

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LA VARIABILITÉ SPATIALE DE FORMES GLACIELLES RESULTANT DES
EMBÂCLES DE GLACE SUR LA RIVIÈRE MISTASSINI (QUÉBEC) :
UN INDICATEUR DU RÉGIME GLACIEL?

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR :
STÉPHANIE MORIN

OCTOBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

L'accomplissement de ce mémoire est pour moi l'une des choses les plus stimulantes que j'ai faites dans ma vie. Ma passion pour les rivières s'est exacerbée au contact de gens enthousiastes et inspirants qui ont fait de mon passage dans le monde de la recherche une expérience inoubliable. J'aimerais d'abord remercier mon directeur de maîtrise Étienne Boucher pour sa spontanéité, sa disponibilité, sa compréhension, sa rigueur qui m'a poussé à aller toujours plus loin, ainsi que pour sa franchise. Merci aussi à mon codirecteur Thomas Buffin-Bélanger qui m'a appris à regarder les rivières autrement, dans toute la subtilité de leurs processus et formes. Merci d'avoir toujours été autant positif et encourageant, passionné et généreux, présent malgré la distance Montréal-Rimouski. Merci à ma collègue et amie Annie Lagadec qui m'a accompagné dans ce périple jeannois sans qu'on sache trop où on s'en allait. Merci pour ces heures innombrables de placotage et de rires. Merci à toute mon équipe de terrain, sans qui les collectes de données autant estivales qu'hivernales n'auraient jamais été aussi agréables et festives : Pénélope Leclerc, Simon William, Mathieu Gratton et Sarah Boivin. Merci à Marc-André Hurtubise mon meilleur ami, mon confident, amoureux, prochainement père de notre petite fille pour avoir toujours été là dans les moments les plus dures et les plus beaux. Merci aussi à ma meilleure amie Marie-Pierre Beauvais, ma confidente la plus précieuse sans qui je n'aurais probablement pas passé au travers. Merci à tout le personnel du département de géographie de l'UQAM. Mention spéciale à André Parent pour ses conseils techniques en cartographie, à Mario Bédard pour sa rigueur scientifique et à François Moquin pour ses conseils terrain. Merci aussi à Jacques Potvin, François Potvin et toute l'équipe de la MRC Maria-Chapdelaine pour leur support financier, humain et technique. Je tenais aussi à remercier la Faculté des Sciences Humaines de l'UQAM pour leur support financier.

DÉDICACE

*À ma fille à naître en même temps que le dépôt de ce mémoire
qui j'espère connaîtra les joies d'une éducation libre,
non bâillonnée par le gouvernement
ou les mesures d'austérité.*

AVANT-PROPOS

Ce mémoire s'inscrit dans un plus grand projet mené en partenariat avec la Municipalité Régionale de Comté (MRC) Maria-Chapdelaine, Dolbeau-Mistassini (Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec). Suite à un embâcle de glace dévastateur sur la Rivière Mistassini en mai 2011, qui a mené à la destruction d'une vingtaine d'habitations riveraines, la MRC a voulu comprendre la dynamique d'embâcles dans sa rivière afin de mieux protéger ses citoyens contre cet aléa naturel. Elle a ainsi créé le projet Mistassini mené par Étienne Boucher (GEOTOP-UQAM), chercheur et professeur au département de géographie de l'UQAM. Les embâcles de glace sont des phénomènes complexes qui agissent à des échelles temporelles et spatiales multiples. Ainsi, afin de mieux traiter ces aspects, le projet a été divisé en deux sous-projets complémentaires. Le premier sous-projet est mené par Annie Lagadec et a pour thème l'analyse des conditions hydroclimatiques qui initient la formation d'embâcles de glace à l'aide d'une approche dendrochronologique. Le deuxième sous-projet est mené par moi-même et consiste à analyser la répartition spatiale des embâcles de glace par une approche hydrogéomorphologique et dendrochronologique. Un rapport final rassemblant les résultats les plus intéressants des deux études sera ensuite transmis à la MRC Maria-Chapdelaine, afin qu'elle puisse améliorer la gestion de cet aléa naturel.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|------|
| REMERCIEMENTS | ii |
| DÉDICACE | iii |
| AVANT-PROPOS | iv |
| Liste des figures..... | vii |
| Liste des tableaux | xii |
| RÉSUMÉ | xiii |
| INTRODUCTION..... | 1 |
| CHAPITRE I | |
| REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS, RÉGION À L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE | 4 |
| 1.1 Revue de littérature | 4 |
| 1.1.1 Incidence de la dynamique fluviale sur les formes et processus glaciels | 5 |
| 1.1.2 Influence de la dynamique glacielle sur la dynamique fluviale | 18 |
| 1.1.3 Influences des processus glaciels sur les écosystèmes fluviaux | 28 |
| 1.2 Problématique et objectifs de recherche | 32 |
| 1.3 Contexte géophysique de la région et des sections à l'étude | 34 |
| 1.3.1 Le bassin versant de la Rivière Mistassini, région du Saguenay-Lac- Saint-Jean | 34 |
| 1.3.2 Choix des sections à l'étude..... | 37 |
| 1.4 Méthodologie..... | 46 |
| 1.4.1 Approche hydrogéomorphologique..... | 46 |
| 1.4.2 Approche dendrochronologique | 53 |
| CHAPITRE II | |
| THE SPATIAL VARIABILITY OF ICE JAM BANK MORPHOLOGIES ALONG THE MISTASSINI RIVER (QUEBEC, CANADA): AN INDICATOR OF THE ICE JAM REGIME? | 57 |

| | | |
|---|---|----|
| 2.1 | Introduction | 57 |
| 2.2 | Study Area | 61 |
| 2.3 | Methods | 63 |
| 2.3.1 | Geomorphological description of riverbanks | 63 |
| 2.3.2 | Channel characterization | 65 |
| 2.3.3 | Ice cover characteristics | 67 |
| 2.3.4 | Tree-ring reconstruction of ice-jam frequency and magnitude | 67 |
| 2.4 | Results | 69 |
| 2.4.1 | River banks classification | 69 |
| 2.4.2 | Spatial distribution of riverbank types along the four sections | 72 |
| 2.4.3 | Channel characteristics | 76 |
| 2.4.4 | Dendrochronological analysis of the ice jam regime across the four sections | 78 |
| 2.5 | Discussion | 79 |
| 2.5.1 | Two-level banks: a morphological imprint of recurrent ice jams | 80 |
| 2.5.2 | Ice jam occurrences and morphological forcing | 83 |
| 2.5.3 | Ice-Jam Regime | 85 |
| 2.6 | Conclusion | 86 |
| CHAPITRE III | | |
| MÉTHODE STATISTIQUE : L'ARBRE DE CLASSIFICATION | | |
| 3.1 | Description de la méthode utilisée | 88 |
| 3.2 | Résultats | 90 |
| 3.3 | Discussion | 94 |
| CONCLUSION | | |
| ANNEXE A | | |
| ANNEXE B | | |
| BIBLIOGRAPHIE | | |

LISTE DES FIGURES

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 1.1 | Schématisation du refroidissement de la température de l'eau et de ses changements de phase en fonction du temps (Dubé, 2009)..... | 6 |
| Figure 1.2 | Crêpes de frasil produites par un seuil de 10 m de hauteur sur la Rivière Mistassini. La température de l'air en degré Celsius est indiquée en haut de la photo à droite (photos prises par S.Morin avec une caméra Reconyx, 26 novembre 2012). | 7 |
| Figure 1.3 | Schématisation de l'évolution des cristaux de frasil jusqu'aux formes glacielles, telles que les plaquettes de frasil et les barrages suspendus, en fonction des conditions hydrauliques et de température (Dubé, 2009)..... | 8 |
| Figure 1.4 | Évolution temporelle de la résistance du couvert de glace aux pressions externes menant à deux types de débâcles. Le R représente les forces de résistance de la glace et D les forces hydrauliques; B représente la débâcle où la détérioration thermique domine et C la débâcle où la dislocation mécanique domine; A représente le seuil théorique où $D = R$ (Beltaos, 2008)..... | 13 |
| Figure 1.5 | Passage entre les différents styles fluviaux en fonction du niveau d'énergie déterminée par les variables de contrôle (Charlton, 2008).. | 15 |
| Figure 1.6 | Scénarios de congestion de la glace liés à un rétrécissement morphologique du chenal ou à une diminution de la largeur causée par la présence de glace thermique en bordure de rives (Beltaos, 1995). . | 16 |
| Figure 1.7 | Influence de la présence de bancs centraux dans un chenal sur la formation du couvert de glace et de la structure d'écoulement (Beltaos, 2008)..... | 17 |
| Figure 1.8 | Morphologie des sections transversales de rivières sans couvert de glace (a) et avec couvert de glace (b) (Ettema et Daly, 2004). | 19 |
| Figure 1.9 | Morphologie des berges issues de l'érosion glacielle induite par les embâcles de glace (Boucher <i>et al.</i> , 2012)..... | 20 |
| Figure 1.10 | Déstabilisation des berges par la présence du couvert de glace (Ettema, 2002)..... | 21 |

| | | |
|-------------|--|--|
| Figure 1.11 | Modification de la morphologie des rivières à méandres avec couvert de glace; a) Thalweg plus sinueux (Ettema, 2002); b) création d'avulsions lors d'embâcles plus fréquents (Smith et Pearce, 2002). . 22 | |
| Figure 1.12 | Comparaison des niveaux d'eau pouvant être atteints lors d'embâcles de glace (losanges noirs) et de crues en eau libre (triangles gris) (Prowse et Beltaos, 2002). 24 | |
| Figure 1.13 | Schéma d'un « bechevnick » (Hamelin, 1979). 26 | |
| Figure 1.14 | Formes de dépôts de gros blocs caractéristiques aux embâcles de glace; a) Buttes de gros blocs b) cordons de blocs alignés perpendiculairement au chenal c) comparaison de la taille des blocs avec une échelle humaine d) placage de blocs sur une berge (Prowse et Culp, 2003). 27 | |
| Figure 1.15 | Impacts d'embâcles de glace sur la végétation a) cicatrices glacielles sur les branches d'arbustes; b) cicatrices glacielles sur le tronc d'un arbre mature (photos prises par S.Morin à l'été 2012). 31 | |
| Figure 1.16 | a) Localisation de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean au Québec; b) Localisation des sites d'études sur la Rivière Mistassini dans son contexte topographique. 35 | |
| Figure 1.17 | Morphologie de la section 1 : a) Talus très abrupt des berges concaves, dépôts deltaïques; b) morphologie typique de l'alternance entre les berges convexes et concaves des méandres de cette section ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photos prises par S.Morin, été 2012-2013). 38 | |
| Figure 1.18 | Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 1 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012). 39 | |
| Figure 1.19 | Morphologie typique de la section 2 ; dépôts alluviaux sableux ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photo prise par S.Morin, été 2013). 40 | |
| Figure 1.20 | Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 2 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012). 41 | |
| Figure 1.21 | Morphologie de la section 3 : a) rétrécissement du chenal b) type de dépôts très grossiers (20-30 cm) retrouvés dans cette section ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photos prises par S.Morin à l'été 2013). 42 | |

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 1.22 | Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 3 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012). | 43 |
| Figure 1.23 | Morphologie de la section 4: a) embâcle de mai 2011 au niveau d'îles centrales (photo prise par la Municipalité d'Albanel, mai 2011); b) banc d'accumulation de dépôts deltaïques remaniés qui empiète loin dans le chenal; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photo prise par S.Morin à l'été 2012). | 44 |
| Figure 1.24 | Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 4 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012). | 45 |
| Figure 1.25 | Indicateurs utilisés lors de la description morphologique et écologique des berges. | 47 |
| Figure 1.26 | Indicateurs et méthodes utilisés pour la caractérisation du contexte hydraulique et hydrogéomorphologique de chacun des tronçons : Encaissement, Largeur niveau plein bord, sinuosité, aire d'écoulement, ratio largeur/profondeur, profondeur, ratio glace/profondeur, épaisseur de la glace..... | 51 |
| Figure 1.27 | Forage du couvert de glace pour mesurer son épaisseur et la profondeur du chenal (photos prises par S. Morin, février 2013) | 53 |
| Figure 2.1 | Mechanical ice-jam and its impacts on the Mistassini River (Quebec, Canada), May 2011 a ice-jam release and ice rafts, May 2011 b ice-induced scour on a sandy bank seen post-event, summer 2012 c ice rafts that crashed on the banks, May 2011 d one of the twenty houses destroyed, May 2011 e ice impacts on trees, May 2011 (photographs by MRC Maria-Chapdelaine, May 2011 and S. Morin, June 2012) ... | 58 |
| Figure 2.2 | Location of the four morphodynamic sections along the Mistassini River. | 61 |
| Figure 2.3 | River bank photos separated into two classes: depositional banks composed of two groups and erosional banks composed of four groups (photos by S.Morin, June 2012-2013). | 68 |
| Figure 2.4 | a) Dendrogram of bank types according to the cluster analysis, which is based on the dissimilarity between the geomorphological and ecological variables of the banks. The more similar the banks are, the closer they are in the dendrogram. The number of groups in the cluster analysis is based on the number of groups in our first classification, which was determined by geomorphological processes. All groups are | |

- described in section 4.1; b) Cluster purity. For each group made from the cluster analysis, we compared the number of segments in our first classification using the geomorphological processes. The box represents the groups from the cluster analysis, the X-axis represents the groups from our first classification using the geomorphological processes and the Y-axis the number of segments from each group... 70
- Figure 2.5 Length occupation proportion of each bank type within a section. The length (m) occupied by each bank type across a whole section is first specified. The occupation percentage is in *bracket below*. Total length (m) is the sum of the lengths of both river banks in one section. *Dashed lines* represent the group D bank type. 73
- Figure 2.6 Spatial distribution of riverbank types along the S1 and S2. The *dashed* segments represent the group 74
- Figure 2.7 Spatial distribution of riverbank types along S3 and S4. The dashed segments represent the group D..... 75
- Figure 2.8 Downstream evolution of the hydraulic, hydro-geomorphological and ice cover variables sampled along the four sections. The *dashed line* represents the linear extrapolation of the mean in unsampled sections. Spatial distribution of group D banks is also represented in this figure; elevation refers to the thalweg; (a) represents the mean channel slope 78
- Figure 2.9 Spatial distribution of ice-jam events in the four sections using a dendrochronological analysis. The frequency was calculated by dividing the total number of events by the 43-year time period..... 78
- Figure 2.10 a) Spatial distribution of ice scar heights above bankfull level along the four sections in all the years sampled; b) spatial distribution of 1990 ice scar heights above bankfull level along the four sections; c) spatial distribution of 2011 ice scar heights above bankfull level along the four sections. The *box plots* present the variation of heights, the second and third quartile, the maximum and minimum and the median. 79
- Figure 2.11 Bank typology established from the geomorphological and ecological descriptions and the mapping of river banks. Only four banks on six are presented here due to the inconsistency of the morphology of group B and F. 81
- Figure 2.12 Most recurrent scenarios where the two-level banks are found. These scenarios present visual examples of how ice affects water and ice

| | | |
|------------|---|----|
| | evacuation, which could lead to the formation of two-level banks. Scenario 1 presents how water and ice travel in a channel cross-section, which is mild, wide, shallow, and covered by a thick layer of ice. Scenario 2 presents how the water and ice travel in a bird's-eye view of an entrenched narrowing channel. <i>Light gray color and snowflakes</i> represent the ice cover, whereas the <i>dark grey color</i> portrays water. The white forms represent ice rafts. <i>Black lines</i> represent the elevation curve..... | 83 |
| Figure 3.1 | a) Arbre de classification (modèle I) pour l'ensemble des quatre sections b) Arbre de classification (modèle II) pour la section 4 seulement..... | 91 |
| Figure 3.2 | Schémas des scénarios issus de l'arbre de classification (modèle I)... | 92 |
| Figure 3.3 | Spatialisation des erreurs de prédiction de l'arbre de classification (modèle I) dans les quatre sections à l'étude. Le A représente les absences et le P les présences. Les barres en gris représentent les erreurs de prédiction. Un faux positif présente le cas où une présence est prédite par le modèle, mais qu'en réalité, c'est une absence qui a été observée. Un faux négatif présente le cas où une absence a été prédite par le modèle, mais qu'en réalité, c'est une présence qui a été observée..... | 93 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|-------------|--|----|
| Tableau 1.1 | Régions climatiques présentes sur le territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (adapté de OBV Lac-Saint-Jean, 2012). | 37 |
| Tableau 2.1 | Principal ice-impacts features reported in the literature..... | 59 |
| Tableau 2.2 | Description of the methods used to sample the geomorphological variables of each bank. | 64 |
| Tableau 2.3 | Methods used to sample the hydraulic and hydrogeomorphological variables..... | 66 |
| Tableau 3.1 | Indicateurs utilisés dans la construction des arbres de classification. . | 89 |

RÉSUMÉ

Le présent mémoire vise à étudier la dynamique des embâcles de glace sur la Rivière Mistassini (Québec) en utilisant des formes géomorphologiques caractéristiques de ces aléas comme indicateurs de l'extension spatiale, de la fréquence et de l'intensité de ces événements. Une caractérisation géomorphologique et écologique des berges a permis d'identifier et de spatialiser les formes issues de ce processus glaciaire le long de quatre tronçons morphologiquement différents. Les caractéristiques hydrauliques et hydrogéomorphologiques de ces tronçons ont été décrites afin de documenter le contexte spatial de formation de ces formes. Pour qualifier le régime glaciaire (fréquence et intensité) nécessaire à la mise en place des formes glaciaires, une analyse dendrochronologique de cicatrices glaciaires retrouvées sur les arbres riverains fut effectuée. Nos résultats démontrent que les impacts géomorphologiques de la glace se retrouvent principalement sous la forme typique de berges à deux niveaux, séparés par un talus abrupt fortement marqué par de l'érosion. La présence de ces formes augmente de l'amont vers l'aval, en fonction de deux principaux contextes spatiaux : 1) un chenal large et peu profond; 2) une soudaine diminution de la largeur vers l'aval en raison de la présence de nombreuses obstructions ou constriction, dans un chenal particulièrement encaissé. Par les analyses dendrochronologiques, il a été possible de déterminer que les berges glaciaires se mettent en place lors d'événements intenses qui se produisent au moins une fois tous les cinq ans. Ces résultats montrent donc que les embâcles de glace sur la Rivière Mistassini s'intensifient vers l'aval et permettent la mise en place de formes glaciaires typiques, et ce, en raison de contextes spatiaux favorables. Nous recommandons donc que la caractérisation et la spatialisation de telles formes soient incluses dans les programmes de gestion des risques en milieu fluvial.

MOTS-CLÉS : embâcles de glace, hydrogéomorphologie, dendrochronologie, cicatrices glaciaires, dendrogramme, arbre de classification.

INTRODUCTION

Les inondations par embâcles de glace constituent des aléas naturels qui menacent saisonnièrement les populations établies à proximité de cours d'eau en milieu froid. Ces événements sont considérés comme les pires catastrophes naturelles en milieu fluvial, en raison de niveaux atteignant des hauteurs plus élevées que de simples inondations en eau libre et de leur potentiel destructeur (Ashton, 1986; Prowse et Beltaos, 2002). De nombreux épisodes d'embâcles sont cités dans l'histoire du Canada, remontant aussi loin qu'à la conquête de Ville-Marie en 1642 par Maisonneuve (Beltaos, 1995). D'ailleurs, une collection importante de photographies datant de 1886 où un embâcle de glace avait ravagé les quais du Vieux-Port de Montréal jusqu'à l'Hôtel de Ville est disponible au Musée McCord de Montréal, attestant ainsi du caractère historique de cet aléa (Archives du Musée McCord, 2012).

Bien que les embâcles de glace soient des phénomènes connus dont l'intensité peut se révéler extrême sur certaines rivières, ils demeurent complexes, mal compris et difficiles à prédire, ce qui engendre des impacts socio-économiques et environnementaux significatifs. En 2006, on chiffrait à 250 millions de \$US (cette unité de mesure est utilisée à des fins de références mondiales) les dommages infligés par ces catastrophes naturelles (Prowse *et al.*, 2008). Les plus importants sont recensés au niveau du cadre bâti, des voies navigables, des infrastructures routières et hydroélectriques, mais aussi de la végétation, des habitats aquatiques et de la géomorphologie fluviale (Environnement Canada, 2011; Beltaos, 1995). Le cas de la Rivière Mistassini, située au nord de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, est un archétype de cette réalité. En effet, en mai 2011, un embâcle de glace d'une intensité considérable a détruit une vingtaine de maisons situées à proximité de la rive sans qu'il n'y ait d'alerte préventive. Aucun programme de surveillance n'était en place pour faire le suivi de la progression du transport de la glace en saison printanière.

La compréhension d'un système aussi complexe que celui qui génère les embâcles de glace se révèle être un défi de taille. En effet, les interactions existant entre les régimes fluvial, glaciaire et hydroclimatique sont encore peu documentées. L'étude de chacune de ces composantes individuellement établit un portrait qui demeure incomplet jusqu'à ce jour. À titre d'exemple, de multiples études tentent de déterminer les facteurs qui sont à l'origine des embâcles de glace, tels que l'instabilité du couvert de glace (White, 1996; Healy *et al.*, 2007; Allard, 2010). Pour ce faire, de nombreux modèles de prédiction d'embâcles de glace ont été élaborés à partir des conditions météorologiques relatives à un site problématique dans un cours d'eau. Les approches sont multiples : modèles empiriques, modèles statistiques complexes ou des modèles utilisant l'intelligence artificielle (White, 1996). Cependant, aucun de ces modèles n'arrive à déterminer spécifiquement les causes hydroclimatiques qui mènent à la formation d'un embâcle de glace, puisque celles-ci relèvent aussi de la dynamique spatiale du régime fluvial.

Ainsi, l'étude de la dynamique des embâcles de glace bénéficierait d'une approche plus globale, telle qu'employée en géographie. L'analyse de plusieurs composantes territoriales de natures et d'échelles différentes permet d'avoir une vue d'ensemble sur une problématique et de mettre en perspective l'emboîtement des processus œuvrant à diverses échelles dans un système global (De Koninck, 2001). L'étude plus approfondie de ces diverses composantes pourrait permettre d'obtenir des résultats plus précis en ce qui a trait à la capacité de prévision de cet aléa, en plus d'en améliorer la gestion du risque. Plus particulièrement, l'identification de zones à risque permettrait de concevoir des infrastructures de protection visant à contrôler le transport de la glace et prévenir la formation d'embâcles. Celles-ci peuvent consister en des piliers favorisant la formation d'embâcles de glace à des endroits prédéfinis, où les dommages seraient moindres (Beltaos, 2008). Hydro Météo ©, une compagnie québécoise spécialisée dans la prévention des inondations reliées aux embâcles de glace, préconise quant à elle une méthode d'affaiblissement préventif des glaces aux

endroits reconnus pour leur potentiel élevé d'embâcles.

Dans cette optique, ce mémoire vise à étudier les relations existant entre la dynamique spatiale des embâcles de glace et la géomorphologie fluviale afin d'identifier des zones à risque d'embâcles de glace. Comme aucune étude n'a documenté les embâcles de glace de la Rivière Mistassini et que la MRC Maria-Chapdelaine, autorité responsable du schéma d'aménagement sur le territoire de cette rivière, démontre une volonté d'améliorer ses méthodes de prévention d'embâcles, cette étude utilisera la Rivière Mistassini comme objet d'étude spécifique. L'objectif principal de ce mémoire est d'utiliser la signature morphologique des embâcles de glace sur la Rivière Mistassini pour en quantifier leur régime, c'est-à-dire l'extension spatiale, la fréquence et la magnitude des événements d'embâcles de glace. Pour ce faire, quatre objectifs secondaires ont été élaborés : 1) caractériser et spatialiser les berges de la Rivière Mistassini, afin d'établir une topologie des principales formes géomorphologiques retrouvées sur la rivière et d'en distinguer celles induites par les processus d'embâcles de glace; 2) décrire le contexte hydraulique et hydrogéomorphologique de ces formes glacielles; 3) reconstituer l'historique et la magnitude des embâcles de glace ayant sévi sur la Rivière Mistassini à l'aide d'une analyse dendrochronologique des cicatrices glacielles retrouvées sur les arbres en bordure des rives ; 4) les comparer à la répartition spatiale des formes glacielles.

Le présent mémoire comporte trois parties. Le chapitre 1 contient une revue de littérature sur les interactions entre la dynamique glacielle et fluviale, la problématique et les objectifs de recherche, une description de la région, des sites à l'étude et de la méthodologie employée. Le chapitre 2 présente sous forme d'article les résultats les plus concluants de cette recherche, ainsi qu'une discussion quant à la portée de tels résultats. L'article est publié par la revue *Natural Hazards* (2015), 77 : 2117-2138 (DOI 10.1007/s11069-015-1693-y). Le chapitre 3 expose les principaux résultats et biais de la méthode statistique employée pour réaliser l'objectif 2.

CHAPITRE I

REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS, RÉGION À L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

1.1 Revue de littérature

L'incidence de la glace sur le milieu fluvial fut un sujet longtemps négligé par la communauté scientifique en raison, entre autres, de sa courte présence saisonnière (Kellerhals et Church, 1980). À ce titre, Louis-Edmond Hamelin fut l'un des premiers chercheurs au Québec à démontrer la nécessité de lexicaliser le néologisme « glacié ». L'emploi des mots « glaciaire », « glacial » ou « glaces flottantes » comportait des faiblesses au niveau sémantique qui engendraient un chevauchement notionnel et une incompréhension des enjeux liés spécifiquement à la dynamique de la glace en milieu fluvial (Hamelin, 1994). Il a souligné alors le fait que *Le Parler populaire du Québec* (1980) a recensé plus de 150 expressions liées aux glaces fluviales, sans qu'il y ait de termes spécifiques y étant rattachés. À titre d'exemple, la lourdeur de la saison froide québécoise se ressent à travers les écrits de Rabelais et de Lahontan, notamment par le rôle prépondérant des glaces fluviales du fleuve Saint-Laurent qui viennent fermer le pays (Hamelin, 1994). Ce néologisme est donc un élément indiscutable de la québecité, puisqu'il prend son sens à travers l'histoire culturelle et linguistique québécoise. Ainsi, lexicaliser un terme spécifique permet d'abord d'identifier un phénomène, de reconnaître son authenticité en le dissociant sémantiquement des autres et ensuite de l'utiliser comme nouvel objet d'études. À présent, on identifie le glacié comme « l'ensemble des états, processus et effets des glaces flottantes » (Hamelin, 1994, p.54-55), ce qui diffère par exemple du terme « glaciaire » qui réfère à des processus de glaciation et de glacier. Le besoin de

reconnaître ce phénomène au Québec ne relève pourtant pas de l'endémicité des processus glaciels. On estime que plus de 60 % des rivières situées dans l'hémisphère nord sont sujettes aux processus saisonniers d'englacement et déglacement (USA-CRREL Ice Jam Database, 2008, Global Runoff Datacenter, 2007 et Frauenfeld *et al.*, 2007 dans Allard, 2010). Dans le langage anglophone, le flou sémantique a vite été réglé par l'utilisation de termes qui distinguent la glace liée au contexte fluvial, tels que « river ice » ou « ice process », et ceux utilisés pour décrire un contexte glaciaire (ex. « glacial process »).

Bien que le glaciél en tant qu'objet géographique soit maintenant lexicalement reconnu comme phénomène distinct sévissant dans les rivières à couvert de glace, peu d'études ont été réalisées jusqu'à maintenant sur les interactions existant entre la dynamique glacielle et la dynamique fluviale (Ashton, 1986, Beltaos, 1995, Prowse et Culp, 2003). D'ailleurs, ce n'est que très récemment que le glaciél fut reconnu par la communauté scientifique en tant qu'élément interagissant avec la dynamique fluviale des milieux froids (Prowse et Culp, 2003). Pourtant, de nombreuses évidences glacielles, géomorphologiques et écologiques en démontrent les impacts. Ce chapitre fait donc la recension des formes et processus principaux qui résultent des interactions entre ces deux dynamiques en suivant leur ordre chronologique d'apparition depuis l'automne jusqu'au printemps, soit depuis la formation de la glace jusqu'au démantèlement du couvert de glace.

1.1.1 Incidence de la dynamique fluviale sur les formes et processus glaciels

Formation de la glace

Le processus de formation de la glace est influencé par de nombreuses composantes issues de la dynamique fluviale et de la thermodynamique. D'abord, des échanges

bilatéraux de chaleur se font entre l'air et la colonne d'eau de manière continue et en équilibre dynamique, influencés principalement par les conditions hydroclimatiques régionales (Beltaos, 1995, Ashton, 2013). L'arrivée de l'automne engendre une diminution importante du rayonnement solaire et de la température de l'air. L'équilibre énergétique entre l'air et la colonne d'eau s'en voit donc affecté, puisque l'apport de chaleur de l'air vers la colonne d'eau diminue de façon drastique jusqu'à disparaître. Lorsque la température de l'air se rapproche du point de congélation de l'eau (0 °C), des cristaux de glace se forment et un premier type de glace apparaît : la glace thermique (figure 1.1). Cette mince couche de glace claire et solide se développe latéralement et en profondeur en bordure de rives, où l'écoulement est lent, voire stagnant et la profondeur du chenal est faible (Prowse, 1994; Clark, 2013). Il est aussi possible d'observer ce type de glace près des affleurements rocheux, accolé contre de gros blocs situés au milieu du chenal ou dans les sections situées haut en amont du bassin versant (Bergeron *et al.*, 2009). Ces blocs possèdent leur propre dynamique de refroidissement et d'écoulement qui favorise parfois l'apparition de glace thermique.

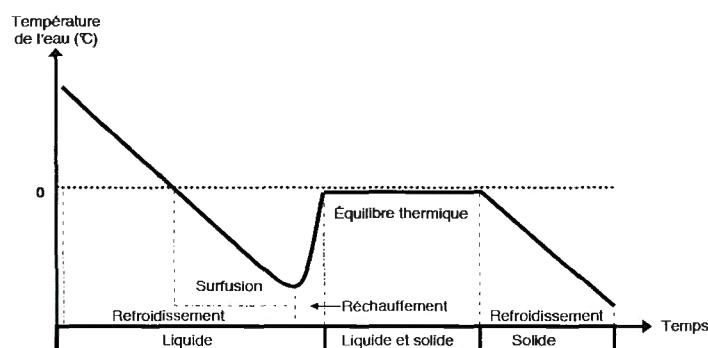


Figure 1.1 Schématisation du refroidissement de la température de l'eau et de ses changements de phase en fonction du temps (Dubé, 2009)

À ce stade, ce n'est que la surface du chenal qui est recouverte de glace. Les parties les plus turbulentes du chenal demeurent toujours libres de glace. Lorsque la température de l'air se maintient sous le point de congélation de l'eau, le gel réussit à

pénétrer en profondeur dans la colonne d'eau. La turbulence de l'eau est généralement liée à la présence de rapides ou de chutes où se dégage une quantité importante d'énergie. À cet endroit, l'eau doit être refroidie encore plus significativement pour qu'elle atteigne son point de congélation caractéristique (figure 1.1). Ce processus d'hyper-refroidissement de l'eau est nommé la surfusion (Michel, 1971; Daly, 2013). De ce processus découle la formation de minuscules cristaux de glace dans la colonne d'eau qui, lorsqu'ils passent de l'état liquide à solide, dégagent de la chaleur (Ye et Doring, 2003). Ce type de glace, que l'on nomme le frasil, se définit comme une phase intermédiaire entre l'état solide et liquide. Le frasil possède des propriétés physiques distinctes, essentielles à la formation éventuelle d'un couvert de glace. Comme leur densité est moins importante que celle de l'eau, les particules de frasil ont tendance à flotter et à s'agglomérer ensemble pour former des crêpes rondes (figure 1.2) dont les extrémités sont retournées (Shen et Wang, 1995).



Figure 1.2 Crêpes de frasil produites par un seuil de 10 m de hauteur sur la Rivière Mistassini. La température de l'air en degré Celsius est indiquée en haut de la photo à droite (photos prises par S.Morin avec une caméra Reconyx, 26 novembre 2012).

Ces agglomérations de frasil adhèrent à de multiples surfaces, de la couche de glace thermique, aux berges du chenal, ainsi que de manière plus problématique aux stations hydroélectriques (Beltaos, 2008). La taille des agglomérations de frasil augmente en fonction principalement de la turbulence du cours d'eau et de la distance parcourue depuis leur formation, mais aussi en fonction de la température de l'air et de l'eau (laquelle doit être inférieure à 0°C) (Daly, 1994). La figure 1.3 résume les conditions d'évolution des différents types de frasil en fonction de la température de l'eau et du type d'écoulement.

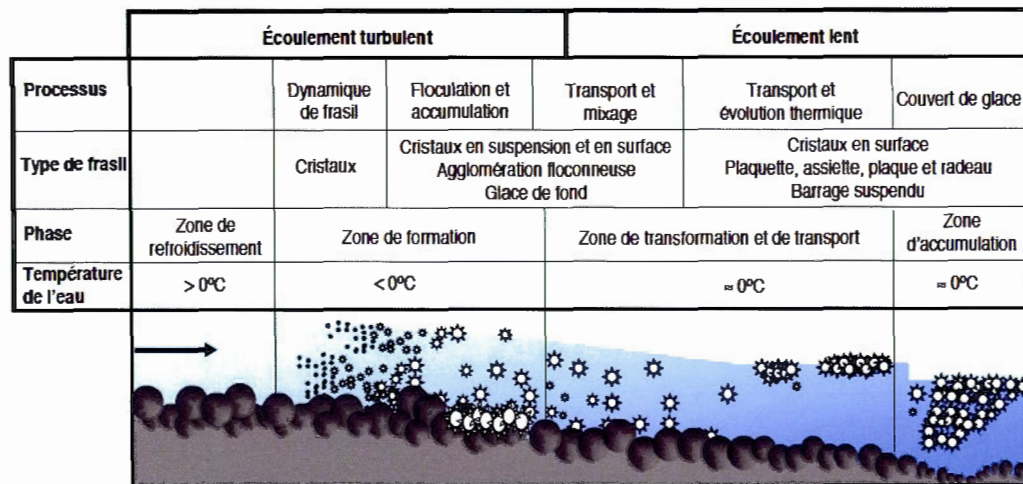


Figure 1.3 Schématisation de l'évolution des cristaux de frasil jusqu'aux formes glacielles, telles que les plaquettes de frasil et les barrages suspendus, en fonction des conditions hydrauliques et de température (Dubé, 2009)

Là où l'écoulement est très turbulent, la vitesse du courant est élevée et le chenal peu profond. Les particules de frasil peuvent être emportées jusqu'au fond du chenal et y adhérer, dépendamment du type de substrat (Yamazaki *et al.*, 1996; Terada *et al.*, 1998). Lorsque le lit du chenal est de nature grossière et qu'une importante quantité de frasil y adhère, il peut y avoir apparition de glace de fond ou glace d'ancrage ("anchor ice") (Beltaos, 1995; Malenchak et Clark, 2013). La croissance de ce type de glace dépend essentiellement de la rugosité du chenal, de la turbulence de l'écoulement et de conditions de surfusion induites par une température de l'air très

basse. La glace de fond peut aussi adhérer à des substrats moins grossiers, tels que les graviers et les sables grossiers, à la végétation aquatique et à de larges blocs (Beltaos, 1995). Ce type de glace peut se développer latéralement et en épaisseur, formant ainsi un tapis lisse qui change les conditions d'écoulement et la hauteur du lit (Kerr *et al.*, 2002). Lorsque la force d'attraction vers le haut, dû à sa densité plus faible que l'eau, est plus importante que la résistance des liaisons physiques existant entre le substrat et la glace, ce tapis peut être emporté par le courant, mobilisant par le fait même une quantité importante de sédiments (Beltaos, 1995 ; Turcotte *et al.*, 2011). Ainsi, la formation des différents types de glace dépend non seulement des conditions hydroclimatiques, mais aussi d'une dynamique fluviale favorable.

Consolidation du couvert de glace.

