

Caractérisation de la qualité morphologique et étude de la dynamique hydrosédimentaire du secteur estuarien de la rivière Saint-Anne, Sainte-Anne-de-la-Pérade (Québec)

Réalisé dans le cadre du projet sur la problématique d'ensablement pour la pérennité des habitats du Poulamon atlantique (*Microgadus tomcod*) à l'embouchure de la rivière Sainte-Anne



ÉQUIPE DE RÉALISATION

Superviseur :	Maxime Boivin, Ph. D. géographie Hydrogéomorphologue Université du Québec à Chicoutimi
Chargé de projet :	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue Université du Québec à Chicoutimi
Rédaction et analyse	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue Maxime Boivin, Ph. D. géographie hydrogéomorphologue
Aide sur le terrain	Stevens Gagné, B.Sc Biologie Mathieu Simoneau, B.Sc. Géographie Maxime Boivin, Ph. D. géographie Hydrogéomorphologue
Cartographie et figures :	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue
Révision de fond :	Philippe Dufour, Directeur général, CAPSA

Supports financiers :

- Programme Affluent Maritime
- Corporation d'aménagement et de protection de la rivière Sainte-Anne (CAPSA)
- Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)
- Laboratoire d'expertise et de recherche en géographie appliquée - LERGA (UQAC)

Référence à citer :

Bérubé, Johan et Boivin, Maxime. 2021. Caractérisation de la qualité morphologique et étude de la dynamique hydrosédimentaire du secteur estuarien de la rivière Saint-Anne, Sainte-Anne-de-la-Pérade (Québec). Rapport présenté à la Corporation d'aménagement et de protection de la rivière Sainte-Anne (CAPSA). Laboratoire d'expertise et de recherche en géographie appliquée. LERGA-003-UQAC. 97 pages + annexes.

Page de couverture : Vue oblique de la portion deltaïque à l'embouchure de la rivière Sainte-Anne. Été 2020. Vue vers le fleuve Saint-Laurent

Table des matières

I	INTRODUCTION	1
	<i>a. Objectifs général et spécifiques</i>	1
II	CADRE THÉORIQUE	3
	<i>a. L'hydrogéomorphologie, la trajectoire hydrogéomorphologique et leur influence sur la dynamique hydrosédimentaire</i>	3
	<i>b. La dynamique hydrosédimentaire et ses processus morphodynamiques, leurs effets sur les rivières sableuses et leurs estuaires</i>	8
	<i>i. La dynamique hydrosédimentaire et ses processus morphodynamiques</i>	8
	<i>ii. Les rivières sableuses</i>	14
	<i>iii. La dynamique estuarienne</i>	17
III	CADRE MÉTHODOLOGIQUE	20
	<i>a. Contexte géographique et historique</i>	21
	<i>b. Caractérisation et segmentation fluviale</i>	24
	<i>c. Levés topographiques, bathymétriques et données liDar</i>	26
	<i>d. Analyses de la dynamique hydrosédimentaire</i>	27
	<i>e. Analyse de la trajectoire HGM et indice de qualité morphologique (IQM)</i>	27
IV	RÉSULTATS	31
	<i>a. Caractérisation et segmentation fluviale</i>	31
	<i>b. Analyse de la dynamique hydrosédimentaire</i>	38
	<i>i. Conditions hydrométéorologiques</i>	38
	<i>ii. Topographie et formes du lit mineur</i>	42
	<i>c. Analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique</i>	48
V	DISCUSSION ET CONCLUSION	60
	<i>a. Interactions entre les conditions hydrométéorologiques, la dynamique hydrosédimentaire et la morphologie du lit mineur</i>	60
	<i>b. Analyse de la trajectoire et des variables HGM</i>	65
	<i>c. Indice de qualité morphologique et recommandations proposées</i>	69
	<i>i. Indice de qualité morphologique (IQM)</i>	69
	<i>ii. Acquisition de données sur la rivière Sainte-Anne</i>	70
VI	Bibliographie	75
	Annexes	81

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. SCHÉMATISATION DES COMPOSANTES DE LA DYNAMIQUE FLUVIALE ET DES DIFFÉRENTES INTERACTIONS (ADAPTÉE DE LEEDER [1983]).	4
FIGURE 2. SCHÉMATISATION DU CONTINUUM DE LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE OBSERVÉ À L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT (ADAPTÉE DE BRIERLEY ET FRYIRS. 2005).	6
FIGURE 3. CLASSIFICATION DES STYLES FLUVIAUX SELON CHURCH (1992), ADAPTÉE DE CHURCH (2006).	7
FIGURE 4. SCHÉMATISATION DE LA TRAJECTOIRE HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE (ADAPTÉE DE DUFOUR ET PIÉGAY, 2009).	8
FIGURE 5. DIAGRAMME DE HJULSTRÖM (1935) QUI ILLUSTRE LA RELATION ENTRE LES VITESSES REQUISES POUR LA MISE EN TRANSPORT (ÉROSION), LE TRANSPORT ET LA SÉDIMENTAIRE EN FONCTION DE LA TAILLE DES SÉDIMENTS.	9
FIGURE 6. (A) RELATION DU TEMPS DE RÉSIDENCE DES SÉDIMENTS EN TRANSPORT (EN %) SELON LE MODE DE TRANSPORT (CHARRIAGE, SALTATION OU SUSPENSION) EN FONCTION DES CONDITIONS D'ÉNERGIE DU FLUX D'ÉCOULEMENT (ADAPTÉE DE ABBOTT ET FRANCIS, 1977) ; (B) ILLUSTRATION DES PRINCIPAUX MODES DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS DANS UNE RIVIÈRE.	10
FIGURE 7. SCHÉMA CONCEPTUEL ILLUSTRANT LA RELATION HYPOTHÉTIQUE ENTRE LES TAUX DE TRANSPORT EN SUSPENSION EN FONCTION DES DÉBITS. LE PHÉNOMÈNE D'HYSTÉRÉSIS DIT HORAIRE (OU POSITIF) PEUT ÊTRE OBSERVÉ PAR L'AUGMENTATION DU TAUX DE TRANSPORT LORS DE LA CRUE (POINTS ROUGES), SUIVI D'UNE DIMINUTION LORS DE LA DÉCRUE (POINTS JAUNES) (ADAPTÉE DE HICKIN,1995).	12
FIGURE 8. SCHÉMA CONCEPTUEL ILLUSTRANT LA RELATION ENTRE LES TAUX DE TRANSPORT ET LE VOLUMES DES SOURCES SÉDIMENTAIRES (ADAPTÉE DE LISLE ET CHURCH, 2020).	13
FIGURE 9. MODÈLE D'ÉVOLUTION (PHASES 1 À 8) DES FORMES ET DE LA RUGOSITÉ DU LIT ASSOCIÉES À LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE DE DUNES OBSERVÉES DANS LES RIVIÈRES SABLEUSES (ADAPTÉE DE SIMONS ET RICHARDSON, 1966).	16
FIGURE 10. PRÉSENTATION D'EXEMPLES MONTRANT LA VARIABILITÉ LONGITUDINALE ET EN PLAN DES FORMES OBSERVÉE LE LONG D'UN SEGMENT DE RIVIÈRES SABLEUSES (ADAPTÉE DE BEST, 2005). PROFILS EN LONG ILLUSTRANT LA FORME (A) DE RIDES SUPERPOSÉES (TRAIT NOIR) SUR DE LARGES DUNES (GRIS) SUR LA RIVIÈRE WAAL AU PAUS-BAS (WILBERS, 2004 DANS BEST,2005); AINSI QUE LA FORME (B) DE PETITES DUNES SUPERPOSÉES SUR DE PLUS GRANDES DUNES DANS LA RIVIÈRE MISSISSIPI AUX ÉTATS-UNIS (HARBOR,1998 DANS BEST, 2005). REPRÉSENTATION EN HAUTE-RÉSOLUTION DU LIT SABLEUX DE LA RIVIÈRE PARANA (AMÉRIQUE DU SUD) ILLUSTRANT LES FORMES EN TROIS DIMENSIONS DES RIDES SUPERPOSÉES SUR DE LARGES DUNES (PARSONS ET AL., 2005 DANS BEST, 2005).	17
FIGURE 11. LOCALISATION DU CORRIDOR FLUVIAL À L'ÉTUDE À L'ÉCHELLE DU (A) QUÉBEC, DE (B) L'EST-DU-QUÉBEC ET DU (C) BASSIN VERSANT.	22
FIGURE 12. PRÉSENTATION DU CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DU CORRIDOR FLUVIAL À L'ÉTUDE.	25
FIGURE 13. LOCALISATION DES 12 TRONÇONS UTILISÉS POUR QUANTIFIER LA MIGRATION LATÉRALE ET L'ÉVOLUTION DE LA GÉOMÉTRIE DU LIT MINEUR ENTRE 1964 ET 2017	29
FIGURE 14. LOCALISATION DES SECTIONS TRANSVERSALES UTILISÉES POUR QUANTIFIER LA MIGRATION LATÉRALE ET PRÉSENTATION DU TRACÉ FLUVIAL DU LIT MINEUR DE (A) 1964 ET (B) DE 2016	30
FIGURE 15. PRÉSENTATION DES CARACTÉRISTIQUES DES BERGES (A) ET SEGMENTATION DU CORRIDOR FLUVIAL (B). LES POINTS KILOMÉTRIQUES (POINTS BLANCS) INDIQUENT LA DISTANCE À PARTIR DE L'EXUTOIRE DE LA RIVIÈRE SAINTE-ANNE.	32
FIGURE 16. PRÉSENTATION DU PROFIL HYDRAULIQUE DES CINQ SEGMENTS ET DES VALEURS DE PENTE DE CHACUN DES SEGMENTS.	33
FIGURE 17. PRÉSENTATION DE L'ÉTAT ET DES TYPES DE BERGES LE LONG DES SEGMENTS SINUEUX ANTHROPISE (A) ET DIVAGANT STABLE (B).	35
FIGURE 18. PRÉSENTATION DE L'ÉTAT ET DES TYPES DE BERGES LE LONG DES SEGMENTS DIVAGANT DYNAMIQUE (C) ET MÉANDRIFORME ANTHROPISE (D).	36

FIGURE 19. PRÉSENTATION DE L'ÉTAT ET DES TYPES DE BERGES LE LONG DU SEGMENT DIVAGANT DELTAÏQUE (D).	37
FIGURE 20. DISTRIBUTION INTRA-ANNUELLE DES PRÉCIPITATIONS LIQUIDES (A) ET SOLIDES (B) QUOTIDIENNES (COLONNES) ET CUMULÉES (LIGNES PLEINES) POUR LES ANNÉES 2019 (VERT), 2020 (VIOLET) ET 2021 (BLEU). LES LIGNE NOIRES PLEINES ET POINTILLÉES REPRÉSENTENT RESPECTIVEMENT LES VALEURS MOYENNES HISTORIQUES CUMULÉES BORDÉES PAR L'INTERVALLE DE CONFIANCE (A 0,05) DEPUIS 1950.	39
FIGURE 21. DISTRIBUTION INTRA-ANNUELLE (EN JOUR JULIEN) DES VALEURS DE DÉBITS ENREGISTRÉES À LA STATION SAINTE-ANNE (STATION 050408) SITUÉ À 1,3 KM EN AVAL DU BARRAGE À CHUTE-PANET POUR LES ANNÉES 2019 (VERT), 2020 (VIOLET) ET 2021 (BLEU). LES LIGNES NOIRES PLEINES ET MÉDIANE REPRÉSENTENT RESPECTIVEMENT LES VALEURS MIN ET MAX AINSI QUE LA MÉDIANE DES DONNÉES COMPILÉES DEPUIS 1967.	41
FIGURE 22. PRÉSENTATION DES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES DU LIT MINEUR DE LA RIVIÈRE SAINTE-ANNE POUR L'AUTOMNE 2019 ET L'ÉTÉ 2020. LES ENCADRÉS EN ROUGE POINTILLÉS REPRÉSENTENT LES ZONES OÙ UNE MODIFICATION MAJEURE DU LIT A ÉTÉ OBSERVÉE ENTRE LES DEUX LEVÉS.	43
FIGURE 23. PRÉSENTATION DES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES DU LIT MINEUR DE LA RIVIÈRE SAINTE-ANNE POUR L'ÉTÉ 2021 ET L'AUTOMNE 2021. LES ENCADRÉS EN ROUGE POINTILLÉS REPRÉSENTENT LES ZONES OÙ UNE MODIFICATION MAJEURE DU LIT A ÉTÉ OBSERVÉE ENTRE LES DEUX LEVÉS.	44
FIGURE 24. LOCALISATION DES ZONES EN ÉROSION, STABLE AINSI QU'EN ACCUMULATION OBSERVÉES(ENCADRÉ A) ET PRÉSENTATION DU DIFFÉRENTIEL ALTIMÉTRIQUE DU LIT MINEUR (ENCADRÉ B) ENTRE L'AUTOMNE 2019 ET L'ÉTÉ 2020.	45
FIGURE 25. LOCALISATION DES ZONES EN ÉROSION, STABLE AINSI QU'EN ACCUMULATION OBSERVÉES(ENCADRÉ A) ET PRÉSENTATION DU DIFFÉRENTIEL ALTIMÉTRIQUE DU LIT MINEUR (ENCADRÉ B) ENTRE L'ÉTÉ 2020 ET L'ÉTÉ 2021.	46
FIGURE 26. LOCALISATION DES ZONES EN ÉROSION, STABLE AINSI QU'EN ACCUMULATION OBSERVÉES(ENCADRÉ A) ET PRÉSENTATION DU DIFFÉRENTIEL ALTIMÉTRIQUE DU LIT MINEUR (ENCADRÉ B) ENTRE L'ÉTÉ 2021 ET L'AUTOMNE 2021.	47
FIGURE 27. LOCALISATION DES PROFILS TRANSVERSAUX DANS LE SECTEUR À L'ÉTUDE PRÉSENTANT DES PROFILS TYPES D'ÉROSION, D'AVULSION ET D'ACCUMULATION À COURT (ÉTÉ 2021 ET AUTOMNE 2021) ET MOYEN (HIVER 1994) TERMES.	49
FIGURE 28. PRÉSENTATION DES PROFILS TRANSVERSAUX DOMINÉS PAR DES PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES D'ÉROSION. LES LIGNES PLEINES ET POINTILLÉES REPRÉSENTENT RESPECTIVEMENT LES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES RÉALISÉS À L'ÉTÉ (LIGNES NOIRE ET GRISE) AINSI QU'À L'AUTOMNE (LIGNES ROUGE ET BLEUE).	50
FIGURE 29. PRÉSENTATION DES PROFILS TRANSVERSAUX DOMINÉS PAR DES PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES D'AVULSION. LES LIGNES PLEINES ET POINTILLÉES REPRÉSENTENT RESPECTIVEMENT LES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES RÉALISÉS À L'ÉTÉ (LIGNES NOIRE ET GRISE) AINSI QU'À L'AUTOMNE (LIGNES ROUGE ET BLEUE).	51
FIGURE 30. PRÉSENTATION DES PROFILS TRANSVERSAUX DOMINÉS PAR DES PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES D'ACCUMULATION. LES LIGNES PLEINES ET POINTILLÉES REPRÉSENTENT RESPECTIVEMENT LES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES RÉALISÉS À L'ÉTÉ (LIGNES NOIRE ET GRISE) AINSI QU'À L'AUTOMNE (LIGNES ROUGE ET BLEUE).	52
FIGURE 31. ÉVOLUTION HISTORIQUE DU LIT MINEUR DE LA RIVIÈRE SAINTE-ANNE ENTRE 1964 ET 2019 DANS LE SECTEUR D'ÉTUDE SUR LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE (PK 0 À 6)	54
FIGURE 32.ÉVOLUTION HISTORIQUE DU LIT MINEUR SUR ENVIRON 10 KM DE LA RIVIÈRE CHAREST ENTRE 1964 ET 2019	56
FIGURE 33. PRÉSENTATION DES DONNÉES HISTORIQUES DES DÉBITS (C), DES DÉBITS MAX (A), ET MIN (B) STANDARDISÉS ENTRE NOVEMBRE 1965 ET SEPTEMBRE 2021. LES ÉVÈNEMENTS DE CRUES LES PLUS IMPORTANTES ONT ÉTÉ IDENTIFIÉS EN VERT POUR LES CRUES PRINTANIÈRES ET EN ROUGE POUR CELLES AUTOMNALES.	58
FIGURE 34. PRÉSENTATION DU PROFIL LONGITUDINAL DU TALWEG DE LA RIVIÈRE SAINTE-ANNE POUR LES ANNÉES 2019 (ROUGE), 2020 (NOIRE) ET 2021 (GRIS ET BLEU). LES FOSSES À FRASIL POTENTIELLE ET CELLE QUI EST CONNUE ONT ÉTÉ POSITIONNÉS LE LONG DU PROFIL	63
FIGURE 35. PRÉSENTATION DES PRÉVISIONS DE L' ATLAS HYDROCLIMATIQUE RELATIVES À L'HORIZON 2050 POUR CHACUN DES INDICATEURS DE CONDITIONS HYDROLOGIQUES (MELCC, 2021b).	68

FIGURE 36. DISTRIBUTION LONGITUDINALE DE L'INDICE DE QUALITÉ MORPHOLOGIQUE (IQM) POUR CHACUN DES SEGMENTS À L'INTÉRIEUR DU CORRIDOR À L'ÉTUDE.

70

Liste des tableaux

TABLEAU 1. CHRONOLOGIE DES CAMPAGNES DE TERRAIN ET RÉSUMÉ DES TRAVAUX RÉALISÉS.	20
TABLEAU 2. PRÉSENTATION DE LA VARIABILITÉ INTRA-ANNUELLE DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES LIQUIDES ET SOLIDES À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE SAINT-ALBAN (STATION NO. 7016800) DE SEPTEMBRE 1949 À SEPTEMBRE 2021.	24
TABLEAU 3. PRÉSENTATION DES CARACTÉRISTIQUES MORPHODYNAMIQUES DE CHACUN DES SEGMENTS PRÉSENTS DANS LE CORRIDOR FLUVIAL À L'ÉTUDE.	34
TABLEAU 4. PRÉSENTATION DES VARIABLES HGM ANALYSÉES AU COURS DE LA PÉRIODE 1964-2017	55

I INTRODUCTION

La popularité grandissante de la pêche blanche (ou pêche sur glace) dans les estuaires des rivières québécoises s'illustre par la quantité croissante d'abris présente sur le couvert glaciaire et, dans certain cas, par la complexité et l'argent investi dans ces villages temporaires. Le jeu en vaut toutefois la chandelle pour certaines municipalités, telle que Sainte-Anne-de-la-Pérade, qui peuvent attirer annuellement plus de 130 000 amateurs de pêche avec plus de 300 chalets dans leur village sur glace de la rivière Sainte-Anne. Ces investissements se reflètent par des retombés annuels pouvant s'élever jusqu'à 6 millions dollars avec la pêche et les activités directement liés au « petit poisson des chenaux » (CAPSA, 2012).

Malgré le fait que cette rivière constitue un des plus importants sites de fraie pour le poulamon Atlantique (*Microgadus tomcod*) dans le moyen estuaire, des fluctuations dans la fréquentation de l'estuaire par cette espèce ont été observées dans le temps (Mailhot *et al.*, 1988; Bergeron *et al.*, 1994). Mailhot *et al.* (1988) ont proposé que la modification de l'habitat par l'apport et l'accumulation de sable dans le tronçon estuarien pourrait en partie expliquer la diminution de la population de la rivière Sainte-Anne en réduisant la profondeur de l'écoulement et, par conséquent, l'accessibilité à la rivière lors de leur migration. Bergeron *et al.* (1994) ont par la suite confirmé cette problématique. Ces derniers ont également observé des vitesses d'écoulement au niveau du lit excédant 30 cm s^{-1} et qui, selon les travaux de East et Magnan (1988), pourrait avoir un effet négatif sur le comportement migratoire des poulamons en limitant l'accès aux zones de fraie.

a. Objectifs général et spécifiques

La problématique liée aux processus d'ensablement et d'érosion du lit s'avère complexe en raison des nombreuses interactions entre les processus fluviaux, la dynamique hydrosédimentaire et les conditions hydrométéorologiques affectant la portion estuarienne de la rivière Sainte-Anne. Par conséquent, cette étude a pour but de contribuer à la compréhension de ce phénomène. Par conséquent, l'objectif général consiste à décrire la dynamique hydrosédimentaire et d'évaluer la trajectoire hydrogéomorphologique (HGM) du corridor fluvial sur une distance d'environ 6 km à partir de l'embouchure. Pour ce faire, plusieurs objectifs spécifiques devront être réalisés afin d'apporter les connaissances nécessaires :

- Caractériser les berges, la morphologie, les processus fluviaux et la granulométrie afin de segmenter et d'évaluer l'indice de qualité morphologique (IQM) de la portion du corridor fluvial à l'étude.
- Réaliser des levés bathymétriques sur deux ans (de l'automne 2019 à l'été 2021) sur environ 6 km de la rivière afin d'analyser les variations de la topographie du lit entre les saisons ainsi qu'avec les données provenant de l'étude de Bergeron *et al.* (1996a);
- Localiser et délimiter les zones en accumulation, stable et en érosion à l'aide des levés bathymétriques et de l'analyse de la trajectoire HGM du corridor de la rivière Sainte-Anne et d'un de ses tributaire principal;

Le rapport d'étude est divisé en cinq chapitres permettant de mener à terme les objectifs de l'étude. Tout d'abord, le chapitre II est dédié au cadre théorique couvrant l'ensemble des connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire et les résultats antérieurs nécessaires à la compréhension de la problématique, des notions et des résultats de l'étude. Le chapitre III décrit exhaustivement la méthodologie utilisée lors de la présente étude. Ensuite, les résultats de chacun des volets de recherche de l'étude sont présentés dans le chapitre IV et discutés dans le chapitre V. Enfin, le chapitre V conclut le rapport en résumant les faits marquants ainsi qu'en proposant des pistes de solution afin de faire évoluer le projet en cours sur la réduction de l'ensablement pour la pérennité des habitats du poulamon atlantique.

II CADRE THÉORIQUE

Les cours d'eau sont des entités dynamiques évoluant constamment dans le temps et l'espace afin d'atteindre un certain état d'équilibre. L'état d'équilibre n'est jamais complètement atteint en raison de la fréquence à laquelle les cours d'eau sont soumis aux processus morphodynamiques typiques de la dynamique fluviale (p.ex. migration latérale, incision et aggradation du lit) ainsi qu'aux perturbations (c.-à-d. anthropiques ou naturelles). Par conséquent, l'évolution dans le temps et l'espace du cours d'eau est directement liée aux variations dans la fréquence et l'intensité de ces processus à l'échelle du bassin versant. Par exemple, un cours d'eau peut sembler très dynamique, instable et s'éroder dans un même tronçon pendant une période de 20 ans, alors que de nombreux processus se sont activés suite à la linéarisation d'un cours d'eau. Toutefois, ce même cours d'eau peut sembler en état d'alternance et demeurer relativement stable sur une période de plus de 100 ans. Le concept de **trajectoire hydrogéomorphologique** (HGM) permet d'observer et de ressortir les tendances évolutives et l'alternance de l'état d'un cours d'eau sur une période de temps. Ce concept s'applique à l'aide d'une approche **hydrogéomorphologique** (HGM), plus compréhensive des composantes de l'environnement fluvial.

a. L'hydrogéomorphologie, la trajectoire hydrogéomorphologique et leur influence sur la dynamique hydrosédimentaire

L'hydrogéomorphologie se définit par l'étude des processus, des formes et des rétroactions inhérentes à la dynamique fluviale et de leur évolution à différentes échelles spatiales et temporelles. Cela inclut ainsi l'évolution dans le temps et l'espace des composantes fondamentales de la dynamique fluviale, soit la morphologie du cours d'eau (c.-à-d. les formes), le transport sédimentaire et la structure de l'écoulement (c.-à-d. les conditions hydrauliques et hydrologiques) (Figure 1). Les interactions possibles entre ces composantes sont la clé pour comprendre l'évolution d'un cours d'eau et, par conséquent, sa **trajectoire hydrogéomorphologique** (HGM). Par exemple, la hausse des débits couplée à l'augmentation des conditions hydrauliques (structure de l'écoulement) provoque la mise en transport de sédiments emmagasinés au niveau du lit et des berges. Ces processus érosifs et de transport des sédiments apportent une modification au niveau des formes du lit (morphologie) présentes dans le cours d'eau. Les sédiments peuvent alors se déposer en aval à la suite d'une diminution des vitesses

d'écoulement pour, éventuellement, mener à la formation d'un nouveau banc d'accumulation, un changement de direction de l'écoulement vers une berge meuble, ou bien cela peut contribuer au rehaussement en altitude du lit de la rivière (processus d'aggradation).

La création et la modification des formes du lit influencent en retour la structure de l'écoulement en altérant la résistance à l'écoulement, modifiant la pente et provoquant ainsi une augmentation ou réduction des vitesses d'écoulement. Ainsi, l'ensemble de ces trois variables clés influencent la dynamique et la trajectoire HGM d'un système fluvial par des interactions bidirectionnelles (structure de l'écoulement et transport de sédiment, ainsi que pour la morphologie et le transport de sédiments) et unidirectionnelles (morphologie et structure de l'écoulement). Les modifications au niveau morphologique ne peuvent être réalisées uniquement par la structure de l'écoulement, car ces changements sont engendrés par le transport sédimentaire. Finalement, l'ensemble de ces trois composantes vont également interagir avec la dynamique glacielle et celle du bois en rivière en modifiant la structure de l'écoulement (p.ex. redirection, diminution et augmentation des vitesses d'écoulement, modification de la pente du lit), le transport des sédiments (par ex. : accumulation en amont d'un embâcle, érosion du lit par la présence de frasil sous le couvert de glace) et avec la morphologie (p.ex. création de bancs d'accumulation). Dans ce contexte, il est

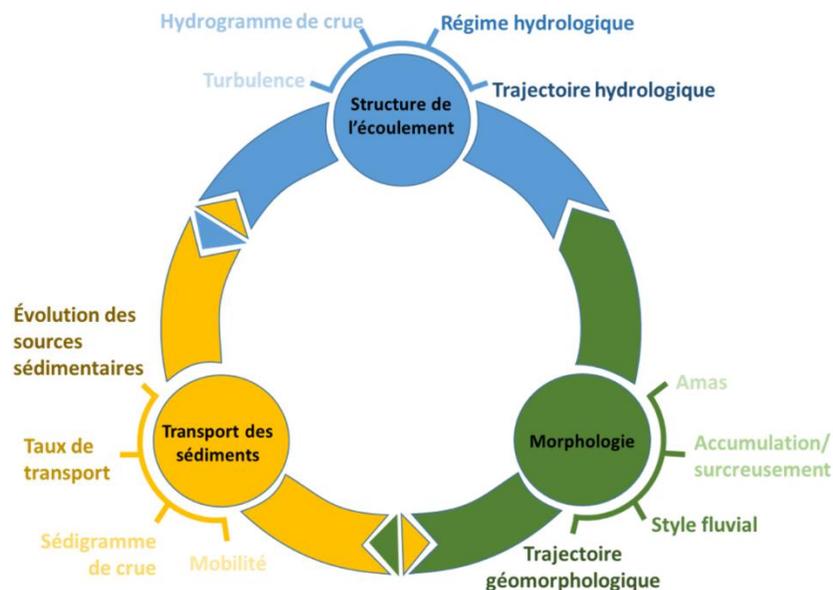


Figure 1. Schématisation des composantes de la dynamique fluviale et des différentes interactions (adaptée de Leeder [1983]).

donc essentiel d'analyse ces trois composantes afin d'établir un diagnostic hydrogéomorphologique complet et d'analyser les modifications potentielles liées à la présence de bois en rivière.

Afin de mieux saisir l'évolution du corridor fluvial, la variabilité dans les composantes de la dynamique fluviale doit être considérée sous la forme d'un continuum appliqué à l'échelle du bassin versant. La Figure 2 schématise la variabilité longitudinale dans la **dynamique hydrosédimentaire** en divisant le système fluvial en trois zones associées aux configurations géométriques d'une vallée fluviale (Schumm, 1977). Ces trois zones comportent différentes caractéristiques morphodynamiques influençant le transport des sédiments de leur source jusqu'à leur évacuation du système. Dans la portion amont, les écoulements sont plus puissants en raison des fortes pentes et de leur faible largeur qui permettent la mise en transport de sédiments plus grossiers. Les processus favorisant l'érosion du lit, des berges ainsi que les phénomènes de versant (p.ex. glissement de terrain, coulée de boue, etc.) font de cette section la principale source en sédiments d'un système fluvial. La zone médiane s'avère la zone de transport où les sédiments y sont entreposés temporairement au niveau des bancs d'accumulation et de la plaine alluviale. Cette dernière est fréquemment remaniée par le transport sédimentaire, la migration latérale du chenal principal qui provoque l'érosion et la construction d'une plaine alluviale au fil des crues. La portion aval constitue l'exutoire du système fluvial où l'accumulation est prédominante en raison de la perte de compétence de l'écoulement. L'accumulation importante de sédiments à cet endroit permet la formation d'un secteur à plusieurs chenaux communément nommée delta.

L'assemblage des processus et des caractéristiques morphologiques du corridor fluvial permet également la classification de tronçons de rivière en différents styles fluviaux. La classification de Church (1992) permet d'associer chacun de ses tronçons à des processus morphodynamiques dominant la dynamique fluviale selon plusieurs caractéristiques telles que la pente du chenal, la taille granulométrique, le type de transport et la puissance spécifique. La puissance spécifique représente la valeur de potentiel d'énergie appliquée par unité de surface (voir équation 2). Elle s'avère une variable discriminante permettant de différencier grossièrement les différents segments et les styles fluviaux tout au long du corridor fluvial (Bernot *et al.*, 1996; Schmitt *et al.*, 2000). L'identification du style fluvial à partir de l'ensemble des caractéristiques

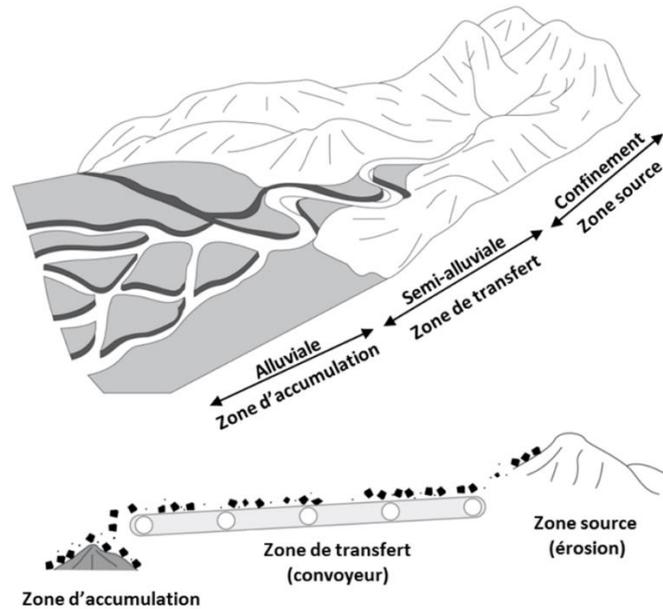


Figure 2. Schématisation du continuum de la dynamique hydrosédimentaire observé à l'échelle du bassin versant (adaptée de Brierley et Fryirs. 2005).

morphodynamiques permet de simplifier la réalité et de comprendre la dynamique fluviale et l'évolution du tronçon à l'échelle locale et du bassin versant (Figure 3).

Le concept de **trajectoire HGM** permet de ressortir des tendances et des perturbations dans l'évolution d'un cours d'eau sur une période de temps (Brierley *et al.*, 2008; Dufour et Piégay, 2009). L'analyse de la trajectoire HGM s'effectue à partir de la compréhension de la dynamique fluviale passée et actuelle, de l'évolution de cette dernière dans le temps et ce, à multiples échelles spatiales (c.-à-d. tronçon, corridor, bassin versant). Par exemple, la rupture d'un barrage hydroélectrique pourrait engendrer un ajustement majeur du système fluvial (Figure 4). Un tel genre d'évènement perturbateur pourrait créer des taux de recul considérables au niveau des berges et apporter une grande quantité de bois et de sédiments à la rivière. Par la suite, le système fluvial pourrait s'ajuster progressivement à cet apport massif de bois et de sédiments. D'une part, en formant un embâcle obstruant complètement le chenal, provoquant ainsi des inondations majeures ainsi que la formation d'un second chenal d'écoulement à la suite d'une succession d'avulsions. D'autre part, l'apport massif de sédiments pourrait mener à un changement de style

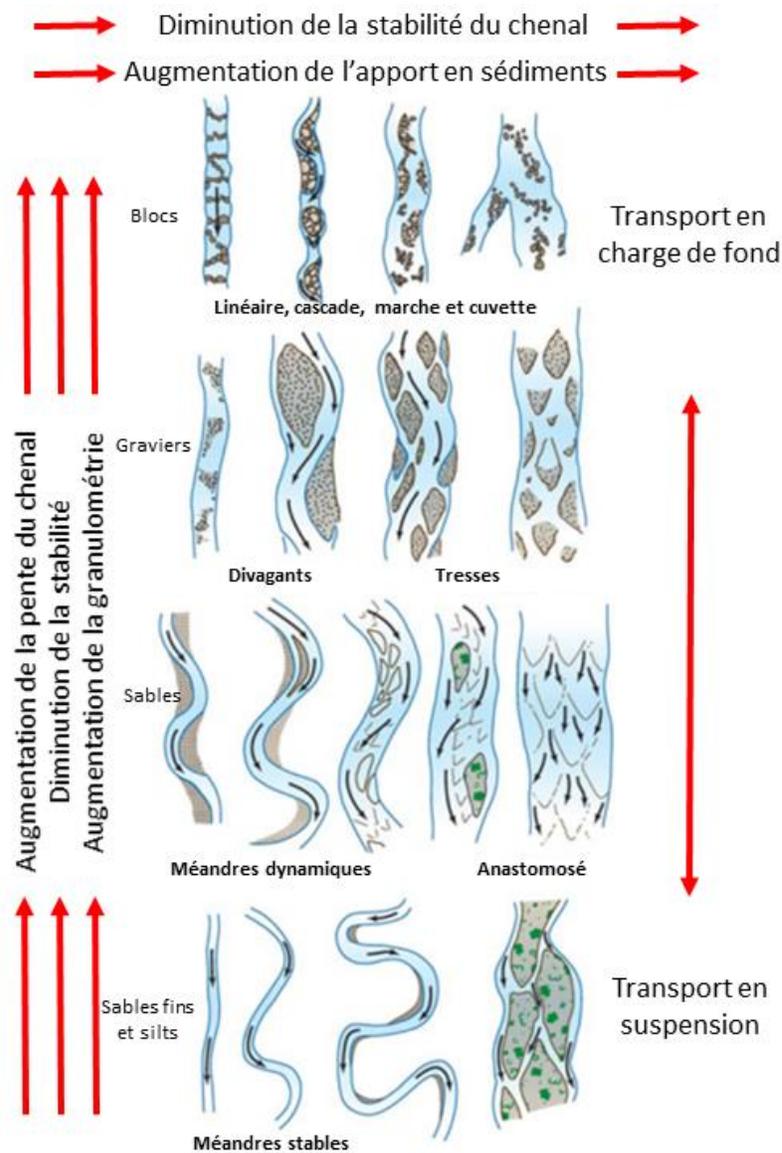


Figure 3. Classification des styles fluviaux selon Church (1992), adaptée de Church (2006).

fluvial, soit temporairement ou de manière permanente, en modifiant les pentes, la sinuosité ou le nombre de chenal actif.

L'analyse de la trajectoire permet d'évaluer la sensibilité du cours d'eau face aux perturbations, d'anticiper l'évolution future et de proposer un diagnostic hydrogéomorphologique. Le réajustement face aux perturbations peut être progressif ou s'effectuer suite à une série d'ajustements morphodynamiques. Dans le cas échéant, l'ampleur des ajustements peuvent toutefois s'amenuiser dans le temps, en réponse au retour vers son état antérieur d'équilibre

dynamique. Dans le cas d'un réajustement progressif, les ajustements peuvent s'avérer subtils et s'échelonner sur une plus longue période de temps.

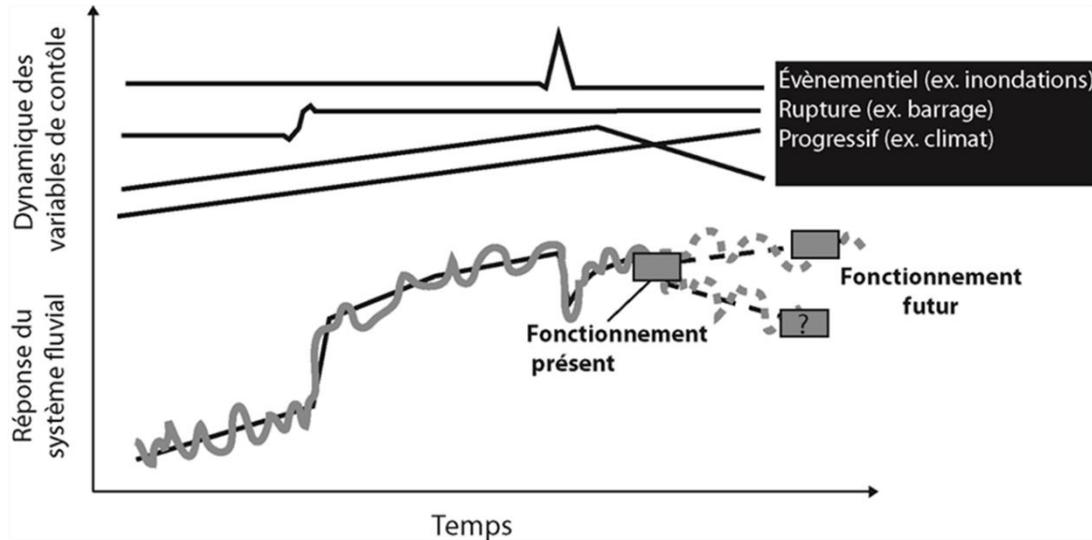


Figure 4. Schématisation de la trajectoire hydrogéomorphologique (adaptée de Dufour et Piégay, 2009).

b. La dynamique hydrosédimentaire et ses processus morphodynamiques, leurs effets sur les rivières sableuses et leurs estuaires

Tel qu'illustré à la figure 1, la dynamique hydrosédimentaire (transport sédimentaire) est une composante de la dynamique fluviale intrinsèquement liée aux formes (morphologie) ainsi qu'aux conditions hydrauliques (structure de l'écoulement). Toutefois, elle n'est pas uniquement liée aux processus fluviaux, mais également aux processus morphodynamiques engendrés par les forçages météo-marins, les dynamiques glacielle et estuarienne. Par conséquent, il est essentiel de comprendre cette composante dans un contexte élargi, car elle constitue l'ensemble des processus morphogènes (érosion, transport et accumulation) et chaque rivière possède une dynamique hydrosédimentaire unique. La compréhension des différentes dynamiques et leurs interactions permet ainsi d'anticiper les changements morphologiques passés et futurs dans la trajectoire HGM.

i. La dynamique hydrosédimentaire et ses processus morphodynamiques

Tout d'abord, les sédiments présents le long du continuum fluvial (c.-à-d. zones source, de transfert et d'accumulation) d'une rivière alluviale se retrouvent sous trois différentes phases (c.-à-d. érosion, transport ou accumulation) dans le système fluvial. Ces phases sont conditionnées

par la relation entre les conditions hydrauliques locales (p.ex. vitesse d'écoulement) et la taille des sédiments. Le diagramme de Hjulström (1935), présenté à la Figure 5, illustre cette relation où les vitesses d'écoulement nécessaires aux processus d'érosion et de mise en transport diminuent pour ensuite augmenter de manière quasi-linéaire en fonction de la taille des particules. Cette variabilité s'explique à la fois par la forte cohésion des argiles et, jusqu'à une certaine taille, des limons qui nécessitent de plus grandes vitesses afin d'éroder le matériel. D'ailleurs, une fois mis en transport, ses fines particules sont retenues en suspension dans l'écoulement jusqu'à ce que des conditions hydrauliques soient rencontrées. Ce schéma conceptuel montre également la vitesse d'écoulement nécessaire à l'érosion, au transport ainsi qu'à la sédimentation augmente de façon quasi-linéaire avec la taille des sédiments.

