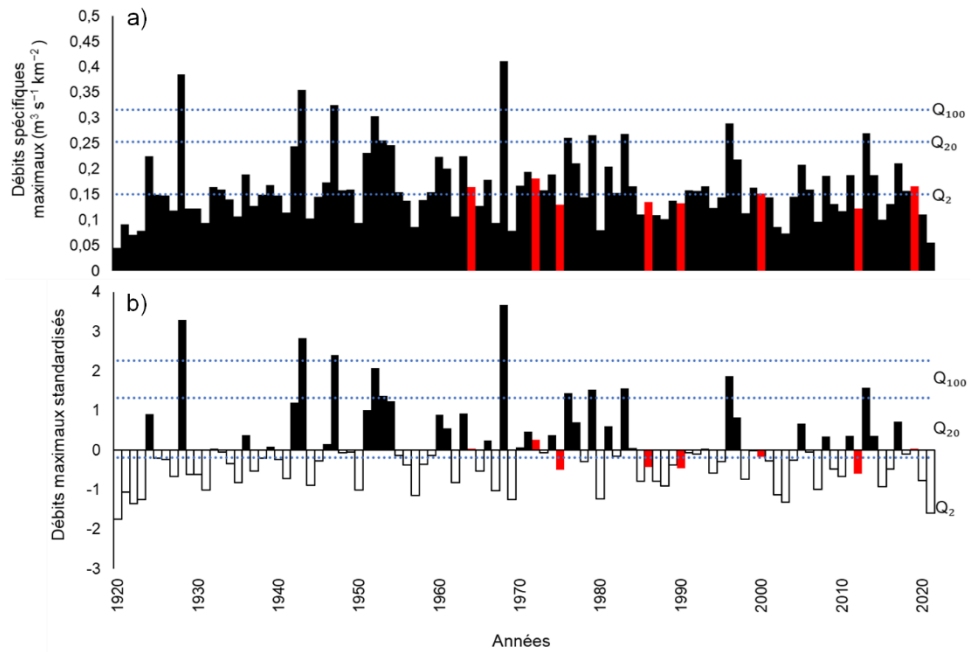


Figure 23. Évolution des débits maximaux de la rivière des Escoumins entre 1920 et 2021 : a) débits spécifiques maximaux atteints par année, b) débits maximaux standardisés par année. En rouge : années des photographies aériennes utilisées. Lignes pointillées bleues : Débits de récurrence 2 ans (Q₂), 20 ans (Q₂₀) et 100 ans (Q₁₀₀).

4.3 IMPACTS DU DÉMANTÈLEMENT DU BARRAGE

La trajectoire hydrogéomorphologique du cours d'eau est analysée pour les 2,4 derniers kilomètres, soit environ 400 mètres en aval et deux kilomètres en amont de l'ancien barrage. L'analyse spatiale et temporelle à partir des imageries aériennes de 2012 et 2019 permet de quantifier l'évolution des variables morphométriques avant et après le démantèlement de 2013. Ces analyses exposent ainsi la manière dont le cours d'eau a réagi face à cette perturbation.

4.3.1 Évolution spatiale et temporelle des variables morphométriques dans le contexte du démantèlement de barrage

À l'image du reste du cours d'eau, le tronçon influencé par le barrage a connu un pic de mobilité entre la période 1972 et 1986, alors que les taux de recul sont passés de 0,12 m à 0,35 m par année (figure 24a). Toutefois, un second pic de mobilité beaucoup plus important est survenu entre 2012 et 2019, c'est-à-dire dans la période où le barrage a été démantelé. Les taux de recul y ont été de 0,53 m par année, contrairement à des taux de 0,16 m par année pour la période précédente. La période marquée par le démantèlement du barrage correspond donc à la période où l'activité géomorphologique a été la plus importante dans ce tronçon. La sinuosité des 2,4 derniers kilomètres a également évolué entre 1964 et 2019 (figure 24b). Une première augmentation de la sinuosité est perceptible entre 1972 et 1990, alors que l'indice varie de 1,478 à 1,517. L'évolution la plus marquée de la sinuosité est toutefois survenue entre 2012 et 2019. L'indice y est passé de 1,511 à 1,583. Ainsi, la période du démantèlement se traduit par une augmentation de la sinuosité en amont et en aval de l'ancien barrage.

Une évolution est également mesurable en ce qui concerne la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre de rivière (figure 24c). Encore une fois, deux périodes se démarquent, soit celle de 1972 à 1990 et celle de 2012 à 2019. Lors de la première période, la superficie est passée de 8 054 m² à 25 123 m² par kilomètre, ce qui représente une augmentation de 948 m² par kilomètre par année. Pour la période de 2012 à 2019, elle est plutôt passée de 16 297 m² à 26 918 m² par kilomètre, représentant une augmentation de 1 517 m² par kilomètre par année. La période de 2012 à 2019 concorde donc avec l'augmentation la plus marquée des superficies de bancs d'accumulation par kilomètre.

Enfin, des changements, en termes de largeur médiane du chenal, sont perceptibles dans ce tronçon influencé par le barrage (figure 24d). Il est possible de voir que la largeur médiane a augmenté considérablement entre 1964 et 1972, alors qu'elle est passée de 66,15 m à 71,67 m. Depuis 1972, le chenal de ce tronçon rétréci de manière constante. Toutefois, la

période de 2012 à 2019 se démarque pour avoir connu des changements morphologiques particulièrement notables avec une diminution de 6,36 m de la largeur médiane. En sept ans, la largeur médiane du tronçon est passée de 63,39 m à 57,03 m. Ainsi, comme pour les autres variables morphométriques, le démantèlement du barrage semble avoir eu un impact sur l'évolution de largeur médiane du chenal.

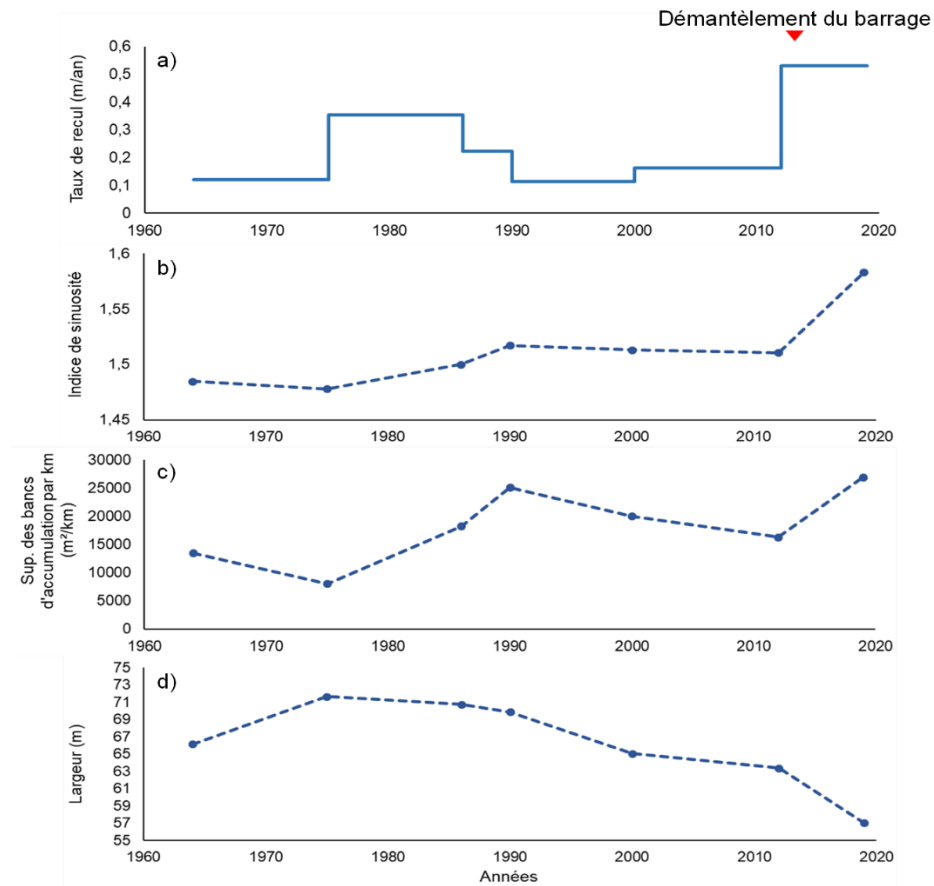


Figure 24. Évolution temporelle de la trajectoire hydrogéomorphologique des 2,4 derniers kilomètres de la rivière des Escoumins, pré et post-démantèlement du barrage : a) taux de recul, b) indice de sinuosité, c) superficie des bancs d'accumulation par km, d) largeur du chenal.

L'analyse de l'évolution temporelle de la trajectoire hydrogéomorphologique des 2,4 derniers kilomètres de la rivière a démontré que la période correspondant au démantèlement du barrage a été marquante en termes d'activité géomorphologique pour cette portion du cours d'eau. Ainsi, il est pertinent de s'intéresser à l'évolution spatiale de ces changements survenus

après le démantèlement, c'est-à-dire dans quelles portions de ce tronçon de 2,4 km les changements se sont-ils particulièrement manifestés. La figure 25 présentant le lit mineur du cours d'eau avant (2012) et après (2019) le démantèlement, montre que les changements survenus s'étendent à l'ensemble du tronçon étudié.

Toutefois, des distinctions peuvent être faites entre l'amont et l'aval de l'ancien barrage. Pour ce qui est de la largeur médiane du chenal, elle a diminué de manière importante en amont, passant de 59,40 m à 55,99 m. Certains secteurs ont rétréci davantage, comme les 500 mètres directement en amont, alors que la largeur médiane est passée de 57,84 m à 49,13 m. En aval, la largeur médiane est restée stable passant de 67,55 m en 2012 à 67,87 m en 2019. Les 300 derniers mètres ont toutefois élargi de manière plus importante, passant de 67,55 m à 73,68 m. La figure 25 permet aussi de voir une modification importante du lit mineur entre le PK 32,8 et le PK 33,1, alors que des chenaux secondaires ont été abandonnés.

En plus des modifications au niveau de la largeur médiane, une augmentation de la superficie des bancs d'accumulation est observable en amont de l'ancien barrage, alors que la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre est passée de 17 099 m² en 2012 à 29 731 m² en 2019 (figure 25). Cette augmentation n'est pas aussi marquée en aval de l'ancien barrage, alors que la superficie est passée de 12 289 m² par km à 12 856 m² par km. Toutefois, la figure 25 montre que les bancs d'accumulation se sont déplacés et qu'il y a maintenant présence de bancs centraux avec chenaux secondaires, ce qui n'était pas le cas avant le démantèlement.

Les changements les plus importants en termes de taux de recul sont également survenus en amont de l'ancien barrage, alors que les taux de recul ont été de 0,67 m par année entre 2012 et 2019, contrairement à 0,21 m par année pour la période précédente. En aval de l'ancien barrage, ils ont plutôt été de 0,16 m par année entre 2012 et 2019. Ils avaient été de 0,05 m par année entre 2000 et 2012. Dans le même ordre d'idée, la sinuosité a

particulièrement augmenté en amont de l'ancien barrage alors que l'indice est passé de 1,526 en 2012 à 1,603 en 2019. Les 400 mètres en aval sont également plus sinueux en 2019 avec un indice de 1,495, contrairement à 1,443 en 2012.

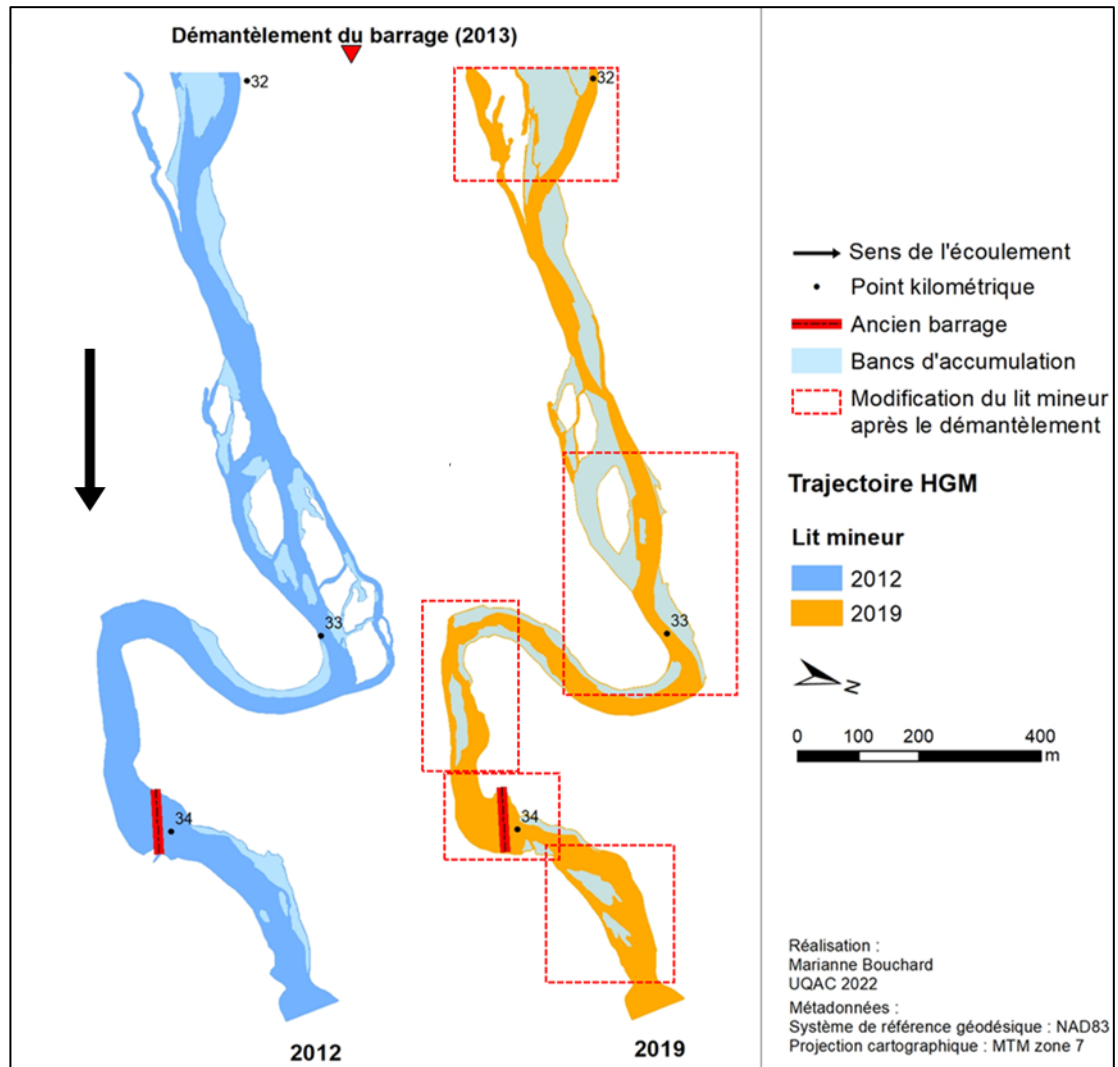


Figure 25. Évolution spatiale de la trajectoire hydrogéomorphologique (HGM) en amont et en aval de l'ancien barrage, pré et post-démantèlement.

