

Université du Québec
INRS Eau, Terre et Environnement

**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**

Par
Jérôme Dubé

Mémoire présenté pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury
et examinateur interne

André St-Hilaire
INRS Eau, Terre et Environnement

Examineur externe

Brian Morse
Département de génie civil
Université Laval

Directeur de recherche

Thomas Buffin-Bélanger
Université du Québec à Rimouski
Professeur invité, INRS-ETE

Codirecteur de recherche

Normand Bergeron
INRS Eau, Terre et Environnement

Résumé

Le phénomène de glace en milieu fluvial représente une dynamique complexe autant lors de la période de formation, d'évolution que de rupture du couvert de glace. Durant ces périodes, la diversité des interactions entre les caractéristiques morphologiques du chenal, la dynamique de l'écoulement et les conditions hydrométéorologiques affectent la glace. Cependant, peu d'études ont documenté ces interactions en lien avec la formation et l'évolution du couvert de glace sur une base journalière. Cette recherche vise d'abord à analyser quotidiennement les processus de formation et de croissance de la glace dans une succession seuil-mouille. Elle vise ensuite à documenter l'effet de la morphologie du chenal et des conditions hydrométéorologiques sur la croissance et l'évolution du couvert de glace.

Le site d'étude se situe sur la rivière Rimouski dans la région du Bas-St-Laurent au Québec. Le tronçon de rivière à l'étude mesure 600 m de long par 50 à 60 mètres de large. Il comprend deux seuils graveleux bien développés et une mouille profonde. Du 30/11/2005 au 9/03/2006 (100 jours), des photographies numériques ont été prises quotidiennement de façon perpendiculaire au chenal à partir de 8 stations fixes sur la berge pour suivre la mise en place du couvert de glace. L'analyse spatio-temporelle des images permet d'estimer les taux quotidiens de croissance de glace. De plus, la documentation des caractéristiques morphologiques du couvert a été réalisée quotidiennement. L'épaisseur du couvert de glace a été mesurée à 27 positions dans la succession seuil-mouille. Des cartographies du chenal et du couvert de glace ont également été réalisées à partir de 23 sections transversales.

Les résultats montrent que la mise en place du couvert de glace se produit en même temps dans les seuils et la mouille mais que la fermeture complète du couvert de glace survient un mois plus tôt dans la mouille. Cette différence s'explique par des mécanismes de croissance variables selon les unités morphologiques. Dans les seuils, la glace croît des berges vers le centre du chenal par accumulation de particules de frasil et croissance thermique. De plus, la glace se développe et croît autour des blocs protubérants dans le

centre du chenal initialement par expansion de la glace de fond pour ensuite croître thermiquement. Dans la mouille, le couvert de glace croît latéralement à partir des berges vers le centre du chenal par gel thermique et accumulation de particules de frasil à la surface de l'écoulement. Les taux de croissance quotidiens cumulés révèlent dans chacun des environnements des profils similaires suivant une dynamique de croissance de la glace d'abord rapide au début de la formation du couvert et ensuite lente jusqu'à sa fermeture. Ces patrons de croissance sont présents à chaque site d'observation malgré un décalage temporel significatif. Ces données ont permis le développement d'un modèle simple de croissance du couvert de glace pour cette succession seuil-mouille. Les épaisseurs de glace médianes sont similaires dans les seuils et la mouille, mais elles sont plus variables dans les seuils. Les conditions hydrométéorologiques ont affecté la croissance du couvert et engendré l'apparition d'événements glaciels significatifs. Une coulée de neige liquéfiée est survenue au mois de janvier dans le ruisseau Levasseur, un tributaire mineur dans le tronçon étudié. Cet événement extrême a provoqué la désorganisation de la morphologie glacielle à la confluence en incisant le couvert de glace présent dans le ruisseau et en formant un imposant cône glacielle sur le couvert de la rivière Rimouski. Les données ont permis de réaliser un modèle simple de croissance de glace dans les seuils et la mouille à partir du pourcentage de couverture de glace dans le chenal et le pourcentage de jours de croissance.

Remerciements

Ce mémoire glacial est un aboutissement académique et une réalisation personnelle des plus stimulantes. La géomorphologie et la dynamique fluviale constitue une approche passionnante m'ayant été magistralement transmise par M. Thomas Buffin-Bélangier. Thomas, je te remercie pour ta confiance en moi, ton dévouement et ta générosité. Tu as su m'écouter, me conseiller et me soutenir. Nos innombrables sorties sur le terrain pour observer et analyser les rivières du Bas-St-Laurent et de la Gaspésie sont à jamais gravées à ma mémoire. Je vais toujours me souvenir de nos discussions et nos silences en voiture, de nos émerveillements devant divers processus, notre fameuse sortie de route, nos conquêtes pour trouver la meilleure cantine et nos discussions amicales au Baromètre. Merci beaucoup pour ta supervision, ton professionnalisme, ta disponibilité et ton amitié. Je tiens également à remercier M. Normand Bergeron. Normand, je suis heureux de t'avoir eu comme co-directeur. Tu es un excellent géomorphologue et j'aurais encore beaucoup à apprendre de toi. La distance qui nous sépare a limité le nombre de discussions passionnantes que l'on aurait pu avoir en contemplant la dynamique glacielle en rivière. Tu as su me supporter, m'encourager et me conseiller. Patricia tu es la femme que j'aime ! Ta présence près de moi, ton sourire, ta bonne humeur et tes encouragements m'ont propulsé vers la réalisation de cette maîtrise. Tu as su me comprendre avec mes sorties de terrain surprises et mes rush éclairs. L'arrivée de Samuel à mi-parcours de ce mémoire fut pour moi un joyeux mélange d'amour, de bonheur et de motivation. Merci mon fils pour ta collaboration près des rivières beau temps et mauvais temps, hiver comme été. Je suis convaincu que ta magnifique petite sœur Jeanne, qui est arrivée à la fin de ce projet, va suivre les traces de son formidable grand frère. Remerciements à mes parents, Lise et Clermont ainsi qu'à mon frère Stéphane et sa magnifique famille. Vous m'avez aidé et encouragé dans cette aventure géographique qui m'était destinée.

La prise de mesures sur les rivières englacées nécessite une équipe de travail rigoureuse, énergétique, prudente et astucieuse. Merci à l'Équipe de Recherche en Dynamique Fluviale (ERDF) de l'Université du Québec à Rimouski : Taylor Olsen, Sylvio Demers, Suzan Taylor, Yanick Larue, Louise-Anne Belzile, François Truchon, Geneviève Allard

et Marie-Andrée Lelièvre. Remerciements également à ceux qui m'ont soutenu ponctuellement : Yvon Jolivet, Antoine Morissette, Evelyne Arsenault, Samuel Bolduc, Steve Rice, Hugo Élias, Sébastien St-Pierre, Suzanne Gagnon, Jean-Luc Théberge, Francis Bérubé et autres membres des équipes de recherche en géographie de l'UQAR. Je tiens à souligner que le module de géographie de l'UQAR m'a grandement fait confiance. Merci à Bernard Hétu et Pascal Bernatchez, professeurs-chercheurs à l'Université du Québec à Rimouski qui m'ont grandement influencé dans mon cheminement académique et qui ont allumé la flamme du géographe en moi par leurs passions du savoir géographique, leurs rigueurs de recherche ainsi que leurs innombrables conseils et aides amicaux. Merci à Suzanne Dussault (INRS) pour l'incontournable aide apportée. Cette recherche fut possible grâce aux soutiens financiers attribués à M. Thomas Buffin-Bélanger (CRSNG et FIR (Fond institutionnel de recherche de l'UQAR)) et M. Normand Bergeron (CRSNG). Finalement, merci à mes amis(es) pour vos encouragements.

« Il y a plus de courage que de talent dans la plupart des réussites. »

Félix Leclerc

Table des matières

Résumé.....	III
Remerciements.....	V
Table des matières.....	VII
Liste des figures	IX
Liste des tableaux.....	XV
Liste des symboles	XVII
Chapitre 1: Introduction.....	1
Chapitre 2: La glace en milieu fluvial : revue de littérature, lacunes des connaissances géomorphologiques et étude de cas sur la rivière Rimouski, Est du Québec	3
2.1 Processus de formation et d'évolution d'un couvert de glace	3
2.1.1 Conditions hydrométéorologiques favorisant l'apparition de glace	4
2.1.2 Formation de la glace en milieu fluvial	8
2.1.3 Dynamique de formation d'un couvert de glace.....	16
2.1.4 Morphologie d'un couvert de glace	20
2.2 Interactions entre la morphologie du chenal et la glace fluviale.....	29
2.2.1 Effets de la morphologie d'un chenal sur la dynamique glacielle	30
2.2.2 Effets de la glace sur la morphologie d'un chenal	33
2.3 Problématique et objectifs de recherche	39
2.4 Description des sites à l'étude.....	40
2.4.1 Bassin versant de la rivière Rimouski.....	40
2.4.2 Secteur Ste-Odile	42
2.4.3 Secteur Fond d'Ormes	43
2.5 Méthodologie	44
2.5.1 Morpho-sédimentologie des tronçons fluviaux.....	46
2.5.2 Suivi de la croissance et de l'évolution de la glace fluviale	47
2.5.3 Morphologie et propriétés des couverts de glace.....	55
2.5.4 Suivi des paramètres hydrométéorologiques	56

Chapitre 3: Effet de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la formation et l'évolution d'un couvert de glace dans la rivière Rimouski, Est-du-Québec, Canada.....	59
3.1 Introduction	59
3.2 Description du site d'étude.....	63
3.3 Méthodologie	66
3.4 Résultats	68
3.4.1 Conditions hydrométéorologiques	68
3.4.2 Formation du couvert de glace	70
3.4.3 Croissance du couvert de glace	71
3.4.4 Morphologie du couvert de glace.....	78
3.5 Discussion	82
3.5.1 Effet de la morphologie sur la croissance de glace	82
3.5.2 Impacts des conditions hydrométéorologiques et de l'activité des tributaires sur le couvert de glace.....	86
3.5.3 Modèle de croissance d'un couvert de glace.....	90
3.6 Conclusion.....	91
Chapitre 4: Conclusion générale	93
Bibliographie	96

Liste des figures

- Figure 2.1 Schématisation du refroidissement de la température de l'eau et des changements de phases.5
- Figure 2.2 a) Effets de la température de l'air (T_a), b) de la profondeur de l'eau (Y) et c) de la vitesse de cisaillement au lit (V_*) sur la température et le processus de refroidissement de l'eau (Ye et Doering, 2004 (fig. 1a et 1b); Ye et *al.*, 2004 (fig.1c)).7
- Figure 2.3 a) Croissance de glace thermique sur la rivière Toupiké (photo : Jérôme Dubé). b) Conditions de formation pour la glace thermique de rive (Devik, 1964, tiré de Beltaos et *al.*, 1989).8
- Figure 2.4 Nucléation secondaire du frasil par a) les éclaboussures provoquées par la turbulence et b) les bulles d'air à la surface de l'écoulement (photos : Jérôme Dubé).10
- Figure 2.5 Apparition et évolution des particules de frasil en fonction de la température de l'eau (Ye et Doering, 2004).11
- Figure 2.6 Formes de transformation du frasil : a) particule individuelle de frasil et accumulation floconneuse et b) accumulation en plaquette, assiette et plaque (photos : Jérôme Dubé).12
- Figure 2.7 a) Glace de fond et b) tapis de glace de fond sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).13
- Figure 2.8 Étape d'évolution de la glace de fond dans un chenal expérimental sous une vitesse d'écoulement de 0,39 m/s, une profondeur de 10 cm et une température de l'air de -16°C (Qu et Doering, 2007).14
- Figure 2.9 Schéma présentant l'évolution du frasil en milieu fluvial (adapté de Michel 1972 et de Daly, 1994).15
- Figure 2.10 a) Accumulation de gadoue de neige à la surface de l'écoulement sur la rivière Rimouski. b) Vue en plongée d'une accumulation de balles de gadoue de neige (photos : Jérôme Dubé).16
- Figure 2.11 a) Accumulation et immobilisation de particules de frasil dans un méandre à écoulement lent sur la rivière Mitis. b) Formation d'un couvert de glace statique mince sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).17
- Figure 2.12 a) Formation dynamique d'un couvert de glace au mois de novembre et b) formation d'un couvert par embâcle au mois de décembre sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).18
- Figure 2.13 Formation d'un couvert de glace mixte impliquant une croissance lente statique et une fermeture rapide dynamique (photo : Thomas Buffin-Bélanger).19

- Figure 2.14 a) Accumulation de glace de neige au dessus de la couche primaire de glace et b) couche de glace de neige dans une carotte de forage glacielle (photos : Jérôme Dubé)..... 22
- Figure 2.15 a) Écoulement supra-glaciel du 10 janvier 2006 (photo : Jérôme Dubé). b) Glaçage de l'écoulement le 19 janvier 2006 sur la rivière Rimouski (photo : Thomas Buffin-Bélanger). 23
- Figure 2.16 Coupes stratigraphiques de deux carottes de glace prises dans une section de rivière au Japon. Niveau d'eau a) au dessus et b) en dessous de la surface du couvert de glace (Michel, 1971). 24
- Figure 2.17 a) Accumulation non uniforme de la glace dans une section transversale sur la rivière Tanana en Alaska lors des mois de février et mars, 1984 (Lawson et *al.*, 1986). b) Évolution d'une section transversale dans une zone d'embâcle sur le fleuve Jaune en Chine (Sui et *al.*, 2000). 24
- Figure 2.18 a) Estimation de l'épaisseur de glace statique en fonction de l'accumulation de degrés-jour de gel accumulés et b) croissance de l'épaisseur de glace durant la saison hivernale sur la rivière Miramichi au Nouveau Brunswick (Beltaos, 2004)..... 26
- Figure 2.19 Profil transversal réalisé à partir d'un GPR (250 MHz GPR) et présentant une épaisseur de glace de 168 cm et une profondeur totale de 258 cm (Best et *al.*, 2005). 27
- Figure 2.20 a) Variabilité transversale de l'épaisseur de glace près de Peace Point durant la saison hivernale de 2001-2002. b) Variation longitudinale de la moyenne latérale de l'épaisseur de glace le long de la Peace River pour le mois de mars entre 2000-2003 (Beltaos, 2007). 28
- Figure 2.21 Les trois composantes de la dynamique fluviale sans et avec présence de glace sur un tronçon de rivière. Les flèches représentent le sens des interactions (adaptée de Leeder, 1983)..... 29
- Figure 2.22 Présence de polynyas (en noir) sur trois tronçons de rivière d'environ 3 à 4 km de long en Sibérie pour deux hivers consécutifs (tiré de Michel, 1971)..... 30
- Figure 2.23 Accumulation de glace dans un chenal sinueux avec présence de bancs d'accumulations centraux (Ettema et Zabilansky, 2004). 31
- Figure 2.24 a) Embâcle à l'embouchure du tributaire causé par un couvert de glace stationnaire sur la rivière principale. b) Accumulation en forme d'arc des glaces flottantes à la jonction des deux cours d'eau. c) Embâcle en amont de la confluence causé par une incapacité de transférer l'ensemble des glaces flottantes dans le chenal principal. d) Embâcle provoqué par un apport hydraulique important provenant du tributaire en comparaison avec la rivière principale. e) Congestion des glaces causées par l'accumulation sédimentaire en aval de la confluence. f) Congestion aggravée par la croissance de la glace sur l'accumulation sédimentaire (Ettema et *al.*, 1999)..... 32