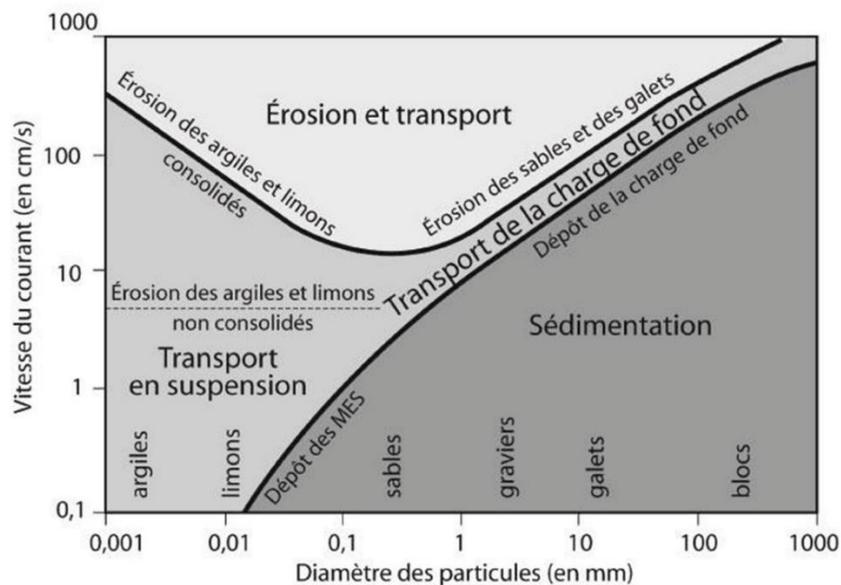


Figure 5. Diagramme de Hjulström (1935) qui illustre la relation entre les vitesses requises pour la mise en transport (érosion), le transport et la sédimentaire en fonction de la taille des sédiments.

Les conditions hydrauliques ainsi que la taille des sédiments affectent également le mode de transport des sédiments (figures Figure 5 et Figure 6b).et, par conséquent, la durée de la phase de transport (figures Figure 6a). Le transport par charriage (ou charge de fond), en saltation ou en suspension dans la colonne d'eau nécessitent différentes conditions d'énergie de l'écoulement (Figure 6a). Ces conditions sont représentées par le rapport entre la vitesse d'écoulement et la vitesse d'écoulement critique (c.-à-d. vitesse à laquelle un écoulement passe d'un état sous-critique à sur-critique). Abbott et Francis (1977) suggèrent trois relations distinctes entre l'augmentation du rapport U^*/U^*c , l'augmentation du temps en suspension et la réduction en

temps de transport par la charge de fond (ou charriage) selon trois modes de transport. Il est important de noter que la relation inverse entre le temps en suspension ainsi qu'en charge de fond dont les courbes diffèrent selon le mode de transport. D'une part, le temps dont les sédiments demeurent en suspension augmente de manière quasi-linéaire avec l'énergie de l'écoulement (couplée à une réduction des particules en transport par la charge de fond) et le transport en suspension peut survenir même si l'écoulement est légèrement en deçà de 1 (c.-à-d. état sous-critique). D'autre part, le transport par la charge de fond nécessite une plus grande quantité d'énergie pour initier le transport, mais une plus faible énergie afin de conserver les particules en mouvement. La Figure 6b schématise les principaux modes de transports dans la colonne d'eau pour chacune des classes granulométriques.

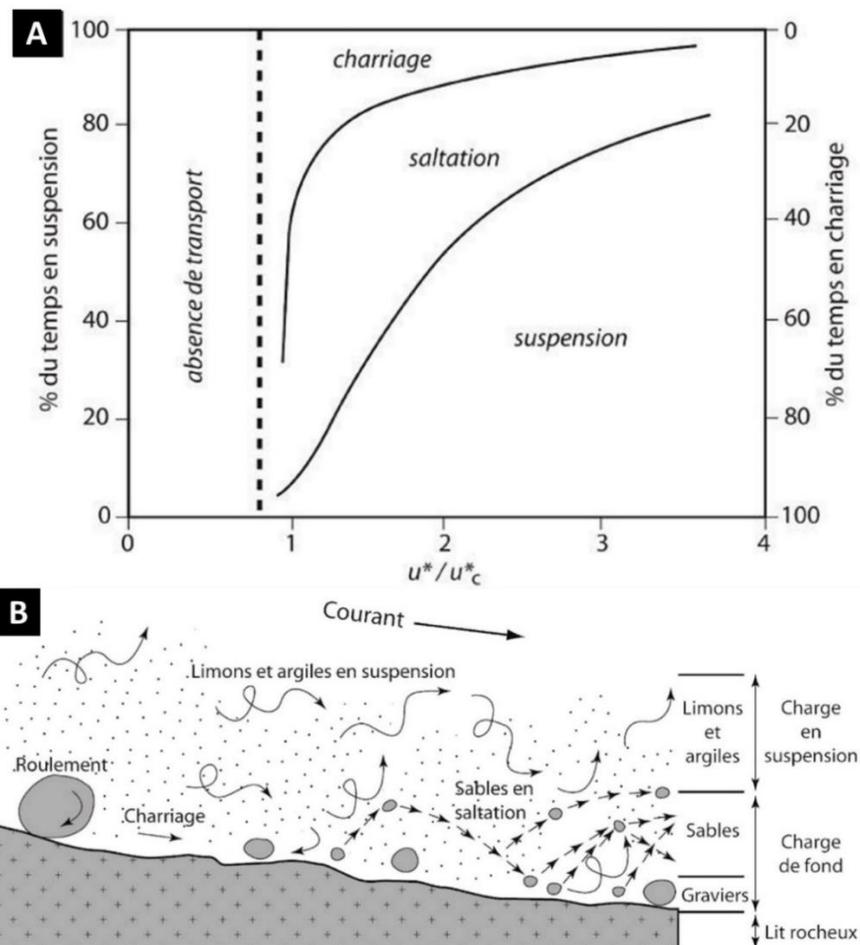


Figure 6. (A) Relation du temps de résidence des sédiments en transport (en %) selon le mode de transport (charrage, saltation ou suspension) en fonction des conditions d'énergie du flux d'écoulement (adaptée de Abbott et Francis, 1977) ; (B) Illustration des principaux modes de transport des sédiments dans une rivière.

Ensuite, les processus morphodynamiques liés à la dynamique hydrosédimentaire ne constituent pas un phénomène continu dans l'espace ni dans le temps, en raison de la variabilité des conditions hydrauliques locales (p.ex. vitesses d'écoulement, rugosité du lit) et de la disponibilité des sources sédimentaires. Ces deux éléments nécessaires au transport sédimentaire interagissent avec la compétence, la capacité de l'écoulement et l'apport en sédiment (Hickin, 1995). La compétence se définit par la taille maximale de sédiments pouvant être transporté par un écoulement donné tandis que la capacité constitue la quantité maximale de sédiments d'une taille donnée pouvant être transportée par l'écoulement. L'apport en sédiments se réfère à la quantité ainsi qu'à la taille des sédiments disponibles au transport. Par conséquent, l'apport en sédiments est soit limité par la capacité de transport de l'écoulement (p.ex. diminution du débit), ou soit par la quantité de sédiments disponibles (p.ex. tarissement de la source sédimentaire). Cette dernière s'avère un des facteurs principaux dans la variation spatio-temporelle des taux de transport dans les rivières (Hickin, 1995).

De plus, il est connu que la relation entre les taux de transport sédimentaire et le débit n'est pas linéaire (Hickin, 1995; Brothers *et al.*, 2008). Cela s'explique par l'absence de relation entre les vitesses d'écoulement près du lit et le débit dans un système fluvial en constant changement (c.-à-d. morphologie et géométrie du chenal, types de lit et conditions hydrographiques). Cela s'explique également par le phénomène d'hystérésis lié à la disponibilité en sédiments qui a fréquemment été observé à l'échelle temporelle de l'évènement hydrologique (Colby, 1964; Hickin, 1995; Roth *et al.*, 2014; Reesink *et al.*, 2018) et saisonnière (Colby, 1964; Hickin, 1995; Roth *et al.*, 2014; Reesink *et al.*, 2018). L'hystérésis implique que la réponse d'un système physique (c.-à-d. système fluvial) face à une influence externe (c.-à-d. variation du débit, du niveau d'eau et de la rugosité) ne dépend pas uniquement de son ampleur, mais aussi des conditions préexistantes du système (c.-à-d. le niveau d'eau, la rugosité, la source et l'apports de sédiments) (Kumar, 2011). La Figure 7 montre une boucle d'hystérésis horaire (ou positive) de la relation hypothétique entre les taux de transport et le débit lors d'un évènement hydrologique. Les taux de transport augmentent face à l'augmentation du débit pour atteindre son paroxysme à la fin de la crue, suivi d'une diminution de ses taux lors de la décrue. Il est important de noter que ce phénomène peut s'appliquer à un cycle hydrologique de différentes échelles temporelles (c.-à-d. cycles d'un évènement, hydrologique singulier ou l'ensemble des évènements au cours d'une saison) ou à une relation fonctionnelle (p.ex. relation niveau d'eau-débit). Par exemple, à l'échelle saisonnière,

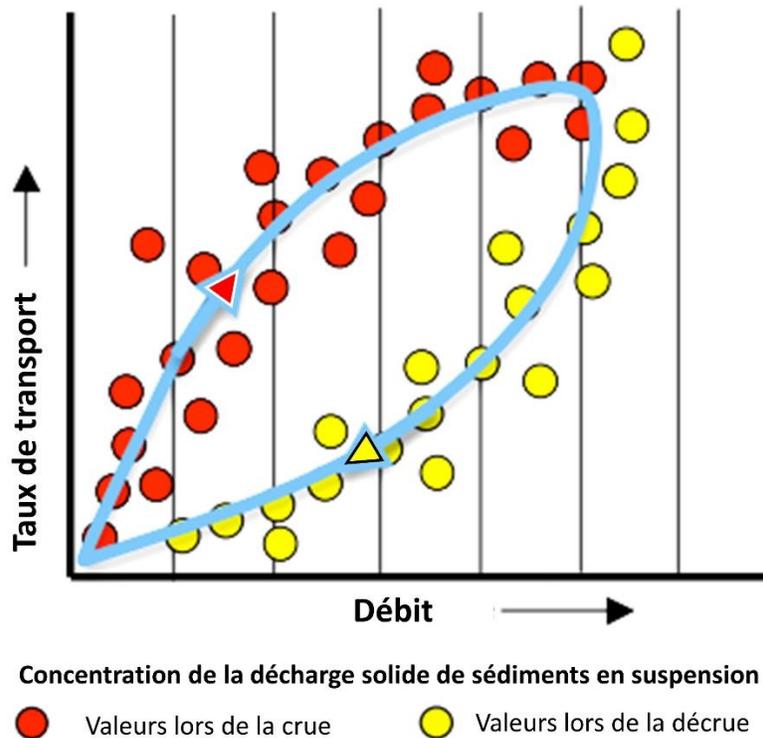


Figure 7. Schéma conceptuel illustrant la relation hypothétique entre les taux de transport en suspension en fonction des débits. Le phénomène d’hystérésis dit horaire (ou positif) peut être observé par l’augmentation du taux de transport lors de la crue (points rouges), suivi d’une diminution lors de la décrue (points jaunes) (adaptée de Hickin, 1995).

pendant l’été hivernal, l’accumulation est prédominante en raison des faibles débits, particulièrement au niveau des confluences avec les tributaires et au bas des berges. Lors de la fonte progressive du couvert de neige, l’augmentation des débits provoque la hausse des taux de transport en raison de l’augmentation des débits couplés à l’abondance des sédiments accumulés au cours de l’hiver. Lorsque le pic de crue saisonnier (et celui de taux de transport) est atteint, une grande partie des sédiments qui était disponible au transport a été évacuée du système fluvial (Hickin, 1995; Lisle et Church, 2002; Reesink *et al.*, 2018) et ceux encore présents ont formé le nouveau pavage du lit de la rivière (Lisle et Church, 2002). La rivière devient alors en déficit de sédiments et cela se traduit par la diminution des taux de transport en conjonction avec la réduction des débits (Hickin, 1995). Les taux de transport observés pendant la décrue sont alors plus faibles qu’aux valeurs de débits similaires lors de la crue. Le synchronisme et l’intensité de cet effet varie toutefois en fonction du volume emmagasiné et de la distance de la source sédimentaires. Lisle et Church (2002) ont conceptualisé la relation entre les taux de transport et le tarissement des sources en sédiments (Figure 8). Les deux phase qui ont été identifiées par les

auteurs présente chronologiquement : une phase de transport limité, où la source en sédiment s'épuise rapidement tout en conservant des taux de transport élevés (phase I); suivi de la phase d'approvisionnement limité où les taux de transport diminuent grandement face à la mise en place du pavage et de l'augmentation de la rugosité. Enfin, l'effet d'hystérésis est prédominant dans les rivières possédant de faibles pentes et s'observe dans des conditions d'écoulement instable et ce, peu importe si les rivières graveleuses ou sableuses (Kumar, 2011). L'effet affecte toutefois différentes relations fonctionnelles selon le type de rivière.

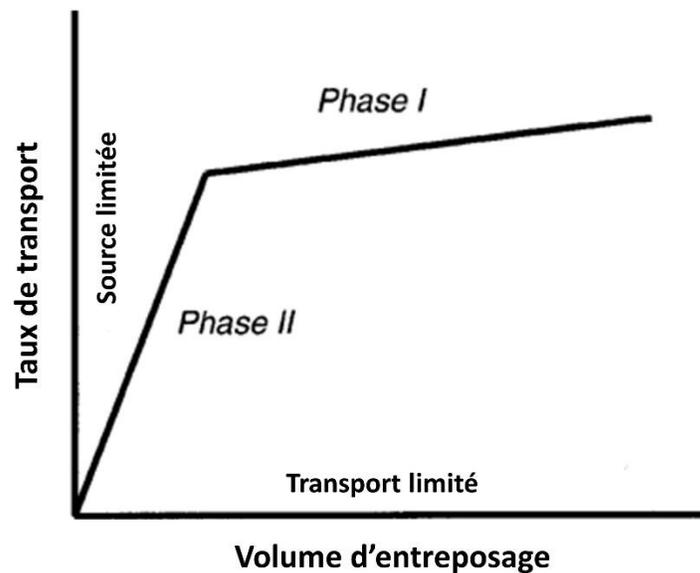


Figure 8. Schéma conceptuel illustrant la relation entre les taux de transport et le volumes des sources sédimentaires (adaptée de Lisle et Church, 2020).

De manière générale, les variations observées dans l'altitude du lit d'une rivière alluviales sont sujettes à l'équation de conservation et, selon l'écart entre le volume de sédiments entrant et sortant, se traduit soit par l'état d'aggradation, stable ou d'incision. Plus précisément, lorsque l'apport et l'accumulation de sédiments (intrants) dépassent la mise en transport et l'érosion du lit (sortant), l'aggradation du lit est observé dans le chenal. Dans le cas contraire, la rivière s'incise. Lorsque les débits solides entrant et sortant sont similaires, l'état du lit demeure stable. D'une part, l'incision (réduction de l'altitude du lit) s'observe généralement lors de la courbe croissante et lors du pic des débits (ou crue), soit dans la phase croissante des taux de transport sédimentaire de la boucle d'hystérésis (Colby, 1964). D'autre part, une période d'aggradation (augmentation de l'altitude du lit) s'ensuit lors de la décroissance (ou décrue) et des débits faibles, soit lorsque les taux de transport sont décroissants dans la boucle d'hystérésis.

Cette séquence d'aggradation-érosion du lit résume et simplifie les variations dans l'altitude du lit. Toutefois, les variations en plan de l'épaisseur de la couche de sédiments activement en transport peut changer considérablement d'un moment à l'autre en fonction des conditions hydrauliques. Selon Church et Haschenburger (2017), cette couche dite active se définit par la strate supérieure du lit d'écoulement se déplaçant activement au cours du transport par la charge de fond et à partir duquel les sédiments peuvent être soit entraînés ou déposés. Les variations spatio-temporelles dans l'épaisseur de la couche sont certes dépendantes des conditions hydrauliques qui influencent la compétence et la capacité de l'écoulement, mais elles fluctuent également en fonction du pavage, de la taille des sédiments et de la rugosité du lit (Church et Haschenburger, 2017; Ashmore *et al.*, 2018). Par conséquent, la distribution longitudinale et transversale de ces caractéristiques mènent à une distribution hétérogène de l'épaisseur de la couche active et ce, particulièrement dans les rivières dont la morphologie est dynamique (p.ex. le lit et la largeur sont instables ou présence de processus d'avulsion) (Ashmore *et al.*, 2018).

Le caractère non-uniforme, stochastique et dynamique de la couche active a mené à la proposition de deux catégories distinctes par Church et Haschenburger (2017) ainsi qu'à leur discussion par Ashmore *et al.*, (2018). Les auteurs s'accordent sur l'existence d'une couche morphologiquement active (couche dynamique et d'échanges) présente à la surface du lit constituant l'interface d'échange entre les sédiments présent au niveau du lit, près du lit et ceux dans le transport en charge de fond. La seconde catégorie proposée est la couche affectée par les événements morphogènes, les perturbations (couche d'évènement actif ou couche de perturbation) ou le passage de formes fluviales telle que les dunes. La délimitation de la couche active en présence de ces formes typiques des rivières sableuses nécessite toutefois une compréhension allant au-delà des processus d'érosion-aggradation du lit et de considérer la migration de ces formes fluviales (Ashmore *et al.*, 2018).

ii. Les rivières sableuses

Les processus morphodynamiques sont particulièrement dynamiques et varient grandement dans le temps et l'espace au niveau des rivières sableuses. Cela s'explique par la facilité à laquelle les grains de sables peuvent être mis en transport par l'écoulement, ce qui mène à un taux de transport et du remplacement constants des sédiments (Colby, 1964). Cette dynamique hydrosédimentaire se traduit par un enchaînement d'épisodes d'aggradation-érosion du lit

(Colby, 1964), à l'état instable (Colby, 1964) ainsi qu'à une grande diversité de forme du lit (Colby, 1964, plus d'auteurs).

Les changements morphologiques observés au niveau du lit mineur peuvent certes fluctuer rapidement dans le temps, en réaction aux variations soudaines dans les débits, mais ils sont néanmoins limités par l'amplitude des crues (durée, intensité) ainsi que par l'effet d'hystérésis associé à la disponibilité en sédiments (Best, 2005). La rapidité à laquelle les processus morphodynamiques évoluent et interagissent est également fonction de la rugosité du lit. Cela s'explique par l'effet de la rugosité sur les conditions hydrauliques et la mise en transport des sédiments. Cela se reflète par des taux d'érosion (ou de transport) qui augmente en fonction de la rugosité (Colby, 1964). La relation entre la taille des dunes, les conditions hydrauliques et les taux de transport peut ainsi être assumée. Ces interactions se traduisent par l'évolution constante du lit menant à la succession de changements dans les formes typiques des rivières sableuses observées au niveau du lit mineur.

Le modèle d'évolution proposé par Simon et Richardson (1966) (Figure 9) a été développé à partir de résultats provenant d'expériences laboratoire réalisées dans des chenaux artificiels. Les changements morphologiques et la succession dépendent fortement des variations dans l'intensité de l'écoulement. En premier lieu, les auteurs proposent le passage d'un lit plat vers un lit à rides asymétriques de petites tailles (phase 1), suivi de l'apparition de dunes avec rides superposées et leur croissance (phases 2 et 3) (Figure 10a et b). La formation de dunes débute avec la mise en transport de sédiments causée par l'augmentation des vitesses d'écoulement et l'apparition de courant turbulent. Plus les vitesses d'écoulement et la rugosité deviennent élevées, plus l'érosion et la disparition progressive des formes peuvent être observée (phase 4) jusqu'à la transition vers un lit de plan supérieur (phases 5). À ce stage, si l'augmentation des vitesses d'écoulement se perpétue, l'apparition d'antidunes survient (phases 6 et 7) et ce, jusqu'à la formation d'une succession seuil-mouille avec une pente plus élevée (phase 8).

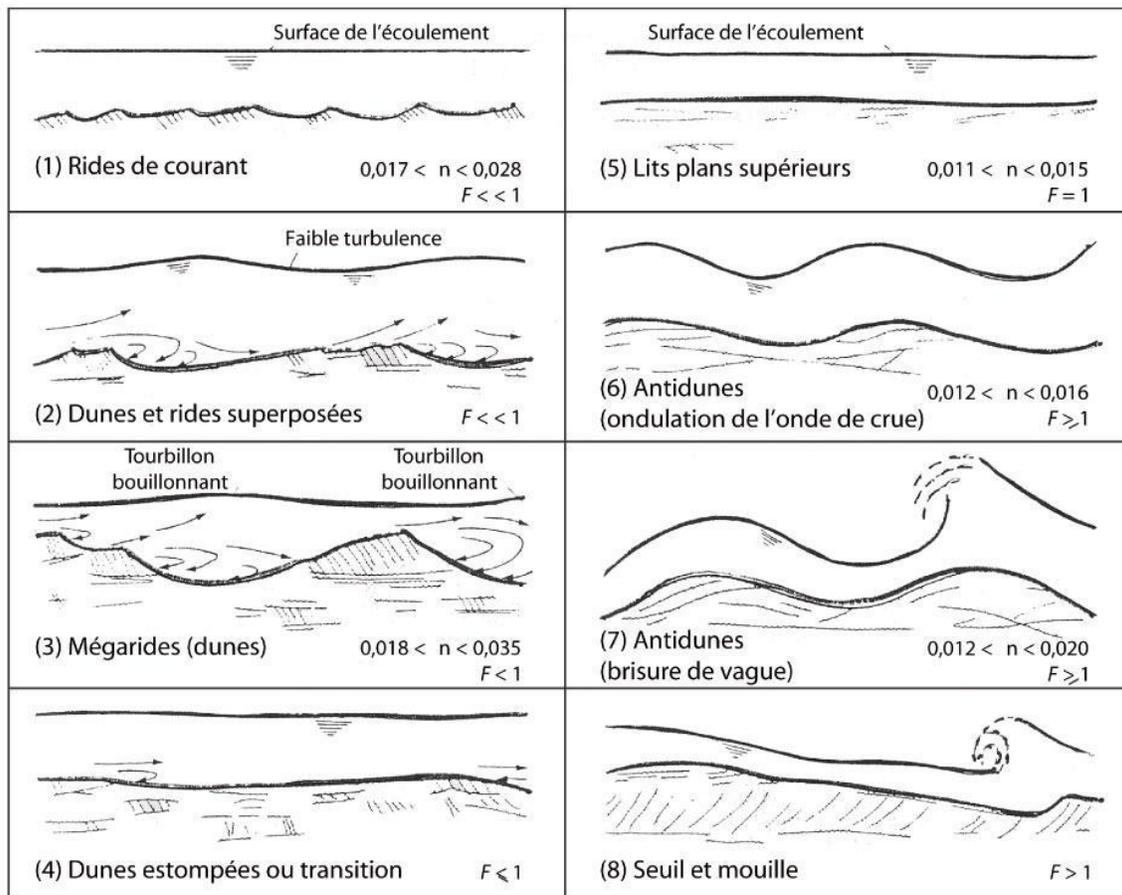


Figure 9. Modèle d'évolution (phases 1 à 8) des formes et de la rugosité du lit associées à la dynamique hydrosédimentaire de dunes observées dans les rivières sableuses (adaptée de Simons et Richardson, 1966).

Les formes associées à la dynamique de dunes ont généralement été analysées et représentées dans un contexte 1D (coupes transversales) et 2D (Vue en plan). Par conséquent, un manque de connaissances de l'effet 3D des dunes sur les conditions hydrauliques des cours d'eau naturels (Best, 2005) et la couche active (Best, 2005; Church et Haschenburger, 2017; Ashmore *et al.*, 2018; Abramian, 2018) persiste. La Figure 10c montre la complexité des patrons d'accumulation dans un champs de dunes dans une représentation 3D en haute-résolution du lit sableux de la rivière Parana (Amérique du Sud). La variation des formes, de la taille et de l'orientation des crêtes des dunes découle possiblement des différents facteurs tels que les écoulements stables et instables, de l'effet d'hystérésis lié au tarissement des sources sédimentaires et des variations d'épaisseur dans la couche active (Best, 2005 ; Church et Haschenburger, 2017). La variation spatiale des valeurs de profondeur mène à une réponse asynchrone, d'une durée et d'une intensité différentes des processus morphogènes à l'intérieur d'un même segment d'une rivière sableuse

(Reesink *et al.*, 2018). Par conséquent, l'adaptation et la distribution des sédiments au sein des formes dunaires n'est pas uniquement fonction des taux de transport (Allen, 1982).

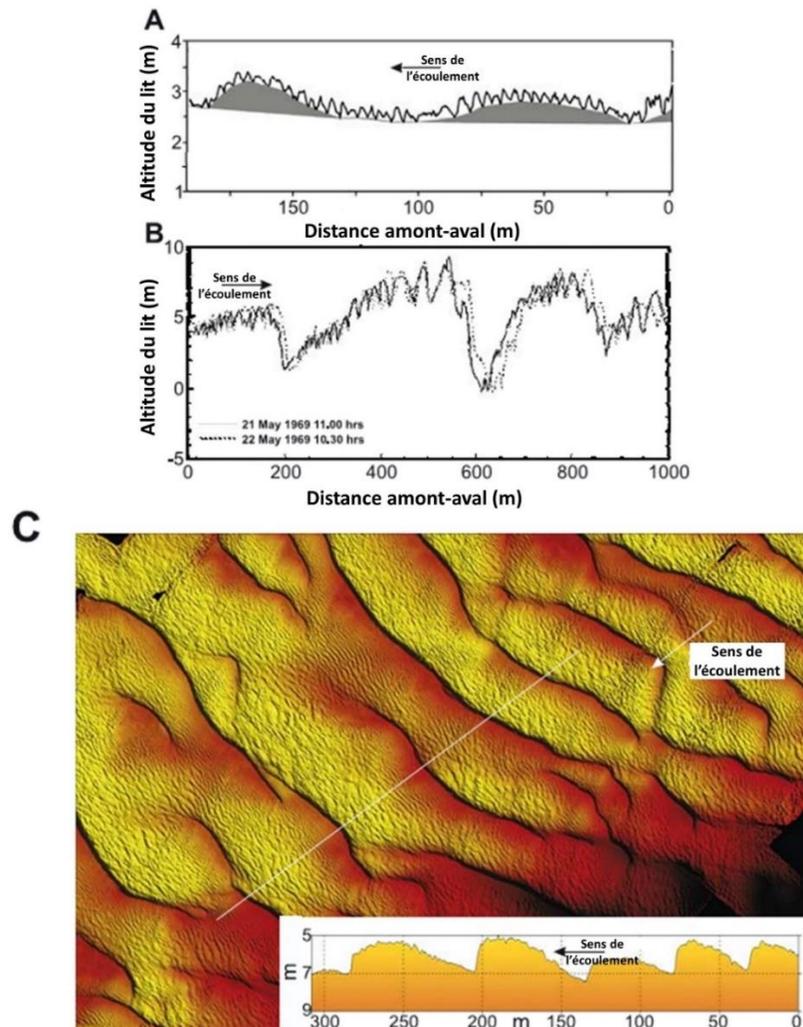


Figure 10. Présentation d'exemples montrant la variabilité longitudinale et en plan des formes observées le long d'un segment de rivières sableuses (adaptée de Best, 2005). Profils en long illustrant la forme (A) de rides superposées (trait noir) sur de larges dunes (gris) sur la rivière Waal au Paus-Bas (Wilbers, 2004 dans Best, 2005); ainsi que la forme (B) de petites dunes superposées sur de plus grandes dunes dans la rivière Mississippi aux États-Unis (Harbor, 1998 dans Best, 2005). Représentation en haute-résolution du lit sableux de la rivière Parana (Amérique du Sud) illustrant les formes en trois dimensions des rides superposées sur de larges dunes (Parsons *et al.*, 2005 dans Best, 2005).

iii. La dynamique estuarienne

Les estuaires constituent la zone influencée par les marées responsable de l'évacuation des sédiments vers l'extérieur du système fluvial. Ces zones représentent également un des environnements sédimentaires les plus dynamiques en raison de leur rôle d'interface

entre les environnements terrestres et marins. La dynamique hydrosédimentaire de ces environnements évolue en réponse aux interactions entre les processus fluviaux, côtiers (marée) et marins (vagues) (Knight et FitzGerald et, 2005). Les processus morphodynamiques varient dans l'espace, le long du tracé fluvial, selon l'intensité des interactions entre les dynamiques fluviales, côtières et marines, et dans le temps, en fonction des cycles de marée. Par conséquent, les estuaires constituent des environnements sédimentaires hétérogènes qui sont constamment sujets aux changements morphologiques à différentes échelles de temps en réponse aux forçages externes, aux changements climatiques ainsi qu'à l'augmentation du niveau marin relatif (Uncles, 2002).

Parmi les paramètres influençant les interactions entre les dynamiques fluviale, côtière et marine, l'amplitude des marées figure parmi ceux pouvant affecter le plus transport de sédiments dans les environnements estuariens (Knight et FitzGerald et, 2005; Robins et Davis, 2010; Xing *et al.*, 2012;). Les estuaires peuvent ainsi être caractérisés selon l'influence des marées montantes et descendantes sur les processus morphodynamiques (Robins et Davis, 2010). D'une part, un estuaire, ou un segment de l'estuaire, est dominé par les marées montantes lorsque le courant de marée montante est plus élevé que le seuil de mise en transport des sédiments. Cela résulte en l'accumulation de sédiments en amont de l'estuaire, soit dans la partie fluviale. Ce phénomène s'explique par la présence d'un **flot** (courant de marée montante) plus puissant et court, causant l'augmentation des taux de transport par charge de fond vers l'amont. Ce type d'estuaire se caractérise également par un **jusant** (courant de marée descendante) plus long et plus faible, minimisant le transport vers l'aval et l'évacuation de sédiments. Ces estuaires sont fréquemment observés dans les environnements peu profonds. En effet, la faible profondeur d'écoulement couplée à la forte résistance du lit exercée sur le courant de marée provoque l'augmentation des vitesses au niveau du lit ainsi qu'un plus grand délai entre la marée basse à l'embouchure et la limite amont de l'estuaire (Robins et Davis, 2010). D'autre part, les estuaires profonds sont généralement associés à la domination du transport sédimentaire par les courants de marées descendante menant à l'accumulation des sédiments au niveau du bas-estran à l'extérieur du système fluvial.

Ces environnements dynamiques s'avèrent également des zones d'accumulation et de stockage temporaires dans laquelle les sédiments circulent entre la côte et le large en réponse aux processus de transport éoliens, fluvial et côtier. Les changements dans l'interaction de ses processus se traduisent soit par un déficit (perte de sédiments vers le large) ou par un apport

excédentaire (transport et accumulation de sédiments près de la côte). Ces variations se traduisent par la modification des formes au niveau du lit ou du bas-estran (McDowell *et al.*, 2005; Brothers *et al.*, 2008). Plusieurs auteurs ont également observés des cycles saisonniers dans l'accumulation et la circulation de sédiments de la côte vers le large (et vice-versa) (Knight et FitzGerald, 2005; McDowell *et al.*, 2005; Brothers *et al.*, 2008). Ces cycles sont associés aux variations saisonnières dans le régime de vagues et de tempêtes. Le caractère dynamique, la sensibilité face aux forçages externes et aux modifications des conditions morphodynamiques font des estuaires des environnements prompts aux changements aux perturbation naturelles (p.ex. tempêtes, ouragans, crues) ou anthropiques (p.ex. linéarisation, dragage, restauration)(Knight et Fitzgerald, 2005; Robbier et Davis, 2010).

Enfin, l'élaboration d'un diagnostic HGM élaboré à partir des connaissances sur les processeurs morphodynamiques fluviaux, estuariens, l'hydrogéomorphologie, la trajectoire HGM peut contribuer à une prise de décision éclairée et en harmonie avec l'environnement face aux différentes problématiques liées aux cours d'eau.

III CADRE MÉTHODOLOGIQUE

La compréhension de la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Sainte-Anne et de son impact sur le comportement migratoire du poulamon Atlantique nécessitent l'analyse ainsi qu'une description exhaustive des **processus morphogènes** affectant la qualité ainsi que la diversité des habitats. La méthodologie préconisée implique ainsi la caractérisation des berges, la segmentation fluviale, l'analyse de la **trajectoire hydrogéomorphologique** (HGM) et de la dynamique hydrosédimentaire dans l'ensemble du tronçon estuarien.

Afin de réaliser les objectifs de l'étude, des travaux sur le terrain ont ainsi été nécessaires afin de valider les analyses complétées en laboratoire. En ce qui a trait au volet terrain, quatre campagnes de terrain ont été complétées sur environ trois ans. Afin d'analyser les variations interannuelles et inter-saisonnières, deux campagnes ont été fait pendant la saison automnale, soit à l'automne 2019 (novembre) et 2021 (septembre), et deux pendant la saison estival, soit à l'été 2020 (juin) et 2021 (juin). Le Tableau 1 précise les dates de réalisation des campagnes de terrain et résume les travaux complétés.

Tableau 1. Chronologie des campagnes de terrain et résumé des travaux réalisés.

Campagne	Saison	Date	Travaux réalisés
2019	Automne	4 au 8 novembre	Levés topographiques, bathymétriques et caractérisation des berges
2020	Été	14 au 19 juin	Levés topographiques, bathymétriques, validation terrain et vol de drone
2021	Été	1er au 4 juin	Levés topographiques et bathymétriques
	Automne	21 au 25 septembre	Levés topographiques et bathymétriques

a. Contexte géographique et historique

Le territoire du bassin versant de la rivière Sainte-Anne s'étend dans deux régions administratives du Québec, soit la Mauricie et la Capitale-Nationale. Le corridor fluvial à l'étude est localisé dans la MRC des Chenaux, soit les tronçons entre Sainte-Anne-de-la-Pérade et Saint-Casimir (Figure 11). Le bassin versant draine une superficie de 2 720 km² et se caractérise par une forme longitudinale dont une forte concentration du réseau hydrographique dendritique s'écoule vers sa limite est (Figure 12). La rivière Sainte-Anne s'écoule sur 140 km des basses collines des Laurentides méridionales (bouclier canadien), dans sa portion amont, vers les basses-terres du Saint-Laurent, dans sa portion aval, et se rejette dans le fleuve Saint-Laurent à Sainte-Anne-de-la-Pérade (CAPSA, 2012). La portion amont du bassin versant se caractérise par la présence de dépôts glaciaires qui tapissent le relief montagnard tandis que la plaine du Saint-Laurent, en aval, est majoritairement recouverte de dépôts marins et littoraux. Le bassin versant est majoritairement forestier et faiblement exploité dans sa portion amont au niveau des basses collines des Laurentides tandis que la portion des basses-terres du Saint-Laurent est fortement agricole urbanisée.

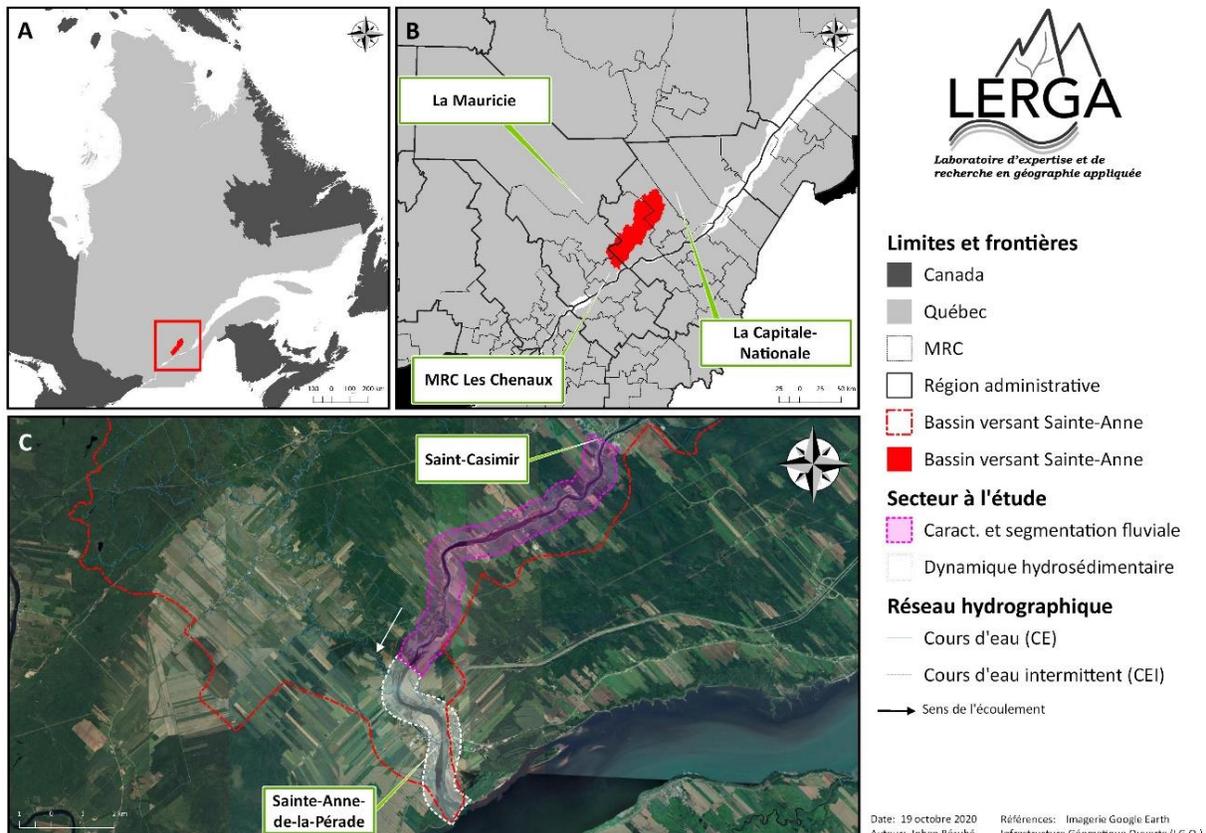


Figure 11. Localisation du corridor fluvial à l'étude à l'échelle du (A) Québec, de (B) l'Est-du-Québec et du (C) bassin versant.

Plusieurs perturbations connues ont affecté le corridor fluvial de la rivière Sainte-Anne au cours de l'histoire. Tout d'abord, cette rivière a été l'hôte de moulins à scie. Par conséquent, les habitats lotiques et la dynamique fluviale ont été modifiés ainsi qu'affectés par les activités de drave et le bois en rivière jusqu'à son arrêt en 1957 (Capsa, 2012). Ensuite, un immense glissement de terrain est survenu à Saint-Alban en 1894. Cet apport massif de sédiments est probablement l'évènement connu ayant le plus influencé la dynamique fluviale de la rivière Sainte-Anne. La quantité de sédiments apportés à la rivière a été estimée à une superficie d'environ 600 ha de sol, soit l'équivalent de l'apport sédimentaire pour une période de 5000 ans (Consultants SOGEM inc., 1980 dans CAPSA, 2012). Cela a provoqué la réduction de la largeur, de la profondeur de la rivière ainsi que la formation et la fusion de plusieurs bancs d'accumulation centraux et de convexité. La grande quantité de sédiments apportée a également obstruée l'embouchure de la rivière Charest. Cela a engendré l'avulsion du tributaire sur une distance d'environ 500 m et sa connexion avec le ruisseau Gendron au niveau de sa confluence. Cet évènement a causé l'arrêt progressive des activités de drave et a grandement modifié les habitats lotiques, à un tel point que la disparition du saumon atlantique (*Salma salar*) a été constaté. Toutefois, les changements dans les formes et la taille granulométrique a favorisé l'implantation du poulamon atlantique (*Microgadus tomcod*) dont sa présence a été notée pour la première fois en 1938. Enfin, plusieurs évènements hydrologiques importants ont également été observés au XX^e siècle telles que les inondations de 1912, 1924 et 1930 (CAPSA, 2012). Le régime hydrologique a également été altéré par l'apparition des premières centrales et ouvrages de rétention d'eau qui sont apparus à partir de 1916. Aujourd'hui, quatre ouvrages de rétention d'eau à forte contenance (CEHQ, 2021) sont présents sur la rivière Sainte-Anne (c.-à-d. Barrage de Saint-Alban, des Chutes-Ford, de Chute-Panet et de Saint-Raymond) et influencent les débits liquides, solides ainsi que la dynamique glacielle de la rivière.

Les précipitations solides et liquides ainsi que les importantes variations de température caractérisent les conditions hydroclimatiques de la région. Le Tableau 2 illustre la variabilité intra-annuelle des conditions hydrométéorologiques enregistrées à la station météorologique de Saint-Alban (station no. 7016800) entre 1949 et 2020 (MELCC, 2021a). Cette portion de la région est caractérisée par un climat tempéré-froid (c.-à-d. température annuelle moyenne de -1,2 °C) et de faibles variations de température moyenne (c.-à-d. écart-type annuel moyen 2,2 °C) pouvant

varier de $-17,9^{\circ}\text{C}$ (janvier) à $12,9^{\circ}\text{C}$ (juillet). Les mois de décembre et juillet s'avèrent ceux dont les précipitations moyennes cumulées solides et liquides sont généralement les plus élevées avec des valeurs respectives de 60,0 cm et 118,3 mm. Les précipitations sont toutefois variables dans le temps comme démontré par les écarts-types élevés.

Les conditions météorologiques influencent le régime hydrologique. Dans le cas du bassin-versant de la rivière Sainte-Anne, le type de régime hydrologique de type nivo-pluvial est principalement influencé par la fonte du couvert de neige et les précipitations liquides. En général, cela occasionne une réponse hydrologique du bassin versant se traduisant généralement par des crues printanières et automnales. Toutefois, il n'est pas rare d'observer des événements hydrologiques de fortes intensités au début de l'hiver occasionnée par le passage de queues d'ouragan qui frappe l'est du Canada.