4.4 ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE PAR UNE APPROCHE MORPHOLOGIQUE

L'analyse de la dynamique sédimentaire, selon les variations verticales du lit du chenal, aide à quantifier le stockage sédimentaire qui se produit dans un cours d'eau et permet de tirer des conclusions par rapport au bilan sédimentaire global. Il est possible, entre autres, de déterminer si un cours d'eau est potentiellement en déficit sédimentaire.

Au total, 1 954 points à l'été 2020 et 1 910 points à l'été 2021 ont été pris au DGPS le long des 39 transects de la rivière des Escoumins. Après avoir été interpolés au mètre, 2 248 points ont été obtenus pour chacune des années et ont pu être comparés afin de révéler la différence d'élévation du lit du chenal entre 2020 et 2021. Ainsi, de l'incision, c'est-à-dire une différence d'élévation négative en 2021 par rapport à 2020, a été observée dans 84% des points de différence d'élévation générés pour l'ensemble du site d'étude (figure 26). La moyenne et la médiane de différence d'élévation des points entre 2020 et 2021 sont de -0,16 m tandis que le mode se situe entre -0,20 et -0,25 m.

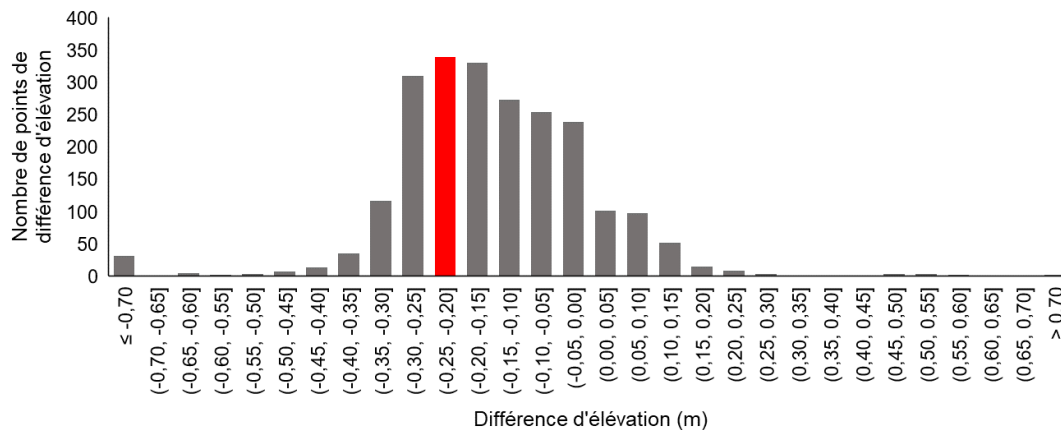


Figure 26. Distribution des valeurs de différence d'élévation entre août 2020 et juillet 2021 pour les transects réalisés au DGPS sur le site d'étude de la rivière des Escoumins. En rouge : le mode

Toujours dans l'optique où le cours d'eau réagit différemment le long du corridor fluvial, les trois tronçons homogènes sont comparés entre eux afin de déterminer de quelle manière le stockage sédimentaire s'est manifesté dans chacun d'eux. Dans le tronçon amont, 63% des points de différence d'élévation peuvent être associés à des processus d'incision tandis que 32% correspondent à de l'aggradation et 5% à un stockage stable. La moyenne et la médiane de différence d'élévation des points sont de -0,06 m, alors que le mode se situe entre -0,10 et -0,15 m (figure 27a).

Le tronçon médian, pour sa part, est largement dominé par l'incision puisque 97% des points de 2021 présentent une différence d'élévation négative par rapport à 2020. 1% des points de différence d'élévation correspondent donc à de l'aggradation et 2% à de la stabilité. De plus, la distribution des points de différence d'élévation du tronçon médian est normale (figure 27b), avec une moyenne et une médiane à -0,22 m et un mode entre -0,20 et -0,25 m.

Enfin, l'incision domine également le tronçon aval avec 91% des points de 2021 qui présentent des différences d'élévation négatives par rapport à 2020. Toutefois, cette incision est moins forte que dans le tronçon médian, alors que la moyenne et la médiane sont respectivement de -0,19 et -0,16 m. Le mode, pour sa part, est situé entre -0,05 et -0,10 m (figure 27c).

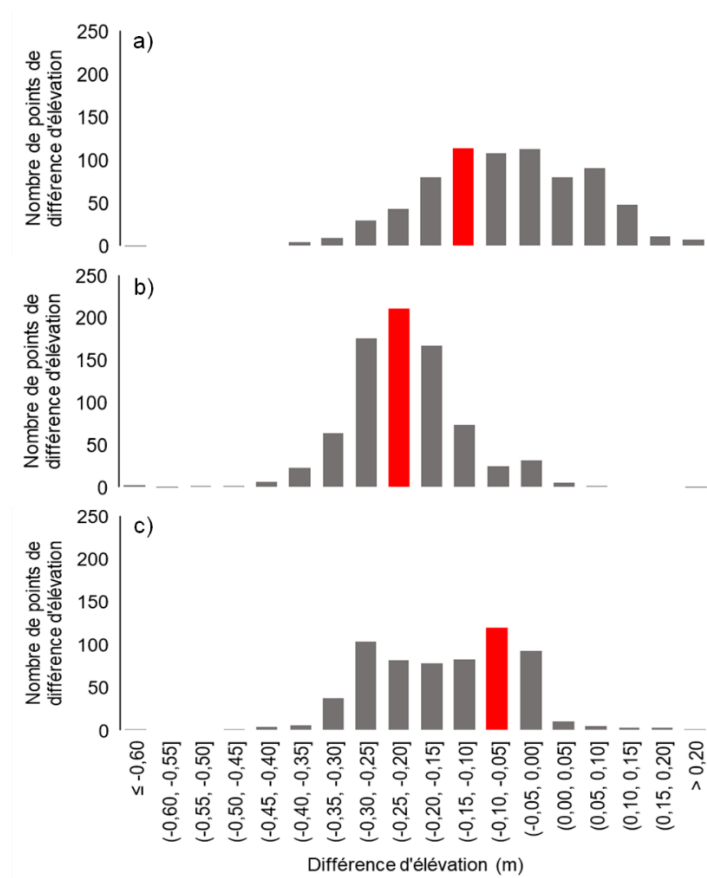


Figure 27. Distribution des valeurs de différence d'élévation entre août 2020 et juillet 2021 pour les transects réalisés au DGPS par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval. En rouge : le mode.

La marge d'erreur reliée au DGPS et à la granulométrie des différents tronçons peut toutefois surestimer ou sous-estimer les réels changements morphologiques qui ont eu lieu entre 2020 et 2021. La marge d'erreur calculée préalablement pour chacun des tronçons a donc été additionnée et soustraite de la différence d'élévation médiane obtenue dans chaque transect. Il en résulte une plage de changements morphologiques pouvant être survenus dans le lit du cours d'eau entre 2020 et 2021 (tableau 6). Les transects ayant une plage de changements morphologiques incluant des valeurs positives et négatives ont été considérés comme stables en termes de stockage sédimentaire. Les plages de changements morphologiques comprenant uniquement des valeurs négatives étaient alors considérées comme de l'incision.

Tableau 6. Plage de changements morphologiques probables et type de stockage sédimentaire associé, en fonction de chaque tronçon homogène et de leur transect

Transects	Plage de changements morphologiques (m)	Stockage sédimentaire
Tronçon amont		
T1	-0,12 à 0,12	Stable
T3	-0,03 à 0,21	Stable
T4	-0,07 à 0,17	Stable
T6	-0,06 à 0,18	Stable
T7	-0,14 à 0,10	Stable
T10	-0,09 à 0,15	Stable
T12	-0,23 à 0,01	Stable
T13	-0,24 à 0,00	Incision
T14	-0,24 à 0,00	Incision
T15	-0,22 à 0,02	Stable
T17	-0,25 à -0,01	Incision
T18	-0,20 à 0,04	Stable
T20	-0,38 à -0,14	Incision
T22	-0,32 à -0,08	Incision
Tronçon médian		
T26	-0,33 à -0,15	Incision
T31	-0,41 à -0,23	Incision
T33	-0,27 à -0,09	Incision
T35	-0,26 à -0,08	Incision
T36	-0,34 à -0,16	Incision
T38	-0,30 à -0,12	Incision
T39	-0,20 à -0,02	Incision
T41	-0,30 à -0,12	Incision
T42	-0,31 à -0,13	Incision
T43	-0,38 à -0,20	Incision
T44	-0,31 à -0,13	Incision
T45	-0,33 à -0,15	Incision
T46	-0,32 à -0,14	Incision
Tronçon aval		
T50	-0,35 à -0,21	Incision
T52	-0,14 à 0,00	Stable
T53	-0,13 à 0,01	Stable
T54	-0,13 à 0,01	Stable
T59	-0,16 à -0,02	Incision
T60	-0,16 à -0,02	Incision
T61	-0,32 à -0,18	Incision
T62	-0,30 à -0,16	Incision
T63	-0,24 à -0,10	Incision
T66	-0,31 à -0,17	Incision
T67	-0,28 à -0,14	Incision
T68	-0,52 à -0,38	Incision

Ainsi, le tronçon amont est celui comprenant le plus de transects pouvant être considérés comme stables, soit neuf transects sur un total de 14 (tableau 6). Cinq transects ont donc une plage de changements morphologiques associée à de l'incision. Cette incision est localisée dans la deuxième partie du tronçon, soit à partir du PK 6. Toutefois, l'incision la

plus importante débute autour du PK 9 avec une incision médiane pouvant être comprise entre 0,21 et 0,27 m (figure 28). Ce sont donc les transects T20 et T22 qui sont le plus affectés par l'incision dans le tronçon amont, avec des taux d'incision pouvant atteindre possiblement 0,38 m et 0,32 m. L'incision médiane, sur l'ensemble du tronçon, est toutefois de 0,09 m.

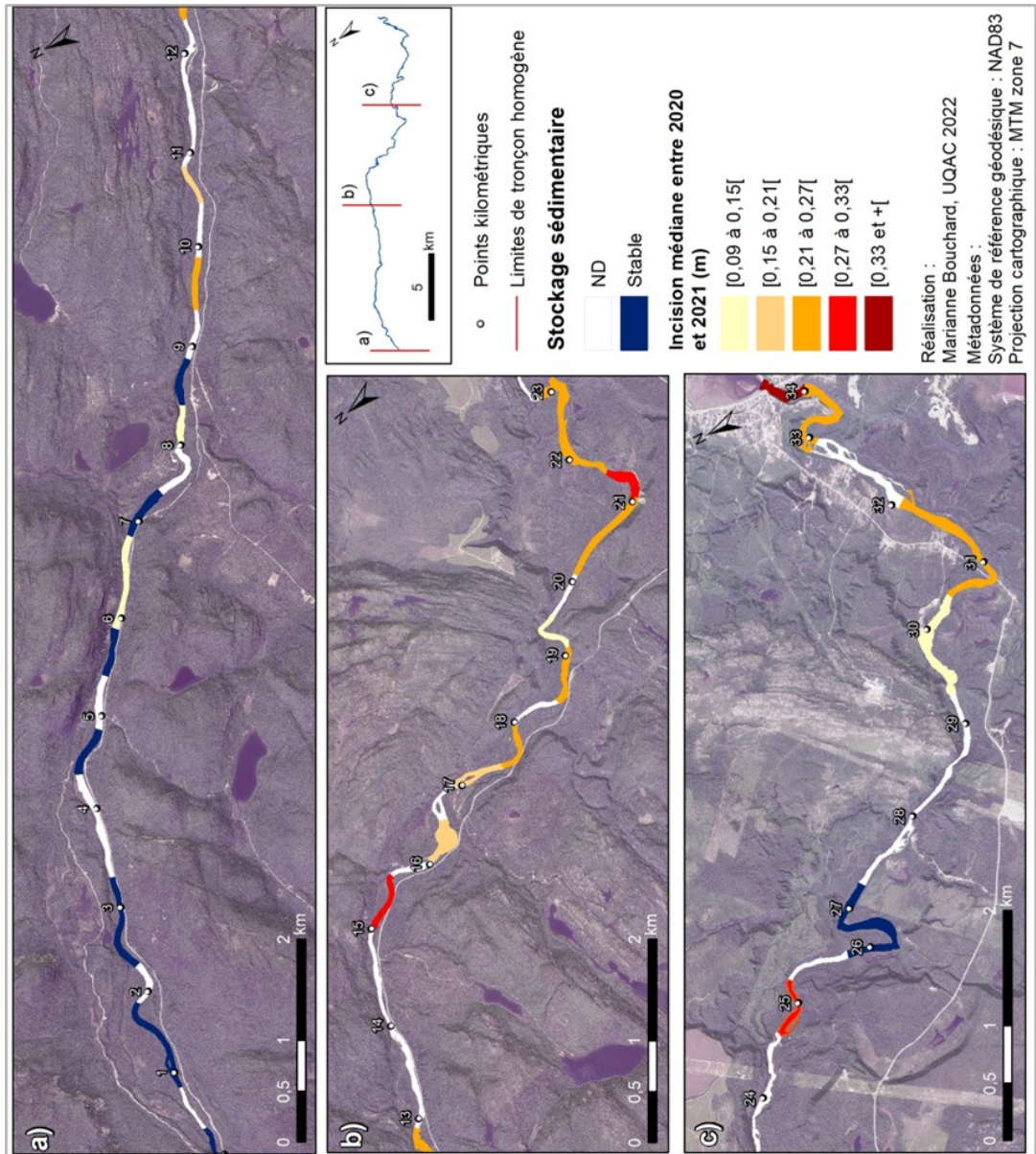


Figure 28. Répartition du stockage sédimentaire par tronçon homogène : a) tronçon amont, b) tronçon médian, c) tronçon aval.

Dans le tronçon amont, les transects ayant un stockage sédimentaire considéré comme stable se caractérisent par un environnement généralement plus calme et des berges stables (figure 29a). Cette stabilité se manifeste dans les profils transversaux dressés à partir des données de DGPS, puisque ceux-ci ne révèlent pratiquement aucun décalage entre 2020 et 2021 (figure 29b). À l'inverse, les transects du tronçon amont considérés en incision, se caractérisent par des environnements beaucoup plus dynamiques et des berges généralement en érosion (figure 29c). Ainsi, l'incision survenue entre 2020 et 2021 est perceptible sur les profils transversaux, car un décalage apparaît entre les deux profils (figure 29d).