Figure 2.25 Épaisseur de glace et volumes de frasil accumulé sous le couvert de glace le long d'un profil longitudinal d'un tronçon de rivière de Sibérie (tiré de Michel, 1971)...33

Figure 2.26 a) Impact d'un couvert de glace sur la sinuosité du talweg en milieu alluvial (Ettema, 2002). b) Influence d'un couvert de glace sur la sinuosité et la longueur d'onde d'un méandre (Ettema, 2002). c) Effet de différente accumulation de frasil sous un couvert de glace dans une mouille (Prowse et Gridley, 1993).35

Figure 2.27 Accélération de l'écoulement et surcreusement local du lit sous un embâcle de glace (Ettema et Daly, 2004).....36

Figure 2.28 a) Morphologie et dynamique sédimentaire de la confluence avec la présence de l'embâcle sur le tributaire mineur. b) Modification de la morphologie et déplacement de la zone d'affouillement lors de la rupture de l'embâcle (Bergeron et Roy, 1988).....36

Figure 2.29 Schéma présentant le profil d'un *bechevnik* de déposition (Hamelin, 1969). 38

Figure 2.30 a) Localisation des tronçons de rivière de Ste-Odile et de Fond d'Ormes dans le bassin versant de la rivière Rimouski. b) Positionnement des sites à l'étude sur le profil en long de la rivière Rimouski à l'échelle 1 :20 000 (source : Ressources naturelles Canada (BNDT)).....41

Figure 2.31 Morphologie du tronçon de la rivière Rimouski du secteur de Ste-Odile et localisation des stations d'observation fixes (triangles noir). La pente moyenne du tronçon ($S = 0,0026$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique ($z-s$) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal.....43

Figure 2.32 Morphologie de la rivière Rimouski du secteur de Fond d'Ormes. La pente moyenne du tronçon ($S = 0,005$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique ($z-s$) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal.44

Figure 2.33 Protocole expérimental : des objectifs aux méthodes.....45

Figure 2.34 a) Cartographie de la morphologie du tronçon de rivière avec la station totale et b) de la granulométrie du lit de la rivière selon la méthode de marche aléatoire de Wolman (1954) (photos : Jérôme Dubé).47

Figure 2.35 a) Collecte de données sur les distances terrains à l'aide du télémètre Leica. b) Données de distance terrain en mètre à la section transversale S1 à partir de la station fixe (photos : Jérôme Dubé).....50

Figure 2.36 Relation exponentielle permettant de convertir les distances-écran en mètre terrain pour le site S1.51

- Figure 2.37 Exemple de conversion de la largeur du couvert de glace à partir de la berge proximale de la section transversale centrale au site S1. Les chiffres en bleus représentent les distances horizontales sur le terrain (en mètre) entre la station photographique et le point dans le chenal. La ligne rouge permet de mesurer le nombre de pixel-écran associé à la largeur du couvert de glace (photo : Jérôme Dubé). 51
- Figure 2.38 a) Grille de gestion et d'identification des photographies numériques. b) Présence de glace de fond à la confluence du ruisseau Levasseur et de la rivière Rimouski au jour Julien 331 de 2005. c) Vue vers l'aval à partir du site M4 au jour Julien 340 (photos : Jérôme Dubé). 52
- Figure 2.39 Bilan du suivi de la mise en place, de l'évolution et de la débâcle du couvert de glace au secteur de Fond d'Ormes sur la rivière Rimouski entre 2003 et 2008. 53
- Figure 2.40 Formation du couvert de glace par embâcle de glaces flottantes au site de Fond d'Ormes sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger). 54
- Figure 2.41 a) Caractérisation morphologique du couvert à l'aide d'une station totale et b) réalisation d'une campagne de forage du couvert de glace. c) Mesure des valeurs de neige, de glace et de profondeur d'eau sous le couvert à l'aide d'une règle graduée. d) Portion des mesures d'épaisseurs de glace à une station de forage (photos : Jérôme Dubé). 56
- Figure 2.42 a) Station fixe de mesure de la température de l'air au site de Ste-Odile (S3). b) Méthode d'instrumentation pour l'échantillonnage de la température de l'eau sur une tige en acier avec filet et mise en place de la tige et du capteur de température dans le lit de la rivière (photos : Jérôme Dubé). 57
- Figure 3.1 a) Cartes de localisation du bassin versant de la rivière Rimouski dans la province de Québec. b) Localisation du tronçon à l'étude dans la portion aval du bassin versant. 64
- Figure 3.2 Distribution de la taille granulométrique médiane et des vitesses moyennes d'écoulements en période d'étiage à l'intérieur de la succession seuil-mouille sur la rivière Rimouski. Les stations fixes pour le suivi photographique de la dynamique glacielle sont indiquées (S1, S2, M1, M2, M3, M4, S3 et S4). La pente moyenne du tronçon ($S = 0,0026$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique (z-s) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal. 65
- Figure 3.3 Photographies présentant a) le seuil amont, b) la portion amont et c) aval de la mouille ainsi que d) le seuil aval en date du Jour Julien 324 (écoulement de la gauche vers la droite) (photos : Jérôme Dubé). 66
- Figure 3.4 Comparaison des données historiques et annuelles de 2005-2006 pour la température de l'air, les précipitations liquides et solides à la station météorologique de Mont-Joli ainsi que le débit de la rivière Rimouski au barrage hydroélectrique de Boralex lors de la période de dynamique glacielle. 69

Figure 3.5 Processus glaciels à l'origine de la croissance quotidienne du couvert de glace dans deux seuils et une mouille entre le novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).	71
Figure 3.6 Taux et périodes de croissance quotidienne du couvert de glace a) dans la mouille et b) dans les deux seuils ainsi que les valeurs de degrés-jour de gel accumulés (DJGA) entre le 20 novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).	73
Figure 3.7 Taux de croissance cumulé du couvert de glace et répartition spatiale de sa croissance dans le seuil amont (S1 et S2) et le seuil aval (S3 et S4) entre le 20 novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).	75
Figure 3.8 Taux de croissance normalisé présentant les périodes de croissance et de fonte du couvert de glace dans la mouille et les deux seuils. Les valeurs d'écart-types et de moyennes excluent la journée de fermeture du couvert.	76
Figure 3.9 La morphologie du couvert de glace ainsi que de la répartition spatiale de son épaisseur et de l'accumulation de frasil sous le couvert de glace.	79
Figure 3.10 Évolution longitudinale des hauteurs du couvert nival, de l'épaisseur de glace, de la profondeur d'eau et de l'épaisseur de l'accumulation de frasil sous le couvert de glace en lien avec la morphologie du chenal. La localisation du profil A se situe près de la berge droite, B au centre du chenal et C près de la berge gauche.	80
Figure 3.11 Profils transversaux du chenal présentant les caractéristiques morpho-sédimentologiques et morpho-glacielles dans un seuil (S1) et une mouille (M2).	81
Figure 3.12 Répartition de la couche de glace primaire dans le tronçon de rivière.	83
Figure 3.13 Évolution de la glace centrale à partir de l'expansion de la glace de fond et la croissance de la glace thermique sur les blocs protubérants dans le chenal entre les jours Julien 353 et 358 (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).	84
Figure 3.14 Formation d'un seuil de glace vis-à-vis du cône alluvial dans le seuil amont et modification de l'écoulement à proximité (photos : Jérôme Dubé).	85
Figure 3.15 Formation d'un couvert de glace mixte impliquant une croissance lente statique et une fermeture rapide dynamique. L'accumulation des glaces flottantes vers l'amont est provoquée par la présence d'un seuil de glace fermant le chenal dans la partie frontale du seuil aval (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).	86
Figure 3.16 Photographies illustrant l'incision du couvert de glace sur le ruisseau Levasseur, l'écoulement supra-glaciel sur le couvert de glace du chenal principal et la morpho-stratigraphie du cône à la confluence (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).	89

Figure 3.17 Synthèse des principaux événements glaciels significatifs et des impacts des conditions hydrométéorologiques sur le couvert de glace pour l'année 2005-2006 (débit de la rivière Rimouski, température de l'air maximale et minimale quotidien, degrés-jour de gel, précipitation liquide et solide). 90

Figure 3.18 Modèle de croissance d'un couvert de glace dans un seuil et une mouille pour un cours d'eau de moyenne taille (50 à 60 m de large) en milieu tempéré froid. 91

Liste des tableaux

Tableau 2.1 Valeurs du coefficient empirique utilisé dans l'équation de <i>Stefan</i> (Source : USACE, 2002 adapté de Michel, 1971).....	25
Tableau 2.2 Épaisseur de la glace en cm (minimale, moyenne et maximale) entre 1972 et 1990 sur trois rivières québécoises au milieu du mois de mars (Source : Environnement Canada).	28
Tableau 2.3 Distribution des photographies prises lors du suivi de mise en place du couvert de glace de 2005-2006 au tronçon de Ste-Odile sur la rivière Rimouski selon le type et la station photographique.	48
Tableau 3.1 Représentation pour chacune des stations d'observation des données de croissance du couvert de glace, du régime hydrologique et des degrés-jour de gel accumulés selon les étapes de croissance du couvert.	87

Liste des symboles

a_i	: Coefficient empirique représentant le type d'environnement
C_0	: Coefficient de transfert de chaleur
D	: Taille granulométrique
DJG	: Degrés-jour de gel
DJGA	: Degrés-jour de gel accumulés
ET	: Écart-type
Fr	: Nombre de Froude
g	: Accélération gravitationnelle
h_i	: Épaisseur de glace statique
JJ	: Jour Julien
M	: Moyenne
Q	: Débit liquide moyen
Q_{ea}	: Échange de chaleur entre la surface de l'eau et de l'air
Re	: Nombre de Reynolds
S	: Pente du chenal
S_{talweg}	: Pente du talweg
T_a	: Température de l'air
T_e	: Température de la surface de l'eau
T_j	: Taux de croissance quotidien normalisé de glace
ν	: Viscosité cinématique
V	: Vitesse d'écoulement
V_*	: Vitesse de cisaillement au lit
W	: Largeur du chenal
W_g	: Largeur de la couverture glacielle dans le chenal
Y	: Profondeur de l'eau

Chapitre 1

Introduction

La glace de rivière constitue une composante active et influente de l'évolution géomorphologique et sédimentaire des systèmes fluviaux où elle sévit. Elle croît, évolue et disparaît variablement au gré des conditions météorologiques et hydrologiques ainsi que des caractéristiques morphologiques de la rivière. Elle joue également un rôle significatif dans le déplacement des sédiments, l'évolution des formes du lit et la modification de la dynamique d'écoulement. Elle peut accroître le risque d'inondation, affecter l'écologie aquatique ou même modifier le tracé fluvial. Ces impacts sur les milieux fluviaux poussent les chercheurs à mieux comprendre la complexité des interactions entre la glace, l'eau et les sédiments. Les disciplines telles le génie (hydrologie, génie civil) et les sciences de la terre (géologie, géomorphologie) s'intéressent à la compréhension et à l'explication de la dynamique des glaces en rivière pour répondre à plusieurs questions de recherche disciplinaire.

En géomorphologie, la glace de rivière représente un phénomène qui influence la dynamique des rivières. Cette science implique de décrire les formes, de les mesurer et de les expliquer pour comprendre leur évolution en s'intéressant aux processus qui les créent et aux vitesses auxquelles elles évoluent (Valadas, 2004). Les recherches en milieu naturel et en laboratoire documentent les processus de formation de la glace et de mise en place du couvert de glace ainsi que les caractéristiques hydraulique et morphologique associées aux embâcles et à la période de débâcle. Malgré les progrès de la recherche sur la compréhension des processus de glace de rivière, il existe encore des questionnements en lien avec la formation du couvert et la géomorphologie (Shen, 2003; Morse et Hicks, 2005). Une de ces questions concerne l'effet des caractéristiques morphologiques du chenal sur la croissance et l'évolution d'un couvert de glace. De plus, il existe peu de données documentant l'évolution spatio-temporelle de la glace dans une succession seuil-

mouille qui, pourtant, constitue un style fluvial couramment observé dans les rivières graveleuses de petite et moyenne tailles.

Dans cette perspective, la recherche présentée dans ce mémoire vise spécifiquement à : (1) analyser et comparer les processus de formation de la glace et les taux de croissance du couvert de glace dans une succession seuil-mouille, (2) examiner l'impact relatif des paramètres morphologiques et des conditions hydrométéorologiques sur les taux de croissance et l'évolution du couvert de glace et (3) quantifier la variabilité spatiale de l'épaisseur de la glace. Initialement, deux tronçons de rivière ont été choisis sur la rivière Rimouski, secteur de Fond d'Ormes et de Ste-Odile, pour réaliser cette étude. Seul le site de Ste-Odile est documenté dans ce mémoire, car la mise en place du couvert de glace à Fond d'Ormes s'est réalisée par embâcle en une journée. Ainsi, cette étude est réalisée sur un tronçon de rivière de 600 m de long par 50 à 60 m de large et présente des données issues du suivi quotidien des processus menant à la croissance et à l'évolution morphologique d'un couvert de glace. L'approche méthodologique adoptée se base sur des séquences photographiques, une caractérisation géomorphologique et des relevés de terrain. Les données de croissance du couvert sont analysées en lien avec les paramètres hydrométéorologiques. Cette stratégie originale nécessite un niveau de suivi serré de la croissance de la glace dans le chenal et permet une interprétation fiable des facteurs expliquant les variations de croissance ainsi que les caractéristiques morphologiques du couvert.

Le mémoire comporte quatre chapitres dont les deux plus importants sont les chapitres 2 et 3. Présentant une structure conventionnelle, le chapitre 2 contient une revue de littérature des connaissances actuelles sur la dynamique des glaces en milieu fluvial, une présentation de la problématique et des objectifs de recherche ainsi qu'une description des sites d'études et des méthodes préconisées. Le chapitre 3 présente, sous la forme d'un article scientifique, les résultats de recherche obtenus et discute des implications de ces résultats. L'article sera soumis à la revue *Géomorphologie : relief, processus et environnement*. Le chapitre 4 complète le mémoire par une conclusion générale.

Chapitre 2

La glace en milieu fluvial : revue de littérature, lacunes des connaissances géomorphologiques et étude de cas sur la rivière Rimouski, Est du Québec

Ce chapitre porte sur l'étude de la dynamique des glaces en milieu fluvial et plus spécifiquement sur les processus à l'origine de la mise en place, de la croissance et de l'évolution d'un couvert de glace. Tout d'abord, une revue de littérature sera présentée afin de tracer le portrait des études portant sur la dynamique de la glace en rivière. Cette recension dresse un bilan condensé des connaissances actuelles sur la glace de rivière et permet d'identifier des lacunes dans notre compréhension de cette dynamique, particulièrement en ce qui concerne la géomorphologie fluviale. Ce constat permet, entre autres, d'identifier les objectifs spécifiques de cette recherche et de présenter l'approche spatio-temporelle retenue. Pour terminer, on retrouve une description des sites à l'étude et une présentation des éléments de méthodologie préconisés afin d'atteindre les objectifs de recherche visés.

2.1 Processus de formation et d'évolution d'un couvert de glace

L'apparition, la croissance et l'évolution de la glace en rivière résultent des interactions entre les conditions atmosphériques et hydrauliques ainsi que des caractéristiques morphologiques de la rivière. L'intensité de ces interactions fluctue spatialement et temporellement rendant complexe l'analyse de cette dynamique. Cette section présente une revue de littérature afin de tracer un portrait exhaustif des facteurs contribuant à la formation et à l'évolution d'un couvert de glace en rivière.