La production simultanée des différents types de glaces permet la consolidation d'un couvert de glace qui s'épaissit au fur et à mesure que l'automne progresse. L'accumulation de neige sur la mince couche de glace contribue à isoler la glace des oscillations de température de l'air et ainsi favoriser son développement en profondeur (Beltaos, 1995). La mise en place du couvert de glace peut être le résultat de processus statiques et dynamiques, lesquels surviennent souvent en parallèle. Les processus statiques réfèrent à la croissance latérale et en profondeur de la glace thermique. Celle-ci se produit habituellement dans des environnements fluviaux nordiques, là où la morphologie du lit présente un profil plat et profond, où l'écoulement est lent et calme (Beltaos, 2008). Les conditions hydroclimatiques extrêmes permettent ainsi au gel de pénétrer de façon progressive et uniforme dans la colonne d'eau.

Le couvert de glace consolidé de façon dynamique est, quant à lui, composé d'une multitude de strates de glace issues de différentes conditions hydroclimatiques et hydrauliques (Best *et al.*, 2005; Beltaos, 2008 Bergeron *et al.*, 2009). Les processus de consolidation du couvert de glace dynamiques se produisent généralement dans les

milieux où l'écoulement est plus turbulent, la taille du chenal variable et les conditions hydroclimatiques oscillant tout au long de l'hiver. La complexité du couvert de glace se révèle cependant plus importante dans les plus petites rivières que dans les grandes (Buffin-Bélanger *et al.*, 2013). Celles-ci possèdent pourtant une dynamique fluviale se distinguant considérablement des grandes rivières, notamment en raison de la grande variabilité spatiale de plusieurs paramètres : la pente et la morphologie de leur lit, leur volume d'eau généralement plus faible, leur turbulence plus élevée, leur emplacement en altitude, la température de l'eau plus élevée en raison de l'apport en eaux souterraines plus chaudes, etc. (Buffin-Bélanger *et al.*, 2013). Différents types de glace apparaissent donc tout au long de la période d'englacement en fonction de la variation spatiale de ces paramètres.

Le frasil est l'un des types de glace produits en milieu dynamique qui contribue à complexifier le couvert de glace (Ashton, 1986). Il participe à la croissance latérale du couvert de glace en adhérant à la mince couche de glace thermique qui couvre initialement les rives du chenal. Lorsque le frasil est submergé, celui-ci peut aussi adhérer au couvert de glace et s'y agglomérer, permettant ainsi sa croissance en profondeur (Beltaos, 1995). L'accumulation dynamique de ce type de glace se produit typiquement à proximité de ruptures de pente ou lorsqu'un obstacle physique altère le transport de l'eau et de la glace, créant ainsi de la turbulence (Daly, 1994; Beltaos, 1995).

La consolidation du couvert de glace par agglomération de cristaux de frasil engendre la formation d'une forme glacielle caractéristique d'une importante production de frasil : les barrages suspendus (Ashton, 1986; Beltaos, 1995; Beltaos, 2008 ; Beltaos, 2013). La mise en place de cette forme dépend essentiellement des conditions de transport de glace régies par la structure de l'écoulement et les caractéristiques morphologiques du chenal (figure 1.3Figure 1.3). En effet, la vitesse et la compétence de l'écoulement doivent être assez importantes pour qu'il y ait d'abord submersion du

frasil sous le couvert de glace. Michel (1984) invoque un seuil critique de 0.6 à 1.3 m/s. Puis, le dépôt non consolidé d'agglomérations de frasil sous le couvert de glace nécessite un environnement où l'écoulement est lent (Ashton, 1986) et le transport de la glace plus difficile (Beltaos, 1995). Les barrages suspendus sont souvent retrouvés à l'embouchure de rivières ou de réservoirs, ainsi que près des mouilles profondes précédées de rapides ou de chutes (Beltaos, 1995).

Les embâcles de frasil se produisent lorsqu'il y a une accumulation importante de frasil pouvant mener jusqu'à l'obstruction totale du cours d'eau. Ce type d'embâcles est principalement associé à l'agglomération sur de grandes distances de plaquettes de frasil et de blocs de glace sous le couvert de glace, empêchant ainsi le libre écoulement de l'eau et de la glace (Michel, 1971; White, 2003; Beltaos, 2013). Les embâcles de frasil peuvent se produire tout au long de l'hiver. Cependant, si ce type d'embâcles survient quelques jours après la mise en place du couvert de glace, le terme « embâcle de formation » est employé (White, 2003). Allard *et al.* (2011) ont documenté l'évolution spatio-temporelle d'une accumulation de frasil d'une fosse-à-frasil dans la Rivière Mitis (Bas-Saint-Laurent). Celle-ci a mené à la formation d'un embâcle de formation quatre jours après la mise en place du couvert de glace. Cette accumulation occupait jusqu'à 70 % d'une section transversale et pouvait atteindre une épaisseur maximale de 6.25 m à certains endroits. Malgré un apport de frasil constant, celle-ci est restée morphologiquement stable tout l'hiver. La présence de barrages suspendus peut aussi contribuer à la formation d'embâcles de frasil à une échelle toutefois plus localisée (Shen, 2010).

Débâcle

La débâcle est le terme le plus fréquemment utilisé dans la littérature pour désigner la disparition du couvert de glace (Beltaos, 1995). Cependant, les processus menant à sa disparition diffèrent en fonction de différents facteurs hérités de la saison froide, tels que l'intensité du rayonnement solaire, la température de l'air, la durée

d'englacement, la quantité de précipitations qui alimentera le ruissellement, l'épaisseur et la nature de la glace. Ces processus peuvent être regroupés en deux catégories distinctes, dont l'action peut survenir parallèlement : la détérioration et la dislocation du couvert de glace. La détérioration du couvert de glace désigne les processus thermiques qui mènent à une fonte progressive des strates glacielles, principalement liée aux conditions hydroclimatiques, tandis que la dislocation réfère aux processus mécaniques qui mènent au démantèlement physique de celui-ci.

La détérioration du couvert de glace se produit lorsqu'une plus longue exposition au rayonnement solaire permet la fonte progressive du manteau nival, menant à une augmentation du débit, de la vitesse du courant et des niveaux d'eau (Beltaos, 1995; Beltaos, 2008). Cette première phase de détérioration permet des échanges convectifs entre l'eau, le couvert de glace et l'air menant à un réchauffement graduel du cours d'eau et l'élimination du manteau nival (Beltaos, 1995). Sans protection isolante, les strates de glace sont soumises directement aux rayons solaires. La vitesse de détérioration du couvert de glace dépend de sa capacité à absorber le rayonnement et de sa résistance aux changements de pression sous-jacents. La glace thermique possède un albédo moins important et a tendance à fondre plus rapidement (Beltaos, 1995). Les agglomérations de frasil, quant à elles, présentent une glace blanche à albédo élevée qui diminue la vitesse de fonte (Beltaos, 1995). Il est à noter que la présence d'impuretés dans une strate de glace joue un rôle évident sur son albédo et permet une fonte plus rapide (Beltaos, 1995). Ainsi, la nature et la composition de la glace influence la vitesse de détérioration du couvert de glace. L'épaisseur du couvert de glace est un autre élément qui détermine cette vitesse. Celle-ci dépend des conditions initiales de formation de la glace, mais aussi des conditions climatiques hivernales qui ont contribué à son épaissement (White, 2003 ; Beltaos, 2008).

La détérioration et la dislocation du couvert de glace surviennent parallèlement lors de la débâcle (figure 1.4). Cependant, certains facteurs hydroclimatiques accentuent

l'un ou l'autre de ces processus, menant à des débâcles différentes. Des températures et précipitations constantes engendrent une détérioration lente des strates de glace, permettant la dislocation d'un couvert de glace aminci et une évacuation calme des glaces dans le chenal (Beltaos, 1995 ; White, 2003). À l'inverse, un redoux printanier hâtif et d'importantes précipitations mènent à une augmentation drastique du débit et du niveau d'eau, ce qui contribue à augmenter la pression hydraulique sous le couvert de glace qui est à un stade prématuré de détérioration (figure 1.4; Beltaos, 1995; White, 2003 ; Beltaos, 2008). Lorsque cette pression dépasse la compétence du couvert de glace à se maintenir, celui-ci se fracture et libère des radeaux de glace dont l'épaisseur peut être considérable et dont le transport est souvent difficile, voire impossible à certains endroits plus critiques dans le cours d'eau. Ce type de débâcle peut mener à l'obstruction momentanée du cours d'eau, c'est-à-dire à un embâcle, dont la persistance et le dynamisme peuvent provoquer des inondations majeures et des impacts géomorphologiques et anthropiques catastrophiques (Beltaos, 1995; Beltaos, 2008; Prowse et Beltaos, 2002; Shen, 2003, White, 2003).

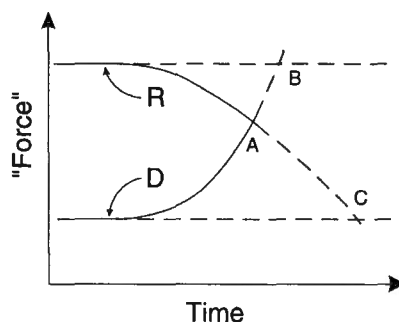


Figure 1.4 Évolution temporelle de la résistance du couvert de glace aux pressions externes menant à deux types de débâcles. Le R représente les forces de résistance de la glace et D les forces hydrauliques; B représente la débâcle où la détérioration thermique domine et C la débâcle où la dislocation mécanique domine; A représente le seuil théorique où $D = R$ (Beltaos, 2008)

Facteurs géomorphologiques favorisant les embâcles de glace

Les embâcles de glace se forment dans un chenal dont l'équilibre géomorphologique

est dynamique, c'est-à-dire en constante recherche d'équilibre entre deux types de variables : les variables de contrôle et les variables de réponses. Lane (1955) a développé le concept d'une balance pour représenter cet équilibre. Ce modèle intègre les variables de contrôle suivantes : le débit solide (la taille et la concentration de sédiments) et le débit liquide. Les débits liquides dépendent principalement des précipitations, qui dépendent du régime climatique (Park, 1977). Le volume d'eau se déplaçant de l'amont à l'aval dans un chenal est aussi fortement corrélé au ruissellement de surface, qui lui est fonction de la pente, de la taille, de la forme et du degré de ramifications du bassin de drainage (Church, 2002). Les fluctuations entre les variables de contrôle génèrent des impacts sur les variables de réponses, telles que le style fluvial, la largeur du cours d'eau, la profondeur moyenne du lit et la sinuosité. Ces processus engendrent le développement d'une géométrie de chenal adaptée aux conditions moyennes d'apports liquides et solides. Or, lors de la débâcle, certains facteurs géomorphologiques affectent la capacité de transport de la glace dans le chenal et prédisposent à la congestion (Beltaos, 1995).

Comme les rivières s'écoulent souvent sur de longues distances, elles traversent des environnements fluviaux différents du point de vue géomorphologique et hydroclimatique, ce qui modifie leur morphologie générale et leur dynamique (figure 1.5). Chacun de ces styles fluviaux se retrouve à un endroit précis dans le système fluvial, ce qui reflète la réponse du tronçon à une modification du rapport d'équilibre entre les variables de contrôle principales (débit liquide et solide) (Charlton, 2008). Quel que soit leur style fluvial, la morphologie du chenal ou la présence d'obstacles, la transition entre ces styles peut mener à la formation d'embâcles de glace (Michel, 1972; Knighton, 1998; Simon *et al.*, 2007). L'étude de Taylor *et al.* (2010) démontre que les causes d'embâcles de glace sur deux tronçons morphologiquement distincts de la Rivière Ouelle (Bas-Saint-Laurent) sont non seulement liées à une morphologie différente, mais aussi à une dynamique spatio-temporelle des conditions hydroclimatiques propre à chacun des tronçons. Certains facteurs géomorphologiques

bien précis peuvent toutefois être identifiés comme des facteurs de formation d'embâcles.

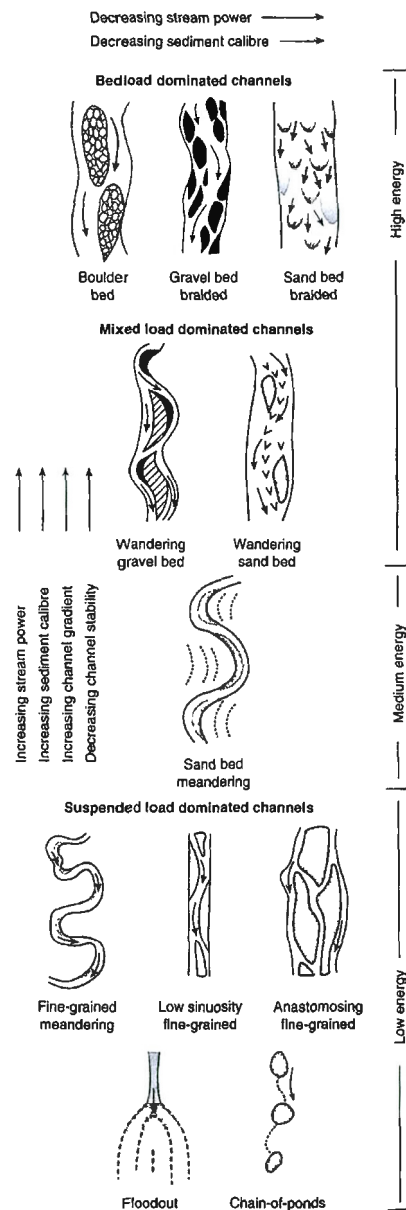


Figure 1.5 Passage entre les différents styles fluviaux en fonction du niveau d'énergie déterminée par les variables de contrôle (Charlton, 2008).

Premièrement, la diminution de la largeur du chenal constitue l'un des principaux obstacles au transport de la glace menant à la formation d'embâcles d'origine mécanique (Pariset *et al.*, 1966; Michel, 1972; Beltaos, 1995). La présence d'une constriction naturelle ou artificielle (ex. piles d'un pont) peut diminuer la capacité d'évacuation des eaux en cas de débits importants et mener au refoulement de celles-ci en amont (figure 1.6). En présence de radeaux de glace, ce contexte peut aussi diminuer la mobilité des radeaux de glace et ainsi favoriser l'obstruction du cours d'eau (Beltaos, 1995). De plus, une vitesse d'écoulement plus lente dans une section transversale plus étroite favorise la formation d'un couvert de glace plus dense, qui lors d'une dislocation prématurée du couvert de glace, peut agir comme barrage à la débâcle des glaces (Beltaos, 2008).

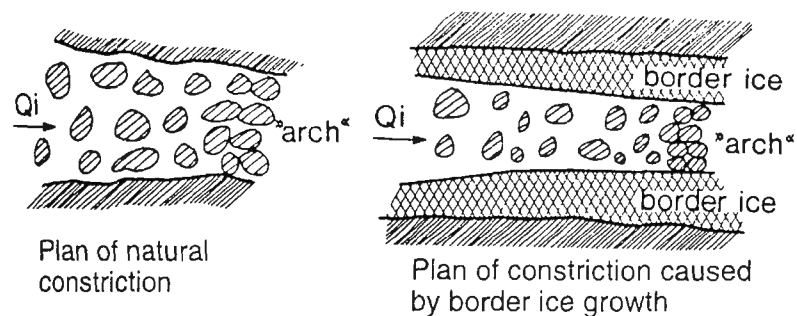


Figure 1.6 Scénarios de congestion de la glace liés à un rétrécissement morphologique du chenal ou à une diminution de la largeur causée par la présence de glace thermique en bordure de rives (Beltaos, 1995).

Deuxièmement, la présence d'îles ou de bancs centraux augmente la rugosité des berges du chenal, ce qui multiplie le nombre de points d'ancrage pour les radeaux de glace ou les agglomérations de frasil (figure 1.7). De plus, leur présence contribue à diviser la compétence de l'écoulement dans le chenal (Pariset *et al.*, 1966). En contexte glaciaire, cette diminution de compétence se traduit par le dépôt des radeaux de glace dans le chenal, ce qui favorise son obstruction.

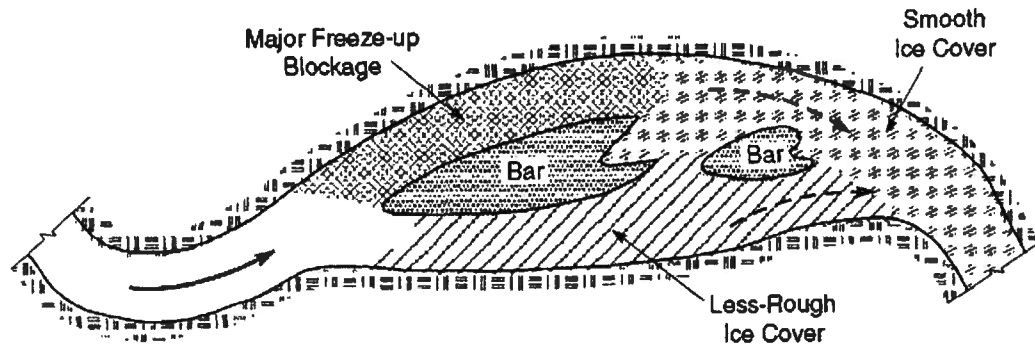


Figure 1.7 Influence de la présence de bancs centraux dans un chenal sur la formation du couvert de glace et de la structure d'écoulement (Beltaos, 2008).

Troisièmement, l'alternance de zones d'érosion et d'accumulation dans les zones de méandres s'avère être un autre facteur causant la congestion. En effet, la morphologie de ce type de chenal engendre l'érosion des berges situées sur le côté concave du méandre, où une partie du courant y est concentrée, et l'accumulation de sédiments ou de radeaux de glace du côté convexe (MacKay et MacKay, 1973; Smith et Pearce, 2002). Ceux-ci s'y accumulent de façon latérale et peuvent diminuer l'aire d'écoulement du chenal jusqu'à causer des embâcles de glace.

Quatrièmement, une rupture de pente dans un chenal peut mener à une modification des taux de transport des débits liquide et solide. En effet, comme la vitesse d'écoulement dans un chenal dépend du substrat et de la pente (Knighton, 1998), une diminution subite de la pente peut engendrer une diminution de la vitesse pour un même débit et affecter la formation du type de couvert de glace et le type de débâcle. Ainsi, l'évacuation de radeaux de glace dans un chenal où la pente diminue subitement pourrait être limitée, voire bloquée, ce qui pourrait mener à la formation d'un embâcle.

Le dernier facteur géomorphologique pouvant mener à la formation d'embâcles est la présence d'une confluence. Les cours d'eau secondaires sont généralement de plus petite taille, contiennent un volume d'eau moins élevé, ont une pente plus prononcée

et sont plus turbulents (Buffin-Bélanger *et al.*, 2013). La vitesse de fonte de leur couvert de glace est donc plus rapide que celle des chenaux principaux (Michel, 1972; Ettema et Muste, 2001). Les radeaux de glace issus du démantèlement sont donc libérés plus tôt dans les tributaires et se heurtent au couvert de glace encore très solide du chenal principal, pouvant causer la formation d'un embâcle de glace.

1.1.2 Influence de la dynamique glacielle sur la dynamique fluviale

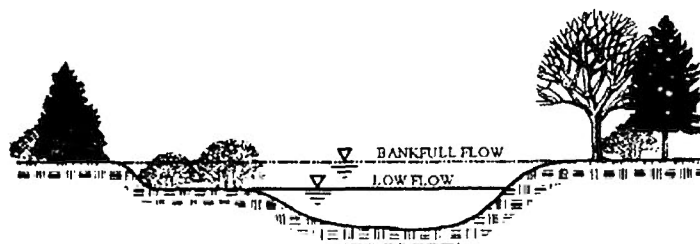
La présence de la glace modifie de façon saisonnière la dynamique des rivières de hautes altitudes et latitudes en augmentant significativement la vitesse d'écoulement, la concentration de sédiments en suspension, le débit, le niveau et la température de l'eau, en plus d'éroder le lit et les berges du chenal (Scrimgeour *et al.*, 1994). Les répercussions des processus glaciels sont d'ailleurs perceptibles dans le paysage fluvial, plus particulièrement au niveau de la géomorphologie du chenal.

Érosion glacielle

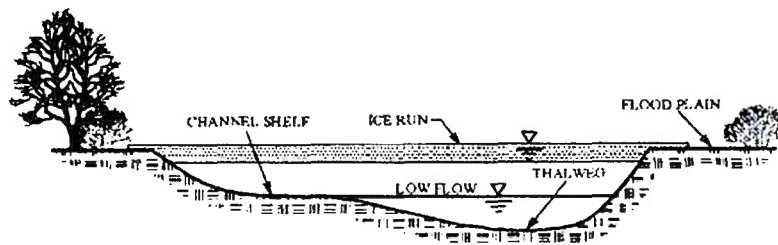
L'action abrasive des glaces tout au long de la période d'englacement et de déglacement des cours d'eau engendre des modifications au niveau de la morphologie du chenal qui diffèrent des rivières sans couvert de glace (figure 1.8; Smith, 1979; Scrimgeour et Prowse, 1993; Prowse, 1994; Prowse et Culp, 2003; Ettema et Daly, 2004).

La production de frasil lors de la consolidation du couvert de glace à l'automne et lors de certains événements hivernaux, ainsi que le relâchement de radeaux de glace dans le chenal lors du démantèlement du couvert de glace au printemps peuvent éroder considérablement le lit du chenal. Les impacts à long terme de ce type de modifications sur le chenal ne sont pas encore bien connus. Certaines études mentionnent la présence de trous de formes caractéristiques liés à l'érosion du lit par

le frazil et les radeaux de glace (Prowse et Culp, 2003). D'autres ont observé la création de « fosses à frazil » dans des sections de rivières plus sinueuses exposées aux processus glaciels (Lapointe, 1984; Gharabaghi *et al.*, 2007; Allard *et al.*, 2011). Selon ces études, la mise en place de ces fosses pourrait être attribuable à la présence de barrages suspendus. De plus, la formation de glace de fond pouvant tapisser le lit d'un chenal sur d'importantes superficies a tendance à se décrocher et prendre en charge une partie du substrat, surcreusant par le fait même le lit du chenal à certains endroits (Smith, 1979; Best *et al.*, 2005).



a. Rivers not subject to ice.



b. Rivers subject to ice.

Figure 1.8 Morphologie des sections transversales de rivières sans couvert de glace (a) et avec couvert de glace (b) (Ettema et Daly, 2004).

Au printemps, la dislocation du couvert de glace qui s'en suit provoquent le relâchement de radeaux de glace d'épaisseur et rugosité variables dans le chenal, comme mentionné précédemment. Le transport de ceux-ci peut s'avérer problématique, en raison de la densité importante de radeaux, du débit considérable,

des obstacles au transport dans le chenal ou d'un couvert de glace encore très solide en aval. Les radeaux les plus près des berges génèrent parfois une pression significative sur celles-ci lors de leur passage, ce qui engendre une érosion constante de leur talus (McPherson, 1966; Smith, 1979; MacKay et MacKay, 1977; Ettema, 2002; Boucher *et al.*, 2009; Turcotte *et al.* 2011). Lors d'événements extrêmes, tels que les embâcles de glace dont la débâcle est dominée par une dislocation mécanique du couvert de glace, l'érosion des berges peut atteindre des niveaux très élevés et ravager tout ce qui se trouve dessus. À titre d'exemple, Henoeh (1973) et MacKay et MacKay (1973) ont observé des traces d'érosion atteignant jusqu'à 15 m de hauteur sur la rivière MacKenzie, Territoires du Nord-Ouest. L'étude de Boucher *et al.* (2010) suggère que l'érosion glacielle issue d'événements dynamiques fréquents peut engendrer la mise en place de formes caractéristiques. Leur équipe a observé la présence de berges comportant deux niveaux de terrasses, séparés d'un talus abrupt, sur la rivière Nécopastic, à la Baie-James (figure 1.9).

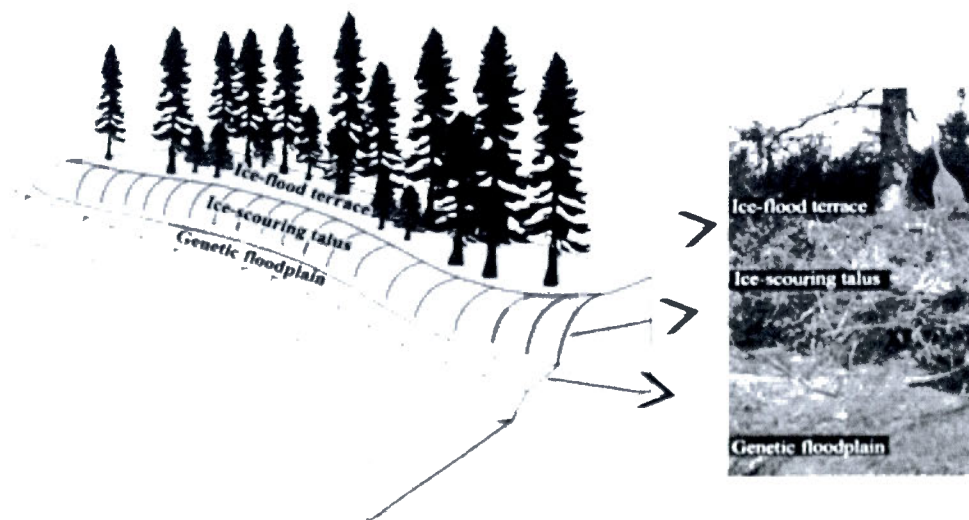


Figure 1.9 Morphologie des berges issues de l'érosion glacielle induite par les embâcles de glace (Boucher *et al.*, 2012).

La première terrasse réfère au niveau de la plaine alluviale et le deuxième au niveau possiblement atteint par les inondations provoquées par les embâcles de glace. Ces

formes géomorphologiques ont été observées dans des sections où au moins un événement dynamique se produit tous les cinq ans.

La consolidation d'un couvert de glace compétent et d'épaisseur importante génère une pression non négligeable sur les berges (Turcotte *et al.*, 2011). Cette pression varie tout au long de l'hiver et contribue à déstabiliser le talus des berges, permettant l'apparition de zones de décrochement (figure 1.10).

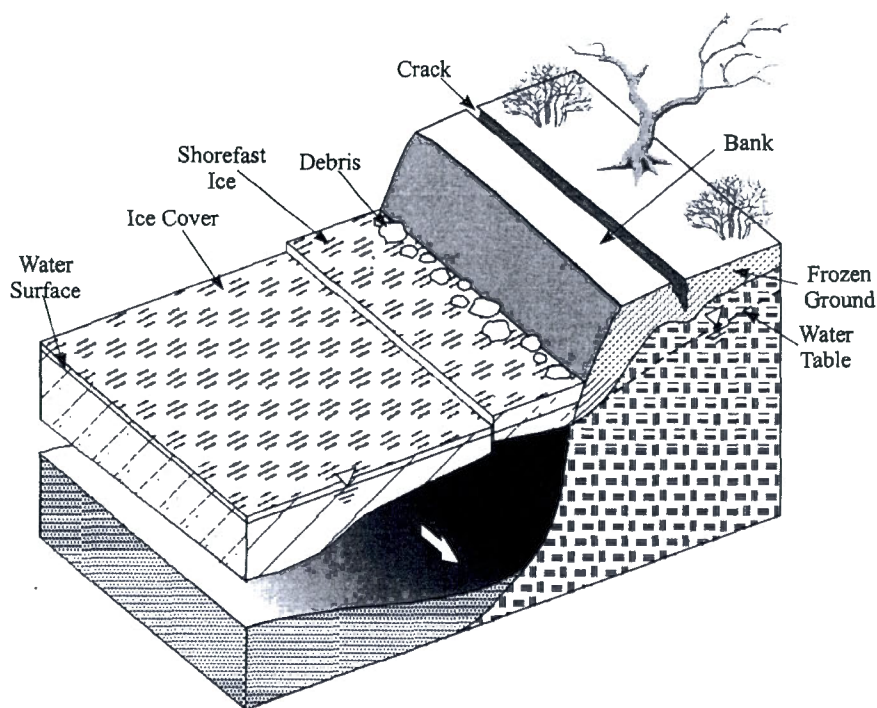


Figure 1.10 Déstabilisation des berges par la présence du couvert de glace (Ettema, 2002).

Le pied des berges est généralement plus stable que le haut, puisqu'il est recouvert en premier par la glace de fond et la glace thermique, tandis que le haut est soumis aux conditions climatiques changeantes tout le long l'hiver et lors de la fonte du manteau nival (Beltaos, 1995; Prowse et Culp, 2003 ; Turcotte *et al.*, 2011). Lors d'une dislocation rapide du couvert de glace, la pression sur le haut des berges est soudainement relâchée, ce qui déstabilise la berge (Prowse et Culp, 2003). De plus, le

sapement du pied du talus par les vagues et les radeaux de glace peut aussi contribuer à déstabiliser la berge (Ettema, 2002; Prowse et Culp, 2003).

Sur les rivières à méandres, l'impact de la glace peut laisser des traces persistantes. Comme le couvert de glace au niveau des berges convexes ne laisse habituellement pas place au libre écoulement de l'eau, le courant se concentre sur les berges concaves et peut en intensifier l'érosion (Martinson, 1980). Lors du démantèlement du couvert de glace, le dépôt de radeaux de glace dans la partie convexe peut aussi contribuer à accentuer l'érosion des berges concaves et rendre plus sinueux le thalweg principal (Ettema, 2002). De plus, la présence d'un embâcle dans un méandre peut modifier le chemin par lequel l'eau circule (figure 1.11). En effet, l'eau peut emprunter d'anciens bras morts (MacKay *et al.*, 1974), linéariser le lit du méandre (Williams et MacKay, 1973) ou créer une avulsion (King et Martini, 1984; Smith et Pearce, 2002).

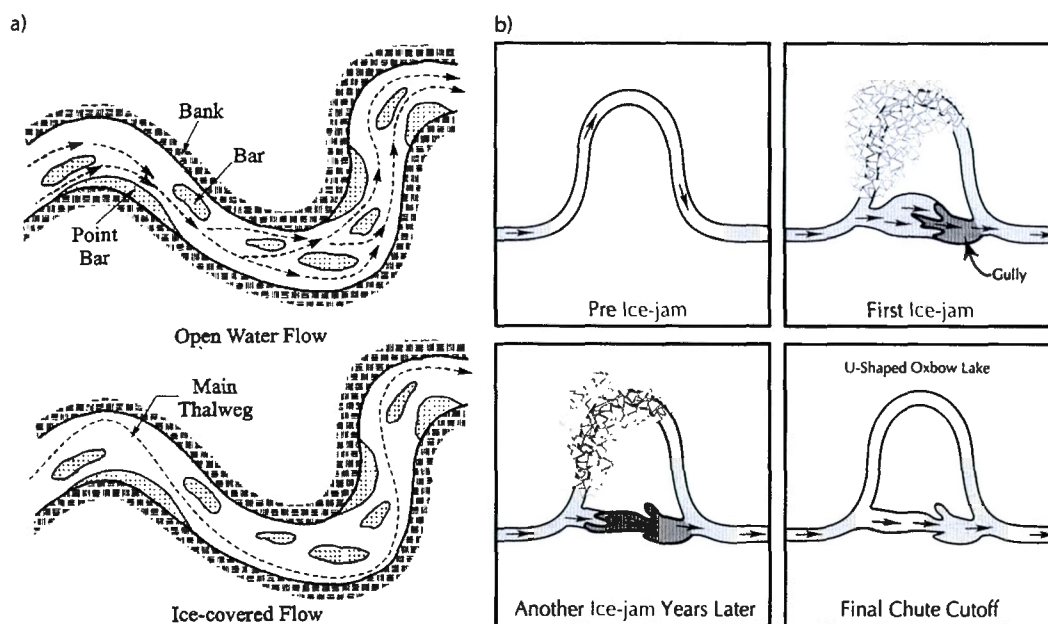


Figure 1.11 Modification de la morphologie des rivières à méandres avec couvert de glace; a) Thalweg plus sinueux (Ettema, 2002); b) création d'avulsions lors d'embâcles plus fréquents (Smith et Pearce, 2002).

L'impact à long terme des processus glaciels sur la morphologie des cours d'eau ne fait pas encore consensus dans la communauté scientifique. Certaines études postulent que l'érosion glacielle peut mener à l'élargissement du chenal lors d'événements dynamiques d'intensité majeure, modifiant ainsi la géométrie hydraulique des cours d'eau (Smith, 1979; Martinson, 1980, Best *et al.*, 2005; Boucher *et al.*, 2008; Allard, 2010). Toutefois, ces hypothèses sont remises en question par plusieurs chercheurs qui se basent sur la prémisse que la quantité de sédiments mobilisés annuellement par les autres processus d'érosion est bien plus élevée que celle mobilisée saisonnièrement par les processus glaciels (Kellerhals et Church, 1980; Church et Miles, 1982; Koutaniemi, 1984).

Transport des sédiments et qualité de l'eau

La présence de glace modifie la quantité et le transport de sédiments dans les cours d'eau de façon considérable. D'abord, plusieurs paramètres physiques associés aux propriétés et à la température de l'eau affectent le taux de mobilisation des sédiments. Lorsque la température de l'eau diminue considérablement, sa viscosité augmente, ce qui influence directement sa capacité à transporter les sédiments (Turcotte *et al.*, 2011). Comme les rivières des milieux froids subissent de fréquentes oscillations de températures entre les saisons, le taux de transport sédimentaire en est considérablement affecté lors de certaines périodes de transition à l'automne et au printemps (Turcotte *et al.*, 2011). Ensuite, la présence de formes glacielles, telles que les barrages suspendus ou la glace de fond, modifie la structure de l'écoulement dans le chenal et le transport des débits liquides et solides (Ettema et Kempema, 2013). En effet, la profondeur du chenal qui est elle-même modifiée par la présence d'un couvert de glace uniforme ou non, affecte en retour la vitesse d'écoulement et le taux de transport sédimentaire. L'érosion glacielle mobilise aussi d'importantes quantités de sédiments tant au niveau des berges qu'au niveau du lit, ce qui augmente considérablement le transport sédimentaire et la concentration de sédiments dans

l'eau (Prowse, 1994; Turcotte *et al.*, 2011 ; Ettema et Kempema, 2013). La glace de fond peut aussi se détacher du lit et mobiliser une quantité importante de sédiments dans le cours d'eau (Turcotte *et al.*, 2011).

En plus de l'action abrasive des glaces, la production et le transport de sédiments sont favorisés par les niveaux élevés atteints par l'eau lors d'événements dynamiques (Pavelsky et Smith, 2004). D'ailleurs, les embâcles de glace génèrent des niveaux d'eau qui sont potentiellement deux à trois fois supérieurs aux inondations en eau libre (figure 1.12). Ces hauts niveaux d'eau permettent l'accès à de nouveaux sédiments et nutriments issus de terrasses plus élevées et de secteurs plus loin dans les plaines inondables (Prowse et Culp, 2003). Ainsi, la matière organique, des sédiments fins, du phosphore et des nitrates peuvent être remobilisés pendant la période de déglacement (Scrimgeour *et al.*, 1994; Prowse et Culp, 2003), mais aussi une remise en suspension de contaminants et de métaux, pouvant contaminer le cours d'eau en aval. Ces nouveaux éléments peuvent affecter la chimie du lit du chenal lors d'événements d'intensité élevée (Scrimgeour *et al.*, 1994 ; Milburn et Prowse, 2000).

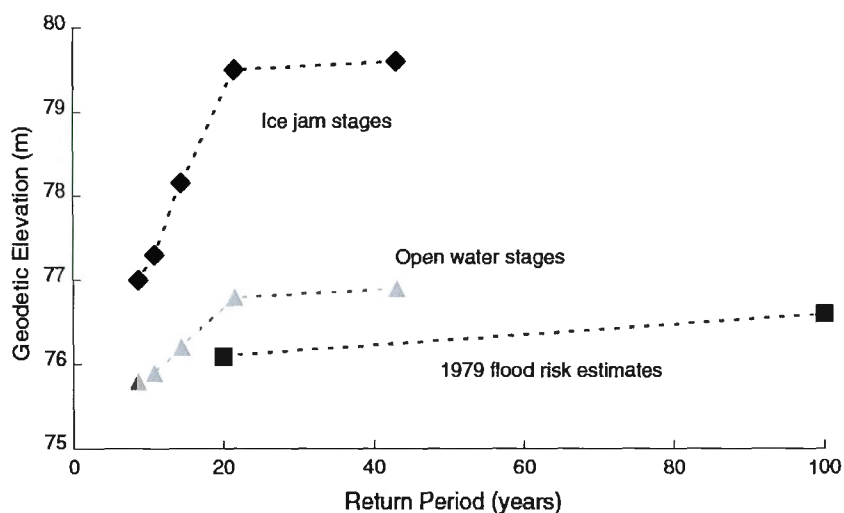


Figure 1.12 Comparaison des niveaux d'eau pouvant être atteints lors d'embâcles de glace (losanges noirs) et de crues en eau libre (triangles gris) (Prowse et Beltaos, 2002).