Tableau 2. Présentation de la variabilité intra-annuelle des précipitations moyennes liquides et solides à la station météorologique de Saint-Alban (station no. 7016800) de septembre 1949 à septembre 2021.

Mois	Précipitation				Température min (°C)	
	Liquide		Solide		Moyenne	Écart-type
	Moyenne cumulée (mm)	Écart-type (mm)	Moyenne cumulée (cm)	Écart-type (cm)		
Janvier	16,2	18,1	55,1	26,1	-17,8	3,6
Février	11,6	18,6	53,3	27,0	-16,8	3,6
Mars	29,2	25,8	38,4	29,1	-9,9	3,0
Avril	71,3	32,3	9,0	10,1	-1,6	1,5
Mai	94,9	44,6	0,4	1,2	4,9	1,6
Juin	110,3	43,1	0,3	1,8	10,2	1,3
Juillet	118,3	45,6	0,0	0,2	12,9	1,4
Août	114,4	47,4	1,0	6,1	11,7	1,6
Septembre	116,2	39,9	0,0	0,1	7,2	1,6
Octobre	100,4	43,1	2,3	5,3	1,8	1,4
Novembre	64,2	35,2	21,6	17,0	-3,9	1,9
Décembre	29,6	28,0	60,0	28,5	-13,0	3,8
Total annuelle moy. (moyenne)	876,6		241,4		-1,20	2,2

Cette étude a été réalisée sur une portion du corridor fluvial de la rivière Sainte-Anne comprise entre sa confluence avec le fleuve Saint-Laurent, en aval, jusqu'à 17 km vers l'amont (Figure 12). La plaine présente dans le corridor fluvial à l'étude est généralement **alluviale** et héritée des successions transgression-régression marine de la mer de Champlain. La présence de segments semi-alluviaux issus du remaniement par les processus fluviaux, de la présence d'affleurements rocheux et des interventions anthropiques, est également observée.

b. Caractérisation et segmentation fluviale

La segmentation du corridor fluvial a consisté à diviser ce dernier en unités morphodynamiques, c'est-à-dire des tronçons possédant des caractéristiques géomorphologiques, hydrauliques et biologiques similaires, selon une méthode adaptée de Demers et Buffin-Bélanger (2011). Pour ce faire, il est nécessaire d'acquérir des données sur la dynamique fluviale, de caractériser le lit mineur, les berges et la granulométrie dans les différents segments.

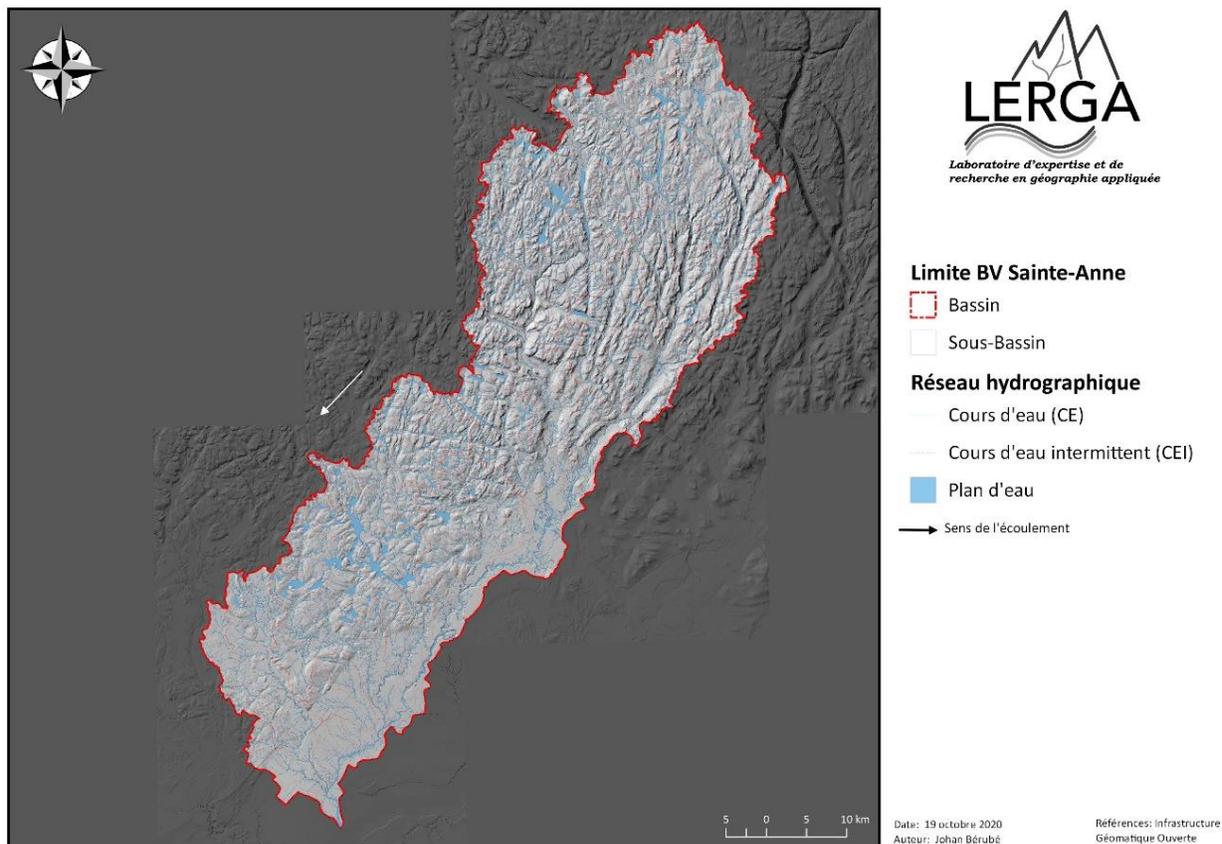


Figure 12. Présentation du contexte géographique du corridor fluvial à l'étude.

Tout d'abord, les documents historiques utilisés pour le volet d'interprétation et d'analyse de l'évolutions du territoire incluent des photographies aériennes, des orthophotographies, de l'imagerie satellitaire et le liDar disponible. Les photographies aériennes de 1964, 1975, 1985, 1996 ainsi que les orthophotographies de 2008 et 2017 ont été fournis par la CAPSA et la géomathèque du Québec. Ensuite, le liDar du MERN a été fourni par le site d'Infrastructure Géographique Ouverte du Québec (IGO). Enfin, plusieurs vols de drone ont été réalisés à l'été 2020 à plusieurs endroits afin d'obtenir des photographies obliques ainsi qu'en plan dans plusieurs segments du secteur à l'étude.

La caractérisation des berges et du lit de la rivière a été faite sur un tronçon total de 17 km (Figure 11). Les données obtenues par photo-interprétation concernent le type de berge (p.ex. meuble, rocheuse, anthropique), l'état de la berge (p.ex. érosion, stable, accumulation), la ripisylve (p.ex. type de végétation, densité, hauteur, etc.). Par la suite, ces caractéristiques ainsi que la

granulométrie ont été validés sur le terrain lors des campagnes de terrain de 2019, 2020 et 2021.

Les caractéristiques de l'environnement fluvial ressorties ont permis de segmenter le tronçon à l'étude en unités morphodynamiques. La compréhension de la dynamique fluviale propre à chacun de ces segments contribuera à l'analyse de la trajectoire HGM.

c. Levés topographiques, bathymétriques et données LiDar

Les levés bathymétriques et topographiques du lit et des berges ont été réalisés sur environ 6 km, soit dans la portion de l'étude de la dynamique hydrosédimentaire (Figure 11c), au cours des trois campagnes de terrain. Les levés topographiques ont été effectués à l'aide d'un DGPS de marque Leica (GS14 $\pm 8-15$ mm de précision) connecté en RTK sur l'antenne du MERN de Trois-Rivières. Les données d'altitude ont été récoltées à chaque bris de pente dans les portions non-navigables. Lorsque la profondeur était trop élevée, les levés bathymétriques ont été faits à une distance de 2,0 m à l'aide d'un échosondeur mono-faisceau de marque Seafloor (Hydrolite TM ± 10 mm de précision ou 0,1% de profondeur) synchronisé à un DGPS Leica GS14 ($\pm 8-15$ mm). Le traitement et l'analyse des données topographiques ont permis d'interpoler des matrices représentant les valeurs d'altitude à l'intérieur du lit mineur. Pour ce faire, la fonction *Topo to raster* a été utilisée dans le logiciel Arc Map de la suite ARCGIS pour les jeux de données d'altitude obtenues à chacune des campagnes de terrain. Par la suite, ces matrices ont permis de tracer les profils en long du chenal principal, de tracer les profils transversaux et de cartographier les formes du lit mineur.

Les valeurs d'altitudes provenant des données LiDar ont permis de dresser le profil en fonction de la distance de l'embouchure avec le fleuve Saint-Laurent. Ce profil a ensuite permis d'extraire les valeurs de pente hydraulique de la rivière Sainte-Anne. Les valeurs de pentes ont contribué à la caractérisation ainsi qu'à la segmentation du corridor fluvial en raison de leur meilleure représentativité de l'ensemble du segment et de leur relation aux différents styles fluviaux (Church, 1992). En effet, les valeurs de pentes moyennes à petite échelle ont tendance à surévaluer les valeurs de pente en raison de leur influence par les variables plus extrêmes (p.ex. bris de pente au niveau des cascades ou des fosses).

d. Analyses de la dynamique hydrosédimentaire

Plusieurs observations et relevés terrain ont permis la compréhension de la dynamique hydrosédimentaire responsable de l'évolution de l'environnement fluvial. Cela inclut les données associées à la caractérisation des berges (p.ex. type et état des berges, granulométrie, etc.) et du lit mineur (p.ex. formes, granulométrie, etc.). Ces particularités spécifiques à chacun des tronçon influence l'hydrogéomorphologie et l'état général du cours d'eau.

La variabilité de ces caractéristiques et de la dynamique hydrosédimentaire ont été analysées sur l'ensemble du secteur à l'étude (Figure 11c). Les analyses consistent majoritairement à comparer les différents levés topographiques et bathymétriques entre les années. L'ensemble des données d'altitude disponibles contient les levés réalisées à l'automne 2019 et 2021, à l'été 2020 et 2021 ainsi que les levés réalisés à l'été 1994 (juin 1994) par Bergeron *et al.* (1994). Deux types de comparaisons ont été réalisées, soit les comparaisons inter-saisonniers et interannuelles.

La variabilité dans la topographie du lit mineur a été analysée sur deux ensembles de données altimétriques, soit les profils transversaux et les matrices d'interpolation du lit mineur. Les profils transversaux ont été tracés à partir des 30 profils transversaux déterminés préalablement par Bergeron *et al.* (1994) afin de pouvoir comparer l'évolution du lit mineur contemporaine à l'état du lit mineur de juin 1994. La variabilité inter-saisonniers et interannuelles des profils et des matrices interpolées a ensuite été analysée en comparant les processus HGM d'un temps à l'autre ainsi qu'en analysant l'évolution des conditions hydrométéorologiques (p.ex. données météorologiques, débits, etc.). Les données météorologiques et de débits historiques proviennent respectivement de la station météorologique de Saint-Alban (station no. 7016800)(MELCC, 2021a) et de la station de débits de la rivière Sainte-Anne (station no. 50408), localisé à 1,3 km en aval du barrage à Chute-Panet (CEHQ, 2021).

e. Analyse de la trajectoire HGM et indice de qualité morphologique (IQM)

La trajectoire géomorphologique a été analysée à partir de deux approches différentes, soit l'approche historique et l'approche hydrogéomorphologique. Ces deux approches sont à la fois distinctes et complémentaires.

D'une part, l'approche historique consiste à caractériser et quantifier l'évolution des différents segments du corridor fluvial à l'étude à partir d'images aériennes historiques (1964 à l'époque contemporaine). Cela permet principalement d'identifier à chacune des époques les

perturbations, les indices témoignant du dynamisme fluvial et d'évaluer l'état d'équilibre pour chacun des segments du corridor à l'étude. Il a été possible par la suite de déterminer quels ajustements sont en cours et de les projeter dans le futur. Les mesures géométriques obtenues pour les différentes séquences temporelles ont permis de projeter l'évolution du cours d'eau dans le futur selon état d'équilibre et sa sensibilité face aux perturbations.

Afin de déterminer l'évolution historique du corridor fluvial à l'étude, plusieurs fenêtres temporelles ont été élaborées à partir de séquences historiques provenant de photographies, d'orthophotographies aériennes et d'imageries satellitaires. En effet, les photographies aériennes des années 1964, 1975 et 1986, les orthophotographies de 2001, 2004 ainsi que les images satellites de 2010, 2013, 2018 et 2019 ont été choisies. Par la suite, les images utilisées ont été géoréférencées, ou leur position a été corrigée lorsque nécessaire, à l'aide d'un logiciel SIG (c.-à-d. ArcMap et QGIS). L'analyse des différentes séquences temporelles a permis de décrire l'évolution des caractéristiques HGM des différents segments de rivière dans le temps. Cela inclut les formes dominantes présent dans le lit mineur et majeur, le style fluvial et de ressortir les événements marquants tels que les avulsions, la migration latérale, la formation d'embâcles ou le transport d'importante quantité de bois en rivière. Pour chacune des images, les limites du lit mineur et des bancs d'accumulation ont été tracées. Cela a permis de quantifier certaines caractéristiques telles que la largeur du lit mineur, la superficie des banc d'accumulation et les taux de migration latérale du lit mineur. Les caractéristiques ont été quantifiées sur 12 segments sur la rivière Sainte-Anne (Figure 13) et 19 segments d'environ 500 m distribuées longitudinalement le long de la rivière Charest (tributaire principal) du secteur à l'étude (Figure 14).

D'autre part, l'approche hydrogéomorphologique consiste à mesurer et analyser plusieurs paramètres de la dynamique fluviale afin d'en comprendre ses tendances évolutives. Les caractéristiques analysées comprennent, entre autre, le style fluvial, la granulométrie, la sinuosité, la largeur du lit mineur et les taux d'érosion. Cette dernière a été calculée à chaque 500 m tout au long du profil longitudinal, et ce sur une distance totalisant environ 6 km de la rivière Sainte-Anne. La puissance spécifique a été obtenue à l'aide de l'équation suivante :



Figure 13. Localisation des 12 tronçons utilisés pour quantifier la migration latérale et l'évolution de la géométrie du lit mineur entre 1964 et 2017

Ensuite, l'indice de qualité morphologique (IQM) de la rivière Sainte-Anne a été évalué sur environ 6 km à partir de son embouchure avec le fleuve Saint-Laurent. Cet indice se définit par la mesure du degré d'altération d'un cours d'eau résultant de causes anthropiques. Il a été adapté au Québec à partir de l'indice MQI (*Morphological Quality Index*) développé par Rinaldi *et al.* (2013) dans le but d'évaluer et d'analyser les conditions HGM de cours d'eau alpins en Italie. La version québécoise de cet indice comporte 28 indicateurs qui caractérisent la morphologie, le fonctionnement et les causes d'altération du cours d'eau évalué.

Enfin, l'approche hydrogéomorphologique, lorsqu'utilisée en conjonction avec l'analyse historique et l'IQM, permet de comprendre, d'anticiper l'évolution du système fluvial à court-moyen terme et de proposer des pistes de restauration selon les caractéristiques de la dynamique fluviale et hydrosédimentaire.

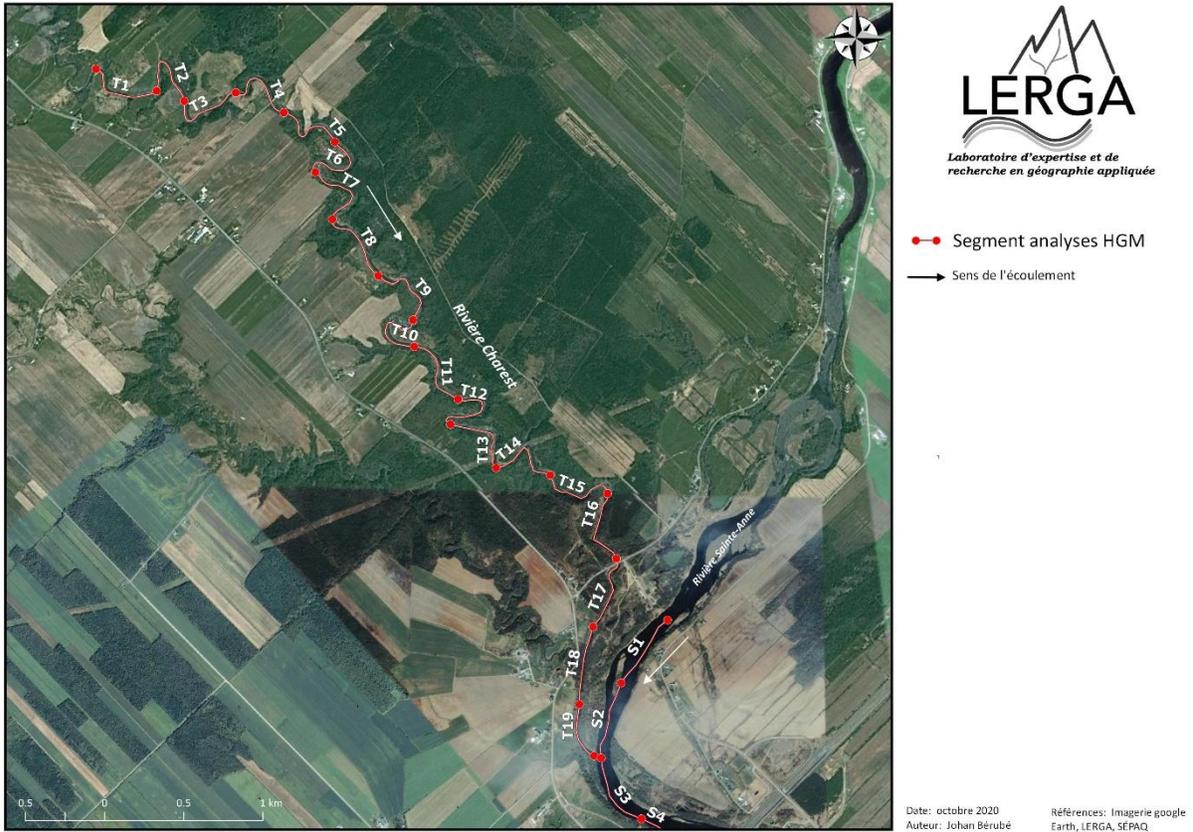


Figure 14. Localisation des sections transversales utilisées pour quantifier la migration latérale et présentation du tracé fluvial du lit mineur de (A) 1964 et (B) de 2016

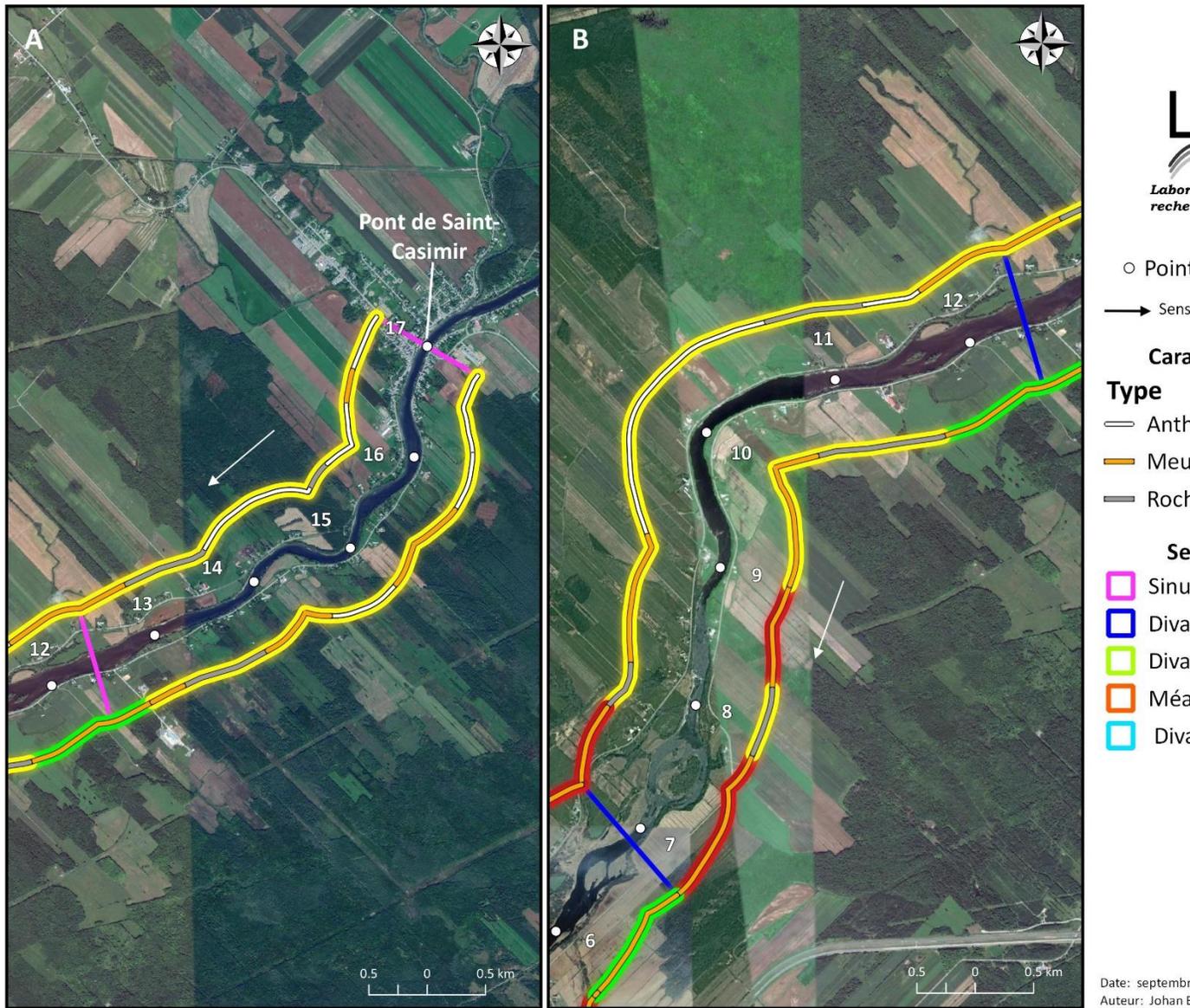
IV RÉSULTATS

a. Caractérisation et segmentation fluviale

La caractérisation HGM et l'analyse des variables morphodynamiques ont permis de segmenter le corridor fluvial de 17 km en cinq unités morphodynamiques distincts (Figure 15). Les unités se distinguent principalement par la réduction des pentes de l'amont vers l'aval (Figure 16), par le changement de style fluvial et par le changement dans l'état et le type de berges (Figure 15; Tableau 3).

Le corridor fluvial à l'étude se caractérise par un style fluviale divagant, parfois sinueux, dont l'amplitude qui augmente à l'approche de l'exutoire mène à un style à méandres. Cette rivière sableuse s'écoule dans des dépôts marin, estuariens et fluviaux anciens dans sa portion aval. Ces types de dépôt comportent une granulométrie plutôt fine et homogène au niveau des berges (p.ex. sable, silt et graviers) et se reflète sur celle du lit mineur. Par conséquent, la granulométrie dans le secteur aval de la rivière Sainte-Anne est généralement sableuse, graveleuse par endroit, et la présence d'affleurement rocheux peut être observé dans la portion amont du corridor fluvial. Les berges sont dans un état majoritairement stable (19,1 km) ainsi qu'en érosion (9,5 km). L'état stable peut s'expliquer par le type de berges meubles (18,3 km) et sévèrement anthropisé (11,3 km) qui dominant le secteur à l'étude.

Le segment sinueux anthropisé (A) est celui localisé le plus à l'amont (



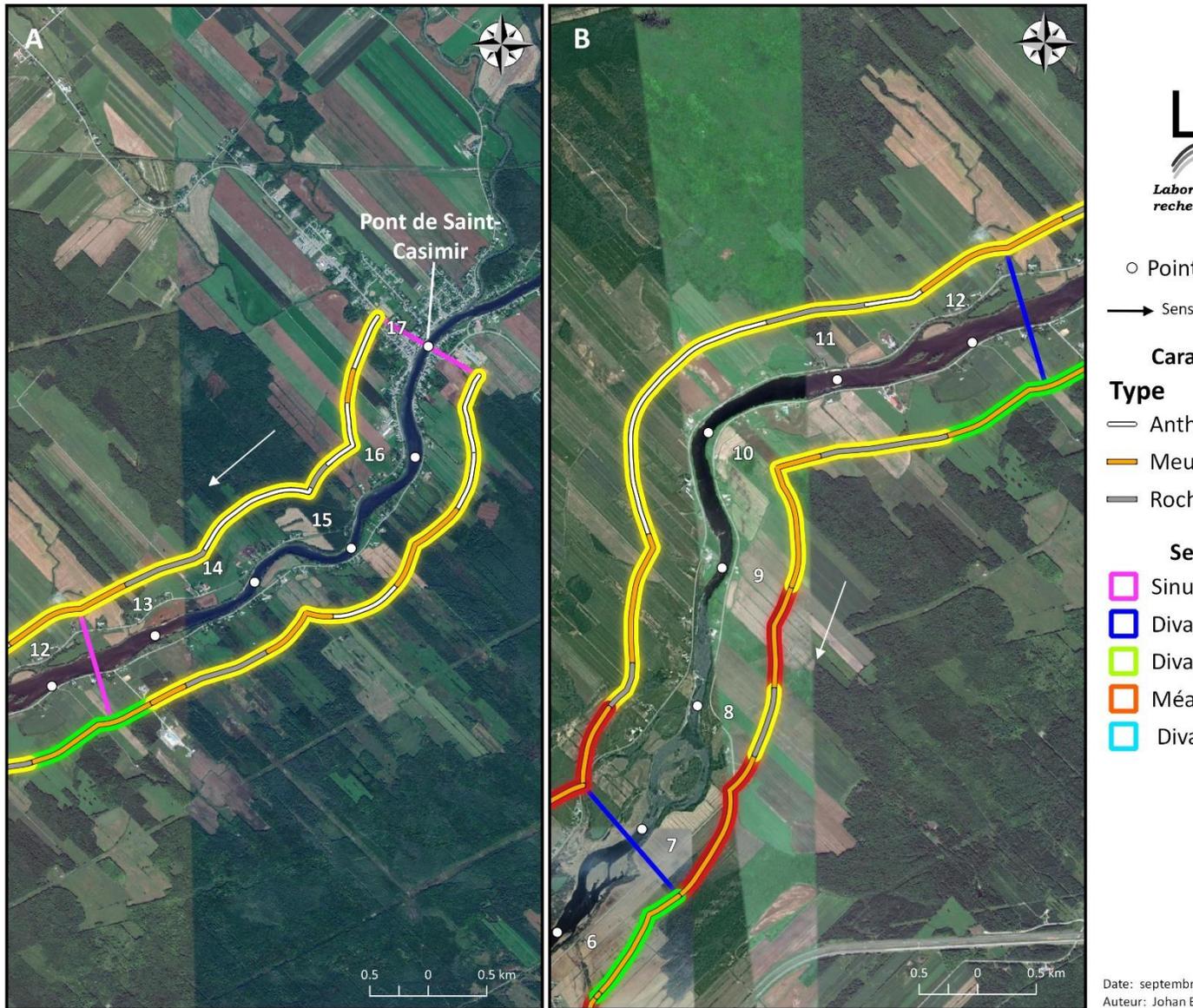


Figure 17b). D'une part, la forte proportion de berges stables s'expliquent par la présence de berges à la fois rocheuses (19%) et anthropisées (19%). D'autre part, l'augmentation des berges en érosion s'explique à la fois par la présence marquée de berges meubles (62%) et la réduction des berges anthropisées. Ce segment se caractérise également par la présence de formes fluviales typiques de pentes élevées (2,6 m/km) telle que des rapides et des seuils. Le segment divagant dynamique (C) est composé en grande partie de berges meubles (96%) majoritairement en état d'érosion (77%)

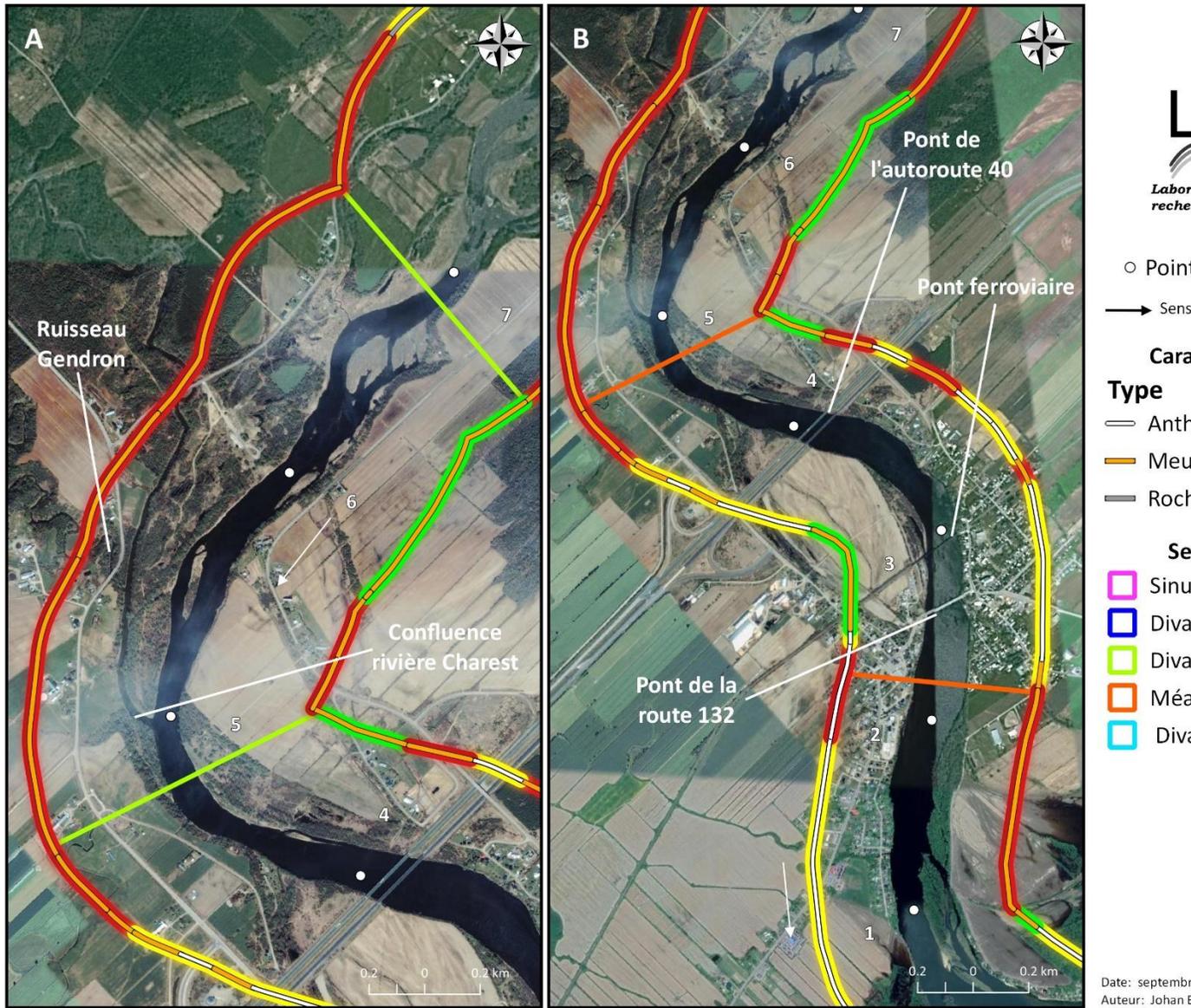


Figure 18a). Le taux de recul moyen de 0,8 m par année

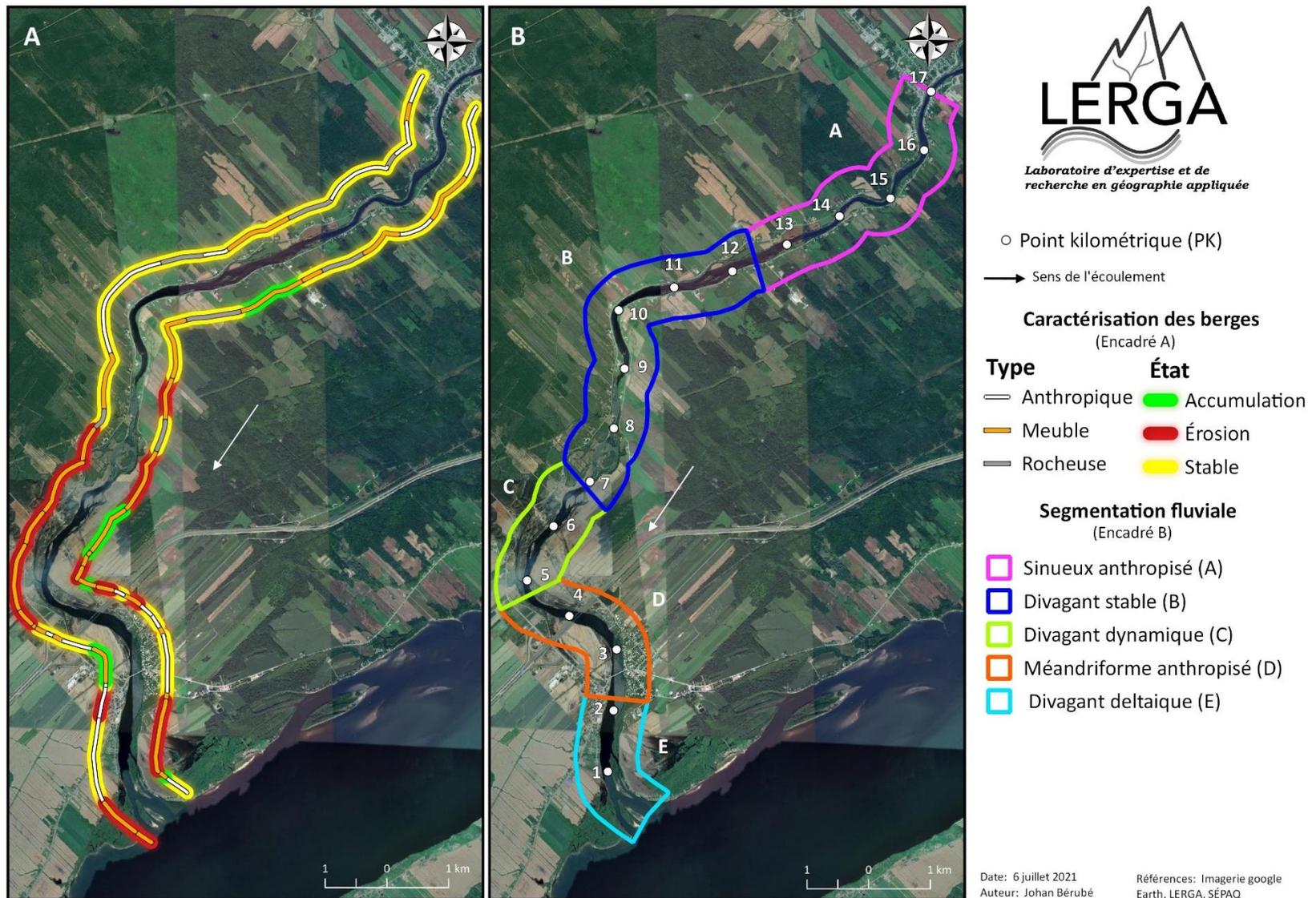


Figure 15. Présentation des caractéristiques des berges (A) et segmentation du corridor fluvial (B). Les points kilométriques (points blancs) indiquent la distance à partir de l'exutoire de la rivière Sainte-Anne.