2.1.1 Conditions hydrométéorologiques favorisant l'apparition de glace

2.1.1.1 Les échanges énergétiques à la surface de l'eau

Les variations de la température de l'eau en rivière résultent des échanges énergétiques entre l'atmosphère et la surface de l'eau. En automne, les pertes de chaleur sous forme radiative de longue longueur d'onde par convection, évaporation et radiation causent le refroidissement graduel de l'eau (Williams, 1963). Les conditions météorologiques maximisant les pertes énergétiques sont rencontrées durant les nuits froides, sans nuage, lorsque l'humidité relative de l'air est minimale et en absence de vent (Ashton, 1986). Ces conditions atmosphériques favorisent généralement le développement d'une inversion thermique caractérisée par une température de l'air plus faible près de la surface de l'eau que celle retrouvée plus haut dans la vallée. En outre, les précipitations sous forme solide tombant dans l'écoulement peuvent produire une perte de chaleur majeure non seulement à cause de la température de la neige, mais en raison de la chaleur latente consommée lors de la fusion de la neige (Beltaos, 1995). Considérant la complexité et la difficulté de quantifier les échanges énergétiques entre la surface de l'eau et l'atmosphère, une relation semi-empirique permet d'estimer ces échanges :

$$Q_{ea} = C_0 (T_e - T_a)$$

où :

Q_{ea} = échange de chaleur entre la surface de l'eau et l'air ($W/m^2 \text{ } ^\circ C$)

C_0 = coefficient de transfert de chaleur ($W/m^2 \text{ } ^\circ C$)

T_e = température de la surface de l'eau ($^\circ C$)

T_a = température de l'air ($^\circ C$)

Cette équation suggère que les échanges de chaleur, sous des conditions climatiques similaires, seront d'autant plus grands que l'écart des températures de l'eau et de l'air ne l'est. Le coefficient de transfert de chaleur intègre dans cette relation les paramètres météorologiques permettant d'estimer la dynamique des échanges thermiques. La valeur attribuée à ce coefficient de transfert de chaleur C_0 varie généralement entre 15 et 25 $W/m^2 \text{ } ^\circ C$, mais peut parfois atteindre des valeurs plus élevées (59 $W/m^2 \text{ } ^\circ C$ lors de conditions très froides et venteuses) (Beltaos, 1995). La valeur du coefficient est sensible

à la vitesse du vent ainsi qu'à l'intensité et à l'effet du rayonnement de courte longueur d'onde sur l'évaporation (Williams, 1963). En ce sens, si la réception du rayonnement de courte longueur d'onde excède l'évaporation, C_0 sera faible pour une différence de température donnée réduisant ainsi Q_{ea} ; et si l'évaporation excède l'intensité du rayonnement de courte longueur d'onde, C_0 sera élevé ce qui augmentera Q_{ea} (Williams, 1962, 1963).

2.1.1.2 Le processus de refroidissement de l'eau

En condition de surface d'eau libre et sous des températures atmosphériques très froides, la température de l'eau dans un chenal se refroidit progressivement pour atteindre l'état de surfusion, c'est-à-dire l'eau à l'état liquide sous 0°C . L'état de surfusion demeure jusqu'à la moindre perturbation cristalline où il y a libération de chaleur et remontée de la température de l'eau vers un état d'équilibre thermique. Ce nouvel état est généralement associé à la cristallisation ou la solidification (Figure 2.1). En plus des échanges entre la surface de l'écoulement et l'atmosphère, il existe des caractéristiques hydrauliques et morphologiques favorisant le refroidissement de la température de l'eau.

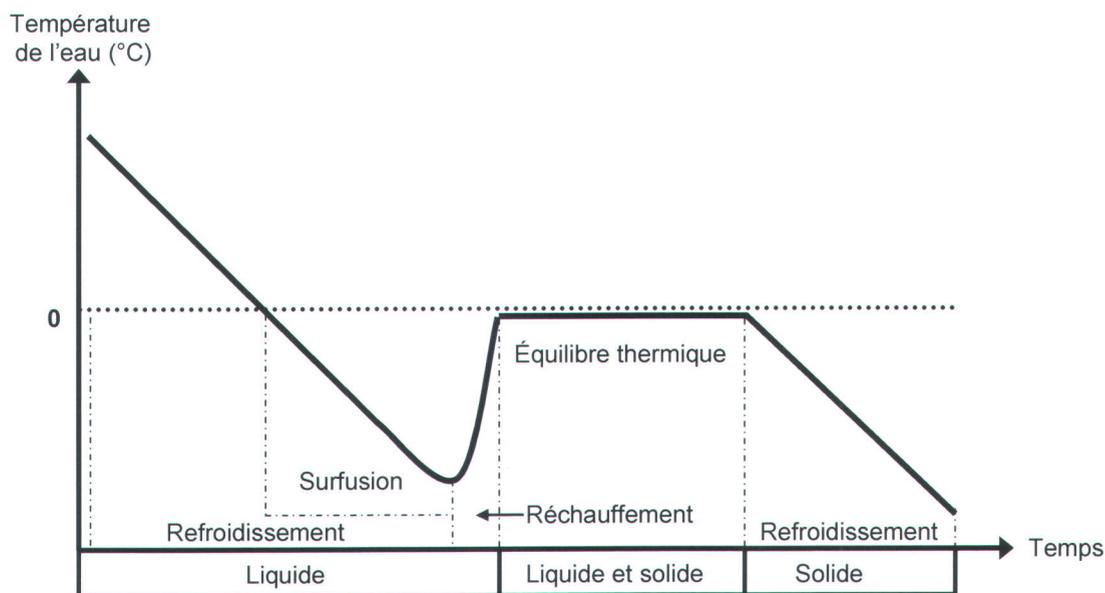


Figure 2.1 Schématisation du refroidissement de la température de l'eau et des changements de phases.

Ye et Doering (2004) et Ye et *al.* (2004) ont montré en laboratoire que le processus de surfusion est fortement influencé par la température de l'air et la profondeur de l'eau (Figure 2.2a et 2.2b), mais aussi par la vitesse de cisaillement au lit (Figure 2.2c). La figure 2.2a montre que plus la température de l'air est basse, plus l'eau se refroidit rapidement pour atteindre une température de surfusion plus basse. De plus, cette même condition influence la durée de l'état de surfusion ainsi que la rapidité du réchauffement de l'eau vers la température d'équilibre de changement d'état (liquide-solide). La figure 2.2b illustre que pour une température de l'air similaire et des vitesses moyennes d'écoulement semblables, le refroidissement de l'eau et le réchauffement de sa température près de 0°C s'effectuent plus rapidement lorsque la profondeur de l'eau est faible. La figure 2.2c montre les effets de la turbulence de l'écoulement sur la température de surfusion minimale à partir des vitesses de cisaillement au lit. Dans des conditions d'écoulement où la vitesse de cisaillement est plus élevée, la température minimale atteinte en état de surfusion est plus élevée et sa remontée à l'état d'équilibre thermique survient plus tôt. Ces interactions entre les composantes hydrauliques, climatiques et morphologiques influencent les fluctuations énergétiques à la surface de l'eau. Sous des conditions de déficits accumulés d'énergie, l'eau, près du point de congélation ou de l'état de surfusion, permet à la glace de croître dans le chenal.

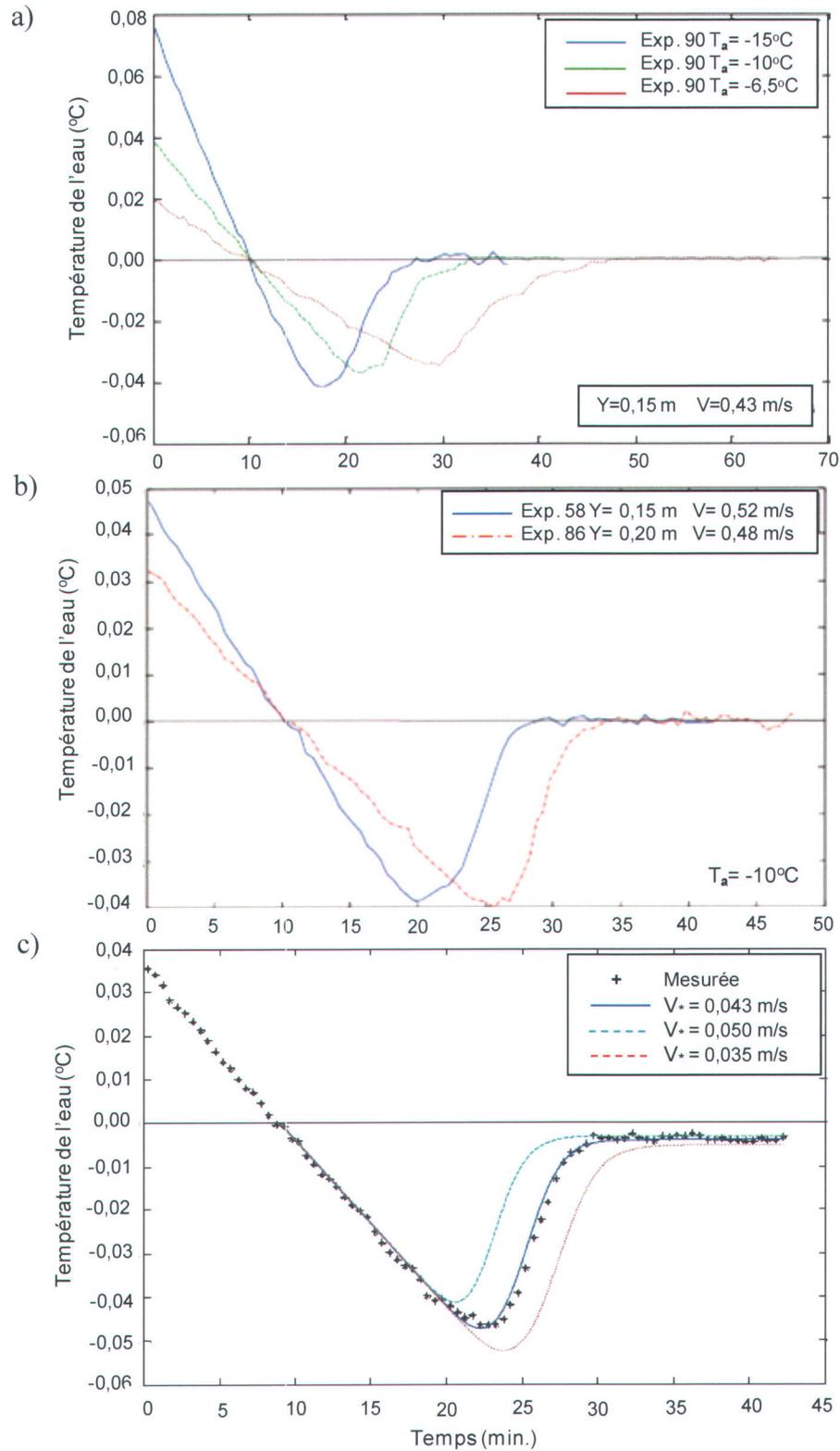


Figure 2.2 a) Effets de la température de l'air (T_a), b) de la profondeur de l'eau (Y) et c) de la vitesse de cisaillement au lit (V^*) sur la température et le processus de refroidissement de l'eau (Ye et Doering, 2004 (fig. 1a et 1b); Ye et al., 2004 (fig.1c)).

2.1.2 Formation de la glace en milieu fluvial

2.1.2.1 La glace thermique

La glace thermique (glace noire) est le premier type de glace apparaissant dans les environnements fluviaux (Michel, 1971). Cette glace croît là où l'écoulement est calme ou stagnant près des berges. Lorsque la température de l'air est froide, les corps solides dans l'environnement fluvial (i.e. cailloux sur les berges, blocs protubérants émergés de l'écoulement) subissent une perte énergétique initiant la formation de glace transparente à l'interface de l'eau, de l'air et du corps solide. De ce fait, la glace transparente (glace noire) peut apparaître à la surface de l'écoulement dans les milieux où la vitesse moyenne est faible ainsi qu'à l'aval et autour des obstacles dans le chenal (Figure 2.3a). Lorsque les matériaux de la rive sont refroidis sous une température critique et que l'écoulement est peu turbulent, la glace se développe latéralement dans l'écoulement (Prowse, 1994). Selon la vitesse moyenne d'écoulement et les conditions météorologiques, cette croissance latérale peut se réaliser dans des milieux où la température de l'eau est légèrement au-dessus du point de congélation (Figure 2.3b) (Beltaos, *et al.*, 1989).

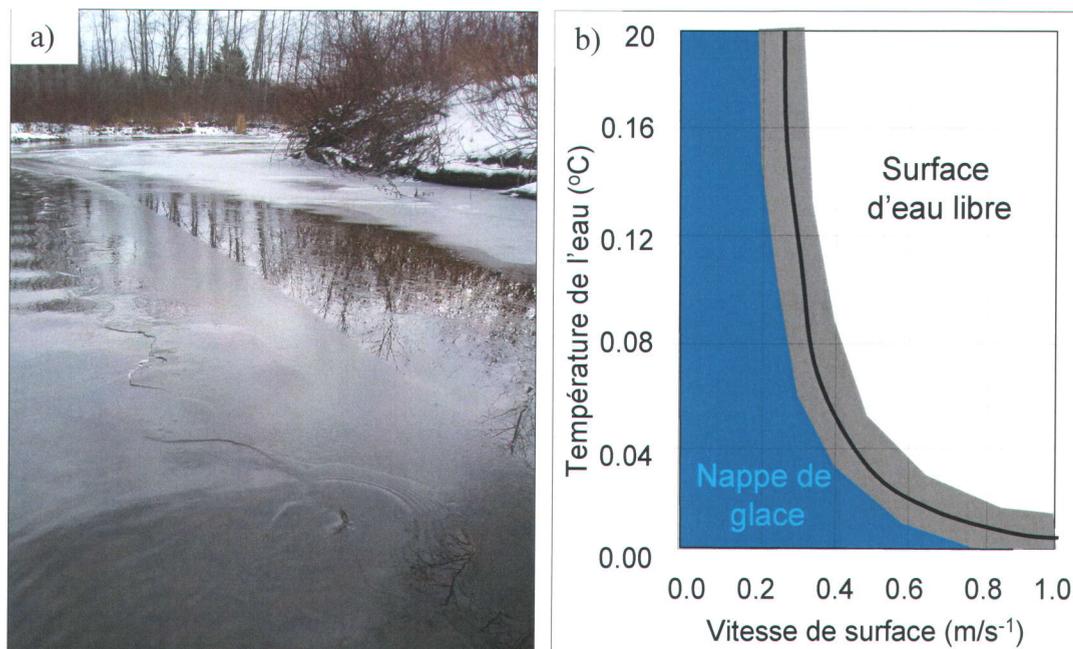


Figure 2.3 a) Croissance de glace thermique sur la rivière Toupiké (photo : Jérôme Dubé). b) Conditions de formation pour la glace thermique de rive (Devik, 1964, tiré de Beltaos *et al.*, 1989).