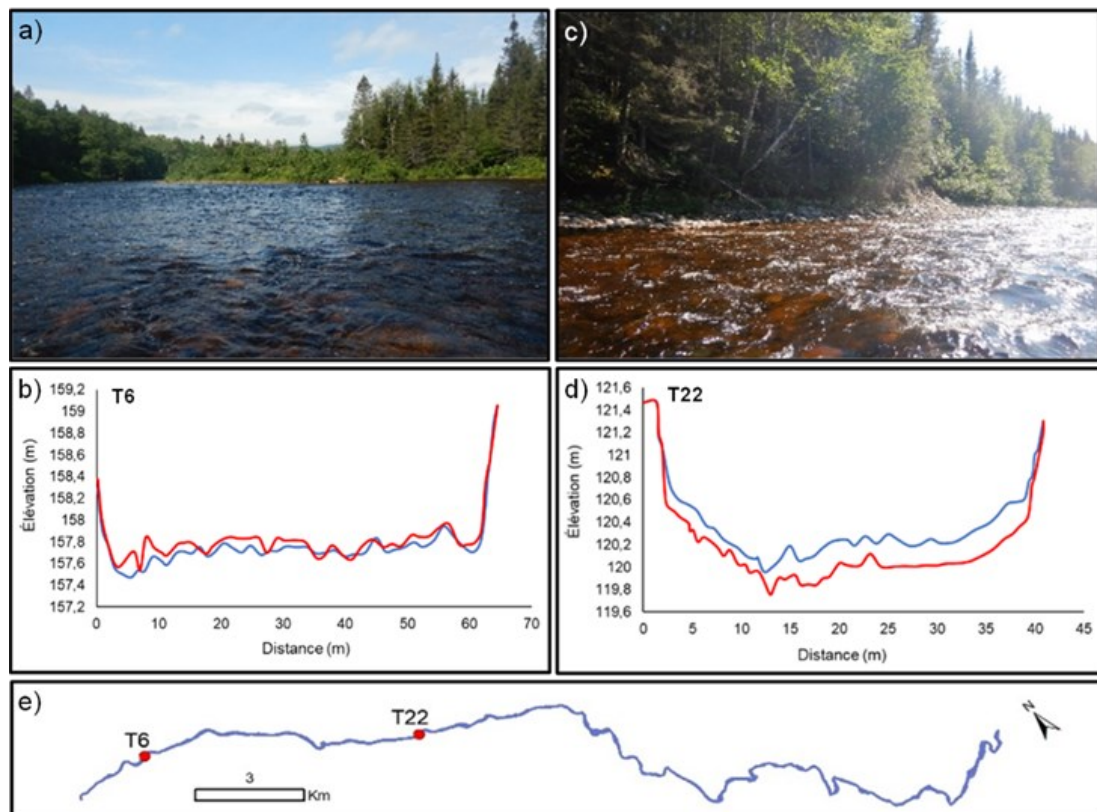


Figure 29. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon amont : a) environnement autour du transect T6, b) profils transversaux du transect T6 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T22, d) profils transversaux du transect T22 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.

Toujours selon la plage de changements morphologiques possibles établie en fonction de la marge d'erreur, l'ensemble des 13 transects du tronçon médian sont considérés en

incision entre 2020 et 2021 (tableau 6). Toutefois, l'incision médiane survenue entre les deux années varie le long du tronçon. La plus forte incision, soit entre 0,27 m et 0,33 m, aurait été atteinte entre le PK 15 et le Pk 16 et entre le PK 21 et le PK 22 (figure 28), ce qui correspond aux transects T31 et T43. Pour ces transects, les taux d'incision pourraient avoir atteint jusqu'à 0,41 m et 0,38 m. Toutefois, l'incision médiane pour l'ensemble du tronçon médian est de 0,22 m. De plus, comme en témoignent les photographies de la figure 30, les transects en incision dans le tronçon médian se retrouvent dans des environnements dynamiques avec notamment la présence de bancs centraux (figure 30a) et de berges fortement érodées (figure 30c). Les profils transversaux dressés à partir des données de DGPS présentent un décalage important entre 2020 et 2021, ce qui témoigne également du processus d'incision qui domine dans ce tronçon (figures 30b et 30d).

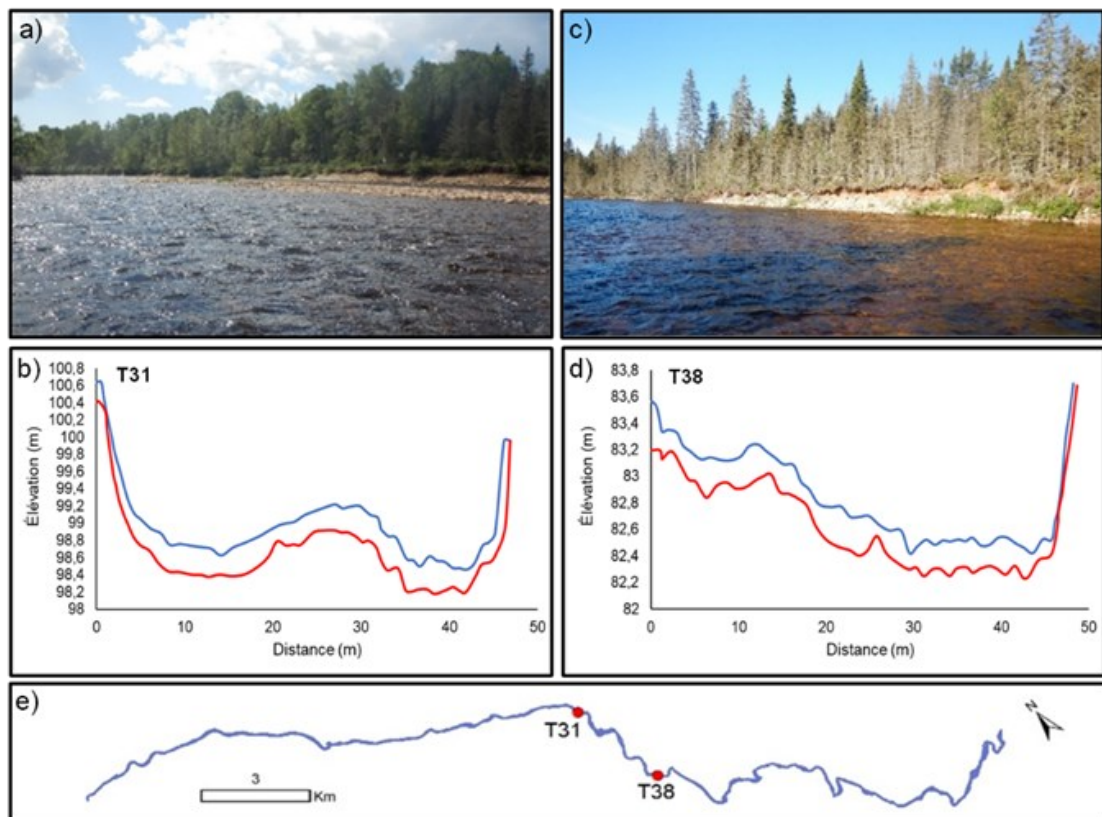


Figure 30. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon médian : a) environnement autour du transect T31, b) profils transversaux du transect T31 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T38, d) profils transversaux du transect T38 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.

Enfin, le tronçon aval comprend trois transects pouvant être considérés comme stables, sur un total de 12 transects (tableau 6). Ces transects stables se situent autour du PK 26 et du Pk 27 (figure 28) et correspondent aux transects T52, T53 et T54. Neuf transects ont donc une plage de changements morphologiques associée à de l'incision. L'incision médiane est toutefois variable le long du tronçon, avec des taux d'incision probables beaucoup plus élevés près de l'embouchure (0,33 et +) et du PK 25 (0,27 à 0,33) et des taux faibles autour du PK 30 (0,09 à 0,15). Les transects les plus affectés par l'incision sont donc le T50 et le T68. D'ailleurs, le transect T68 pourrait avoir connu jusqu'à 0,52 m d'incision entre 2020 et 2021. Toutefois, étant positionné à l'embouchure, il peut être exposé à une dynamique particulière qui expliquerait ces taux d'incision particulièrement élevés. Ainsi, l'incision médiane survenue dans le tronçon aval est de 0,19 m. En excluant le transect T68 dont l'incision est particulièrement élevée, cette incision médiane diminue à 0,17 m.

Tout comme pour le tronçon amont, les transects stables dans le tronçon aval se situent dans un environnement calme où les vitesses d'écoulement sont plus faibles et les berges plus stables (figure 31a). Pratiquement aucun décalage n'existe entre les profils transversaux de ces transects, témoignant ainsi de la stabilité du lit entre 2020 et 2021 (figure 31b). Inversement, les transects en incision se retrouvent dans des environnements plus dynamiques, avec des berges instables et des vitesses d'écoulement plus élevées (figure 31c). Les processus d'incision associés à ces transects transparaissent ainsi dans les profils transversaux, alors qu'un décalage existe entre 2020 et 2021 (figure 31d).

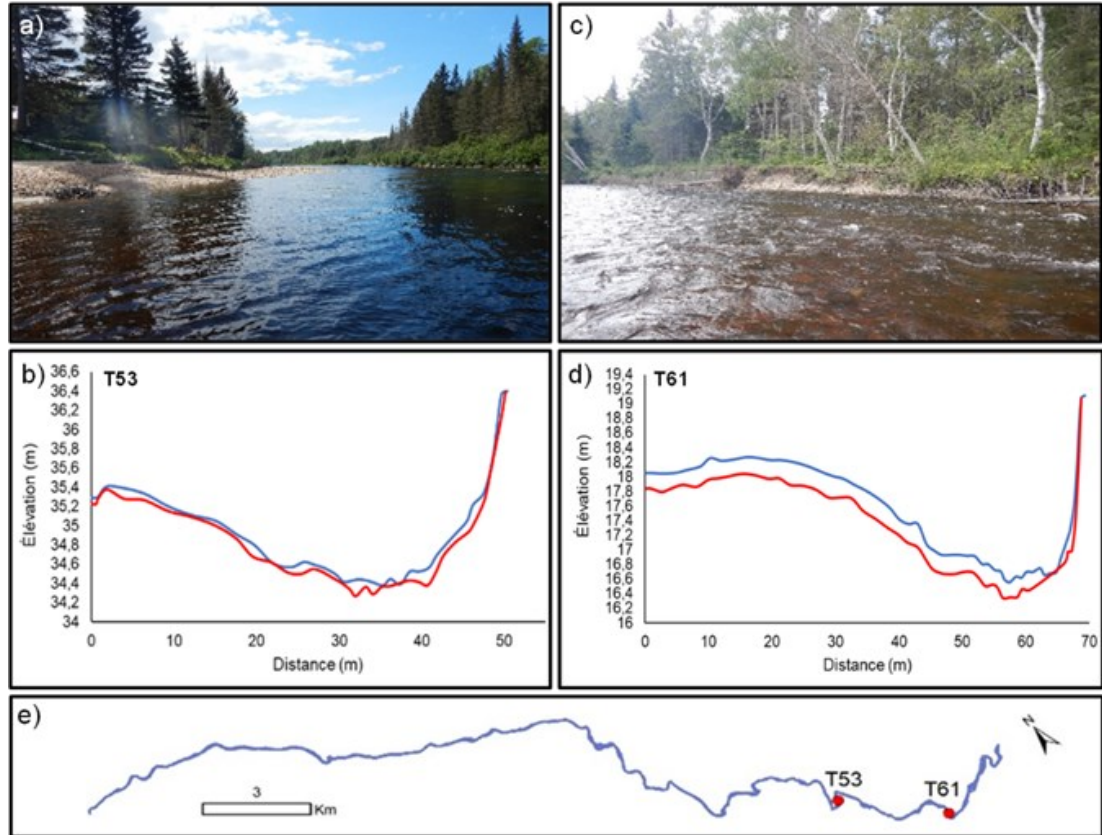


Figure 31. Exemples du stockage sédimentaire dans le tronçon aval : a) environnement autour du transect T53, b) profils transversaux du transect T53 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), c) environnement autour du transect T61, d) profils transversaux du transect T61 (ligne rouge : 2021, ligne bleue : 2020), e) localisation des transects à l'échelle du site d'étude.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

À la lumière des résultats obtenus au chapitre précédent, il est d'abord possible de mettre en relation la trajectoire hydrogéomorphologique et les divers facteurs de contrôle afin de faire ressortir ceux qui ont orienté l'évolution de la morphologie du cours d'eau à travers le temps. Dans un deuxième temps, la dynamique sédimentaire et l'effet des facteurs de contrôle sur cette dernière sont discutés. Les liens entre la dynamique fluviale, l'indice de qualité morphologique et la qualité de l'habitat du saumon atlantique sont également présentés. Enfin, le potentiel de restauration des processus hydrogéomorphologiques sur la rivière des Escoumins est abordé.

5.1 INTERRELATIONS ENTRE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE ET LES FACTEURS DE CONTRÔLE

Les différents styles fluviaux peuvent être associés à des processus dominants qui régissent l'évolution de la morphologie des cours d'eau (Church 2006; Buffin-Bélanger et al. 2015). Lors de la segmentation de la rivière des Escoumins réalisée préalablement, un style fluvial a été identifié pour chacun des tronçons morphodynamiques homogènes. C'est en relation avec ces styles fluviaux et les processus qui les caractérisent que l'évolution de la trajectoire hydrogéomorphologique de chaque tronçon homogène est d'abord analysée.

Avec un taux de recul moyen de 0,20 m par année, les résultats ont démontré que c'est au sein du tronçon amont que la migration latérale du chenal est la plus faible. C'est également dans ce tronçon que la plus faible sinuosité a été enregistrée, ainsi que la plus petite superficie de bancs d'accumulation par kilomètre. Cette évolution de la trajectoire hydrogéomorphologique du tronçon amont, qui se caractérise par une grande stabilité et peu de changements morphologiques, est directement liée à son style fluvial linéaire (figure 32).

En effet, le tronçon amont affiche un style fluvial linéaire conditionné principalement par le confinement de la vallée. Ce confinement se traduit donc par une plaine alluviale restreinte qui laisse peu d'espace au cours d'eau pour migrer latéralement. C'est également ce qui limite la sinuosité du chenal. De plus, la granulométrie plus grossière qui compose ce tronçon contribue également à sa stabilité. Les sédiments grossiers étant plus difficilement mis en mouvement, les changements morphologiques surviennent seulement lors de crues plus importantes et s'étendent donc sur une échelle de temps plus longue (Church 2006).

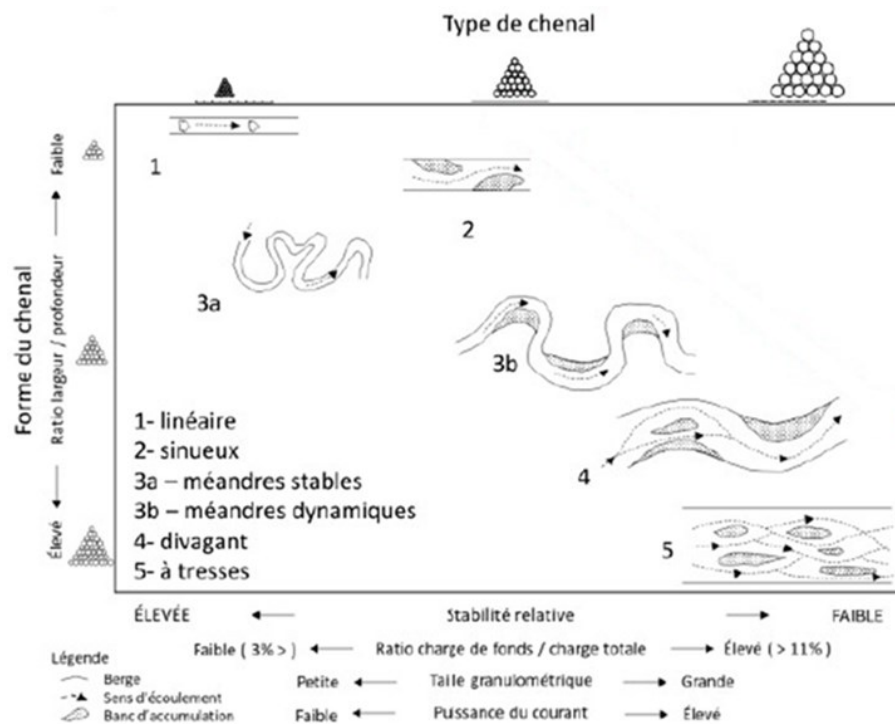


Figure 32. Classification des styles fluviaux et de leurs processus dominants (adaptée de Schumm (1981)).