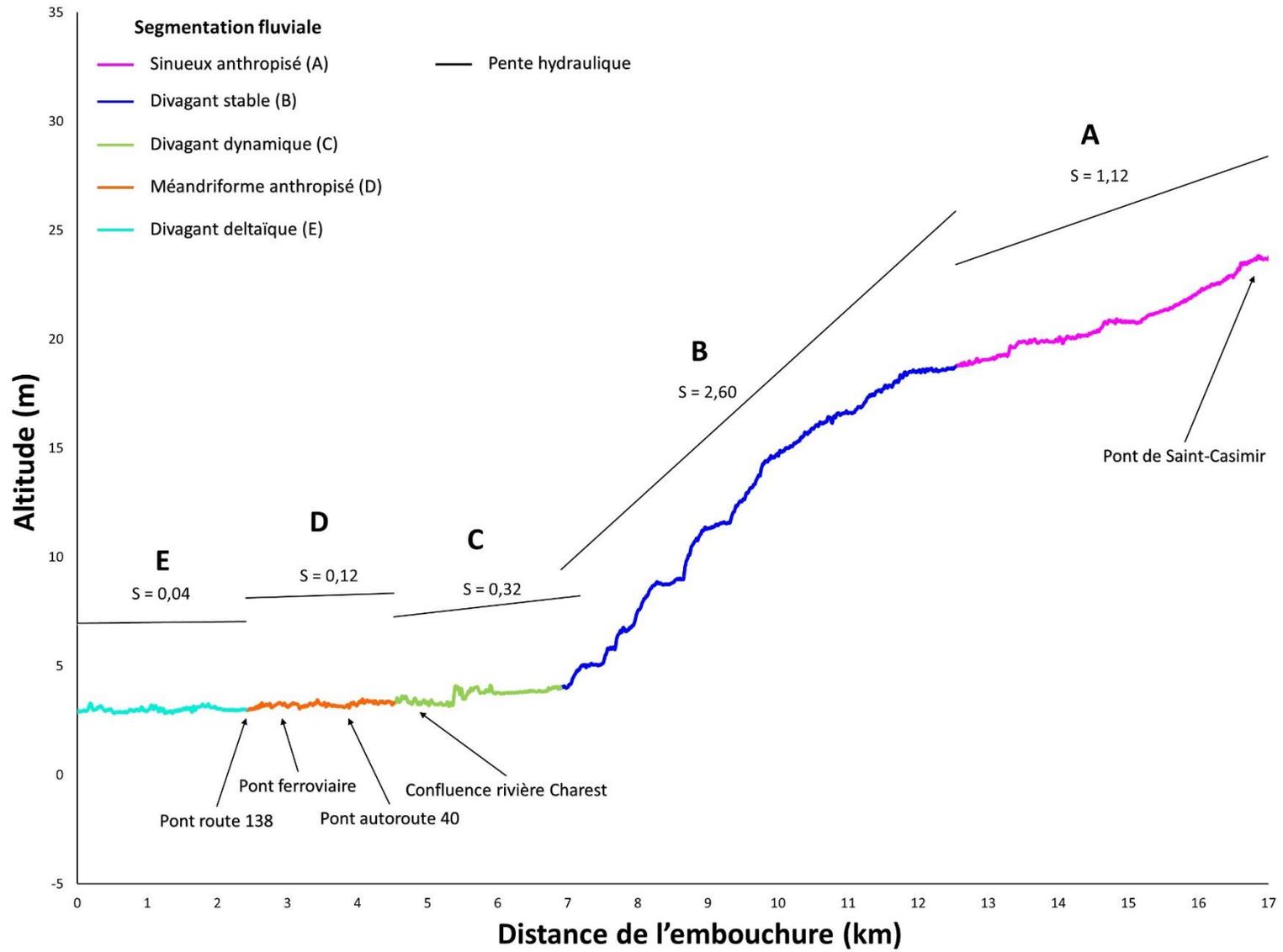


Figure 16. Présentation du profil hydraulique des cinq segments et des valeurs de pente de chacun des segments.

calculé dans ce segment reflète le dynamisme typiques des styles fluviaux divagants de rivière alluviales. Une importante diminution de la pente hydraulique (0,32 m/km) avec son segment amont peut y être observée. Le segment méandrique anthropisé (D) est celui présent dans la portion urbaine de la rivière Sainte-Anne (

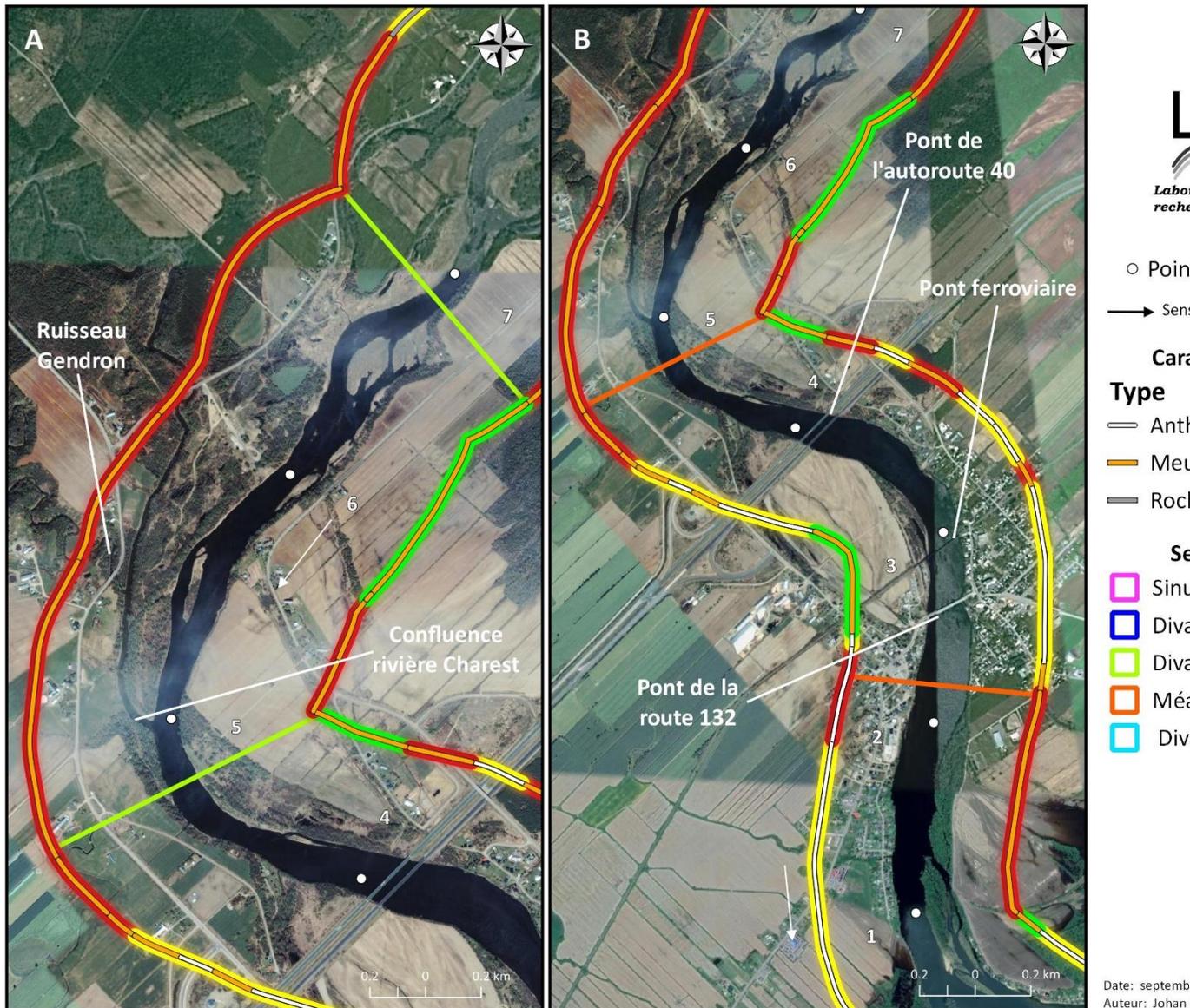


Figure 18b). Il se caractérise par la présence de méandres à faibles pentes (0,12 m/km) dont les berges sont fortement anthropisées (64%) et meubles (34%). Cela explique un taux de recul moyen plus faible (0,3 m par année) malgré la présence de berges en érosion(29%) à certains endroits. Le segment divagant deltaïque (E) localisé à la limite aval s'avère la zone d'interface avec le fleuve Saint-Laurent (

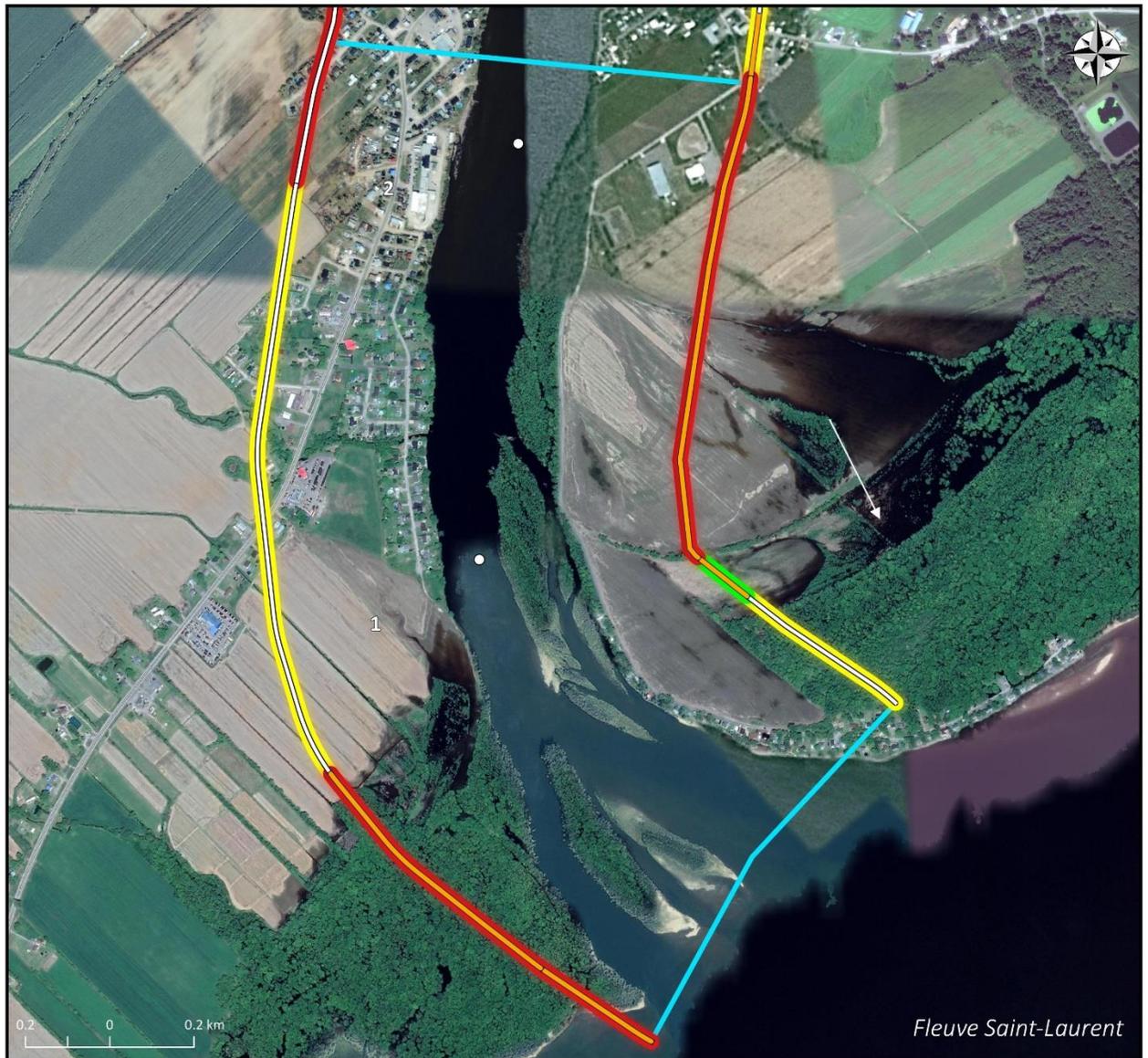


Figure 19) possédant une pente très faible (0,04 m/km). Ce segment se caractérise par son fort dynamisme qui se reflète par la présence de berges meubles (55%) fortement en érosion (45% des berges; taux de recul de 1,5 m par année) ainsi qu'en état d'accumulation (52%).

Tableau 3. Présentation des caractéristiques morphodynamiques de chacun des segments présents dans le corridor fluvial à l'étude.

Segment	Style fluvial	Pente hydraulique (m / km)	Berges						Tx recul moy. depuis 1964 (m/an.)
			Type (km) (%)			État (km) (%)			
			Rocheuse	Meuble	Anthropique	Érosion	Stable	Accumulation	
A	Sinueux anthropisé	1,12	1,8 (20)	3,2 (35)	4,1 (45)	0 (0)	9,2 (100)	0 (0)	N.D. ¹
B	Divagant stable	2,60	2,4 (19)	7,8 (62)	2,5 (19)	3,6 (28)	7 (55)	2,1 (17)	N.D. ¹
C	Divagant dynamique	0,32	0,0 (0)	3,5 (96)	0,1 (4)	2,8 (77)	0,5 (13)	0,4 (10)	0,8
D	Méandriforme anthropisé	0,12	0,0 (0)	1,5 (36)	2,7 (64)	1,2 (29)	2,3 (56)	0,6 (15)	0,3
E	Divagant deltaïque	0,04	0,0 (0)	2,3 (55)	1,9 (45)	2,2 (52)	1,9 (45)	0,1 (3)	1,5
			Total (km)	4,2	18,3	11,3	9,5	19,1	5,3

¹ Non-disponible

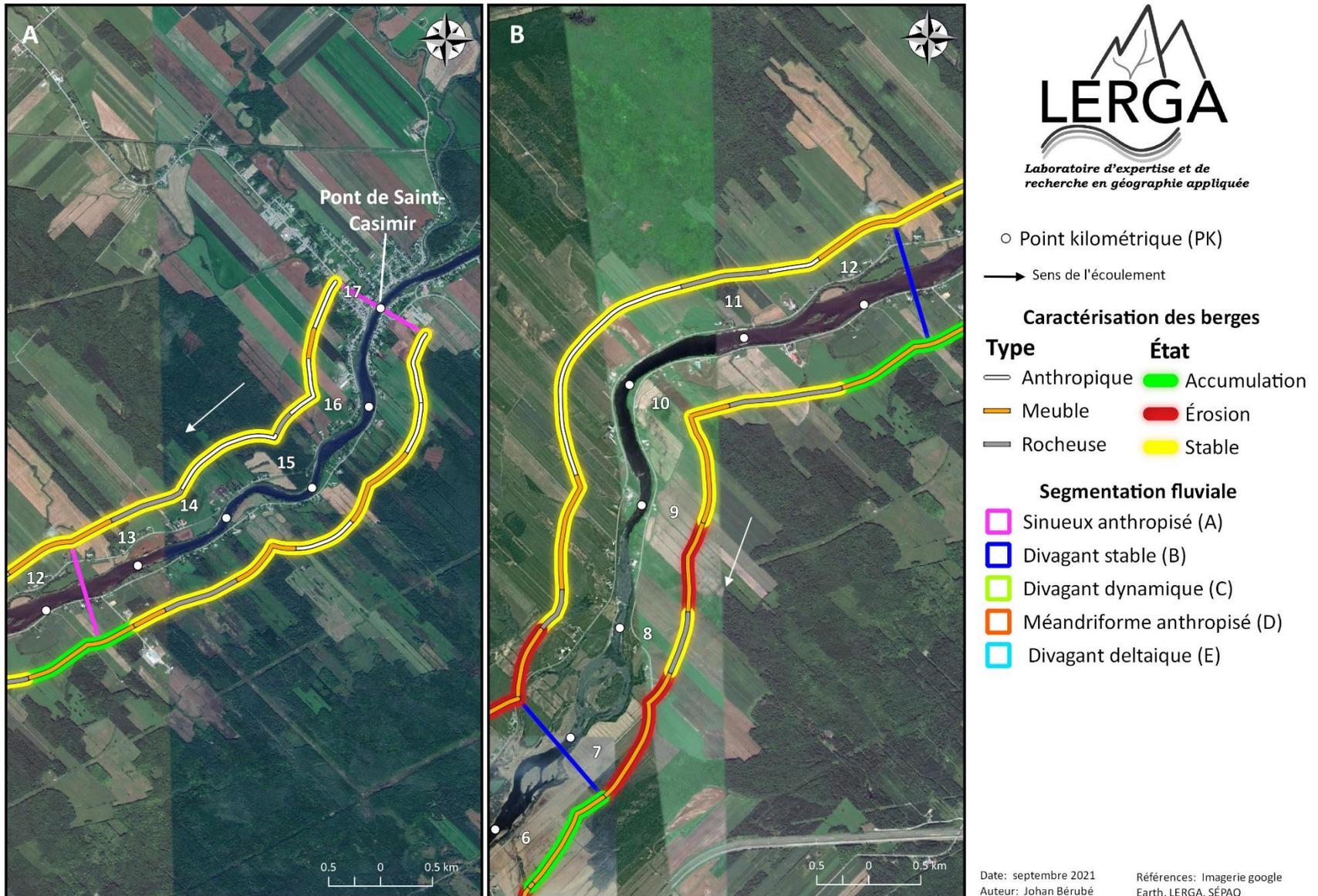


Figure 17. Présentation de l'état et des types de berges le long des segments sinueux anthropisé (A) et divagant stable (B).

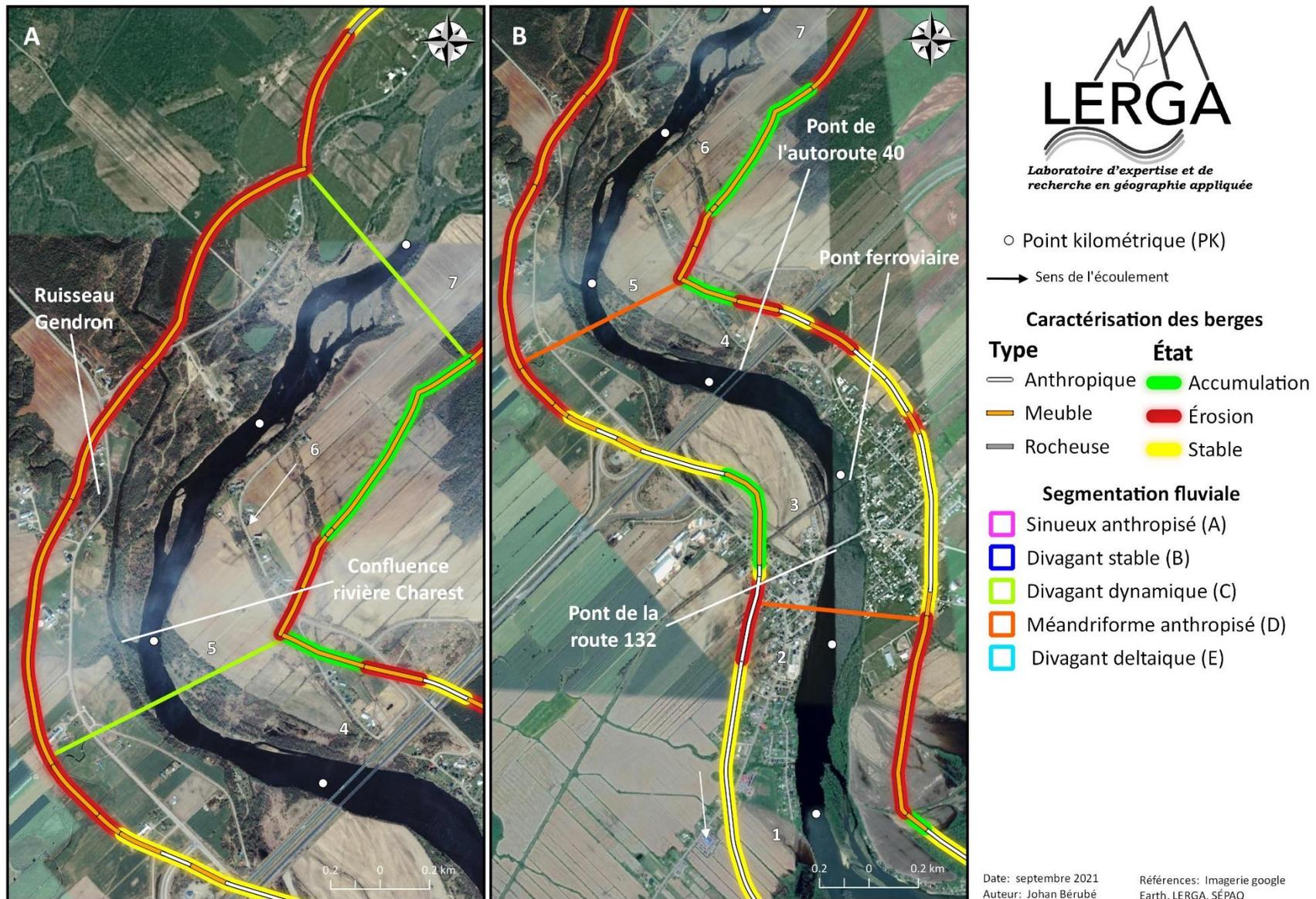
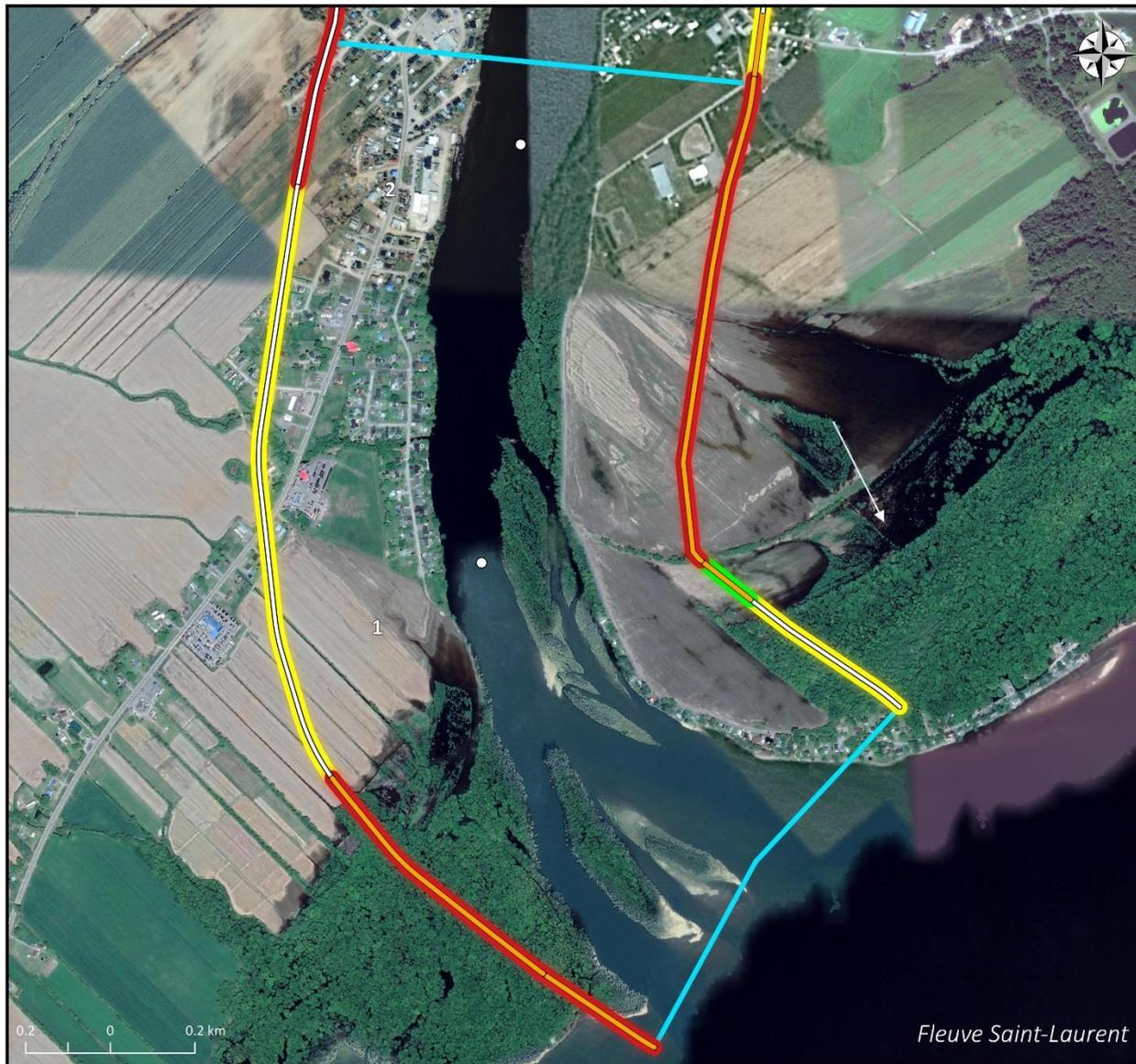


Figure 18. Présentation de l'état et des types de berges le long des segments divagant dynamique (C) et méandrique anthropisé (D).



Laboratoire d'expertise et de recherche en géographie appliquée

○ Point kilométrique (PK)

→ Sens de l'écoulement

Caractérisation des berges

Type	État
— Anthropique	Accumulation
— Meuble	Érosion
— Rocheuse	Stable

Segmentation fluviale

□ Sinueux anthropisé (A)
□ Divagant stable (B)
□ Divagant dynamique (C)
□ Méandriforme anthropisé (D)
□ Divagant deltaïque (E)

Date: septembre 2021
Auteur: Johan Bérubé

Références: Imagerie google Earth, LERGA, SÉPAQ

Figure 19. Présentation de l'état et des types de berges le long du segment divagant deltaïque (D).

b. Analyse de la dynamique hydrosédimentaire

L'analyse de la dynamique sédimentaire s'est réalisée sur environ 6 km de la rivière Sainte-Anne, soit dans les trois segments localisés à l'aval (Figure 11c). Toutefois, les variables affectant les processus morphodynamiques et la dynamiques hydrosédimentaires, telles que les conditions météorologiques et hydrologiques, ont été considérés dans l'ensemble du bassin versant.

i. Conditions hydrométéorologiques

En premier lieu, l'analyse des conditions hydrométéorologiques à long terme a été réalisé à partir des données météorologiques et de débits historiques. Le et janvier avec des moyennes de 60,0 et 55,1 cm de neige tombée. Les valeurs d'écart-type montrent également une grande variabilité d'une année à l'autre dans les précipitations neigeuses.

présentent les données météorologiques compilées de 1950 à aujourd'hui. La période de l'année dont les précipitations moyennes liquides sont plus abondantes comprend les mois de juillet, août et septembre avec des moyennes de 118, 114 et 116 mm de pluie (Tableau 2). Cependant, les valeurs élevées de l'écart-type illustre une grande variabilité interannuelle dans les valeurs de précipitations moyennes. Les précipitations solides les plus élevées sont généralement observées dans les mois de décembre et janvier avec des moyennes de 60,0 et 55,1 cm de neige tombée. Les valeurs d'écart-type montrent également une grande variabilité d'une année à l'autre dans les précipitations neigeuses.

En second lieu, la Figure 20 illustre la distribution intra-annuelle des précipitations solides et liquides des moyennes quotidiennes (colonnes) et cumulées (courbes) pour les années 2019, 2020 et 2021. De manière générale, les évènements de pluie surviennent toute au long de l'année, mais l'occurrence est plus faible lors des deux premiers mois de l'année en raison des températures plus froides. L'occurrence d'évènements de pluie est distribuée entre les jours Julien 81 (fin février) et 301 (fin octobre). D'ailleurs, les données de précipitations liquides ne reflètent pas les valeurs mensuelles moyennes élevées à l'exception de l'année 2019 dont la courbe cumulée (ligne verte) demeure à l'intérieur de l'intervalle de confiance tout au long de l'année. Le passage de cette même courbe cumulée au-dessus de l'intervalle de confiance au printemps 2019 montre que les précipitations ont été plus abondante tôt en saison. L'observation contraire peut être observé dans la distribution annuelle des précipitations liquides lors des années 2020 et 2021. En effet, les courbes cumulées demeurent sous l'intervalle de confiance tout au long du printemps, de l'été et de l'automne 2020 et 2021. Il est important de noter que plusieurs évènements

de précipitations très abondantes (c.-à-d. 40 mm de pluie et plus) ont été observés tandis que d'autres ont survenu en dehors des périodes de pluie habituelles au cours de la période 2019-2021.

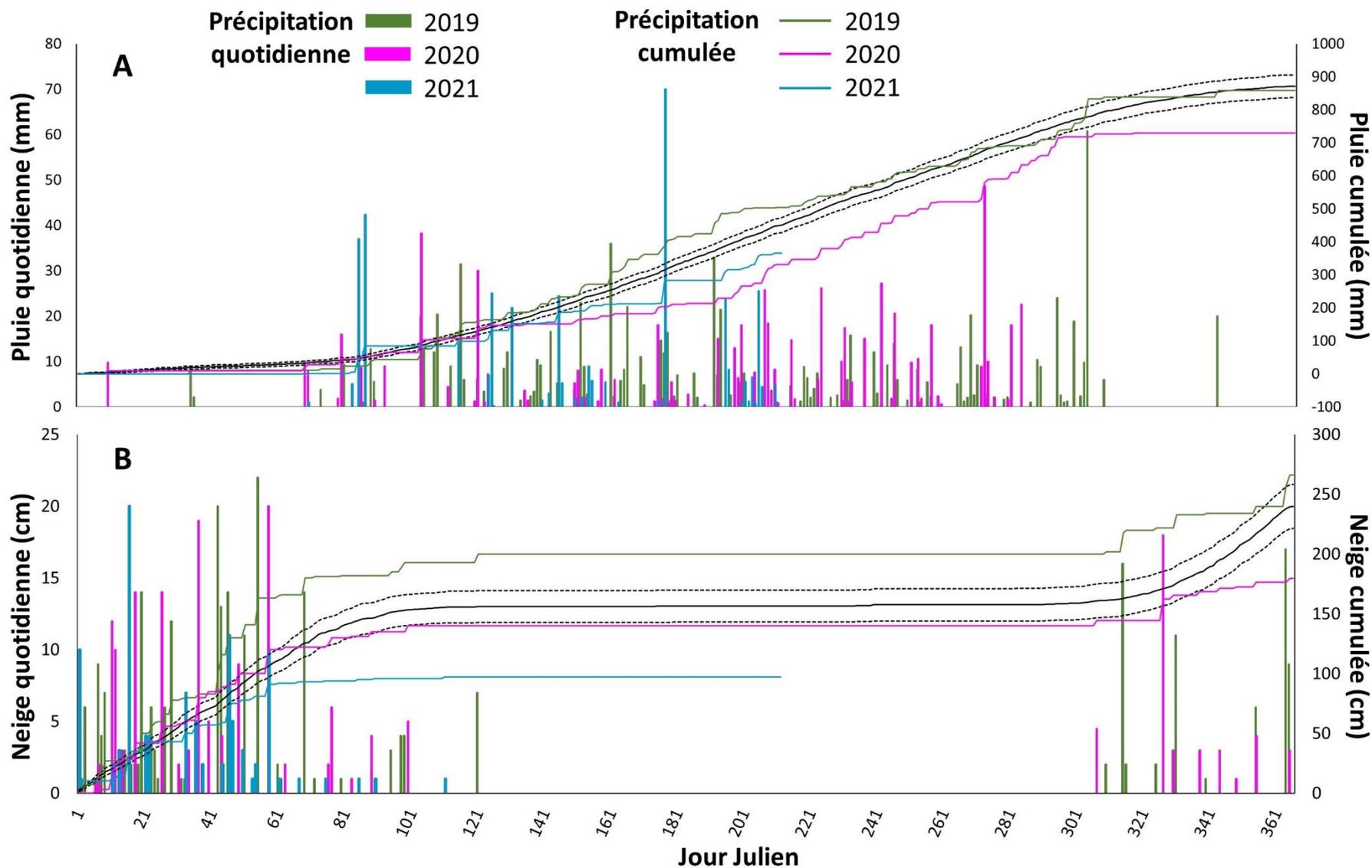


Figure 20. Distribution intra-annuelle des précipitations liquides (A) et solides (B) quotidiennes (colonnes) et cumulées (lignes pleines) pour les années 2019 (vert), 2020 (violet) et 2021 (bleu). Les ligne noires pleines et pointillées représentent respectivement les valeurs moyennes historiques cumulées bordées par l'intervalle de confiance (α 0,05) depuis 1950.

En ce qui attrait aux précipitations solides, la distribution des occurrences de précipitation de neige est généralement concentrée entre les jours Julien 301 (fin octobre) et 101 (fin mars). L'année 2019 a été marquée par d'abondantes précipitations de neige pendant la saison hivernale telle qu'illustrée par la courbe cumulée nettement au-dessus de l'intervalle de confiance. L'année 2020 a été caractérisée par d'importants évènements de chutes de neige tôt dans l'année, suivi d'un retour vers une quantité de neige cumulée demeurant légèrement sous l'intervalle de confiance jusqu'à la fin de l'année. L'année 2021 a été, jusqu'au mois de septembre, l'année avec le moins de précipitations solides et cela est illustrée par la courbe cumulée (en bleu) considérablement sous l'intervalle de confiance.

En dernier lieu, les conditions hydrologiques sont entre autres tributaires des conditions météorologiques à l'intérieur du bassin versant. Par conséquent, les fluctuations observées dans les précipitations liquides se reflètent jusqu'à un certain degré dans les valeurs de débits. La Figure 21 illustrent la variation des débits pour les années 2019 (vert), 2020 (violet) et 2021 (bleu) tout au long de l'année afin de les comparer avec les valeurs minimales et maximales (lignes noires pleines) et médianes (ligne noire pointillée). Les valeurs de débits sont généralement localisées à proximité des valeurs médianes lors de l'étiage d'hiver (c.-à-d. jour Julien 1 à 90 environ). L'année 2019 se distingue par un régime hydrologique estival au-dessus des valeurs médianes (jour Julien 100 à 180) et deux crues atteignant les valeurs maximales enregistrées depuis 1967 (jours Julien 113 et 306). Le régime hydrologique observée en 2020 se caractérise par plusieurs séquences d'étiages et d'évènements hydrologiques provoquant d'importantes fluctuations de débits de part et d'autre de la valeur médiane. De plus, plusieurs de ces évènements ont remplacé les valeurs maximales historiques telles que les crues aux jours Julien 105, 218, 298, 336 et 361. Il est important de noter que la crue du 24 décembre 2020 est illustrée sur l'hydrogramme, mais l'amplitude semble démesurée par rapport aux précipitations présentés dans la Figure 20. Cela s'explique par la localisation de la cellule orageuse qui a provoqué davantage de précipitations dans la portion septentrionale du bassin versant (24 mm de pluie et plus enregistrée à Sainte-Catherine-de-la-Jacques-Cartier). D'une part, l'année 2021 présente un régime hydrologique au-dessus des valeurs médianes à la fin de l'hiver (jour Julien 85 à 107). D'autre part, l'absence de crues majeures au printemps et les valeurs de débits printanières et estivales largement en deçà de la médiane caractérisent le régime hydrologique.

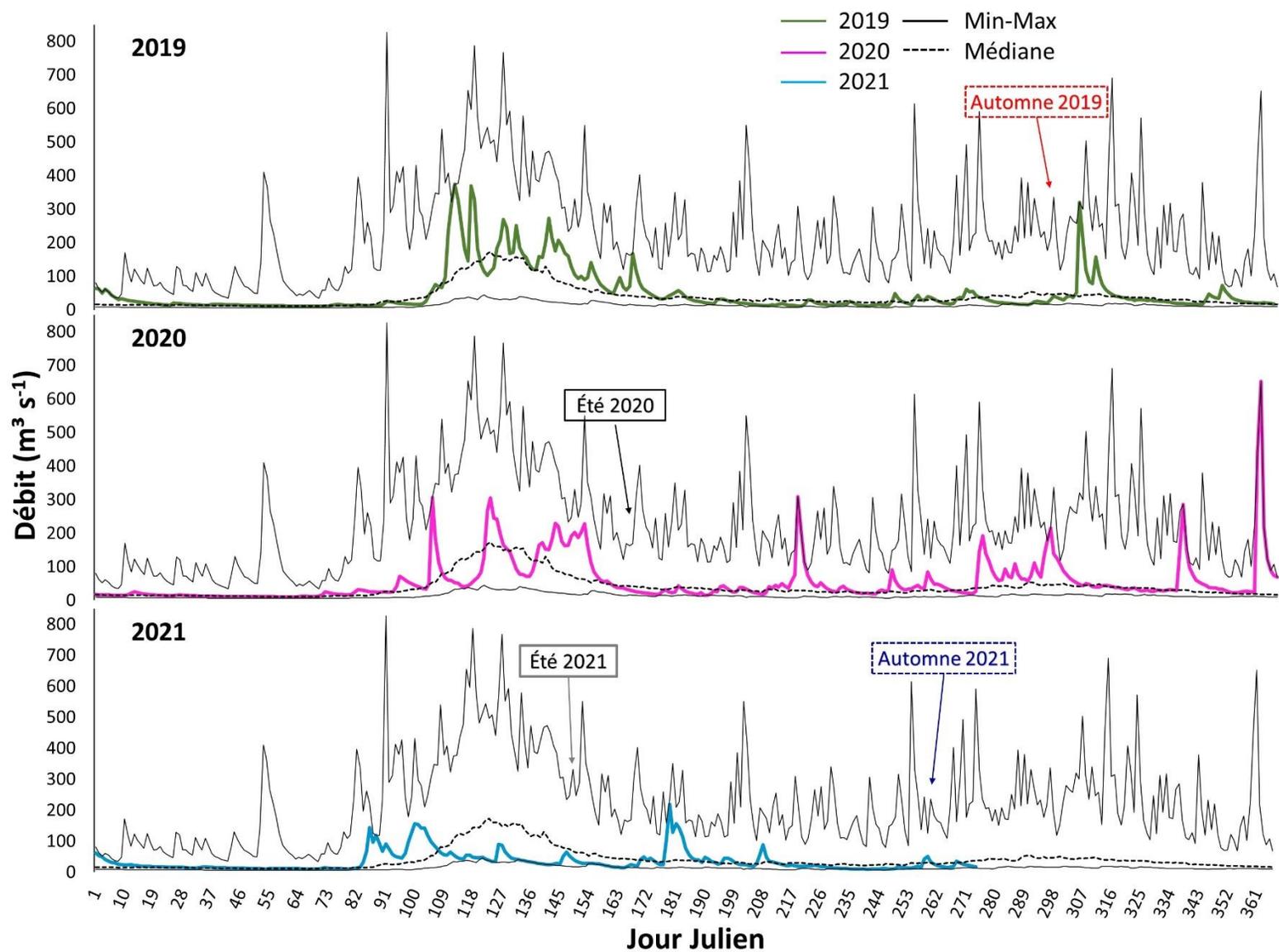
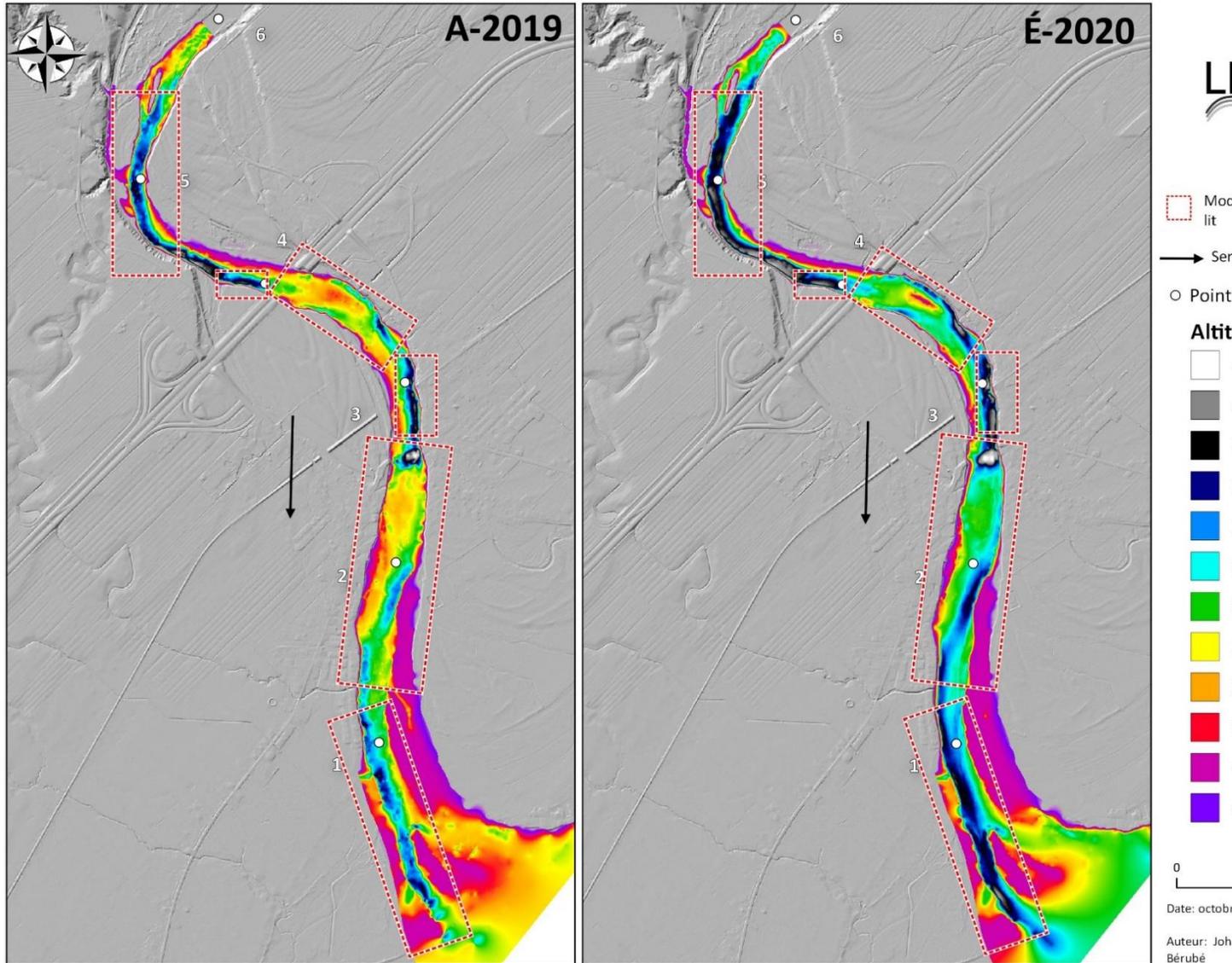


Figure 21. Distribution intra-annuelle (en jour Julien) des valeurs de débits enregistrées à la station Sainte-Anne (station 050408) situé à 1,3 km en aval du barrage à Chute-Panet pour les années 2019 (vert), 2020 (violet) et 2021 (bleu). Les lignes noires pleines et médiane représentent respectivement les valeurs min et max ainsi que la médiane des données compilées depuis 1967.

ii. Topographie et formes du lit mineur

La variation des conditions hydrométéorologiques influencent la dynamique hydrosédimentaire. Cela se reflète par la modification de la topographie et des formes présentes dans le lit mineur. L'évolution du lit mineur sont tout d'abord présentés en plan et sous forme de profils transversaux.