2.1.2.2 Le frasil

Les cristaux de glace formés dans les périodes où l'eau est en surfusion sont appelés frasil. La formation du frasil dans l'écoulement est considérée comme un processus essentiel à la mise en place d'un couvert de glace dans les rivières sous climat froid (Ashton, 1986). La taille des cristaux de frasil peut varier de plusieurs micromètres à quelques millimètres (Michel, 1971; Ashton, 1986; Daly, 1994). Ils apparaissent dans les écoulements turbulents libres de glace, dans une eau en surfusion et en présence de noyaux de nucléation (Michel, 1972). Il existe deux types de noyaux de nucléation à l'origine du frasil : primaire et secondaire.

Le développement du frasil à partir de noyaux de nucléation primaires est généralement associé aux particules microscopiques ou aux impuretés présentes dans l'écoulement (Ashton, 1986; Beltaos, 1995). La formation du frasil peut également résulter du gel des particules d'eau qui, au contact avec une température de l'air froide, forme des noyaux de nucléation secondaires (Ashton, 1986; Forest, 1994). Ce type de nucléation peut se réaliser selon différents processus, entre autres à la surface de l'eau par le gel de gouttelettes d'eau se détachant de l'écoulement en milieux turbulents (Figure 2.4a), par la présence de bulles d'air à la surface de l'eau (Figure 2.4b) ou par la fragmentation des cristaux de frasil (Forest, 1994; Beltaos, 1995). L'introduction de ces particules de glace dans une eau en surfusion favorise la croissance du frasil et la multiplication du nombre de particules. Il existe une autre voie de croissance de particules de glace, dans une eau près de la surfusion, à partir de noyaux de nucléation secondaires provenant de l'atmosphère. Les précipitations sous forme solide tombant dans un écoulement peu turbulent peuvent geler rapidement pour former des particules de glace (Ashton, 1986).

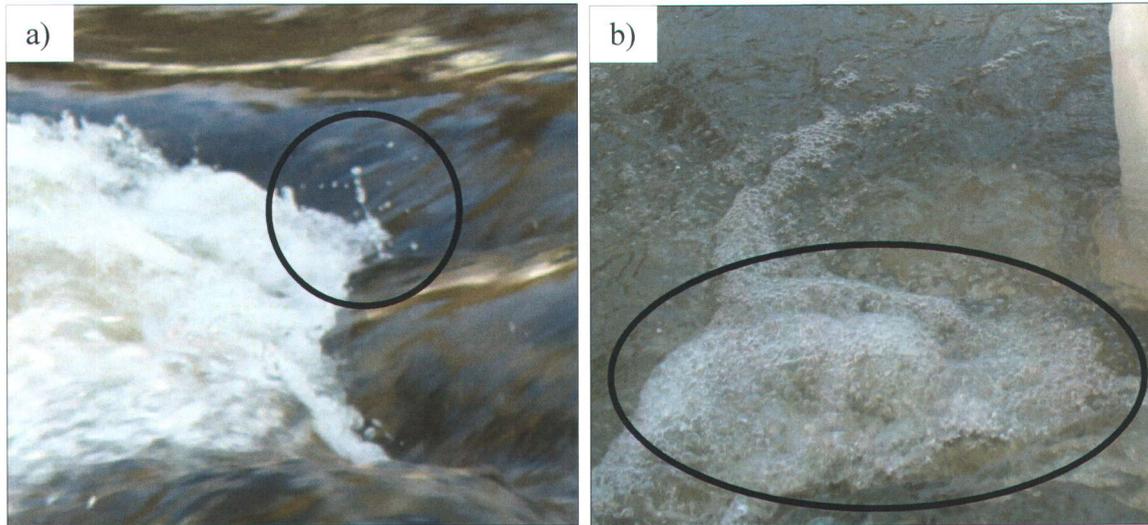


Figure 2.4 Nucléation secondaire du frasil par a) les éclaboussures provoquées par la turbulence et b) les bulles d'air à la surface de l'écoulement (photos : Jérôme Dubé).

Des expériences en laboratoire sur la production de frasil ont montré que la vitesse d'écoulement influence fortement l'évolution, la dimension ainsi que le nombre de particules de frasil (Ye et *al*, 2004). Les recherches de Ye et Doering (2004) montrent que sous une température de l'air de -10°C , un taux de refroidissement de la température de l'eau constant de $0,0038^{\circ}\text{C}/\text{min}$ et une vitesse moyenne d'écoulement de $0,612\text{ m/s}$, la croissance des particules de frasil débute lorsque l'eau atteint une température près de $-0,05^{\circ}\text{C}$. De plus, le nombre de particules de frasil augmente simultanément à la remontée de la température de l'eau et ce, jusqu'à ce que l'eau atteigne la température de changement d'état (liquide-solide) près de 0°C (Figure 2.5). L'initiation de particules de frasil dans l'écoulement provoque une diminution du taux de refroidissement de l'eau (Williams, 1962). Suivant sa formation, les cristaux de frasil se transforment et se développent dans l'écoulement pour former des glaces flottantes de plus grande taille.

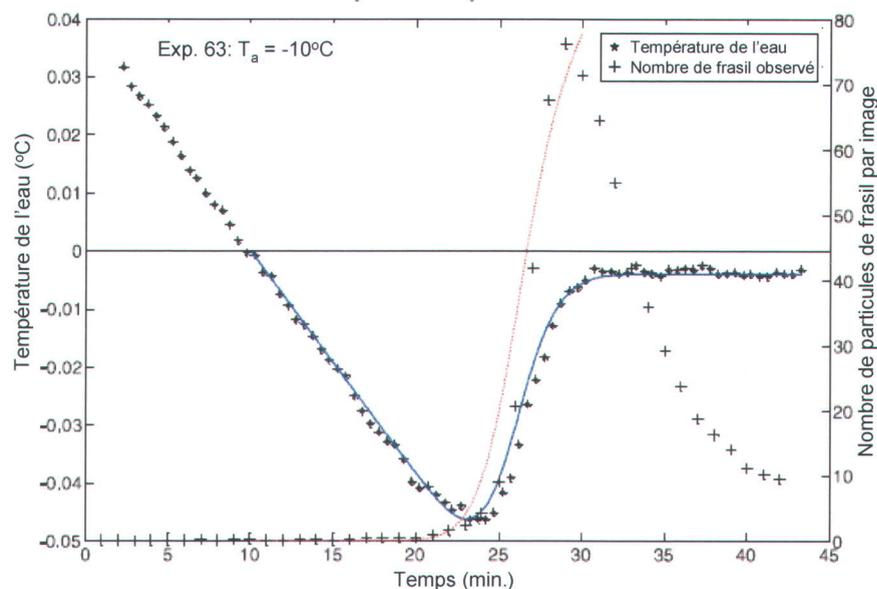


Figure 2.5 Apparition et évolution des particules de frazil en fonction de la température de l'eau (Ye et Doering, 2004).

2.1.2.3 La transformation du frazil : les glaces flottantes

Les particules individuelles de frazil se transforment et évoluent en fonction de la dynamique fluviale et des conditions atmosphériques. L'évolution des cristaux dans l'environnement fluvial est régie par deux propriétés fondamentales du frazil. D'une part, les cristaux de frazil possèdent une densité plus faible que l'eau, favorisant ainsi leur flottabilité à la surface de l'écoulement. D'autre part, les particules individuelles de glace peuvent s'agglomérer les unes avec les autres au contact de l'air à la surface de l'écoulement ou dans l'écoulement. Ces deux propriétés favorisent la transformation du frazil en débutant par l'augmentation de la taille de la particule individuelle et se poursuivant par l'agglomération ainsi que la consolidation des cristaux à la surface de l'écoulement.

La croissance de ces accumulations de glaces flottantes à la surface de l'écoulement est gouvernée par deux processus différents mais interférents : l'augmentation de la superficie par l'adhérence du frazil autour d'une accumulation flottante de glace consolidée et l'augmentation de la force de consolidation des particules de glace entre elles par exposition à l'air froid (Daly, 1994). La taille et la forme des particules consolidées sont influencées par la dynamique de l'écoulement, la température de l'air, la

morphologie du lit et du tronçon ainsi que la distance parcourue par les cristaux de glace depuis leur zone de formation. Il existe une nomenclature guidée par la taille des accumulations de glaces flottantes issues des particules de frasil (en ordre croissant) : les particules individuelles de frasil, les accumulations floconneuses (Figure 2.6a), les plaquettes, les assiettes et les plaques (Figure 2.6b) ainsi que les radeaux. Formées dans les écoulements calmes, ces accumulations peuvent se fragmenter dans les environnements turbulents.

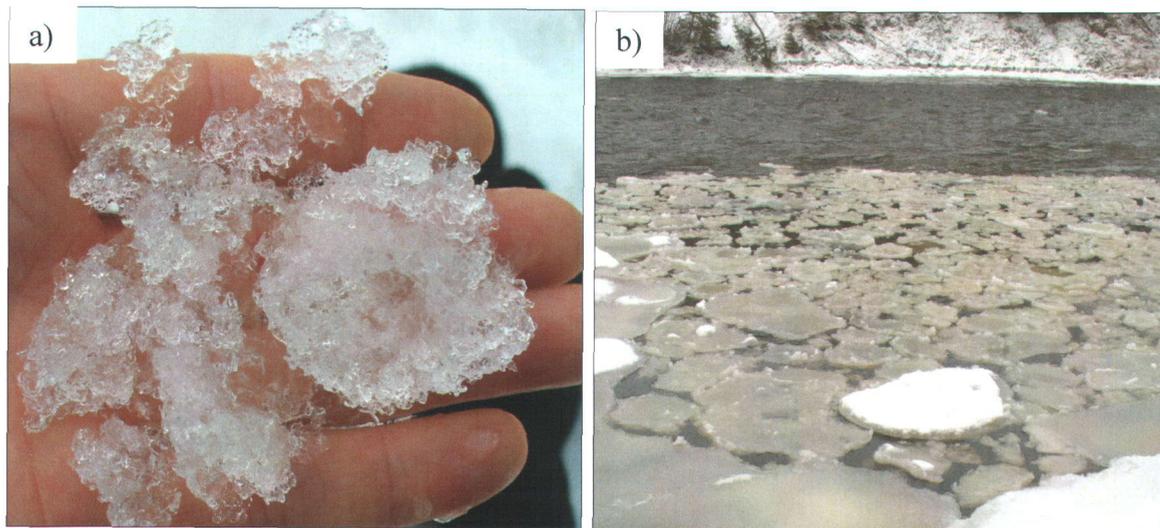


Figure 2.6 Formes de transformation du frasil : a) particule individuelle de frasil et accumulation floconneuse et b) accumulation en plaquette, assiette et plaque (photos : Jérôme Dubé).

2.1.2.4 La glace de fond et les barrages suspendus

Outre l'évolution du frasil à la surface de l'eau, celui-ci peut être transporté en suspension dans les écoulements turbulents. Lorsque l'intensité de la turbulence est élevée et que la rugosité au lit est importante, les cristaux de frasil peuvent être transportés vers le lit et adhérer au substrat pour initier la formation de la glace de fond (Figure 2.7a) (Daly, 1994). L'apparition de la glace de fond nécessite une température de l'eau à l'état de surfusion jusqu'au lit de la rivière (Michel, 1971; Ashton, 1986; Beltaos, 1995). Ainsi, le développement de la glace de fond dépend du nombre de Froude ($Fr = V/(gY)^{1/2}$) et de la température de l'air (Hirayama et al., 1997; Kerr et al., 2002; Bisailon et Bergeron, 2008). Le développement de la glace de fond en milieu naturel a été observé dans différentes conditions d'écoulement où les valeurs du nombre de Froude se situaient entre

0,1 (Bisaillon et Bergeron, 2008) et 1,5 (Hirayama et *al.*, 1997). De plus, les recherches de Bisaillon et Bergeron (2008) ont montré, pour deux tronçons de rivière d'environ 5 mètres de large, que la glace de fond apparaît lorsque la température moyenne de l'air est inférieure à $-9,3^{\circ}\text{C}$ pendant la nuit. Lorsque la température de l'air atteint la valeur critique de formation de la glace de fond, c'est le nombre de Froude qui permet de contrôler la distribution spatiale de la glace de fond à l'échelle d'un tronçon de rivière (Bisaillon et Bergeron, 2008). Il est aussi noté que dans les environnements turbulents où les particules de frasil sont abondantes, la glace de fond peut colmater une superficie importante du substrat pour former un tapis de glace de fond. Ce type d'accrétion (Figure 2.7b) affecte les conditions d'écoulements en diminuant la rugosité du substrat et en augmentant la hauteur du lit (Kerr et *al.*, 2002). La glace de fond bloque les échanges entre l'écoulement et le substrat en affectant l'apport d'oxygène ainsi que la température de l'eau au substrat. Ces conditions peuvent affecter la biologie fluviale (Power et *al.*, 1993; Bisaillon et *al.*, 2007; Enders et *al.*, 2007).

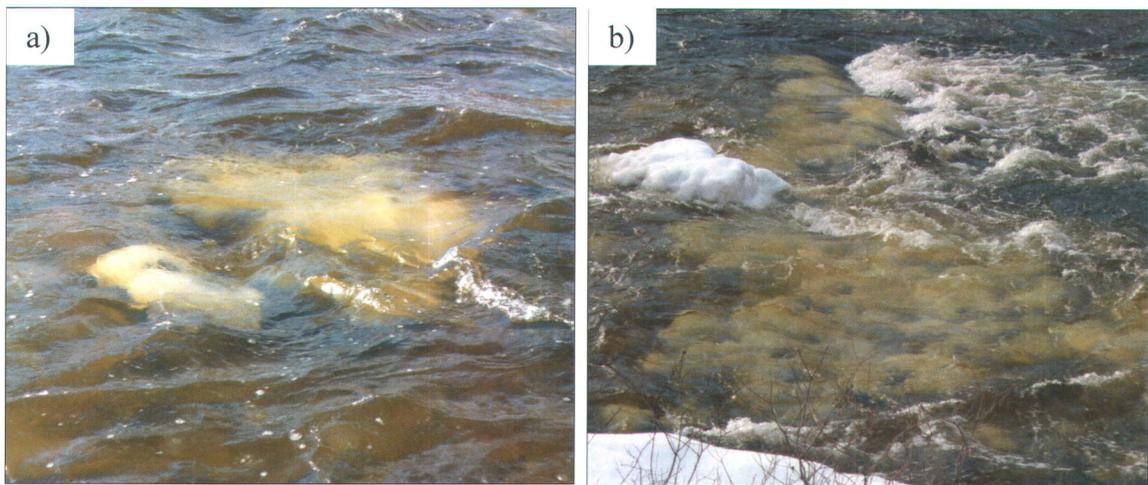


Figure 2.7 a) Glace de fond et b) tapis de glace de fond sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).