Dépôts et formes d'accumulation

La période de déglacement permet non seulement une mobilisation importante de sédiments, mais aussi le dépôt de ceux-ci dans des environnements plus calmes, tels que le dessus des berges ou sur les plaines inondables. La quantité de sédiments qui s'accumule varie en fonction de l'intensité des événements glaciels, allant d'une mince couche à des profondeurs dépassant parfois 1 m (Eardley, 1938 in Scrimgeour *et al.*, 1994; Prowse et Culp, 2003). Smith (2003) a d'ailleurs reconstitué la fréquence d'embâcles de la Rivière Peace (Alberta) à partir notamment de la stratigraphie des sédiments mobilisés lors d'inondations glacielles et déposés sur le delta de la rivière.

Des levées alluviales d'origine glacielle peuvent aussi être mises en place par la pression des glaces sur les rives, formant ainsi un cordon de sédiments fins au-dessus des berges ou sur les plaines alluviales. Lors d'un embâcle de glace d'intensité importante, McPherson (1966) a observé la poussée des sédiments jusque sur le haut d'un talus.

La combinaison d'une érosion glacielle récurrente et le dépôt d'une importante quantité de sédiments et débris sur les berges et le lit du chenal peut mener à la création de placages sédimentaire de forme unique (figure 1.13) : les « bechevnicks ». Les bechevnicks, introduits d'abord par Hamelin (1979), sont des formes géomorphologiques typiques des milieux froids qui sont maintenues par la fréquence et l'intensité de l'activité glacielle en milieu fluvial. Ceux-ci n'ont été que très peu étudiés, mais sont tout de même reconnus comme étant directement liés à l'activité des glaces dans les cours d'eau nordiques.

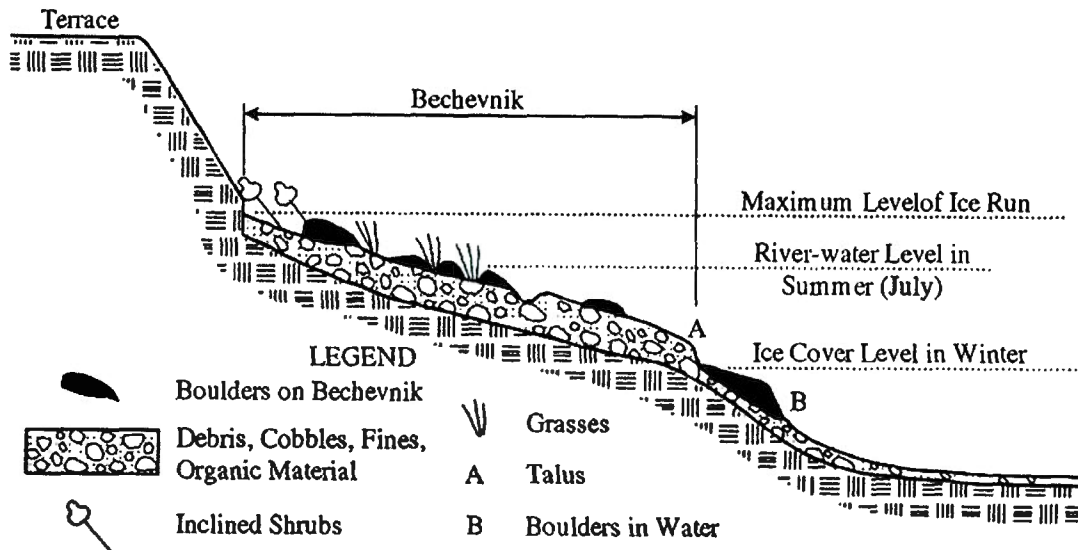


Figure 1.13 Schéma d'un « bechevnick » (Hamelin, 1979).

Le débit important lors de la débâcle permet d'augmenter la capacité de transport du courant, ce qui contribue à la mobilisation de gros blocs (Carling et Tinkler, 1998; Prowse et Culp, 2003). Le dépôt de ceux-ci dans le chenal peut prendre plusieurs formes caractéristiques des rivières à couvert de glace. Des crêtes de gros blocs peuvent être formées suite à des événements de fortes intensités à l'amont d'îles (Prowse et Culp, 2003). MacKay et MacKay (1977) ont aussi observé deux types de placages liés à l'action glacielle dont l'orientation diffère. Des placages de blocs granuloclassés ont été retrouvés alignés de façon parallèle avec le chenal de la Rivière MacKenzie. Des cordons de blocs alignés perpendiculairement au chenal dont l'extrémité terminale pointe vers l'aval ont aussi été répertoriés (figure 1.14).



Figure 1.14 Formes de dépôts de gros blocs caractéristiques aux embâcles de glace; a) Buttes de gros blocs b) cordons de blocs alignés perpendiculairement au chenal c) comparaison de la taille des blocs avec une échelle humaine d) placage de blocs sur une berge (Prowse et Culp, 2003).

Modification thermique

Le flux hydrothermal considérable associé aux embâcles de glace produit d'importants changements de température qui ne sont pas reliés aux cycles jour/nuit (Marsh et Prowse, 1987; Marsh 1989). Lors d'une débâcle rapide, le front de progression de la détérioration du couvert de glace peut faire augmenter la température de l'eau de façon très rapide (Terroux *et al.*, 1981, Parkinson, 1982). En effet, lorsque les conditions hydroclimatiques se réunissent pour favoriser une dislocation hâtive du couvert de glace, l'eau de la rivière est découverte sur de longues distances et se retrouve ainsi en contact direct avec l'air qui la réchauffe de façon continue. Celle-ci peut engendrer une augmentation de la vitesse de fonte du

couvert de glace et donc augmenter le débit du cours d'eau (Prowse, 1990).

1.1.3 Influences des processus glaciels sur les écosystèmes fluviaux

Les grandes perturbations dans un écosystème ont un rôle structurant dans la structure pour les écosystèmes aquatiques et riverains (Ficher *et al.*, 1982; Sousa, 1984; White et Pickett, 1985; Resh *et al.*, 1988). Les inondations sont des processus dominants dans les rivières, car elles peuvent affecter une multitude de processus et de formes, abiotiques et biotiques d'un écosystème. Le rôle des inondations dans le concept de continuum fluvial n'a été considéré qu'à partir des années 1980-1990 (Prowse et Culp, 2003), tandis que le rôle de la glace en écologie n'a été considéré que très récemment (Prowse, 2001a, Prowse, 2001 b). Pourtant, dans les milieux froids, les processus glaciels modifient significativement plusieurs composantes qui affectent les écosystèmes aquatiques et riverains, telles que la vitesse d'écoulement, les crues, la température de l'eau, la concentration de sédiments en suspension, le substrat du lit et des berges d'un chenal (Scrimgeour *et al.*, 1994). Les impacts à long terme de ces modifications demeurent encore méconnus par la communauté scientifique. Plusieurs études dénotent toutefois que les communautés végétales et fauniques réagissent et s'adaptent aux processus glaciels.

Producteurs primaires et secondaires

Les périodes d'englacement et de déglacement influencent significativement le métabolisme et les fonctions écologiques des producteurs primaires et secondaires. En effet, l'accès limité à la lumière associée à la présence du couvert de glace diminue significativement la production primaire (photosynthèse) du phytoplancton et des algues, en plus d'affecter leur richesse et leur abondance. L'abondance des macroinvertébrés en est aussi indirectement touchée (Scrimgeour *et al.*, 1994).

Cependant, l'apport élevé en nutriments et en éléments limitants (nitrates) lors de la

débâcle peut être un élément positif pour la productivité primaire dans le cours d'eau. La productivité dépend de la morphologie du chenal, de la turbidité, de la température de l'eau et de la disponibilité en nutriments (Scrimgeour *et al.*, 1994). Dans les rivières des milieux tropicaux, les producteurs primaires obtiennent une quantité importante de nutriments lors des inondations printanières ou de la mousson. Dans les milieux froids, les inondations sont souvent d'intensité et de fréquence plus élevées qu'en milieu chaud, en raison de la période de la débâcle (Scrimgeour *et al.*, 1994). On peut donc croire que ces conditions permettent un meilleur approvisionnement en nutriments par le milieu aquatique. Celui-ci est encore plus important lorsque la débâcle est d'origine mécanique, en raison d'une érosion glacielle plus élevée qui mobilise plus d'éléments nutritifs. De plus, la qualité des nutriments retrouvés dans les rivières en milieu froid est bien plus élevée qu'en milieu chaud, en raison de leur plus lente décomposition (Scrimgeour *et al.*, 1994). Ainsi, l'apport en nutriments, éléments limitants et oxygène par les processus glaciels peut améliorer la productivité primaire et secondaire. Cependant, si l'intensité des événements est trop importante, la concentration de ces éléments peut être trop élevée et donc néfaste pour les producteurs primaires (Scrimgeour *et al.*, 1994).

Algues

L'érosion glacielle par les radeaux de glace peut avoir des répercussions négatives sur les communautés algales qui s'accrochent au substrat, en raison des perturbations au niveau du lit et des berges engendrées par le passage des glaces. Cependant, la recolonisation lors du retour au calme est plus facile pour ces espèces, dépendamment de l'intensité et de la fréquence des événements (Scrimgeour *et al.*, 1994).

Faune aquatique et benthique

Au niveau de la faune, les événements dynamiques peuvent affecter sévèrement la composition, l'abondance et la biomasse des invertébrés et des poissons, en raison de

la concentration élevée en sédiments, l'augmentation de la température de l'eau et l'érosion du lit et des berges du chenal (Scrimgeour *et al.*, 1994). Une concentration élevée de sédiments en suspension dans l'eau peut diminuer l'assimilation de l'oxygène par les branchies du poisson, diminuer sa visibilité, ce qui diminue leur chance de capturer des proies (Scrimgeour *et al.*, 1994).

Lors d'événements d'intensité importante, le taux de survie de certaines espèces à différents stades de leur développement peut diminuer (Prowse et Culp, 2003). En effet, l'érosion du lit de la rivière peut causer la destruction des œufs, engendrer la mortalité des juvéniles et des adultes, diminuer l'abondance de leurs proies (invertébrés) et entraîner les poissons en aval (Scrimgeour *et al.*, 1994). Cependant, certains macroinvertébrés sont plus résilients aux événements de débâcles. Prowse et Culp (2003) ont observé que plusieurs espèces trouvent des refuges plus sécuritaires le temps que passe la débâcle (ex. nymphes) ou migrent dans des environnements plus calmes jusqu'à la fin du printemps (ex. plécoptères). Certaines espèces de poissons préfèrent quant à elles adopter des stratégies pour éviter d'être confrontées à ces perturbations. Par exemple, la truite arc-en-ciel (*Salmo irideus*) se cache dans des mouilles très profondes composées de larges blocs et débris lors de la débâcle (Prowse et Culp, 2003).

Végétation riveraine

Au niveau de la végétation riveraine, le passage des radeaux de glace constitue une perturbation majeure. En effet, lorsque les embâcles de glace engendrent une augmentation du niveau de l'eau permettant aux radeaux de glace d'atteindre la portion sommitale des berges, la végétation riveraine peut en être fortement affectée. Les conséquences de ces impacts peuvent se traduire notamment par une diminution du recouvrement de la végétation (Lind *et al.*, 2014). L'abrasion des radeaux de glace influence particulièrement la strate herbacée. Celle-ci est toutefois plus résiliente aux processus glaciels, puisque ses mécanismes de reproduction sont mieux adaptés à la

recolonisation. Les espèces ligneuses sont d'ailleurs les plus touchées par l'érosion glacielle. Cette dernière exhume leur système racinaire, en plus d'affecter leur croissance latérale (Lind *et al*, 2014). La présence de cicatrices visibles sur le tronc et les branches démontre bien l'action abrasive qu'ont les glaces sur la végétation (figure 1.15).

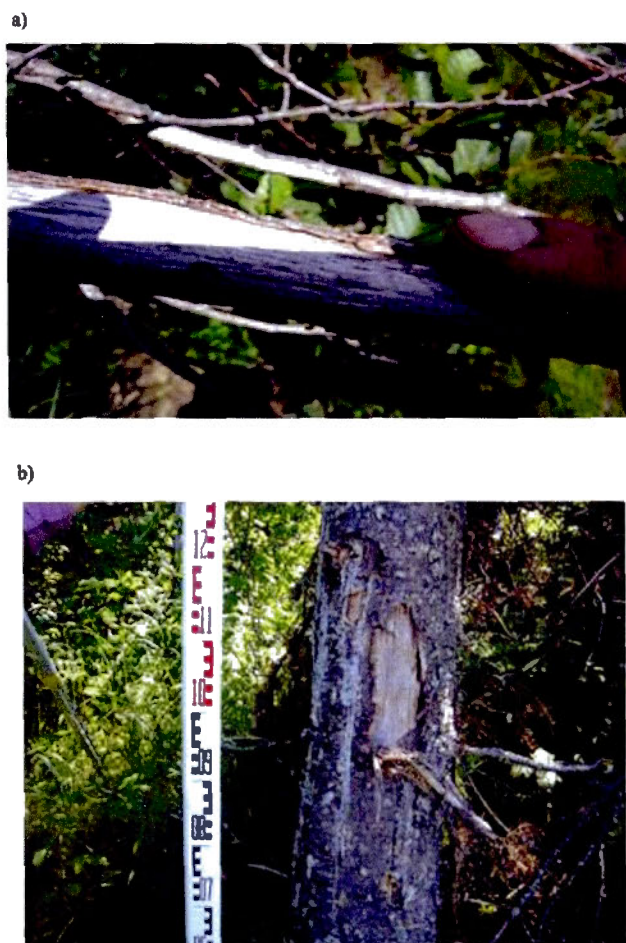


Figure 1.15 Impacts d'embâcles de glace sur la végétation a) cicatrices glacielles sur les branches d'arbustes; b) cicatrices glacielles sur le tronc d'un arbre mature (photos prises par S.Morin à l'été 2012).

À ce titre, ces cicatrices peuvent être utilisées comme indicateurs de l'extension spatiale et de la hauteur relative des événements glaciels. Par dendrochronologie, c'est-à-dire l'étude des cernes de croissance des arbres (Fritts, 1996), il est même

possible de dater les événements glaciels (Egginton 1980; Gerard 1981; Gerard et Karpuk 1979; Henoch 1973; Parker et Jozsa 1973; Smith et Reynolds 1983; Smith, 2003, Boucher *et al.*, 2009; Taylor, 2010).

La composition des bandes riveraines peut différer d'un endroit à l'autre en raison de l'intensité et de la fréquence des embâcles de glace. Lors d'événements très intenses, les glaces peuvent, par exemple, déraciner la végétation présente sur la berge (Uunila, 1997, Prowse et Culp, 2003). La fréquence élevée des événements dynamiques favorise par la suite la recolonisation et le maintien sur les berges des espèces pionnières (Scrimgeour *et al.*, 1994; Prowse et Culp, 2003). Les plantes de succession végétale de deuxième ou troisième ordre sont donc rarement retrouvées aux endroits où des événements de forte intensité se produisent régulièrement. Ainsi, une délimitation distincte entre le niveau atteint par les débâcles répétées et la végétation mature de la plaine inondable ou de la forêt est parfois distinguable dans le paysage fluvial.

1.2 Problématique et objectifs de recherche

Les interactions existant entre la dynamique fluviale et glacielle contribuent à façonner les rivières. La section précédente a révélé la complexité de ces interactions et leurs impacts tant au niveau géomorphologique, hydrologique qu'écologique. Si la glace est maintenant reconnue comme un agent écogéomorphologique structurant le paysage fluvial, la localisation des impacts et leurs relations avec la fréquence et l'intensité des processus glaciels demeurent méconnues.

L'importance d'un processus géomorphologique peut être définie par son régime naturel, c'est-à-dire l'intensité, la fréquence et l'extension spatiale auxquelles se produit un phénomène (Dauphiné, 2003). Dans le cas des processus glaciels, la présence de formes spécifiques, telles que mentionnées dans la section précédente, peut être associée à des caractéristiques de régime spécifique. Peu d'études ont analysé

les formes générées par la glace en prenant en considération le régime d'embâcles de glace. De plus, ces formes ont été observées dans différents contextes hydroclimatiques et géomorphologiques, ce qui rend difficile la comparaison avec les régimes. Ainsi, l'association entre les formes et les caractéristiques de régime d'embâcles nécessite la tenue de plusieurs autres études dans des contextes différents pour acquérir plus d'informations sur la fréquence et l'intensité requises pour la création et le maintien de formes glacielles issues des embâcles de glace.

Quantifier le régime d'embâcles de glace sur une rivière s'avère toutefois un important défi. La plupart des archives qui relatent ces événements présentent des données ponctuelles ou incomplètes. Par exemple, sur la Rivière Mistassini, à l'exception de l'embâcle de mai 2011, il n'existe pas d'archives officielles sur la tenue d'embâcles de glace, ni de leur intensité. Cependant, celles-ci semblent avoir marqué le paysage fluvial par la présence de formes géomorphologiques caractéristiques des processus glaciels qui pourraient être utilisées afin de comprendre le régime d'embâcles sur la rivière. C'est donc dans cette optique que le présent mémoire vise à utiliser la signature morphologique des embâcles de glace sur la Rivière Mistassini pour en quantifier leur régime, c'est-à-dire l'extension spatiale, la fréquence et l'intensité des événements d'embâcles. Pour ce faire, quatre objectifs secondaires ont été élaborés :

- 1) Caractériser et spatialiser les berges de la Rivière Mistassini, afin d'établir une topologie des principales formes de terrain, afin d'en distinguer celles qui résultent de l'action glacielle ;
- 2) Décrire le contexte hydraulique et hydrogéomorphologique dans lesquelles se forment les morphologies glacielles;
- 3) Reconstituer l'historique et la magnitude des embâcles de glace ayant sévi sur la Rivière Mistassini à l'aide d'analyses dendrochronologiques ;

4) Associer les fréquences-magnitudes des embâcles de glace à la présence de ces morphologies glacielles.

1.3 Contexte géophysique de la région et des sections à l'étude

1.3.1 Le bassin versant de la Rivière Mistassini, région du Saguenay-Lac-Saint-Jean

Les sections à l'étude sont situées dans le bassin versant de la Rivière Mistassini (figure 1.16) dans la région administrative 02-Saguenay-Lac-Saint-Jean, plus précisément dans la MRC Maria-Chapdelaine où se trouve une densité de population de 0,7 habitants/km². La Rivière Mistassini prend sa source au nord du Québec, à l'est du lac Mistassini entre les lacs Vau et à l'Eau Froide. Elle se déverse dans le Lac-Saint-Jean, entre les municipalités de Dolbeau-Mistassini et Saint-Félicien (secteur Saint-Méthode) (OBV Lac-St-Jean, 2012).

La Rivière Mistassini coule du nord au sud sur une distance de 298 km. Le bassin versant de la Rivière Mistassini occupe 29 % du bassin versant du Lac-Saint-Jean, soit 21 107 km² de superficie. Ses tributaires principaux sont les rivières Samaqua, Ousiemsca, aux Rats et Mistassibi. Un débit de 800m³/sec peut être atteint lors des crues printanières (OBV Lac St-Jean, 2012).

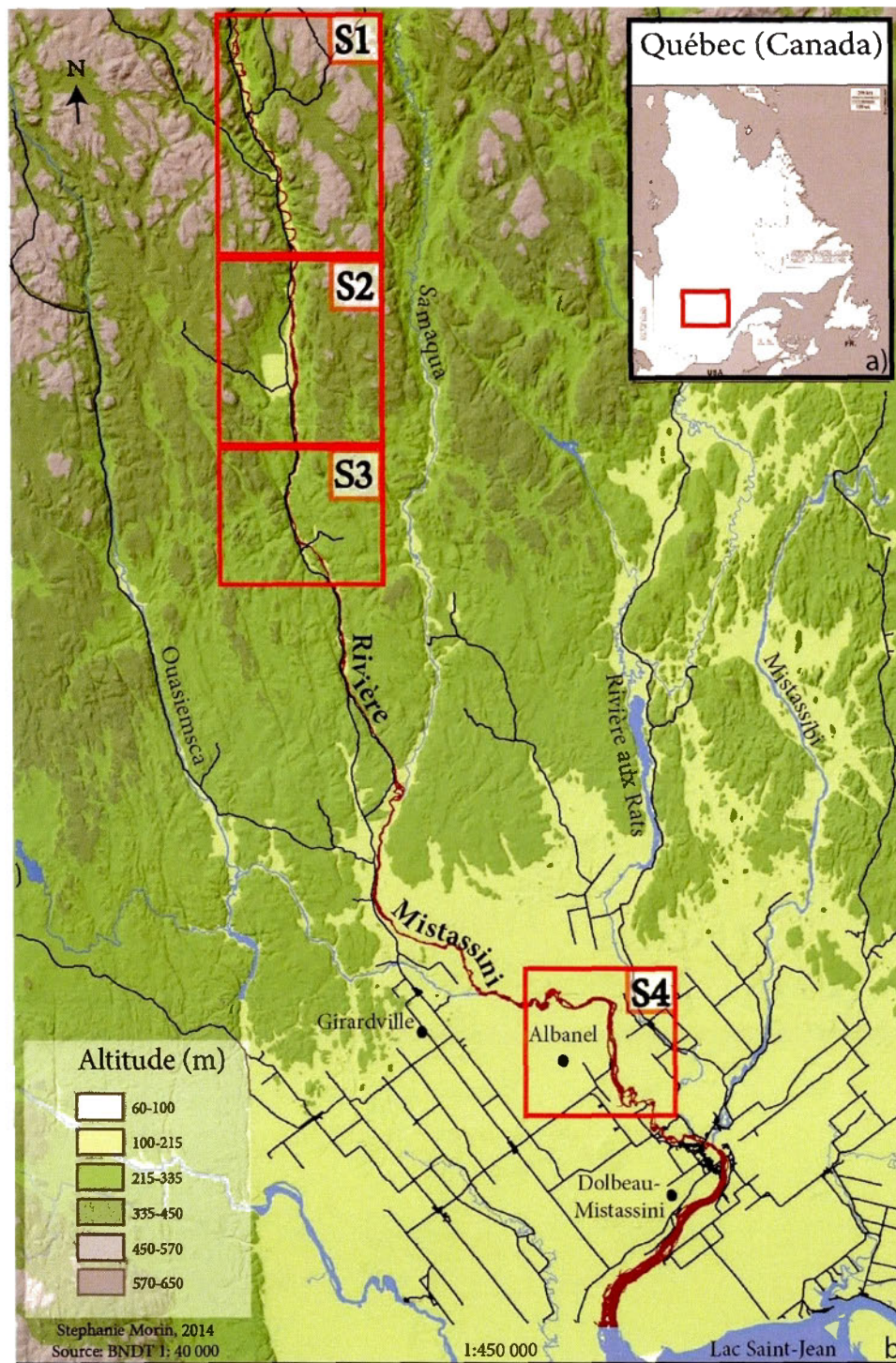


Figure 1.16 a) Localisation de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean au Québec;
b) Localisation des sites d'études sur la Rivière Mistassini dans son contexte topographique.

Le paysage de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean est marqué par la présence du Graben du Saguenay, immense fossé d'effondrement tectonique ayant mis en place une dépression d'orientation ONO-ESE, comblée par des sédiments meubles et surmontée de parois très abruptes (CRRNT, 2012). Ainsi, la Rivière Mistassini parcourt trois unités topographiques distinctes : les basses terres; les grandes vallées structurales et les hautes terres (figure 1.16). Les basses terres du Lac-Saint-Jean se situent entre 100 et 200 m d'altitude et forment une large plaine s'étendant de Girardville au nord à La Baie au sud (CRRNT, 2012). S'élèvent ensuite les hautes terres à environ 300 m d'altitude, séparées par de grandes vallées structurales composées d'escarpement de failles plus ou moins rectilignes. Les hautes terres au relief fort accidenté font parties du plateau Laurentien, qui fait lui-même partie du Bouclier Canadien.

Le bassin versant du Lac-Saint-Jean repose sur la province géologique du Grenville datant du Précambrien (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Trois types de roches composent la région : les roches métasédimentaires de la série de Grenville, les roches gneissiques mixtes et des roches plutoniques à pyroxènes. Dans les basses terres, il est aussi possible d'y retrouver des lambeaux de calcaire et de schistes argileux datant de l'Ordovicien moyen (CRRNT, 2012).

Le passé postglaciaire de la région présente des formes et dépôts caractéristiques du passage des glaciers et de l'invasion marine de la mer de Laflamme au début de l'Holocène. Ceux-ci se répartissent en fonction des principales unités topographiques. Les basses terres se composent principalement de dépôts glaciomarins (argiles) et deltaïques. Cependant, des argiles glaciomarines ont été répertoriées jusqu'à 150m d'altitude (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Les vallées structurales et les hautes terres présentent, quant à elles, des dépôts de surface un peu plus grossiers de type glaciaire (till), fluvioglaciaire, deltaïque et glaciolacustre (Daigneau *et al.*, 2011).

Le climat du Lac-Saint-Jean est continental en général (hiver froid, été chaud), mais présente des particularités spatiales intéressantes en raison du contexte topographique. En effet, la température au niveau des basses terres se rapproche de celle retrouvée à 200 km plus bas en latitude (OBV Lac-Saint-Jean, 2012). Quatre régions climatiques sont présentes sur le territoire (tableau 1.1).

Tableau 1.1 Régions climatiques présentes sur le territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (adapté de OBV Lac-Saint-Jean, 2012).

| Température | Précipitations | Saison de croissance | Localisation approximative |
|------------------|----------------|----------------------|----------------------------------|
| subpolaire doux | sub-humide | longue | autour du lac |
| subpolaire | Humide | moyenne | Réserve faunique des Laurentides |
| subpolaire | sub-humide | moyenne | plateau Laurentien |
| subpolaire froid | sub-humide | moyenne | nord du territoire |

1.3.2 Choix des sections à l'étude

La Rivière Mistassini traverse des environnements topographiques, géologiques et géomorphologiques affectant son style fluvial. Ainsi, une modification du style fluvial altère les processus hydrologiques, hydrogéomorphologiques et glaciels qui se produisent dans le cours d'eau, tels que les embâcles de glace. Conséquemment, le choix des sections à l'étude a été basé sur l'identification de secteurs morphologiquement différents, mais de longueur similaire, afin de comparer leur réponse hydrogéomorphologique aux embâcles de glace. Quatre sections furent sélectionnées selon leur ratio d'encaissement, le type de dépôts, leur pente et leur sinuosité (figure 1.16).

Située dans les hautes terres, en amont des trois autres, la section 1 (S1) présente une faible pente, où le lit s'incise principalement dans des dépôts deltaïques,

fluvioglaciaires et des alluvions remaniées (figure 1.18). Son parcours est donc très sinueux. De vastes plaines alluviales y sont retrouvées en alternance avec des zones d'érosion importante (figure 1.17). Peu d'infrastructures humaines se retrouvent sur les rives.

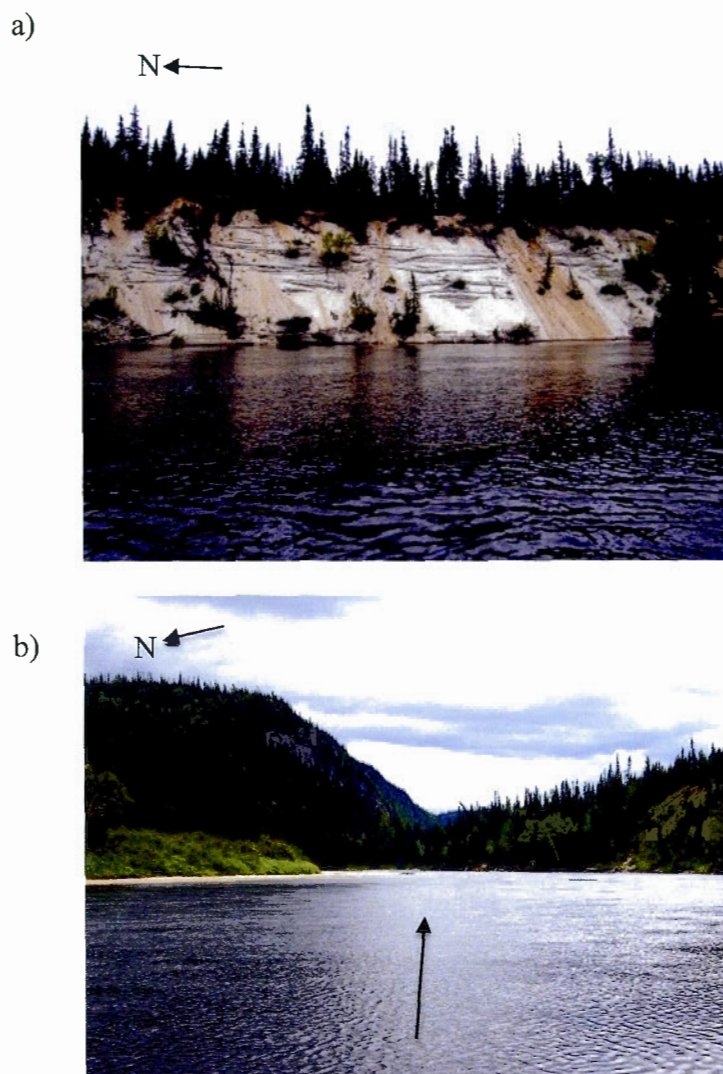


Figure 1.17 Morphologie de la section 1 : a) Talus très abrupt des berges concaves, dépôts deltaïques; b) morphologie typique de l'alternance entre les berges convexes et concaves des méandres de cette section ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photos prises par S.Morin, été 2012-2013).

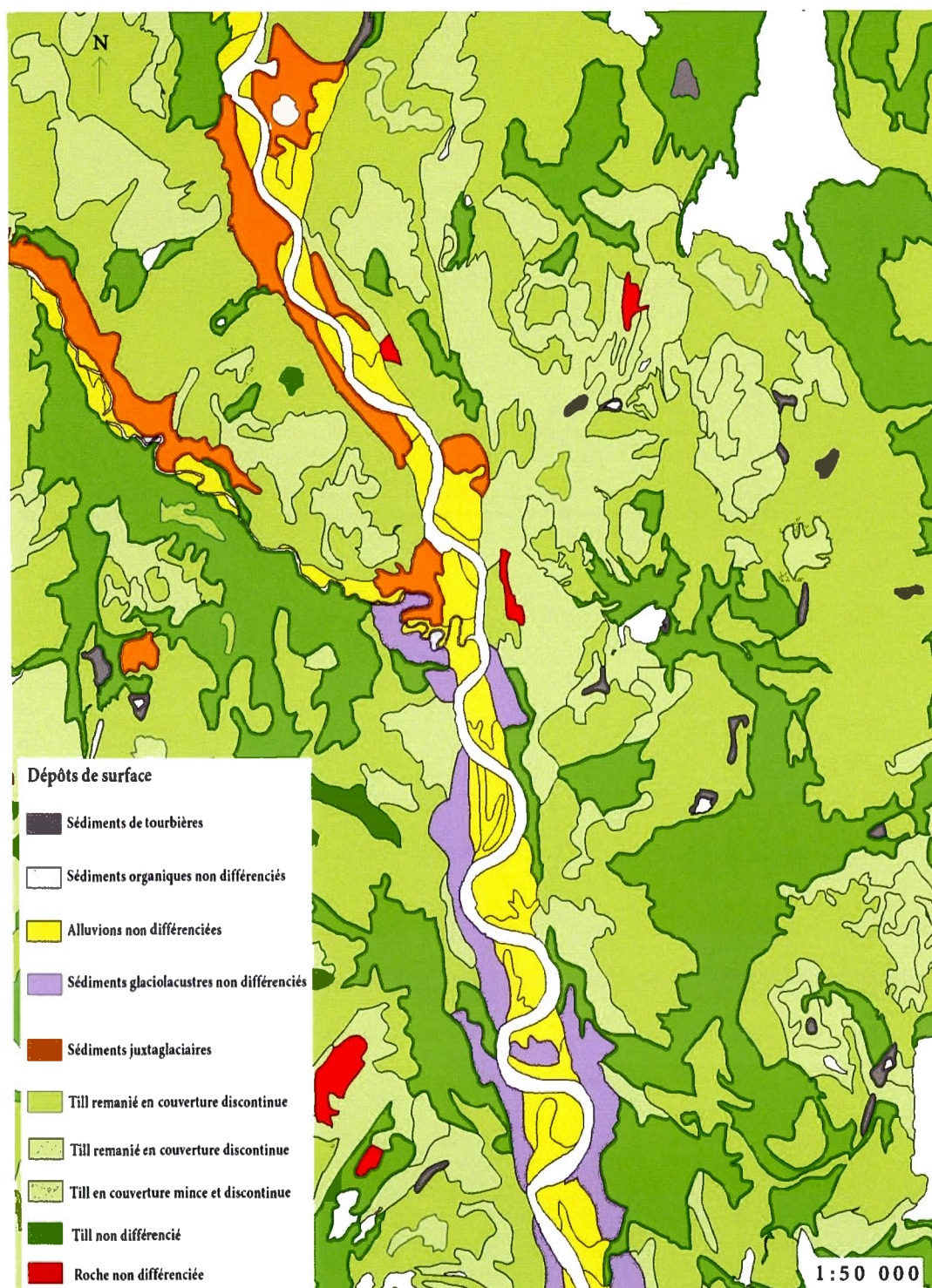


Figure 1.18 Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 1 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012).

Situées dans la zone de transition entre les hautes et basses terres, les sections 2 et 3 présentent une pente importante et un tracé rectiligne. Celles-ci se distinguent par le type de dépôts et la présence/absence d'îles dans le chenal. Les berges et le lit de la section 2 (S2) sont composés principalement de dépôts glaciolacustres fins et d'alluvions remaniés (figure 1.20) formant à l'occasion des bancs centraux ou un lit de dunes (figure 1.19). De multiples îles de roches ou de sables recouvertes de végétation y sont aussi retrouvées.



Figure 1.19 Morphologie typique de la section 2 ; dépôts alluviaux sableux ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photo prise par S.Morin, été 2013).