Les



Figure

22

et

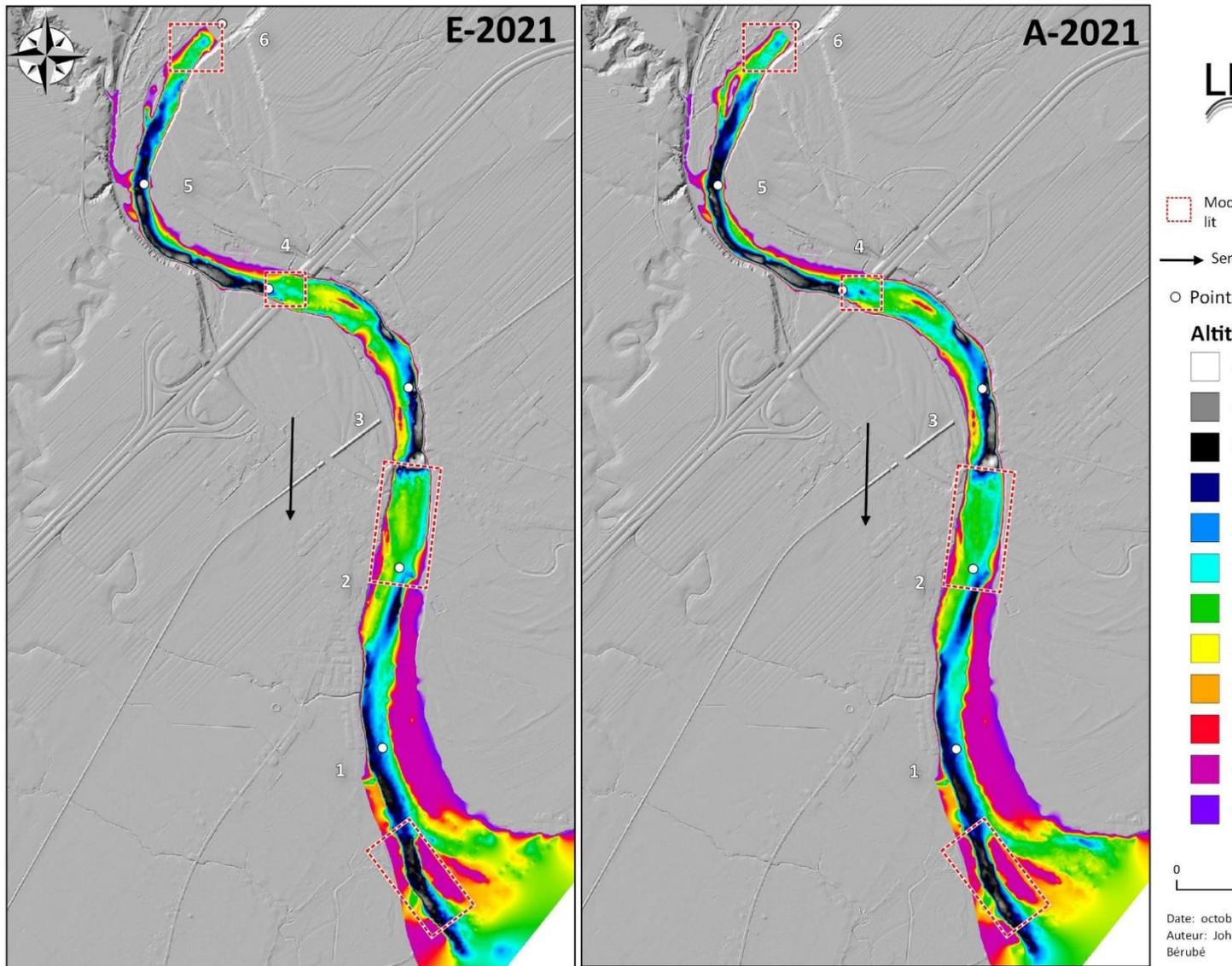


Figure 23 illustrent chronologiquement l'évolution intra et inter annuel de l'altitude du lit mineur dans le secteur à l'étude entre l'automne 2019 et l'automne 2021. De l'automne 2019 à l'été 2020, l'érosion est le processus morphodynamique prédominant sur l'ensemble du secteur (

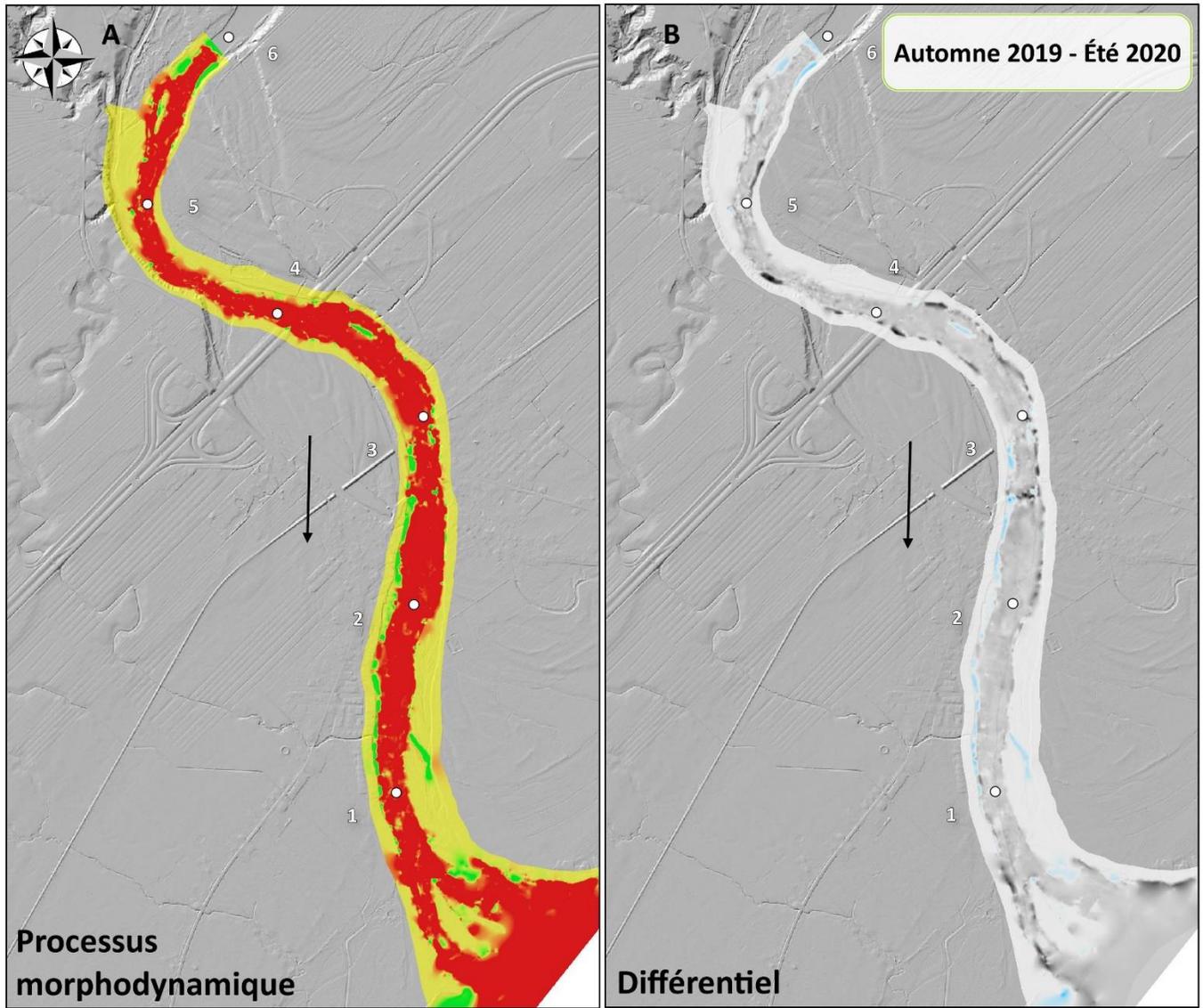


Figure 24a) dont la couche active varie généralement entre 1 et 4 m (

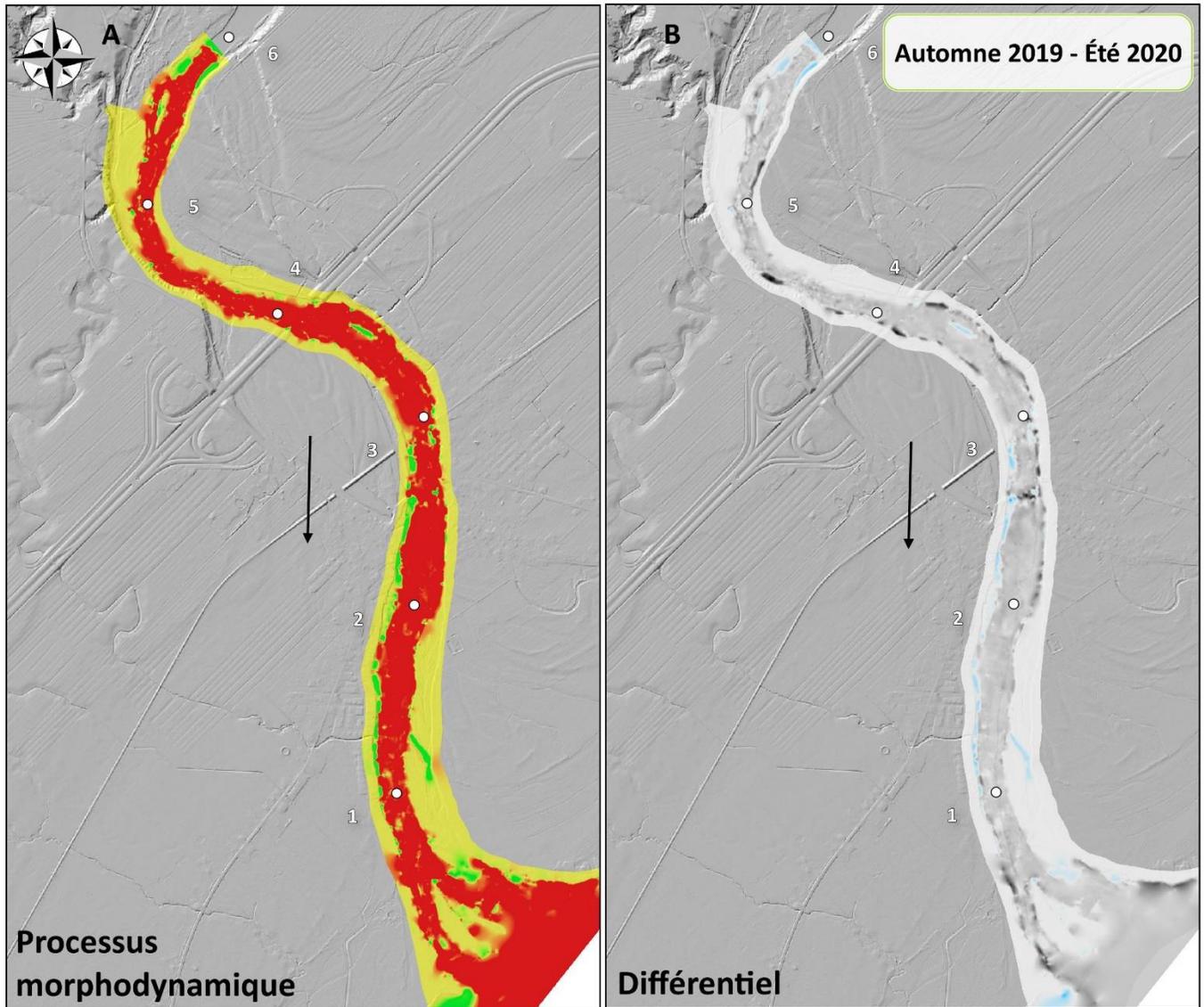


Figure 24b). La séquence été 2020 et été 2021 illustre une distribution équilibrée des processus morphodynamiques. Néanmoins, les segments en érosion semblent davantage concentrés les segment localisés à l'aval tandis que les segments en accumulation sont concentrés dans la portion à l'amont du pont de la route 138 (

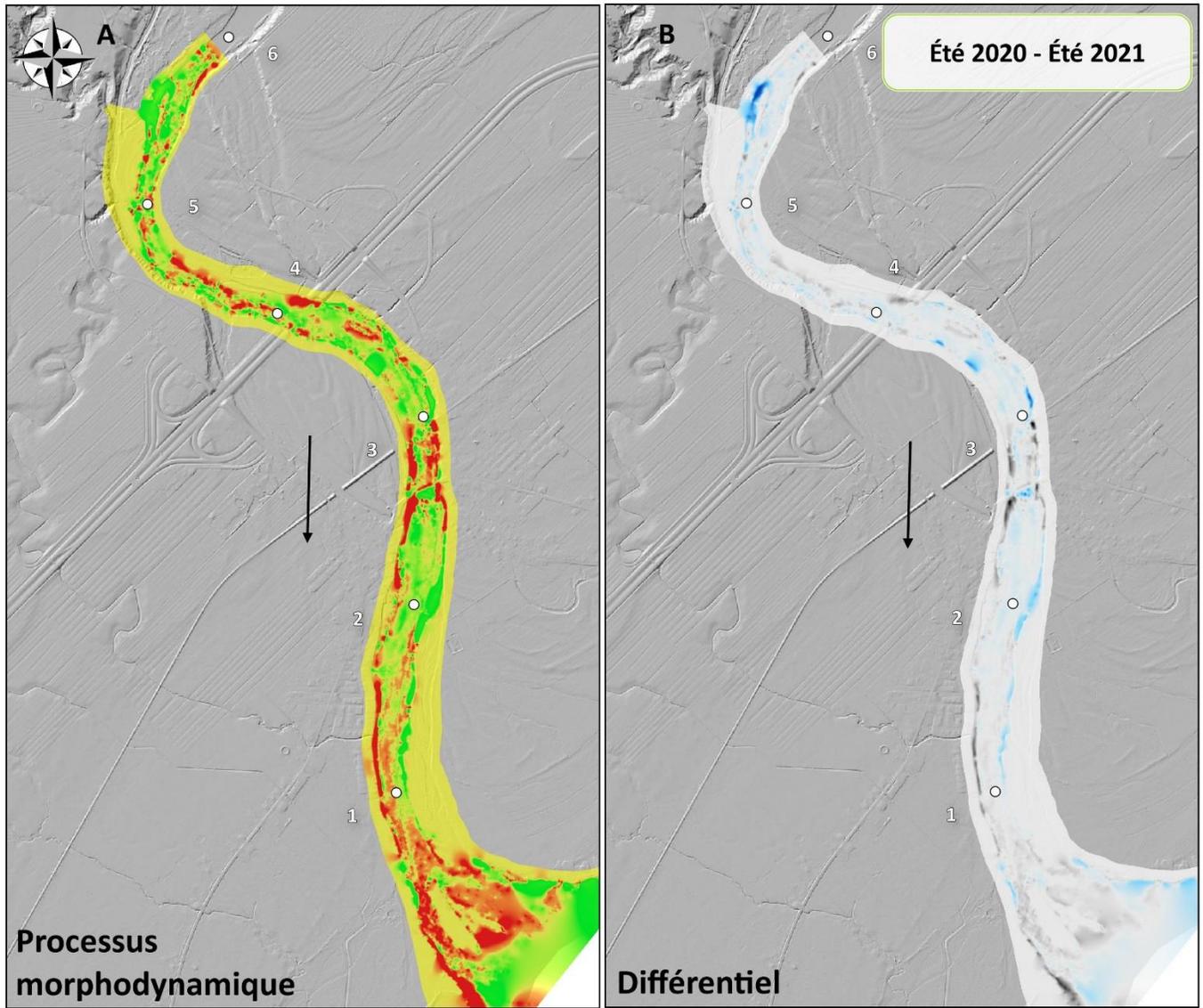


Figure 25a). La différence altitude entre les deux levés montre des processus d'érosion plus intenses (entre 2 et 4m) que d'accumulation (entre 1 et 2m). Entre l'été 2021 et l'automne 2021, les levés bathymétriques indiquent que le lit mineur est majoritairement en érosion (

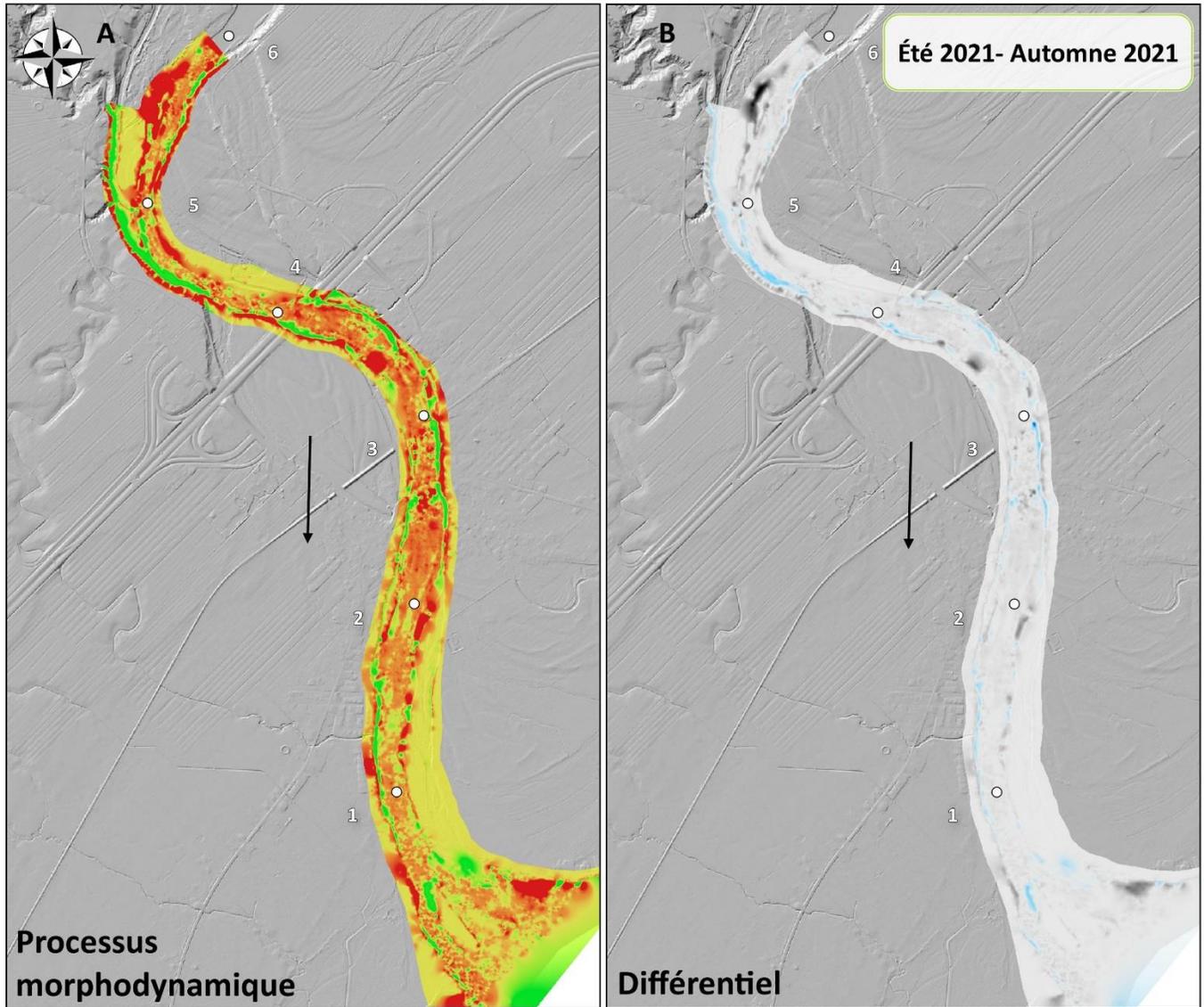


Figure 26a). Cependant, les différentiels d'altitude montrent que la plupart processus d'érosion sont de faible intensité (<1m). En contrepartie, les zones en accumulation semblent moins nombreuses, mais possèdent un différentiel d'altitude plus élevé (>2m) (

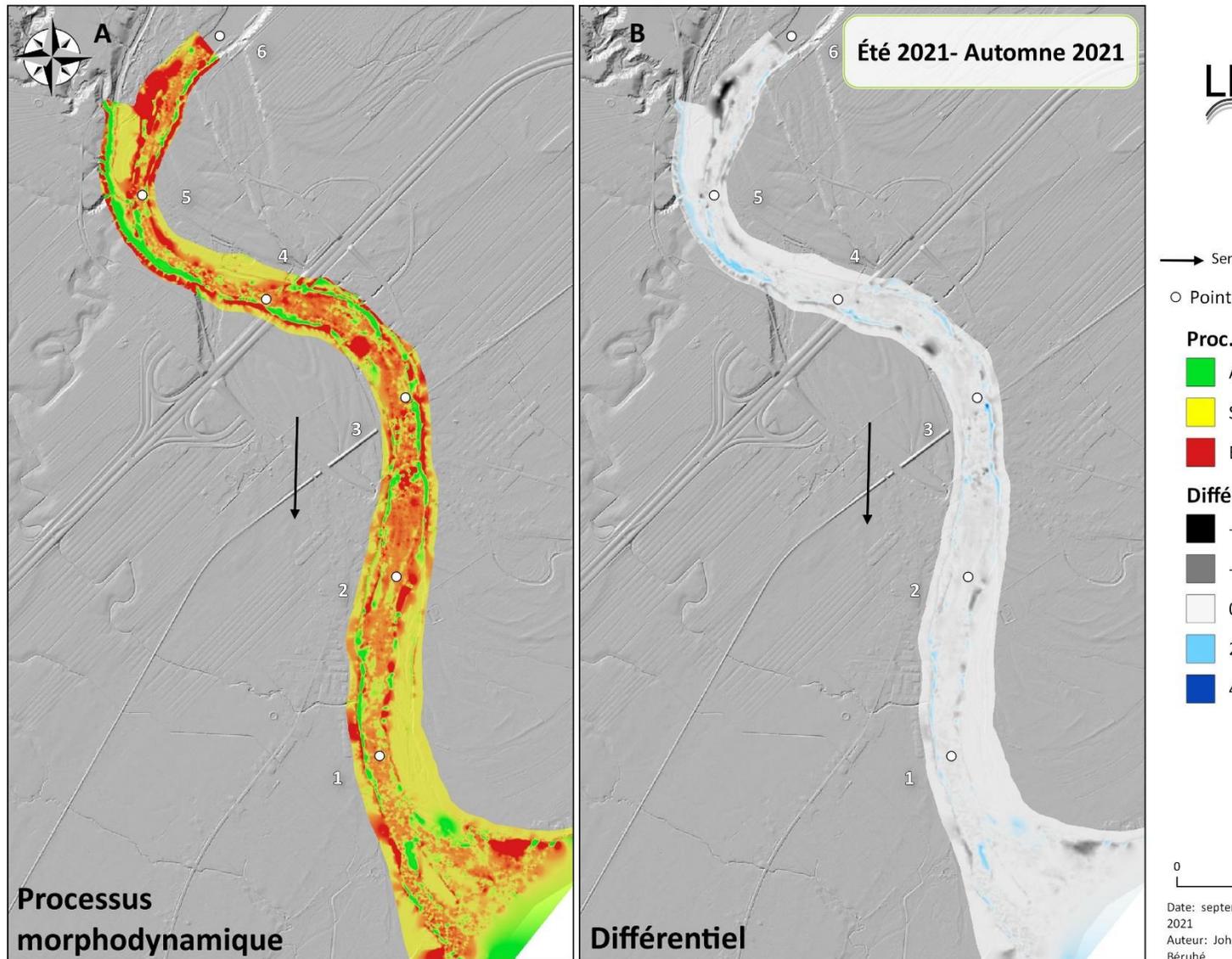


Figure 26b). Il est important de noter que les variations d'altitudes élevées observées dans une portion du lit mineur au niveau de la berge droite à la limite amont sont liées à l'inconsistance et l'absence de levés d'une campagne à l'autre et non aux processus morphodynamiques.

La Figure 27 présente quelques profils transversaux illustrant des processus morphodynamiques typiques observées entre 1994 et 2021 dans le secteur à l'étude. De manière générale, l'altitude contemporaine du lit mineur est similaire à celle mesurée en 1994 par Bergeron *et al.* (1994). Certains segments font toutefois exception à cet état de stabilité relative en montrant des processus d'érosion, d'accumulation et d'avulsion. Les Figure 28 à Figure 30 illustrent l'évolution des 30 profils transversaux classés respectivement selon ces processus morphodynamiques. Les profils transversaux majoritairement en érosion sont davantage concentrés

à l'aval tandis que ceux en accumulation sont localisés dans la portion amont du secteur à l'étude. La tendance évolutive entre 1994 et 2019 observée sur l'ensemble des profils se résume par des différences d'altitude pouvant atteindre 2m d'accumulation et 1m d'érosion. À plus petite échelle temporelle, la différence d'altitude entre l'automne 2019 et l'été 2020 se résume par la réduction de l'altitude du lit mineur pouvant généralement atteindre 1 m d'érosion. Les variations du lit mineur observées au niveau des profils entre l'été 2020 et l'été 2021 par des taux d'érosion plus faibles, mais également par des taux d'accumulation avoisinant 0,5 m. L'évolution du lit mineur observée entre l'été 2021 et l'automne 2021 se caractérise par de faibles valeurs

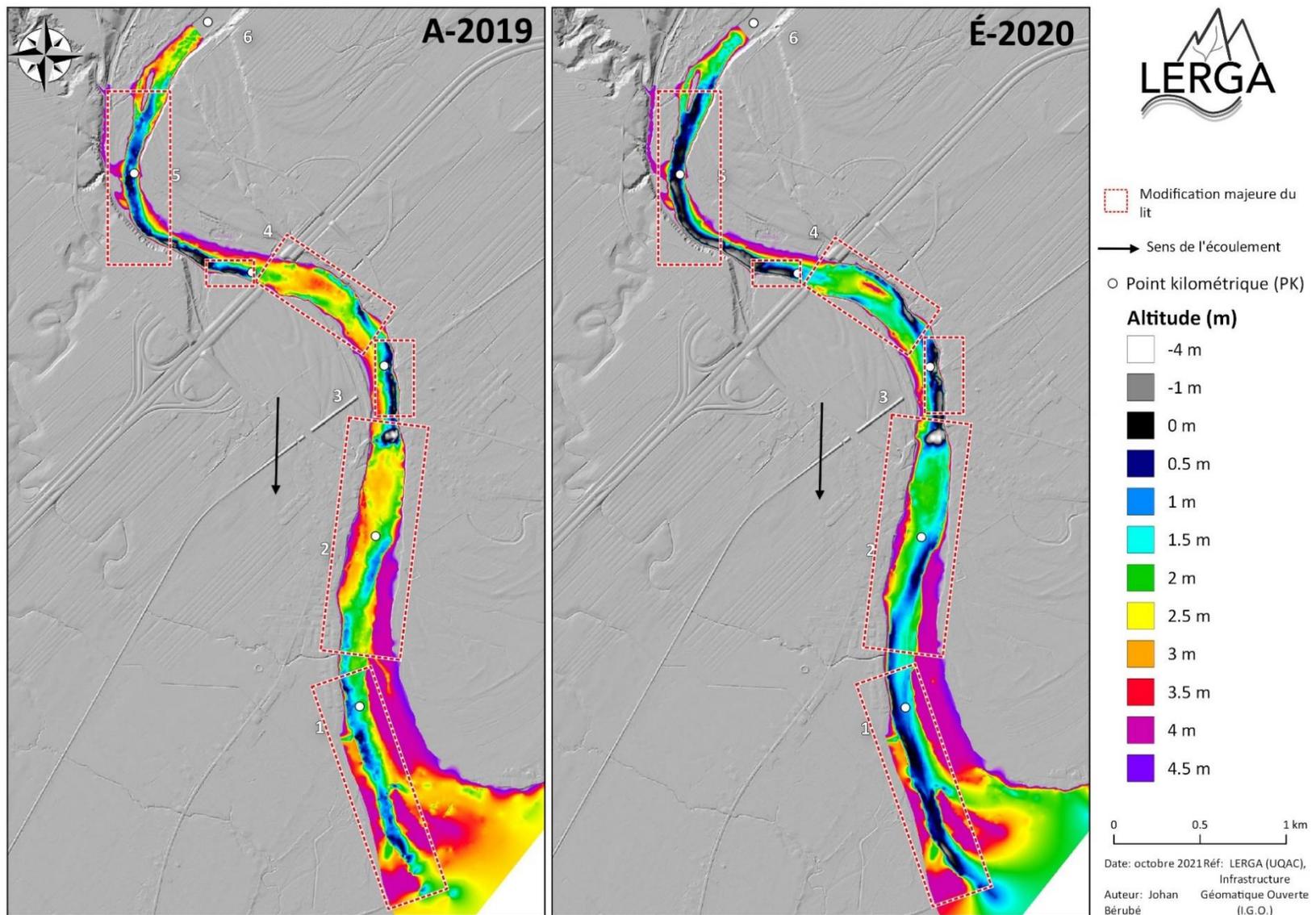


Figure 22. Présentation des levés bathymétriques du lit mineur de la rivière Sainte-Anne pour l'automne 2019 et l'été 2020. Les encadrés en rouge pointillés représentent les zones où une modification majeure du lit a été observée entre les deux levés.

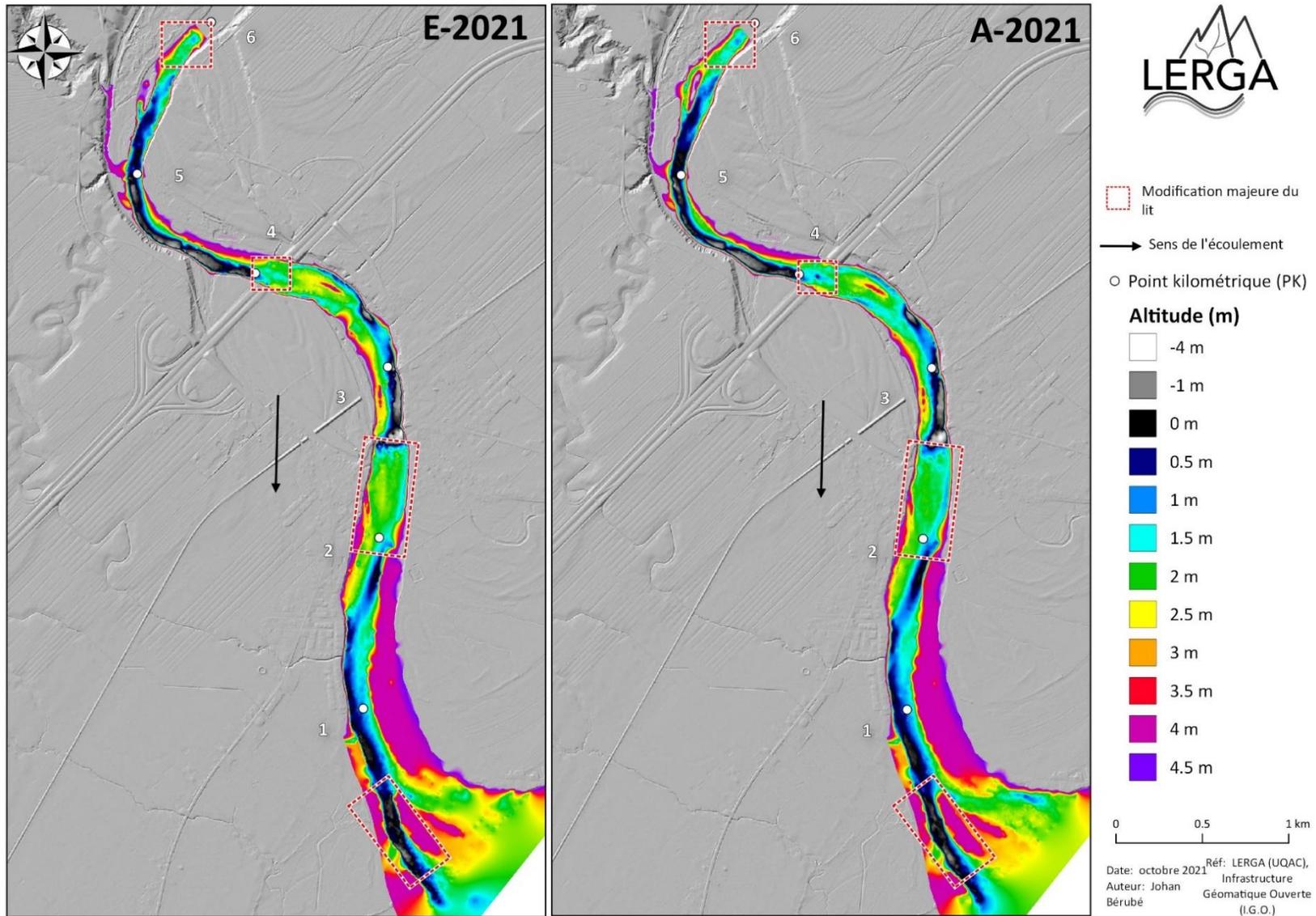


Figure 23. Présentation des levés bathymétriques du lit mineur de la rivière Sainte-Anne pour l'été 2021 et l'automne 2021. Les encadrés en rouge pointillés représentent les zones où une modification majeure du lit a été observée entre les deux levés.

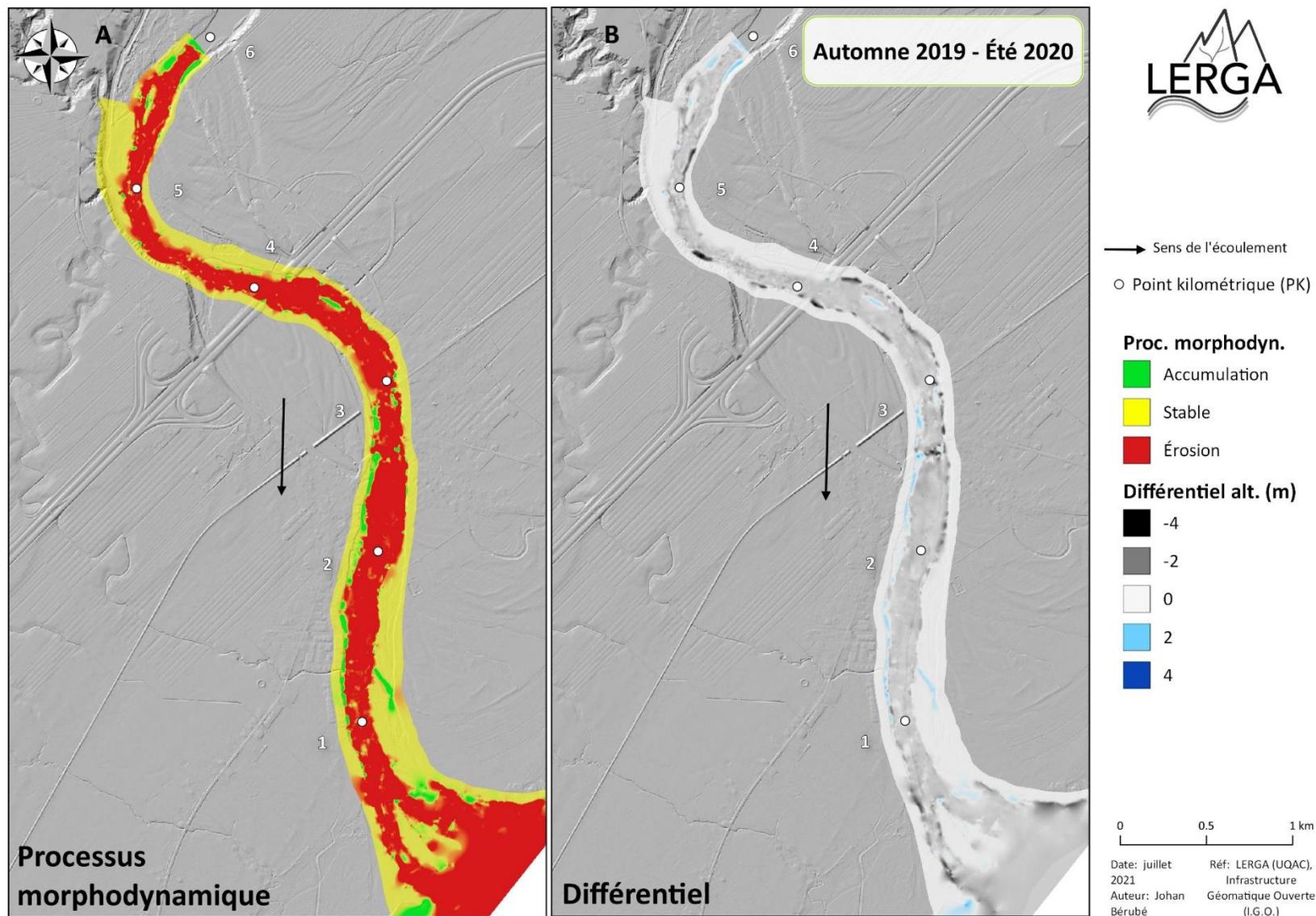


Figure 24. Localisation des zones en érosion, stable ainsi qu'en accumulation observées(encadré A) et présentation du différentiel altimétrique du lit mineur (encadré B) entre l'automne 2019 et l'été 2020.

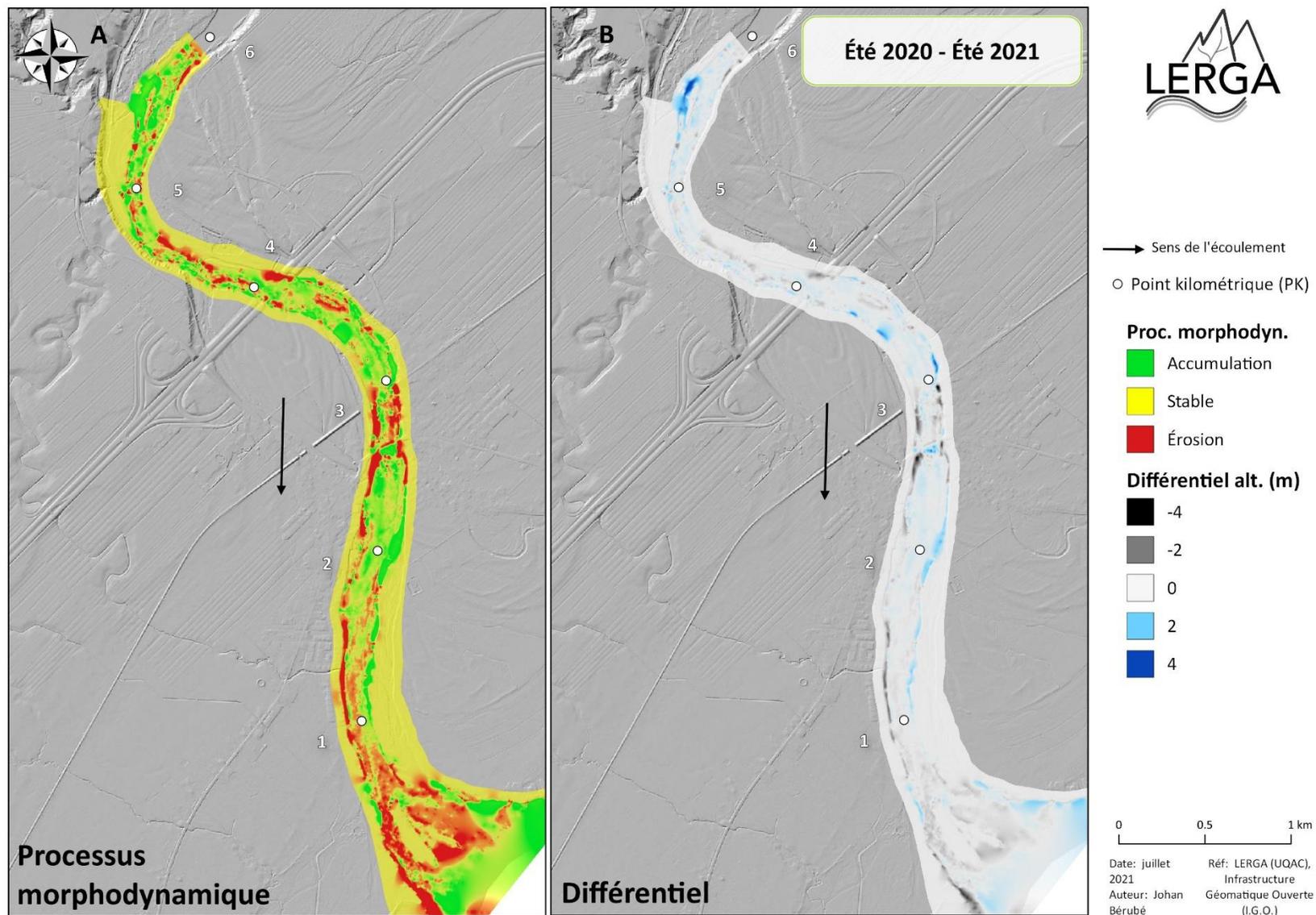


Figure 25. Localisation des zones en érosion, stable ainsi qu'en accumulation observées(encadré A) et présentation du différentiel altimétrique du lit mineur (encadré B) entre l'été 2020 et l'été 2021.

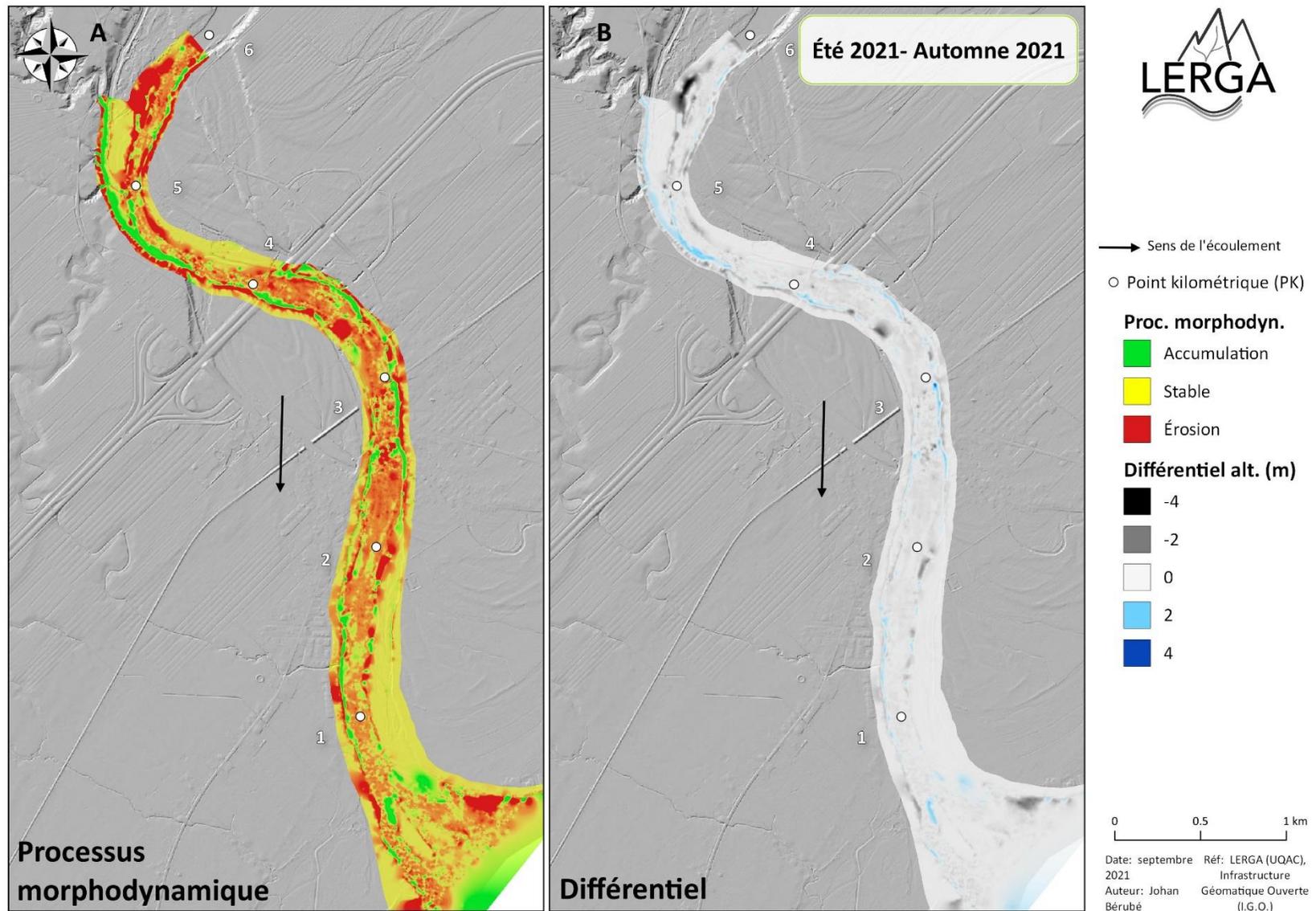


Figure 26. Localisation des zones en érosion, stable ainsi qu'en accumulation observées(encadré A) et présentation du différentiel altimétrique du lit mineur (encadré B) entre l'été 2021 et l'automne 2021.

d'érosion omniprésente dans les talwegs de la plupart des profils transversaux couplée à de faibles taux d'accumulation. Les modifications majeures observées entre les différentes séquences temporelles de 1994 à 2021 proviennent de processus d'avulsion qui ont survenus dans la portion aval et médian.