À l'inverse du tronçon amont, le tronçon médian s'est démarqué par une évolution plus importante de sa trajectoire hydrogéomorphologique, avec notamment les taux de recul et la superficie des bancs d'accumulation par kilomètre les plus élevés, une augmentation soutenue de sa sinuosité et des variations importantes de sa largeur médiane. Ces changements morphologiques plus marqués s'expliquent par le style fluvial divagant qui caractérise ce tronçon (figure 32). Un cours d'eau de style divagant se distingue par une morphologie plus

instable liée à une charge de fond importante. La dynamique de ce type de cours d'eau est aussi plus sensible aux variations des débits liquides et solides (Buffin-Bélanger et al. 2015). La migration latérale du chenal et la création de bancs centraux et de convexité y sont donc des processus dominants (Burge 2005; Rice et al. 2009). Le développement de ce style fluvial dans ce tronçon a, entre autres, été possible dû à une plaine alluviale plus large qui favorise la migration latérale.

Le tronçon aval, pour sa part, se caractérise par une trajectoire généralement stable à travers le temps, avec les plus faibles variations du taux de recul et une largeur médiane assez stable. Le tronçon présente également la sinuosité la plus élevée ainsi qu'une superficie importante de bancs d'accumulation par kilomètre. Cette stabilité dans l'évolution de la trajectoire est cohérente avec son style fluvial à méandres dynamiques (figure 32). Ce style fluvial se distingue par une plus grande stabilité que les cours d'eau divagants dû à des sédiments généralement plus fins qui offrent davantage de cohésion (Church 2006; Buffin-Bélanger et al. 2015). Le tronçon aval est effectivement composé d'une granulométrie plus fine, avec une proportion élevée de gravier. Du sable et de l'argile limoneuse sont également présents à proximité de l'embouchure (Martineau 2007). De plus, la migration latérale est habituellement un processus dominant dans ce type de cours d'eau. Toutefois, celle-ci est limitée sur une grande portion du tronçon aval, car les méandres y sont contraints par les versants de la vallée.

En plus du style fluvial et de ses processus dominants associés qui régissent l'évolution de la morphologie de chacun des tronçons, ceux-ci sont soumis à des facteurs de contrôle externes qui peuvent aussi influencer leur trajectoire hydrogéomorphologique. Parmi ceux-ci, il y a les épisodes de crues. En effet, les débits élevés entraînent le transport de sédiments, notamment le transport en charge de fond, qui joue un rôle déterminant dans le développement de la morphologie d'un chenal (Vázquez-Tarrío et Batalla 2019) et donc sur l'évolution de la trajectoire d'un cours d'eau. L'analyse des résultats montre qu'une période a été

particulièrement marquante pour l'ensemble des tronçons, soit celle de 1975 à 1986. Lors de cette période, les taux de recul et la largeur médiane ont connu leur augmentation la plus importante ainsi que leur valeur la plus élevée. Cette période concorde avec un épisode où les débits maximaux ont été particulièrement élevés plusieurs années de suite (figure 33). Ces événements hydrologiques importants ont certainement agi à titre de facteurs de contrôle sur la morphologie de la rivière. L'augmentation du débit liquide a engendré une augmentation de la capacité du cours d'eau à déplacer des sédiments et donc à éroder ses berges, ce qui a contribué à la migration latérale et à l'élargissement du chenal (Church 2006). Cette période concorde aussi avec la fin des travaux d'entretien qui avaient lieu dans le cours d'eau pour le flottage du bois. En altérant le pavage naturel du lit pendant de nombreuses décennies, les travaux pour la drave ont probablement contribué à augmenter la disponibilité des sédiments pour le cours d'eau, les rendant plus facilement érodables et provoquant ainsi des ajustements morphologiques plus intenses (Demers et al. 2014).

La hausse des taux de recul et de la largeur médiane a été particulièrement considérable dans le tronçon médian. La superficie des bancs d'accumulation y a aussi diminué de manière importante. Il n'est toutefois pas surprenant que ce tronçon connaisse des changements morphologiques plus marqués que les autres lors d'épisodes de crue importants, car l'instabilité de son style fluvial divagant le rend plus vulnérable aux variations de débits (Buffin-Bélanger et al. 2015). C'est également le tronçon avec la puissance spécifique médiane la plus élevée, ce qui augmente sa capacité à transporter des sédiments et à migrer latéralement (Petit et al. 2000; Dey et Ali 2019). Il a donc aussi la capacité de mettre en mouvement les sédiments contenus dans ses bancs d'accumulation et de les acheminer vers l'aval, où ils sont ensuite déposés dû à une baisse de la puissance spécifique. C'est ce qui explique la diminution de la superficie des bancs d'accumulation dans le tronçon médian et l'augmentation pour le tronçon aval lors de cette période.

Inversement, la période de 1990 à 2000 a été marquante pour avoir engendré très peu de changements morphologiques (figure 33). Elle est associée aux taux de recul historiques les plus faibles ainsi qu'à une diminution généralisée de la largeur médiane. Pourtant, durant cette période, a eu lieu une crue majeure, soit celle associée au déluge de 1996. Cette crue a dépassé celles qui ont eu lieu entre 1975 et 1986. Toutefois, cet événement hydrologique important ne se reflète pas dans la trajectoire hydrogéomorphologique. Ceci laisse penser, qu'à la suite des premiers ajustements qui ont eu lieu après la fin des travaux d'entretien, la rivière des Escoumins est moins réactive à des débits élevés. Ceci pourrait s'expliquer par la création d'un pavage de sédiments naturel sur le lit et l'adoucissement des pentes depuis la fin des travaux d'entretien. Les sédiments sont donc moins disponibles, ce qui diminue l'ampleur des ajustements morphologiques (Demers et al. 2014).

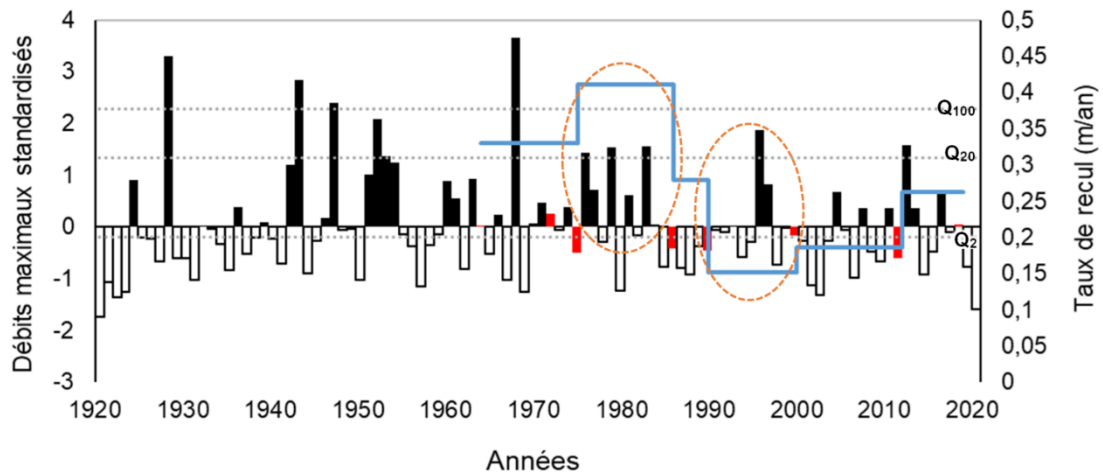


Figure 33. Évolution des taux de recul (ligne bleue) selon les débits maximaux. En rouge : années des photographies aériennes utilisées. Lignes grises : Débits de récurrence 2 ans (Q₂), 20 ans (Q₂₀) et 100 ans (Q₁₀₀). Cercles orange : périodes marquantes.

5.1.1 Impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave sur la trajectoire hydrogéomorphologique

Pendant plus de 100 ans, le barrage près de l'embouchure a également contrôlé la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière en limitant l'écoulement du débit liquide et solide de l'amont vers l'aval. Toutefois, pour la période de 2012 à 2019, les résultats ont montré

des changements morphologiques importants sur les 2,4 derniers kilomètres, avec une augmentation considérable des taux de recul, de l'indice de sinuosité et de la superficie des bancs d'accumulation, en plus d'une diminution marquée de la largeur. Ceci confirme que le démantèlement du barrage en 2013 a eu des impacts non négligeables sur la morphologie du cours d'eau. Ces impacts ont été engendrés d'abord par l'abaissement du niveau d'eau en amont de l'ancien barrage, qui a occasionné de l'incision dans le lit du chenal afin de retrouver un état d'équilibre (Doyle et *al.* 2005). L'incision a ensuite engendré des ruptures de berges (figure 34a), ce qui explique la hausse marquée des taux de recul. L'année 2013 a également connu une crue particulièrement élevée, ce qui a accéléré les processus d'érosion à la suite du démantèlement. En réaction à ces ruptures de berges, des enrochements ont été installés en 2015 (figure 34b). Ceux-ci ont agi comme facteurs de contrôle limitant la migration latérale. Les taux de recul et l'augmentation de la sinuosité entre 2012 et 2019 auraient donc été possiblement plus élevés si ces enrochements n'avaient pas été mis en place, puisque les ajustements morphologiques qui surviennent à la suite d'un démantèlement de barrage peuvent s'échelonner sur des décennies (Pizzuto 2002; Doyle et *al.* 2005). D'autant plus que la rivière des Escoumins n'est pas très dynamique dû à ses pentes généralement faibles, ce qui diminue sa capacité à éroder les sédiments et ralentit son processus de réajustement.

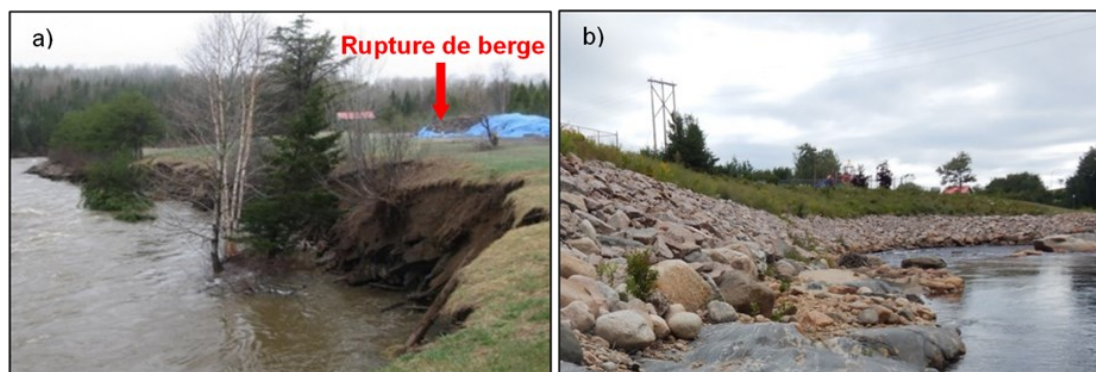


Figure 34. a) Rupture de berge à la suite du démantèlement du barrage municipal de la rivière des Escoumins en 2013 (Photographie : adaptée de Ferron et *al.* (2019)), b) Enrochement installé en 2015 en réaction aux ruptures de berge (Photographie : Marianne Bouchard).

Les résultats ont aussi montré que des distinctions peuvent être faites entre les changements survenus en amont et en aval de l'ancien barrage. Comme le réservoir en amont du barrage s'est vidé à la suite du démantèlement, l'abaissement du niveau de l'eau a fait en sorte qu'un chenal actif a été restauré en amont (Pizzuto 2002). Il en a découlé un rétrécissement du chenal et une augmentation des taux d'érosion, de la superficie des bancs d'accumulation et de la sinuosité. À l'inverse, comme l'eau et les sédiments ne sont plus retenus derrière le barrage, la portion aval a connu un élargissement de son chenal actif.

Enfin, pendant plus d'un siècle, l'exploitation forestière et les activités de la drave ont aussi agi comme facteurs de contrôle sur la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière des Escoumins. Une pratique courante de l'époque, afin de faciliter le transit des billes de bois, était de linéariser et d'élargir les chenaux. Ces techniques auraient aussi été utilisées sur la rivière des Escoumins (Nihouarn 2009; Ferron et al. 2019). Toutefois, aucune archive n'a permis de localiser exactement quelles portions de la rivière ont été linéarisées ou élargies mécaniquement. Par l'analyse de photographies aériennes et du LiDAR, il a tout de même été possible de repérer des secteurs qui ont été potentiellement linéarisés, en ciblant les paléochenaux et les ruptures topographiques (Botroh 2015; Vayssière et al. 2016) (figure 35). Ces analyses doivent malgré tout être interprétées avec prudence, car elles relèvent de l'hypothèse. Certaines formes fluviales anciennes pourraient avoir été abandonnées naturellement par le cours d'eau.

Néanmoins, ces travaux ont principalement affecté l'évolution de la sinuosité du cours d'eau. La drave a été pratiquée de 1845 à 1977 sur la rivière des Escoumins et les résultats ont démontré que, pour la période de 1964 à 1975, la sinuosité était en baisse. Cette baisse est une conséquence directe des travaux d'entretien qui avaient lieu dans le cours d'eau pour faciliter la drave. À la suite de cette période, il y a un retour progressif de la sinuosité, alors que celle-ci est en hausse depuis 1975. Cette augmentation progressive concorde avec la fin du flottage qui a eu lieu en 1977 et donc avec la fin des travaux d'entretien. De plus, même si, tel

que mentionné plus haut, le cours d'eau semble moins réactif depuis qu'il a connu ses premiers ajustements post-drave, l'évolution de l'indice de sinuosité suggère que le système est encore en ajustements. Après les perturbations auxquelles il a été soumis, le cours d'eau tente de retrouver un état d'équilibre en rétablissant sa sinuosité naturelle.