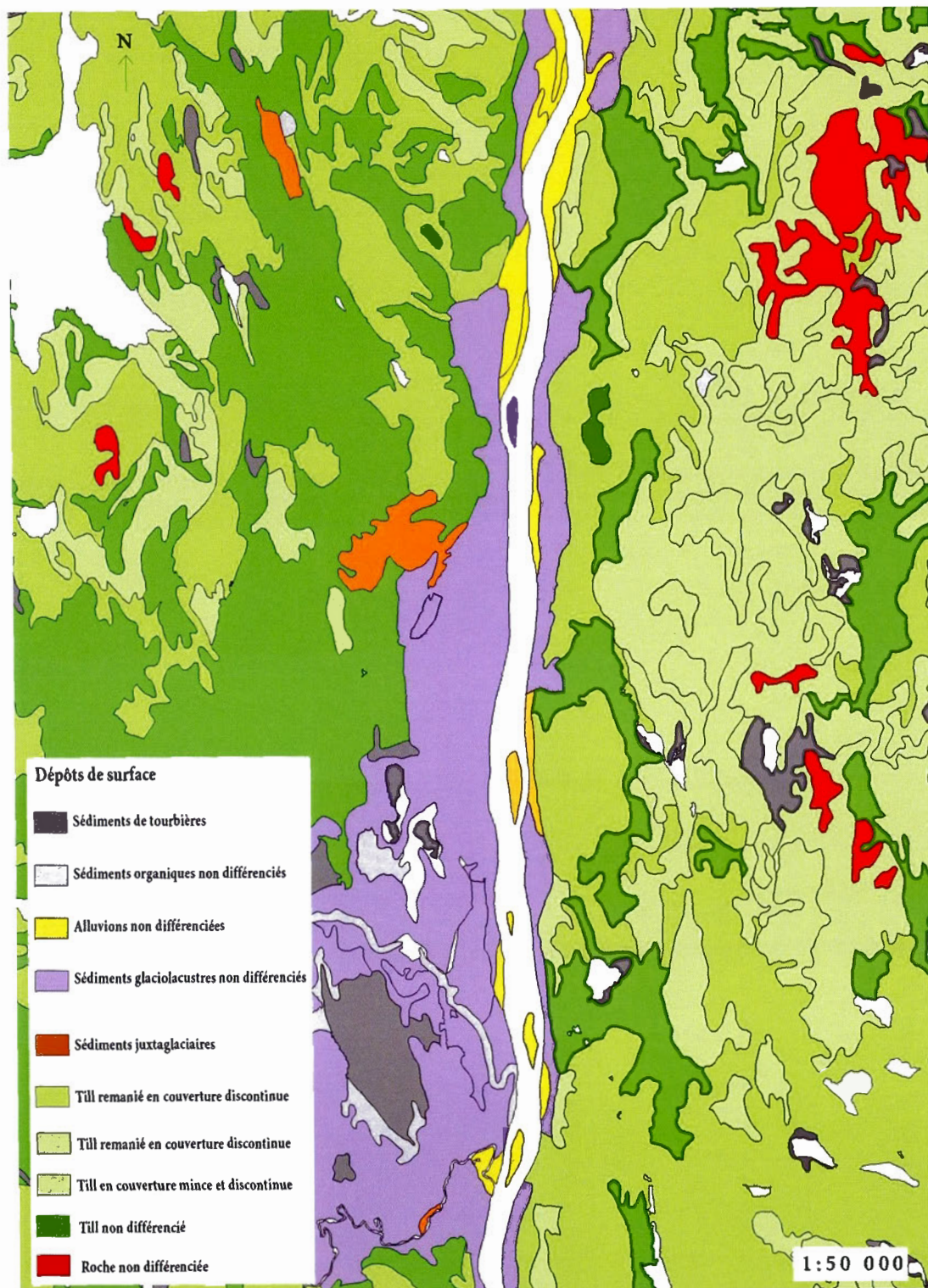


Figure 1.20 Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 2 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012).

La section 3 (S3) présente quant à elle quelques petites îles et des dépôts très grossiers. En effet, l'apparition soudaine de dépôts juxtaglaciaires et glaciaires (till) génère une modification de la taille du substrat qui amène la présence de graviers, galets et blocs liés par une matrice lâche et sableuse (figure 1.22). Les nombreuses constriction naturelles du chenal et le type de dépôts semblent favoriser la présence de rapides de faible intensité à plusieurs endroits (figure 1.21).



Figure 1.21 Morphologie de la section 3 : a) rétrécissement du chenal b) type de dépôts très grossiers (20-30 cm) retrouvés dans cette section ; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photos prises par S.Morin à l'été 2013).

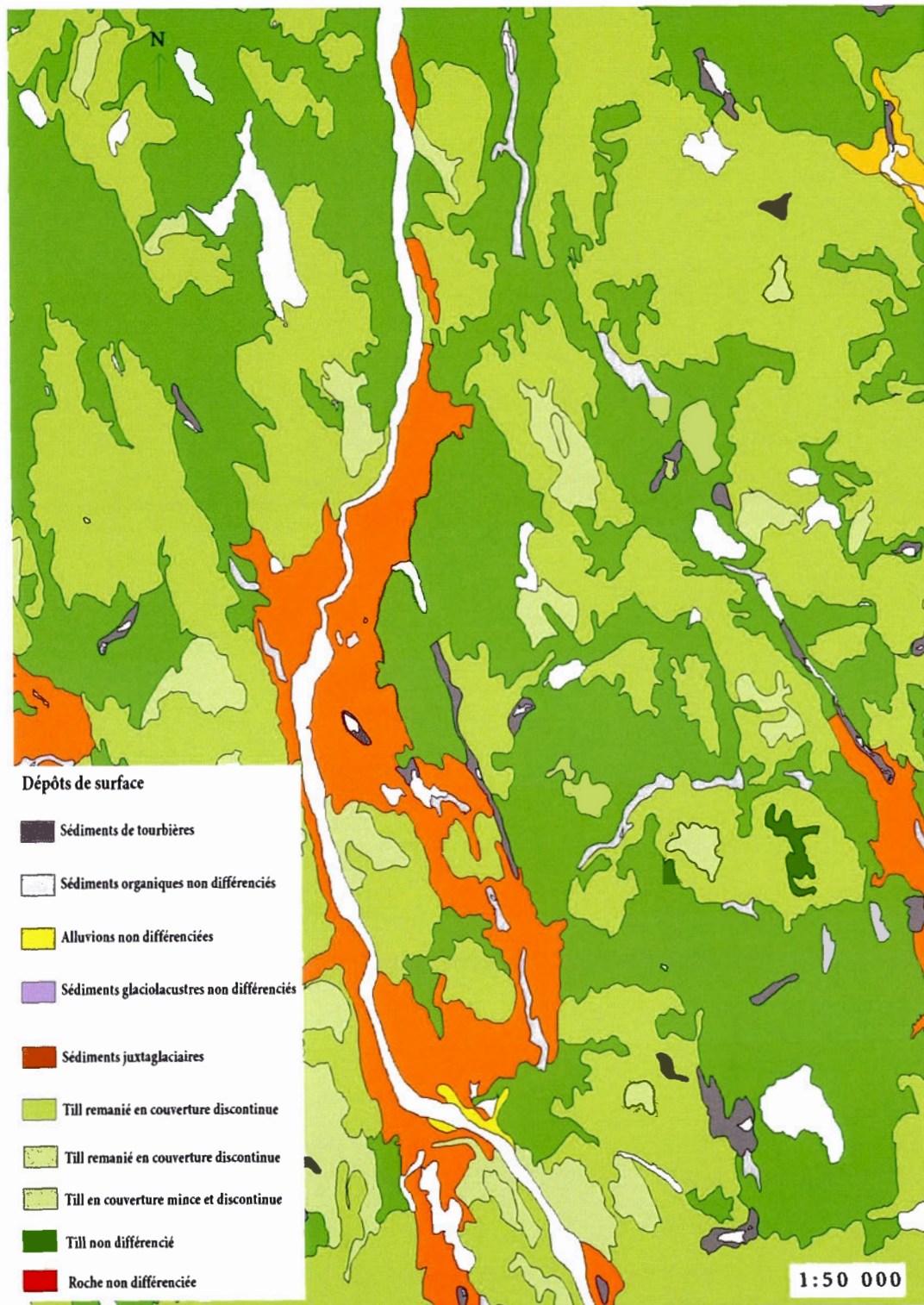


Figure 1.22 Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 3 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012).

Enfin, la section 4 (S4) est située dans les basses terres. Elle débute et termine par des cascades d'une dizaine de mètres de hauteur. Entre ces deux seuils, le lit est profondément encaissé dans les dépôts glaciomarins, deltaïques et prodeltaïques (figure 1.24) et suit un tracé méandriforme à pente douce. Son chenal est parsemé de bancs sableux et d'îles rocheuses (figure 1.23b). De vastes plaines alluviales encore vierges, occupées par des terres agricoles ou des infrastructures résidentielles marquent les rives de la S4. Parfois, la morphologie des berges est modifiée par ses propriétaires et peu de végétation y est recensée. C'est dans cette section que les événements de mai 2011 ont causé la destruction d'une vingtaine d'habitations riveraines (figure 1.23a).

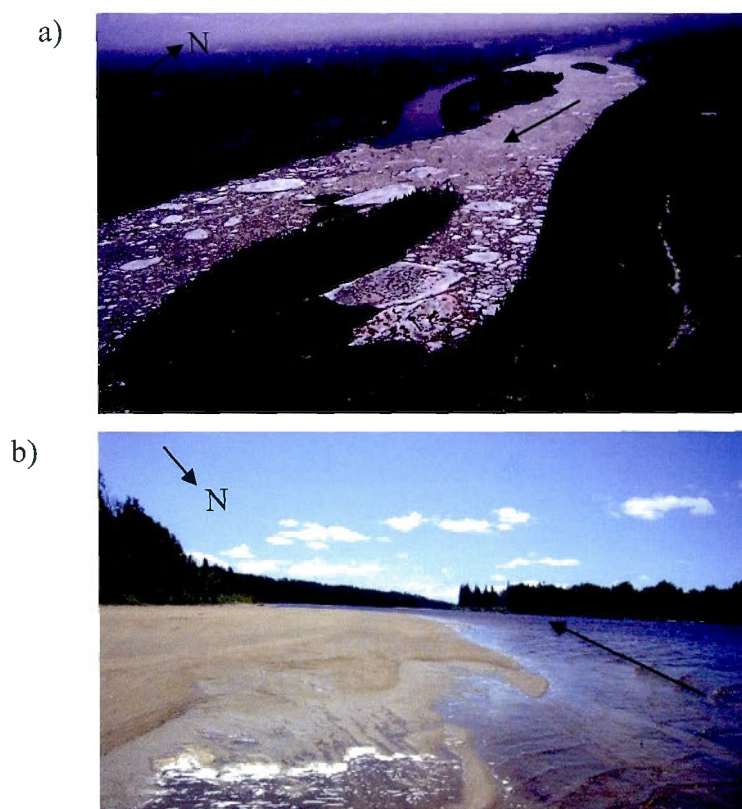


Figure 1.23 Morphologie de la section 4: a) embâcle de mai 2011 au niveau d'îles centrales (photo prise par la Municipalité d'Albanel, mai 2011); b) banc d'accumulation de dépôts deltaïques remaniés qui empiète loin dans le chenal; la flèche pleine représente le sens de l'écoulement (photo prise par S.Morin à l'été 2012).

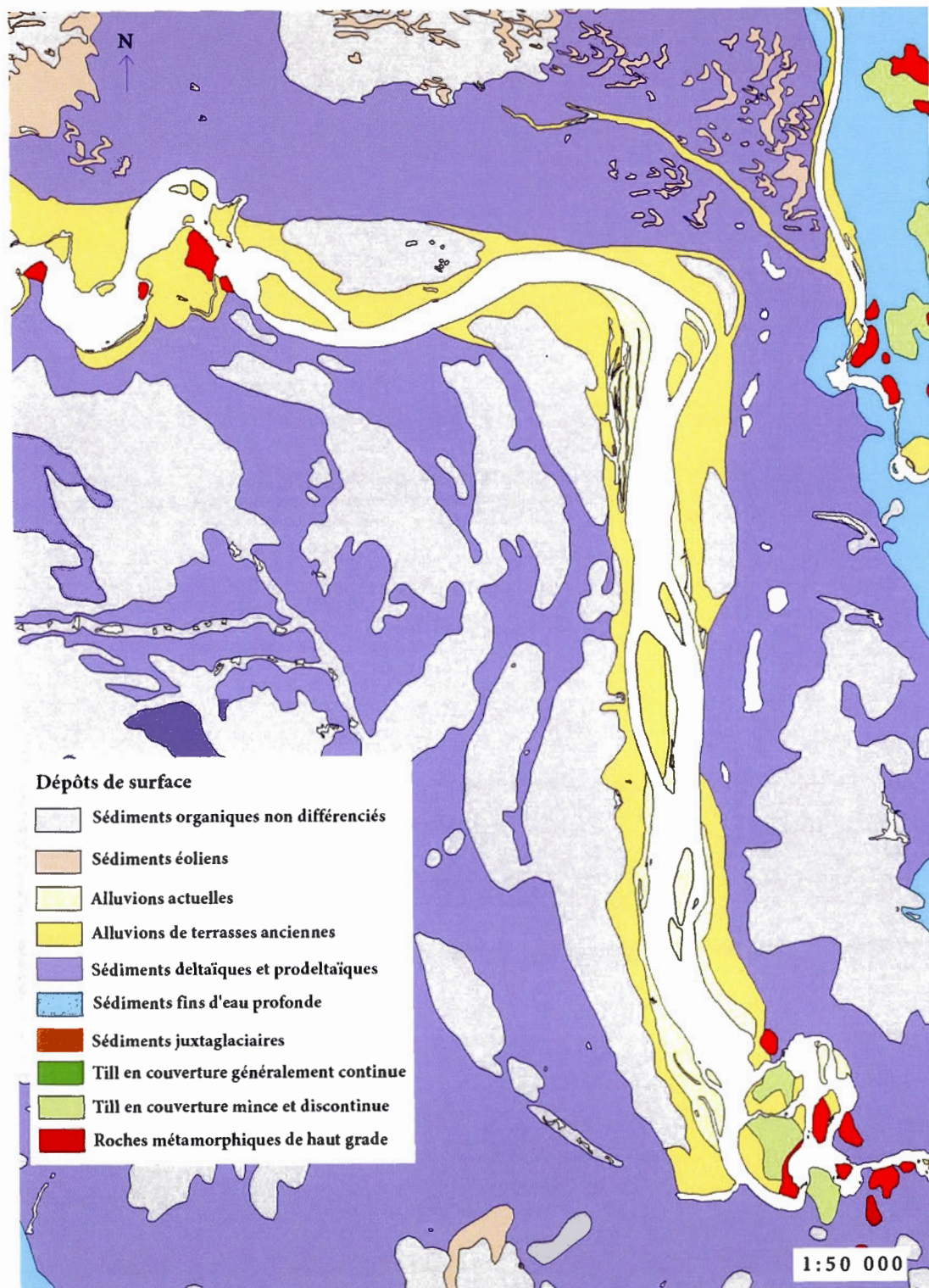


Figure 1.24 Répartition spatiale des dépôts de surface quaternaires de la section 4 (source des données de dépôts de surface : MRNF, 2012).

1.4 Méthodologie

1.4.1 Approche hydrogéomorphologique

L'approche hydrogéomorphologique s'intéresse principalement aux processus physiques qui régissent le fonctionnement des cours d'eau et aux formes qui en résultent (Malavoi et Bravard, 2010). Elle « met l'emphasis sur l'intégrité physique et écologique des écosystèmes aquatiques et leur capacité à se rétablir d'eux-mêmes » (Kondolf, 2011). Selon cette approche, les formes présentes dans un milieu permettent d'identifier, de reconnaître et de comprendre les processus qui s'y produisent. Dans cette étude, les formes induites par les embâcles de glace sont utilisées pour identifier, reconnaître et comprendre le régime de ce processus dans la Rivière Mistassini et le contexte hydraulique et hydrogéomorphologique de leur mise en place. Trois campagnes de terrain furent réalisées : à l'été 2012, l'hiver 2013 et l'été 2013.

Description morphologique et écologique des berges

Aux étés 2012 et 2013, les berges des deux rives de la Rivière Mistassini furent segmentées en se fiant visuellement aux changements de processus géomorphologiques qui s'opèrent d'une berge à l'autre. Pour ce faire, le début et la fin de chaque type de berges furent géoréférencées à l'aide d'un GPS. Puis, une description morphologique et écologique pour chacune des berges fut réalisée à l'aide de sept indicateurs (figure 1.25). Il est à noter que ces données furent échantillonnées sur les berges et les plaines alluviales de chaque tronçon, à une distance maximale de 20 m du bord de l'eau et furent ensuite reportées dans une grille terrain (Annexe A).

La composition de la végétation riveraine se révèle être un excellent indicateur des processus qui sévissent dans un cours d'eau lorsqu'il est perturbé par des événements d'intensité élevée, comme il a été spécifié à la section 1.1.3. De ce fait, le premier

indicateur utilisé pour décrire les berges est le pourcentage de recouvrement de chaque strate de végétation (herbacées, arbustes et arbres). Celui-ci fut évalué qualitativement selon la méthode de phytosociologie de Braun-Blanquet (1915). Celle-ci définit le concept phytosociologique comme :

« Une association est un groupement végétal plus ou moins stable, en équilibre avec le milieu ambiant, caractérisée par une composition floristique déterminée, dans laquelle certains éléments exclusifs, ou à peu près, appelés espèces caractéristiques, indiquent par leur présence une écologie particulière et autonome » (Braun-Blanquet, 1915).

Ainsi, dans cette étude, la proportion de chaque strate de végétation par rapport aux autres sur une berge est perçue comme un indicateur de l'équilibre du milieu riverain.

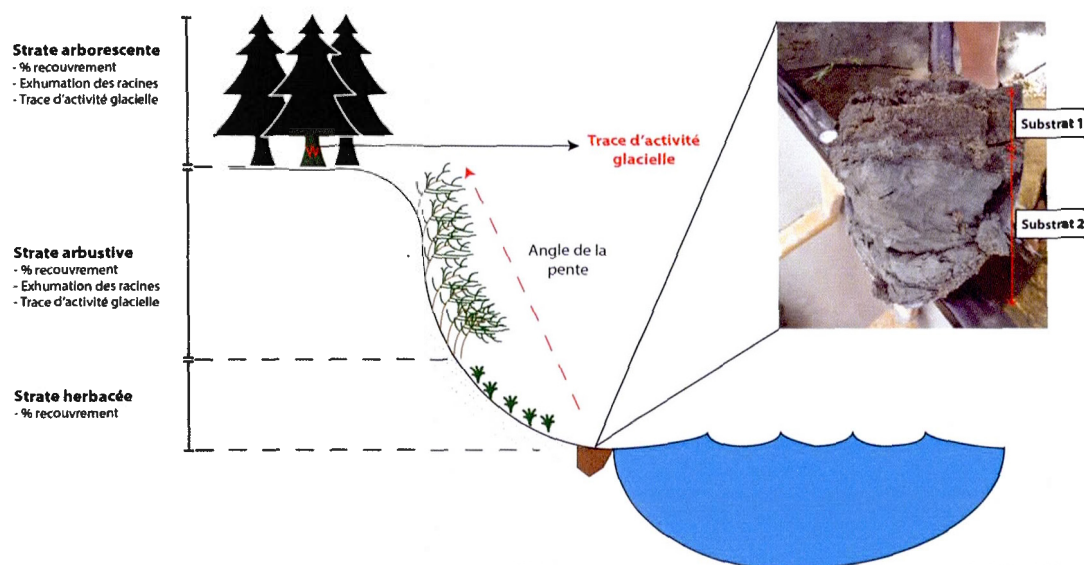


Figure 1.25 Indicateurs utilisés lors de la description morphologique et écologique des berges.

Le pourcentage d'exhumation des racines est un autre indicateur qui permet d'identifier les processus géomorphologiques qui structurent la morphologie de la berge. En effet, la présence d'un système racinaire bien développé permet de stabiliser efficacement une pente ou la berge d'un cours d'eau (Gray et Barker, 2004). Les racines verticales agissent sur la stabilisation en profondeur d'une pente, tandis

que les racines horizontales sur la stabilisation de surface. Le développement de ces racines est directement influencé par les conditions édaphiques et environnementales du milieu. L'exhumation de celles-ci permet ainsi d'estimer la force érosive que subit une berge. Une berge fortement affectée par les processus d'érosion présentera une exhumation élevée de son système racinaire et peu de racines verticales. Dans le cadre de cette étude, la proportion d'exhumation des racines et le type de racines exhumées ont permis d'évaluer qualitativement le type de processus géomorphologiques qui s'opèrent sur les berges et leur force d'érosion relative. Une échelle ordinale des pourcentages fut utilisée pour qualifier l'exhumation, soit de 0 à 30 %, 31 à 50 % et 50 % et plus.

Les traces d'activités glacielles sur la végétation sont des facteurs incontournables à considérer pour l'identification de formes glacielles, comme il a été montré dans la section 1.1.3. Ainsi, la position des arbustes sur la berge et la scarification du tronc ou des racines des arbres ou arbustes furent notées pour chaque berge. Il est à noter que la présence de cicatrices glacielles sur les arbres/arbustes d'une berge devait dépasser le nombre de trois arbres/arbustes cicatrisés pour être cochée dans la grille. Cette mesure a été prise afin de ne prendre en considération que les événements généralisés et non pas seulement de simples radeaux de glace qui seraient sortis inopinément du cours d'eau et auraient heurté un arbre sans qu'il y ait d'embâcles de glace.

La pente de la berge fut aussi mesurée pour identifier les processus géomorphologiques opérant sur les berges. Celle-ci permet d'évaluer la stabilité de la berge par l'intensité de l'érosion qu'elle subit (Abernethy et Rutherford, 2000). L'angle de la pente fut mesuré à l'aide du clinomètre d'une boussole.

Le substrat constitue aussi un élément important dans l'identification des processus géomorphologiques qui sévissent sur les berges. En effet, la taille des particules permet de déterminer certaines conditions hydrauliques ou géomorphologiques de mise en place des dépôts. Par exemple, la présence de blocs au bas du talus d'une

berge de nature sableuse atteste de l'occurrence d'événements hydrogéomorphologiques de compétence élevée. L'épaisseur des différentes strates de substrat et leur ordre stratigraphique permettent aussi de définir la nature des événements s'étant produits dans le cours d'eau. Ainsi, dans le cadre de cette étude, un profil stratigraphique de 30 centimètres de profondeur fut creusé à la base du talus des berges, soit au niveau plein bord. Pour chaque strate, la taille du substrat et l'épaisseur de la strate furent notées.

Enfin, pour chaque type de berges, un relevé topographique fut effectué à l'aide du système d'arpentage Stadia Leica NA720 et d'une perche graduée. Ce relevé fut reporté sur un croquis terrain où les variations de hauteur, le type de substrat superficiel, le type de végétation et la présence des cicatrices glacielles furent aussi spécifiés. Ces croquis ont permis d'identifier les différents niveaux d'inondation, tels que le niveau plein bord. Le niveau plein bord fut identifié à partir de la méthode décrite par Williams (1978), définie comme le niveau de la surface relativement plane de déposition qui correspond approximativement à l'altitude de la plaine alluviale active (Wolman et Leopold, 1957; Williams, 1978). Ce niveau a été utilisé comme point de référence pour comparer visuellement les différents types de berges entre elles.

Traitement statistique

Afin de s'assurer que les types de berges identifiés visuellement étaient les mêmes que ceux regroupés à partir de leurs caractéristiques morphologiques et écologiques, une analyse de groupement fut réalisée.

La première étape de cette analyse statistique fut d'incorporer les résultats des sept indicateurs (% recouvrement de la végétation, inclinaison, substrat, etc.) pour chaque berge dans une matrice de dissimilarité. Cette matrice a permis de calculer la distance euclidienne entre deux éléments, c'est-à-dire de calculer le degré de proximité entre

les types de berges en fonction des indicateurs. La fonction `daisy` de la bibliothèque `cluster` (version 1.15.2) du logiciel R fut utilisée pour calculer cette distance, selon la méthode de Kaufman et Rousseeuw (1990). Cette fonction a l'avantage de pouvoir calculer la distance euclidienne de données qualitatives et quantitatives.

Enfin, l'analyse de groupement fut réalisée avec la fonction `hclust` de la même bibliothèque selon la méthode de Murtagh (1985), et ce, à partir des distances euclidiennes calculées précédemment. Un dendrogramme fut ensuite produit pour visualiser le classement de chaque type de berges. La pureté de chaque groupe a été reportée sur un histogramme pour en vérifier la validité. Enfin, les groupes formés à partir de cette méthode furent comparés à ceux issus du travail de terrain.

Caractérisation hydraulique et hydrogéomorphologique du chenal

La caractérisation du contexte hydraulique et hydrogéomorphologique de chaque berge fut réalisée avec le système d'information géographique ArcMap en trois étapes : 1) reconstitution de l'environnement fluvial; 2) segmentation du polygone de la Rivière Mistassini; 3) caractérisation du contexte hydraulique et hydrogéomorphologique. Il est à noter que la méthode statistique de traitement des données utilisée à cette étape sera discutée au Chapitre III.

1) L'environnement fluvial fut reconstitué à partir de données topographiques au 1 : 20 000 de la Banque de Données Topographiques du Québec (BDTQ) des feuillets SNRC 32A09, 32A16, 32H01, 32H02, 32H07 et 32H10. Un modèle numérique d'altitude (MNA) fut d'abord réalisé avec l'outil *Topo to Raster* à partir des données ponctuelles d'élévation et les courbes de niveau de la BDTQ. Puis, pour mettre l'emphase sur les variations du relief, un raster d'ombrage fut créé à partir du MNA avec l'outil *Hillshade*. Enfin, les polygones et polygones de routes et rivières furent ajoutés.

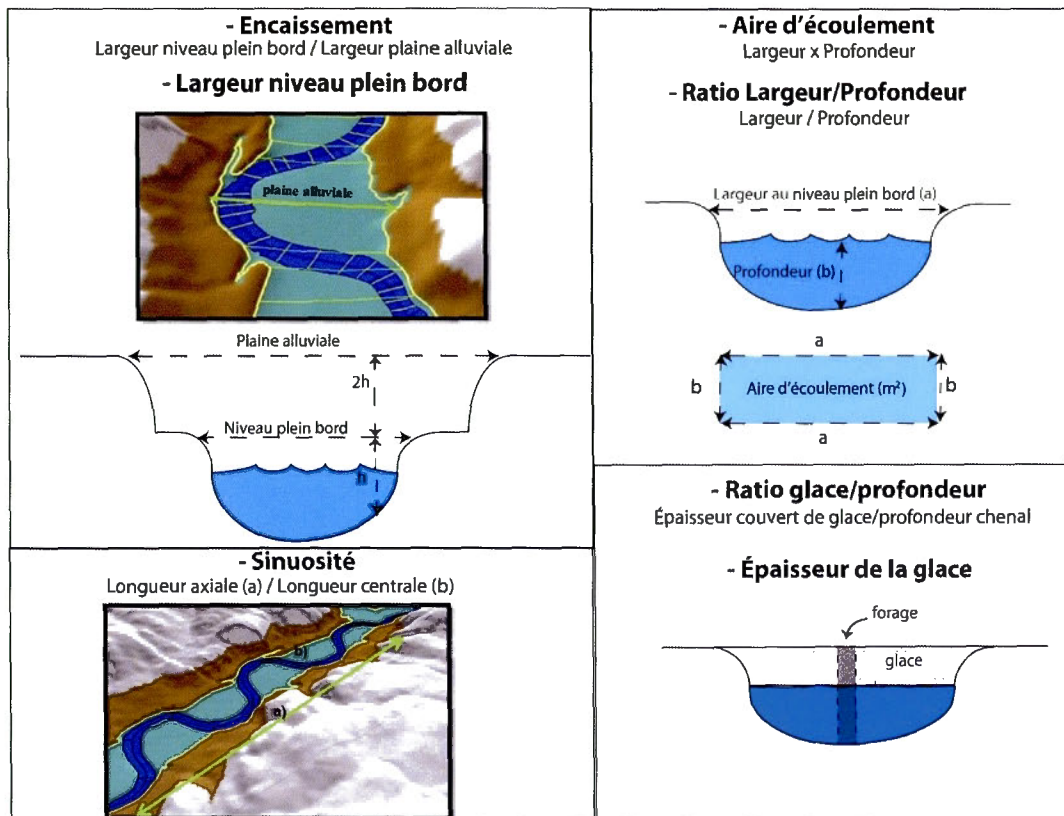


Figure 1.26 Indicateurs et méthodes utilisés pour la caractérisation du contexte hydraulique et hydrogéomorphologique de chacun des tronçons : Encaissement, Largeur niveau plein bord, sinuosité, aire d'écoulement, ratio largeur/profondeur, profondeur, ratio glace/profondeur, épaisseur de la glace

2) Le polygone de la Rivière Mistassini fut segmenté en fonction des groupes de berges identifiés à l'étape précédente avec l'analyse de groupement. Pour représenter chaque rive, le polygone de la rivière fut d'abord séparé en deux par une ligne centrale. La méthode pour séparer le polygone exactement en deux utilise plusieurs outils : *Polygon to raster*, *ArcMap Unique Values*, *ArcScan Vectorization and ArcScan Generate Features*, selon la méthode d'Esri (2010). Puis, les points de l'amont et l'aval des types de berges relevés lors de la campagne de terrain furent ajoutés à l'environnement fluvial. Enfin, le polygone de la Rivière Mistassini fut segmenté à l'aide de l'outil *Construct polygons*, en utilisant comme référence spatiale

les points de l'amont et de l'aval de chaque berge.

3) Finalement, pour chaque polygone formé à l'étape 2, six indicateurs furent mesurés à partir de l'environnement fluvial créé dans ArcMap et d'orthophotos au 1 : 40 000 datant de 2012. Les méthodes utilisées pour mesurer ces indicateurs sont décrites ci-bas et à l'aide de la figure 1.26.

Le premier indicateur est la largeur du chenal (en mètres), soit la largeur entre les deux berges du lit mineur. Pour quantifier cet indicateur, trois mesures de largeur par segment furent effectuées avec ArcMap et la moyenne en fut calculée.

Le deuxième indicateur est la profondeur moyenne du chenal (en mètres). Pour l'acquérir, des mesures de profondeur ont été prises à l'aide d'un sonar et d'un GPS lors de la campagne de terrain de l'été 2013 et ont été reportées dans ArcMap. La moyenne fut ensuite calculée.

Les troisième et quatrième indicateurs furent calculés à l'aide des deux premiers. L'aire d'écoulement du chenal (ou la section mouillée au niveau plein bord) a été calculée par la multiplication de la largeur par la profondeur. Le rapport largeur sur profondeur évoque, quant à lui, le ratio de la largeur sur la profondeur.

Le cinquième indicateur est la sinuosité du tronçon. Elle se calcule par le rapport de la longueur du tronçon sur la longueur de la vallée à vol d'oiseau.

Le dernier indicateur est l'encaissement, qui se définit comme la composante verticale de la rivière et le degré par lequel elle incise la vallée (Kellerhals *et al.*, 1972 dans Rosgen, 1994). Cet indicateur permet d'évaluer où se situe le tronçon dans son évolution spatio-temporelle, soit en phase d'érosion ou d'aggradation. Un indice a été développé par Rosgen (1994) pour que les géomorphologues puissent facilement le calculer : le ratio d'encaissement. Celui-ci se calcule en divisant la largeur au niveau plein bord par la largeur de la plaine alluviale.

Quantification de l'épaisseur du couvert de glace

En plus des caractéristiques de chenal, des données d'épaisseurs du couvert de glace furent répertoriées sur le terrain à l'hiver 2013 (figure 1.26). À l'aide d'une foreuse à glace Kovacs, 80 trous furent forés dans les quatre sections pour connaître l'épaisseur du couvert de glace et le ratio glace/profondeur (figure 1.27). Une interpolation spatiale par krigeage réalisée dans ArcMap fut ensuite réalisée pour estimer l'épaisseur du couvert de glace aux endroits où peu de données ont été prises. Ces données constituent une des limites de notre étude, puisqu'elles sont ponctuelles dans le temps et relatives aux conditions hydroclimatiques de l'hiver 2013. Nous supposons cependant que les variations spatiales de l'épaisseur du couvert de glace restent proportionnelles d'une section à l'autre.

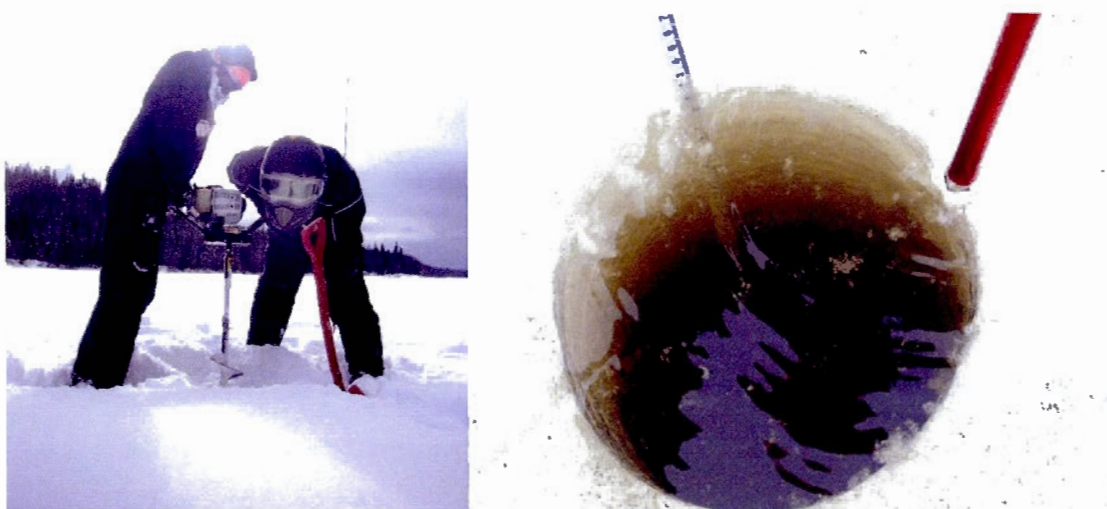


Figure 1.27 Forage du couvert de glace pour mesurer son épaisseur et la profondeur du chenal (photos prises par S. Morin, février 2013)

1.4.2 Approche dendrochronologique

Extension spatiale

Les cicatrices glacielles sur les arbres sont de bons indicateurs pour évaluer la dynamique spatio-temporelle des embâcles de glace sur des rivières en l'absence de

données historiques (Schweingruber, 1996; Smith, 2003; Tuthill, 2005). En effet, les embâcles de glace laissent une trace pérenne sur les arbres et arbustes, dû à la pression du couvert de glace sur les berges (Henocho, 1973; Smith et Reynolds, 1983; Smith, 2003). Les arbres sélectionnés étaient situés à une distance maximale de 10 m du bord de l'eau. Il est à noter que la proportion d'arbres cicatrisés est la même pour chaque tronçon afin qu'il n'y ait pas de biais dans l'analyse de l'extension spatiale des embâcles de glace. L'abondance de ces cicatrices a ensuite été calculée entre les tronçons.

Magnitude relative des embâcles

La magnitude ou l'intensité relative d'une catastrophe peut se mesurer par l'examen des dommages sur le bâti ou en nombre de vie humaine, par exemple (Dauphiné, 2003). Dans cette étude, la magnitude a été mesurée par la hauteur des impacts des embâcles de glace sur la végétation. Comme un embâcle de glace crée une obstruction du libre écoulement de l'eau sur une échelle de temps variable, le courant cherche à contourner l'obstacle latéralement. Il peut donc arriver que l'eau monte jusqu'à dépasser la capacité du chenal et inonde la plaine alluviale où peuvent dériver d'énormes radeaux de glace (Beltaos, 1995; Prowse et Beltaos, 2002). Ce niveau d'eau maximal est l'élément déterminant qui permet de reconstituer la magnitude d'une catastrophe. En hydrogéomorphologie fluviale, on utilise de plus en plus la hauteur des cicatrices glacielles retrouvées sur la végétation pour déterminer la magnitude relative d'une catastrophe (Henocho, 1973; Smith et Reynolds, 1983; Smith, 2003). De ce fait, nous supposons que la hauteur à laquelle se situe une cicatrice glacielle est la hauteur relative du niveau d'eau atteint lors d'un embâcle. Ainsi, la hauteur maximale (en cm) de chaque cicatrice glacielle par rapport au niveau plein bord a été systématiquement mesurée à l'aide d'un télémètre sur une distance de 250 m à tous les 500 m dans chacun des tronçons. Il est important de souligner que considérant la hauteur des berges et la taille moyenne des cicatrices,

l'erreur de mesure est minimale peu importe où la hauteur a été prise dans la cicatrice, du moment que ce soit pris de la même façon. L'amont et aval des segments de 250 m ont toujours été géoréférencés.