Enfin, les conditions hydrométéorologiques conditionnent les variations spatiales et temporelles des conditions hydrauliques et, par conséquent, influencent la dynamique hydrosédimentaire. Cela provoque des perturbations locales et ponctuelles menant au réajustement constant du système fluvial. La récurrence de ces ajustements peut affecter des segments entiers et ainsi avoir des répercussions sur la trajectoire HGM de la rivière Sainte-Anne et sur les habitats lotiques qui s'y retrouvent.

c. Analyse de la trajectoire hydrogéomorphologique

Le caractère évolutif des systèmes fluviaux témoigne conjointement du dynamisme des cours d'eau, de leur sensibilité face aux perturbations et de leur capacité à se réajuster (ou résilience). À plus ou moins long terme, l'approche historique a permis de retracer visuellement l'évolution du territoire couvert, de l'environnement fluvial et de l'évolution planimétrique du lit mineur sur environ 6 km du corridor à l'étude de 1964 jusqu'à 2017 (voir annexe 3). Cette étape a permis de ressortir les événements perturbateurs dans le temps, de les localiser et de caractériser sommairement la dynamique fluviale à chacune des époques. À court et moyen termes, les différents levés bathymétriques ont permis de ressortir les tendances entre les saisons, les années (2019 à 2021) ainsi qu'avec les levés de Bergeron *et al.* (1994) en 1994. Les perturbations, la modification du territoire et les conditions hydrologiques ont été analysées afin d'expliquer l'évolution du lit mineur et les formes observées.

Tout d'abord, le territoire à l'intérieur de la zone d'étude et son utilisation ont été modifiés au fil du temps. Parmi les changements anthropiques observés, certains peuvent avoir affecté davantage la dynamique sédimentaire de la rivière Sainte-Anne tels l'apparition progressive d'infrastructures de protection le long des berges dans le segment méandrique anthropisé ainsi que la construction de l'autoroute 40 entre 1975 et 1985 (voir annexe 3). Aucune modification majeure dans l'utilisation du territoire n'a été observée dans cette période. L'apparition de bancs d'accumulation et d'îlots végétalisés ont également été observés dans la portion aval du secteur à l'étude toute au long de la période analysée.

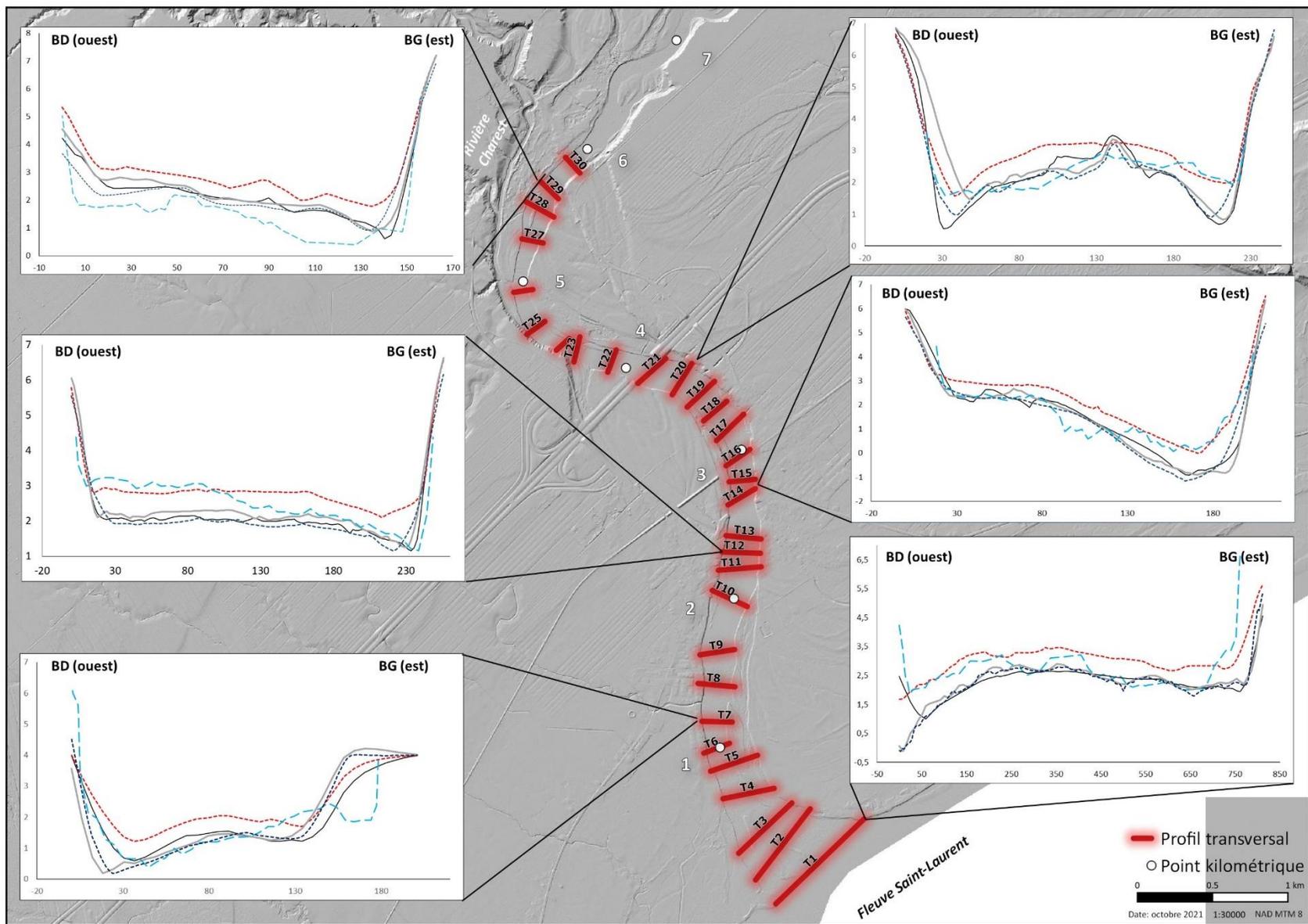


Figure 27. Localisation des profils transversaux dans le secteur à l'étude présentant des profils types d'érosion, d'avulsion et d'accumulation à court (été 2021 et automne 2021) et moyen (hiver 1994) termes.

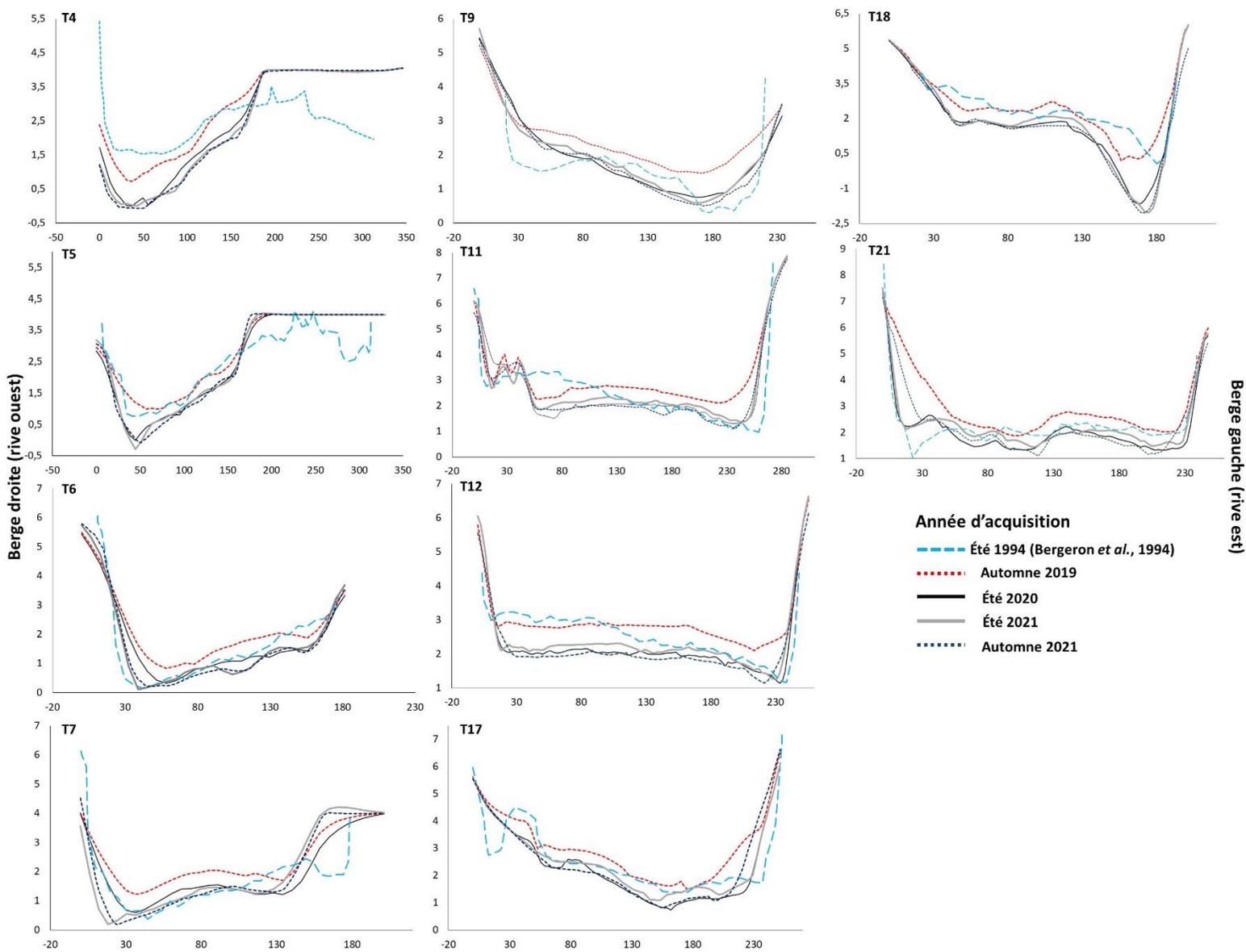


Figure 28. Présentation des profils transversaux dominés par des processus morphodynamiques d'érosion. Les lignes pleines et pointillées représentent respectivement les levés bathymétriques réalisés à l'été (lignes noire et grise) ainsi qu'à l'automne (lignes rouge et bleue).

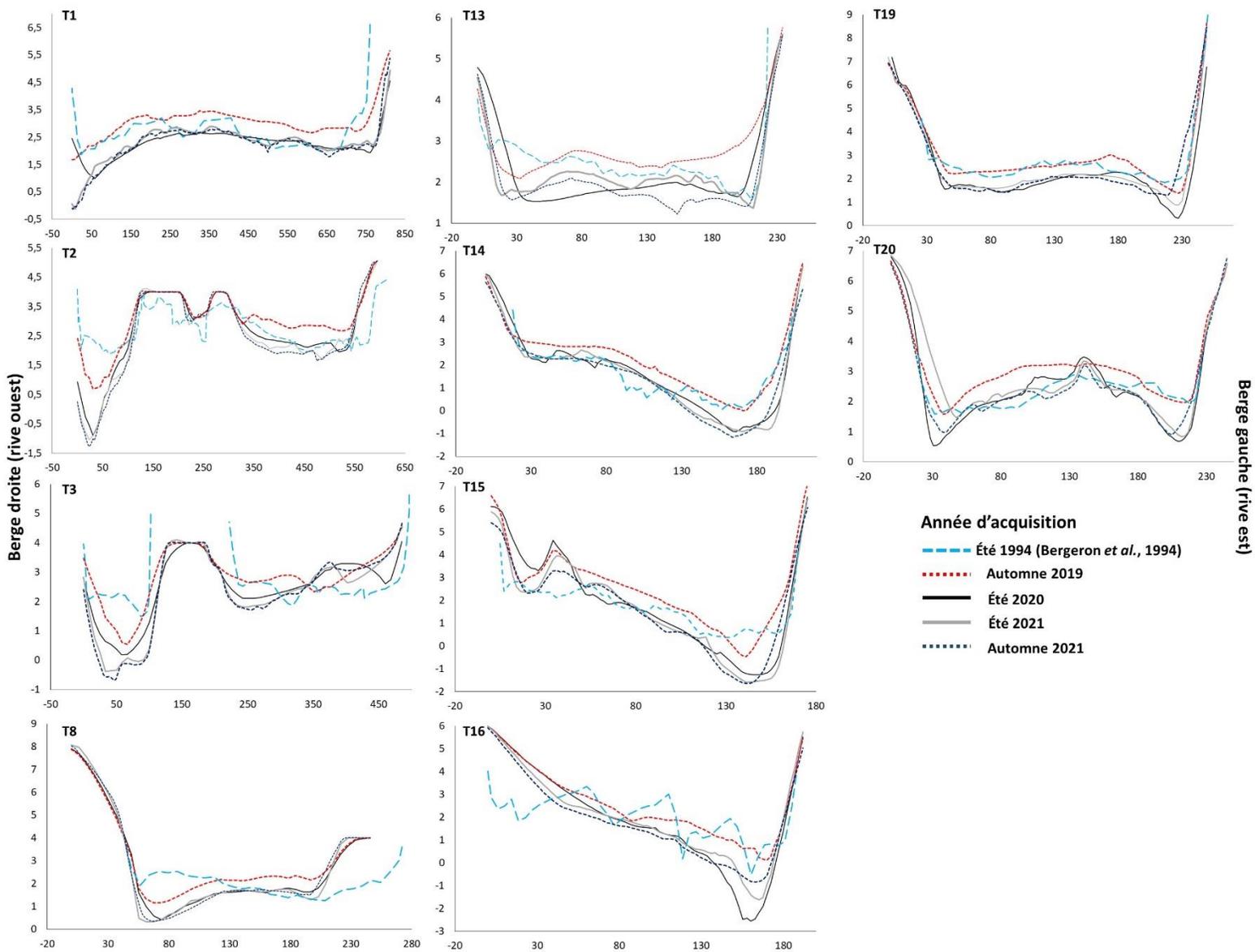


Figure 29. Présentation des profils transversaux dominés par des processus morphodynamiques d'avulsion. Les lignes pleines et pointillées représentent respectivement les levés bathymétriques réalisés à l'été (lignes noire et grise) ainsi qu'à l'automne (lignes rouge et bleue).

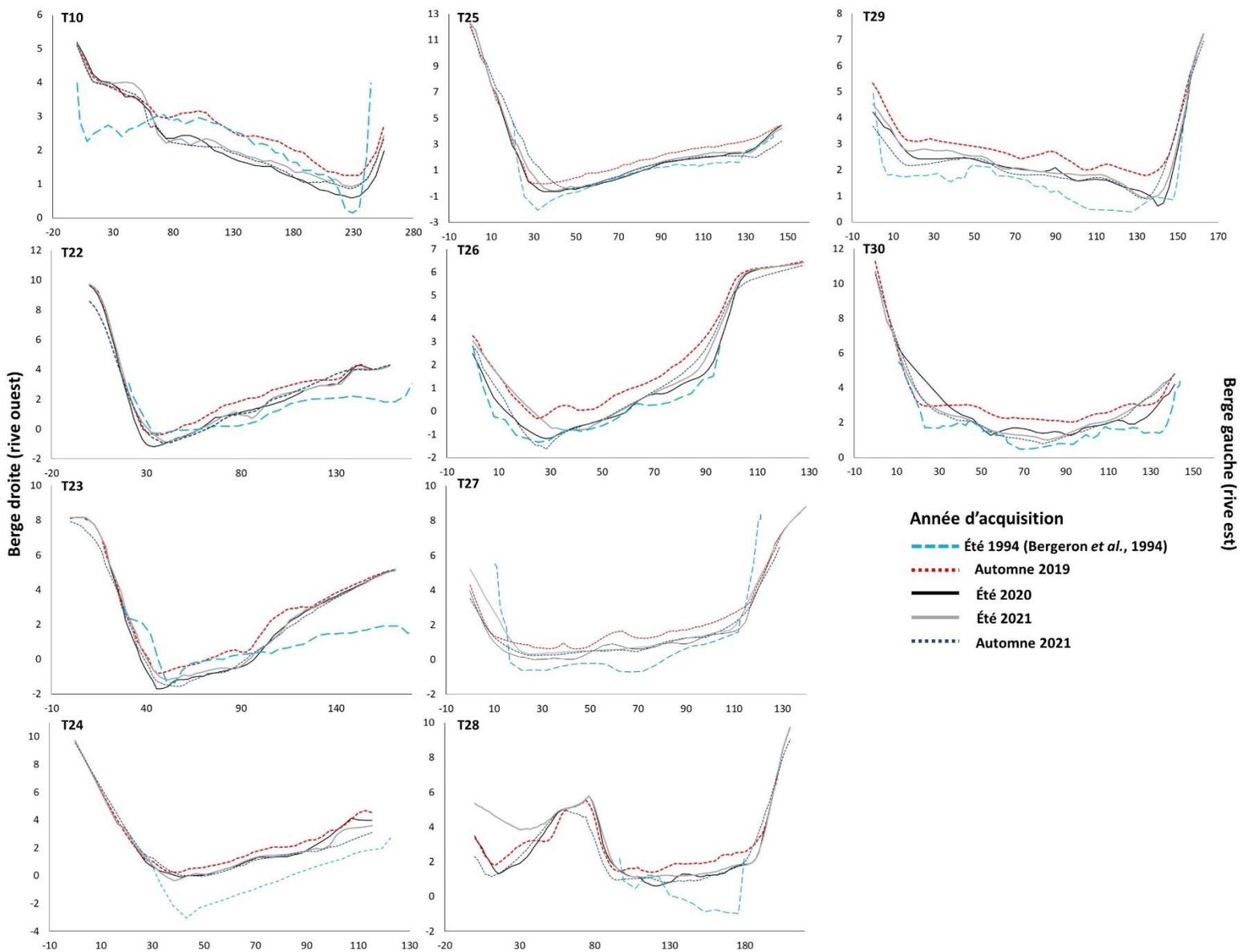


Figure 30. Présentation des profils transversaux dominés par des processus morphodynamiques d'accumulation. Les lignes pleines et pointillées représentent respectivement les levés bathymétriques réalisés à l'été (lignes noire et grise) ainsi qu'à l'automne (lignes rouge et bleu).

Ensuite, le tracé fluvial et la géométrie planimétrique du lit mineur a également évolué au fil du temps. La Figure 31 témoigne de cette évolution en présentant les modifications du lit mineur de la rivière Sainte-Anne entre 1964 et 2017. Le lit mineur des tronçons analysés au niveau de la rivière Sainte-Anne sont localisés dans les trois segments en aval, soit divagant dynamique et méandrique anthropisé ainsi que dans le segment divagant deltaïque. Les modifications majeures du tracé fluvial qui ont été observées se résument principalement à des processus HGM associés à la formation et l'abandon de chenaux, à la migration latérale ainsi qu'à la formation et la croissance de bancs d'accumulation centraux. La plupart de ces changements ont d'ailleurs été observé dans les segments divagant dynamique et deltaïque. Le Tableau 4 présente la compilation de certaines variables qui ont quantifié le dynamisme dans le temps pour chacun des segments S1 à S12.

De manière plus précise, quelques évènements marquants ont été observés tels que la déconnection et la formation de nouveaux chenaux. Le Tableau 4 illustre les résultats des variables HGM quantifiées telles que la variation du nombre de chenaux (Δ nb de chenaux), la superficie érodée (sup. érodée) ainsi que les taux d'érosion annuel (taux annuel) par segment. Les changements majeurs s'observent au niveau de la déconnection de chenaux dans les tronçons S2 (1985-1996), S3 (1975-1985), S6 (2011-2017) et S9 (1964-1975) ainsi que la formation de nouveaux chenaux dans les tronçons S4 (1985-1996), S5 (2011-2017), S5 (2011-2017), S6 (2008-2011), S7 (2008-2011), S10 (1985-1996), S11 (1985-1996) et S12 (2008-2011). Quant au processus de migration latérale, les taux d'érosion annuels varient entre 0,2 et 5,8 m / année. Les taux de recul les plus élevés ont été observés dans les segments divagant dynamique et deltaïque, soit dans les tronçons S1, S2, S11 et S12. De manière générale, peu de changements ont été observés dans le segment méandrique anthropisé à l'exception de la formation d'un chenal de débordement au niveau de la berge droite et de changements dans la géométrie planimétrique des bancs d'accumulation entre 1996 et 2017.

L'intensité des modifications du lit mineur varie tout au long de la période d'analyse en fonction de la position longitudinale. Dans les tronçons situés à l'amont (S1 et S12), les fenêtres de temps ayant les plus grand taux de recul sont 1964-1975, 2008-2011 et 2011-2017 tandis que toutes les périodes s'avèrent plutôt dynamiques dans les tronçons à l'aval (S11 et S12). La période dont la moyenne des taux de recul est la plus élevée est la fenêtre 2011-2017, dont les taux de recul peut atteindre 5,8 m / année dans le segment S12.

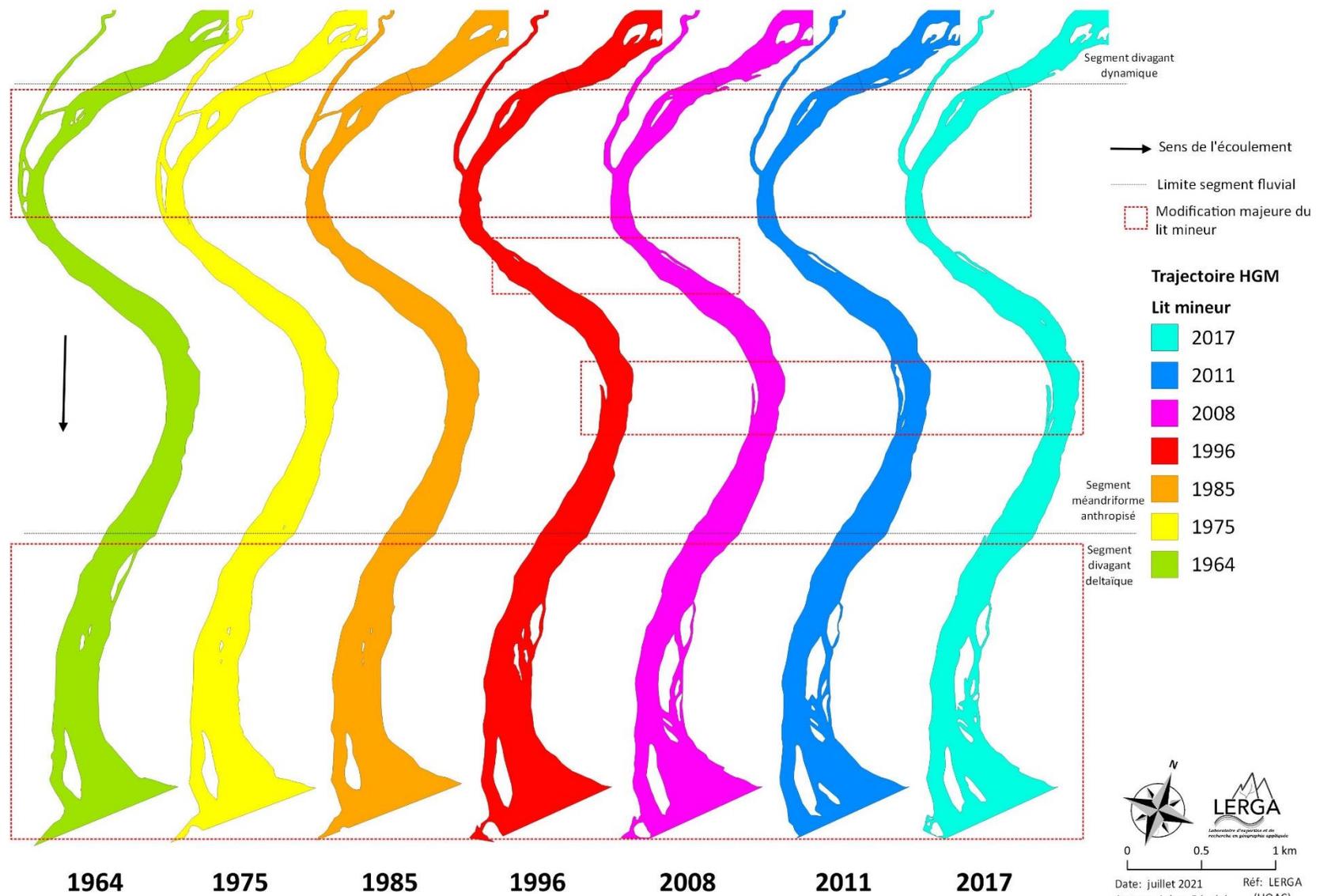


Figure 31. Évolution historique du lit mineur de la rivière Sainte-Anne entre 1964 et 2019 dans le secteur d'étude sur la dynamique sédimentaire (PK 0 à 6)

La **Erreur ! Référence non valide pour un signet.** présente l'évolution du lit mineur de la rivière Charest sur environ 10 km du tracé fluvial. Aucune modification majeure de la géométrie planimétrie du lit mineur n'a été observé dans le temps à l'exception de l'apparition d'îlots végétalisés et l'élargissement ponctuel du lit mineur. Ces changements relativement discrets se reflètent par des taux de recul annuel moyen variant de 0,6 et 0,8 m par année. Cependant, les faibles taux de recul moyen ne reflètent pas systématiquement la dynamique hydrosédimentaire de ce cours d'eau. En effet, quelques signes d'érosion (voir photos 2 et 3, annexe 3), de transport (voir photo 1) et des formes d'accumulation (p.ex. banc d'accumulation et delta) ont été respectivement observés à l'amont, à l'aval ainsi qu'à la confluence entre les rivières Charest et Sainte-Anne (photo 4). Cela suggère un apport considérable de sédiments provenant de ce système fluvial tributaire à la rivière Sainte-Anne.

Tableau 4. Présentation des variables HGM analysées au cours de la période 1964-2017

Segment		Taux de recul (m / année)												Moyenne
		Divagant dynamique			Méandriforme anthropisé				Divagant deltaïque					
Tronçon		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	
Séquence temporelle	Migration latérale													
1964 - 1975	Δ nb de chenaux ²	0	0	-1	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	-0,2
	Sup. érodée (m ²)	3583	6639	3568	2985	1982	1038	858	4260	2689	2365	7881	16066	4492,8
	Taux annuel ¹	0,7	1,2	0,6	0,5	0,4	0,2	0,2	0,8	0,5	0,4	1,4	2,4	0,8
1975 - 1985	Δ nb de chenaux ²	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-0,1
	Sup. érodée (m ²)	3032	3951	1979	3651	2896	453	2782	889	1071	4078	5460	29576	4984,8
	Taux annuel ¹	0,7	0,8	0,4	0,7	0,6	0,1	0,6	0,2	0,2	0,8	1,1	4,9	0,9
1985 - 1996	Δ nb de chenaux ²	0	-1	0	1	0	0	0	0	0	2	1	0	0,3
	Sup. érodée (m ²)	2009	6438	7597	1435	1454	234	0	557	2144	4033	6338	31072	5275,9
	Taux annuel ¹	0,4	1,2	1,4	0,3	0,3	0,0	0,0	0,1	0,4	0,7	1,2	4,7	0,9
1996 - 2008	Δ nb de chenaux ²	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0,2
	Sup. érodée (m ²)	2049	5980	705	1639	3542	3362	879	957	1900	4033	1291	16233	3547,5
	Taux annuel ¹	0,4	1,0	0,1	0,3	0,6	0,6	0,1	0,2	0,3	0,7	0,2	2,2	0,6
2008 - 2011	Δ nb de chenaux ²	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0,3
	Sup. érodée (m ²)	1621	862	212	2027	891	324	610	0	0	0	7905	1897	1362,4
	Taux annuel ¹	1,2	0,6	0,1	1,4	0,6	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	5,3	1,0	0,9
2011 - 2017	Δ nb de chenaux ²	0	0	0	0	1	-1	0	0	0	0	0	0	0,0
	Sup. érodée (m ²)	3360	4872	1512	858	1402	0	0	0	1532	1282	3956	21145	3326,6
	Taux annuel ¹	1,3	1,6	0,5	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,4	1,3	5,8	1,0
Tx recul moy. (m / an.)		0,8	1,1	0,5	0,6	0,5	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	1,7	3,5	

¹ Taux de recul calculé en m / année

² Ajout = 1 et plus, stable = 0 et disparition = -1 et moins

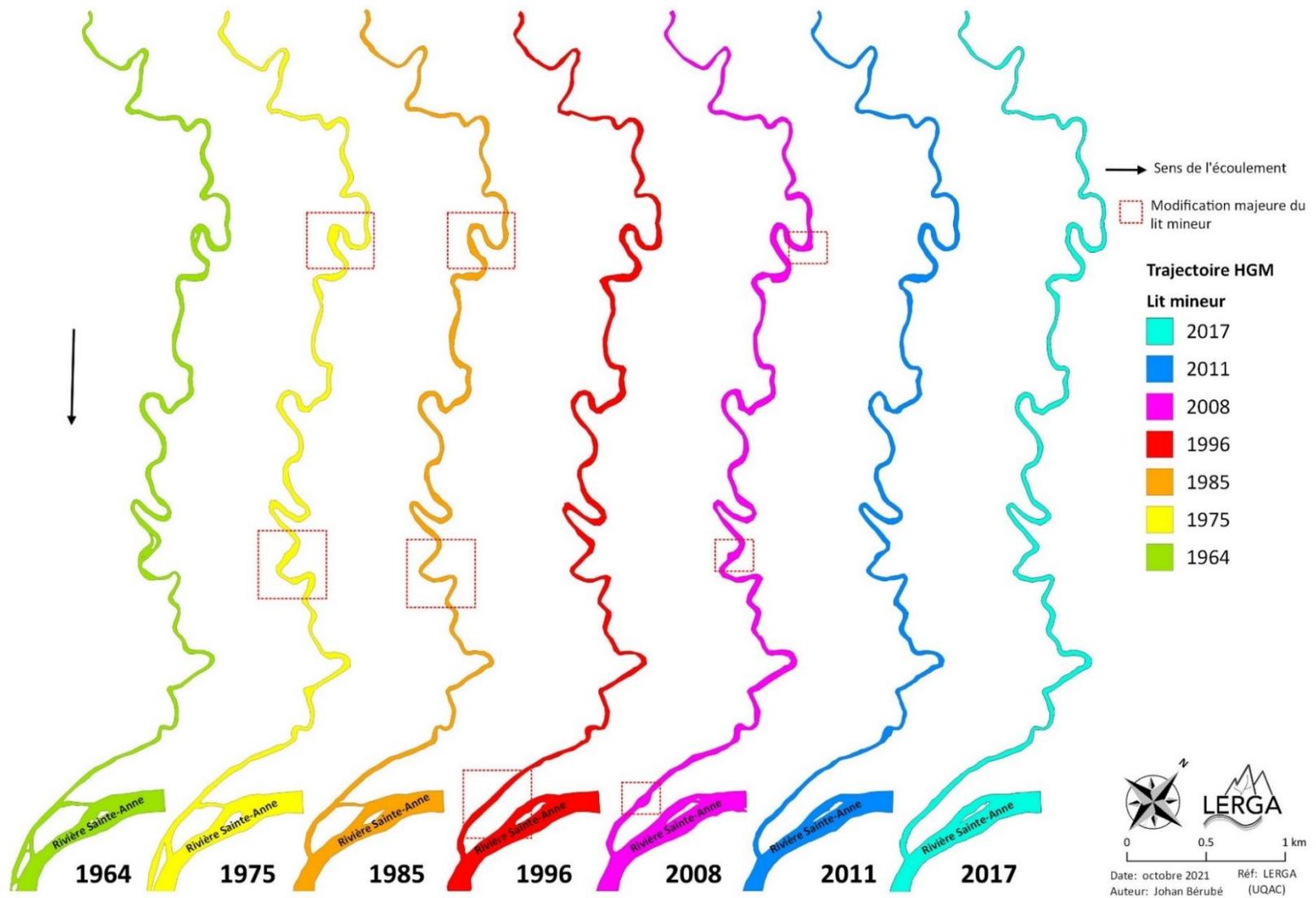


Figure 32.Évolution historique du lit mineur sur environ 10 km de la rivière Charest entre 1964 et 2019

Les conditions hydrologiques sont tributaires des conditions météorologiques et, par conséquent, varient grandement dans le temps en terme d'occurrence, de récurrence et d'amplitude. La Figure 33c illustre cette variabilité au travers de l'hydrogramme et identifie les crues importantes depuis 1967. Au total, 8 crues importantes ont été répertoriées dont les débits varient entre 591 et 827 m³ s⁻¹. Les Figure 33a et Figure 33b présentent les débits standardisés max et min et permettent de comparer l'amplitude des crues, la sévérité des étiage pour ainsi identifier les patrons et cycles temporelles. La série temporelle de débits max standardisés indique des valeurs positives pouvant atteindre des valeurs pouvant atteindre 2,75, montrant ainsi un évènement de crue de très haute intensité. De plus, des périodes d'anomalies positives et négatives d'une durée de 5 à 10 ans peuvent être observées, sans nécessairement montrer aucune tendance, ni patrons claires. Les débits min standardisés montrent des étiage sévères dont les valeurs peuvent atteindre -2,2. Cependant, aucune tendance d'anomalies positives ou négatives ne semble ressortir de la série temporelle, indiquant ainsi de grandes variations dans l'intensité des débits d'étiage.

Enfin, l'ensemble du contexte historique et évolutif des différentes séquences temporelles analysées a permis de montrer, quantifier certains changements et les perturbations reflétant des modifications dans les composantes de la dynamique hydrosédimentaire. L'analyse de ces modifications ont ensuite permis d'identifier et de délimiter les processus d'érosion, d'accumulation en plus de ressortir les tendances de la trajectoire HGM.

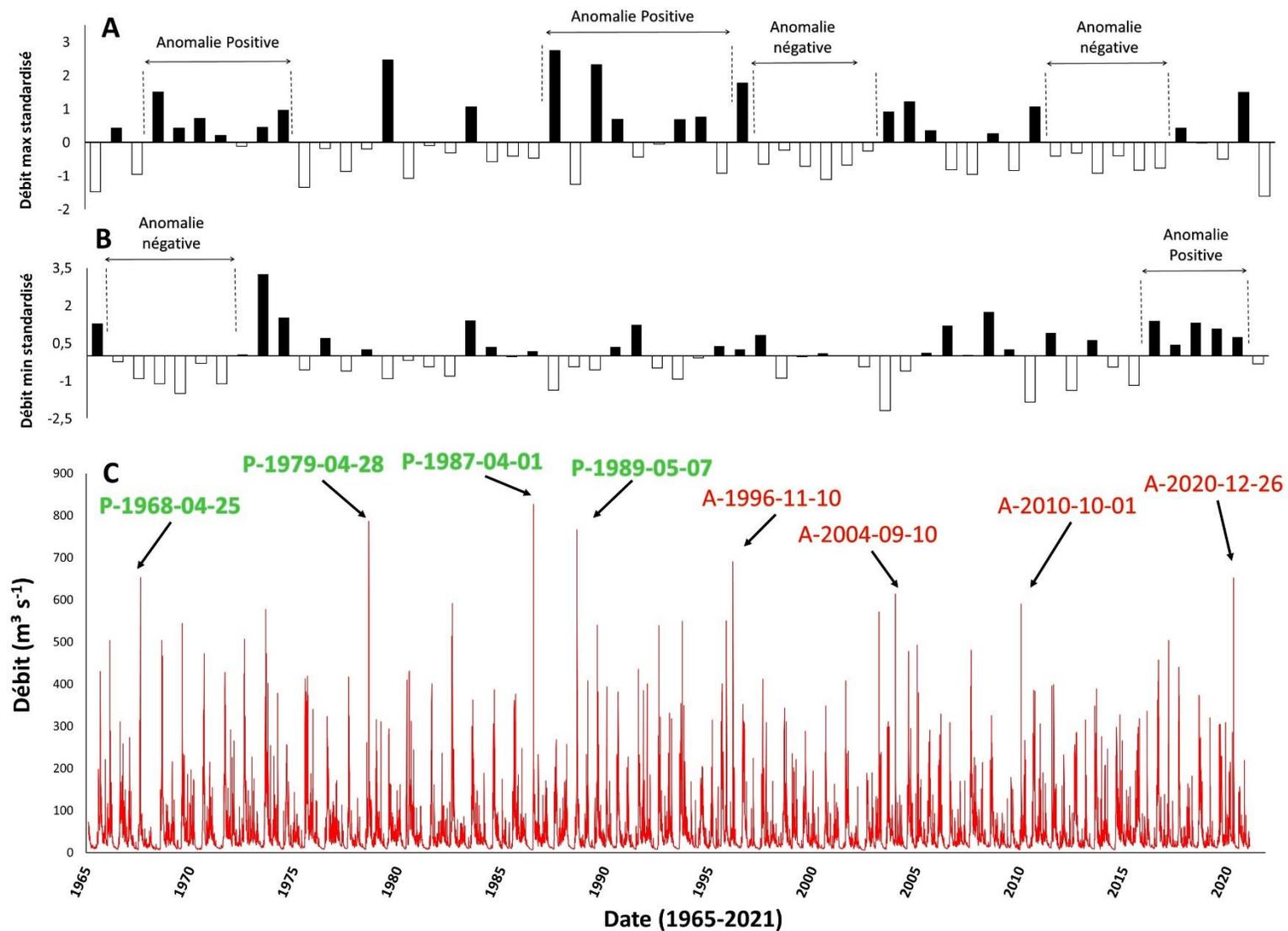


Figure 33. Présentation des données historiques des débits (C), des débits max (A), et min (B) standardisés entre novembre 1965 et septembre 2021. Les évènements de crues les plus importantes ont été identifiés en vert pour les crues printanières et en rouge pour celles automnales.

RÉSUMÉ DES RÉSULTATS :

- Le corridor fluvial de 17 km a été divisé en cinq segments possédant des caractéristiques morphodynamiques similaires : Segment sinueux anthropisé (A), divagant stable (B), divagant dynamique (C), méandriforme anthropisé (D) et divagant deltaïque (E);
- Les berges sont majoritairement meubles (18,3 km), stables (19,1 km) et lourdement anthropisées (11,3 km). La présence d’affleurements rocheux est observé dans les segments amont A (1,8 km) et B (2,4 km). Les segments les plus en érosion sont les segments C (2,8 km) et D (2,2 km);
- De l’amont vers l’aval, le gradient de pente et les ruptures observées délimitent les segments tandis qu’à l’aval les limites sont davantage associés au niveau d’anthropisation ainsi qu’au processus morphodynamiques;
- Les courbes de précipitations cumulées a montré des années moins pluvieuses et moins neigeuses, telles que 2020 et 2021, tandis que davantage de précipitation ont été observé à l’été et l’hiver 2019;
- Les conditions hydrologiques de 2019 largement au-dessus des valeurs médianes reflètent les précipitations abondantes survenues au cours de l’été tandis que les années 2020 et 2021 se caractérisent par la récurrence d’étéages, particulièrement en 2021;
- L’absence de précipitations liquides dans la série temporelle malgré la présence d’une crue le 24 décembre 2020 s’explique par la localisation de la cellule orageuse largement en amont de la station météorologique qui a provoqué des pluies de 24 mm et plus en amont du bassin versant;
- Les processus morphodynamiques qui ont été observés entre l’automne 2019 et l’été 2020 sont majoritairement liés à l’érosion tandis que les séquences entre l’été 2020 et l’automne 2021 illustrent un état d’accumulation à l’amont et d’érosion à l’aval;
- La comparaison des profils entre 1994 et 2021 illustre une faible différence d’altitude, un lit en état d’aggradation à l’automne 2019 suivi d’un retour vers un état d’équilibre;
- Le suivi HGM a montré la formation de bancs d’accumulation centraux, la formation et l’abandon de chenaux secondaires dans les segment D et E. Le segment D s’avère le segment qui a subi le plus de changements au niveau de la géométrie planimétrique;
- Le suivi HGM de la rivière Charest n’a pas illustré de changements majeurs malgré les signes d’érosion et d’accumulation observés sur le terrain;
- Les condition hydroclimatiques à plus long terme ont indiqué des séquences d’anomalies positive et négatives sans nécessairement montrer des tendance, des patrons ou des cycles à long terme.