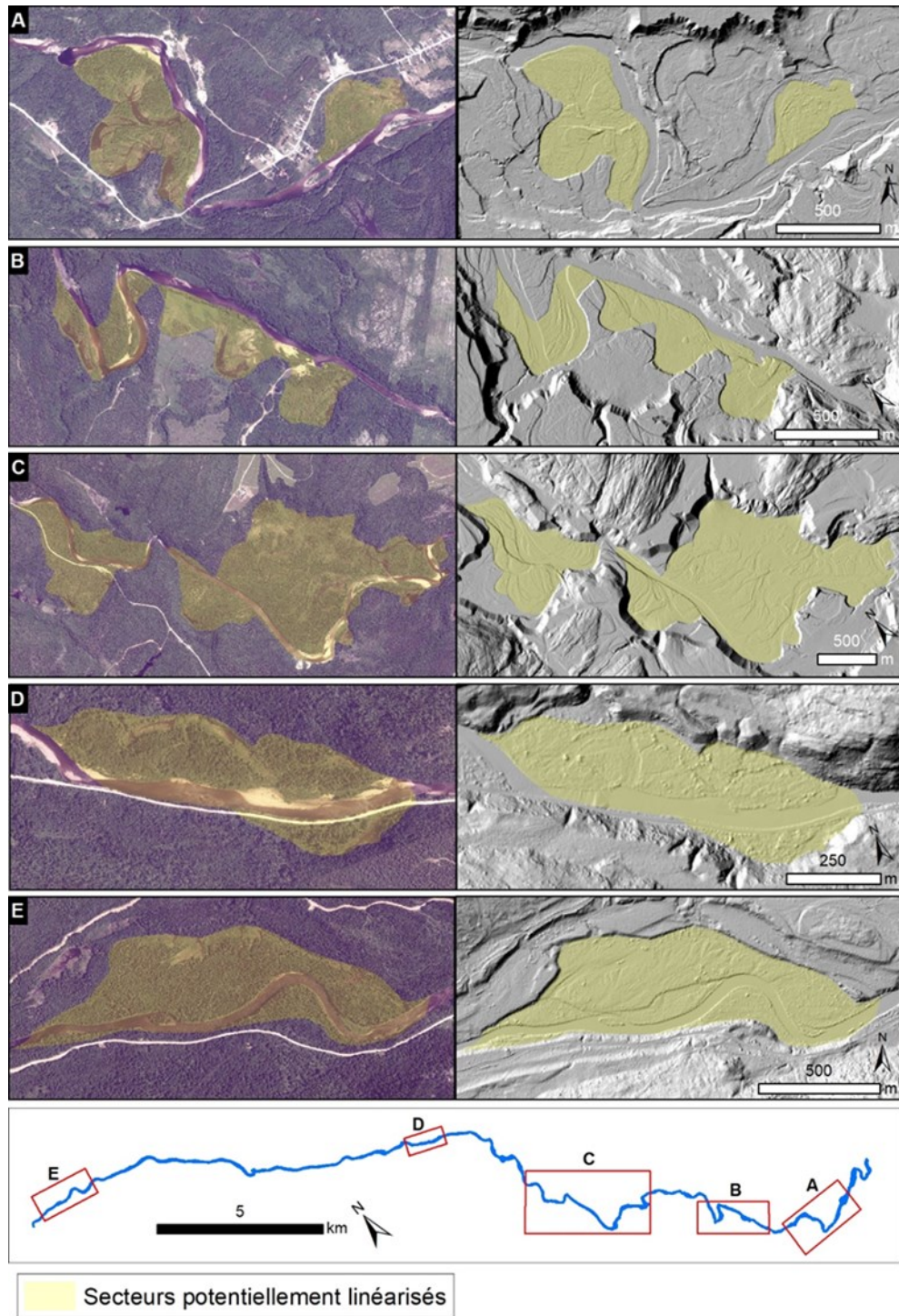


Figure 35. Secteurs de la rivière des Escoumins potentiellement linéarisés mécaniquement à l'époque de la drave (1845 à 1977).

D'ailleurs, les observations réalisées par Demers et *al.* (2014), sur la rivière Marsoui, sont cohérentes avec celles faites sur la rivière des Escoumins. Cette rivière de la Gaspésie, qui a aussi été perturbée par les activités de la drave, a vu sa sinuosité diminuer jusqu'à ce que les travaux d'entretien cessent. Son indice de sinuosité est donc également en hausse depuis 1975, mais celle-ci est beaucoup plus marquée que pour la rivière des Escoumins. Cette distinction n'est toutefois pas surprenante, puisque les rivières de la Gaspésie sont reconnues comme étant plus dynamiques dû, entre autres, à des pentes plus fortes (Demers et *al.* 2014). Ceci leur confère donc une meilleure capacité à retrouver un état d'équilibre naturellement et plus rapidement.

Ainsi, il est légitime de penser que la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière des Escoumins a été fortement conditionnée par les différents facteurs de contrôle auxquels elle a été soumise. Les travaux d'entretien pour la drave ont fragilisé le cours d'eau pendant plusieurs décennies, le rendant plus vulnérable face aux crues de grande envergure. Le barrage, pour sa part, a été une entrave à l'écoulement naturel du débit liquide et solide pendant plus d'un siècle, bouleversant le style fluvial naturel du cours d'eau. L'arrêt de la drave et des travaux d'entretien ont engendré des ajustements majeurs dans le cours d'eau, mais celui-ci semble maintenant vouloir se stabiliser et retrouver une résilience face aux perturbations hydrologiques. L'augmentation de la sinuosité encore aujourd'hui suggère toutefois que l'équilibre n'est pas atteint.

De plus, le démantèlement du barrage a occasionné de nouveaux ajustements nécessaires afin que le cours d'eau se réapproprie son écoulement naturel. Ces ajustements ont cependant été limités par l'installation d'enrochements. Par conséquent, contrairement aux rivières comme la Marsoui, il est nécessaire de s'interroger sur la capacité des rivières comme celle des Escoumins, qui sont beaucoup moins dynamiques, à retrouver un état d'équilibre naturellement (Malavoi et Adam 2007a). Les perturbations du passé qui affectent toujours la rivière (chenal linéarisé) et celles du présent (enrochements) font en sorte qu'elle pourrait avoir

davantage de difficultés, voire une incapacité, à restaurer ses processus hydrogéomorphologiques par elle-même.

5.2 DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DE LA RIVIÈRE DES ESCOUMINS

L'analyse de la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins, entre 2020 et 2021, a démontré qu'il existe des variations le long du corridor fluvial. Ces variations au sein de la dynamique sédimentaire peuvent, entre autres, s'expliquer par le style fluvial, la puissance spécifique et la composition granulométrique de chacun des tronçons.

La dynamique sédimentaire du tronçon amont est dominée par un stockage sédimentaire stable. Cette stabilité peut être attribuée principalement à la composition granulométrique du tronçon qui est généralement plus grossière. En effet, dans la portion où le tronçon a été très stable, soit des transects T1 à T10, la granulométrie est prédominée par les galets et il y a également une présence plus marquée de blocs (figure 36). Une granulométrie plus grossière nécessite donc une puissance spécifique plus élevée afin que le cours d'eau ait la capacité de mettre les sédiments en mouvement (Petit et *al.* 2000). Dans le même ordre d'idée, certains transects qui ont été en incision dans le tronçon amont (T13-T14-T17) coïncident avec des intrants de sédiments plus fins qui sont mis en mouvement plus facilement par le cours d'eau (figure 36). Les autres transects en incision (T20 et T22), se situent plutôt dans une portion du tronçon où le chenal est plus étroit. Ceci fait en sorte que la puissance spécifique est plus élevée dû à une concentration de l'écoulement dans le chenal (Wainwright et *al.* 2015). Ainsi, il est possible de penser que les tronçons linéaires et étroits sont peu propices à la création de formes fluviales diversifiées, car la concentration de l'écoulement contribue à une uniformisation de la morphologie du lit.

Dans le tronçon médian, le stockage sédimentaire est totalement dominé par l'incision. Son style fluvial divagant contribue d'abord à cette incision, car l'instabilité qu'il engendre fait

en sorte que le tronçon est plus propice au transport de sédiments (Church 2006). Il s'agit également du tronçon avec la puissance spécifique médiane la plus élevée, ce qui augmente aussi sa capacité à transporter des sédiments (Petit et al. 2000). Toutefois, de manière générale, les tronçons divagants se caractérisent plutôt par les processus de migration latérale et de création de bancs d'accumulation que par l'incision (Buffin-Bélanger et al. 2015). Comme très peu de sédiments proviennent de l'amont dû à la stabilité de ce secteur, il est possible que le tronçon médian soit en déficit sédimentaire. Les sédiments grossiers provenant de l'amont agissent généralement comme des déflecteurs en faisant dévier l'écoulement vers les berges (Malavoi et Adam 2007a). Sans ces déflecteurs naturels, il est plus difficile pour le cours d'eau d'activer les processus d'érosion latérale (Malavoi et Adam 2007a). Ainsi, le cours d'eau comble le déficit sédimentaire en érodant le lit (incision). D'ailleurs, les transects présentant les taux d'incision les plus élevés pour ce tronçon (T36 et T43) se situent où il y a des intrants de sédiments plus fins.

Le même phénomène semble avoir lieu dans le tronçon aval, alors que la majorité des transects présentent également de l'incision. En effet, les seuls transects considérés comme stables se situent dans une portion du tronçon où il y a un intrant de sédiments plus grossiers associé à la présence d'un tributaire (T52, T53 et T54) (figure 36). Il y a également une diminution de la puissance spécifique à cet endroit. La combinaison des deux engendre une plus forte érosion des berges, ce qui explique la stabilité du lit de ces transects (Mazgareanu et al. 2020). Autrement, le reste du tronçon aval semble avoir de la difficulté, tout comme le tronçon médian, à activer les processus d'érosion latérale afin d'effectuer sa recharge sédimentaire dans les berges plutôt que dans le lit du chenal.

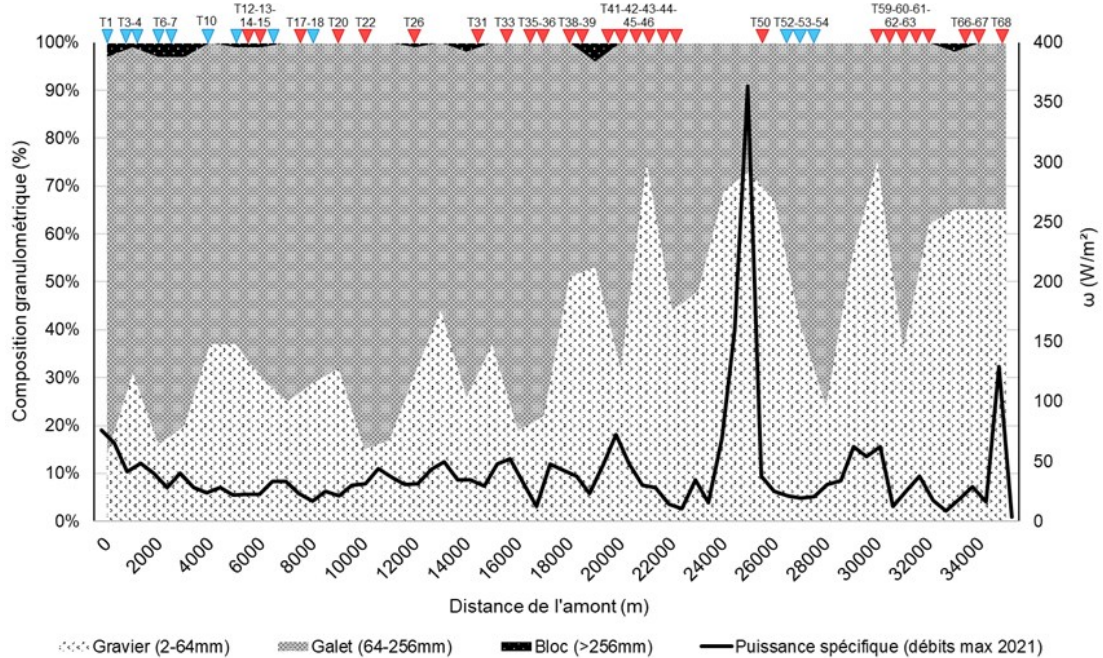


Figure 36. Interrelations entre la composition granulométrique, la puissance spécifique et le stockage sédimentaire le long du site d'étude de la rivière des Escoumins. Triangles : transects stables (bleus) et en incision (rouges).

5.2.1 Impacts du démantèlement du barrage et des activités de la drave sur la dynamique sédimentaire

Il est inévitable que les activités de la drave aient également affecté la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins. D'ailleurs, concernant la prédominance de l'incision dans les tronçons médian et aval, en plus du déficit sédimentaire occasionné par la stabilité de l'amont, il est possible qu'elle soit engendrée par la linéarisation du chenal qui a eu lieu dans le passé. En effet, plusieurs portions du cours d'eau qui ont potentiellement été linéarisées se situent dans ces tronçons. Cette linéarisation a pu engendrer une déconnexion du cours d'eau avec sa plaine alluviale, faisant en sorte qu'il effectue sa recharge sédimentaire en incisant le lit plutôt que par la migration latérale (Bruland et al. 2003; Massey et al. 2019). Ce phénomène entraîne une uniformisation de la morphologie du chenal et une augmentation des vitesses d'écoulement. Il y a donc une diminution de la géodiversité fluviale avec notamment une perte de zones d'eau profonde et lente (Nakamura et al. 2014). Ces zones sont associées à des habitats essentiels pour les salmonidés (Bardonnnet et Baglinière 2000).

La déconnexion du cours d'eau avec la plaine alluviale contribue donc à diminuer la quantité et la qualité des habitats disponibles dans la rivière des Escoumins.

En plus de l'impact de la linéarisation sur le stockage sédimentaire, il est possible que l'incision présente en amont de l'ancien barrage, notamment dans les transects T66 et T67, soit toujours relié aux réajustements qui suivent le démantèlement de barrage. À la suite d'un démantèlement, le chenal cherche à s'inciser dans le dépôt de sédiments qui s'est créé dans l'ancien réservoir. Normalement, les ruptures de berges qui s'en suivent contribuent à apporter de nouveaux sédiments dans le chenal, ce qui permet de freiner l'incision et de retrouver un quasi-équilibre (Doyle et *al.* 2005). Dans le cas de la rivière des Escoumins, une partie des berges en amont de l'ancien barrage ont été enrochées. Il est donc probablement plus difficile pour le cours d'eau de retrouver cet équilibre. Comme le cours d'eau est peu dynamique, il est aussi possible qu'il soit toujours dans la phase d'incision et que son réajustement ne soit pas terminé.

Toutefois, comme il n'y a pas eu de suivis directs de la dynamique sédimentaire avant et après le démantèlement du barrage, il est plus difficile de savoir si l'incision est toujours reliée à un réajustement du chenal ou plutôt à un déficit sédimentaire occasionné par l'enrochement des berges et la déconnexion du chenal avec la plaine. Ceci met en évidence l'importance des suivis pré et post-démantèlement de barrage afin d'assurer une gestion efficace des cours d'eau et des projets de restauration durables. Particulièrement dans le contexte actuel, où de nombreux barrages au Canada arrivent à la fin de leur durée de vie physique et fonctionnelle et qu'ils devront potentiellement être démantelés (Peterson 2015). Il s'agit donc d'une opportunité afin d'améliorer les processus de démantèlement des barrages au Canada en assurant des suivis qui permettront une meilleure gestion à long terme.

5.3 DYNAMIQUE FLUVIALE, INDICE DE QUALITÉ MORPHOLOGIQUE ET QUALITÉ DE L'HABITAT DU SAUMON ATLANTIQUE

Les résultats de l'analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique et de la dynamique sédimentaire ont démontré que la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins a été affectée par les perturbations anthropiques auxquelles elle a été soumise. Il semble, entre autres, y avoir un déficit sédimentaire dû à la déconnexion de la rivière avec la plaine alluviale engendrée par la linéarisation, ce qui altère sa condition hydrogéomorphologique. D'ailleurs, pour évaluer et analyser la condition hydrogéomorphologique d'un cours d'eau, il est possible d'appliquer l'indice de qualité morphologique (IQM). Le résultat de cet indice est fonction de 28 indicateurs qui évaluent la continuité longitudinale et latérale, le style fluvial, la configuration des sections transversales, la structure du lit et du substrat et la végétation riveraine. L'ensemble de ces indicateurs sont analysés selon trois catégories, soit la fonctionnalité géomorphologique (processus, formes fluviales), l'anthropisation (perturbations, interventions) et les ajustements (trajectoire historique) (Rinaldi et al. 2013).