Des recherches en laboratoire ont montré que l'initiation de la glace de fond sur le substrat s'effectue principalement sur les parties amont et aval des cailloux ainsi que dans les interstices (Kerr et *al.*, 2002). Kerr et *al.* (2002) ont proposé que la croissance initiale de la glace de fond entre deux cailloux suit trois patrons différents : a) en queue relativement instable ($Fr = 0,14-0,2$), b) en écaille plus stable ($Fr = 0,2-0,5$) et c) en balle très stable ($Fr > 0,5$). Ces formes se mettent en place et évoluent selon le nombre de

Froude (Kerr et *al.*, 2002; Qu et Doering, 2007) et la composition granulométrique du substrat. De plus, la densité des accumulations de frasil croît avec l'augmentation du nombre de Reynolds ($Re = (V \cdot Y) / \nu$), c'est-à-dire lorsque le type d'écoulement devient plus turbulent (Qu et Doering, 2007). Qu et Doering (2007) ont également remarqué que les premières particules de frasil sont entraînées dans les interstices et ensuite s'accumulent sur le front du gravier. Ils ont noté des accumulations initiales sur les interstices en aval, mais moins rapidement que celles en amont. Aucune croissance initiale n'a été observée sur les flancs des cailloux. La figure 2.8 montre les étapes d'évolution de la glace de fond autour de trois cailloux sans points de contact entre eux (Qu et Doering, 2007). Par ailleurs, à l'échelle d'un tronçon, Bisailon et Bergeron (2008) ont observé une accrétion continue de cristaux de frasil dans la portion frontale d'un seuil.

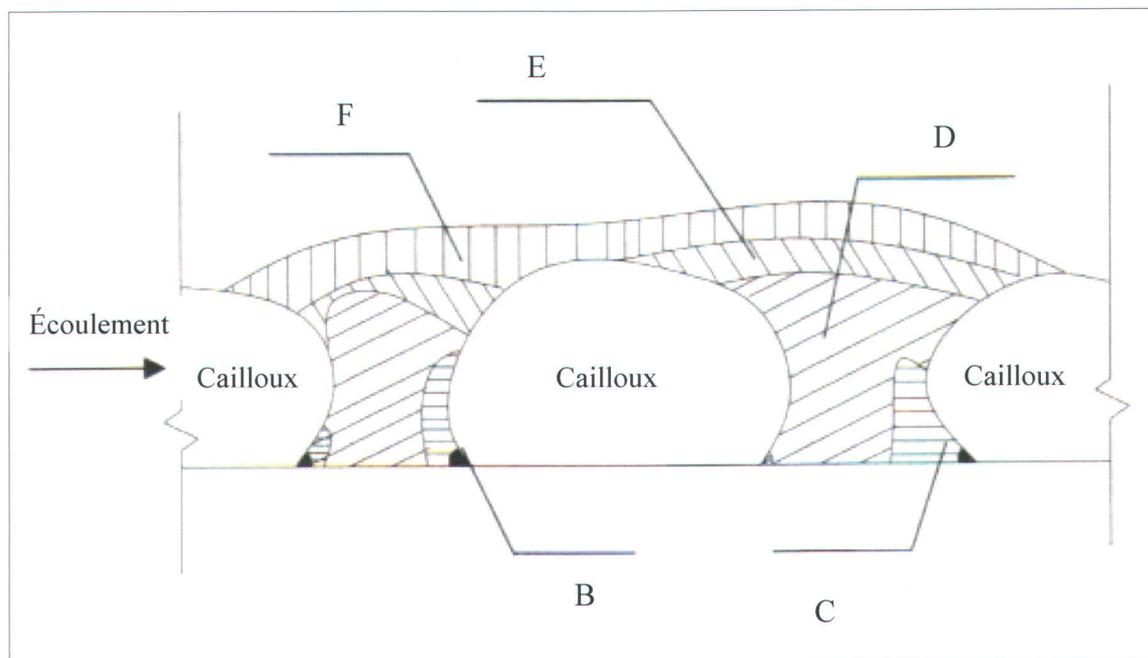


Figure 2.8 Étape d'évolution de la glace de fond dans un chenal expérimental sous une vitesse d'écoulement de 0,39 m/s, une profondeur de 10 cm et une température de l'air de -16°C (Qu et Doering, 2007).

Les particules de frasil peuvent également s'agglomérer en grande quantité sous les couverts de glace fixes pour former des barrages suspendus. Cette forme d'accumulation résulte de l'accumulation et de l'adhésion progressive du frasil dans les zones sous le couvert où les vitesses d'écoulement sont lentes (Ashton, 1986). Les barrages suspendus

peuvent être formés autant lors de la période de débâcle que lors de la période de mise en place du couvert de glace (Michel, 1971; Beltaos, 1995). Progressivement, l'accumulation du frasil sous le couvert réduit l'aire d'écoulement et ce, jusqu'à ce que la vitesse d'écoulement locale augmente à une valeur susceptible de transporter la glace (Beltaos, 1995). Ceci implique que les particules ne sont pas consolidées au couvert existant et qu'elles peuvent être remobilisées lors d'une hausse du débit. Les particules de frasil peuvent également se consolider et s'annexer au couvert de glace existant, contribuant ainsi à augmenter son épaisseur. Une augmentation de l'épaisseur du couvert dans ces conditions peut entraîner un transport sédimentaire sous le couvert (Shen et Wang, 1995). La figure 2.9 résume l'évolution du frasil en milieu fluvial.

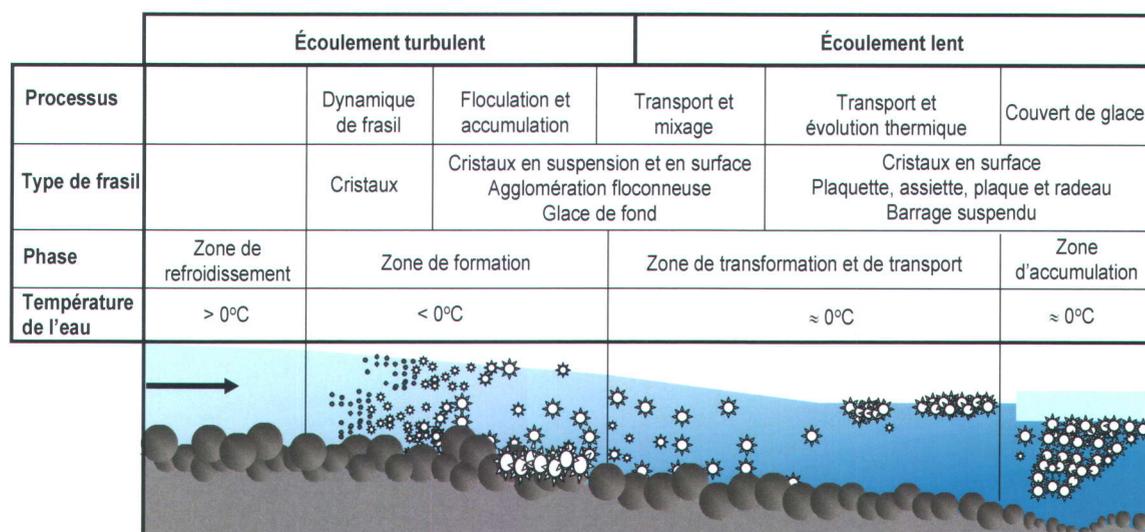


Figure 2.9 Schéma présentant l'évolution du frasil en milieu fluvial (adapté de Michel 1972 et de Daly, 1994).

2.1.2.5 Les autres formes de glaces flottantes

D'autres types de glace peuvent contribuer au processus de mise en place et d'évolution d'un couvert de glace. La gadoue de neige apparaît à la surface de l'écoulement lors de précipitation solide importante. Cette accumulation de neige saturée d'eau à la surface d'un chenal n'est possible que lorsque la température de l'eau est suffisamment froide pour empêcher la fusion de la neige (Figure 2.10a). La gadoue de neige est considérée comme étant un équivalent de la gadoue de frasil, mais elle est composée de particules de neige moins compactée (Michel, 1971). L'accumulation de gadoue de neige et de frasil

dans le chenal peut, dans les environnements turbulents et sous des températures de l'air et d'eau froide, s'agglomérer pour former une balle de gadoue extrêmement compacte (Figure 2.10b).

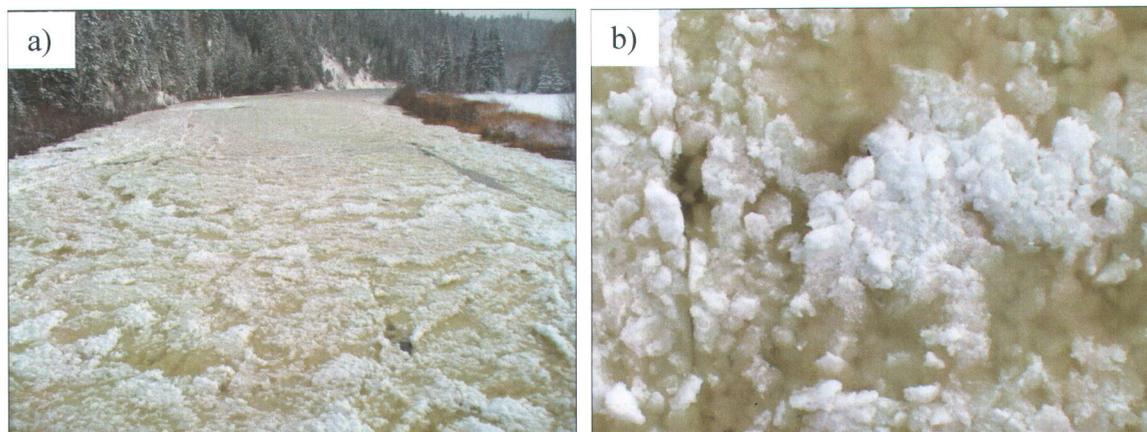


Figure 2.10 a) Accumulation de gadoue de neige à la surface de l'écoulement sur la rivière Rimouski. b) Vue en plongée d'une accumulation de balles de gadoue de neige (photos : Jérôme Dubé).

2.1.3 Dynamique de formation d'un couvert de glace

2.1.3.1 La formation statique

La formation statique d'un couvert de glace résulte de la croissance progressive de la glace à la surface de l'écoulement. Généralement, cette dynamique de formation se réalise essentiellement des berges vers le centre du chenal au début de la saison de mise en place du couvert. La formation d'un couvert de glace statique se réalise selon deux processus principaux, soit les échanges thermiques favorisant la croissance de glace de rive (glace noire) ou l'extension de la glace de rive par accumulation de particules de frasil (Michel, 1972). Ce dernier processus se réalise essentiellement lorsque qu'il y a transport de frasil à la surface d'un écoulement lent et immobilisation dans une section de rivière calme (Figure 2.11a). Ces processus de croissance agissant dans les environnements calmes produisent généralement un couvert de glace statique mince, fragile et généralement instable (Figure 2.11b).

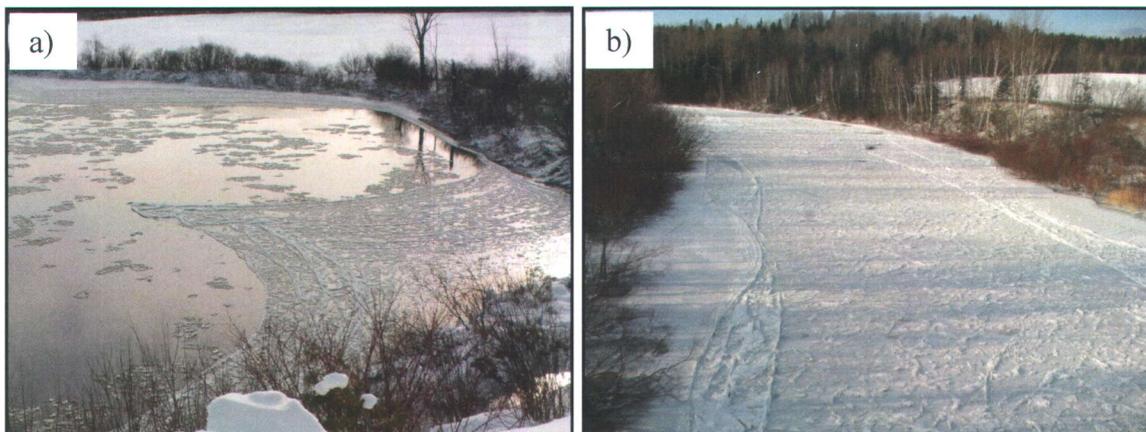


Figure 2.11 a) Accumulation et immobilisation de particules de frasil dans un méandre à écoulement lent sur la rivière Mitis. b) Formation d'un couvert de glace statique mince sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).

2.1.3.2 La formation dynamique

La mise en place d'un couvert de glace dynamique se définit par l'accumulation de glaces flottantes dans les environnements fluviaux favorisant la limitation ou l'interruption du transport glacial. La concentration de glace à la surface de l'écoulement augmente en fonction de la croissance de la taille des particules de glace et leurs agglomérations entre elles (Beltaos, 1995). Considérant que la concentration de glace dans le chenal augmente durant la période où le régime de débit diminue, le transit des glaces vers l'aval peut cesser dans certaines portions de rivières (Figure 2.12a). Lorsque les glaces dérivent sur une longue distance dans la rivière, une portion importante de la surface de l'eau peut être recouverte par diverses formes d'accumulations (Michel, 1971). Les principales caractéristiques incitant l'accumulation dynamique de glace sont liées aux ruptures de pente du chenal, aux obstacles dans une section de rivière, à une géométrie du chenal contraignante ou à une incapacité de transport des glaces par l'écoulement (Daly, 1994; Beltaos, 1995). Le transport vers l'aval des glaces de surface peut être interrompu par la congestion des glaces dans un couvert de glace existant et initiant une progression des glaces vers l'amont (Shen, 2003). Parfois, le frasil peut s'accumuler en minces couches de cristaux accrochées aux irrégularités de la berge ou de la glace de rive pour former une glace en feuillet (Lal et Shen, 1991).

Advenant une accumulation majeure de plaquettes, d'assiettes et de plaques au front d'un couvert de glace ou d'un obstacle dans le chenal, celle-ci est considérée comme étant une formation d'un couvert de glace par embâcle (Ashton, 1986). La figure 2.12b montre la mise en place d'un couvert de glace par embâcle sur un tronçon de la rivière Rimouski. La progression des glaces vers l'amont et le processus de compaction des glaces dépendent de la vitesse d'écoulement vers l'aval et de la quantité de glaces flottantes présente dans la rivière (Boehrer *et al.*, 2004). L'accumulation de glace dans le chenal produit une diminution rapide du rayon hydraulique et cause un refoulement des eaux en amont, surtout lorsque le débit de la rivière est élevé durant la période de formation de la glace. Dans certaines circonstances, l'embâcle peut être attaché au substrat et bloquer totalement ou partiellement le chenal (Beltaos, 1995). L'apport et l'accumulation de frasil sous un couvert de glace se produisent généralement dans les environnements où la pente est plus faible. Plus l'approvisionnement en frasil progresse, plus l'accumulation de glace sous la nappe de glace s'accroît, ce qui peut provoquer un vaste blocage et produire un barrage suspendu (Beltaos, *et al.*, 1989; Daly, 1994).

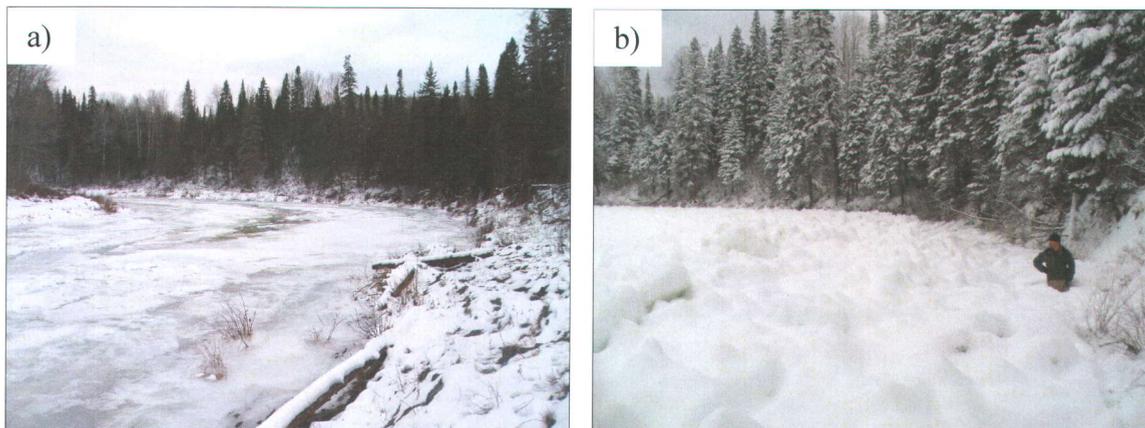


Figure 2.12 a) Formation dynamique d'un couvert de glace au mois de novembre et b) formation d'un couvert par embâcle au mois de décembre sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé).