Fréquence des embâcles de glace

La fréquence se mesure par le nombre d'évènements se produisant dans une période temporelle définie (Dauphiné, 2003). Pour connaître la fréquence, de nombreuses méthodes existent en géomorphologie. Celle qui est la plus mentionnée dans la littérature autant pour la dynamique glacielle des lacs (Bégin, 2000) que pour la dynamique fluvioglacielle (Smith et Reynolds, 1983; Smith 2003; Boucher, 2008) est la dendrochronologie. Découlant de cette méthode apparaît la discipline plus spécifique de la dendrogéomorphologie, qui s'intéresse à l'étude de processus géomorphologiques par l'étude des cernes d'arbres (Payette et Fillion, 2010). Considérant la nature annuelle de la croissance des arbres, des évènements marquants peuvent être datés à partir des cernes de croissance d'arbres. Ainsi, la fréquence des embâcles de glace de chaque tronçon à l'étude sur la Rivière Mistassini a été reconstituée à l'aide des cicatrices glacielles de 63 conifères, dont 53 individus d'*Abies balsamea* (L.), deux individus de *Picea mariana* (Mill.) et cinq individus de *Pinus banksiana* (Lamb.). La sélection des arbres a été réalisée en fonction de la présence visible de plus de trois cicatrices ne datant pas de la même année sur le même arbre. Puis, des galettes ont été extraites des arbres au niveau des cicatrices afin d'en analyser les cernes.

Traitement statistique

L'extension spatiale, la magnitude et la fréquence des embâcles ont d'abord été traitées individuellement par une description simple (dendrochronologie et analyse spatiale), puis analysées conjointement de façon statistique et comparative. Un test d'ANOVA a été effectué afin de comparer la hauteur moyenne des cicatrices

glacielles entre les tronçons et un test de Fisher pour comparer la variance intertronçon de ces hauteurs. Les résultats de ces analyses ont permis de mieux comprendre le régime glaciaire à l'échelle d'un tronçon et le long d'un gradient longitudinal (amont-aval).

CHAPITRE II

THE SPATIAL VARIABILITY OF ICE JAM BANK MORPHOLOGIES ALONG THE MISTASSINI RIVER (QUEBEC, CANADA): AN INDICATOR OF THE ICE JAM REGIME?

2.1 Introduction

Ice-jam floods are a threat for residents living along rivers in cold regions. They represent “the greatest hazards related to river ice” (Ashton 1986), and they are often more destructive than open-water floods (Beltaos and Burrell 2002). In 2006 only, their damage assessment reached up to US \$250 million in North America (Prowse et al. 2008). The impacts of ice-jam processes cause great damage not only on human infrastructures and navigation, but also on vegetation, aquatic habitats, and particularly on fluvial geomorphology (Beltaos 1995). The Mistassini River (Quebec, Canada) is an archetype of this reality. In May 2011, mechanical ice-jams of high intensity severely damaged 20 riverside houses, as well as vegetation and channel banks (see Figure 2.1).

The scientific community has long-recognized river ice as a geomorphological agent in northern rivers. Among the first authors to report the effects of ice on river morphologies, McPherson (1966) observed ice-scoured banks and sediments pushed up onto the floodplain, immediately after the 1965 spring breakup period of the Red Deer River, in Alberta. Smith (1979) also found an unusual widening of the bankfull width caused by ice scour along 24 rivers in Alberta and hypothesized that ice processes might control hydraulic geometry. In the last decades, several other studies reported ice-impact features on river morphology (see Tableau 2.1) and concluded

that ice is an important morphological component of northern rivers. However, some authors believe that ice processes, such as punctual ice-jams, do not have an extensive impact on alluvial streams, especially when compared to what is moved over a year to maintain the river channel (Kellerhals and Church 1980). Consequently, the incidence of river ice as a significant geomorphological agent needs to be clarified.

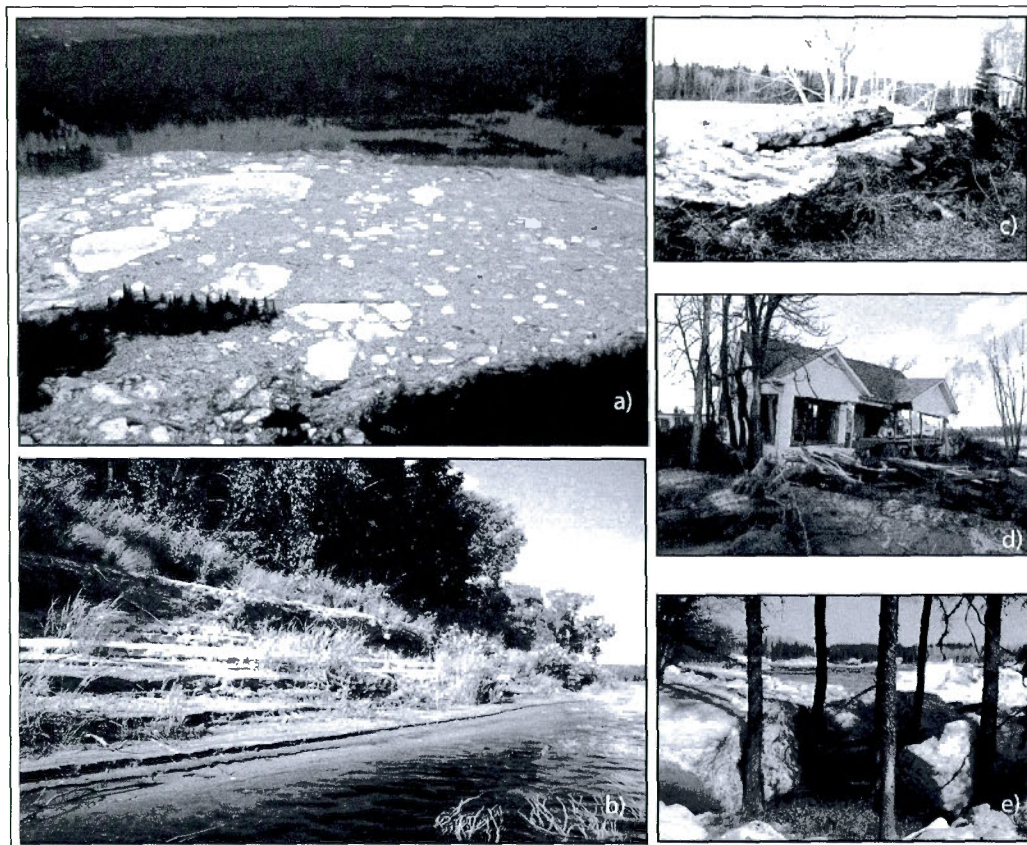


Figure 2.1 Mechanical ice-jam and its impacts on the Mistassini River (Quebec, Canada), May 2011 a ice-jam release and ice rafts, May 2011 b ice-induced scour on a sandy bank seen post-event, summer 2012 c ice rafts that crashed on the banks, May 2011 d one of the twenty houses destroyed, May 2011 e ice impacts on trees, May 2011 (photographs by MRC Maria-Chapdelaine, May 2011 and S. Morin, June 2012)

The extent and persistence of landforms in fluvial systems most often are related to the characteristics of the geomorphic disturbance regime, namely the frequency (number of events per unit time) and the magnitude (damaging potential) of extreme

flood events (Dauphiné, 2003). For example, in the case of ice-jams, Boucher *et al.* (2009) determined that ice-induced landforms on the Necopastic River (Eastern Canada) could be found strictly at sites where ice-jams occurred at least once every 5 years. Similarly, Henoeh (1973) and MacKay and MacKay (1977) concluded that ice erosion features on banks of the Mackenzie River (Northwest Territories, Canada) formed during high-intensity events where water levels and ice rafts rose about 15 m above the mean level. However, few other studies cross-analyzed these data and little information exists concerning the frequency and magnitude associated with ice-induced landforms. Moreover, these features were observed in different hydro-climatic and geological settings, precluding an in-depth comparison of linkages between ice-jam regimes and geomorphological signatures. Consequently, such relationships need to be validated in other contexts to provide additional information on frequency/magnitude thresholds required to generate and maintain ice-induced landforms in cold region fluvial landscapes.

Tableau 2.1 Principal ice-impacts features reported in the literature.

| Ice-impact features | References |
|--|---|
| Ice-scour banks | McPherson (1966); Smith (1979); MacKay and MacKay (1977); Ettema (2002); Boucher <i>et al.</i> (2009) |
| Unusual widening of the bankfull width | Smith (1979); Best <i>et al.</i> (2005) |
| Ice-push boulder ridges and boulder pavements | MacKay and Mackay (1977) |
| Bechevnick | Hamelin (1979) |
| Meander's avulsions | Smith and Pearce (2002); Ettema (2002) |
| Main thalweg more sinuous for sinous-braided channel | Ettema (2002) |
| Ice-scour two-level bank | Boucher <i>et al.</i> (2009) |
| Tree ice-scars | Smith (2003); Taylor <i>et al.</i> (2010); Boucher <i>et al.</i> (2009) |

To evaluate flooding risks and environmental impacts related to ice jamming, gathering knowledge on the frequency and magnitude of events is of utmost importance. In that context, a correlation between the occurrence of ice-impact features and ice-jam frequency/magnitude characteristics would imply that landforms can point out to particular ice-jam regime properties. In turn, a simple geomorphological characterization of the channel and banks would provide useful information concerning ice regimes, especially where no ice-jam records exist. The localization of those features could ultimately help refine flood hazard maps from a hydro-geomorphological perspective (Demers et al. 2014).

Quantifying river ice regimes, however, remains an important challenge. In most rivers, records of past ice-jam activity is scarce, punctual, and incomplete. Recent development in tree-ring analysis has nevertheless allowed to fill this knowledge gap. Based on the analysis of damages made by ice to the trunks (Taylor et al. 2008; Smith 2003; Boucher et al. 2009), several characteristics of the ice-jam regime can be detected and linked to dominant geomorphological features (Boucher et al. 2009). This paper precisely aims to characterize the spatial variability of ice-jam features and associates it to downstream variations in ice jam regime characteristics. To achieve this goal, field-based geomorphological surveys will be coupled to extensive ice-jam frequency/magnitude data obtained from tree-ring analysis. In order to do so, riverbanks along four morphodynamic sections of the Mistassini River were scrutinized to establish a typology of ice-impact features. Hydraulic and hydrogeomorphological characteristics were also described to investigate the spatial context of formation such features on the Mistassini River. Dendrochronological analysis of ice scars found on riparian trees was finally used to reconstruct ice-jam location, frequencies, and magnitude on the Mistassini River.

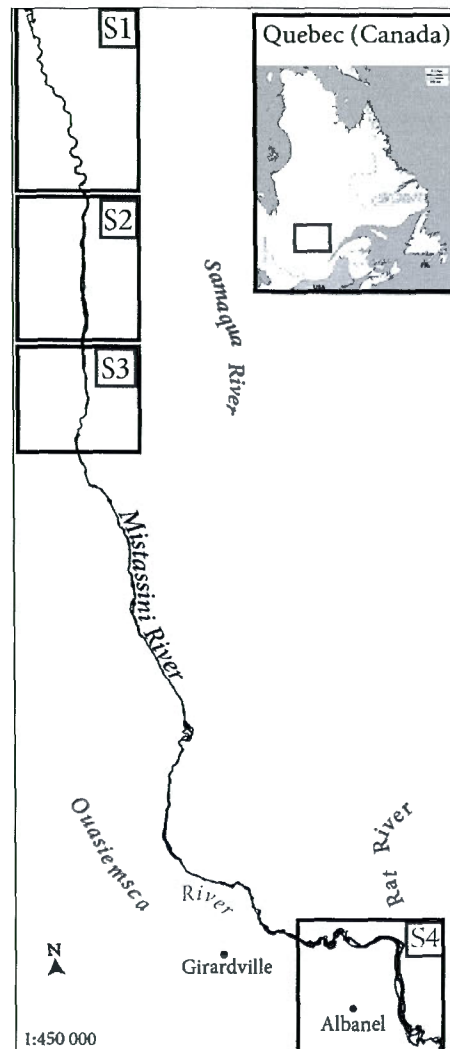


Figure 2.2 Location of the four morphodynamic sections along the Mistassini River.

2.2 Study Area

The Mistassini River is a large semi-alluvial river flowing north to south from the 50th parallel, at the east of the Mistassini Lake, to the 48th where it ends in Lake Saint-Jean, Quebec (Canada). Regional climate is mainly continental, but temperature varies from north to south, ranging from mild to cold subpolar temperatures (OBV Lac St-Jean 2012). The Mistassini River basin occupies 29 % of Lake Saint-Jean watershed with a surface area of 21 814 km², a length of 298 km, and a discharge up

to 800 m³ /sec in spring (OBV Lac St-Jean 2012). The principal tributaries are the Samaqua, Ousiemsca, Rats, and Mistassibi rivers. The river flows in a wide range of geomorphological settings, from the granitic highlands of the Laurentian Plateau to the sedimentary lowlands composed of shale and limestone (see Figure 2.2). The post-glacial past of the region has left in place various glacial and post-glacial deposits whose composition depends of the topography and the deglaciation phase. For example, in the highlands, the retreat of glacier front has left in place glacial, glaciolacustrine, and glaciofluvial deposits. This retreat has generated considerable mass of water in the south and a isostatic lowering, which correspond to the Laflamme Sea's marine invasion phase. Glaciomarine, glaciolacustrine, and deltaic deposits are therefore found in the in the lowlands (Daigneault et al. 2011).

The Mistassini region has a proportion of residential occupation of 6.94 buildings/km², with a higher concentration in the downstream part of the basin. Industry and agriculture also occupy an important proportion of the southernmost part of the drainage area. Forest harvesting is omnipresent in the north and in the south.

Hydro-geomorphological properties allow for the identification of river sections that are morphodynamically homogeneous (Demers and Buffin-Bélanger 2011). Four sections were selected according to their entrenchment ratio, bank deposits, and river sinuosity (see Figure 2.2). This method helped optimize the field campaign by allocating efforts in the four sections that were likely to present various morphological responses to ice-jam events.

Section 1 is part of the granitic highlands where the stream channel meanders deeply through glaciofluvial and glaciolacustrine deposits, but also, reworked alluvia (Daigneault et al. 2011). Well-developed floodplains and intense erosive areas alternate as a result of active meandering. Few human infrastructures are found in this section.

Section 2 is part of the fluvial transition between the highlands and lowlands. Its important slope combined with the fine grain alluvia creates a slightly entrenched linear stream. Glaciolacustrine deposits and reworked alluvia cover the bed and banks (Daigneault et al. 2011). Several sandy and rocky islands are found in the channel, along with bars and dune beds.

Section 3 differs from the previous one, mostly by the quasi-absence of islands and because of the coarse-grained deposits covering the bed and banks. In fact, the sudden appearance of glaciofluvial ice-contact deposits (Daigneault et al. 2011) causes an important change in grain size, which brings along gravels and pebbles, linked by a loose sandy matrix. Running water is found in a few narrow segments.

Section 4 differs considerably from upstream sections, since the river is deeply entrenched in fine-grained glaciomarine deposits (clays and deltaic sands) of the lowlands (Daigneault et al. 2011). Moreover, 20-m-high rocky cascades characterize the beginning and the end of this section. In between, the gentle slope leads to a shallow and sinuous channel with several sandy islands and well-developed floodplains. The 2011 high-magnitude event that destroyed 20 riverside houses occurred in this section where most infrastructures are found. Its banks are often modified by residents; some are even free of vegetation.

2.3 Methods

2.3.1 Geomorphological description of riverbanks

Natural riverbanks on both sides of the river were firstly identified using only the principal geomorphological processes (erosion, accumulation, ice impacts, etc.). Each bank was described and georeferenced. Seven qualitative and quantitative variables (see Tableau 2.2) were used to describe 178 bank segments all across the four

sections using their geomorphological and ecological characteristics.

Tableau 2.2 Description of the methods used to sample the geomorphological variables of each bank.

| Variables | Method Specifications |
|----------------------------------|---|
| Riverbank slope (°) | Using a compass clinometer from the canoe to the riverbank top terrace |
| Vegetation cover (%) | Percentage vegetation cover for %herbs, %shrubs and %trees |
| Root type and exhumation (%) | Dominant root system: vertical or horizontal and its qualitative percentage of exhumation using a ordinal chart: 0-30%, 31%-50% and 50% + |
| Ice-scar presence | Presence of ice-scars on trees, shrubs and root |
| Deposits type and thickness (cm) | Using a 30cm deep stratigraphic profile at bankfull level |

A cluster analysis was then performed to determine whether some banks presented similarities in their geomorphological and ecological characteristics that can regroup them into clusters. The first step of this analysis was to incorporate the geomorphological and ecological data into a dissimilarity matrix, which can be defined as a matrix that expresses the degree of dissimilarity between sets (in this case, the bank types; Kaufman and Rousseeuw 1990). Dissimilarity corresponded to the Euclidian distance and was routinely calculated by the DAISY function (according to Kaufman and Rousseeuw 1990) of the cluster package (version 1.15.2) in R open-source statistic software. Then, the pairwise dissimilarities (Euclidean distance) between the bank types of the data sets were computed, which resulted in the identification of groups with similar Euclidean distance. To visualize those groupings, the hclust function was run to create a dendrogram, which classified the banks into groups based on similarity (Murtagh 1985). Finally, we compared the groups made from the cluster analysis to the groups made from our field-based

classification. The purity of each group was plotted on histograms using bank ID.

In the field, riverbank cross-sections were performed using a Leica NA720 stadia for a series of representative banks. Height variation, deposit type, vegetation cover, and ice scar presence were integrated into a diagram to schematize the shape and composition of the bank. Bank cross-sections were useful to determine important flood stages, such as the bankfull level. The bankfull level was identified according to the procedure described by Williams (1978), who defines it as the height of the relatively flat depositional surface adjacent to the river, corresponding to the elevation of the active floodplain (Wolman and Leopold 1957; Williams 1978). This level was used as a reference point when comparing the riverbank types. These data were used to create a scaled and highly detailed topology of each riverbank type.

In the field, river bank cross-sections were realized using a Stadia Leica NA720 leveling system and a graduated perch for a series of representative banks. Height variation, deposit type, vegetation cover and ice-scar presence were integrated into a diagram to schematize the shape and composition of the bank. The bank cross-sections were useful to determine important flood stages, such as the bankfull level. The bankfull level was identified according to the procedure described by Williams (1978) which define it as the height of the relatively flat depositional surface adjacent to the river, corresponding to the elevation of the active floodplain (Wolman et Leopold, 1957; Williams, 1978). This level was used as a reference point when comparing the river bank types. These data were used to create a scaled and highly detailed topology of each river bank type.

2.3.2 Channel characterization

The channel characterization of the hydraulics and hydro-geomorphology (see Tableau 2.3) associated with ice-impact features was performed in three steps. The first step was to recreate the fluvial environment of the Mistassini River

Tableau 2.3 Methods used to sample the hydraulic and hydrogeomorphological variables

| Variables | Method Specifications |
|--------------------------|--|
| Floodplain Width (m) | Width at 2x bankfull level and validation with orthophotographs and DEM (according to Rosgen and Silvey, 1996). At least three polylines were used to calculate mean floodplain width |
| Channel Width (m) | At least three polylines were drawn from the river polygon and used to calculate mean channel width |
| %WIDTH_D | The variation percentage of the mean width in the downstream direction: (mean width of the segment - mean width of the segment downstream)/ mean width of the segment |
| %WIDTH_UP | The variation percentage of the mean width in the upstream direction: mean width of the segment - mean width of the segment upstream)/ mean width of the segment |
| Depth (cm) | Thalweg depth measures on a longitudinal gradient with a Garmin Lowrance sonar and a GPS |
| %DEPTH_D | The variation percentage of the mean depth in the downstream direction: (mean depth of the segment - mean depth of the segment downstream)/ mean depth of the segment |
| %DEPTH_UP | The variation percentage of the mean depth in the upstream direction: (mean depth of the segment - mean depth of the segment upstream)/ mean depth of the segment |
| W/D ratio | Mean channel width / mean depth |
| FLOW_S (m ²) | Mean channel width * mean depth |
| %FLOW_S_D | The variation percentage of the flow area in the downstream direction: flow area of the segment - flow area of the segment downstream)/ flow area of the segment |
| %FLOW_S_UP | The variation percentage of the flow area in the upstream direction: (flow area of the segment - flow area of the segment upstream)/ flow area of the segment |
| Entrenchment ratio | Mean channel width / mean floodplain width (according to Rosgen & Silvey, 1996) |
| %ENTR_D | The variation percentage of the mean entrenchment ratio in the downstream direction: (mean entrenchment ratio of the segment) - (mean entrenchment ratio of the segment downstream)/ (mean entrenchment ratio of the segment) |
| %ENTR_UP | The variation percentage of the mean entrenchment ratio in the upstream direction: (mean entrenchment ratio of the segment) - (mean entrenchment ratio of the segment upstream)/ (Mean entrenchment ratio of the segment) |

in ArcMap Geographical Information System. Therefore, river polygons, road polylines, and a DEM (cell = 20cm x 20 cm) were generated using BDTQ (1:20 000)

Subsequently, the river polygon was segmented using the riverbank groups identified from the cluster analysis. To represent each side of the channel, the Mistassini River polygon was split in half by a centerline. The points georeferenced during fieldwork were then plotted on the river polygon as spatial indicators of the beginning and ending of each bank. Those points were used to construct smaller polygons. Finally, for each riverbank polygon within a section, hydraulic and hydro-geomorphological channel characteristics were extracted from the ArcMap environment created previously and 2012 orthophotographs. The channel characteristics and their acquisition methods are all shown in Table 3.

2.3.3 Ice cover characteristics

In addition to channel characteristics, ice thickness data were collected. During the February 2013 fieldwork campaign, 80 holes were drilled across the four river sections, with a Kovacs ice drill to get information about thickness and ice/depth ratio. A kriging interpolation was run in ArcMap with those points to get more information about the ice cover thickness variation along the four sections. A possible limitation of our study is that these data are punctual in time and related to the hydro-climatic conditions of winter 2012–2013. Thus, despite a possible year-to-year variability, we assumed that spatial variations in ice thickness remain proportional between the sections.

2.3.4 Tree-ring reconstruction of ice-jam frequency and magnitude

Sixty-three coniferous trees (spread across the four sections) were sampled. Trees were sampled when they presented at least two ice scars from different events. Trunks were cut at the scars' level. Samples were sanded, scars were dated, and for

each section, an ice-jam chronology was generated and allowed the intercomparison of river sections based on ice-jam frequencies. Ice scar heights were also used as an indicator of the relative magnitude reached by an ice-jam (Henoeh 1973; Smith and Reynolds 1983; Smith 2003). It is assumed that the scars' height is an indicator of the level reached by water and ice rafts during ice-jam events. In this study, maximum scar heights were measured from the bankfull level with a TruPulse 360B Laser Rangefinder. Ice-scarred trees were all georeferenced, and those GPS measurements were reported on a map to be compared with the geomorphological features identified at Sect. 3.1.

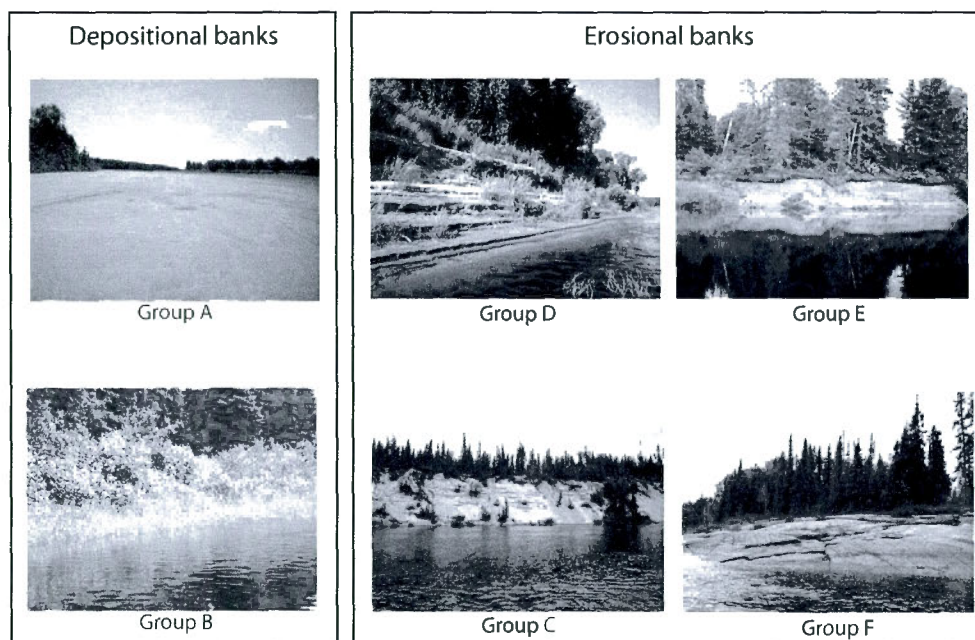


Figure 2.3 River bank photos separated into two classes: depositional banks composed of two groups and erosional banks composed of four groups (photos by S.Morin, June 2012-2013).

2.4 Results

2.4.1 River banks classification

During fieldwork (see Figure 2.3) and with the cluster analysis (see Figure 2.4), two classes of banks could be distinguished using morphological and ecological characteristics: depositional (A–B) and erosional banks (C–D–E–F). Group A banks are predominantly formed by depositional processes. They present a very low and constant slope (mean = 10, rms = 6.58), where recent alluvia form a sandy or bimodal bar in front of the riverbank. The bank is composed of graded, fine grain elements, such as sand, clay, or silt. Vegetation covers most of the bank (mean = 96 %, rms = 16.71), especially shrubs (mean = 70 %, rms = 18 %) and riparian herbs (mean = 23 %, rms = 12.66). No root exhumation is visible, and there are generally no ice scars on the vegetation. The bankfull level is easy to identify on the bar. The cluster analysis shows that this group is apart from the others, since no node appears on the left branch. The group is considered pure, i.e., that banks found in this cluster are homogenous and composed of a high proportion of bank A and a low proportion of bank D.

Group B presents similarities with group A, but is more heterogeneous. Vegetation cover is high (mean = 89 %, rms = 18.45), particularly shrubs (58 %, rms = 19.4) and herbs (mean = 26 %, rms = 8.11), but few trees are present (mean = 8 %, rms = 7.46). Recent well-graded fine and coarse sands are found at bankfull level. However, by contrast with group A, moderate erosion steepens the bank by creating a low talus with an inclined slope (mean = 19, rms = 9.80). Bankfull and floodplain levels are separated by about 50 cm. Ice scars are found mostly on shrubs, but also on a few trees. There is little root exhumation (1–30 %).

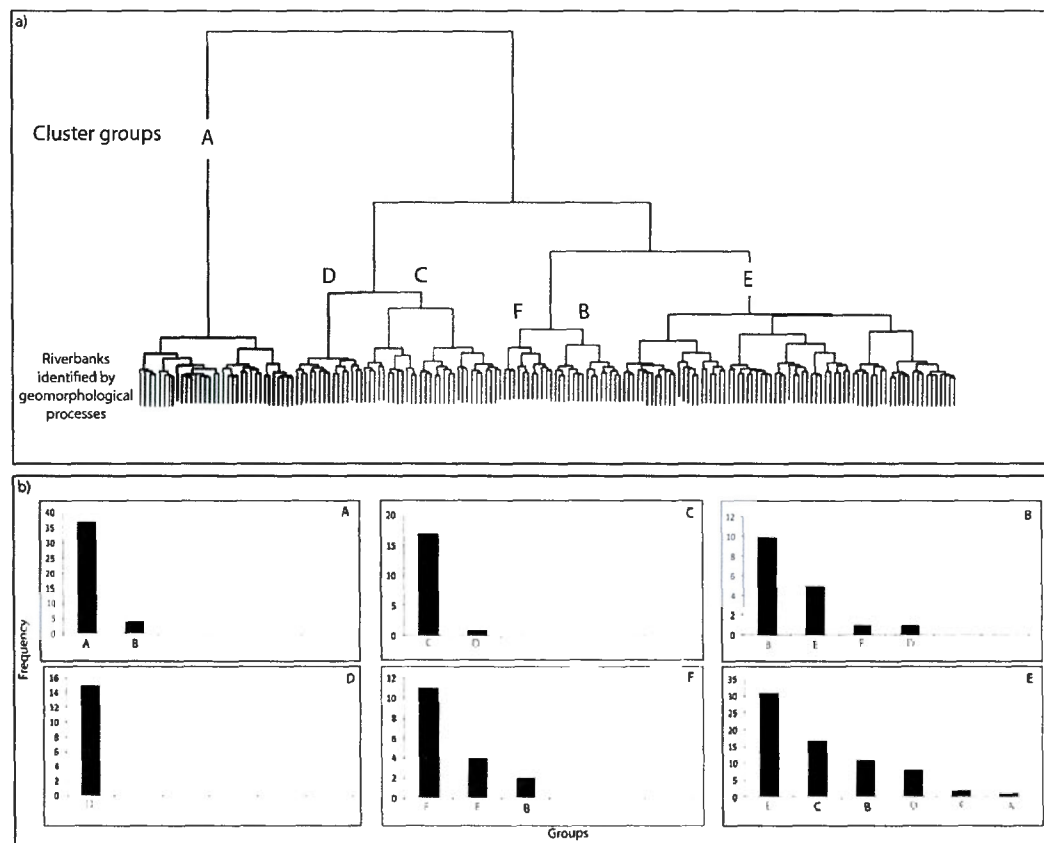


Figure 2.4 a) Dendrogram of bank types according to the cluster analysis, which is based on the dissimilarity between the geomorphological and ecological variables of the banks. The more similar the banks are, the closer they are in the dendrogram. The number of groups in the cluster analysis is based on the number of groups in our first classification, which was determined by geomorphological processes. All groups are described in section 4.1; b) Cluster purity. For each group made from the cluster analysis, we compared the number of segments in our first classification using the geomorphological processes. The box represents the groups from the cluster analysis, the X-axis represents the groups from our first classification using the geomorphological processes and the Y-axis the number of segments from each group.

Group C presents evidence of intense erosion at the bottom and top of the slope. It is composed of a tall and steep slope (mean = 30 %, rms = 9.47), due to the mass movement dynamism and bottom slope destabilization that causes bank failure. Total vegetation cover is low (mean = 73 %, rms = 21.77), especially the tree's strata (mean

= 17 %, rms = 10,2). Few shrubs (mean = 34 %, rms = 17) and herbs (mean = 22 %, rms = 11.53) cover the bank. Root exhumation is very high (35 % to 50 %). Ungraded fine-grained elements, such as sand or clay, are found at bankfull level. In most cases, sand covers a clay slope. No ice scars are found on the few trees. In the cluster analysis, this group is one of the purest.

Group D, like group C, presents clear evidence of intensive erosion. The two-level structure separated by a steep and irregular talus of approximately 2-m-high suggests that severe abrasion occurred at levels higher than bankfull stage. The floodplain level is on average 50 cm higher than the second level. The average bank slope is less steep than in group C (mean = 25, rms = 4.72). Generally, the bank is composed of graded fine-grained elements, such as sand, clay or silt. Recent fine alluvia accumulations were found on top of the second level. The strength and frequency of those erosive events also impacted the vegetation cover composition. The few trees (9 %, rms = 6.56) found on the upper terrace presented ice scars. Heavily scarred shrubs dominate these banks with 43 % cover (rms = 16.5) and seem to show great resistance to the abrasive material, due to their deep roots and flexible trunk. Total vegetation cover represents 79 % (rms = 16.13) of the bank surface. Also, tree and shrub roots are exhumed at more than 35 % in most of the cases. The evidence of ice erosion is undeniable for this bank type. The presence of ice scars and loose alluvia on the second terrace confirms that an abrasive material, such as ice rafts, could have reached this level. Undercutting is also present below bankfull level. In the cluster analysis, this group presents the most homogenous cluster.

Visually, group E has more similarities with group D than with any other groups. However, the cluster analysis reveals that this group is clearly apart from group D and is the opposite of group A. All the other bank types are found in low proportions in this group, which makes it the least pure. The bank is composed of a low talus with a steep slope (mean = 22 %, rms = 7.39) that separates the floodplain and bankfull

levels, as in group D. Trees cover 10 % (rms = 6.55) of the bank surface, shrubs 43 % (rms = 21.88) and herbs 30 % (rms = 12.7). However, few ice scars are found on the trees and shrubs. Root exhumation is low, ranging between 0 and 30 %, but occasionally reaches 30–50 %. Ungraded fine and coarser sands are found at the bankfull level. The general shape of this group differs from group D by the dominance of the undercutting processes that deeply eroded the fine deposits. Sometimes, these banks seem to defy gravity since several trees and shrubs hang in the void, holding on by their roots.

Group F presents erosion at its final stage, where lateral migration impinges on the valley's bedrock wall. Consequently, the shape of these banks is less influenced by the hydro-geomorphological process than the other banks, since it depends on the valley rock composition and geometry. These banks are mainly composed of rock, which is visually different from all the other bank types. However, the cluster analysis found similarities with group B properties. Bank slope is approximately 20 % on average (rms = 8.39). Shrubs (mean = 48 %, rms = 22.25) and herbs (mean = 21 %, rms = 12.51) are the most common. The few trees (mean = 7 %, rms = 4.01) that have conquered the rocky substratum, generally present ice scars. There is no root exhumation, and the bankfull level is not clearly visible. The cluster purity is moderate, since three bank types composed it.

2.4.2 Spatial distribution of riverbank types along the four sections

The proportion of a bank type in a given section can be expressed as a ratio of the bank's length to the section length. Some groups change proportions within each section or from upstream to downstream, while others are almost absent (see Figure 2.5). Group A occupies a high proportion of S1's total length (47 %) and generally decreases in the downstream direction. Group B's presence is constant within each section, though in low proportions, but it is almost absent in S2. Group C is present in

high proportion in S1 (23 %), S2 (24 %), and S4 (19 %), but is almost absent in S3. The two-level banks (group D) increase in the downstream direction, but occupy a similar proportion in S3 (27 %) and S4 (28 %). Proportion of bank D is significantly higher in S3 than it is in S4 (z test, $Z_c = 4.79[Za/2 = -1.96]$). Group E increases in the downstream portion of section S1 to S3, but is almost absent in S4 (5 %). Finally, group F occupies a high proportion in S2 (27 %), S3 (18 %) and S4 (19 %), but is sporadic in S1.

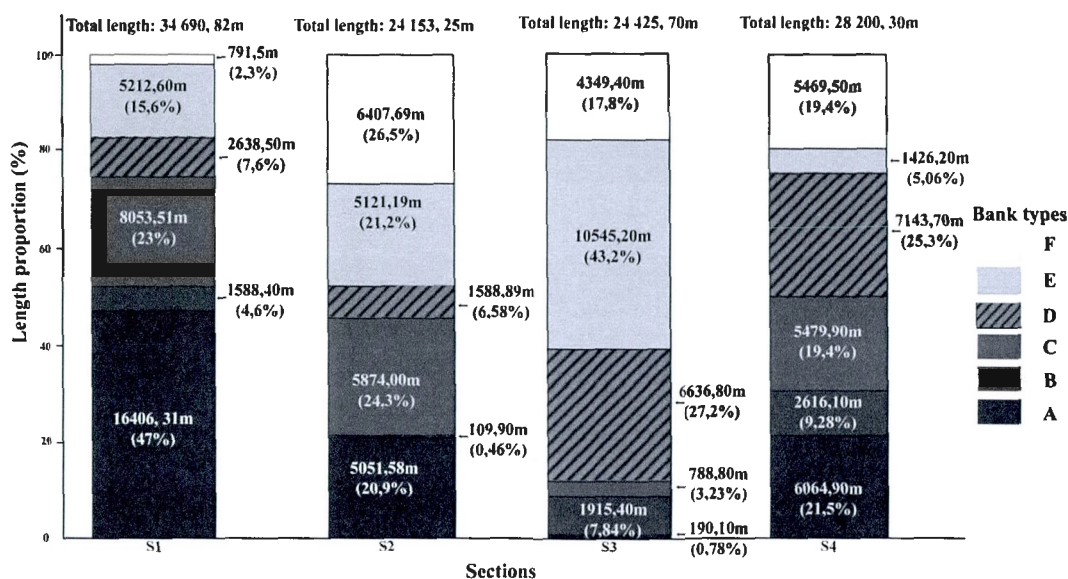


Figure 2.5 Length occupation proportion of each bank type within a section. The length (m) occupied by each bank type across a whole section is first specified. The occupation percentage is in *bracket below*. Total length (m) is the sum of the lengths of both river banks in one section. *Dashed lines* represent the group D bank type.

Bank types are distributed according to the dominant geomorphological process that takes place in the channel (see Figure 2.6 and Figure 2.7). When sinuosity is high, group A usually occupies the convex bank, in opposition to group C or E, and occasionally D. In linear sections, group C and E alternate with group D. The same bank types can also face each another. This situation is mainly observed for group D at the upstream end of an island.