L'indice de qualité morphologique a été appliqué sur la rivière des Escoumins par l'Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord (OBVHCN). Leurs résultats ont révélé un indice variant de *bon* à *élevé* en termes de qualité morphologique (Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord 2022). Les résultats les plus faibles ont été obtenus dans les segments où il y a la présence d'infrastructures humaines comme des routes ou des enrochements. Toutefois, la condition morphologique globale de la rivière a peut-être été surestimée par le caractère forestier du bassin versant qui laisse croire qu'il est peu perturbé. Ainsi, pour connaître sa condition actuelle réelle, il faudrait être en mesure de la comparer avec sa condition initiale, soit celle antérieure aux activités de la drave, entre autres pour permettre de quantifier les perturbations reliées à la linéarisation. Les photographies aériennes historiques ne permettent toutefois pas de visualiser la rivière à cette époque. Il est donc plus difficile d'évaluer la condition morphologique réelle de la rivière des Escoumins. Néanmoins, il

est possible d'envisager qu'elle soit de moins bonne qualité que ce que les résultats de l'indice de qualité morphologique prétendent.

De plus, ces réflexions sont cohérentes avec les résultats de l'indice de qualité de l'habitat de fraie (IQH_{fraie}) obtenu pour la rivière. En effet, l'OBVHCN a également quantifié la qualité de l'habitat de fraie à l'aide de cet indice qui combine l'analyse de la granulométrie et des faciès d'écoulement. Les résultats ont révélé que la qualité de l'habitat de fraie pour le saumon atlantique est faible sur la majorité du site d'étude (près de 65%) alors qu'elle est favorable sur seulement 5% (Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord 2018). Comme la rivière des Escoumins était autrefois reconnue comme une rivière où la population de saumon atlantique était abondante (Ferron et al. 2019), il est légitime de penser que la qualité de l'habitat de fraie ait déjà été plus favorable et que celle-ci s'est détériorée à la suite des perturbations anthropiques infligées au cours d'eau. Par exemple, la linéarisation du chenal a engendré une augmentation de la vitesse d'écoulement, qui provoque une uniformisation de la morphologie et un lessivage de la granulométrie plus fine favorable à la création de frayères (Nakamura et al. 2014). Ainsi, la qualité des habitats disponibles pour le saumon atlantique est étroitement liée à la condition morphologique du cours d'eau. C'est la raison pour laquelle il est possible de penser que la qualité morphologique globale du cours d'eau n'est pas aussi élevée que ce que les résultats de l'IQM révèlent, ou encore que l'IQM n'est pas l'outil optimal pour caractériser des bassins versants peu anthropisés.

De ce fait, tenter de restaurer les processus hydrogéomorphologiques qui ont été altérés par le passé, en reconnectant d'anciens méandres, permettrait d'augmenter l'indice de qualité morphologique du cours d'eau et potentiellement l'indice de qualité de l'habitat de fraie (IQH_{fraie}). Ce sont notamment les indicateurs qui concernent la fonctionnalité géomorphologique qui se verraient être augmentés. En effet, la reconnexion de méandres permettrait des déviations de l'écoulement qui feraient augmenter le nombre de chenaux secondaires, particulièrement dans le tronçon médian. Elle ferait aussi augmenter l'érosion des



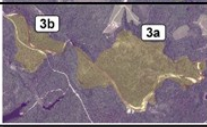
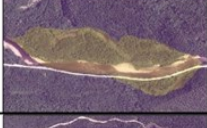
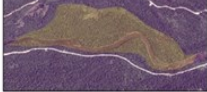
berges et la migration latérale ainsi que la quantité de bois morts dans le cours d'eau (Lorenz et al. 2016), toutes des composantes contribuant à la hausse de l'indice de qualité morphologique. Du même coup, la restauration de ces processus hydrogéomorphologiques et la hausse de la condition morphologique globale du cours d'eau augmenteraient la diversité des faciès d'écoulement, ce qui contribuerait à l'amélioration de la qualité globale de l'habitat du saumon atlantique (Botroh 2015; Lorenz et al. 2016).

5.4 POTENTIEL DE RESTAURATION

La restauration des processus hydrogéomorphologiques de la rivière des Escoumins devrait être envisagée afin d'améliorer la qualité de l'habitat du saumon atlantique et ainsi assurer une pérennité de la ressource. Par conséquent, les huit sites identifiés préalablement comme ayant été potentiellement linéarisés ont été analysés selon différents critères afin de déterminer la potentialité d'y restaurer des méandres (figure 37). Les sites 3a, 3b et 4 sont ressorti comme ayant un potentiel élevé de restauration, alors que le site 5 aurait un bon potentiel et les sites 1a, 1b, 2a et 2b auraient un potentiel moyen. L'accessibilité au site, l'espace de liberté disponible, la présence d'infrastructures humaines, le résultat de l'IQM, le résultat de l'IQH_{fraise} et la présence de paléochenaux (méandres abandonnés) ont été considérés comme critères d'analyse pour chacun des sites. Une pondération a également été ajoutée pour chaque critère afin de considérer particulièrement la présence d'infrastructures humaines et l'espace de liberté disponible.

Malgré cela, certains sites avec un potentiel de restauration élevé mettraient en péril des portions de la route forestière (sites 3b et 4). Dans l'éventualité où le site de restauration idéal impliquerait de relocaliser la route, il serait nécessaire d'évaluer la faisabilité d'un tel projet. Il serait également essentiel d'en analyser l'acceptabilité sociale afin de déterminer jusqu'où la Corporation de Gestion de la Rivière à Saumons des Escoumins (CGRSE), les gestionnaires et les usagers de la ZEC Nordique des Escoumins, la municipalité et toutes les autres parties

prenantes sont prêts à aller afin de restaurer les processus hydrogéomorphologiques de la rivière pour améliorer l'habitat du saumon atlantique. En plus d'être bénéfique d'un point de vue hydrogéomorphologique, le déplacement de la portion amont de la route forestière permettrait de diminuer l'apport en sédiments nuisibles par la route et les risques pour la sécurité civile (inondation et érosion).

Sites	Accessibilité au site ¹	Espace de liberté disponible ²	Présence d'infrastructures ³	IQM ⁴	IQH ^{raie} ⁵	Présence de paléochenaux ⁶	POTENTIEL DE RESTAURATION	
	Site 1a	✓	✓	✗	✗	✓	≈	MOYEN
	Site 1b	✓	✓	✗✗	✗	✓	✓	MOYEN
	Site 2a	✓	≈	✗	✓	✓	✓	MOYEN
	Site 2b	✓	✓	✗	✓	✓	≈	MOYEN
	Site 3a	✗	✓	✓✓	✗	≈	✓	ÉLEVÉ
	Site 3b	✓	✓	✓	✗	≈	≈	ÉLEVÉ
	Site 4	✓	≈	✓	✓	✓	≈	ÉLEVÉ
	Site 5	≈	≈	≈	✗	✓	≈	BON

- 1 : Facile ✓, Faisable ≈, Difficile ✗
 2 : Non confiné ✓, Partiellement confiné ≈, Confiné ✗
 3 : Non ✓✓, Oui (route sur 1 rive) ✓, Oui (routes sur 2 rives) ≈, Oui (routes et/ou maisons sur 1 rive) ✗, Oui (routes et/ou maisons sur 2 rives) ✗✗
 4 : Bon ✓, Élevé ✗
 5 : Majoritairement faible ✓, Majoritairement moyen ≈, Majoritairement bon ✗
 6 : Oui (évident) ✓, Oui (moins évident) ≈, Non ✗

Figure 37. Potentiel de restauration de méandres sur la rivière des Escoumins.

Néanmoins, la restauration de ces processus, par la reconnexion d'anciens méandres, favoriserait le rétablissement d'une dynamique fluviale qui concorde avec le potentiel local du cours d'eau. Cette restauration permettrait de retrouver, à long terme, des conditions plus propices pour les différents stades du cycle de vie du saumon atlantique, telles qu'une diversité de formes fluviales et de faciès d'écoulement et une granulométrie favorable (Botroh 2015; Lorenz et al. 2016). De plus, comme discuté plus tôt, la dynamique naturelle de la rivière ne semble pas lui conférer la capacité de restaurer ses processus hydrogéomorphologiques de

manière naturelle, malgré l'arrêt des interventions dans le cours d'eau. Les perturbations du passé ont laissé des « marques » dans sa morphologie que le cours d'eau a de la difficulté à effacer seul. Reconnecter un ou plusieurs anciens méandres serait un moyen efficace afin d'aider le cours d'eau à réactiver ses processus hydrogéomorphologiques, tels que la migration latérale ainsi que le transport et l'accumulation de sédiments.

CONCLUSION

L'objectif général de ce mémoire était de caractériser la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins, afin d'évaluer la possibilité d'y rétablir les processus hydrogéomorphologiques pour améliorer l'habitat du saumon atlantique. Dans un premier temps, la trajectoire hydrogéomorphologique historique de la rivière a été analysée, depuis 1964, selon une segmentation du cours d'eau en tronçons homogènes. Il en est ressorti que la trajectoire de chacun des tronçons a évolué différemment, entre autres, en fonction de leur style fluvial et de leur composition granulométrique. Toutefois, ce sont les activités de la drave et le démantèlement du barrage qui semblent avoir été les facteurs de contrôle les plus importants sur l'évolution de la trajectoire du cours d'eau. Ces perturbations ont entraîné des réajustements importants qui, selon l'évolution de la sinuosité du cours d'eau, ne semblent pas être achevés.

Dans un deuxième temps, la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins a été analysée par une approche morphologique. Ces analyses ont révélé que la dynamique sédimentaire du cours d'eau est dominée par les processus d'incision (érosion du lit). Cette incision a probablement été engendrée par les travaux de linéarisation qui ont entraîné une déconnexion du cours d'eau avec la plaine alluviale. L'incision localisée en amont de l'ancien barrage pourrait aussi être associée à un réajustement du lit toujours actif entraîné par le démantèlement du barrage.

Enfin, une méthode de suivi du transport sédimentaire par transpondeurs actifs et passifs a également été mise en place. Cette implantation servira dans le cadre des suivis post restauration à venir dans les prochaines années.

Quelques éléments méthodologiques exigent toutefois de nuancer l'interprétation de certains résultats. D'abord, l'absence d'imageries aériennes du cours d'eau dans son état

initial, c'est-à-dire à une époque pré-drave, ne permet pas de valider indéniablement l'ampleur des impacts engendrés par cette industrie sur la trajectoire hydrogéomorphologique du cours d'eau. La comparaison des résultats avec ceux obtenus sur d'autres rivières, notamment par Demers et *al.* (2014), a toutefois permis d'appuyer les tendances observées. L'analyse de la trajectoire d'autres rivières de la Côte-Nord, qui ont des dynamiques fluviales davantage similaires à celle de la rivière des Escoumins, permettrait de valider les interprétations et d'établir des constats généraux sur l'impact que l'industrie forestière et la drave ont eu sur les rivières nord-côtières. Ces constats pourraient servir à établir des propositions de restauration adaptées au contexte de ces rivières, notamment pour améliorer l'habitat du saumon atlantique. D'autant plus que la pêche récréative de cette espèce sur les rivières de la Côte-Nord représentait des retombées économiques de plus de 1,5 M\$ en 2018 (Bureau d'études stratégiques et techniques en économie 2020).

Par ailleurs, la crue printanière de 2021 a enregistré des débits maximaux historiquement bas pour la rivière des Escoumins. Il est donc possible que les taux d'incision soient supérieurs à ce que les résultats ont révélé. Il s'agit d'une hypothèse qui pourrait être validée en poursuivant l'analyse de la dynamique sédimentaire sur plusieurs années. Il serait ainsi possible de quantifier les taux d'incision dans différents contextes hydrologiques et d'avancer des conclusions plus probantes en ce qui a trait à la dynamique sédimentaire de la rivière des Escoumins. Enfin, l'absence de suivi avant et après le démantèlement du barrage municipal de la rivière des Escoumins fait en sorte qu'il est difficile de quantifier l'impact réel du démantèlement et de s'avancer sur les causes exactes de la présence d'incision dans ce secteur. Ceci met en lumière la nécessité de tels suivis lors de futurs travaux de démantèlement de barrage au Québec et au Canada.

La caractérisation de la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins repose tout de même sur une vaste revue de littérature qui permet de renforcer les interprétations et les hypothèses énoncées. Néanmoins, il serait pertinent de poursuivre les suivis et les analyses

de la dynamique fluviale de la rivière des Escoumins à plus long terme. Le suivi des transpondeurs actifs et passifs, implantés dans la rivière, permettra notamment d'accroître les connaissances sur la dynamique sédimentaire en quantifiant les distances de déplacement et les taux de transport. Une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire contribuera à mettre en place des actions de restauration durables. Ces connaissances sur la dynamique sédimentaire, obtenues sur la rivière des Escoumins, pourront ensuite être transposées à d'autres rivières graveleuses afin de favoriser des démarches de restauration basées sur les processus.

RÉFÉRENCES

- Armstrong J, Kemp P, Kennedy G, Ladle M et Milner N. 2003. Habitat requirements of Atlantic salmon and brown trout in rivers and streams. *Fisheries research*, 62 : 143-170.
- Bagnold RA. 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings of the Royal Society of London A Mathematical and Physical Sciences*, 372 : 453-473.
- Bardonnet A et Baglinière J-L. 2000. Freshwater habitat of Atlantic salmon (*Salmo salar*). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 57 : 497-506.
- Beal D, Arnaud F, Piegay H, Rollet A et Schmitt L. Suivi géomorphologique d'une expérience de recharge sédimentaire: le cas du Vieux Rhin entre Kembs et Breisach (France, Allemagne). Dans : *Colloque IS Rivers*, Lyon, 2012. p. 26-28.
- Bednarek AT. 2001. Undamming rivers: a review of the ecological impacts of dam removal. *Environmental management*, 27 : 803-814.
- Beechie TJ, Sear DA, Olden JD, Pess GR, Buffington JM, Moir H, Roni P et Pollock MM. 2010. Process-based principles for restoring river ecosystems. *BioScience*, 60 : 209-222.
- Biron PM. 2017. La restauration de l'habitat du poisson en rivière : une recension des écrits. Département de géographie urbanisme et environnement, Université Concordia, Montréal, 70 p.
- Biron PM, Buffin-Belanger T et Masse S. 2018. The need for river management and stream restoration practices to integrate hydrogeomorphology. *Canadian Geographer-Geographe Canadien*, 62 : 288-295.
- Botroh A. 2015. Apport de la télédétection pour l'identification des anciens méandres des cours d'eau. Master SILAT, AgroParisTech, Montpellier, 56 p.
- Bravard J et Petit F. 1997. Les cours d'eau, dynamique du système fluvial. Masson & Armand Colin Ed.
- Brierley G et Fryirs K. 2016. The use of evolutionary trajectories to guide 'moving targets' in the management of river futures. *River Research and Applications*, 32 : 823-835.
- Brierley GJ et Fryirs KA. 2005. *Geomorphology and river management : application of the river styles framework*. Blackwell, Oxford, 398 p.
- Brookes A. 1988. Channelized rivers: perspectives for environmental management. *Earth surface processes and landforms*, 15 : 291-294.
- Bruland GL, Hanchey MF et Richardson CJ. 2003. Effects of agriculture and wetland restoration on hydrology, soils, and water quality of a Carolina Bay complex. *Wetlands Ecology and Management*, 11 : 141-156.