2.1.3.3 La formation mixte

La mise en place d'un couvert de glace peut se réaliser en combinant les deux principales dynamiques vues précédemment. Observée dans les environnements plus calmes et dans des rivières d'environ 35 à 60 mètres de largeur, la formation mixte d'un couvert de glace se réalise en deux phases. La première phase implique une croissance lente de la glace de

rive vers le centre du chenal par la glace thermique et l'accumulation en feuillet de particules de frasil en bordure du couvert en extension. La progression de cette glace de rive laisse un écoulement à surface libre au centre du chenal. La deuxième phase est associée à la fermeture rapide de ce chenal par l'accumulation de glaces flottantes. La formation dynamique finale du couvert de glace implique une contrainte morphologique en aval ne permettant plus la transition des glaces flottantes. Dans cette situation, il y a progression des glaces vers l'amont (Figure 2.13). Sur la rivière Rimouski, cette formation mixte a été observée sur deux années consécutives à un même tronçon. La fermeture en une journée du chenal dans la mouille a été provoquée par l'accumulation et la progression vers l'amont des glaces flottantes à partir de la partie frontale d'un seuil. La présence d'un couvert de glace plus persistant dans le seuil et la diminution rapide de la profondeur de l'eau semblent avoir favorisé la formation complète du couvert dans la mouille. Malgré les différentes dynamiques de formation de couverture de glace exposées dans cette section, on retrouve peu d'études présentant une quantification des taux de croissance d'un couvert de glace.

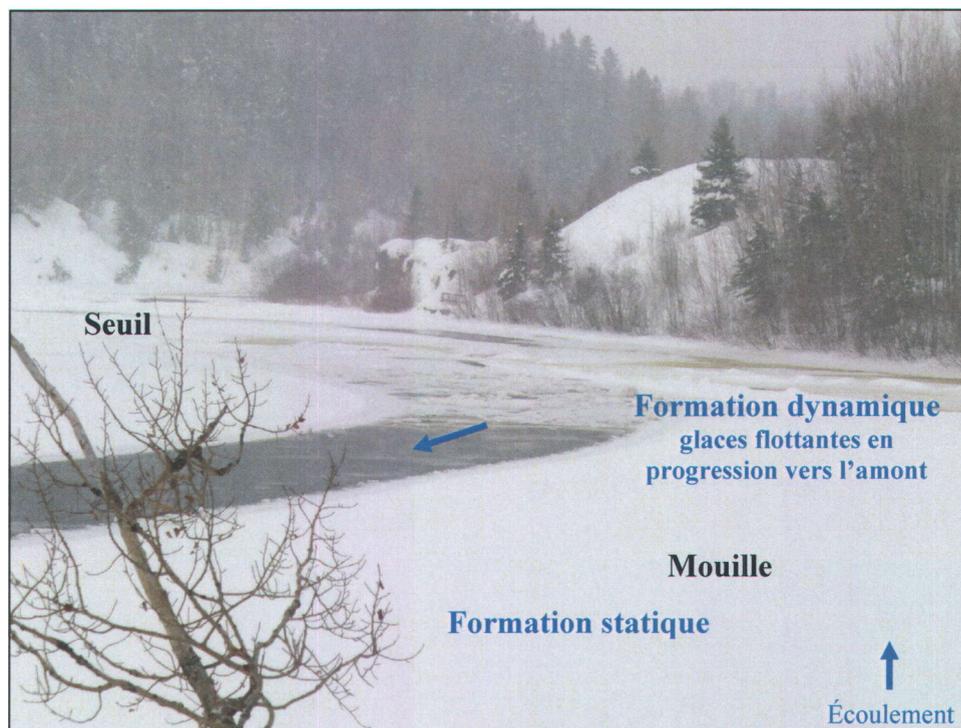


Figure 2.13 Formation d'un couvert de glace mixte impliquant une croissance lente statique et une fermeture rapide dynamique (photo : Thomas Buffin-Bélanger).

2.1.4 Morphologie d'un couvert de glace

2.1.4.1 Les processus d'épaississement d'un couvert

Dès la formation d'un pont de glace reliant les deux berges, le processus de consolidation entre les glaces flottantes se réalise et forme la couche de glace primaire. Cette couche initiale du couvert de glace possède une morphologie issue de la dynamique de mise en place du couvert et des caractéristiques physiques des glaces accumulées. L'épaississement de cette nappe de glace primaire se réalise en fonction des conditions morphologiques, hydrauliques et thermales. Il est possible de distinguer la croissance verticale de glace en dessous et au-dessus du couvert (Michel, 1971, 1972, 1984; Ashton, 1986; Daly, 1994; Beltaos, 1995).

Sous le couvert, le transport en suspension et l'accumulation de frasil permettent un épaississement par l'adhérence et l'intégration des cristaux à la glace en place (Shen et Wang, 1995). Dans des conditions de production significative de cristaux de frasil, ce type d'accumulation sous le couvert peut résulter en un barrage suspendu (Ashton, 1986; Sui et *al.*, 2006). Michel et Drouin (1981) ont mesuré sur la rivière La Grande en 1972-1973 un barrage suspendu d'une longueur de près de 16 km et ayant une vitesse critique de déposition du frasil entre 0,6 et 1,3 m/s⁻¹. La consolidation des cristaux de frasil entre eux et à la glace de la couche primaire dépend d'abord des vitesses d'écoulement favorisant l'accumulation des cristaux ainsi que des échanges thermiques sous le couvert (Daly, 1994). La gadoue de neige, les plaquettes et les assiettes peuvent aussi s'accumuler sous un couvert de glace. En lien avec les échanges thermiques, l'épaississement peut également se réaliser selon différents interfaces sous le couvert, c'est-à-dire entre la glace et l'eau, la glace, l'air et l'eau ainsi qu'entre la glace, le frasil/air et l'eau. Il est également possible qu'une portion du couvert de glace s'affaiblisse et se fracture pour ensuite être transportée par l'écoulement (Michel, 1984). Une plaque de glace flottante peut provoquer un épaississement mécanique d'une portion d'un couvert de glace.

L'épaississement de glace au-dessus de la couche primaire s'effectue selon plusieurs processus liés aux échanges énergétiques entre la glace, la neige, l'eau et l'air. La formation de la glace de neige et son intégration au couvert de glace sont considérées comme un processus d'épaississement important (Ashton, 1986). Lorsqu'une couche de glace apparaît à la surface du chenal, celle-ci permet l'accumulation des précipitations neigeuses et ainsi l'isolement de la couche primaire de glace. Exposé aux variations climatiques hivernales, le couvert nival évolue en fonction de la modification des propriétés physiques et morphologiques des cristaux de neige. La structure des cristaux de neige sur le couvert de glace est liée directement aux conditions météorologiques durant le temps de formation et de croissance du couvert de glace (Michel, 1972). Le réchauffement et le mûrissement du couvert nival favorisent la percolation de l'eau dans le couvert entraînant une métamorphose des cristaux de neige en glace lors du refroidissement des températures de l'air. La glace de neige est formée par inondation d'une couche de neige ou par fonte des cristaux de neige (Michel, 1971; Beltaos, 1995). Une couche de glace de neige possède une apparence blanchâtre associée aux bulles d'air emprisonnées et se compose de petites granules de glace condensées (Figures 2.14a et 2.14b). Cependant, la neige possède un pouvoir d'isolation pouvant affecter ou retarder la croissance de la glace statique à partir de l'eau accumulée sur la couche primaire (Ashton, 1986; Beltaos, 1995). Lorsque le poids du couvert nival est considérable, ceci peut provoquer l'affaissement du couvert de glace sous le niveau d'eau et favoriser l'inondation de la couche de neige grâce aux remontées d'eau par les fissures dans le couvert (Michel, 1972; Beltaos, 1995). Dans ces conditions, le couvert de glace s'épaissira lorsque les températures de l'air se refroidissent.

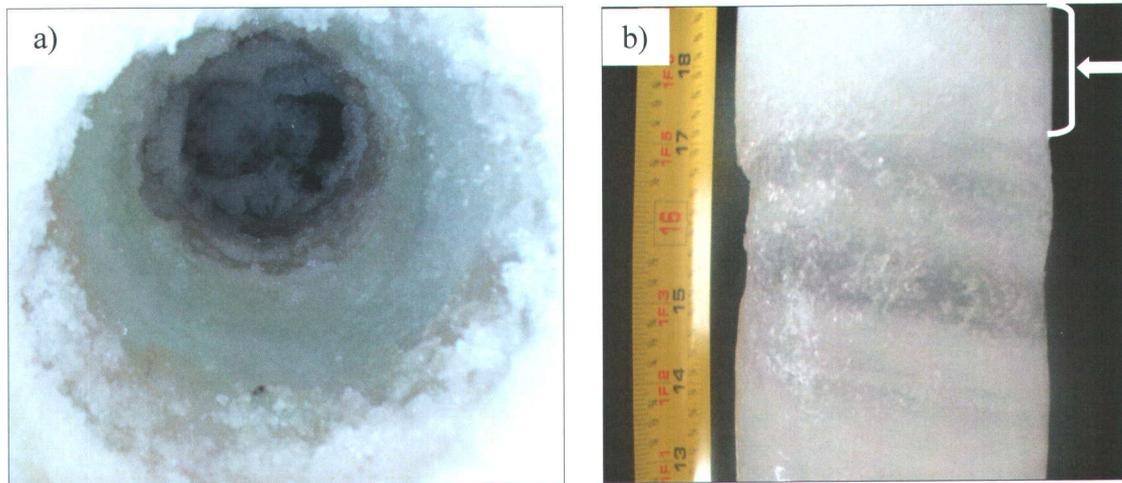


Figure 2.14 a) Accumulation de glace de neige au-dessus de la couche primaire de glace et b) couche de glace de neige dans une carotte de forage glacielle (photos : Jérôme Dubé).

Le glaçage (*aufeis*) est considéré comme un type de glace important dans les cours d'eau des régions arctiques et subarctiques (Ashton, 1986; Hu et *al*, 1999). Cette glace se forme à la suite du gel de l'eau de résurgence à la surface d'un couvert de glace. Se développant par accréation verticale, elle favorise l'épaississement du couvert existant par la superposition de couches de glace. La résurgence d'eau peut être provoquée par l'obstruction ou la résistance de l'écoulement sous le couvert (Prowse et Gridley, 1993). La remontée d'eau par pression dans les fissures et les trous dans la couverture de glace peut être due à un couvert de glace épais, une accumulation de frasil ou de glace de fond (Beltaos, 1995). Les différentes couches de glace formant le glaçage se fusionnent au couvert de glace existant (Figures 2.15a et 2.15b). En Arctique, l'épaisseur de glace provoquée par le glaçage peut dépasser deux à trois fois l'épaisseur maximale de glace formée thermiquement dans les rivières et lacs profonds (Prowse et Gridley, 1993). Dans un chenal expérimental, Streitz et Ettema (2002) ont montré que l'étalement initial et la topographie du glaçage varient en fonction de la vitesse du vent ainsi que la pente, la rugosité et le matériel caractérisant la surface sur laquelle s'est développée cette forme glacielle.

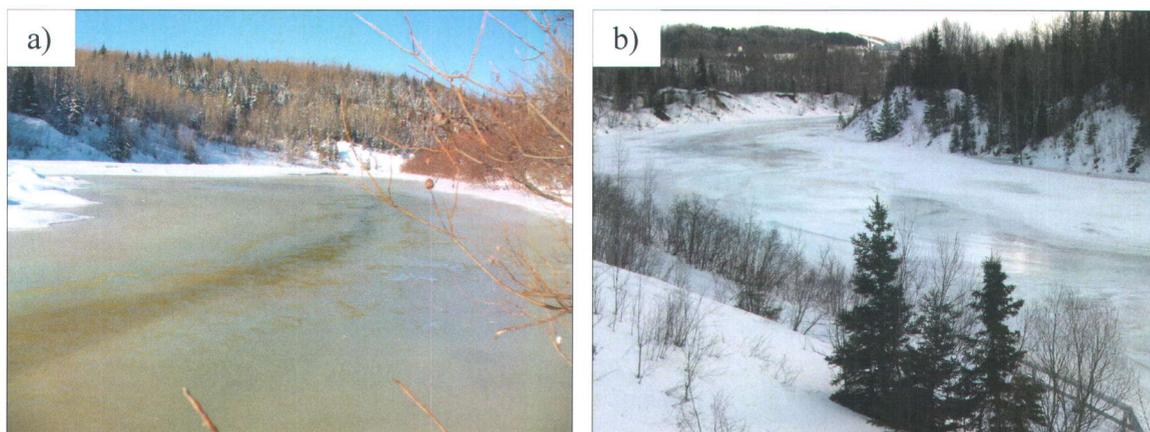


Figure 2.15 a) Écoulement supra-glaciel du 10 janvier 2006 (photo : Jérôme Dubé). b) Glaçage de l'écoulement le 19 janvier 2006 sur la rivière Rimouski (photo : Thomas Buffin-Bélanger).

2.1.4.2 La structure et l'épaisseur d'un couvert de glace

Les couches glacielles présentes dans la colonne de glace servent d'indicateurs afin de caractériser et comprendre la succession des processus à l'origine de la mise en place du couvert de glace ainsi que son évolution. Michel et Drouin (1970) ont réalisé un guide technique sur la formation et l'identification des couverts de glace en définissant les différentes caractéristiques enregistrées dans une colonne de glace. Parmi celles-ci, ils distinguent le type de glace, la texture, l'apparence, la densité et les caractéristiques particulières. La figure 2.16 présente une coupe stratigraphique typique d'un couvert de glace en rivière (Michel, 1971). Il est convenu que l'épaisseur de glace calculée dans un couvert de glace correspond aux différents types de glaces présents, y compris la glace de neige. Différentes études sur les couverts de glace en rivière montrent qu'il existe des variations spatiales dans la structure et l'épaisseur de glace. La réalisation de sections transversales et la caractérisation des différentes composantes verticales d'un couvert de glace à deux moments distincts représentent une méthode efficace de quantification de l'évolution morphologique du chenal et du couvert de glace (figure 2.17a et 2.17b).