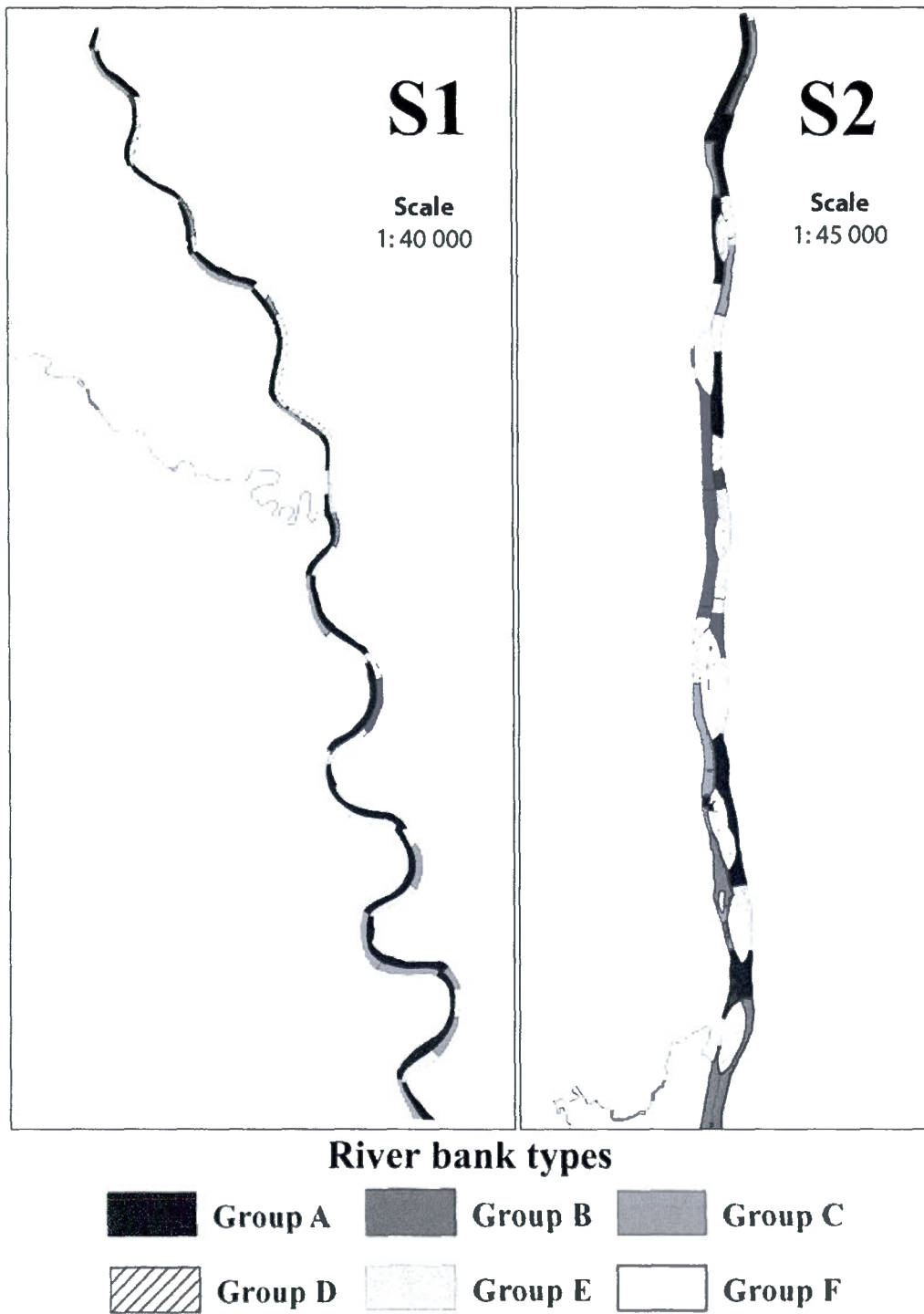


Figure 2.6 Spatial distribution of riverbank types along the S1 and S2. The *dashed* segments represent the group

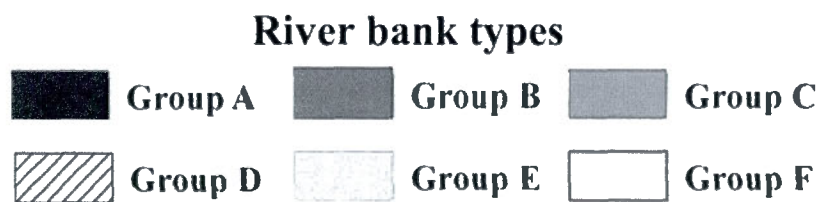
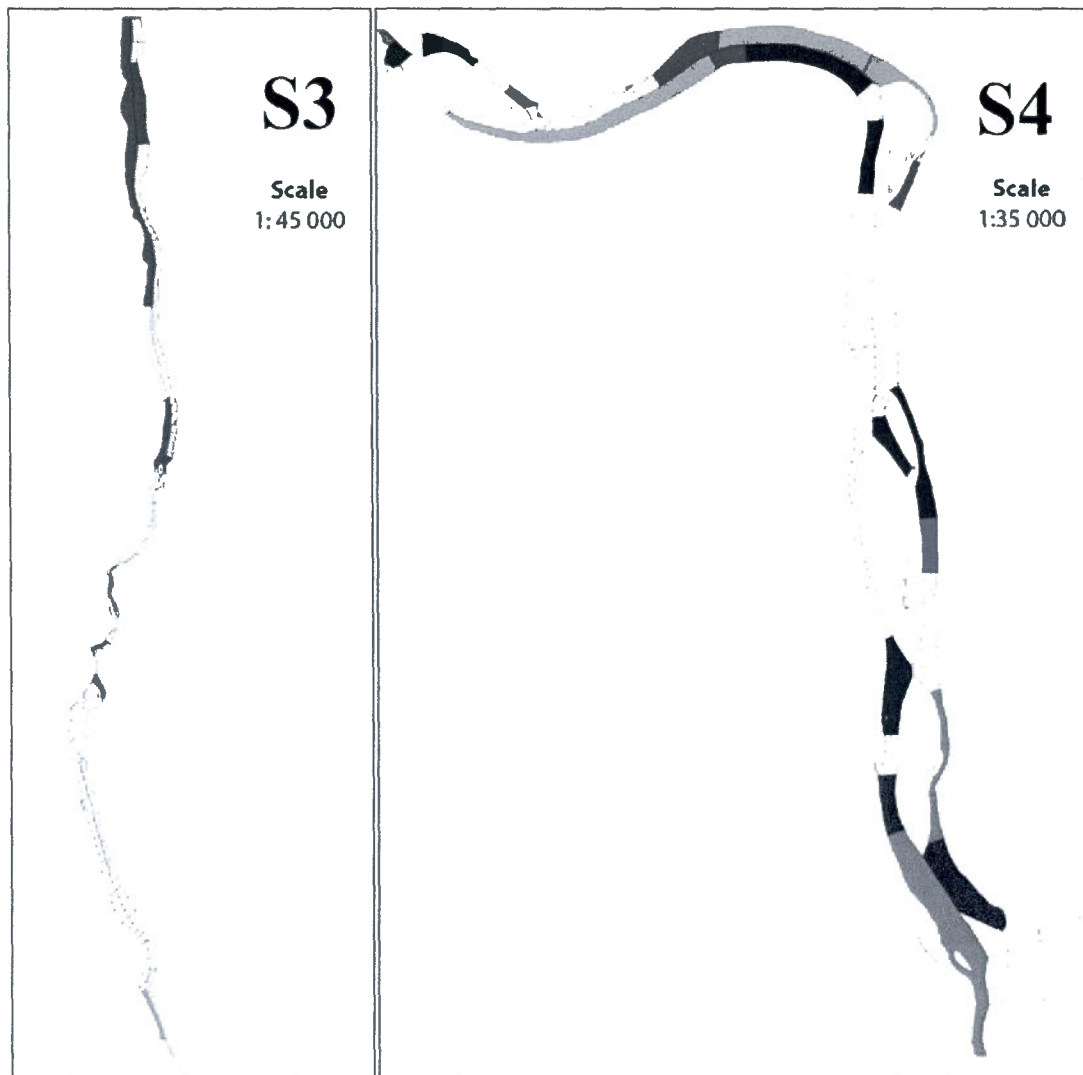


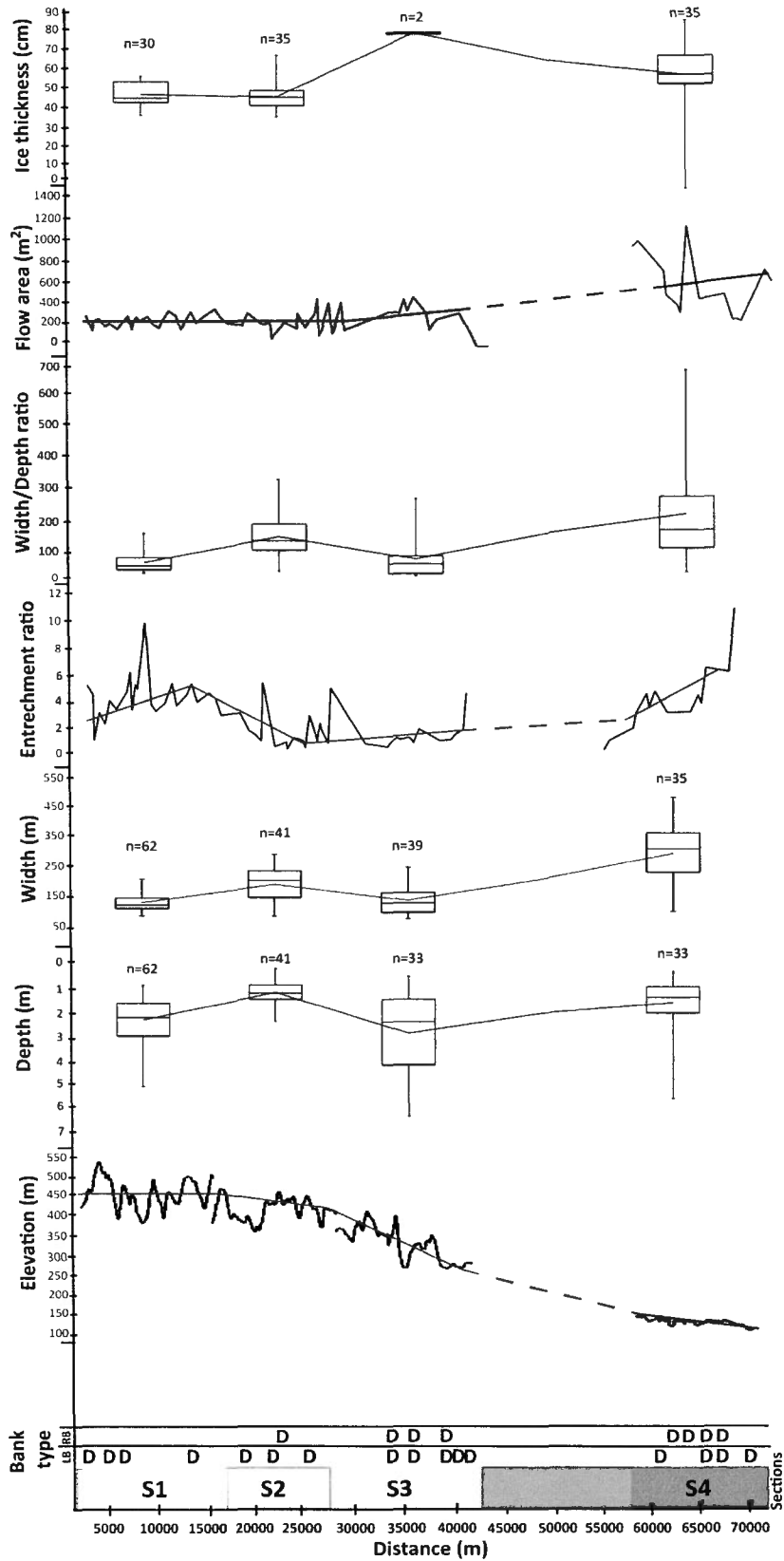
Figure 2.7 Spatial distribution of riverbank types along S3 and S4. The dashed segments represent the group D

2.4.3 Channel characteristics

The four sections present important variations in their hydraulic, hydrogeomorphological, and ice cover characteristics (see Figure 2.8). Group D's spatial distribution, representing the main ice-impact features in the Mistassini River, was added to Fig. 2.8 to illustrate which channel variables might explain their presence. As mentioned in the study area, sinuosity and slope are the variables that distinguish the four sections most from each other. S1 is visually more sinuous than S2 and S3, while S4 is meander-like. The slope decreases from upstream to downstream, while it passes from the highlands to the lowlands. A constant and low slope characterizes S1 ($a = -0.0008$) and S4 ($a = -0.0017$), while it gets steeper in S2 ($a = -0.0082$) and S3 ($a = -0.0084$).

Depth and width show important variations between sections and within a section. There is no clear proportional relationship between mean flow depth and distance downstream, whereas width definitely increases with the mean width in S4 ($W = 296.0$ m) being three times larger than the mean width in S1 ($W = 116.3$ m). Depth varies, however, twice as much in S4 ($rms = 1.0$ m) than in S2 ($rms = 0.4$).

Channel entrenchment ratio does not vary linearly in the downstream direction. S1 (mean = 4.89, SD = 1.58) and S4 (mean = 6.23, SD = 4.63) are more entrenched than S2 (mean = 2.44, SD = 1.42) and S3 (mean = 1.88, SD = 0.68). Width/depth ratio and flow area increase from upstream to downstream. S4 presents important standard deviation for both of these variables (W/D ratio SD = 154.42 and flow area SD = 274.13). As for the ice cover thickness, it presents a slight increase in the downstream direction and is more variable in S4 than in the other sections (F test, $F = 1.63E-6$, p value = 0.70, $a = 0.05$).



- ← Figure 2.8 Downstream evolution of the hydraulic, hydro-geomorphological and ice cover variables sampled along the four sections. The *dashed line* represents the linear extrapolation of the mean in unsampled sections. Spatial distribution of group D banks is also represented in this figure; elevation refers to the thalweg; (a) represents the mean channel slope

2.4.4 Dendrochronological analysis of the ice jam regime across the four sections

The spatial distribution of ice scars reveals that ice-jams occur in all four sections, but at different frequencies (see Figure 2.9). One of the most striking aspect is that ice-jam frequencies decrease in the downstream direction, passing from 0.4 event/yr in S1 to about 0.2 event/yr in S4. Moreover, only two events are common to all sites (2011 and 1990). Ice scar heights (see Figure 2.10) also vary considerably across the four sections, and by contrast to ice-jam frequency, they tend to increase in the downstream direction. For example, S1, S2 and S3 present the lowest ice scars (about 200 cm), while S4 exhibits significantly higher damages (about 600 cm; ANOVA, $F = 14.67$, $p \text{ value} = 0.000378$). This relation is clearly perceptible in both years 1990 and 2011 (see Fig. 10b, c). Ice-jam heights are also much more variable in the downstream section ($F \text{ test}$, $F = 0.0002$, $p \text{ value} = 0.34$).

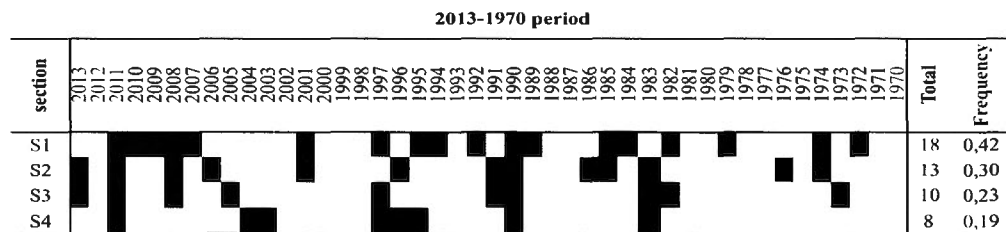


Figure 2.9 Spatial distribution of ice-jam events in the four sections using a dendrochronological analysis. The frequency was calculated by dividing the total number of events by the 43-year time period

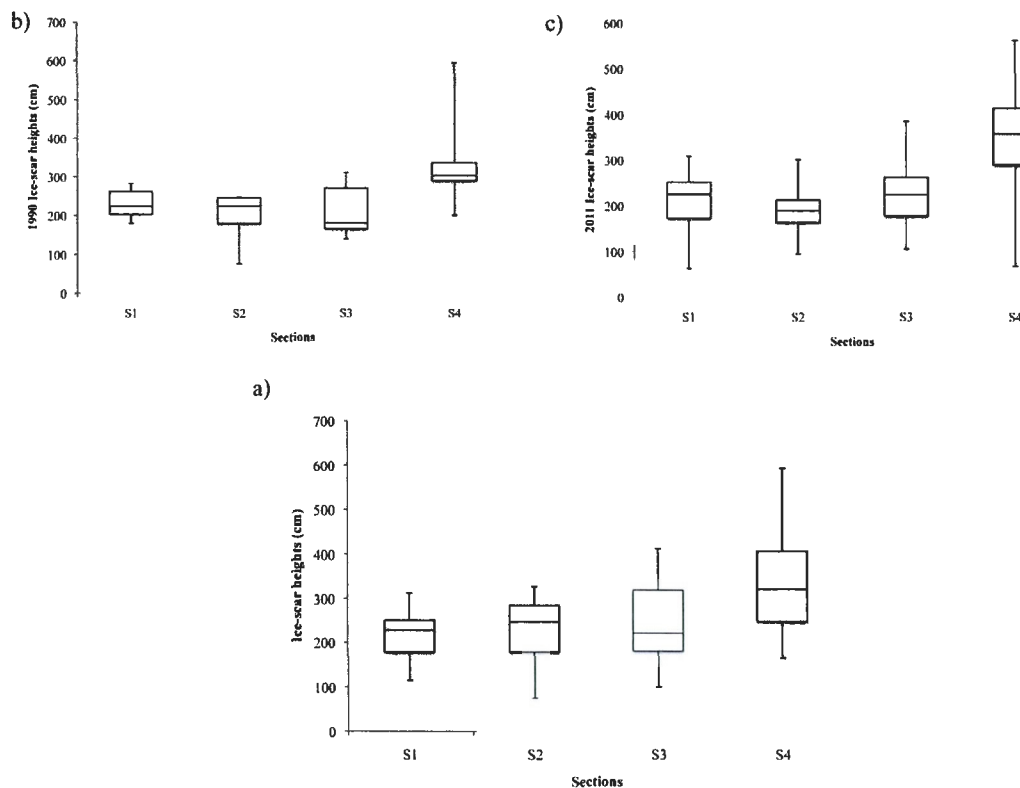


Figure 2.10 a) Spatial distribution of ice scar heights above bankfull level along the four sections in all the years sampled; b) spatial distribution of 1990 ice scar heights above bankfull level along the four sections; c) spatial distribution of 2011 ice scar heights above bankfull level along the four sections. The *box plots* present the variation of heights, the second and third quartile, the maximum and minimum and the median.

2.5 Discussion

This study aimed to spatialize the morphological signature of river ice-jams along Mistassini River. Specific landforms and ice-scarred trees helped to shed light upon the interrelationships between the ice-jam regime and the impacts on the fluvial geomorphology of northern rivers. Ice processes, such as ice erosion and ice push, are well known to affect the bed and banks of a river, as well as fish habitats (Beltaos 1995). In turn, river morphology also influences the frequency and magnitude of those processes. Several features, such as wide and shallow channels, highly sinuous meanders, and steep slope channels (Beltaos 1995; Beltaos and Burrell 2003; Taylor

et al. 2008), can be considered factors aggravating ice processes. Therefore, our study helped to determine the links between the spatial variability of such ice-induced landforms, taking into accounts the frequency and magnitude of ice-jam events and channel features.

2.5.1 Two-level banks: a morphological imprint of recurrent ice jams

Using simple morphological and ecological characteristics, our study provides a typology of riverbanks that can help distinguish and locate ice-induced landforms in a complex and highly variable fluvial landscape or, at least, determine where ice-induced erosional processes are morphogenetically dominant (see Figure 2.11). The identification and spatialization of ice-induced landforms may be useful for river management programs and could help authorities retrieve information on local ice regimes (ice-jam frequency and magnitude), in problematic, ice-affected rivers such as the Mistassini River.

According to our topology, many bank types may have been affected by river ice in one way or another, but ice-induced erosional processes seem to be essential in the formation of two-level banks (bank type D). For example, riverbanks C and F (see Fig. 11) both result from a combination of erosional processes, but the role of ice as a formative agent appears unclear, if not negligible, as evidenced by the low density of ice-scouring marks on the vegetation and the banks' sediments. In this context, erosional processes, such as channel degradation, undercutting (bank F) and active lateral meandering are more likely to form maintained such banks in the long term.

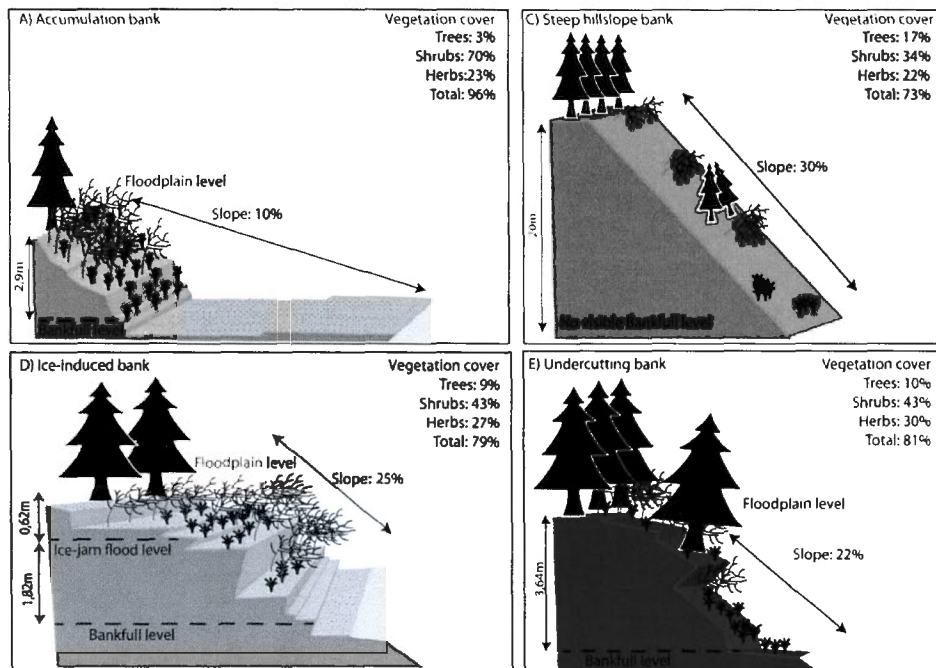


Figure 2.11 Bank typology established from the geomorphological and ecological descriptions and the mapping of river banks. Only four banks on six are presented here due to the inconsistency of the morphology of group B and F.

Low-magnitude ice-jams may accelerate the pace at which fluvial erosion operates, but do not seem to be indispensable in generating landforms and maintaining them over long periods of time and over vast portions of landscape. Concretely, in our study, when we compared only the bank groups from the first classification (determined by geomorphological processes) with groups from the cluster analysis, the polygenic banks identified by the first method could lead to misclassification in the cluster analysis if other processes affect their morphology and ecological composition. The banks from S3 are the most affected by this situation, with five misclassified banks. Misclassification here refers to a situation where the first identification determined by just the geomorphological processes and the cluster analysis that was determined by both geomorphological and ecological bank characteristics did not concur.

However, two-level banks represent unique landforms that unequivocally reveal the impacts of ice processes in northern fluvial landscapes. Our cluster analysis revealed that the geomorphological and ecological properties of this bank type could be isolated from few simple field-based metrics. These banks present an easily recognizable two-level structure separated by a steep (average slope = 25 %) and irregular talus of about 2 m high, overlaid by freshly deposited alluvia. These banks are covered by an abundant stratum of shrubs and few trees, both marked by ice scars. This bank type is associated to intense erosive events that occurred well above the bankfull level (see Figure 2.11d). The ice-related origin of these landforms has been recognized by Boucher et al. (2009), who described similar erosional features on the Necopastic River (Quebec). They hypothesized that ice run increases shear stress and induces mechanical abrasion, when the channel bankfull capacity is exceeded during ice-jams. Consistent with this idea, Turcotte et al. (2011) reported that during an ice-jam release, important quantities of sediments are transported, due to turbulence and ice rafts rubbing on the channel banks and bed. Such sediments may be deposited on top of ice flood terraces during ice-jams. McPherson (1966) also observed the push of recent alluvia on the top of the banks, creating a long and discontinuous levee on the upper terrace, just as we observed on the Mistassini River.

These results support the hypothesis that river ice is an important morphological component of northern river landscape. Their own, unique, morphological signature was found in a northern temperate climate with a post-glacial past, which is further south than what is reported in the literature. The other studies that described such landforms were mostly realized in a glacial subarctic environment (MacKay and MacKay 1977; Smith 1979) or in a high-boreal continental climate with a post-glacial history (Boucher et al. 2009). However, more studies on other rivers need to be done in order to see whether those forms vary in different hydro-climatic and geomorphological contexts.

2.5.2 Ice jam occurrences and morphological forcing

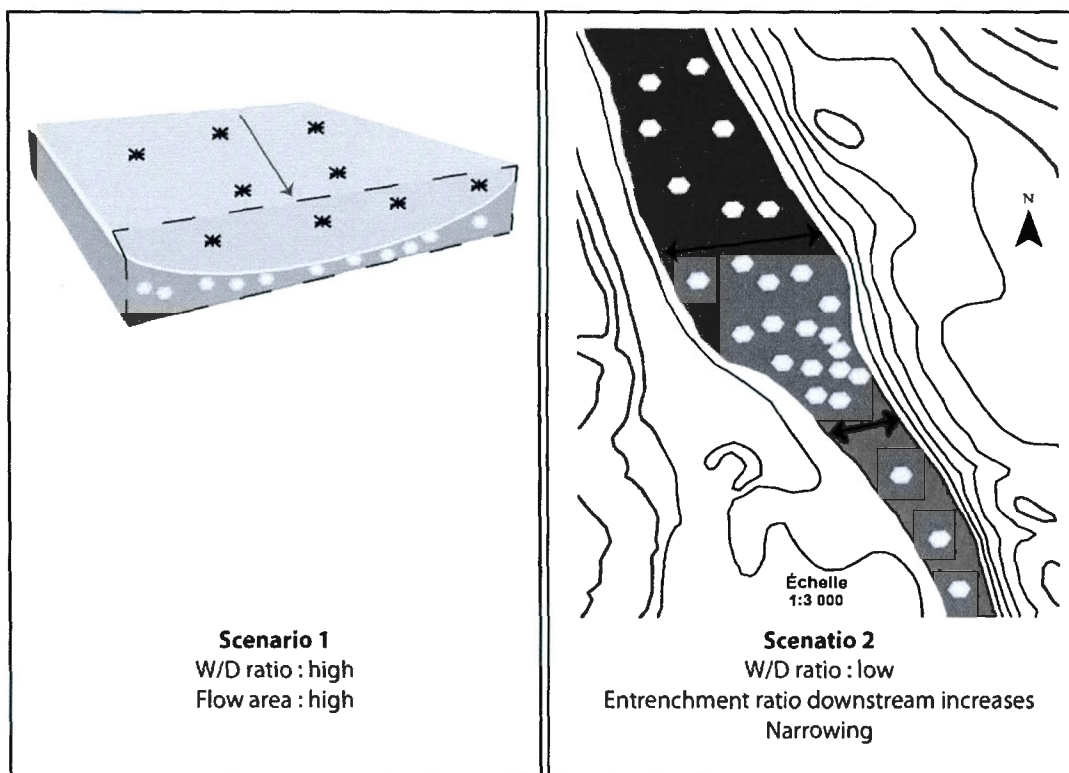


Figure 2.12 Most recurrent scenarios where the two-level banks are found. These scenarios present visual examples of how ice affects water and ice evacuation, which could lead to the formation of two-level banks. Scenario 1 presents how water and ice travel in a channel cross-section, which is mild, wide, shallow, and covered by a thick layer of ice. Scenario 2 presents how the water and ice travel in a bird's-eye view of an entrenched narrowing channel. *Light gray color* and *snowflakes* represent the ice cover, whereas the *dark grey color* portrays water. The white forms represent ice rafts. *Black lines* represent the elevation curve

The spatial distribution of the two-level banks combined with a qualitative description of very simple hydro-geomorphic measurements in the four sections allowed us to highlight two recurrent scenarios where those ice-induced landforms are found. Yet, in all cases, the decrease in the channel capacity and slope stands out as the most important variable associated with the occurrence of group D banks (see Figure 2.12). As the proportion of ice-induced banks increases in the downstream

direction, channel slope becomes gentler. River bed is also wider and shallower, which is reported as the most common congestion situation associated with recurrent ice-jams (Beltaos 1995). When a jam occurs in such a channel, water and ice rise to a level that depends on the duration of the event (Beltaos 1995). It generally reaches higher levels than those reached during open-water floods (Prowse and Beltaos 2002). Therefore, the shear stress induced by the action of ice on the banks probably enhances scouring at those higher levels, which can probably create the steep and irregular talus of the two-level banks. This scenario is mostly found in S4.

Scenario 2 presents a case where an entrenched channel becomes narrower in the downstream direction, which possibly limits the channel capacity to evacuate important ice volumes. Width decrease associated with a natural constriction, island or bar is a well-known congestion factor that favors ice-jamming processes (Pariset et al. 1966; Michel 1972; Beltaos 1995). This scenario is found in S2, S3 and S4.

The spatial distribution of the two-level banks across the four sections showed greater proportions in S3 and S4. S3 presents several sites where channel is suddenly narrowing, due to natural constrictions, which decrease the channel capacity to transport high ice discharge and could lead to channel congestion. S4 presents multiple factors that can lead to the two-level banks appearance: (1) W/D ratio and flow area present the highest mean values, but also the most variable; (2) the channel slope is milder than S2 and S3; (3) the presence of islands and sand bars in the middle of the stream induce channel narrowing at several entrenched sites. Furthermore, S4 presents a moderate sinuosity. As mentioned by Beltaos (1995), a highly sinuous channel is known to aggravate ice processes. However, it does not seem to affect the bank morphology of S1, as it does in the downstream sections. Also, the presence of high cascades at the beginning of S4 can produce a high quantity of frazil ice, which could lead to frazil accumulation in the flatter river segments and eventually congestion. Frazil production is linked to the supercooling process induced by

turbulent flows and very low temperatures (Ye and Doring 2004). Therefore, when the air temperature falls below the freezing point of water, a high quantity of frazil ice can be generated by the 20-m-high cascades in the upstream segments of S4. Frazil ice possibly accumulates in the downstream direction, where it increases the ice cover thickness and decreases the ice transport capacity of the channel.

More studies are needed to better circumscribe the hydro-geomorphological variables that influence the occurrence of ice-jams. Those findings could help prevent infrastructure destruction and human loss and could be integrated in hazard mapping. For example, better-suited flood map techniques should be used at locations where ice-jams are likely to occur (Demers et al. 2014).

2.5.3 Ice-Jam Regime

The tree-ring ice-jam regime reconstruction illustrated how the occurrence of erosional, ice-induced features may be linked to ice-jam magnitude and frequency along the Mistassini River. Our results suggest that a strong, inverse relationship (in the downstream direction) exists between the frequency of ice-jam events and the occurrence of two-level banks—implying that these features do not necessarily tend to localize where ice-jams are the most frequent. It is interesting to contrast these results with those of Boucher et al. (2009) who estimated that one event every 5 years (0.2 event/yr) is needed for the maintenance of such banks on the Necopastic River—a value that is very close to what we calculated in section S4 (0.19 events/yr.). This frequency is also consistent with the recurrence calculated in other ice-affected rivers, for example one event every 4.9 years in the Peace-Athabasca Rivers, Alberta (Smith 2003) or one event every 6 years in the Missouri River, North Dakota (Wuebben and Gagnon 1995). However, even if the upstream section of the Mistassini River presents much higher frequencies (e.g., one event every 2 years in the S1 section), two-level banks do not seem to be as abundant, and evidence of ice as a dominant,

channel forming agent become attenuated as ice-jam frequency increases in the Mistassini River. Obviously, a minimum frequency is an essential condition for ice-induced banks to form and maintain in the fluvial landscape, but our study suggests that frequency alone is not sufficient to explain the occurrence of ice-induced banks.

We hypothesize that not only the frequency, but also the magnitude of these events needs to be taken into account to adequately characterize ice-jam regimes and determine how they impact riverbanks. In the Mistassini River, two-level banks are found in greatest proportions in the downstream sections, where ice scars are the highest. It is therefore reasonable to assume that, even if ice-jam floods vary in magnitude between years, they tend to be proportionally higher in lower parts of the basin. Magnitude is associated with the levels reached by water and ice during ice-jams but might also reflect the amount of shear transferred to the banks during the ice flood. In turn, magnitude might be strongly influenced by local bank heights and floodplain morphologies (Beltaos 1995). Indeed, the downstream sections (S3–S4) of the Mistassini watershed present multiple aggravating factors, as described in the previous section. Therefore, channel morphology in these sections enables ice-jam flooding to reach dangerously high levels, which result in significantly higher ice scars on trees, and a higher proportion of ice-induced erosional banks.

2.6 Conclusion

Ice-jams are characteristic phenomena of cold region fluvial environments. The aim of this study was to use the morphological signature of ice-jams along the Mistassini River to document their spatial extent, magnitude, and frequency. On the Mistassini River, their impacts on morphology and vegetation were successfully identified and used as indicators of the ice-jam regime. One particular form, the two-level banks, clearly results from the effect of ice scouring on banks. Those landforms present a two-level structure separated by a steep and irregular talus (average slope = 25 %) of

approximately 2 m high, overlaid by freshly deposited alluvia, as well as little and scarred vegetation. This bank type is associated to an intense erosive event that occurred higher than the bankfull level. Such landforms are found mostly downstream in two dominant contexts, related to the channel capacity to transport high ice discharge: (1) wide and shallow channel with a mild slope; (2) when there is a sudden channel narrowing. Dendrochronological analysis of ice-scarred trees and the spatial distribution of the two-level banks allowed us to allocate a recurrence rate of 1–1.5 events every 5 years and a high-magnitude level to those forms, which are mostly present in the downstream sections.

Our study provides new insights into the incidence of river ice as a geomorphological agent of the fluvial landscape. However, it also brings new concerns about the role of fluvial morphology components on ice dynamics. Therefore, the spatial prediction of problematic areas along a stream remains a challenge. Yet, no predictive model has been adequately developed to predict potential ice-jamming sites. Statistical and determinist models remain imprecise, since they cannot take into account all spatial and temporal scales, neither the morphological and hydro-climatic components of fluvial hydro-system (White 2003). Still, predicting the sites where ice-jam probabilities are increased could help prevent infrastructure destruction and human loss. Mitigation measures can also be taken at these sites to reduce the effects of ice-jam floods, such as a surveillance system for ice cover melting placed at strategic points (“Vigilance” program of OSCQ), reservoirs, eco-friendly ice-control structures (ICS) or adequate designs for bridges, and hydrological structures (Beltaos 2008). In combination with well-known hydro-climatic factors, a more effective and global perspective of ice-jam dynamics among a river could be achieved.

CHAPITRE III

MÉTHODE STATISTIQUE : L'ARBRE DE CLASSIFICATION

3.1 Description de la méthode utilisée

La méthode de caractérisation hydrogéomorphologique, hydraulique et glacielle de la Rivière Mistassini décrite précédemment à la section 1.4.1 visait à décrire le contexte spatial dans lequel se forment les berges glacielles. Celle-ci se basait sur huit indicateurs hydrauliques primaires : largeur, profondeur, sinuosité, aire d'écoulement, ratio largeur/profondeur, encaissement, épaisseur du couvert de glace et ratio glace/profondeur. De nouveaux indicateurs ont été ajoutés pour l'analyse statistique (tableau 3.1). Chaque segment correspondant à un type de berges précédemment identifié a été caractérisé à l'aide de ces 14 indicateurs.