- Buffin-Bélanger T, Demers S et Olsen T. 2015. Diagnostic hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau : guide méthodologique. Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, Mars 2015, 55 p.
- Bureau d'études stratégiques et techniques en économique. 2020. Retombées économiques des activités de chasse, de pêche et de piégeage au Québec en 2018., Bromont, 54 p.
- Burge LM. 2005. Wandering Miramichi rivers, New Brunswick, Canada. *Geomorphology*, 69 : 253-274.
- Byrne C, Poole R, Rogan G, Dillane M et Whelan K. 2003. Temporal and environmental influences on the variation in Atlantic salmon smolt migration in the Burrishoole system 1970–2000. *Journal of Fish Biology*, 63 : 1552-1564.
- Cassel M, Piégay H, Fantino G, Lejot J, Bultingaire L, Michel K et Perret F. 2020. Comparison of ground-based and UAV a-UHF artificial tracer mobility monitoring methods on a braided river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45 : 1123-1140.
- Church M. 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 34 : 325-354.
- Crisp DT. 1993. The environmental requirements of salmon and trout in fresh water. *Freshwater forum*, 3 : 176-202.
- Demers S et Buffin-Bélanger T. 2011. Une méthode illustrée pour la sectorisation morphodynamique de la rivière Neigette (Québec). *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, 55 : 318-333.
- Demers S, Olsen T et Buffin-Bélanger T. 2014. Développement d'une méthode hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie dans le contexte de changements climatiques et environnementaux. Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 202 p.
- Dey S et Ali SZ. 2019. Bed sediment entrainment by streamflow: State of the science. *Sedimentology*, 66 : 1449-1485.
- Dingman S. 1984. *Fluvial Hydrology*. Freeman, New-York, 383 p.
- Donahue B, Wentzel J et Berg R. 2013. Lignes directrices concernant les levés GNSS en mode RTK/RTN au Canada. Ressources naturelles Canada, Direction de l'arpenteur général, Ottawa, 33 p.
- Douglas I. 2000. *Fluvial Geomorphology and River Management*. Australian Geographical Studies, 38 : 253-262.

- Doyle MW, Stanley EH, Orr CH, Selle AR, Sethi SA et Harbor JM. 2005. Stream ecosystem response to small dam removal: lessons from the Heartland. *Geomorphology*, 71 : 227-244.
- Dubé S. 2013. Évaluation du potentiel de rétablissement de la population de saumon atlantique de l'île d'Anticosti : habitat et menaces. Secrétariat canadien de consultation scientifique, Pêches et Océans Canada, Mont-Joli, 19 p.
- Dufour S et Piégay H. 2009. From the myth of a lost paradise to targeted river restoration: forget natural references and focus on human benefits. *River Research and Applications*, 25 : 568-581.
- East AE, Pess GR, Bountry JA, Magirl CS, Ritchie AC, Logan JB, Randle TJ, Mastin MC, Minear JT et Duda JJ. 2015. Large-scale dam removal on the Elwha River, Washington, USA: River channel and floodplain geomorphic change. *Geomorphology*, 228 : 765-786.
- Eaton BC et Church M. 2011. A rational sediment transport scaling relation based on dimensionless stream power. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 : 901-910.
- Emlid. 2022. Reach RS2 : Specifications. Consulté le 19 avril 2022, <https://emlid.com/reachrs2/>
- Environnement Canada. 2022. Données des stations pour le calcul des normales climatiques au Canada de 1981 à 2010, Station Grandes-Bergeronne, Québec. Gouvernement du Canada . [En ligne]. https://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_f.html
- Fantino G, Arnaud F, Mathieu C et Piégay H. Retours d'expérience sur l'efficacité des suivis de mobilité de la charge grossière par RFID. Dans : International conference on integrative sciences and sustainable development of rivers, Lyon, 4 au 8 juin 2018. p. 1-3.
- Ferron N, Proulx B et Bergeron M. 2019. Plan de conservation et de mise en valeur du saumon atlantique de la rivière Escoumins. Organisme des Bassins versants de la Haute-Côte-Nord - Fédération québécoise pour le saumon atlantique et Corporation de gestion de la rivière à saumon des Escoumins, Les Escoumins, 45 p.
- Foucher A, Salvador-Blanes S, Vandromme R, Cerdan O et Desmet M. 2017. Quantification of bank erosion in a drained agricultural lowland catchment. *Hydrological processes*, 31 : 1424-1437.
- Gao P. 2011. An equation for bed-load transport capacities in gravel-bed rivers. *Journal of Hydrology*, 402 : 297-305.
- Gomez B. 1991. Bedload transport. *Earth-Science Reviews*, 31 : 89-132.
- Gomez B et Church M. 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 25 : 1161-1186.

- Gurnell AM. 1997. Channel change on the River Dee meanders, 1946–1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research & Management: An International Journal Devoted to River Research and Management*, 13 : 13-26.
- Ham DG et Church M. 2000. Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 : 1123-1142.
- Harrelson CC. 1994. Stream channel reference sites: an illustrated guide to field technique. US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Fort Collins, 61 p.
- Haschenburger JK et Church M. 1998. Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 : 791-808.
- Hatten JR, Batt TR, Skalicky JJ, Engle R, Barton GJ, Fosness RL et Warren J. 2016. Effects of dam removal on Tule fall Chinook salmon spawning habitat in the White Salmon River, Washington. *River Research and Applications*, 32 : 1481-1492.
- Hill NL, Trueman JR, Prévost AD, Fraser DJ, Ardren WR et Grant JW. 2019. Effect of dam removal on habitat use by spawning Atlantic salmon. *Journal of Great Lakes Research*, 45 : 394-399.
- Hogg RS, Coghlan Jr SM, Zydlewski J et Gardner C. 2015. Fish community response to a small-stream dam removal in a maine coastal river tributary. *Transactions of the American Fisheries Society*, 144 : 467-479.
- Hoyle J, Brooks A, Brierley G, Fryirs K et Lander J. 2008. Spatial variability in the timing, nature and extent of channel response to typical human disturbance along the Upper Hunter River, New South Wales, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33 : 868-889.
- Klemetsen A, Amundsen PA, Dempson J, Jonsson B, Jonsson N, O'connell M et Mortensen E. 2003. Atlantic salmon *Salmo salar* L., brown trout *Salmo trutta* L. and Arctic charr *Salvelinus alpinus* (L.): a review of aspects of their life histories. *Ecology of freshwater fish*, 12 : 1-59.
- Kondolf GM. 1997. Application of the pebble count: Notes on purpose, method, and variants. *Journal of the American Water Resources Association*, 33 : 79-87.
- Kondolf GM, Boulton AJ, O'Daniel S, Poole GC, Rahel FJ, Stanley EH, Wohl E, Bång A, Carlstrom J et Cristoni C. 2006. Process-based ecological river restoration: visualizing three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages. *Ecology and Society*, 11.
- Kramer H, Múcher CA et Hazeu GW. 2011. Historical land use databases: a new layer of information for geographical research. *International Journal of Humanities and Arts Computing*, 5 : 41-58.

- Krapesch G, Tritthart M et Habersack H. 2009. A model-based analysis of meander restoration. *River Research and Applications*, 25 : 593-606.
- Lachance-Cloutier S, Braun M et Centre d'expertise hydrique du Qc. 2015. Atlas hydroclimatique du Québec méridional : impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050. Centre d'expertise hydrique du Québec, Ministère du développement durable, de l'environnement et de la lutte contre les changements climatiques, Québec, 81 p.
- Lamarre H, MacVicar B et Roy AG. 2005. Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75 : 736-741.
- Lane EW. 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings, ASCE*, 81 : 1-17.
- Lau JK, Lauer TE et Weinman ML. 2006. Impacts of Channelization on Stream Habitats and Associated Fish Assemblages in East Central Indiana. *The American Midland Naturalist*, 156 : 319-330.
- Liébault F et Laronne JB. 2008. Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: the case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps). *Geodinamica Acta*, 21 : 23-34.
- Lohan T. 2018, 1^{er} octobre. The Elwha's Living Laboratory : Lessons from the world's largest dam-removal project. The revelator.
- Lorenz AW, Jähnig SC et Hering D. 2009. Re-meandering German lowland streams: qualitative and quantitative effects of restoration measures on hydromorphology and macroinvertebrates. *Environmental management*, 44 : 745-754.
- Lorenz S, Leszinski M et Graeber D. 2016. Meander reconnection method determines restoration success for macroinvertebrate communities in a German lowland river Meander reconnection method. *International Review of Hydrobiology*, 101 : 123-131.
- Louhi P, Mäki-Petäys A et Erkinaro J. 2008. Spawning habitat of Atlantic salmon and brown trout: general criteria and intragravel factors. *River Research and Applications*, 24 : 330-339.
- Magilligan F, Nislow K, Kynard B et Hackman A. 2016. Immediate changes in stream channel geomorphology, aquatic habitat, and fish assemblages following dam removal in a small upland catchment. *Geomorphology*, 252 : 158-170.
- Malavoi J-R et Adam P. 2007a. La restauration hydromorphologique des cours d'eau: concepts et principes de mise en œuvre. *Ingénieries eau-agriculture-territoires*, 50 : 49-61.
- Malavoi J et Adam P. 2007b. Préservation et restauration physique des cours d'eau. Aspects techniques. *Techniques Sciences Méthodes*, 2 : 39.

- Martineau G. 2007. Les formes sculptées de la baie des Escoumins, Dossier de présentation d'un site géologique exceptionnel, Paysages géologiques ou géomorphologiques remarquables. Ressources Naturelles et Faune Québec, 20 p.
- Massey W, Marchand J-P, Biron P, Buffin-Bélanger T et Larocque M. 2019. Identification of criteria to determine the restoration potential of riparian wetlands in highly degraded agricultural environments: Final Report presented to the Fonds National de Conservation des Milieux Humides (FNCMH), Montréal, 114 p.
- Mazgareanu I, Biron PM et Buffin-Bélanger T. 2020. A fuzzy GIS model to determine confluence morphological sensitivity to tributary inputs at the watershed scale. *Geomorphology*, 357 : 107095.
- Michler L, Brousse G, Arnaud-Fassetta G et Carozza J-M. 2016. Dynamique de la charge de fond de l'Argent Double (affluent de rive gauche de l'Aude, France du Sud): approche croisée «technologie RFID/modélisation numérique du transport solide. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 67 : 59-75.
- Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques. 2020. Débits de crue aux stations hydrométriques du Québec. Québec, 12 p.
- Nagayama S, Kawaguchi Y, Nakano D et Nakamura F. 2008. Methods for and fish responses to channel remeandering and large wood structure placement in the Shibetsu River Restoration Project in northern Japan. *Landscape and ecological engineering*, 4 : 69-74.
- Nakamura F, Ishiyama N, Sueyoshi M, Negishi JN et Akasaka T. 2014. The significance of meander restoration for the hydrogeomorphology and recovery of wetland organisms in the Kushiro river, a lowland river in Japan. *Restoration Ecology*, 22 : 544-554.
- Nanson GC et Huang HQ. 2008. Least action principle, equilibrium states, iterative adjustment and the stability of alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 33 : 923-942.
- Nihouarn S. 2009. Portrait du bassin versant de la rivière Escoumins. Rapport produit par le Conseil de bassin versant de la rivière des Escoumins (CBRE) et l'OBVHCN, Les Escoumins, Québec, Canada, 146 p.
- Nilsson C et Berggren K. 2000. Alterations of riparian ecosystems caused by river regulation. *BioScience*, 50 : 783-792.
- Organisation pour la Conservation du Saumon de l'Atlantique Nord. 2010. Directives OCSAN - Protection, restauration et mise en valeur de l'habitat du saumon atlantique. Édinburgh, Écosse, Royaume-Uni. Document du Conseil de l'OCSAN CNL, 12 p.
- Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord. 2018. Évaluation des frayères sur la rivière des Escoumins : Un plan de conservation du saumon atlantique à l'échelle des bassins versants, Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord, Les Escoumins, 27 p.

- Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord. 2022. Rétablissement des processus hydrogéomorphologiques sur la rivière des Escoumins pour l'amélioration de l'habitat du saumon : Portrait de l'indice de qualité morphologique, de la granulométrie, des refuges thermiques et repérage sommaire des nids, Organisme des bassins versants de la Haute-Côte-Nord, Les Escoumins, 65 p.
- Pähtz T, Clark AH, Valyrakis M et Durán O. 2020. The Physics of Sediment Transport Initiation, Cessation, and Entrainment Across Aeolian and Fluvial Environments. *Reviews of Geophysics*, 58.
- Peterson JS. 2015. Dam removal and safety in Canada: Creating opportunities through gaps in policy and process. Mémoire de maîtrise, Université de York, Toronto, 96 p.
- Petit F, Perpinien G et Deroanne C. 2000. Détermination des puissances spécifiques critiques dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Revue géographique de l'est*, 40.
- Petit F, Hallot E, Mols J et Houbrechts G. 2005. Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* : 37-50.
- Pizzuto J. 2002. Effects of dam removal on river form and process. *BioScience*, 52 : 683-691.
- Randle TJ, Bountry JA, Ritchie A et Wille K. 2015. Large-scale dam removal on the Elwha River, Washington, USA: Erosion of reservoir sediment. *Geomorphology*, 246 : 709-728.
- Rice SP, Church M, Wooldridge CL et Hickin EJ. 2009. Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56 : 709-736.
- Richard A. 2012. Description du système de reproduction du saumon atlantique (*Salmo salar* L.) et impact de la remise à l'eau: une étude moléculaire. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 62 p.
- Rinaldi M, Surian N, Comiti F et Bussetini M. 2013. A method for the assessment and analysis of the hydromorphological condition of Italian streams: The Morphological Quality Index (MQI). *Geomorphology*, 180 : 96-108.
- Roni P et Beechie TJ. 2013. Stream and watershed restoration : a guide to restoring riverine processes and habitats. John Wiley & Sons, Chichester, 300 p.
- Roni P, Beechie T, Pess G et Hanson K. 2015. Wood placement in river restoration: fact, fiction, and future direction. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 72 : 466-478.
- Rosgen DL. 1994. A classification of natural rivers. *Catena*, 22 : 169-199.
- Schumm SA. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM Special Publication* 31.

- Shields A. 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement, California Institute of Technology, Pasadena, 36 p.
- Søndergaard M et Jeppesen E. 2007. Anthropogenic impacts on lake and stream ecosystems, and approaches to restoration. *Journal of Applied Ecology*, 44 : 1089-1094.
- Tomaščík J, Mokroš M, Surový P, Grznárová A et Merganič J. 2019. UAV RTK/PPK method : An optimal solution for mapping inaccessible forested areas? *Remote sensing*, 11 : 721.
- Van Rijn LC. 1984. Sediment transport, part I: bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 : 1431-1456.
- Vayssière A, Depret T, Castanet C, Gautier E, Virmoux C, Carcaud N, Garnier A, Brunstein D et Pinheiro D. 2016. Etude des paléoméandres holocènes de la plaine alluviale du Cher (site de Bigny, moyenne vallée du Cher). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 22 : 163-176.
- Vázquez-Tarrío D et Batalla RJ. 2019. Assessing controls on the displacement of tracers in gravel-bed rivers. *Water*, 11 : 21.
- Wainwright J, Parsons AJ, Cooper JR, Gao P, Gillies JA, Mao L, Orford JD et Knight PG. 2015. The concept of transport capacity in geomorphology. *Reviews of Geophysics*, 53 : 1155-1202.
- Walling D et Collins A. 2008. The catchment sediment budget as a management tool. *Environmental Science & Policy*, 11 : 136-143.
- Wilkins BC et Snyder N. 2011. Geomorphic comparison of two Atlantic coastal rivers: toward an understanding of physical controls on Atlantic salmon habitat. *River Research and Applications*, 27 : 135-156.
- Wohl E, Lane SN et Wilcox AC. 2015. The science and practice of river restoration. *Water Resources Research*, 51 : 5974-5997.
- Wohl E, Angermeier PL, Bledsoe B, Kondolf GM, MacDonnell L, Merritt DM, Palmer MA, Poff NL et Tarboton D. 2005. River restoration. *Water Resources Research*, 41 : 12.
- Ziliani L et Surian N. 2012. Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river. *Geomorphology*, 173 : 104-117.