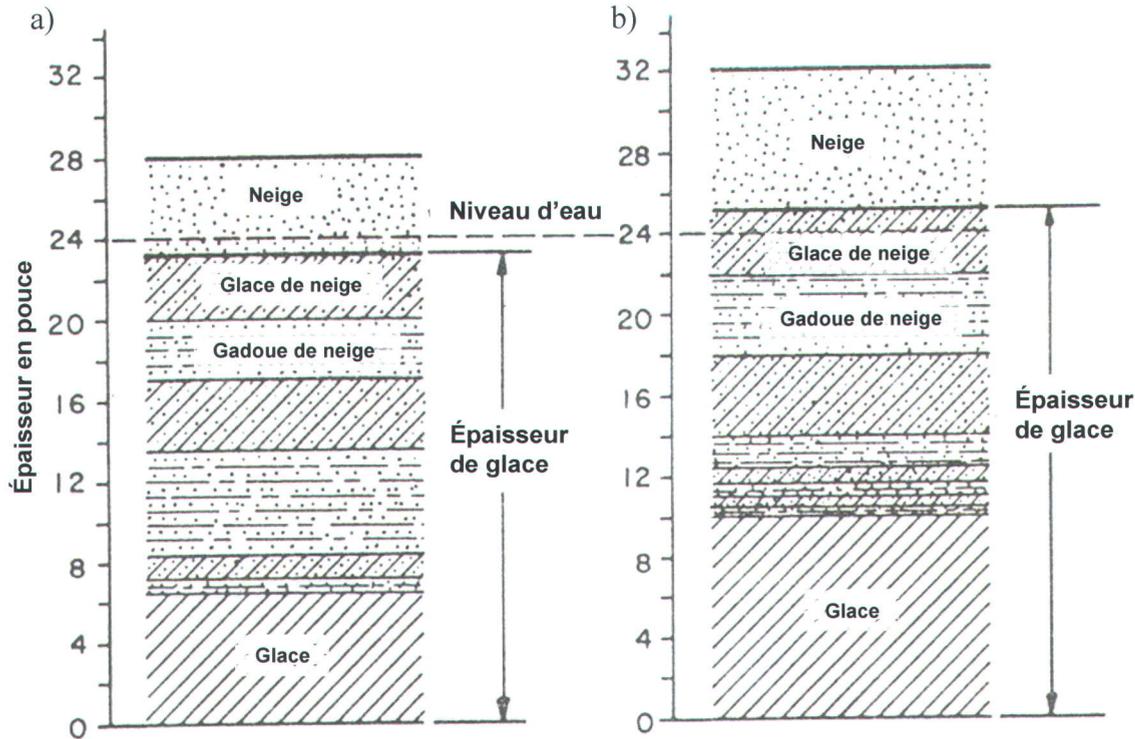


Figure 2.16 Coupes stratigraphiques de deux carottes de glace prises dans une section de rivière au Japon. Niveau d'eau a) au dessus et b) en dessous de la surface du couvert de glace (Michel, 1971).

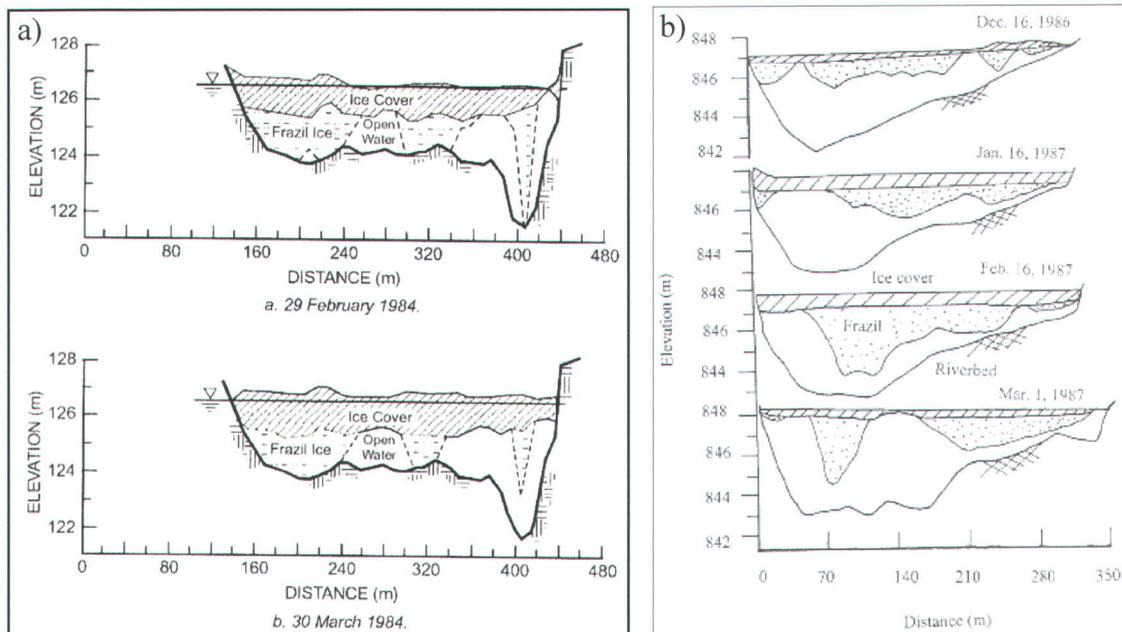


Figure 2.17 a) Accumulation non uniforme de la glace dans une section transversale sur la rivière Tanana en Alaska lors des mois de février et mars, 1984 (Lawson *et al.*, 1986). b) Évolution d'une section transversale dans une zone d'embâcle sur le fleuve Jaune en Chine (Sui *et al.*, 2000).

L'épaisseur d'un couvert de glace varie en fonction des conditions de mise en place du couvert, des paramètres hydrométéorologiques et de la morphologie du chenal. Étant donné la complexité des interactions entre ces paramètres, il est difficile de prédire la répartition spatio-temporelle de l'épaisseur du couvert. Grâce aux données de température de l'air, il est cependant possible d'estimer l'épaisseur de la couche de glace statique à partir de l'équation de *Stephan* (Beltaos, 1995) :

$$h_i = a_i (\text{DJGA})^{0,5}$$

où :

h_i = épaisseur de glace statique (m)

a_i = coefficient empirique représentant le type d'environnement

DJGA = degrés-jour de gel accumulé exprimé en (°C)

Le tableau 2.1 montre l'étendue des valeurs attribuées au coefficient empirique pour les couverts de glace selon quatre types d'environnement (USACE, 2002 adapté de Michel, 1971). Beltaos (2004) a utilisé une valeur de 0,020 pour le coefficient empirique afin d'estimer l'historique de l'épaisseur de glace statique produite pour la portion sud-ouest de la rivière Miramichi au Nouveau-Brunswick. Les résultats indiquent que les épaisseurs maximales de la couche de glace, situées entre 0,5 et 0,8 mètre, sont enregistrées vers le milieu du mois de mars (figure 2.18a et 2.18b).

Tableau 2.1 Valeurs du coefficient empirique utilisé dans l'équation de *Stephan* (Source : USACE, 2002 adapté de Michel, 1971).

<i>Condition de couvert de glace</i>	a_i	a_i *
Lac venteux sans neige	2,7	0,80
Lac moyen avec neige	1,7-2,4	0,50-0,70
Rivière moyenne avec neige	1,4-1,7	0,40-0,50
Petite rivière abritée avec écoulement rapide	0,7-1,4	0,20-0,40

a_i DJGA calculés en degrés Celsius (épaisseur de glace en cm)
 a_i * DJGA calculés en degrés Fahrenheit (épaisseur de glace en pouces)

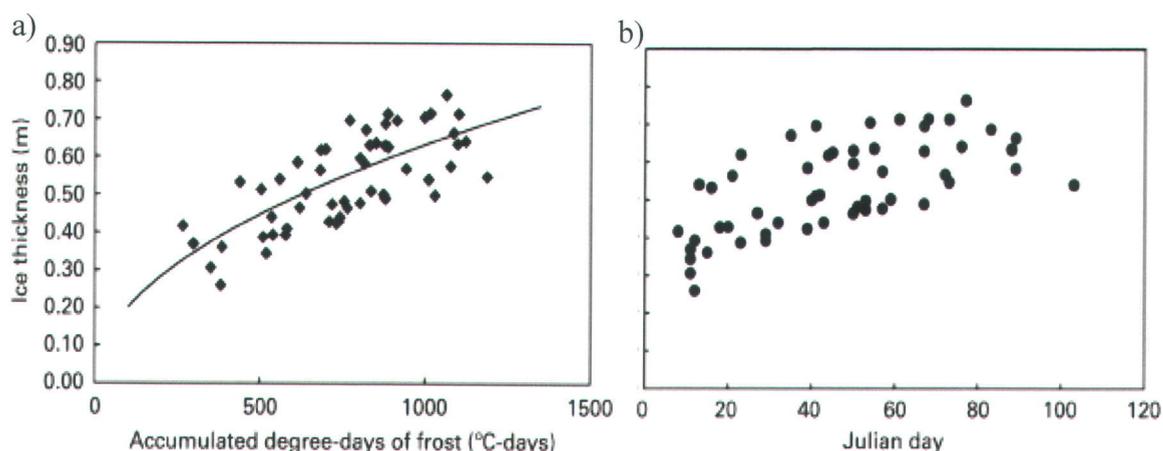


Figure 2.18 a) Estimation de l'épaisseur de glace statique en fonction de l'accumulation de degrés-jour de gel accumulés et b) croissance de l'épaisseur de glace durant la saison hivernale sur la rivière Miramichi au Nouveau Brunswick (Beltaos, 2004).

Selon les caractéristiques des environnements fluviaux échantillonnés, l'épaisseur d'un couvert de glace varie spatialement et temporellement. À l'aide d'un GPR (*Ground-Penetrating Radar*), Best et al. (2005) ont enregistré le long de 10 sections transversales d'environ 45 mètres de large, réalisées sur la rivière Kuparuk en Alaska en avril 2001, des épaisseurs de glace variant entre 151 et 176 cm (Figure 2.19). Des données sur l'épaisseur minimale et maximale de glace ont été extraites à partir de la section transversale de la figure 2.17a. Située sur la Tanana River en Alaska, cette coupe transversale d'environ 290 mètres de large et d'une profondeur variant entre 2 et 5 mètres, possédait des épaisseurs de glace variant de 50 à 150 cm au 29 février et 80 à 160 cm au 30 mars.

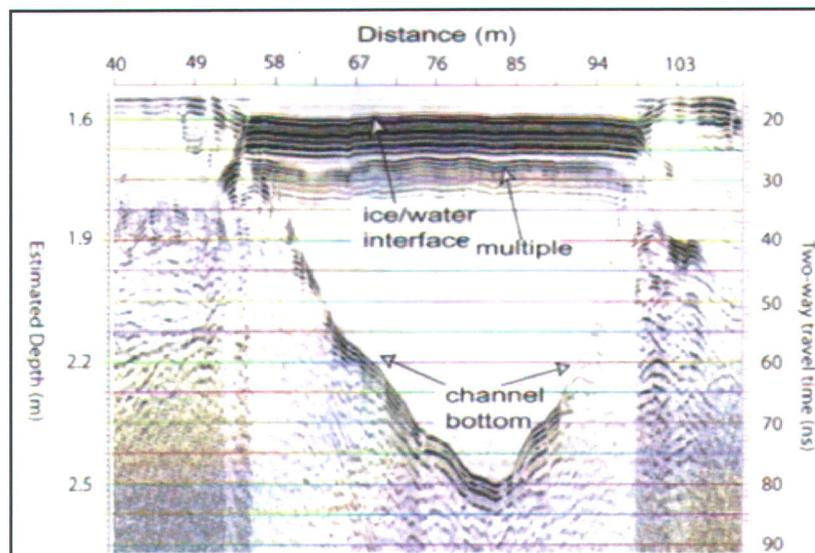


Figure 2.19 Profil transversal réalisé à partir d'un GPR (250 MHz GPR) et présentant une épaisseur de glace de 168 cm et une profondeur totale de 258 cm (Best et *al.*, 2005).

Au Canada, le Centre des Glaces (Service de climatologie des glaces, Environnement Canada) a réalisé des forages dans différents environnements fluviaux. Malgré le manque de représentativité spatiale pour une même rivière, la collecte de données ponctuelles et hebdomadaires couvre cependant une période allant de 1955 à 1990. Le tableau 2.2 présente quelques données historiques, pour la mi-mars, de l'épaisseur de glace enregistrée sur trois rivières du Québec. À partir de cette même méthode d'échantillonnage, des données historiques sur l'épaisseur de glace et de neige ont été documentées pour différentes tailles de cours d'eau de la Russie. L'épaisseur moyenne de la glace dans les rivières de la région arctique de la Russie varie entre 50 et 150 cm (Vuglinsky, 2002). Les valeurs maximales enregistrées dans les rivières nord-européennes de la Russie sont de 95 à 125 cm et de 200 à 220 cm pour les rivières de la région asiatique de Russie (Vuglinsky, 2002). À partir de données historiques (1959-2003) de la portion aval de la Peace River en Alberta, Beltaos (2007) a observé une variabilité spatio-temporelle de l'épaisseur de glace sur des chenaux d'environ 500 mètres de large (figures 2.20a et 2.20b). Longitudinalement, les données entre 2000 et 2003 montrent que la glace est plus mince près du delta que du site de Peace Point, situé à 120 km en amont (Beltaos, 2007). Cependant, en regard de ces exemples sur les épaisseurs de

couverts de glace, aucune information ne permet d'enrichir les connaissances sur la variabilité d'épaisseurs de glace dans une succession seuil-mouille.

Tableau 2.2 Épaisseur de la glace en cm (minimale, moyenne et maximale) entre 1972 et 1990 sur trois rivières québécoises au milieu du mois de mars (Source : Environnement Canada).

<i>Nom de la rivière</i>	<i>Minimum</i>	<i>Moyenne</i>	<i>Maximale</i>
Grande rivière de la Baleine, Kuujjuarapik	113	140,4	205
Rivière Bell, Matagami	25	44,5	64
Petite rivière Natashquan	32	68	101

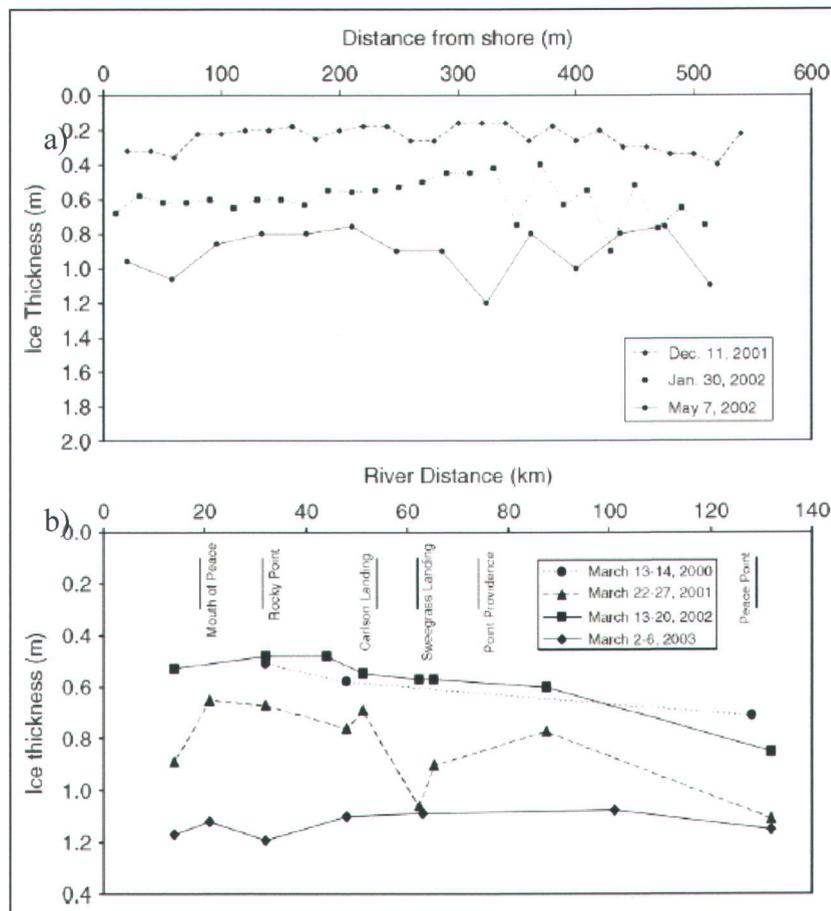


Figure 2.20 a) Variabilité transversale de l'épaisseur de glace près de Peace Point durant la saison hivernale de 2001-2002. b) Variation longitudinale de la moyenne latérale de l'épaisseur de glace le long de la Peace River pour le mois de mars entre 2000-2003 (Beltaos, 2007).