V DISCUSSION ET CONCLUSION

Les résultats ont présenté les variations de la dynamique hydrosédimentaire à court ainsi qu'à court-moyen terme. L'analyse des résultats a permis d'identifier et d'expliquer des tendances à différentes échelles temporelles. La trajectoire HGM a ensuite été analysée à partir de la compréhension de la dynamique hydrosédimentaire passée et de son évolution au fil du temps. Cela a permis de discuter et d'anticiper l'évolution future pour ainsi proposer des pistes d'intervention potentielle et de suivis.

a. Interactions entre les conditions hydrométéorologiques, la dynamique hydrosédimentaire et la morphologie du lit mineur

Tout d'abord, la dynamique hydrosédimentaire responsable des changements dans les formes du lit mineur est tributaire des variations dans les conditions hydrologiques, hydrauliques et de la disponibilité des sources sédimentaires. L'effet de ces variations qui ont été observés au niveau du lit mineur dans la période d'analyses ont été décrits à court terme dans le chapitre précédent. Les changements morphologiques montrent des fluctuations dans les processus morphodynamiques d'un endroit et d'une année à l'autre. Toutefois, certaines tendances à l'intérieur du corridor fluvial à l'étude ont été constatées à court et court-moyen terme. De manière générale, les modifications observées sont majoritairement associées aux processus d'accumulation dans le secteur amont, tandis qu'à l'aval, les processus d'érosion sont prédominants.

Ensuite, l'amplitude de ces changements morphologiques illustrée à court terme (2019-2021) ainsi qu'à court-moyen terme (1994 à 2021) suggère une couche active dont l'épaisseur varie entre 0,5 et 2m. La grande variabilité de l'épaisseur et le dynamisme de cette couche s'explique en partie par la variabilité spatio-temporelle des processus morphodynamiques provoqué par la rugosité du lit (Reesink *et al.*, 2018), à la nature instable des rivières sableuse (Colby, 1964), par la disponibilité en sédiments (Hickin, 1995; Best, 2005) et la distance des sources sédimentaires (Lisle et Church, 2002). Les modifications rapides des formes du lit mineur s'explique par l'interaction de la rugosité du lit hydrauliques, les conditions hydrauliques et la mise en transport des sédiments. Cela résulte généralement par des taux d'érosion (ou de transport) qui augmente en fonction de la rugosité (Colby, 1964; Reesink *et al.*, 2018).

Cependant, ces changements morphologiques ne sont pas uniquement attribuable aux conditions hydrauliques influencées par le régime hydrologique et l'intensité des crues. En effet, la relation entre les taux de transport sédimentaire et le débit n'est pas linéaire (Hickin, 1995; Brothers *et al.*, 2008). Les taux de transport au niveau du lit sont en outre influencés par le pavage, la taille des sédiments et par la rugosité du lit (Church et Haschenburger, 2017; Ashmore *et al.*, 2018). Ces éléments expliquent en partie l'évolution du lit mineur à court terme entre l'automne 2019 et 2021 qui ne semble ni constante, ni cohérente avec l'occurrence, la récurrence et l'amplitude des crues. En effet, les événements hydrologiques survenues durant cette période ne peuvent justifier l'intensité des processus morphodynamiques observée. La série temporelle des débits affiche quatre crues de faibles amplitudes (c.-à-d. entre 150 et 306 m³ s⁻¹) entre les levés d'automne 2019 et ceux d'été 2020 (Figure 21). L'érosion généralisée de la couche active, d'une épaisseur de plus ou moins 1m qui a été remarquée (

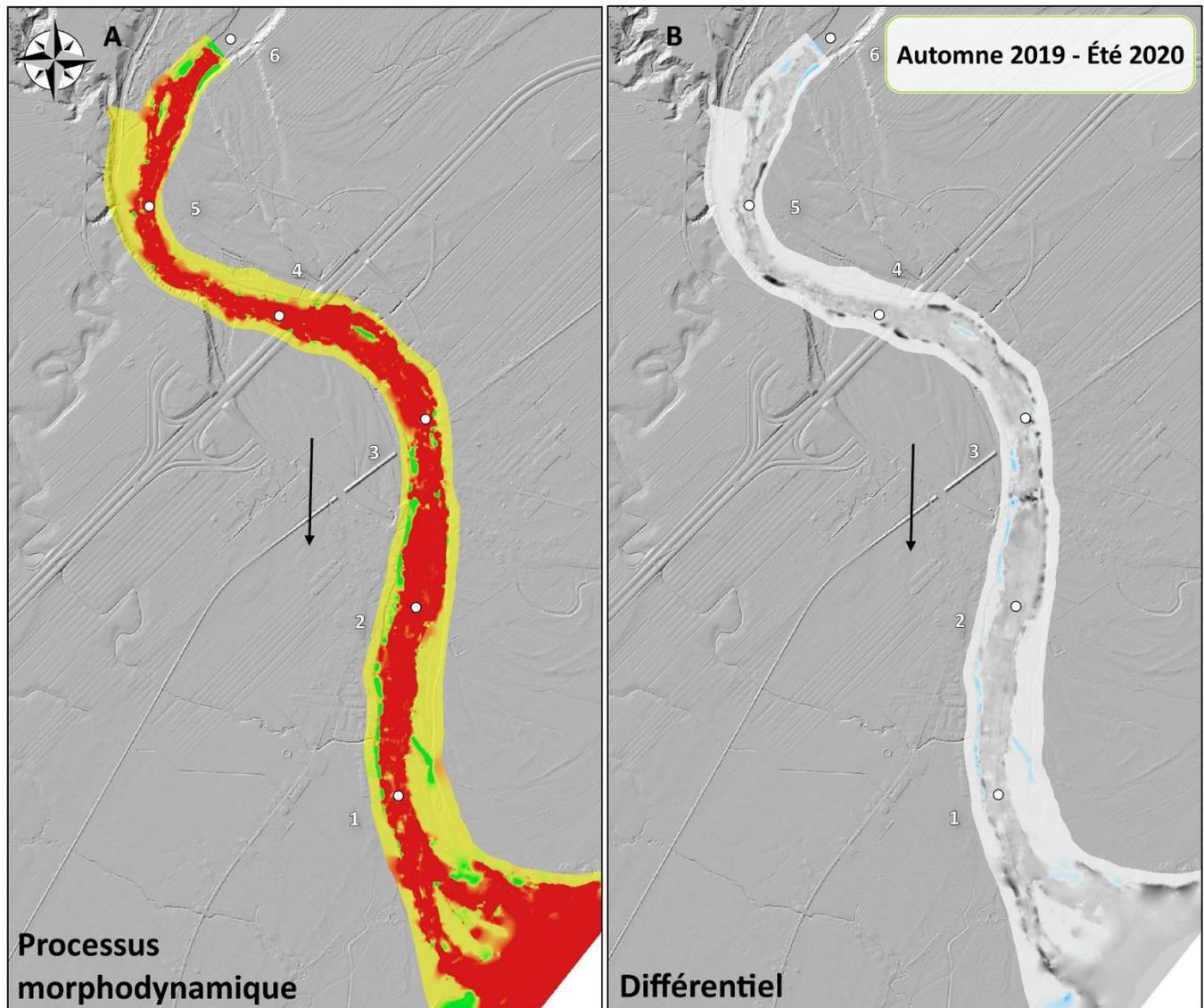


Figure 24) et difficilement attribuable uniquement au régime hydrologique, peut toutefois s'expliquer par d'autres facteurs.

C'est également le cas du régime hydrologique de la période entre l'été 2020 et l'été 2021, où les six crues ont également affiché de faibles amplitudes, à l'exception de celle de décembre 2020 qui a atteint $651 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Lors de cette séquence, les processus d'érosion du lit mineur ont été moins intense que la séquence 2019-2020, telle qu'illustrée par l'épaisseur plus mince de la couche active qui a été estimée à environ 0,3m. Les processus morphodynamiques observés lors de cette période suivent la tendance générale d'accumulation en amont suivi d'une transition vers des processus d'érosion du lit mineur à l'aval

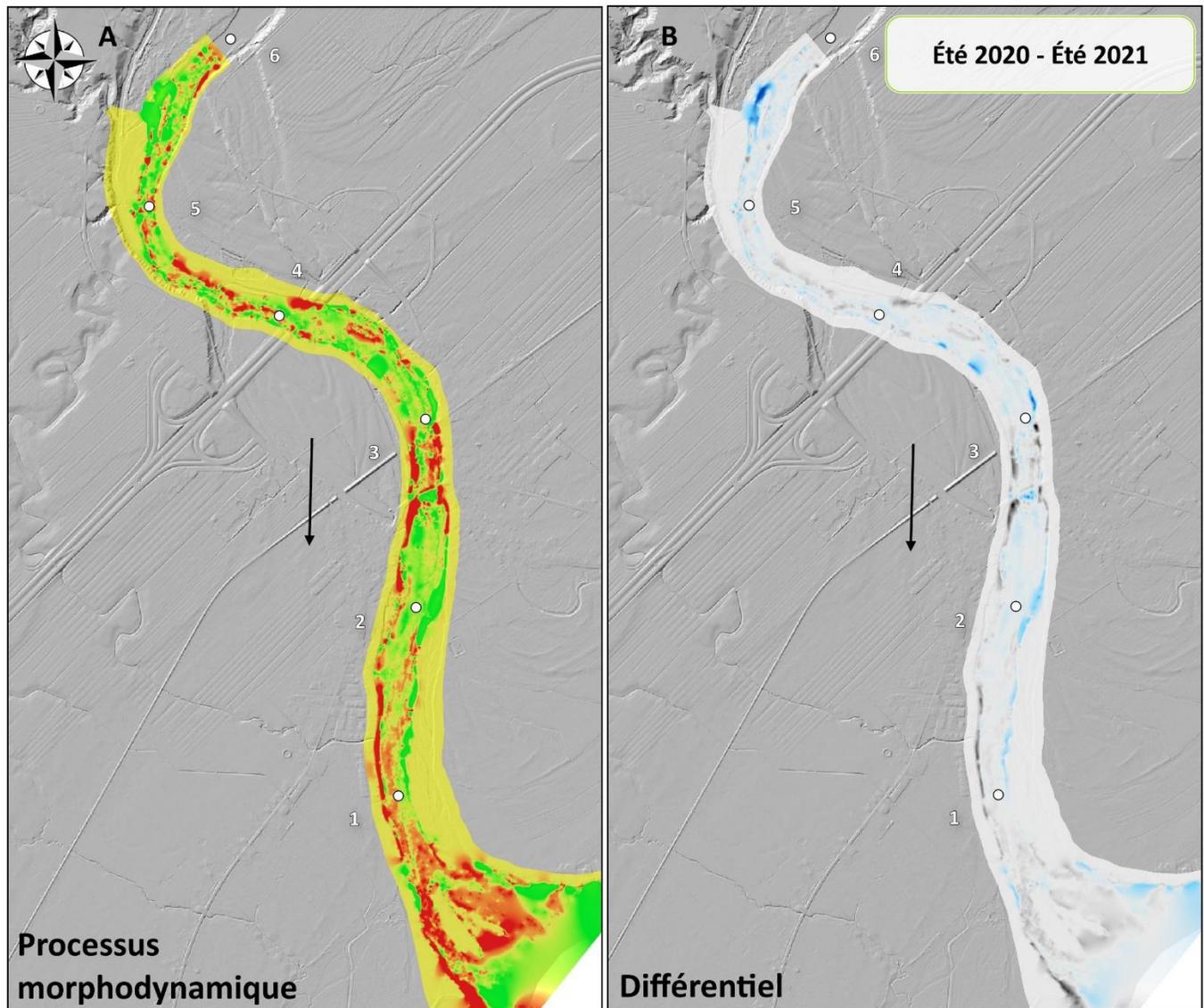


Figure 25). Contrairement à la séquence précédente, le lit mineur en érosion est généralement localisée au niveau des fosses existantes et des profils dont le talweg est en avulsion (Figure 28Figure 29). Ces changements modestes insinuent ainsi que la crue de grande amplitude de décembre 2020 a eu moins d'impact sur le lit mineur que la succession de faibles crues survenues entre l'automne 2019 et l'été 2020.

En ce qui attrait à la période de suivi entre l'été à l'automne 2021, les variations d'altitude entre les profils de cette séquence intra-annuelle ont été estimé respectivement à 0,2m et 0,5m pour les processus d'érosion et d'accumulation. Les processus d'accumulation s'avèrent les plus morphogènes (0,5m) et sont localisés principalement au niveau du talweg (

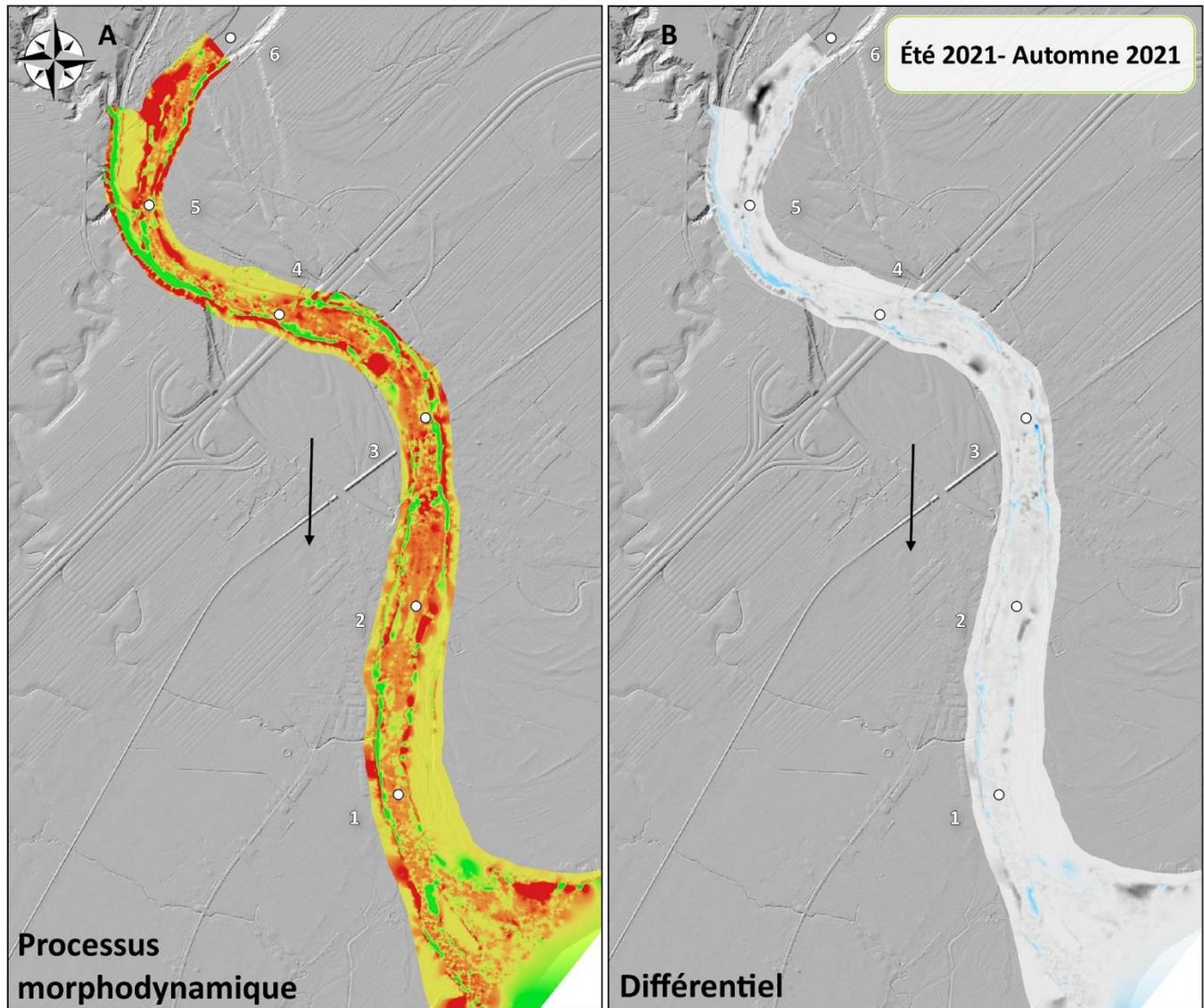


Figure 26). Les débits très faibles, atteignant les limites minimales historiques à plusieurs reprises, expliquent les taux d'accumulation plus élevés que ceux d'érosion. Cette séquence reflète également la dynamique d'aggradation typique observée lors des périodes d'étiage d'été.

De plus, cinq phénomènes peuvent expliquer l'évolution du lit mineur à court et court-moyen terme malgré le manque de cohérence entre la dynamique hydrosédimentaire, le régime hydrologique, et les changements morphologiques majeurs observés dans la rivière Sainte-Anne :

1. Les variations montrés par les levés topographiques transversaux et longitudinaux suggèrent l'implication non-négligeable de la dynamique des glaces, particulièrement celle du frasil de rivière, dans les processus d'érosion du lit mineur. En effet, les accumulations

de frasil sous le couvert de glace, ou barrages suspendus, sont reconnus pour amplifier les processus d'érosion et d'avulsion au niveau du lit, et ce même lors de la période d'étiage hivernal. Le profil en long présenté à la Figure 34 positionne les fosses d'accumulation préférentielle du frasil sous le couvert glaciaire. Il est important de noter que ces fosses à frasil potentielle sont préalablement existantes, mais les conditions hydrauliques favorable à l'accumulation massive du frasil mène au surcreusement des fosses. La fosse à frasil localisée en amont est d'ailleurs connue pour la formation d'un barrage suspendu y a été observée à plusieurs reprises. La forme, la localisation et la profondeur de ces fosses peuvent également varier dans le temps en raison des interactions entre les dynamiques fluviale et glaciaire tout au long de l'année. Par exemple, la fosse en aval du pont ferroviaire s'est fait éroder sur environ 3m d'épaisseur entre l'automne 2019 et l'été 2020, pour ensuite s'accumuler d'environ 2,5 m entre les été 2020 et 2021. Ce changement majeur peut être expliqué par des processus glaciaire plus intense pendant l'hiver 2019-2020, menant à d'important processus d'érosion du lit, suivi du remplissage de cette même fosse par le transport et la déposition de sédiment au fil des évènements hydrologiques subséquents.

2. L'érosion continue de la couche active malgré la récurrence d'évènements de crue de faibles amplitudes et de courtes durée s'explique par une grande mobilité des sédiments. Ces taux de transports élevés sont à la fois causés par la faible granulométrie (sables et graviers), qui favorise la mise en transport, et le phénomène d'hystérésis à court terme (c.-à-d. échelle temporelle de l'évènement hydrologique). En effet, une boucle d'hystérésis positive entre les taux de transport et les valeurs de débits sont fréquentes

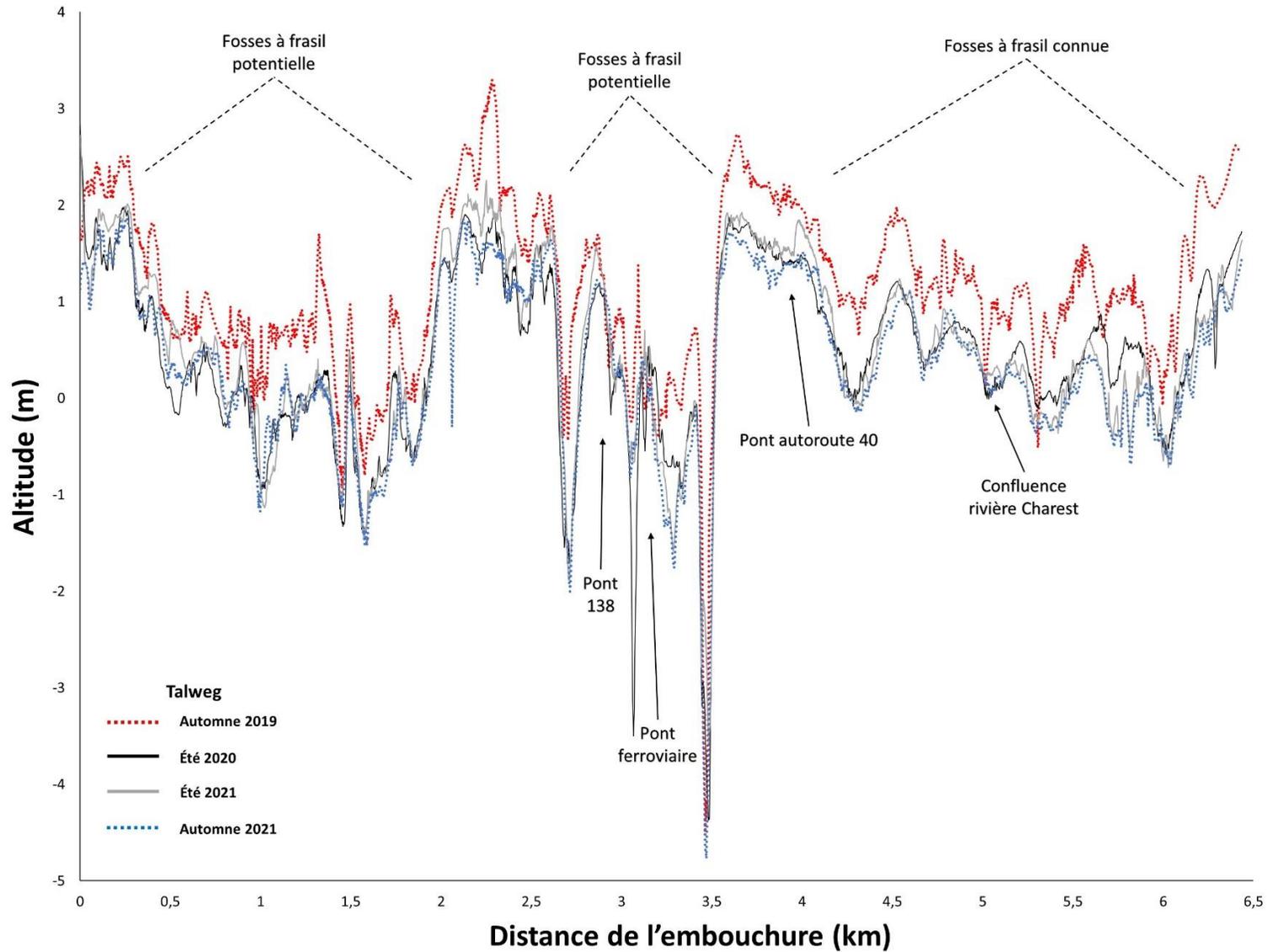


Figure 34. Présentation du profil longitudinal du talweg de la rivière Sainte-Anne pour les années 2019 (rouge), 2020 (noire) et 2021 (gris et bleu). Les fosses à frasil potentielle et celle qui est connue ont été positionnés le long du profil

dans les rivières alluviales en raison de la forte rugosité du lit et la grande quantité de sédiments disponibles pour être mis en transport (Colby, 1964; Hickin, 1995; Roth *et al.*, 2014; Reesink *et al.*, 2018). De plus, ce phénomène s'avère prédominant dans les rivières possédant de faibles pentes (Kumar, 2011) telle qu'observé dans le segment divagant deltaïque à l'aval. Ces deux facteurs impliquent ainsi qu'une grande proportion de sédiments fins peuvent être érodés et transportés en peu de temps lors de la phase montante des crues et ce, peu importe l'amplitude de la crue.

3. À court-moyen terme, la comparaison des profils transversaux de 1994 (Bergeron *et al.*, 1994) et contemporains (2019, 2020 et 2021) suppose que le lit mineur du secteur à l'étude a été dans un état d'aggradation lors des levés de 2019. Les analyses ont également montré des fortes variations au niveau des processus, des formes et de l'altitude du lit mineur. Les processus morphodynamiques caractérisant l'évolution de l'état du lit mineur durant à cette échelle peuvent être associés à une succession de formes typiques de la dynamique de dunes telle qu'illustrée dans la Figure 9. Cette succession est tributaire de la relation entre la taille des dunes, les conditions hydrauliques et les taux de transport. L'état du lit de 2019 s'apparente ainsi à la phase de lit plan supérieure, suivi par l'évolution vers des formes d'antidunes par les crues subséquentes;
4. Malgré l'évolution du lit mineur observé à court-moyen terme, le suivi HGM ne semble illustrer aucune tendance à l'ensablement (formations de bancs d'accumulation, de chenaux secondaires) ni d'érosion (érosion des berges, de bancs et d'ilots végétalisés) à plus long terme. L'absence de tendances claires couplées à l'évolution du lit mineur observée à court-moyen terme suggèrent une séquence évolutive balançant autour d'un état d'équilibre dynamique. Ainsi, les processus d'accumulation survenus après les levés de 1994 a mené à l'état d'aggradation de 2019, pour ensuite tendre à nouveau vers cet état d'équilibre tel qu'observé en 2020 et 2021. L'état d'aggradation observé en 2019 peut s'expliquer, entre autre, par l'absence d'évènements perturbateurs tels que des travaux de dragage, des modifications de l'utilisation du territoire, et par la faible récurrence de crues soudaines et de grandes amplitudes observée depuis 2006 (Figure 33). La succession entre ces phases d'aggradation-érosion du lit mineur peuvent également s'expliquer par la présence de boucles d'hystérésis à plus long terme telles

qu'observées dans la littérature (Colby, 1964, Hickin, 1995; Roth *et al.*, 2014; Reesink *et al.*, 2018);

5. Les tendances à court terme d'accumulation et d'érosion du lit mineur à l'aval peuvent s'expliquer partiellement par la dynamique estuarienne et les cycles de marées. La présence d'un **flot** puissant et court couplé à un **jusant** plus long et faible a favorisé l'accumulation à la limite amont de sa zone d'influence. Selon Robins et Davis (2010), ce type d'estuaire est typique des environnements peu profonds et se caractérise par une dynamique hydrosédimentaire dominée par les marées montantes qui réduisent les taux de transport vers l'aval et favorisent plutôt le transport des sédiments vers l'amont. Par la suite, une phase d'érosion issues des dynamiques fluviales et glacielles est probablement venue modifier davantage les formes au niveau du lit en érodant la couche active.

b. Analyse de la trajectoire et des variables HGM

Les analyses de la dynamique hydrosédimentaire a permis de comprendre, de localiser et quantifier les processus morphodynamiques dans le corridor fluvial à l'étude à court et court-moyen termes. Les variations spatio-temporelles dans l'intensité de ces processus au cours de cette période n'a toutefois pas permis de ressortir clairement des tendances évolutives à long terme.

En premier lieu, le suivi HGM de la rivière Sainte-Anne a permis de constater très peu ou pas de changements majeurs au niveau de la géométrie planimétrique du lit mineur et de certaines variables HGM (c.-à-d. la largeur, l'indice de sinuosité et le style fluvial) à plus long terme. Dans le secteur amont, cette stabilité s'explique par le type de berges (anthropisé, rocheuse), le style fluvial moins dynamique (sinueux), la granulométrie plus grossière, mais également par la structure alluviale stable et bien définie typique du régime hydrologique. La structure alluviale est tributaire des variations dans le régime hydrologique. Par conséquent, la présence de barrages à l'amont, connus pour réduire les pics de crues, couplée au régime nivo-pluvial, reconnues pour ses crues longues et de plus faibles amplitudes et qui favorise la mise en place d'un pavage au niveau du lit (Buffington, 2012) explique la faible variabilité observée dans le suivi HGM en amont.

Néanmoins, dans les segments à l'aval, la formation de bancs d'accumulation, l'érosion de ceux-ci et des berges, qui se reflètent au travers de la variation du nombre de chenal d'écoulement (Tableau 4), ont été observée au cours de la période d'analyse. L'évolution de la géométrie

planimétrique du lit mineur suggère une période d'accumulation en amont (segments S1 à S3) ainsi qu'en aval (S10 à S12) depuis 1964. Ce processus s'est observé par l'apparition, la croissance, la végétalisation de bancs d'accumulation et l'apparition de chenaux supplémentaires. La transition vers des processus d'érosion dans la portion aval uniquement est survenue par la suite vers 2008 (Figure 31). Ces tendances dans les processus morphodynamiques et le changement observé à l'aval vers l'état d'érosion ont d'ailleurs été confirmés par la comparaison des profils transversaux contemporains et ceux de Bergeron *et al.* (1994). La transition progressive d'un état d'accumulation vers l'érosion s'explique par la variation spatiale de la capacité de transport de l'écoulement qui limite la prise en charge des sédiments entreposés à l'intérieur du lit mineur (Lisle et Church, 2002). Cela résulte en la création de zones d'accumulation, où l'apport en sédiment est plus grand que la capacité de transport, et, dans le cas contraire, de zones d'érosions. Les zones d'accumulation deviennent par la suite des sources sédimentaires pouvant alimenter le système fluvial au gré des dynamiques fluviale (crues), la dynamique glacielle (frasil, débâcle) ou estuarienne (marées, tempêtes).

En second lieu, l'analyse de la trajectoire HGM de la rivière Charest a également illustré peu de changement dans la géométrie planimétrique du lit mineur. Néanmoins, plusieurs signes de processus d'érosions et d'accumulation ont été observés (voir photos annexe 3) et l'impact de ses apports ne peut être négligé. En effet, la contribution d'un tributaire de cet envergure est considérable tant au niveau des débits liquides que solides et ce, particulièrement lorsqu'il sont dépourvus de barrages et encaissés dans des dépôts marins. L'apport épisodique en sédiments sableux par les tributaires peut également se refléter par formation de vagues de sable allongées dans le chenal principal (Lisle et Church, 2002; Topping *et al.*, 2018) dont l'épaisseur varie en fonction des volumes apportés. Le passage de ces formes survient indépendamment de la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Sainte-Anne (Topping *et al.*, 2018) et peut également persister pendant plusieurs décennies dépendamment de la récurrence des apports de tributaires. Ces apports s'avèrent cruciaux dans la dynamique hydrosédimentaire, car ils jouent un rôle dans le maintien de l'équilibre, la taille des sédiments, les ajustements face aux perturbations et, par conséquent, dans la trajectoire HGM. Ce type de changement dans la trajectoire a d'ailleurs été observé sur les rivières Green et Yampa (Utah, É-U) par Topping *et al.* (2018). L'augmentation dans la granulométrie a été observé dans ces cours d'eau à la suite de la

construction d'un barrage sur en amont combinée à la réduction des pics de crue au niveau des différents tributaires du réseau hydrographique.

En troisième lieu, la variabilité amont-aval du lit mineur d'un état d'accumulation vers celui d'érosion est difficilement explicable par la composante fluviale de la dynamique hydrosédimentaire. Il a également été montré que l'absence de perturbations majeures, corroborées par les données hydroclimatiques et photographies aériennes historiques, est en partie responsable de la subtilité des changements observée au niveau du lit mineur. En contrepartie, il est important de noter que la grande quantité de berges anthropisées présente dans les segments en aval ont contribué grandement à la baisse d'intensité des processus fluviaux naturels en plus de déconnecter l'environnement fluvial de la plaine alluviale (Brierley *et al.*, 2008; Wohl *et al.*, 2019). Par contre, il est difficile de connaître précisément l'effet que ces infrastructures de protection ont eu sur le système fluvial, car la pluparts des infrastructures ont été aménagées avant le début du suivi historique (c.-à-d. 1964).

En dernier lieu, les différents indicateurs hydrologiques issus de la modélisation et les prévisions de l'horizon 2050, produits par la branche d'Expertise hydrique et barrages du MELCC, sont présentées à la Figure 35. En général, les débits annuels moyens vont diminuer. Cette diminution peut s'expliquer par diminution de la récurrence des crues printanières de 2 et 20 ans couplée à la baisse des débits d'étiage estival. Malgré la réduction des débits moyens prévue, l'occurrence de crues en été ainsi qu'à l'automne va augmenter. Ces prévisions insinuent que davantage d'évènements morphogènes surviendront lors de crue d'été et d'automne, soit entre les épisode d'accumulation apportés par les débits d'étiage. Il est toutefois difficile de prévoir la quantité de sédiments disponibles au transport qui va être influencée par les changements dans le régime hydrologique.

À l'opposé, la modélisation des récurrences d'étiages indique une augmentation très probable des débits d'étiage hivernal. Cela aura pour effet de contribuer à l'augmentation du transport et de la vitesse à laquelle les sédiments et le frasil seront mobilisés en hiver. La diminution des débits annuels moyens et de la récurrence des crues printanières couplée et à la baisse des débits d'étiages d'été réduiront davantage l'écart du régime hydrologique par rapport au débit annuel moyen et, par conséquent, la réduction du caractère morphogène des crues donc de la récurrence d'évènements perturbateurs. Ce scénario possible engendrera la réduction de changements au

niveau de la géométrie du lit mineur. Cela se traduira potentiellement par la perte de variabilité des formes du lit, par la réduction des processus d'érosion des berges et, par conséquent, de la migration latérale (Buffington, 2012).

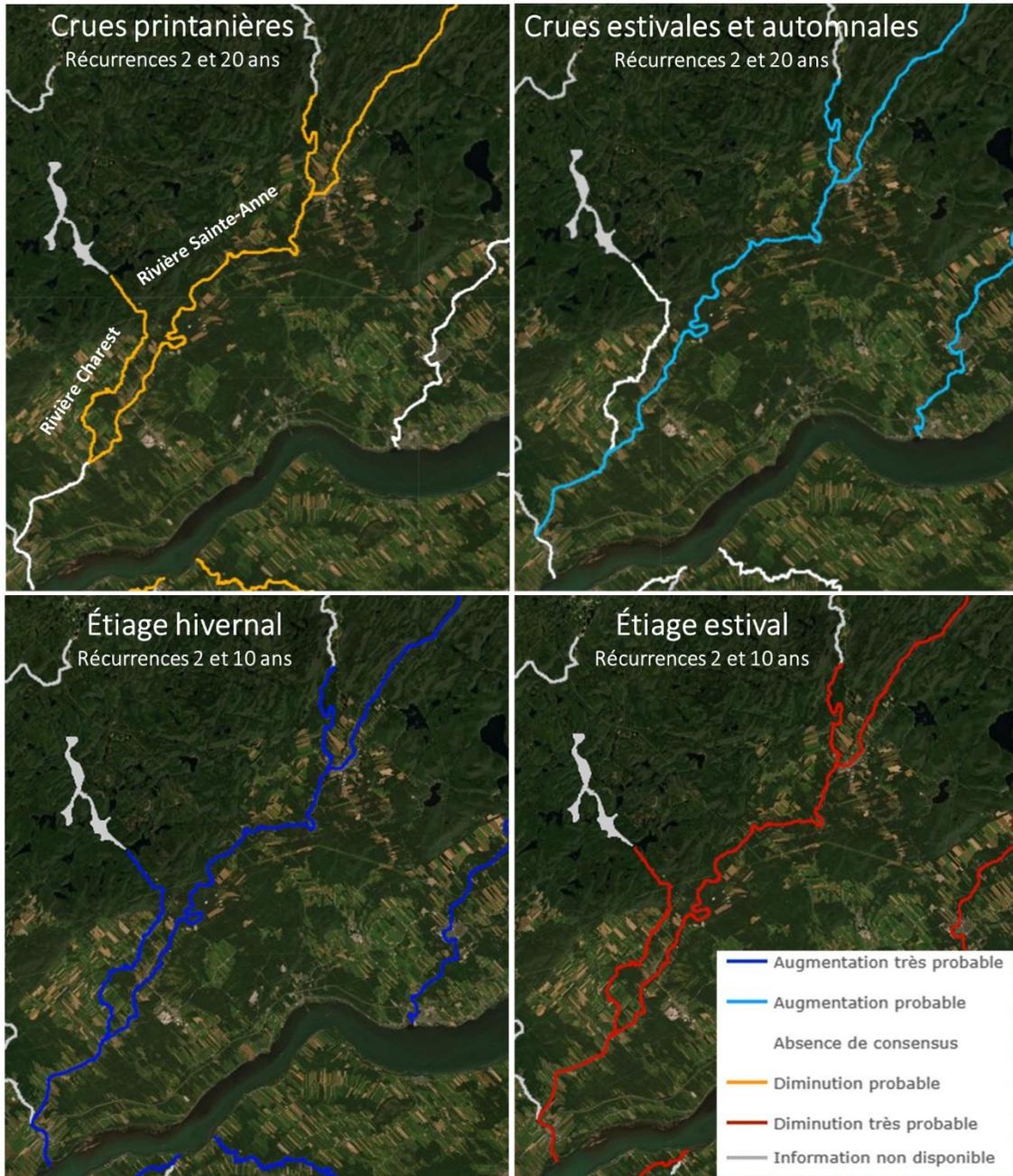


Figure 35. Présentation des prévisions de l' Atlas hydroclimatique relatives à l'horizon 2050 pour chacun des indicateurs de conditions hydrologiques (MELCC, 2021b).

Au niveau de la rivière Charest, la réduction de la récurrence de crues printanière qui a été modélisée aura pour effet de réduire les apports ponctuels de sédiments. L'augmentation du temps entre les apports pourra avoir pour effet de ralentir le temps de transport et d'évacuation des vagues de sédiments apportées dans la rivière Sainte-Anne (Topping *et al.*, 2018). Cela peut également mener vers l'état d'aggradation lorsqu'une vague arrête de progresser vers l'aval ou vers l'état d'érosion si les taux d'évacuation des sédiments du cours d'eau principal sont plus élevés que ceux apportés par le tributaire. Il est important de noter que ce scénario peut se traduire aux autres tributaires dépourvus de barrages dans le bassin versant.

Enfin, les changements potentiels à l'intérieur du corridor fluvial sont tributaires des conditions environnementales imposées (p.ex. conditions hydrométéorologiques, forçages externes), le degré de liberté pour permettre la réponse et les réajustements morphologique (p.ex. types de berges, présence d'infrastructures) et les seuils de réponse de l'environnement fluvial (Buffington, 2012). La réponse et les réajustements morphologiques dépendent ainsi des processus fluviaux naturels, des interventions et perturbations d'origine anthropique à l'intérieur du bassin-versant.

c. Indice de qualité morphologique et recommandations proposées

i. Indice de qualité morphologique (IQM)

L'application de l'indice de qualité morphologique (IQM) a été réalisé sur environ 6 km du corridor fluvial à l'étude (voir annexe 4). L'analyse de l'IQM montre que la valeur de de cet indice est généralement modéré, soit entre 0,5 et 0,7 (Figure 36). Le segment 45 possède la valeur la plus élevée avec un résultat de 0,69 tandis que les segments 51 et 52 présentent les valeurs les plus faibles (0,52 et 0,53).

Enfin, les questions qui ont le plus déprécié les résultats d'IQM sont celles concernant l'altération des débits solides et liquides à l'échelle du tronçon (A3 et A4), A7, A9, A11, A12 ET C2. Ces attributs ont toutefois ont été interprétés, validés et analysés à partir d'un cliché dans le temps, c'est-à-dire à partir de données récoltés en 2020 et 2021. Il sera ainsi important de mettre à jour certains des attributs du formulaire IQM dans le futur afin de mettre en lumière et préciser les avenues d'un futur plan de restauration pour ce secteur de la rivière Sainte-Anne.

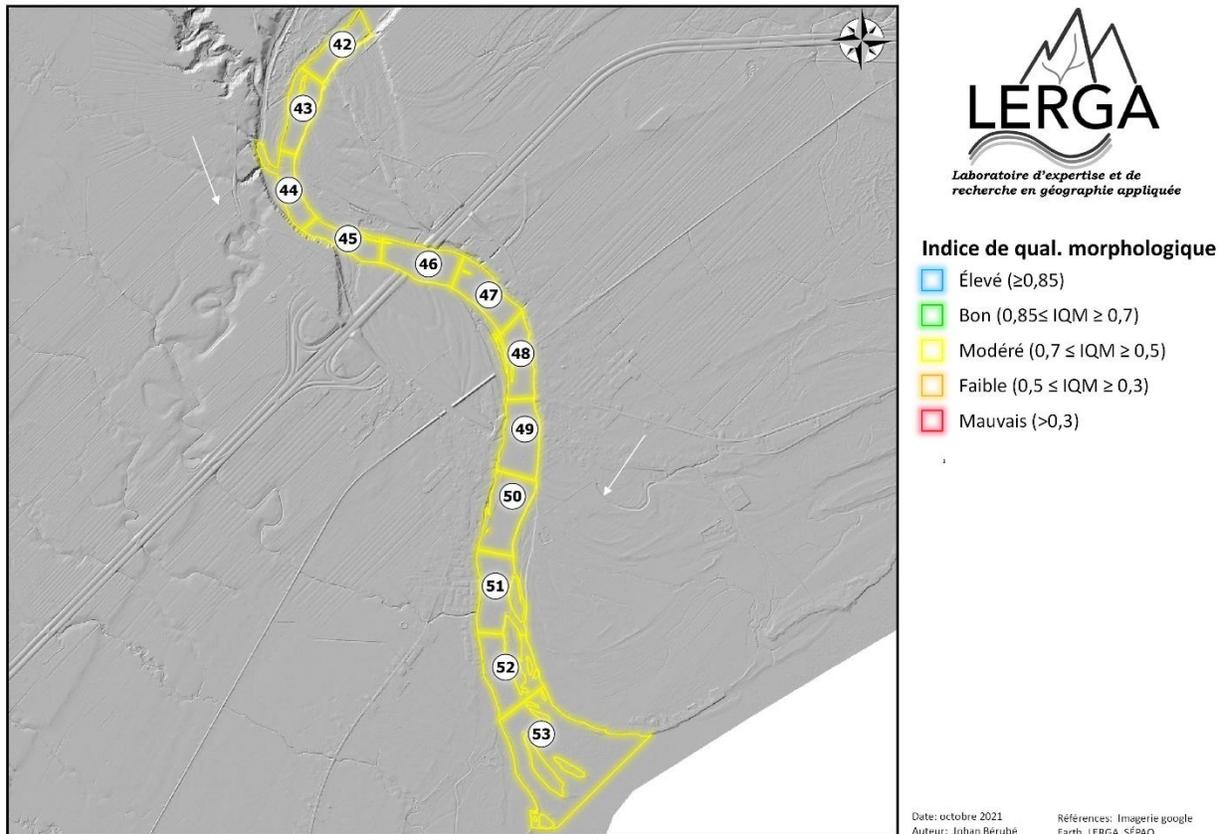


Figure 36. Distribution longitudinale de l'indice de qualité morphologique (IQM) pour chacun des segments à l'intérieur du corridor à l'étude.

ii. Acquisition de données sur la rivière Sainte-Anne

À la suite des éléments discutés précédemment, une des recommandations les plus importantes concerne le manque de données sur les dynamiques estuarienne, littorale et glacielle. En effet, plusieurs de ces composantes semblent contribuer grandement à la dynamique sédimentaire. Cela pourrait s'avérer particulièrement pertinent en ce qui attrait à la dynamique considérant que le secteur est reconnu pour ses accumulations massives de frasil sous le couvert glacielle (c.-à-d. barrages suspendus). Ce type de suivi consiste à faire le suivi des accumulations de frasil, de sa dynamique et de la bathymétrie du lit à plusieurs moments au cours de la saison hivernale. Il pourra être ensuite intéressant de comparer ses levés sur une base intra-saisonnière, intra-annuelle ou interannuelle.