ANNEXE 1

MISE EN PLACE D'UNE MÉTHODE DE SUIVI DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE PAR TRANSPONDEURS PASSIFS ET ACTIFS

Travaux en laboratoire

La mise en place d'une méthode de suivi du transport sédimentaire par transpondeurs passifs et actifs implique d'abord des travaux en laboratoire afin d'implanter les transpondeurs passifs dans les roches naturelles et de créer les particules artificielles qui recevront les transpondeurs actifs. Pour ce faire, plus de 600 roches ont été recueillies sur un banc d'accumulation de la rivière des Escoumins à l'été 2020. Elles ont été recueillies selon 5 classes granulométriques différentes, soit 22-32 mm, 32-45 mm, 45-64 mm, 64-90 mm et 90-128 mm. Ces valeurs font toujours référence à l'axe intermédiaire (axe b). Par la suite, à l'aide d'une scie circulaire diamantée, une fente a été créée dans 600 roches, en l'occurrence 120 de chaque classe granulométrique. Un transpondeur passif a été inséré dans la fente de chacune des roches et recouvert d'un scellant hydrofuge afin qu'il reste bien en place (figure 38B).

Pour ce qui est des transpondeurs actifs, ils ont d'abord été activés et programmés à l'aide du logiciel *ELA Reader*. Contrairement aux transpondeurs passifs, les actifs contiennent une batterie et doivent donc nécessairement être activés. Cette étape a été réalisée peu de temps avant l'implantation en rivière afin de maximiser la durée de la batterie. Chaque transpondeur a également été identifié selon leur lieu et leur ordre d'implantation prévu. Dû à leur taille, les transpondeurs actifs doivent être installés dans des particules sédimentaires artificielles. Un mélange de baryte, de corindon, de résine ISO et de résine POL a donc été utilisé afin de créer des particules artificielles ayant une densité similaire aux roches naturelles (Cassel et al. 2020). Le mélange a ensuite été disposé dans des moules de silicone afin de recréer une forme se rapprochant le plus possible d'une roche naturelle (figure 38A). Sept moules différents, correspondants à quatre classes granulométriques (32-45 mm, 45-64 mm,

64-90 mm et 90-128 mm) ont été utilisés afin d'obtenir une diversité de formes et de tailles. Un total de 200 particules sédimentaires artificielles, soit 50 de chaque classe granulométrique, a été créé pour la rivière des Escoumins et un transpondeur actif a été implanté dans chacune d'elle.

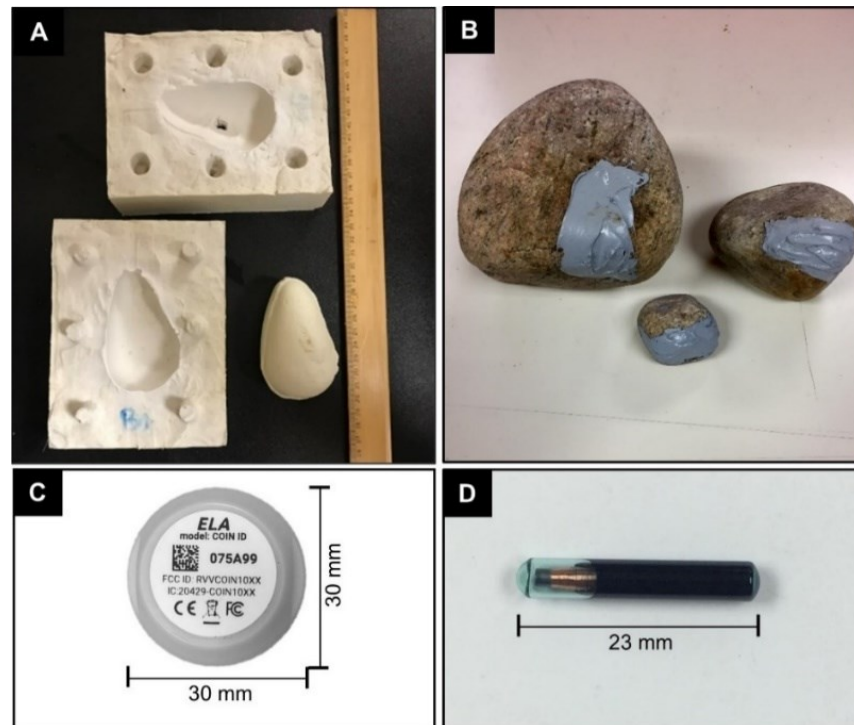


Figure 38. Démonstration des transpondeurs actifs et passifs : A) moulage des particules artificielles pour les transpondeurs actifs, B) roches naturelles après l'implantation des transpondeurs passifs, C) exemple de transpondeur actif utilisé, D) exemple de transpondeur passif utilisé (photographies : Marianne Bouchard et Maxime Boivin).

Implantation en rivière

Préalablement à l'implantation des transpondeurs en rivière, deux sites d'implantation ont été identifiés et sélectionnés en fonction de leur accessibilité et des différences qu'ils présentaient au niveau de leur dynamique fluviale, soit le site *divagant* et le site *linéaire*. Chacun de ces sites couvre une distance d'environ 1 500 mètres et à l'intérieur de laquelle 10 transects d'implantation ont été positionnés. Cinq transects, à un intervalle régulier de 50 mètres, se retrouvent dans la portion amont du site et cinq autres transects, toujours à un intervalle de 50 mètres, se retrouvent à plus ou moins 1000 mètres en aval. À l'aide d'un tirage aléatoire effectué dans *Excel*, un ordre d'implantation des transpondeurs dans chaque transect

Dans chaque transect, le transpondeur approprié, selon l'ordre déterminé préalablement, a été déposé sur le lit de la rivière et sa position a été saisie au DGPS. Pour chaque point saisi, le nom a été modifié par l'identifiant unique du transpondeur afin de déterminer les distances de déplacement de manière individuelle lors des suivis interannuels. Tous les transpondeurs ont été implantés en traversant le chenal d'une berge à l'autre et en suivant un transect perpendiculaire à l'écoulement. Une distance d'au moins deux mètres a été respectée entre chaque transpondeur afin de limiter l'interférence entre ceux-ci.

Les figures 39 et 40 présentent le résultat de la mise en place de la méthode de suivi du transport sédimentaire par transpondeurs passifs et actifs. 600 transpondeurs passifs et 200 transpondeurs actifs ont donc été implantés dans la rivière des Escoumins afin de permettre un suivi du transport sédimentaire.

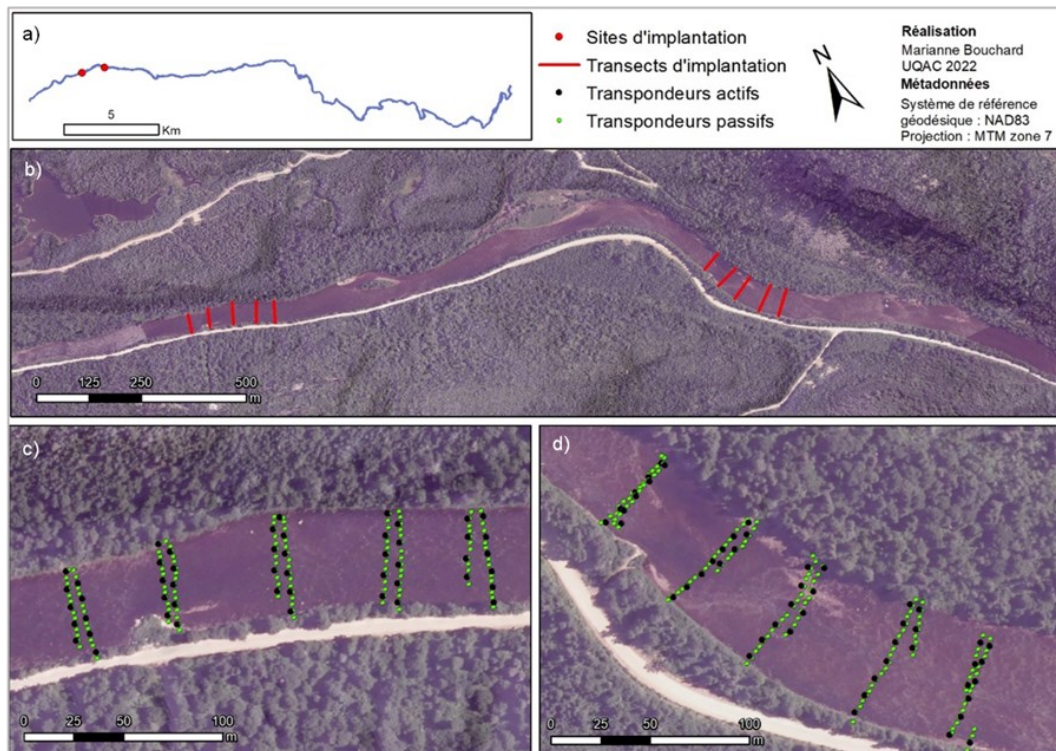


Figure 39. Localisation du site d'implantation *linéaire* : a) localisation du site d'implantation à l'échelle du site d'étude, b) localisation des dix transects d'implantation du site *linéaire*, c) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site *linéaire* amont, d) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site *linéaire* aval.

La figure 39 présente la localisation des transpondeurs dans le site *linéaire*, qui est situé entre le PK 3,35 et le PK 4,85 (figure 39a). Le site *linéaire* comprend deux sites d'implantation dans lesquels se trouvent chacun cinq transects d'implantation (figure 39b). À l'intérieur de chaque transect, 10 transpondeurs actifs et 30 transpondeurs passifs ont été implantés, pour un total de 100 transpondeurs actifs et 300 transpondeurs passifs implantés dans le site *linéaire* (figures 39c et 39d). Comme en témoigne la figure 40, le même principe d'implantation a été effectué dans le site *divagant*, qui se retrouve entre le PK 13,9 et le PK 15,5.

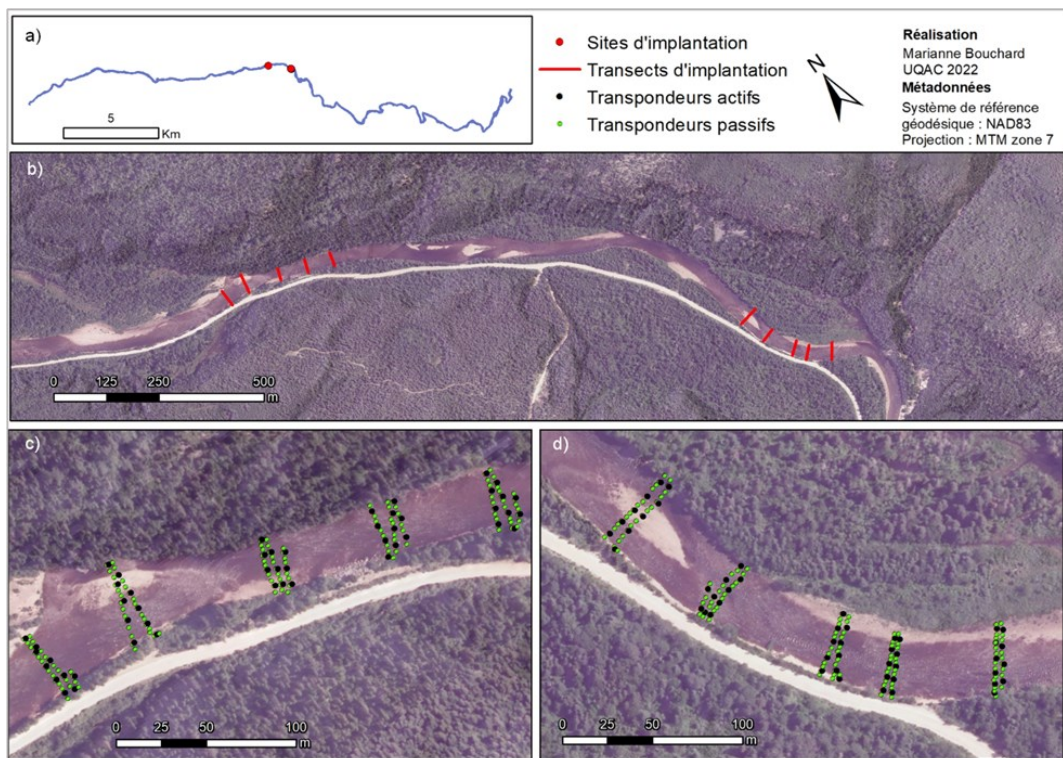


Figure 40. Localisation du site d'implantation *divagant* : a) localisation du site d'implantation à l'échelle du site d'étude, b) localisation des dix transects d'implantation du site *divagant*, c) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site *divagant* amont, d) localisation des transpondeurs actifs et passifs dans le site *divagant* aval.

Les différents secteurs ont été sélectionnés pour le contraste qui existe en les deux. Le secteur *linéaire* présente un chenal rectiligne avec peu ou pas de bancs d'accumulation, une puissance spécifique inférieure et une composition granulométrique plus grossière ($D_{50} = 96$ mm). À l'inverse, le secteur *divagant* est plus sinueux, avec plusieurs bancs centraux et de

convexité, une puissance spécifique supérieure et une composition granulométrique généralement plus fine ($D_{50} = 75 \text{ mm}$). Ainsi, les taux de transport pourront être analysés en fonction du type de milieu et des distinctions ou des similitudes pourront être établies entre les deux.

Cette démarche de quantification des taux de transport à l'aide des transpondeurs est particulièrement utile dans un contexte de restauration potentielle. En effet, comme les transpondeurs ont été implantés dans des particules sédimentaires de tailles granulométriques diverses, le suivi de leur distance de déplacement permettra de déterminer de manière plus précise la taille des sédiments et le volume total qui peut être mobilisé par l'écoulement (Lamarre et *al.* 2005; Michler et *al.* 2016). Une fois ces paramètres définis, ils pourront être utilisés pour déterminer la taille granulométrique et la quantité de sédiments nécessaires pour une réinjection sédimentaire, qui représente une action de restauration envisageable. Dans un cas comme celui de la rivière des Escoumins, où les formes fluviales sont peu diversifiées et que la taille du substrat n'est pas optimale pour les salmonidés, entre autres pour l'élaboration des frayères (Wilkins et Snyder 2011), la réinjection sédimentaire peut être envisagée afin de combler un déficit sédimentaire et recréer une variété d'habitats (Beal et *al.* 2012).