Afin de déterminer si certains de ces facteurs ou si une combinaison de ceux-ci expliquaient la présence des berges glacielles, la méthode statistique des arbres de classification a été utilisée. Cette méthode de traitement statistique élaborée par Breiman *et al.* (1984) consiste à utiliser un jeu de variables pour prédire la présence/absence d'un phénomène. Ici, le phénomène à prévoir est la présence/absence des berges glacielles. Plus concrètement, l'arbre de classification contient à sa base une racine dont le nœud principal contient tous les cas d'absence et de présence du phénomène. Celle-ci est ensuite divisée en nœuds secondaires en fonction de seuils statistiques calculés à partir des variables utilisées, jusqu'à ce qu'il ne puisse plus y avoir de divisions. Il est ainsi possible de déterminer quelles variables dominantes expliquent le mieux la présence du phénomène.

Tableau 3.1 Indicateurs utilisés dans la construction des arbres de classification.

| Variable | Méthode de collecte | Identifiant |
|---|--|--------------------------|
| Largeur | Largeur moyenne du chenal | Channel Width (m) |
| Variation de la largeur en aval | Le pourcentage de variation de la largeur moyenne vers l'aval : (Largeur moyenne du segment - Largeur moyenne du segment en aval)/Largeur moyenne du segment | %WIDTH_D |
| Variation de la largeur en amont | Le pourcentage de variation de la largeur moyenne en amont : (Largeur moyenne du segment - Largeur moyenne du segment en amont)/Largeur moyenne du segment | %WIDTH_UP |
| Profondeur | Profondeur moyenne | Depth (cm) |
| Variation de la profondeur en aval | Le pourcentage de variation de la profondeur moyenne vers l'aval : (Profondeur moyenne du segment - Profondeur moyenne du segment en aval)/Profondeur moyenne du segment | %DEPTH_D |
| Variation de la profondeur en amont | Le pourcentage de variation de la profondeur moyenne en amont : (Profondeur moyenne du segment - Profondeur moyenne du segment en amont)/Profondeur moyenne du segment | %DEPTH_UP |
| Ratio Largeur/Profondeur | Largeur moyenne/profondeur moyenne | W/D ratio |
| Aire d'écoulement | Largeur moyenne * profondeur moyenne | FLOW_S (m ²) |
| Variation de l'aire d'écoulement en aval | Le pourcentage de variation de l'aire d'écoulement moyen vers l'aval : (Aire d'écoulement moyen du segment - Aire d'écoulement moyen du segment en aval)/Aire d'écoulement moyen du segment | %FLOW_S_D |
| Variation de l'aire d'écoulement en amont | Le pourcentage de variation de l'aire d'écoulement moyen en amont : (Aire d'écoulement moyen du segment - Aire d'écoulement moyen du segment en amont)/Aire d'écoulement moyen du segment | %FLOW_S_UP |
| Ratio d'encassement | Largeur moyenne du chenal/Largeur moyenne de la plaine alluviale (from Rosgen, 1996) | Entrenchment ratio |
| Ratio d'encassement vers l'aval | Le pourcentage de variation du ratio d'encassement moyen vers l'aval : (Ratio d'encassement moyen du segment - Ratio d'encassement moyen du segment en aval)/ratio d'encassement moyen du segment | %ENTR_D |
| Ratio d'encassement vers l'amont | Le pourcentage de variation du ratio d'encassement moyen en amont : (Ratio d'encassement moyen du segment - Ratio d'encassement moyen du segment en amont)/ratio d'encassement moyen du segment | %ENTR_UP |
| Sinuosité | Longueur axe longitudinal/longueur du tronçon (from Rosgen, 1996) | Sinuosity |
| Épaisseur du couvert de glace | Épaisseur moyenne du couvert de glace | ICE_THCK (cm) |
| Ratio glace/profondeur | Épaisseur moyenne du couvert de glace/profondeur moyenne | ICE/DEPTH |

Dans le cadre de cette étude, les arbres de classification furent réalisés à partir du langage statistique R, en utilisant la fonction `rpart` de la bibliothèque `rpart` (version 4.1-8). Comme les résultats de cette méthode statistique n'étaient pas significatifs, ils n'ont pas été inclus dans le chapitre II pour expliquer statistiquement la présence des berges glacielles. Cependant, la méthode présente un intérêt potentiel pour des études futures sur le sujet. Les résultats de cette méthode seront d'abord présentés, afin d'en analyser les erreurs et les limites. Puis, une discussion quant à la validité et à la mise en application d'une telle démarche terminera cette section.

3.2 Résultats

Bien que 178 berges aient été identifiées à la section 1.4.1, seulement 99 furent utilisées pour élaborer les arbres de classification (CTs). Les 79 autres présentaient des champs incomplets (NA) qui rendaient l'analyse statistique impossible. Les berges de type F, c'est-à-dire les berges rocheuses, n'ont pas été incluses dans cette analyse statistique. Nous soupçonnions que le travail des glaces devait s'exprimer différemment sur ce type de substrat. Les CTs ont donc été élaborés à partir de 99 berges valides, dont 15 présences de berges glacielles (berges de type D) et 84 absences, c'est-à-dire tous les autres types de berges (A, B, C et E).

La figure 3.1a présente le CT du modèle I qui contient cinq divisions et sept feuilles terminales. À partir de ce CT, on constate que c'est la variable W/D qui divise le mieux les berges (100 %), suivie par la variable %ENTR_D (88 %). Les variables ICE_THCK et FLOW_S contribuent respectivement à départager 47 % et 11 % des observations. L'erreur de classification pour ce jeu de données est de 10 %. Cependant, l'erreur de classification pour la présence des berges glacielles uniquement est de 26 %. C'est donc dire que quatre berges glacielles sur 15 ont été mal classées.

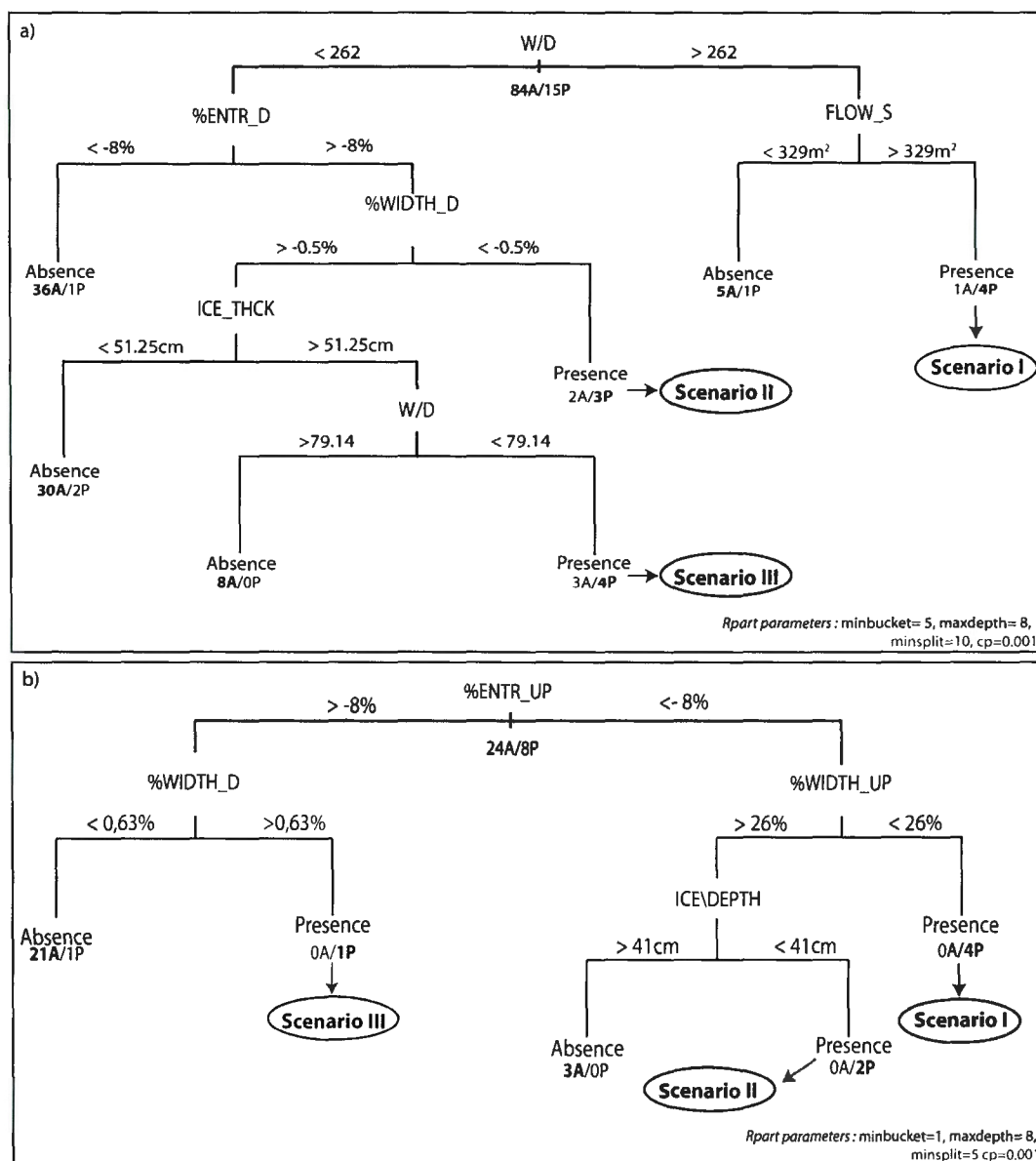


Figure 3.1 a) Arbre de classification (modèle I) pour l'ensemble des quatre sections
b) Arbre de classification (modèle II) pour la section 4 seulement.

Ainsi, ce CT permet de mettre en valeur trois scénarios expliquant la présence de berges glacielles (voir figure 3.2). Le scénario I décrit une situation dans laquelle les embâcles se forment en présence d'un chenal large et peu profond, où l'aire d'écoulement est importante. Cependant, si le chenal présente un ratio

largeur/profondeur moins important, deux scénarios sont possibles. D'abord, si le chenal est moins encaissé et subit un rétrécissement en aval de la berge glacielle, trois berges glacielles sur 15 peuvent être retrouvées. Si au contraire le chenal est plus encaissé en aval, qu'il subit un soudain élargissement en aval et que le couvert de glace est plus épais, quatre berges glacielles sur 15 peuvent être présentes.

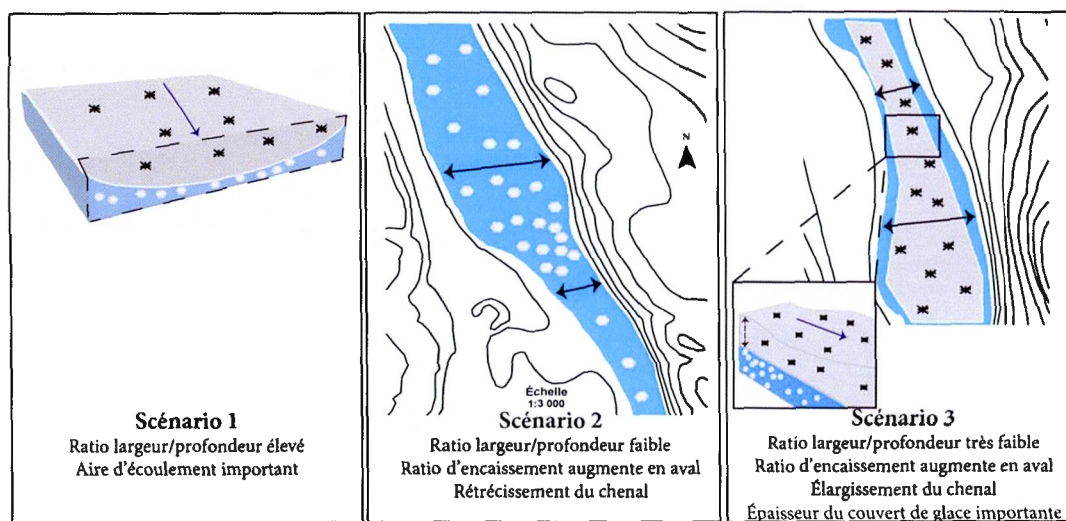


Figure 3.2 Schémas des scénarios issus de l'arbre de classification (modèle I).

L'erreur de prédiction fut spatialisée dans les quatre sections, afin de déterminer si elle relevait de contextes spatiaux spécifiques. Ainsi, en reportant sur un graphique les berges prédites versus les berges observées le long des quatre sections à l'étude, il a été possible de déterminer où étaient situés les faux positifs (prédiction d'une berge glacielle alors qu'il n'y a rien) et les faux négatifs (incapacité à prédire la présence d'une berge glacielle là où elle existe). La figure 3.3 montre que dans la S1 quatre erreurs de prédiction sont présentes, soit trois faux positifs et un faux négatif. La S2 présente seulement deux faux négatifs et la S4 deux faux positifs et un faux négatif. La S3 ne contenait que deux berges éligibles pour élaborer l'arbre de classification, donc le risque d'erreur était moindre. Au total, cinq faux positifs et quatre faux négatifs sont répartis dans les quatre sections. On peut donc croire que le modèle présente plus de difficultés à prédire la présence de berges glacielles dans la S4 et

qu'il surestime légèrement (de l'ordre de 5 %) la présence de berges glacielles en général.

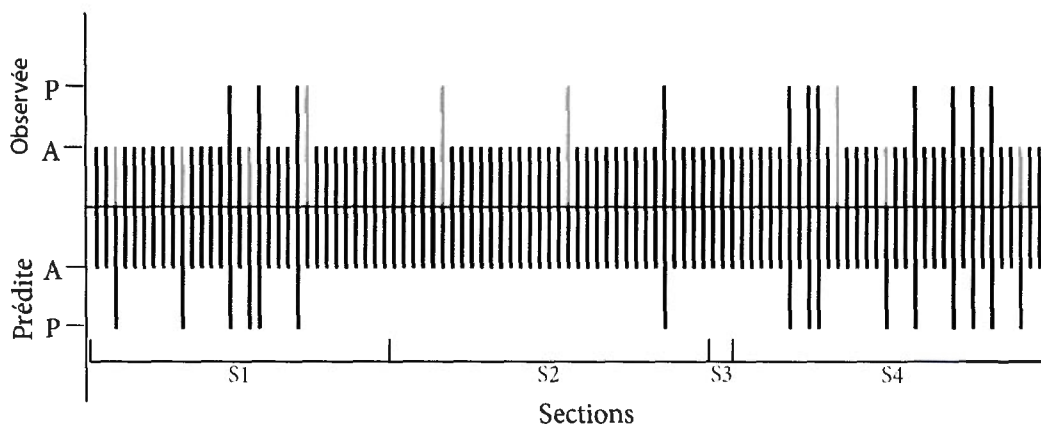


Figure 3.3 Spatialisation des erreurs de prédiction de l'arbre de classification (modèle I) dans les quatre sections à l'étude. Le A représente les absences et le P les présences. Les barres en gris représentent les erreurs de prédiction. Un faux positif présente le cas où une présence est prédite par le modèle, mais qu'en réalité, c'est une absence qui a été observée. Un faux négatif présente le cas où une absence a été prédite par le modèle, mais qu'en réalité, c'est une présence qui a été observée.

Comme chacune des sections possède une dynamique fluviale qui lui est propre, nous supposons qu'il est de même pour son régime glaciaire. Ainsi, la variabilité intersection des facteurs hydrogéomorphologiques, hydrauliques et glaciaires qui mène à la mise en place des berges glacielles pourrait agir comme un bruit supplémentaire dans l'analyse statistique. Dans cette optique, nous avons construit un deuxième modèle de CT à partir des mêmes variables, mais uniquement pour la section S4 où se retrouvent l'essentiel des berges glacielles et une vulnérabilité plus grande (plus d'habitations riveraines). Ainsi, la figure 3.1 b propose un modèle où la racine constituée de 32 berges (huit présences et 24 absences) se décompose en trois nœuds secondaires et cinq feuilles terminales. La variable qui divise le mieux les données est le %ENTR_UP (100 %), suivi par WIDTH_D (72 %). WIDTH_UP et ICE/DEPTH contribuent respectivement à départager 8% et 16% des observations. Ce CT présente un meilleur taux de classification avec une erreur classification de seulement 3 %.

Les scénarios qui en découlent diffèrent toutefois de ceux du modèle I. Le premier scénario révèle qu'un chenal dont l'encaissement diminue légèrement vers l'aval, tandis que sa largeur augmente, présente quatre berges glacielles sur huit. Le deuxième scénario (deux berges glacielles sur huit) présente un chenal dont l'encaissement diminue légèrement vers l'aval, la largeur augmente de façon plus importante que le scénario précédent et le couvert de glace occupe moins de la moitié de la profondeur. Le dernier scénario (une berge glacielle sur huit) présente le cas d'un chenal où l'encaissement diminue de façon plus importante vers l'aval que les scénarios précédents et où la largeur en aval de la berge augmente.

Dans tous les scénarios, il semble que les modèles statistiques ne prennent pas en considération la dépendance spatiale des berges les unes envers les autres. Les tests statistiques et analytiques considèrent habituellement les objets comme étant statiques dans le temps et dans l'espace. Or, les rivières s'inscrivent dans un continuum spatial où la recherche de l'équilibre engendre un certain dynamisme à ces « objets ». Ces méthodes mathématiques n'intègrent donc pas le caractère dynamique des rivières dans leurs analyses, d'où proviennent probablement les résultats peu représentatifs de la réalité.

3.3 Discussion

Cette méthode statistique permet l'identification de variables ou combinaisons de variables expliquant la mise en place des berges glacielles à partir de variables hydrogéomorphologiques, hydrauliques et glacielles. Le développement de cette méthode pourrait permettre l'identification de sites où les probabilités d'embâcles de glace sont élevées, méthode nécessaire à la prévention de la destruction d'infrastructures et la perte de vies humaines. Cependant, plusieurs aspects doivent être considérés quant à son utilisation en gestion de risque.

D'abord, la précision des prédictions de cette méthode relève principalement du

contexte spatial et ne peut être généralisable à l'ensemble d'une rivière. Les résultats issus des modèles I et II montrent que le taux de classification du modèle II est meilleur que celui du modèle I. De plus, les deux CT présentent des scénarios différents. Nous pouvons donc supposer que les facteurs hydrogéomorphologiques, hydrauliques et glaciels menant à la mise en place des berges glacielles diffèrent d'une section à l'autre. Cependant, plusieurs erreurs méthodologiques peuvent toutefois avoir modifié les résultats des CT. Plusieurs berges ont dû être éliminées lors du traitement statistique, soit 79 berges sur 178, en raison d'un manque de données au niveau du couvert de glace ou de la profondeur, diminuant ainsi le nombre de présences de berges glacielles. D'ailleurs, le nombre de présences pour les deux modèles n'était pas élevé (15 présences pour le modèle I et 8 présences pour le modèle II), ce qui n'était pas représentatif d'un point de vue statistique.

Bien que la précision des résultats des CT soit moindre, les scénarios qui en découlent suggèrent des situations qui ont déjà été présentées dans la littérature. En effet, le scénario 1 du modèle I par exemple présentant un chenal large et peu profond constitue l'une des principales situations de congestion associée à des embâcles de glace fréquents (Beltaos, 1995). Il est donc possible qu'une congestion du chenal d'une durée importante augmente significativement le niveau d'eau, de sorte que l'eau et les radeaux de glace créent une pression sur les berges jusqu'à les éroder, menant ainsi à la formation des berges glacielles. Le scénario 2 du modèle I présente le cas d'un chenal encaissé qui subit un rétrécissement vers l'aval. Ce scénario pourrait possiblement limiter la capacité du chenal à transporter des débits élevés d'eau et de glace, situation bien connue dans la littérature pour amorcer les processus d'embâcles de glace (Pariset *et al.*, 1966; Michel, 1972; Beltaos, 1995).

Ainsi, l'utilisation de cette méthode pour identifier des zones problématiques se révèle être complexe. La collecte des données menant à la construction des CT se doit d'être rigoureuse et uniforme, afin de limiter les erreurs de classification. Un suivi des

conditions glacielles à long terme et sur une échelle spatiale plus grande, telles que l'épaisseur du couvert de glace intra et interannuelle, ainsi que le ratio glace/profondeur, permettraient aussi de raffiner les modèles. En effet, comme mentionné à la section 1.1.1, les types de glace changent tout au long de l'hiver en fonction des conditions hydroclimatiques, ce qui modifie le couvert de glace (Beltaos, 1990, 1995, 1997). La durée et le type de démantèlement du couvert de glace sont directement influencés par les conditions initiales de consolidation de celui-ci. Conséquemment, un suivi de la composition du couvert de glace et de son épaisseur, et ce, dans différents contextes spatiaux, permettrait d'acquérir plus d'informations sur les processus d'embâcles de glace.

CONCLUSION

Les inondations par embâcles de glace constituent des aléas naturels qui menacent épisodiquement les populations établies à proximité de cours d'eau en milieu froid. Bien que ces aléas soient maintenant considérés comme les catastrophes naturelles les plus destructrices en milieu fluvial froid, leur incidence sur le paysage demeure floue. En géomorphologie fluviale, l'intégration de la dynamique glacielle aux modèles actuels de dynamique fluviale amène de nouveaux questionnements quant au fonctionnement des cours d'eau de milieu froid. Bien qu'on reconnaisse les effets des caractéristiques morphologiques d'un chenal sur la dynamique glacielle et, à l'inverse, ceux de la dynamique glacielle sur la dynamique fluviale, peu d'études ont rigoureusement documenté l'aspect temporel et spatial de ces interactions. Conséquemment, des lacunes significatives perdurent dans la compréhension des processus menant aux événements extrêmes, dont les embâcles de glace issus de la dislocation hâtive du couvert de glace. De plus, la majorité des rivières à couvert de glace ne disposent pas d'archives historiques permettant d'attester de la fréquence et de l'intensité des embâcles de glace, ce qui présente un obstacle significatif à l'approfondissement de ces connaissances.

Ainsi, ce mémoire s'est orienté vers l'étude de la signature morphologique des embâcles de glace dans le paysage fluvial de la Rivière Mistassini, et ce, pour quatre sections hydromorphologiquement différentes : une section à méandres, une section rectiligne avec îlots, une section rectiligne et une section méandrique avec îlots. Pour ce faire, deux approches ont été utilisées : une approche hydrogéomorphologique et une approche dendrochronologique. La première a mené à la caractérisation et la spatialisation des principales formes fluviales retrouvées sur les rives de la Rivière Mistassini, afin de distinguer celles issues des embâcles de glace. Ensuite, afin de déterminer le contexte spatial de mise en place de ces formes, les

caractéristiques hydrogéomorphologiques, hydrauliques et glacielles furent dûment mesurées. L'approche dendrochronologique visait quant à elle à quantifier le régime glacial afin de reconstituer l'historique et la magnitude des embâcles de glace sur la Rivière Mistassini, et ce, à l'aide d'une analyse dendrochronologique. La combinaison des deux approches a ultimement permis de quantifier le régime glacial nécessaire à la mise en place des formes glacielles afin d'évaluer l'incidence de la dynamique glacielle sur le paysage à long terme.

L'approche hydrogéomorphologique a permis la caractérisation, l'identification et la spatialisation de formes associées à l'érosion glacielle intense causée par des radeaux de glace dont le transport est limité lors d'embâcles de glace. Ces formes se caractérisent par une berge à deux niveaux séparés par un talus d'érosion abrupt et une végétation faible dont la majorité présente des cicatrices sur leurs troncs, leurs racines ou leurs branches. Nous avons observé que ces formes sont réparties de façon préférentielle en fonction de deux principaux scénarios morphologiques connus dans la littérature pour limiter le transport de la glace et initier la formation d'embâcles de glace : 1) un chenal très large et peu profond; 2) un chenal encaissé présentant des rétrécissements spontanés liés à la présence de constriction naturelles, d'îles ou de bancs centraux. La présence des berges glacielles se révèle significativement plus élevée dans les sections en aval, probablement en raison de la représentativité accrue des deux scénarios morphologiques évoqués plus haut.

L'analyse dendrochronologique réalisée à partir des cicatrices glacielles de 63 conifères en bordure de rives a permis la reconstitution de l'historique et de l'intensité relative des embâcles de glace de la Rivière Mistassini. La fréquence des événements se révèle significativement différente entre les sections morphologiques étudiées. Cette fréquence semble diminuer vers l'aval, passant de deux événements tous les cinq ans en amont à un événement tous les cinq ans en aval. L'intensité relative de ces événements, mesurée à l'aide de la hauteur moyenne des cicatrices glacielles des

arbres en bordure de rive, présente une tendance inverse. Ainsi, les sections en amont présentent des événements fréquents à intensité moindre et les sections en aval des événements intenses à fréquence moindre.

La combinaison des deux approches a révélé que les berges glacielles sont situées majoritairement dans les sections en aval où plusieurs facteurs limitent le transport de la glace. Au moins un embâcle intense tous les cinq ans est nécessaire pour la formation et le maintien de ces formes dans le paysage fluvial. Ces résultats nous permettent donc d'émettre l'hypothèse que la dynamique glacielle mène à une modification de la géomorphologie des cours d'eau sur un espace-temps d'au moins cinq ans, ce qui pourrait transformer la dynamique fluviale à long terme.

Bien qu'elles n'ont pas pu être intégrées à la présente recherche, en raison de contraintes de terrain, les caractéristiques du couvert de glace (telles que son épaisseur et les types de glace le composant) et les conditions hydroclimatiques à l'origine des processus glaciels auraient permis une analyse plus globale du phénomène. Enfin, des études ayant une plus longue portée temporelle ou sur d'autres rivières seraient nécessaires afin d'élaborer un premier modèle conceptuel de la dynamique fluvioglacielle des rivières à couvert de glace.

Cette recherche contribue donc non seulement à l'avancée de nouvelles connaissances quant à l'incidence des interactions entre la dynamique glacielle et fluviale sur le fonctionnement des cours d'eau en milieu froid, mais aussi à la gestion du risque d'embâcles de glace sur une rivière sans archives historiques. Les résultats de cette étude permettront aux autorités en place d'établir une première banque de données sur les embâcles de glace de la Rivière Mistassini, d'affiner leurs cartes de zones inondables et de mettre en place un système de surveillance des sites problématiques. Une telle démarche serait nécessaire pour toutes les rivières aux prises avec de telles catastrophes naturelles afin de cumuler plus de données sur ces aléas et d'améliorer la gestion de ce risque.

ANNEXE A

FICHE DE TERRAIN : CARACTÉRISATION DES BERGES

Annexe A Fiche de terrain

| Date | Segment | GPS | Pente (°) | Processus | #photos | % recouv glacielles | Cicatrices glacielles | Exhum racine | Type. racine | Taille substrat | Épaisseur substrat |
|------|---------|---------|--------------|--------------|---------|----------------------------|--------------------------|-----------------|-----------------|--------------------|-----------------------|
| | | | | Dominant : | | | | aucune | | - de 1 mm | 1 à 5 cm |
| | | N _____ | | | | Arbre : aucune | | 0 à 30 % | H | 1 à 10 mm | 5 à 10 cm |
| | | E _____ | | Secondaire : | | Arbuste : arbuste couché | | 31 à 50 % | V | 10 mm à 2 cm | 10 cm++ |
| | | | | | | Herbacés :+3 arbres cicat. | | 50 % et + | | 2 cm et + | |
| | | | | Dominant : | | | | aucune | | - de 1 mm | 1 à 5 cm |
| | | N _____ | | | | Arbre : aucune | | 0 à 30 % | H | 1 à 10 mm | 5 à 10 cm |
| | | E _____ | | Secondaire : | | Arbuste : arbuste couché | | 31 à 50 % | V | 10 mm à 2 cm | 10 cm++ |
| | | | | | | Herbacés :+3 arbres cicat. | | 50 % et + | | 2 cm et + | |
| | | | | Dominant : | | | | aucune | | - de 1 mm | 1 à 5 cm |
| | | N _____ | | | | Arbre : aucune | | 0 à 30 % | H | 1 à 10 mm | 5 à 10 cm |
| | | E _____ | | Secondaire : | | Arbuste : arbuste couché | | 31 à 50 % | V | 10 mm à 2 cm | 10 cm++ |
| | | | | | | Herbacés :+3 arbres cicat. | | 50 % et + | | 2 cm et + | |

ANNEXE B

RAPPORT D'EVALUATION DE L'ARTICLE SCIENTIFIQUE ET REPOSES
RESPECTIVES

Ms. Ref. No.: NHAZ-D-14-01205

Morin, Boucher & Buffin-Bélanger

**"The spatial variability of ice-jam bank morphologies along the
Mistassini River (Quebec, Canada): An indicator of the ice-jam
regime?"**

Dear T.S. Murty
Editor in Chief of the Natural Hazards Journal

Please find a list of responses and actions to the comments made by the reviewers to our manuscript. We took all the points in consideration and we believe the manuscript has been much enhanced by the corrections following the quality comments made by the reviewers.

To help you review our responses in the next pages,

Review comments are in small font,

and responses are indented and in italics.

We have checked all references and the referencing style follows that currently in use in the Natural Hazards Journal.

We hope you will find this revised manuscript adequate for publication in the Natural Hazards Journal.

Sincerely,

Stéphanie Morin
stephanie.morin.4@gmail.com

Reviewer's comments

Reviewer #1:

This is a nice paper documenting the occurrence of ice jams in a Quebec river. The conclusions of the paper, however, go beyond just the case study. I have no major comments, so my review is quite short. I think it is publishable with some minor revisions. Below is just two general comments, followed by a few line-by-line comments.

General Comments

1. The concept of ice regimen is important to the premise of the paper. I don't think the concept is explained in sufficient detail. Can the second paragraph of the intro include some more examples or explanations of the concept?
2. The cluster analysis results are not well presented. Figure 4 is not helpful at all. 4a in particular means nothing to anyone who is not very familiar with the method. Because the cluster analysis is central to the conclusions of the paper, the methods and results must be very clear.

Specific Comments

7: How is intensity of an ice jam defined?

22: Regime should be further defined here so that the reader better understands the goals. Much of the discussion from here through line 41 is about regimes, but I don't really know what an ice regime is. Can you give some specific examples?

We answer the previous 2 comments here since they are linked together. We defined more specifically the frequency and intensity concepts in the introduction's second paragraph by giving a clear definition. We also explained how they were applied to the ice processes and gave some examples from the literature. So the part that changed in the second paragraph (line 22 to 30) is now as follow: "The importance of a geomorphological process is often defined by its regime, which considers the frequency and intensity of events (Dauphiné, 2003). Frequency is defined here as the number of events that happened in a well-defined time period. As for intensity, it can be defined as the damages done by an event (Dauphiné, 2003). In the case of ice processes, the height of ice scars on trees caused by ice rafts is used as an indicator of the level reached by the water and ice during the jam (Henoeh, 1973; Smith et Reynolds, 1983; Smith, 2003). Therefore, we believe that the presence of ice-impact features can help researchers reconstruct the ice regime. For example, Boucher et al (2009) associated a frequency of one event occurring every five years to the presence of the two-level bank ice-impact features on the Necopastic River (Quebec, Canada). Henoeh (1973) and McKay & McKay (1973) observed ice erosion on banks that reached 15 meters high above the Mackenzie River (Northwest Territories, Canada), which they associated to a high-intensity event."

81-82: Where are these data? Was this a quantitative grouping?

We were supposed to add a geological map, which we replace by a simpler one (fig.2) and forget to add the source. The geological context information were from the "Plan directeur de l'eau" from the OBV Lac Saint-Jean, which means in English the water management plan from the watershed organism of Lake St-Jean. This organism has to conduct a management plan of the water resources, which includes the description of the region physical context (geology, geomorphology, hydrology...). They used two references:

a governmental one (MRN, 2002) and an article from Archambault, 2002.

82-83: Something is wrong with this sentence.

We replaced the whole description of this part: "Glacial, glaciolacustrine and glaciofluvial deposits are found in the highlands, whereas glaciomarine, glaciolacustrine and deltaic deposits in the lowlands, due to the presence of the Laflamme Sea's marine invasion (Daigneault et al, 2011)." by (line 82-99) "The postglacial past of the region has left in place various glacial and post-glacial deposits whose composition depends of the topography and the deglaciation phase. For example, in the highlands, the retreat of glacier front has left in place glacial, glaciolacustrine and glaciofluvial deposits. This retreat has generated considerable mass of water in the south and a isostasic lowering which correspond to the Laflamme Sea's marine invasion phase. Glaciomarine, glaciolacustrine and deltaic deposits are therefore found in the in the lowlands (Daigneault et al, 2011)."

Figure 4: I get nothing out of this figure, particularly a.

We described more the cluster analysis method based on the general comment you made in the method section, as follow (line 167-177): "A cluster analysis was performed to determine if some banks presented similarities in their geomorphological and ecological characteristics that can regroup them into clusters. The first step of this analysis was to incorporate the geomorphological and ecological data into a dissimilarity matrix, which can be defined as a matrix that expresses the degree of dissimilarity between sets (in this case the bank types) (Kaufman and Rousseeuw, 1990). This dissimilarity is called the Euclidean distance, which was calculated here by using the DAISY function (according to Kaufman and Rousseeuw, 1990) of the cluster package (version 1.15.2) in R open source statistic software. Then, the pairwise dissimilarities (Euclidean distance) between the bank types of the data sets were computed, which resulted in the identification of groups with similar Euclidean distance. To visualize those groupings among all the 178 segments, the hclust function was run to create a tree, which classified the banks into groups (Murtagh, 1985). Finally, we compared the groups made from the cluster analysis to the groups made from our first classification, which only used geomorphological processes to determine the purity of each group. The purity of each group was plotted on histograms using bank ID."

As for figure 4, we explain more the figure results in the figure legend for a better understanding, as follow (line 257-263): "Fig. 4 a) Classification tree of bank types according to the cluster analysis, which is based on the dissimilarity between the geomorphological and ecological variables of the banks. The more similar the banks are, the closer they are in the tree. The number of groups in the cluster analysis is based on the number of groups in our first classification, which was determined by geomorphological processes. All groups are described in section 4.1; b) Cluster purity. For each group made from the cluster analysis, we compared the number of segments in our first classification using the geomorphological processes. The box represents the groups from the cluster analysis, the X-axis represents the groups from our first classification using the geomorphological processes and the Y-axis the number of segments from each group."

Table 1: Maybe cite McNamara and Kane (2009) in the "unusual widening..." category
McNamara, J.P., and Kane, D.L., 2009. The impact of a shrinking cryosphere on the form of arctic alluvial channels. *Hydrological Processes* 23, 159-186.

We have read this article, which we didn't before, and it makes sense to add it to this little review of the impacts of ice processes on channel geomorphology. Thank you !

24: I suggest saying "for example" rather than "as a matter of fact".

We replaced "as a matter of fact" by "for example".

26: Should "exist" be "exists"?

We replaced "exist" by "exists"?

86: Why is there an apostrophe s? I suggest starting the sentence with "Section 1...) to be consistent with the following paragraphs.

We replaced "Stream channel in section 1's meanders deeply through glaciofluvial and glaciolacustrine deposits, but also, reworked alluvia (Daigneault et al, 2011)." by "Section 1 is part of the granitic highlands where the stream channel meanders deeply through glaciofluvial and glaciolacustrine deposits, but also, reworked alluvia (Daigneault et al, 2011)."

Figure 11: Scenario is misspelled on the right panel

We corrected scenario.

Reviewer #2:

Generally speaking, the paper is a very good example of science at work. The authors have gone into the field (not easy conditions), collected much original data, interpreted that data with an expert's eye and an open mind, presented the data in a compact yet complete form and came to some reasonable conclusions. I think it is everything we want in a paper and I thank the authors for their hard work in both the field and the presentation of their work. I definitely recommend publication.

The points I raise below (minor revision) do not touch the methodology, results or conclusions. I think the paper is fine at all those levels. They are more just to help clarify certain points or statements.

There are a few (not many) french expressions that have seeped into the text and the authors may ask an anglophone to make a quick read-through. (This is not a major point as I find the paper generally well-written).

This paper has been reviewed by an Anglophone to enhance the general text, as it was asked.