De plus, le manque de données historiques limite l'analyse de l'évolution du lit mineur et de la dynamique hydrosédimentaire dans le temps ainsi qu'à différentes échelles. L'acquisition de données bathymétriques sur de plus longues intervalles et sur une plus longue période pourrait

également s'avérer intéressant afin d'identifier et de mieux comprendre les phénomènes associés aux boucles d'hystérésis positives, aux apports sédimentaires dans le cas d'évènements perturbateurs majeurs (p.ex. glissements de terrains ou crues majeures sur un des tributaires ou le chenal principal) ou tendances hydroclimatiques à plus long termes.

Ensuite, les deltas de rivière sont des zones d'accumulation et de stockage temporaires où les sédiments transigent entre le chenal, le bas-estran et le large en réponse aux processus de transport éoliens, fluvial et côtier. L'influence des marées sur la quasi-totalité du secteur à l'étude, l'influence de la dynamique estuarienne sur les processus d'accumulation observés à l'amont ainsi que l'observation de cordons littoraux à l'aval du delta suggèrent une importante contribution des forçages externes à la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Sainte-Anne. L'étude de ses dynamiques pourrait apporter des connaissances par rapport à l'évacuation des sédiments du système fluvial, sur le remaniement des sédiments dans la portions deltaïque du corridor fluvial à l'étude ainsi que sur les cycles saisonniers typiques de ses environnements (Knight et FitzGerald, 2005; McDowell *et al.*, 2005; Brothers *et al.*, 2008).

Finalement, l'information apportée par ces projets d'étude potentiels pourrait être très pertinente afin de détailler davantage la trajectoire HGM de la rivière Sainte-Anne pour ainsi permettre de préciser les axes de restauration possibles de la rivière. Ces connaissances seraient ainsi très pertinentes dans le cadre du projet d'étude sur la pérennité des habitats du poulamon atlantique afin de mieux comprendre sa relation avec son environnement physique. Cela pourrait bonifier la prise de décision et ainsi grandement contribuer à la gestion durable de la ressource à plus long terme.

RÉSUMÉ DE LA DISCUSSION :

Interactions entre les conditions hydrométéorologiques, la dynamique hydrosédimentaire et la morphologie du lit mineur

- Les processus morphodynamiques liés à la modification du lit mineur sont majoritairement associés à l'état d'accumulation à l'amont et transigent graduellement vers l'aval vers l'état d'érosion;
 - La nature dynamique et instable, la faible granulométrie du lit mineur ainsi que la disponibilité en sédiments justifient la variabilité spatio-temporelle de la couche active. Cela se reflète par l'épaisseur de cette couche qui a varié entre 0,5 à 2m au cours des années de suivi bathymétriques;
 - Cinq phénomènes liés à la dynamique hydrosédimentaire peuvent expliquer le manque de cohérences entre le régime hydrologique et l'évolution du lit mineur;
1. La présence de fosses préférentielle à l'accumulation de frasil a favorisé l'érosion du lit, particulièrement au niveau des fosses, pendant les saisons hivernales;
 2. Les boucles d'hystérésis positives expliquent les taux de transport élevés malgré la courte durée et les faibles amplitudes des crues. Ce phénomène est lié à la disponibilité des sédiments et est prédominant dans les environnements fluviaux à faibles pentes;
 3. L'état d'aggradation observée en 2019 peut s'expliquer par l'évolution des formes associées à la dynamiques des dunes. L'altitude élevée de 2019 généralisée à l'ensemble du secteur à l'étude est associée à la phase de lit plan supérieure et l'évolution vers des formes d'antidunes au fil des crues subséquentes justifie l'érosion et la variabilité des formes observées en 2020 et 2021;
 4. L'absence de tendances à plus long termes et l'évolution du lit mineur observée à court-moyen terme évoquent la possibilité d'une séquence évolutive vacillant autour d'un état d'équilibre;
 5. Les tendances à court terme d'accumulation et d'érosion du lit mineur à l'aval peuvent être causé par la dynamique estuarienne qui favorisent l'accumulation à l'amont de la zone d'influence de marée ainsi que la réduction des taux de transport vers l'aval.

Analyse de la trajectoire et des variables HGM

- Aucun changement observé au niveau de la géométrie planimétrique et de la plupart des variables HGM à l'exception du nombre de chenal d'écoulement au niveau des segments divagants (divagants dynamique et deltaïque) et méandrique anthropisé;
- L'évolution du lit mineur et les changements dans le nombre de chenal d'écoulement suggèrent une dynamique hydrosédimentaire qui a été caractérisée tout d'abord par des processus d'accumulation à l'amont et à l'aval. Le segment aval a ensuite subi un changement vers des processus d'érosion;
- Le suivi HGM de la rivière Charest a également montré peu de changements au niveau de la géométrie planimétrique. Toutefois, des signes d'accumulations et d'érosion ont été observés lors de visites terrain. Ces signes et l'envergure du tributaire laisse

penser que sa contribution à la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Sainte-Anne n'est pas négligeable;

- L'impact des apports et la contribution d'un tributaire de cet envergure à la dynamique hydrosédimentaire peuvent être substantielles. Les apports épisodiques aux débits liquides et solides peuvent se refléter au niveau du lit mineur par la formation de vagues allongées dont l'épaisseur varie en fonction des volumes apportés;
- L'impact des infrastructures de protection qui sont présentes un peu partout dans le corridor fluvial à l'étude est difficile à évaluer, car la plupart était déjà aménagée au début du suivi historique (c.-à-d. 1964);
- Les prévisions hydrologique de l'horizon 2050 indiquent que davantage de sédiments seront mobilisés pendant les saisons estivales et automnales en raison de l'augmentation de la récurrence de crues lors de ces périodes et de la disponibilité en sédiments causés par la diminution des débits d'étiage en été;
- L'augmentation des débits d'étiage à l'hiver suppose que davantage de sédiments et de frasil seront mobilisés lors de cette période;
- La réduction des écarts entre les crues et les débits moyens réduiront le caractère morphogène des crues et de la récurrence d'évènements perturbateurs. Cela se traduira potentiellement par la diminution de la variabilité des formes du lit et des processus d'érosion des berges.

Indice de qualité morphologique et recommandations proposées

- L'indice de qualité morphologique calculé affiche un niveau modéré dans l'ensemble de la zone d'étude. Les valeurs varient entre 0,52 et 0,69;
- À la lumière des résultats de l'étude réalisée, aucune intervention n'est proposé en raison du manque de connaissances de différents éléments touchant la dynamique hydrosédimentaires à plus long termes;
- L'acquisition de données complémentaires et la continuité du suivi sur la rivière Sainte-Anne sont fortement recommandées afin de fournir davantage d'information à différentes échelles et préciser la contribution des dynamiques glacielle et côtière sur la dynamique hydrosédimentaire;
- Les connaissances apportées pourraient aider à mieux comprendre la relation du poulamon atlantique avec son environnement physique. Cela pourrait bonifier la prise de décision dans le cadre du projet d'étude sur la pérennité des habitats et ainsi grandement contribuer à la gestion durable de la ressource à plus long terme.

VI Bibliographie

Abbe, T.B. et Montgomery, D.R. 1996. Large woody debris jams, channel hydraulics and habitat formation in large rivers, *Regulated Rivers: Research and Management*, vol. 12, p.201-221

Abbe, T.B. et Montgomery, D.R. 2003. Patterns and processes of wood debris accumulation in the Queets river basin, Washington, *Geomorphology*, vol. 51, p. 81-107.

Abbott, J. E. et Francis, J. R. D. 1977. Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 284A : p. 225-254.

Abramian, A. 2018. Self-organization of sediment transport in alluvial rivers. Thèse de doctorat en Géophysique, Université Sorbonne, Paris Cité : 196 p.

Allen, J.R.L. 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis. In: *Developments in Sedimentology 30 a & b*. Vol. 1–2 Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Ashmore, P., Peirce, S., et Leduc, P. 2018. Expanding the “Active Layer”: Discussion of Church and Haschenburger (2017) What Is the “Active Layer”? *Water Resources Research*. Vol. 53: p. 5–10, Doi:10.1002/2016WR019675. *Water Resources Research*, Vol. 54 : p. 1425–1427. <https://doi.org/10.1002/2017WR022438>

Bergeron N., Roy, A. et Chaumont, D. 1994. Étude des processus géomorphologiques d’hiver de l’estuaire de la rivière Sainte-Anne, Sainte-Anne-de-la-Pérade. Caractérisation de l’habitat de reproduction du poulamon atlantique (*Microgadus tomcod*), Rapport présenté à la Direction de la gestion de l’habitat du poisson, Ministère des Pêches et des Océans : 38 p.

Bergeron, N. et Marion, J. 1996a. Étude du problème d’ensablement de la rivière Sainte-Anne à Sainte-Anne de la Pérade. Aspects géomorphologiques, biologiques et socio-économiques. Rapport d’étape présenté à l’Association des Pourvoyeurs de la Rivière-Sainte-Anne : 23 p.

Bergeron, N. et Marion, J. 1996b. Étude comparative des processus géomorphologiques d’hiver et de la migration du poulamon atlantique (*Microgadus tomcod*) dans les rivières Sainte-Anne et Batiscan. Rapport présenté à la Direction de la gestion de l’habitat du poisson, Ministère des Pêches et des Océans : 23 p.

Bernot, V., Calland, V., Bravard, J.P. et Foussadier, R. 1996. La sectorisation longitudinale du Vidourle (Gard-Herault) : une méthode appliquée à la gestion environnementale de l’espace fluvial méditerranéen, *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 4, p. 323-339

Boivin, M., Buffin-Bélanger, T. et Piégay, H. 2015. The raft of the Saint-Jean River, Gaspé (Québec, Canada): A dynamic feature trapping most of the wood transported from the catchment, *Geomorphology*, vol. 231, p. 270-280.

Boivin, M., Buffin-Bélanger, T. et Piégay, H. 2017a. Estimation of large wood budget in a watershed and river corridor at interdecadal to interannual scales in a cold-temperate fluvial system, *Earth Surface Processes and Landform*, vol. 42, no 13, 2199-2213 p.

Boivin M, Buffin-Bélanger T, Piegay H. 2017b. Interannual kinetics (2010-2013) of large wood in a river corridor exposed to a low recurrence-flood and to fluvial ice dynamics. *Geomorphology*. 279: 59-73.

Boivin M., Buffin-Bélanger T., Arsenault D. 2018. Using tree-rings to determine large wood residence time and transport pulses in a gravel-bed river. *RiverFlow book 2018*. doi.org/10.1051/e3sconf/20184002008

Boivin M., Maltais M., et Buffin-Bélanger, T. 2019. Guide d'analyse de la dynamique du bois en rivière. Guide scientifique présenté au *Conseil de l'eau du Nord de la Gaspésie et à la Fondation de la Faune du Québec*. 97 p. + annexes.

Brett J.R. 1971. Energetic responses of salmon to temperature. *American Zoologist*. Vol. 11, p.99– 113.

Brierley, G.J. et Fryirs, K.A. 2005. *Geomorphology and River Management: Application of the River Styles Framework*, Oxford, *Wiley-Blackwell*, 416 p.

Brierley, GJ, Fryirs, KA, Boulton, A, Cullum, C. 2008. Working with change: the importance of evolutionary perspectives in framing the trajectory of river adjustment. *In River futures. An integrative scientific approach to river repair*, Brierley GJ, Fryirs KA (eds). Island Press: Washington; p.65–84.

Brothers, L.L., Belknap, D.F., Kelley, J.T. et Janzen, C.D. 2008. Sediment transport and dispersion in a cool-temperate estuary in embayment, Saco River estuary, Maine, USA. *Marine Geology*. Vol. 251, no. 3-4 :p. 193-194.

Buffington, J.M. 2012. Chapter 32: Changes in Channel Morphology Over Human Time Scales *In Gravel-bed Rivers: Processes, Tools, Environments*, *John Wiley and Sons, Ltd.*, First Edition: p.435-461.

CAPSA (Organisme de bassin versant : Rivières Sainte-Anne, Portneuf et secteur La Chevrotière). 2012. Plan direction de l'eau du secteur Sainte-Anne : Bassin versant de la rivière Sainte-Anne. Québec : 269 p.

Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ). 2021. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC), station no. 050408 (<https://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/graphique.asp?NoStation=050408>) Page consultée le 31-09-2021.

Chin, A., Daniels, M.,D., Urban, M.,A., Piégay, H., Gregory, K.,J., Bigler, W., Butt, A.,Z., Grable, J.,L., Gregory, S.,V., Lafrenz, M., Laurencio, L.,R., Wohl, E. 2008. Perceptions of wood in rivers and challenges for stream restoration in the United States. *Environmental Management*, vol. 41, p. 893 – 903.

Chin, A., Laurencio, L.R., Daniels, M.D., Wohl, E., Urban, M.A., Boyer, K. L., Butt, A., Piegay, H., Gregory, K.J. 2014. The significance of perceptions and feedbacks for effectively managing wood in rivers. *River Research and Applications*, vol. 30, p. 98–111.

Church, M., 1992. Channel morphology and typology. *In The Rivers Handbook*, ed. P.Calow, GE Petts, Vol. 1, no. 126–43: 526 p

Church, M. 2006. Bed material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 34, p. 325-354.

Church, M. et Haschenburger, J. K. 2017. What is the “active layer”?, *Water Resources Research*, Vol. 53:, p. 5–10, doi:10.1002/2016WR019675.

Clark, C., P. Roni, and S. Burgess. 2019. Response of juvenile salmonids to large wood placement in Columbia River tributaries. *Hydrobiologia*, vol. 842, p. 173–190.

Colby, B. R. 1964. Scour and Fill in Sand-Bed Streams. *Geological Surveys Profesionnal Paper*. Vol. 462-D : 32 p. <https://doi.org/10.3133/pp462D>

Collins, B.D., Montgomery, D.R., Fetherston, K.L., Abbe, T.P. 2012. The floodplain large-wood cycle hypothesis: A mechanism for the physical and biotic structuring of temperate forested alluvial valleys in the North Pacific coastal ecoregion, *Geomorphology*, vol. 139-140, p. 460-470.

Cramer, M.L. 2012. Stream Habitat Restoration Guidelines, Co-publié avec Washington Departments of Fish and Wildlife, Natural Resources, Transportation and Ecology, Washington State Recreation and Conservation Office, Pudget Sound Partnership, and the U.S. *Fish and Wildlife Service*, Olympia, Washington, 844 p.

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*, vol. 55, no 3, p. 318-333.

Dodd, J.A., Newton, M. et Adam, E.C. 2016. The effect of natural flood management in-stream wood placements on fish movement in Scotland. *Scottish Centre for Ecology and the Natural Environment (SCENE)*, University of Glasgow, 38 p.

Dufour, S. and 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*, vol. 25, 568-581.

East, O. et Magnan, O. 1988. Étude de la vitesse de nage du poulamon atlantique (*Microadus tomcod*) en relation avec les travaux de la traversée du fleuve Sainte-Laurent par la ligne Radisson-Nicolet-Des Cantons, Laboratoire de recherche sur les communautés aquatiques, Université du Québec à Trois-Rivières, pour le service de Recherches en environnement et santé publique, vice-présidence Environnements : 18 p.

Francis, R.A., Tibaldeschi, P. et McDougall, L. 2008. Fluvially-deposited large wood and riparian plant diversity, *Wetland Ecology and Management*. Vol. 16, no 5, p. 371-382.

Gurnell, A.M., and Sweet, R. 1998. The distribution of large woody debris accumulations and pools in relation to woodland stream management in a small, low-gradient stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 2: 1101-1121.

Harmon, M.E., Franklin, J.F., Swanson, F.J., Sollins, P., Gregory, S.V., Lattin, J.D., Anderson, N.H., Cline, S.P., Aumen, N.G., Sedell, J.R., Lienkaemper, G.W., Cromack, K. Jr. et Cummins, K.W. 1986. Ecology of coarse woody debris in temperate ecosystems, *Advances in Ecological Research*, vol. 15, p. 133-302.

Hickin, E.J. 1995. *Chapter 4: Sediment transport In River geomorphology*. International Association of Geomorphologists, New York (É-U). No. 2: p.70-107.

Hodgson, Earl W. 1927. *Salmon Fishing*. London: Black, 314pp.

Hjulström F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala*, vol. 25: p. 221–528.

Kemp, P.S., Worthington, T.A., Langford, T.E.L., Tree, A.R.J., Gaywood, M.J. (2012). Qualitative and quantitative effects of reintroduced beavers on stream fish. *Fish and Fisheries*, 13(2), 158-181.

Knight, J. et FitzGerald, D.M. 2005. Chapter 1: Towards an Understanding of the Morphodynamics and Sedimentary evolution of Estuaries In High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries, *Springer* : p.1-9

Kumar V. (2011) Hysteresis. In: Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (eds) Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series. *Springer*, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_252

Leeder, M.R. 1983. On the interaction between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows. Modern and ancient fluvial systems, *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. J. D. C. a. J. Lewin. Oxford: 5-18. doi:10.1029/2001WR001086, 2002

Ledard, M., Gross, F., Haury, J., Lafontaine, L., Hubaud, M.-O., Vigneron, T., Dubos, C., Labat, J.-J., Aubry, M., Nioche-Seigneuret, F., Vienne et L., Craipeau, F. 2001. *Restauration et entretien des cours d'eau en Bretagne*, Guide technique, Rennes, 107 p.

Lisle, T. et Church, M. 2002. Sediment transport-storage relations for degrading, gravel bed channels, *Water Resources Research*, vol. 38, no. 11: p.1219 doi:10.1029/2001WR001086, 2002

Lokteff, R. L., B. B. Roper, and J. M. Wheaton. 2013. Do beaver dams impede the movement of Trout? *Transactions of the American Fisheries Society*, vol. 142: p. 1114–1125.

Mailhot, Y., Scrosati, J. et Bourbeau, D. 1988. La population du poulamon atlantique de la Pérade : bilan et état de la situation actuelle en 1988 et nouveaux aspects de l'écologie de l'espèce. Rapport présenté au Ministère du Loisir, de la Chasse et de la Pêche, Direction générale Mauricie – Bois-Francs, Service de l'aménagement et de l'exploitation de la faune: 77 p.

Maltais, M. 2019. Évolution spatiale et temporelle de la dynamique du bois mort en rivière, Mont-Louis, Gaspé. Mémoire de maîtrise en géographie. Université du Québec à Rimouski. 190 p.

Malavoi J.R. et Bravard J.P., 2010. *Éléments d'hydromorphologie fluviale*, Onema. 224 p.

Maleki, S., M., Riggers, B.L.K., Murray, M. 1999. The Oregon Plan for Salmon and Watersheds: *Watershed Restoration Inventory 1999*. Institute for Natural Resources, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA.

McDowell, J.L., Knight, J. et Quinn, R. 2005. Chapter 2 : High-Resolution Geophysical Investigations Seaward Of The Bann Estuary, Northern Ireland Coast In High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries. *Springer*, vol. 8 : p. 11-31.

Ministère de l'Environnement et Lutte contre les Changements Climatiques (MELCC). 2021a. Données climatiques de Climat Québec, station no. 7016800 (https://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/donnees/sommaire.asp?cle=7016800&date_selection=2021-09-20) Page consultée le 31-09-2021.

Ministère de l'Environnement et Lutte contre les Changements Climatiques (MELCC). 2021b. Atlas Hydroclimatique du Québec méridional, Expertise hydrique et barrages (<https://cehq.gouv.qc.ca/atlas-hydroclimatique/>) Page consultée le 12-10-2021.

Milner N.J., Solomon D.J. & Smith G.W. (2012b) The role of river flow in the migration of adult Atlantic salmon, *Salmo salar*, through estuaries and rivers. *Fisheries Management and Ecology* 19, 537–547.

Mitchell, S.C. and Cunjak, R.A. 2007. Stream flow, salmon and beaver dams: roles in the structuring of stream fish communities within an anadromous salmon dominated stream. *Journal of Animal Ecology*, vol. 76, p. 1062– 1074.

Nagayama, S., Nakamura, F., Kawaguchi, Y. et Nakano, D. 2012. Effects of configuration of instream wood on autumn and winter habitat use by fish in a large remeandering reach, *Hydrobiologia*, vol. 680, p. 159-170.

Opperman, J., Merenlender, A., Lewis, D., 2006. Maintaining wood in streams: a vital action for fish conservation. University of California, Division of Agriculture and Natural Resources, Publication 8157OPSW (Oregon Plan for Salmon and Watersheds), 1999. *Oregon Aquatic Habitat: Restoration and Enhancement Guide*: 103 p.

Pollock, M.M., Beechie, T.J., Wheaton, J.M., Jordan, C.E., Bouwes, N., Weber, N., Volk, C. 2014. Using beaver dams to restore incised stream ecosystems. *Bioscience*, vol. 64, p. 279-290.

Pollock, M., Wheaton, J., Bouwes, N., Vol, C., Weber, N. et Jordan, C. 2012. Working with beaver to restore salmon habitat in the Bridge Creek intensively monitored watershed. NOAA Technical Memorandum NMFS-NWFSC-120, US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration : 547 p.

Roni P, Beechie T, Pess G, Hanson K. 2015. Wood placement in river restoration: fact, fiction, and future direction. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, vol. 72, p.466-478.

Reesink, A.J.H., Parsons D.R., Ashworth P.J., Best J.L., Hardy R.J., Murphy B.J., McLelland S.J., et Unsworth C. 2018. The adaptation of dunes to change in river flow. *Earth-Sciences Reviews*, Vol. 185 : p. 1065-1087.

Rinaldi, M., Surian, N., Comoti, 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*, Vol.180-181 : p.96-108

Robins, E. et David, A.G. 2010. Morphological controls in sandy estuaries: the influence of tidal flats and bathymetry on sediment transport. *Ocean Dynamics*, vol. 60 : p. 503 – 517 DOI 10.1007/s10236-010-0268-4

Roth, D.L., Finnegan, N.J., Brodsky, E.E., Cook, C.P. Stark et H.W. Wang. 2014. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 404 : p.144–153

Schlosser I.J. 1991. Stream fish ecology: a landscape perspective. *BioScience*, vol. 41, p.704–712.

Schmitt, L., Maire, G. et Humbert, J. 2000. Typologie hydrogéomorphologique des cours d'eau : vers un modèle adapté à la gestion du milieu physique des rivières du versant sud-occidental du fossé Rhénan, *GéoCarrefour*, vol. 75, p. 347-363

Schumm, S. A. 1977. *The fluvial system*, New York, USA, Wiley.

Shields, F.D. Jr. et Smith, R.H. 1992. Effects of a large woody debris removal on physical characteristics of a sand-bed river, *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystem*, vol. 2, p. 145-163.

Simons, D.B., et Richardson, E.V. 1966. Resistance to flow in alluvial channels. Geological Survey Professional paper. Vol. 422-I : 60 p.

Tetzlaff, D., Gibbins, C., Bacon, P. J., Youngson, A. F. & Soulsby, C. 2008. Influence of hydrological regimes on the pre-spawning entry of Atlantic salmon (*Salmo salar* L.) into an upland river. *River Research and Applications* vol. 24, p. 528–542.

Thévenet, A., Citterio, A., Piégay, H. 1998. A new methodology for the assessment of large woody debris accumulations on highly modified rivers (Example of two French piedmont rivers). *Regulated Rivers: Research & Management* 14: 467–483. Wohl, E. 2013. *Floodplain and wood*, *Earth-Sciences Reviews*, vol. 123, p. 194-212.

Uncles, R.J. 2002. Estuarine physical processes research: Some recent studies and progress. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, Vol. 55 : p. 829-856.

Wohl, E., Brierly, G., Cadol, D., Coulthard, T.J., Fryirs, K.A., Grant, G., Hilton, R. G. Lane, S.N. Magilligan, F.J., Meitzen, K.M, Passalacqua, P., Poeppl, R.L., Rathburn, S.L. et Sklar, L.S., 2019. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 44 : p.4-26.

Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions American Geophysical Union*. Volume 35. Number 6. P, p. 951-956.

Xing, F., Wang, Y.P. et Wang, H.V. 2012. Tidal hydrodynamics and fine-grained sediment transport on the radial sand ridge system in the southern Yellow Sea. *Marine Geology*, vol. 291-294 : p. 192–210 doi:10.1016/j.margeo.2011.06.006

Ziliani, L., and N. Surian 2012, Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river, *Geomorphology*, vol. 173, p. 104–117.

Annexes

Annexe 1 : Glossaire hydrogéomorphologique

Aggradation du lit :

Élévation graduelle ou progressive du lit d'un cours d'eau par accumulation de sédiments.

Amont :

Partie d'un cours d'eau comprise entre un lieu déterminé et sa source.

Anastomosé (anabranche) :

Se dit d'un ensemble de chenaux qui s'entrecroisent dans un large lit majeur, ou un delta, bien pourvu en défluent de toute sorte et de bras séparés par des hauts fonds. Le terme, emprunté au langage médical, n'est utilisé en hydrologie que sous forme d'adjectif : rivière anastomosée (Malavoi et Bravard, 2010).

Aval :

Partie d'un cours d'eau comprise entre un lieu déterminé et son embouchure.

Bassin versant hydrographique

Le bassin versant est une unité géographique naturelle recueillant, à travers le réseau hydrographique, les eaux qui y ruissellent. Il correspond à la surface d'alimentation d'un cours d'eau. Le bassin versant est délimité par la ligne de partage des eaux, c'est-à-dire la ligne de crête de part et d'autre de laquelle l'eau de pluie ruisselle. Les eaux d'un même bassin versant alimentent un exutoire commun (cours d'eau, lac, mer, océan). Dans un bassin versant, il y a continuité : - longitudinale, de l'amont vers l'aval (ruisseaux, rivières, fleuves) ; - latérale, des crêtes vers le fond de la vallée ; - verticale, des eaux superficielles vers des eaux souterraines et vice versa. (Malavoi et Bravard, 2010).

Débit liquide

Le débit liquide correspond au volume d'eau qui traverse une section transversale d'un cours d'eau par unité de temps. Les débits des cours d'eau sont exprimés en m³/s avec trois chiffres significatifs (ex : 1,92 m³/s, 19,2 m³/s, 192 m³/s), ou pour les petits cours d'eau, en l/s. (Malavoi et Bravard, 2010).

Débit plein bord (niveau plein bord)

Le débit plein bord correspond au volume d'eau pouvant s'écouler au sein du chenal, avant que des débordements se produisent. Le débit plein bord est associé à un niveau plein bord. Il est atteint lors de crues de récurrence 1,5 à 2 ans. Il correspond souvent à la limite de la végétation sur les berges. (Boivin *et al.*, 2019)

Dynamique hydrosédimentaire

Flux sédimentaires et d'énergie qui conditionnent l'état d'un budget sédimentaire et de l'évolution d'un système. Fait référence aux forces en action (débit, vitesses d'écoulement) sur la dynamique sédimentaire d'un système. (Office français de la biodiversité, 2012)

État d'équilibre

En géomorphologie fluviale, la notion d'équilibre est fondamentale. Les cours d'eau sont des objets dynamiques qui évoluent dans l'espace et dans le temps suivant des processus dominants (par exemple, la migration latérale, l'incision ou l'exhaussement du lit) dont les moteurs (débits liquide et solide, niveau de base) et les résistances (ripisylves, granulométrie) sont aussi variables dans le temps. Ainsi, les cours d'eau ne doivent pas être perçus comme des objets dans un état statique, mais plutôt comme des objets dont les caractéristiques fluctuent dans le temps et varient en termes d'état d'équilibre (Boivin *et al.*, 2019).

Érosion des berges

L'érosion est un phénomène naturel. Généralement provoquée par le courant, elle participe au transport de la charge solide et à la recharge sédimentaire du cours d'eau. Les érosions de berges sont à l'origine des migrations de méandres (cf schéma). Elles garantissent le fonctionnement dynamique du cours d'eau. (Malavoi et Bravard, 2010).

Géomorphologie

Discipline qui étudie les formes de relief et leur mobilité, leur dynamique. Dans le cadre des hydrosystèmes, l'analyse porte sur la géométrie du lit des cours d'eau et les causes de ses transformations spatiales (de l'amont vers l'aval) ou temporelles en relation avec la modification des flux liquides et solides, la dynamique de la végétation riveraine, les interventions humaines. Il s'agit donc d'une science d'interface et de synthèse qui fait appel à des données naturalistes et expérimentales (hydraulique et hydrologie notamment) et à des données issues des sciences humaines (histoire, économie agricole...). (Malavoi et Bravard, 2010).

Hydrogéomorphologie (Géomorphologie fluviale)

Science qui cherche à comprendre et décrire la structure du cours d'eau. Elle étudie les formes des cours d'eau et les conditions de leur formation. (Malavoi et Bravard, 2010).

L'hydrogéomorphologie s'intéresse à l'évolution des formes et des processus qui caractérisent les cours d'eau. Elle repose sur la reconnaissance que les cours d'eau sont des entités dynamiques dans le sens où leurs morphologies oscillent selon l'activation ou non de processus hydrosédimentaires dans un tronçon et un bassin versant (Boivin *et al.*, 2019).

Lit mineur d'un cours d'eau

Partie du lit compris entre des berges franches ou bien marquées dans laquelle l'intégralité de

l'écoulement s'effectue, la quasi-totalité du temps en dehors des périodes de très hautes eaux et de crues débordantes. Le lit mineur englobe le lit d'étiage. Sa limite est le niveau plein bord, c'est-à-dire jusqu'à la limite de débordement. (Malavoi et Bravard, 2010).

Lotique

Un système lotique, en sciences de l'environnement, est ce qui est propre aux eaux courantes, ou relatif à des eaux courantes, quand le débit horaire d'un cours d'eau a une certaine vitesse. Les eaux lotiques sont l'opposé des eaux stagnantes, et un système lotique s'oppose au système lentique. (<https://www.aquaportail.com/definition-4807-lotique.html>)

Migration latérale :

La migration latérale est créée par le déplacement du tracé d'une rivière à l'intérieur de sa vallée. L'érosion des berges est le processus qui permet année après année le mouvement latéral d'un cours d'eau. Les taux de migration sont très variables d'une rivière à l'autre, d'une section à l'autre et annuellement selon les crues. (Boivin *et al.*, 2019)

Puissance spécifique d'un cours d'eau

La puissance spécifique correspond sommairement au produit de la pente multipliée par le débit au niveau plein bord, qui caractérise les potentialités dynamiques du cours d'eau. Les capacités d'ajustement du cours d'eau sont en grande partie fonction de la puissance spécifique. (Malavoi et Bravard, 2010).

Ripisylve (riparienne)

Le terme ripisylve vient du latin « Ripa » qui veut dire la rive et « Sylva » la forêt. La ripisylve est une formation végétale, naturelle et riveraine d'un milieu aquatique située dans la zone frontière entre l'eau et la terre (zone riparienne). On distingue : - le boisement de berge (généralement géré dans le cadre des programmes d'entretien des rivières) situé à proximité immédiate du lit mineur. - la forêt alluviale qui s'étend plus largement dans le lit majeur. La nature de la ripisylve est étroitement liée aux écoulements superficiels et souterrains. Elle exerce une action sur la géométrie du lit, la stabilité des berges, la qualité de l'eau, la vie aquatique, la biodiversité animale et végétale (Malavoi et Bravard, 2010).

Semi-alluvial

Les cours d'eau semi-alluviaux (ou partiellement confinés) sont caractérisés par une partie du linéaire de cours d'eau confiné et une partie alluviale. Il peut par exemple s'agir d'un cours d'eau possédant une berge rocheuse et une berge formée par une plaine alluviale, ou encore d'un cours d'eau étant confiné sur une portion du linéaire et alluvial sur l'autre. À l'inverse, les cours d'eau alluviaux (non confinés) s'écoulent généralement à travers des plaines alluviales larges. Les berges sont composées de sédiments meubles qui permettent au cours de se déplacer latéralement et de déborder sur la plaine alluviale. Ils obtiennent une note élevée, car des ajustements dans le

positionnement du chenal sont probables. (Boivin *et al.*, 2019)

Tête de bassin versant

Parties amont des bassins versants et par extension tronçon amont des rivières qui, en zone de relief notamment, sont le plus souvent moins exposées aux pressions anthropiques que les parties aval (mais restent très fragiles) et qui de ce point de vue constituent des secteurs de référence tout à fait importants et donc à préserver. (Malavoi et Bravard, 2010).

Trajectoire géomorphologique et hydrogéomorphologique

La trajectoire hydrogéomorphologique (HGM) est un concept permettant de dégager objectivement des tendances ou des ruptures dans l'évolution d'un cours d'eau sur une période de temps donnée. Elle permet de comprendre la manière dont les cours d'eau évoluent dans le temps, de proposer un diagnostic hydrogéomorphologique lorsque des facteurs de contrôles y sont associés et d'exposer la sensibilité des cours d'eau à des perturbations. (Boivin *et al.*, 2019)

Annexe 2 : Dossier photographique



Photo 1. Panache de sédiments en suspension à la confluence d'un tributaire et de la rivière Charest.



Photo 2. Berge sableuse en érosion dans la rivière Charest où la présence de bois mort et de glissements de terrain sont aperçus.



Photo 3. Bois mort ancré dans le lit mineur de la rivière Charest.



Photo 4. Formation d'un delta à la confluence des rivières Charest et Sainte-Anne.

Annexe 3 : Documents historiques :

- Photographies aériennes 1964, 1975, 1985 et 1996
- Orthophotographies 2008
- Couche de relief ombragé provenant du liDar 2011

Les points kilométriques (points blancs) sur les images aériennes historiques indiquent la distance à partir de l'exutoire de la rivière Sainte-Anne.



Photographie aérienne 1964

(Q64549-0911; Q64548-139;
Q64549-060)

○ Point kilométrique (PK)

0 0.5 1 km
Date: 13-08-2001 1:30000 NAD 83 MTM 8



Photographie aérienne 1975

(Q75903-115; Q75903-019;
Q75903-138; Q75902-001)

○ Point kilométrique (PK)

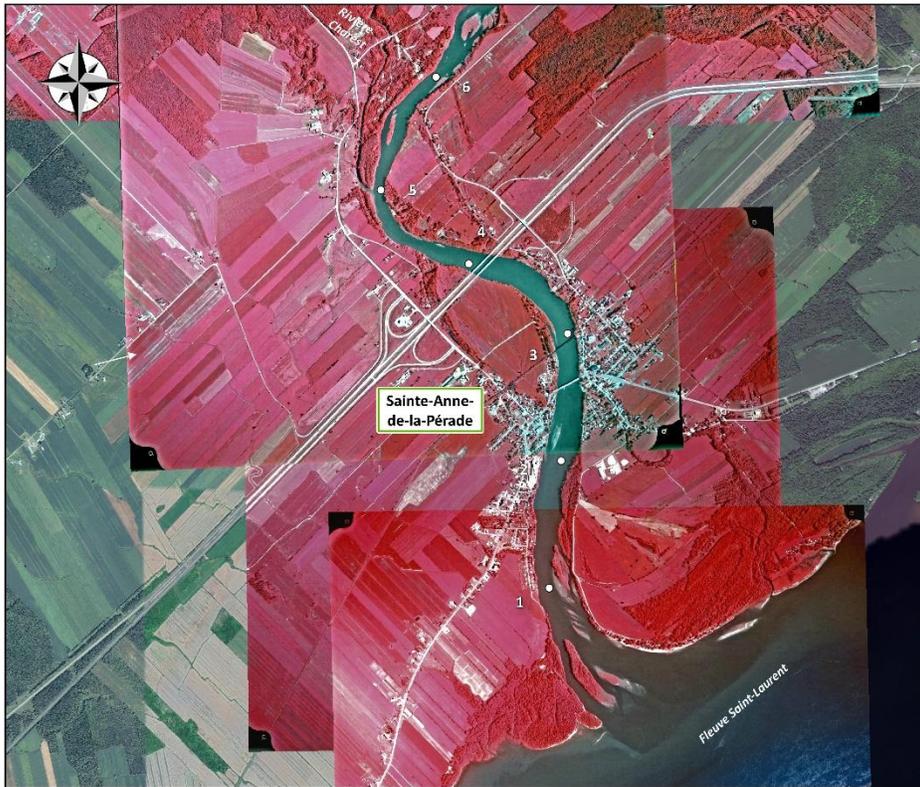
0 0.5 1 km
Date: 13-08-2001 1:30000 NAD 83 MTM 8



LERGA
*Laboratoire d'expertise et de
 recherche en géographie appliquée*

Photographie aérienne 1985
 (Q85820-169; Q85820-083;
 Q85820-081; Q85826-065;
 Q858261156)

○ Point kilométrique (PK)



LERGA
*Laboratoire d'expertise et de
 recherche en géographie appliquée*

Photographie aérienne 1996
 (Q96402-101; Q96402-107;
 Q96402-003; Q96402-045;
 Q96402-061)

○ Point kilométrique (PK)



Photographie aérienne 1985

(Q08004-164; Q08004-162;
Imagerie Google Earth)

○ Point kilométrique (PK)



**Couche de relief ombragé -
LiDar 2011**

(Feuillets 31109NE; 31109SE;
31109SO)

○ Point kilométrique (PK)

Annexe 4 : Fiches de question pour calculer l'indice de qualité morphologique et résumé des résultats

Présentation des résultats du questionnaire IQM pour chacun des segments présents dans le corridor fluvial à l'étude.

Tronçons	Résultat		Questions Confinement	Questions																													
	IQM	TOTAL		F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A1	A2	C1	C2	C3		
42	0,55	42	Partiellement confiné	0	2		0	2		0	0	5	0	3	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	NA*
43	0,58	55	Partiellement confiné	0	3		2	2		3	3	5	0	3	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	NA	
44	0,60	53	Partiellement confiné	0	2		2	2		0	3	5	0	3	2	5	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	NA	
45	0,69	55	Partiellement confiné	0	5		3	0		3	3	5	0	3	3	5	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	NA	
46	0,60	77	Partiellement confiné	3	3		3	2		0	0	5	6	3	3	3	0	0	3	6	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	NA		
47	0,62	95	Partiellement confiné	0	3		2	0		3	0	5	5	3	2	3	0	0	3	12	0	9	0	3	0	0	3	3	0	0	NA		
48	0,63	108	Partiellement confiné	3	3		2	3		3	0	5	5	3	3	3	0	0	3	12	0	9	0	3	0	2	3	3	0	0	NA		
49	0,62	76	Confiné	3		3			0			3	6	3	3	3	0	0	3	12			0	0	2	3	3	0	0	NA			
50	0,56	108	Partiellement confiné	0	5		2	2		3	3	5	5	3	2	3	0	0	2	6	0	9	0	3	0	2	3	3	0	0	NA		
51	0,52	103	Partiellement confiné	0	3		3	2		3	3	3	0	3	2	3	0	0	2	6	0	9	0	3	0	0	3	3	3	0	NA		
52	0,53	100	Partiellement confiné	0	3		2	2		5	3	3	0	3	2	3	0	0	0	6	0	9	0	3	0	0	3	3	3	0	NA		
53	0,63	80	Non-confiné	0	3		2	0		3	0	5	6	3	2	5	0	0	0	0	0	9	0	3	0	0	3	3	3	0	NA		

*NA Non-applicable