Abstract: I think it worth including a brief description of the two-level bank. I think it worth mentioning that it is not only W/D but also milder slopes.

I added a better but brief description of the two-level banks in the abstract, as follow: "Our results show that ice-impacted banks are characterized by a two-level structure separated by a steep (average slope = 25%) and irregular talus of approximately two meters high, overlaid by freshly deposited alluvia. Those banks are covered by an abundant stratum of shrubs, but few trees, both with ice scars. This bank type is associated with an intense erosive event that occurred higher than the bankfull level."

We didn't add the slope at first in our discussion since the data from figure 7 come from the elevation curves of our BDTQ 1:20 000 topographic data, which is less precise than our other data. We used slope only to distinguish the 4 morphodynamic sections. However, it is a distinctive characteristic that may cause ice jams, so we add it to the scenario as you suggested in the abstract and at line 454.

p3, line 61, include year 2012

Done

Fig 6: It is hard to read the classes given that the river width is so small. Should it be magnified? Should the scale be set on each side of the river?

We separated the figure into two figures (fig.6-7) to magnify the maps, which makes it clearer.

Fig 7: Elevation refers to thalweg?

Yes. We added this precision in the figure's legend.

Also need low water level, bank-full level and 2nd (ice jam) level where appropriate.

I also think channel slope should be added.

Done

X-axis = distance from what? in km better than m?

It's the distance from the beginning of section 1 and the end of section 4. We added this precision on the figure and put it in km as suggested.

Fig 8: I like it.

Thank you!

p. 13 line 354: Please define 'misclassified'

We added some details for what we mean by "misclassified" at line 419: "Concretely, in our study, when we compared only the bank groups from the first classification (determined by geomorphological processes) with groups from the cluster analysis, the polygenic banks identified by the first method could lead to misclassification in the cluster analysis if other processes affect their morphology and ecological composition. The banks from S3 are the most affected by this situation, with five misclassified banks, which means that the first identification determined by just the geomorphological processes and the cluster analysis that was determined by both geomorphological and ecological bank characteristics didn't concur."

Fig 10: (A) the slope is measured from where to where? (D) Indicate the "talus" zone that is referred to so many times in the text.

The method to calculate the slope is mentioned in table 2 and in fig 10A (now fig.11) by the arrow : its from where the water begins to the river top terrace. As for the talus zone, we added to the figure.

Fig 11: I don't understand A or B. Sorry.

We described this figure a bit more for a better understanding. Therefore, we replaced "Most recurrent scenarios where the two-level banks are found. These scenarios present visual examples of how ice affects water and ice evacuation, which could lead to the formation of two-level banks. Scenario 1 presents how water and ice travel in a channel cross-section, which is mild, wide, shallow and covered by a thick layer of ice. Scenario 2 presents how the water and ice travel in a bird's-eye view of an entrenched narrowing channel. Light gray color and snowflakes represent the ice cover, whereas the dark grey color portrays water. The white forms represent ice rafts. Black lines represent the elevation curves."

p14 lines 396-399: do the authors know of/refer to the work done by INRS (Yves Gauthier et al) geomatic efforts done to predict ice jam locations based on geomorphological features (<http://www.quebecgeographique.gouv.qc.ca/approfondir/bibliotheque/geoinfo/geoinfo-avril-2008.asp>)?

We do know the INRS Frazil system, which we tried to own by contacting the INRS team, but we didn't get a response. Therefore, we did all the polylines and calculations by hand or with some ArcMap Hydrology tools as described in the methodology section.

p14 line 410 awkward sentence

p15, line 453 I think slope plays a role too

We didn't add the slope at first in our discussion since the data from figure 7 come from the elevation curves of our BDTQ 1:20 000 topographic data. We used slope only to distinguish the 4 morphodynamic sections. However, it is a distinctive characteristic that may cause ice jams, so we add it to the scenario as you suggested in the abstract and at line 454.

p15 conclusion: Once again, in the conclusion, I think the 2-level bank needs a description. I also think it needs a formal (lengthy) description in the text near Fig 10D.

We add a bit more descriptive details in the conclusion (line 525-527): "One particular form, the two-level banks, clearly results from the effect of ice scouring on banks. Those landforms present a two-level structure separated by a steep and irregular talus (average slope = 25%) of approximately two meters high, overlaid by freshly deposited alluvia, as well as little and scarred vegetation. This bank type is associated to an intense erosive event that occurred higher than the bankfull level.

and near Fig10D (now call Fig11D): "These banks present an easily recognizable two-level structure separated by a steep (average slope = 25%) and irregular talus of about two meter high, overlaid by freshly deposited alluvia. These banks are covered by an abundant stratum of shrubs and few trees, both marked by ice-scars. This bank type is associated to intense erosive events that occurred well above the bankfull level and dependent on bank height."(line 428-431)

BIBLIOGRAPHIE

Abernethy, B. et Rutherford, I.D. (2000). The effect of riparian tree rots on the mass-stability of riverbanks. *Earth Surface Processes Landforms*, 25, 921-937.

Allard, G. (2010). *Dynamique fluvio-glacielle, étude de cas d'une fosse-à-frazil, Rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent* (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Rimouski. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/2636/>

Allard, G., Buffin-Bélanger, T. et Bergeron, N. (2011) Analysis of frazil ice as a geomorphic agent in a frazil pool, *River Research and Applications*, 27, 1136–1148. DOI : 10.1002/rra.1490

Archives du Musée McCord (2012). *Inondations et débâcles à Montréal en photos, 1865-1888*. Récupéré le 2 octobre 2014 de <http://tolkien2008.wordpress.com/2012/01/14/inondations-et-debacles-a-montreal-en-photos-1865-1888/>

Ashton, G.D. (1986). *River and Lake Ice Engineering*, Colorado : Water Resources Publications, LLC.

Ashton, G.D. (2013). Chapter 2. Thermal Processes. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation* (p.24-69). Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.

Bégin, Y. (2000). Reconstruction of subarctic lake levels over past centuries using tree rings. *Journal of Cold Regions Engineering*, 14, 4, 192-212.

Beltaos, S. (1990). Fracture and breakup of river ice cover. *Revue canadienne de génie civil*, 17, 2, 173-183. DOI : 10.1139/190-022

Beltaos, S. (1995). *River Ice Jams*. Colorado : Water Resources Publications, LLC.

Beltaos, S. (1997). Onset of river ice breakup. *Cold Regions Science and Technology*, 25, 183-196.

Beltaos, S. (2008). *River Ice Breakup*. Colorado : Water Resources Publications, LLC.

Beltaos, S. (2013). Chapter 7 : Freeze-up jamming and formation of ice cover. Dans

S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation* (p.163-228). Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.

Beltaos, S. et Burrell, B. (2002). Extreme ice jam floods along the Saint-John River, New-Brunswick, Canada. Dans A. Snorrasson, H.P. Finndottir et M.E. Moss (eds.). *The Extreme of the Extreme : Extraordinary floods*. Acte de colloque organisé par International Association of Hydrological Sciences (IAHS) à Reykjavik, juillet 2000 (p.9-24). Reykjavik : IAHS. Récupéré le 2 décembre 2014 de https://www.itia.ntua.gr/hsj/redbooks/271/hysj_271_000.pdf#page=21. Accessed

Beltaos, S. et Burrell, B. (2003). Climatic change and river ice breakup. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 145-155. DOI : 10.1139/L02-042

Beltaos, S., Prowse, T.D. et Carter, T. (2006). Ice regime of the lower Peace River and ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta. *Hydrological Process*, 20, 4009–4029. DOI : 10.1002/hyp.6417

Bergeron, N., Buffin-Bélanger, T., Tremblay, V. et Dubé, J. (2009). Conceptual model of river ice formation along sedimentary links. Dans F. Hicks et S. Warren (eds.). *15 th Workshop on River Ice*, Acte de colloque organisé par le Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE), à St-John, Terre-Neuve, du 14 au 17 juin 2009 (p. 65-72). Terre-Neuve : Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE). Récupéré le 13 octobre 2014 de http://cripe.civil.ualberta.ca/Downloads/15th_Workshop/15th_CRIPE_Proceedings_2009.pdf

Best H. Mcnamara, J. et Liberty, L. (2005). Association of Ice and River Determined Channel Morphology Using Ground-penetrating Radar in the Kuparuk River, Alaska. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 2, 157-162. DOI : [http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430\(2005\)037\[0157:AOIARC\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0157:AOIARC]2.0.CO;2)

Boucher, E. (2008). *Analyse hydro-climatique et géomorphologique des déglacements mécaniques de la rivière Nécopastic au Québec Nordique* (Thèse de doctorat). Université Laval. Récupéré le 12 novembre 2014 de http://labdendro.uqar.ca/IMG/pdf/EBoucher_PhD.pdf

Boucher, E., Bégin, Y. et Arseneault, D. (2009). Impacts of recurring ice jams on channel geometry and geomorphology in a small high-boreal watershed. *Geomorphology*, 108, 272-281. DOI : 10.1016/j.geomorph.2009.02.014

Boucher, E., Bégin, Y., Arseneault, D. et Ouarda, T.B.M.J. (2012). Long-term and Large-scale River-ice Processes in Cold-region Watersheds. Dans M. Church, P.M. Biron et A.G. Roy (eds.). *Gravel-bed Rivers : Processes, Tools, Environments* (p.546-554). Chichester : John Wiley & Sons, Ltd.

- Braun-Blanquet, J. (1915). Les Cévennes méridionales (Massif de l'Aigoual). *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, 48.
- Breiman L., Friedman J.H., Olshen R.A., et Stone, C.J. (1984). *Classification and Regression Trees (Wadsworth Statistics/Probability)*. Monterey : Chapman and Hall/CRC.
- Bridge, J.S. (2003). *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Oxford : Wiley-Blackwell.
- Buffin-Bélanger, T., Bergeron, N. et Dubé, J. (2013). Ice Formation in Small Rivers. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation (p.385-409)*. Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.
- Carling, P. et Tinkler, K. (1998). Conditions for the entrainment of cuboid boulders in bedrock streams: an historical review of literature with respect to recent investigations. Dans K.J. Tinkler et E.E. Wohl (eds.), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 107, 19–34.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Oxon: Routledge.
- Church, M. (2002). Geomorphic thresholds in riverine landscapes, *Freshwater Biology*, 47, 4, 541-557.
- Church, M. et Miles, M.J. (1982). Chapitre 9 : Processes and mechanisms of bank erosion. Dans R.D. Hey, J.C. Bathurst et C. R. Thorne (eds.) *Gravel-bed rivers : fluvial processes, engineering, and management*. New York : John Wiley and Sons.
- Clark, S. (2013). Chapter 3 : Formation of border and skim ice. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation (p.70-95)*. Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.
- Commission régionale sur les ressources naturelles et le territoire (CRRNT) du Saguenay–Lac-Saint-Jean (2012). *Portrait du territoire du Saguenay–Lac-Saint-Jean*. Préparé par Groupe Conseil Nutshimit inc. Récupéré le 3 décembre 2014 de http://www.creslsj.ca/data/images/CRRNT_Documents/PRDIRT_portraits_et_plan_s/Portrait_territoire_FINAL_12_decembre_2011_Basse_resolution.pdf
- Daigneault, R.A., Cousineau, P.A., Leduc, E. et al. (2011). *Rapport final sur les travaux de cartographie de formations superficielles réalisés dans le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) entre 2009 et 2011*. Québec : Rapport gouvernemental pour le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune

du Québec.

Daly, S.F. (1994). Chapter 3 : Evolution of Frazil Ice in Natural Water Bodies. Dans S.F. Daly (ed.) *Report of frazil ice*. CRREL Special Report 94-23 International Association for Hydraulic Research Working Group on Thermal regimes. U.S. Army Cold Region Research and Engineering Laboratory. Récupéré le 13 octobre 2014 de <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a288678.pdf>

Daly, S.F. (2013). Chapter 4 : Frazil ice. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation (p.96-119)*. Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.

Dauphiné, A. (2003). *Risques et catastrophes. Observer, spatialiser, comprendre, gérer*. Paris : Armand Colin.

De Koninck, R. (2001). Du terrain à l'amphi : le mandat des géographes. Dans S. Laurin, J.-L. Klein et C. Tardif (eds.). *Géographie et Société : vers une géographie citoyenne (p. 123-138)*. Sainte-Foy : Presses de l'Université du Québec.

Demers, S. et Buffin-Bélanger, T. (2011). Une méthode illustrée pour la sectorisation morphodynamique de la rivière Neigette (Québec). *Canadian Geographer*, 55, 3, 318-333. DOI : 10.1111/j.1541-0064.2011.00362.x

Demers, S., Olsen, T., Buffin-Bélanger, T., Marchand, J.-P., Biron, P. et Morneau, F. (2014). L'hydrogéomorphologie appliquée à la gestion de l'aléa d'inondation en climat tempéré froid : l'exemple de la rivière Matane (Québec). *Physio-géo*, 8, 67-88. DOI : 10.4000/physio-geo.3813

Dubé, J. (2009). *Effet de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la croissance et l'évolution d'un couvert de glace dans un tronçon de la Rivière Rimouski, Est-du-Québec* (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Rimouski et INRS Eau, Terre et Environnement. Récupéré le 3 décembre 2014 de <http://espace.inrs.ca/477/>

Egginton, P.A. (1980). Determining river ice frequency from the tree record. Dans *Recherche en cours, partie A*. Ottawa : Commission géologique du Canada, Paper 80-1A, 265-270. Récupéré le 31 octobre 2014 de http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/119/119546/pa_80_1a.pdf

Environnement Canada. Ministère de l'Environnement, Direction des eaux intérieures du Nouveau-Brunswick. (2011). *Guide des glaces fluviales au Nouveau-Brunswick*. Rapport déposé en août 1989 et reformaté en 2011. Récupéré le 2 octobre 2014 de <http://www2.gnb.ca/content/dam/gnb/Departments/env/pdf/Publications/GuideGlacesFluviales.pdf>

- Esri (2010). *Polygon to centerline*. Récupéré le 12 novembre 2014 de <https://geonet.esri.com/thread/11548>
- Ettema, R. (1999). A Review of River-Ice Impacts on Alluvial-Channel Stability. Dans J. Doering (ed.). *10th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered River*. Acte de colloque organisé par le Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE), à Winnipeg, juin 1999 (p. 236-250). Winnipeg : Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE). Récupéré le 13 octobre 2014 de http://www.cripe.ca/Downloads/10th_Workshop/All_Proceedings_1999.pdf
- Ettema, R. (2002). Review of Alluvial-Channel Responses to river ice. *Journal of Cold Regions engineering*, 16, 4, 191-218. DOI: [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(2002\)16:4\(191\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(2002)16:4(191))
- Ettema, R. et Daly, S.F. (2004). *Sediment transport under ice*. Hanover : Professional Report ERDC/CRREL TR-04-20. Récupéré le 31 octobre de <http://oai.dtic.mil/oai/oai?verb=getRecord&metadataPrefix=html&identifier=ADA427634>
- Ettema, R. et Kempema, E.W. (2013). Chapter 9 : Ice effect on sediment transport. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation (p.269-305)*. Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.
- Ettema, R. et Muste, M. (2001). Laboratory observations of ice jams in channel confluences. *Journal of Cold Regions Engineering*, 15, 1, 34-58.
- Fisher S.G., Gray L., Grimm N.B et Busch D.E. (1982). Temporal succession in a desert stream ecosystem following flash flooding. *Ecological Monographs*, 52, 93-110. DOI : 10.2307/2 937 346
- Fritts, H.C. (1996). *Tree Rings and Climate*. Londres : Academic Press inc.
- Gerard, R. (1981). Regional analysis of low flows: a cold region example. *5th Canadian Hydrotechnical Conference*. Acte de colloque organisé par le Canadian Society for Civil Engineering, 26-27 mai 1981, Fredericton, N. B. (p. 95-112). Fredericton, N.B. : CSCE.
- Gerard, R. et Karpuk, E.W. (1979). Probability analysis of historical flood data. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 105, 9, 1153-1165.
- Gharabaghi, B., Inkratas, C., Beltaos, S. et Krishnappan, B. (2007). Modelling of three-dimensional flow velocities in a deep hole in the East Channel of the Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 34, 10, 1312-

1323. DOI : 10.1139/107-054

Gray, D.H. et Barker, D. (2004). Root-Soil Mechanics and Interactions. Dans S.J. Bennett et A. Simon (eds.). *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*, Washington, D. C. : American Geophysical Union, DOI: 10.1029/008WSA09

Hamelin, L.-E. (1979). The Bechevnik: a river bank feature from Siberia. *Musk-Ox*, 25, 70–72.

Hamelin, L.-E. (1994). Lexicalisation du néologisme glacial. *Cahiers de lexicologie*, 64, 1, 53-57.

Healy, D., Katopotis, C. et Tarrant, P. (2007). Application of Ground Penetrating Radar for River Ice Surveys. Dans B. Morse, N. Bergeron et Y. Gauthier (eds.). *14 th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. Acte de colloque organisé par le Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE), à Québec, du 19 au 22 juin 2007 (p.289-298). Québec : Committee on River Ice Processes and the Environnement (CRIPE). Récupéré le 2 octobre 2014 de http://www.cripe.ca/Downloads/14th_Workshop/CRIPE_14thWorkshop_proceedings.pdf

Henoch, W.E.S. (1973). Height, frequency of floods, ice jamming and tree-ring studies. *Hydrologic aspects of northern pipeline development (p.153-177)*. Ottawa : Rapport technique pour Information Canada

Hydro Météo (2012). Affaiblissements préventifs des couverts de glace. Récupéré le 4 décembre 2014 de http://www.hydrometeo.net/index.php?option=com_content&view=article&id=44&Itemid=135

Kaufman L. et Rousseeuw, P.J. (1990). *Finding Groups in Data : An Introduction to Cluster Analysis*. New York : Wiley.

Kellerhals, R. et Church, M. (1980). Comment on “Effects of Channel Enlargement by River Ice Processes on Bankfull Discharge in Alberta, Canada” by D.G. Smith. *Water Resources Research*, 16, 6, 1131-1134. DOI : 10.1029/WR016i006p01131

Kerr, D.J., Shen, H.T. et Daly, S.F. (2002). Evolution and hydraulic resistance of anchor ice on gravel bed. *Cold Regions Science and Technology*, 35, 2, 101-114. DOI : 10.1016/S0165-232X (02) 00043-5

King, W.A. et Martini, I.P. (1984). Morphology and recent sediments of the lower anastomosing reaches of the Attawapiskat River, James Bay, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, 37, 295–320. DOI : 10.1016/0037-0738 (84) 90019-8

- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes, a new perspective*. Londres : Hodder Arnold Publication.
- Kondolf, M.G. (2011). Setting goals in river restoration: when and where can the river “Heal itself”? Dans A. Simon, S.J. Bennett et J.M.Castro (eds.) *Stream restoration in dynamic fluvial systems: scientific approaches, analyses and tools* (p.29–43). Washington, D.C. : American Geophysical Union, vol 194.
- Koutaniemi, L. (1984). The role of ground frost, snow cover, ice break-up and flooding in the fluvial processes of the Oulanka River, NE Finland. *Fennia*, 162, 2, 127–161.
- Lane, E.W. (1955). Design of stable channels, *Trans. ASCE*, 120, 1234–1260.
- Lapointe, M.F. (1984). *Patterns and processes of channel change, Mackenzie Delta, NWT*. Ottawa : Progress Report pour Environnement Canada, Northern Hydrology Section, Surface Water Division.
- Leeder, M.R. (1983). On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized lows. Dans J.D. Collinson (ed.). *Modern and Ancient Fluvial Systems* (p. 5–18). Oxford : Blackwell Scientific Publications.
- Leopold, L.B. et Maddock, T. (1953). *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*. Washington : Geological Survey Professional Paper.
- Leopold, L.B. et Wolman, M.G. (1960). River meanders. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71, 769-793.
DOI : 10.1130/00167606(1960)71[769:RM]2.0.CO;2
- Lind, L., Nilsson, C., Polvi, L.E. et Weber, C. (2014). The role of ice dynamics in shaping vegetation in flowing waters. *Biological Reviews*, 89, 791-804.
DOI: 10.1111/brv.12077
- MacKay, D.K. et Mackay, J.R. (1973). Locations of spring ice jamming on the Mackenzie River, N.W.T. Dans D.K. MacKay (ed.), *Hydrologic Aspects of Northern Pipeline Development* (p.237–257). Ottawa, Canada : Rapport technique pour Information Canada, 73-3.
- MacKay, J.R. et MacKay, D.K. (1977). The stability of ice-push features, Mackenzie River, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 10, 2213-2225.
- MacKay, D.K., Sherstone, D.A. et Arnold, K.C. (1974). Channel ice effects and surface water velocities from aerial photography of Mackenzie River break-up. Dans

Hydrological aspects of northern pipeline development (p.71–107). Ottawa : Rapport technique pour Information Canada 74-12.

Malavoi, J.-R. et Bravard, J.-P. (2010). *Éléments d'hydrogéomorphologie fluviale*, ONEMA. Récupéré le 12 novembre 2014 de <http://www.onema.fr/hydromorphologie-fluviale>

Malenchak, J. et Clark, S. (2013). Chapter 5 : Anchor Ice. Dans S. Beltaos (ed.). *River Ice Formation* (p.120-139). Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union.

Marsh P. (1989). Modeling water temperatures beneath river ice covers. *Canadian journal of Civil Engineering*, 17, 1, 629-635. DOI : 10.1139/190-006

Marsh, P. et Prowse, T.D. (1987). Water temperature and heat flux to the base of river ice covers. *Cold Regions Science and Technology*, 14, 1, 33-50. DOI : 10.1016/0165-232X (87) 90042-5

Martinson, C. (1980). *Sediment displacement in the Ottawa-Quebec River-1975-1978*, Hanover : Rapport technique 80-20 pour le U.S. Army, Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL).

McNamara, J.P. et Kane, D.L. (2009). The impact of a shrinking cryosphere on the form of arctic alluvial channels. *Hydrological Processes*, 23, 159-186.

McPherson, H.J. (1966). *Morphology and fluvial processes of the lower Red Deer River Valley, Alberta* (Thèse de doctorat). Université de McGill. Récupéré avec Digit tool, le réseau open access de documents de références de l'Université de McGill de http://digitool.library.mcgill.ca/R/-?func=dbin-jump%20full&object_id=73666&silolibrary=GEN01

Michel, B. (1971). *Winter regime of rivers and lakes*. Hanover, New Hampshire : Cold Region Research and Engineering Laboratory, Monograph 3-B1a.

Michel, B. (1972). Properties and processes of river and lake ice. Dans *The role of ice and snow in hydrology*. Acte de colloque organisé par l'Unesco, the World Meteorological Organization, the International Association of Hydrological Sciences, and the Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, à Banff, Canada, en septembre 1972 (p.451-482). Genève : Unesco-WMO-IAHS. Récupéré le 13 octobre 2014 de <http://ks360352.kimsufi.com/redbooks/a107/107035.pdf>

Michel, B. (1984). Comparison of field data with theories on ice cover progression in large rivers. *Revue canadienne de génie civil*, 11, 4, 798-814, DOI : 10.1139/184-098.

Milburn, D. et Prowse, T.D. (2000). Observations on some physical-chemical characteristics of ice breakup. *Journal of Cold Regions Engineering*, 14, 4, 214-223.

Murtagh, F. (1985). Multidimensional Clustering Algorithms. Dans *COMPSTAT Lectures 4*. Wuerzburg: Physica-Verlag.

Organisme de bassin versant (OBV) du Lac-Saint-Jean (2012). *Plan directeur de l'eau bassin versant du Lac Saint-Jean-Partie 2 : L'analyse de bassin*. Normandin (Québec) OBV Lac-Saint-Jean. Récupéré le 2 décembre 2014 de <http://www.obvlacstjean.org/publications/plan-directeur-de-leau>

Pariset, E., Hausser, R. et Gagnon, A. (1966). Formation of ice covers and ice jams in rivers. *ASCE Journal of Hydraulic Engineering*, 92 (HY6), 1-24.

Park, C. C. (1977). World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: an analysis and some observations, *Journal of Hydrology*, 33, 133-146.

Parker, M.L. et Jozsa, L.A. (1973). Dendrochronological investigations along the Mackenzie, Liard and South Nahanni rivers, N.W.T. Part I: Using tree damage to date landslides, ice jamming and flooding. Dans *Hydrological Aspects of Northern Pipeline Development* (p. 313-464). Ottawa : Rapport technique 10.

Parkinson, F.E. (1982). Water temperature observations during break-up on the Liard-Mackenzie River system. Dans R. Gerard et D. Andres (eds.). *2nd Workshop on Hydraulics of Ice-Covered Rivers*, Acte de colloque organisé par le National Research Council of Canada, 1-2 Juin 1982, Edmonton, Alberta. (p. 261-295). Ottawa : National Research Council of Canada. Récupéré le 31 octobre 2014 de http://cripe.civil.ualberta.ca/Downloads/02nd_Workshop/All_Proceedings_1982.pdf

Pavelsky, T.M. et Smith, L.C. (2004). Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup observed with MODIS and AVHRR time series. *Remote Sensing of Environment*, 93, 328-338. DOI : 10.1016/j.rse.2004.07.018

Payette, S. et Filion, L. (2010). *La dendroécologie*. Québec : Presses de l'Université Laval.

Prowse, T.D. (1990). Heat and mass balance of an ablating ice jam. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 17, 1, 629-635. DOI : 10.1139/102-040

Prowse, T.D. (1993). Suspended sediment concentration during river ice breakup. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 20, 5, 872-875. DOI : 10.1139/193-113

Prowse, T.D. (1994). Environmental significance of ice to streamflow in cold regions. *Freshwater Biology*, 32, 2, 241-259. DOI : 10.1111/j.1365-2427.1994.tb01124.x

Prowse, T.D. (2001a). River-ice ecology. Part A : hydrologic, geomorphic and water-quality aspects. *Journal of Cold Regions Engineering*, 15, 1–16. DOI: [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(2001\)15:1\(1\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(2001)15:1(1))

Prowse, T.D. (2001b). River-ice ecology. Part B : biological aspects. *Journal of Cold Regions Engineering*, 15, 17–33. DOI: [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(2001\)15:1\(17\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(2001)15:1(17))

Prowse, T.D. et Beltaos, S. (2002). Climatic control of river-ice hydrology: a review. *Hydrological Processes*, 16, 805-822. DOI : 10.1002/hyp.369

Prowse, T. et Culp, J. (2003). Ice breakup: a neglected factor in river ecology. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 128-144. DOI : 10.1139/L02-040

Prowse, T.D., Bonsal, B.R., Duguay, C. R., Hessen, D.O. et Vuglinski, V.S. (2008). River and Lake Ice. Dans United Nation Environment Program (UNEP) (dir.). *Global Outlook for Ice and Snow (p.201-214)*. Norvège : UNEP/GRID-Arendal. Récupéré le 2 octobre 2014 de http://www.unep.org/geo/geo_ice/PDF/full_report_LowRes.pdf

Québec. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF) (2012). Échelle : 1 : 50 000 [Carte] *Carte des dépôts de surface*, feuillets 32H01, 32H02, 32H07, 32H08, 32h09, 32H10, 32H15, 32H16, 32I01, 32I02. Récupéré de <http://geoboutique.mrn.gouv.qc.ca/edel/pages/recherche/resultats.faces>

Resh, W.H., Brown, A.V., Covich, A.P., Gurtz, M.E., Li, H.W., Minshall, G.W., Reice, S.R., Sheldon, A.L., Wallace, J.B., et Wissmar, R.C. (1988). The role of disturbance in stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, 7, 4, 433–455. DOI : 10.2307/1 467 300

Rosgen, D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*, 22, 169–199.

Rosgen, D.L. (1996). Field Survey Procedures for Characterization of River Morphology. *Wildlandhydrology.com*. Récupéré le 2 décembre 2014 de http://www.wildlandhydrology.com/assets/field_survey_procedures_for_characterization_of_river_morph.pdf

Schweingruber, F.H. (1996). *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Vienna, Haupt : Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research.

Scrimgeour G.J. et Prowse T.D. (1993). Effects of ice on substrate. Dans T.D. Prowse et N. Gridley (eds.). *Environmental Aspects of River Ice (p.55-60)*. Saskatoon : Science Report No. 5. 36-513/5E pour le National Hydrology Research Institute.

Scrimgeour, G.J., Prowse, T.D., Culp, J.M. et Chambers, P.A. (1994). Ecological

- effects of river ice break-up: a review and perspective. *Freshwater Biology*, 32, 261–275. DOI : 10.1111/j.1365-2427.1994.tb01125.x
- Shen, H.T. et Wang, D.S. (1995). Under cover transport and accumulation of frazil granules. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121, 2, 184-195.
- Shen, H.T. (2003). Research on river ice processes: progress and missing links. *Journal of Cold Regions Engineering*, 17, 4, 135–143. DOI: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2003)17:4(135)
- Shen, H.T. (2010). Mathematical modeling of river ice processes. *Cold Regions Science and Technology*, 62, 1, 3-13.
- Simon, A., Doyle, M.W., Kondolf, G.M., Shields, F.D.Jr, Rhoads, B.L. et McPhillips, M. (2007). Critical evaluation of how the Rosgen classification and associated "natural channel design" methods fail to integrate and quantify fluvial processes and channel response. *Journal of the American Water Resources Association*, 43, 5, 1117-1131.
- Smith, D.G. (1979). Effects of Channel Enlargement by River Ice Processes on Bankfull Discharge in Alberta, Canada. *Water Resources Research*, 15, 2, 469-475. DOI : 10.1029/WR015i002p00469
- Smith, D.G. (2003). 1100 years of ice-jam flooding in the Peace River Delta interpreted from flood bed sediments and ice-scarred trees. *12th workshop on the hydraulics of ice covered rivers*. Acte de colloque organisé par le Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE), à Edmonton, du 19 au 20 juin (pas de page). Edmonton : CRIPE. Récupéré le 13 octobre 2014 de http://www.cripe.ca/Downloads/12th_Workshop/Smith-2003.pdf
- Smith, D.G. et Pearce, C.M. (2002). Ice jam-caused fluvial gullies and scour holes on northern river flood plains. *Geomorphology*, 42, 85-95. DOI : 10.1016/S0169-555X(01)00076-9
- Smith D.G. et Reynolds, D.M. (1983). Trees scars to determine the frequency and stage of high magnitude river ice drives and jams, Red Deer, Alberta. *Canadian Water Resources Journal*, 8, 3, 77-94. DOI : 10.4296/cwrj0803077
- Sousa W.P. (1984). The role of disturbance in natural communities. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 15, 353-391. DOI : 10.1146/annurev.es.15.110184.002033
- Taylor, S., Buffin-Bélanger, T. Héту, B. et Arsénault, D. (2008). An Analysis of the Spatio-Temporal Dynamics of Ice Jams in a Small Eastern Canadian River Using Dendrochronology. Dans J. Piwowar (ed.), *Le sommet des Prairies*, Acte de colloque

organisé par l'Association canadienne des géographes, l'Association canadienne de cartographie, le Groupe canadien de recherche en géomorphologie et la Société canadienne de télédétection, à Régina, du 1er au 6 juin 2008 (p.305-308). Régina : ACG, ACC, GCRG et SCT. Récupéré le 13 octobre de http://uregina.ca/prairies/assets/PrairieSummit_Proceedings.pdf

Taylor, S. (2010). *Analyse de la dynamique spatio-temporelle de la formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle, Québec* (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Rimouski. Récupéré le 2 décembre par Sémaphore, le site de dépôt numérique de l'UQAR de http://semaphore.uqar.ca/428/1/Suzan_Taylor_septembre2010.pdf

Terada, K., Hirayama, K. et Sasamoto, M. (1998). Field measurement of anchor and frazil ice. Dans H.T. Shen et J.P. Dempsey (eds.). *14 th IAHR Symposium on Ice*. Acte de colloque organisé par l'International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR), à Potsdam, New-York, du 27 au 31 juillet 1998 697-702. New-York : IAHR. Récupéré le 13 octobre 2014 de <http://www.riverice.ualberta.ca/IAHR%20Proc/>

Terroux, A.C.D., Sherstone, D.A., Kent, T.D., Anderson, J.C., Bigras, S.C. et Kriwoken, L.A. (1981). Ice regime of the Lower Mackenzie River and Mackenzie Delta. Dans le *Spring Break-Up : Mackenzie River Basin Committee*, Hull : MRBS Study Supplement 3 pour le National Hydrology Research Institute.

Turcotte, B., Morse, B. Bergeron, N.E. et Roy, A.G. (2011). Sediment transport in ice-affected rivers. *Journal of Hydrology*, 409, 561-577. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2011.08.009

Tuthill, A.M. (2005). Ice tree scar evidence of historic ice events on the Grasse River. Dans S.F. Daly (ed.). *13th workshop on the hydraulics of ice covered rivers*. Acte de colloque organisé par CGUHS Committee on River Ice Processes and the Environment, Hanover, 15-16 septembre 2005. Hanover : CGUHS. Récupéré le 12 novembre 2014 de http://cripe.civil.ualberta.ca/Downloads/13th_Workshop/13th_CRIPE_Workshop_Proceedings.pdf

Uunila, L.S. (1997). Effects of river ice on bank morphology and riparian vegetation along Peace River, Clayhurst to Fort Vermilion. Dans B.C. Burrell et S. Ismail (eds.). *9th Workshop on River Ice*, Acte de colloque organisé par le Canadian Geophysical Union, Hydrology Section (CGU-HS), Committee on River Ice Processes and the Environment, New Brunswick Power Corp. 24-26 Septembre 1997, Fredericton, N. B., (p.315-334). Fredericton, N.B. : CGU-HS. Récupéré le 31 octobre 2014 de http://cripe.civil.ualberta.ca/Downloads/09th_Workshop/All_Proceedings_1997.pdf

White, K.D. (1996). Predicting Breakup Ice Jams Using Logistic Regression. *Journal of Cold Regions Engineering*, 10, 4, 178-189. DOI: [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(1996\)10:4\(178\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(1996)10:4(178))

White, K.D. (2003). Review of prediction methods for breakup ice jams. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 89-100. DOI : 10.1139/l02-047

White P.S. et Pickett S.T.A. (1985). Part I Introduction, Natural disturbances and patch dynamics : an introduction. Dans S.T.A. Pickett et P.S. White (eds.). *The Ecology of Natural Disturbance and Patch Dynamics* (p.3-9). New York : Academic Press.

Williams, G.P. (1978). Bank-Full Discharge of Rivers. *Water Resources Research*, 14, 6, 1141-1154.

Williams, G.P. et MacKay, D.K. (1973). The characteristics of ice jams. Dans G.P. Williams (ed.). *Seminar on Ice Jams in Canada*. Acte de colloque organisé par le Snow and Ice Subcommittee, Associate Committee on Geotechnical Research, 7 mai 1973, University of Alberta, Edmonton (p. 17-35). Edmonton : National Research Council of Canada.

Wolman, M.G. et Leopold, L.B. (1957). *River floodplains: some observations on their formation*. Washington : Geological Survey Professional Paper 282-C.

Wuebben, J. et Gagnon, J. (1995). *Ice Jam Flooding on the Missouri River Near Williston, North Dakota*. Omaha : CREEL Report 95-19.

Yamazaki, M., Hirayama, K., Sakai, S., Sasamoto, M., Kiyohara, M. et Takiguchi, H. (1996). Formation of frazil and anchor ice. Dans Y. Xiaoqing (ed.). *13th International Symposium on Ice*, Acte de colloque organisé par l'International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR) à Beijing, Chine, du 27 au 31 août 1996 (p.488-496). Beijing : IAHR. Récupée le 13 octobre 2014 de <http://www.riverice.ca/IAHR%20Proc/>

Ye, S.Q. et Doring, J.C. (2003). A model for the vertical distribution of frazil ice. Dans *12th workshop on the hydraulics of ice covered rivers*. Acte de colloque organisé par le Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE), à Edmonton, du 19 au 20 juin (pas de page). Edmonton : Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE). Récupéré le 13 octobre 2014 de http://www.cripe.ca/Downloads/12th_Workshop/Ye-Doering-2003.pdf

Ye, S.Q. et Doring, J.C. (2004). Simulation of the supercooling process and frazil evolution in turbulent flows. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 31, 915-926. DOI : 10.1139/L04-055