2.2 Interactions entre la morphologie du chenal et la glace fluviale

La dynamique glacielle en rivière implique une multitude de processus influencés et influençant la morphologie des corridors fluviaux. Cette section examine les études où la morphologie du lit, le transport des sédiments et la structure des écoulements entrent en interaction avec la glace. La figure 2.21, permet de visualiser plus clairement les interactions entre les composantes de la dynamique fluviale et glacielle à l'échelle d'un tronçon de rivière. Bien qu'il existe un vocabulaire terminologique précis des impacts de la dynamique glacielle (i.e. formes d'accumulation et d'érosion (Dionne, 1972)), plusieurs interrogations subsistent en ce qui concerne les interactions entre la dynamique glacielle et la géomorphologie fluviale (Morse et Hicks, 2005). De plus, il a été noté que la majorité des études sur la glace de rivière présentent les processus de mise en place, d'évolution et de démantèlement des couverts de glace majoritairement sur des systèmes fluviaux de plus de 100 mètres de large. Dans ces environnements, la morphologie influence peu la dynamique glacielle en comparaison avec les petites (1 à 10 mètres de large) et moyennes (10 à 100 mètres de large) rivières. Cette section vise donc à examiner les études présentant les effets de la morphologie d'un chenal sur la dynamique glacielle et les effets de la dynamique glacielle sur la morphologie d'un chenal.

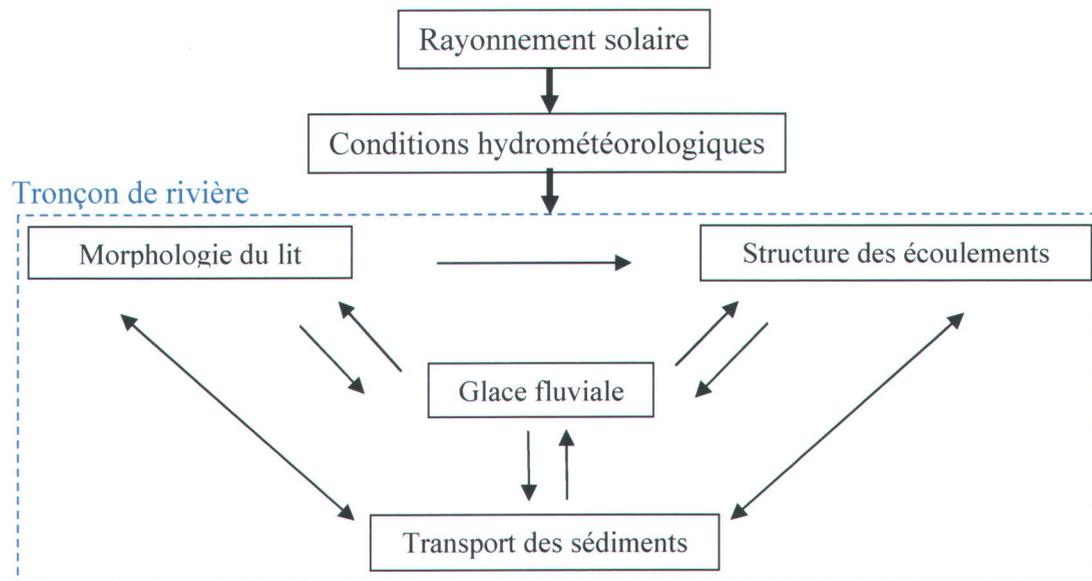


Figure 2.21 Les trois composantes de la dynamique fluviale sans et avec présence de glace sur un tronçon de rivière. Les flèches représentent le sens des interactions (adaptée de Leeder, 1983).

2.2.1 Effets de la morphologie d'un chenal sur la dynamique glacielle

Les caractéristiques morphologiques du chenal à l'échelle d'une section transversale, d'un tronçon ou d'un profil longitudinal affectent les zones de formation, de transition et d'accumulation de glace. Les variables morphométriques du chenal telles la largeur, la profondeur, la pente et la granulométrie influencent la dynamique de mise en place ainsi que l'évolution d'un couvert de glace.

Michel (1971) mentionne que le régime d'englacement d'une rivière dépend énormément de la glace primaire qui se développe le long de son cours, des obstacles naturels ou artificiels et des restrictions de rivière avec écoulement profond. La figure 2.22 montre, pour trois tronçons de rivière d'environ 3 à 4 km de long en Sibérie, l'évolution de la croissance d'un couvert de glace et la variabilité spatiale des zones de surface d'eau libre entourée de glace (polynyas) échelonnés sur deux hivers successifs (tiré de Michel, 1971). Les zones de polynyas se situent majoritairement près des coudes de la rivière et des secteurs de confluences. De plus, les déplacements des zones de polynyas dans les sections de rivière méandrique semblent être associés à la remontée d'eaux chaudes profondes vers la surface de la partie convexe (Michel, 1971).

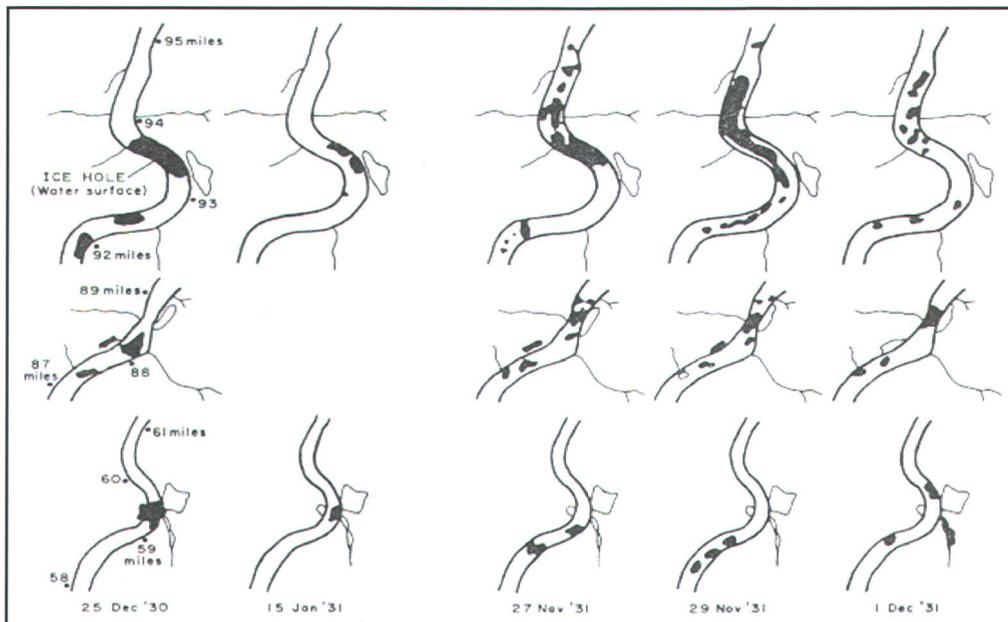


Figure 2.22 Présence de polynyas (en noir) sur trois tronçons de rivière d'environ 3 à 4 km de long en Sibérie pour deux hivers consécutifs (tiré de Michel, 1971).

Pour un tronçon sinueux de la rivière Missouri d'environ 250 à 400 mètres de large, Zabilansky *et al.* (2002) et Ettema et Zabilansky (2004) décrivent l'étroite relation entre la morphologie et l'évolution de la mise en place du couvert de glace. Le tronçon de rivière se caractérise par deux bancs d'accumulations centraux qui favorisent une formation diversifiée du couvert de glace (Figure 2.23). La formation initiale du couvert de glace se réalise d'abord dans le chenal 2 pour ensuite diverger vers le chenal 1. L'accumulation de glace dans un chenal sinueux peut changer l'alignement du sous-chenal principal (Ettema et Zabilansky, 2004). Certains types de chenaux possèdent une morphologie étroite, peu profonde, courbée ou irrégulière qui ne permet pas le passage des glaces flottantes provenant de l'amont (Ettema, 2002).

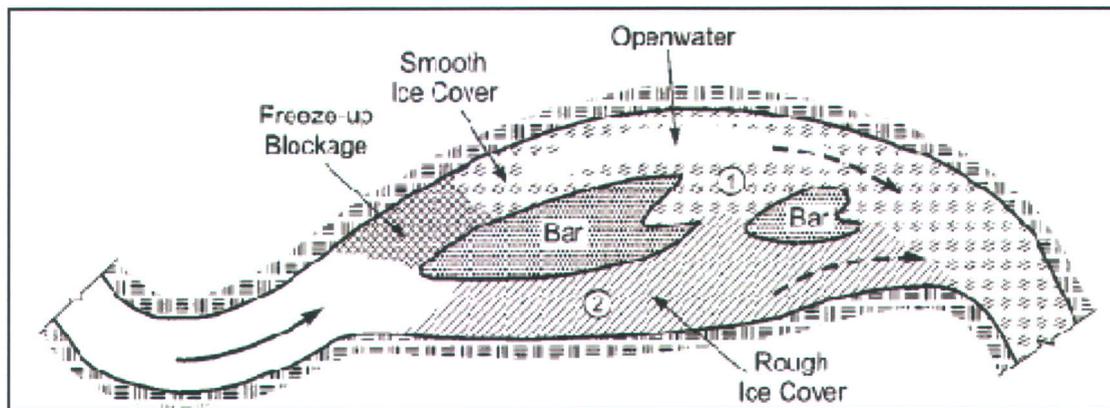


Figure 2.23 Accumulation de glace dans un chenal sinueux avec présence de bancs d'accumulations centraux (Ettema et Zabilansky, 2004).

La morphologie des confluences influence également la transition et l'accumulation des glaces sur la rivière principale autant en amont qu'à l'aval du tributaire. Ettema *et al.* (1999) ont étudié les conditions hydrauliques et glacielles favorisant la formation d'embâcle aux confluences. Ils ont identifié des scénarios pouvant être à l'origine d'embâcle de glace autant sur la rivière principale que pour le tributaire. Les principaux processus à l'origine d'embâcles à une confluence peuvent être liés à l'accumulation des glaces flottantes provenant du tributaire et de la rivière principale, à la présence d'un écoulement perturbant la transition des glaces ou à la présence de formes d'accumulations sédimentaires (Ettema *et al.*, 1999). Il a également été proposé que les irrégularités bathymétriques aux confluences peuvent retarder le débit glacial et initier la formation

d'embâcles (Ettema et *al.*, 1997). La figure 2.24 montre les conditions et les processus pouvant inciter la formation d'embâcle à une confluence.

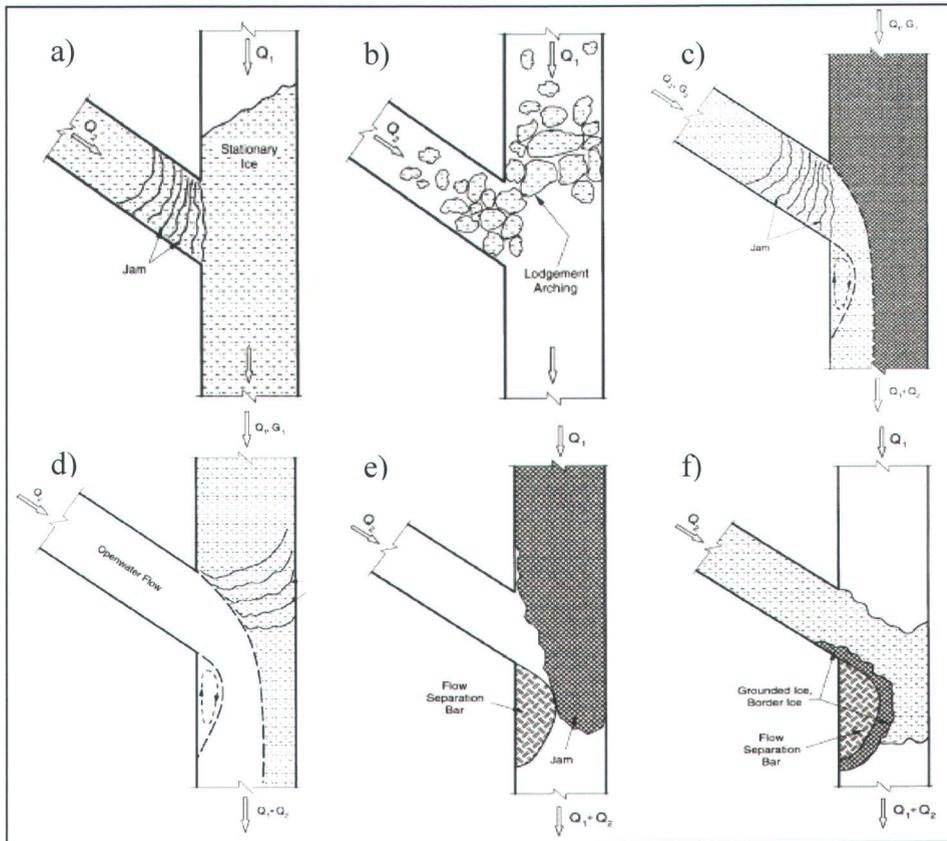


Figure 2.24 a) Embâcle à l'embouchure du tributaire causé par un couvert de glace stationnaire sur la rivière principale. b) Accumulation en forme d'arc des glaces flottantes à la jonction des deux cours d'eau. c) Embâcle en amont de la confluence causé par une incapacité de transférer l'ensemble des glaces flottantes dans le chenal principal. d) Embâcle provoqué par un apport hydraulique important provenant du tributaire en comparaison avec la rivière principale. e) Congestion des glaces causées par l'accumulation sédimentaire en aval de la confluence. f) Congestion aggravée par la croissance de la glace sur l'accumulation sédimentaire (Ettema et *al.*, 1999).

En ce qui concerne l'évolution de la glace le long d'un profil longitudinal, il a été observé que la morphologie et la vitesse d'écoulement dans les mouilles permettent l'accumulation significative de frasil sous le couvert de glace ainsi que la progression du couvert dans les seuils (Michel, 1971). La présence de ces zones d'accumulation de frasil sous couvert de glace semble être influencée par la pente faible du chenal et la morphologie du tronçon d'une rivière sibérienne (Figure 2.25). L'abondance de frasil dans certaines de ces zones a favorisé la formation de barrages suspendus. Entre ces

zones d'accumulation de frazil, l'augmentation de la pente et la modification de la morphologie favorisent le transport du frazil vers l'aval. Il a été noté que l'occurrence de ces dépôts considérables de frazil peut causer des augmentations du niveau d'eau de 4 à 5 mètres (Michel, 1971).

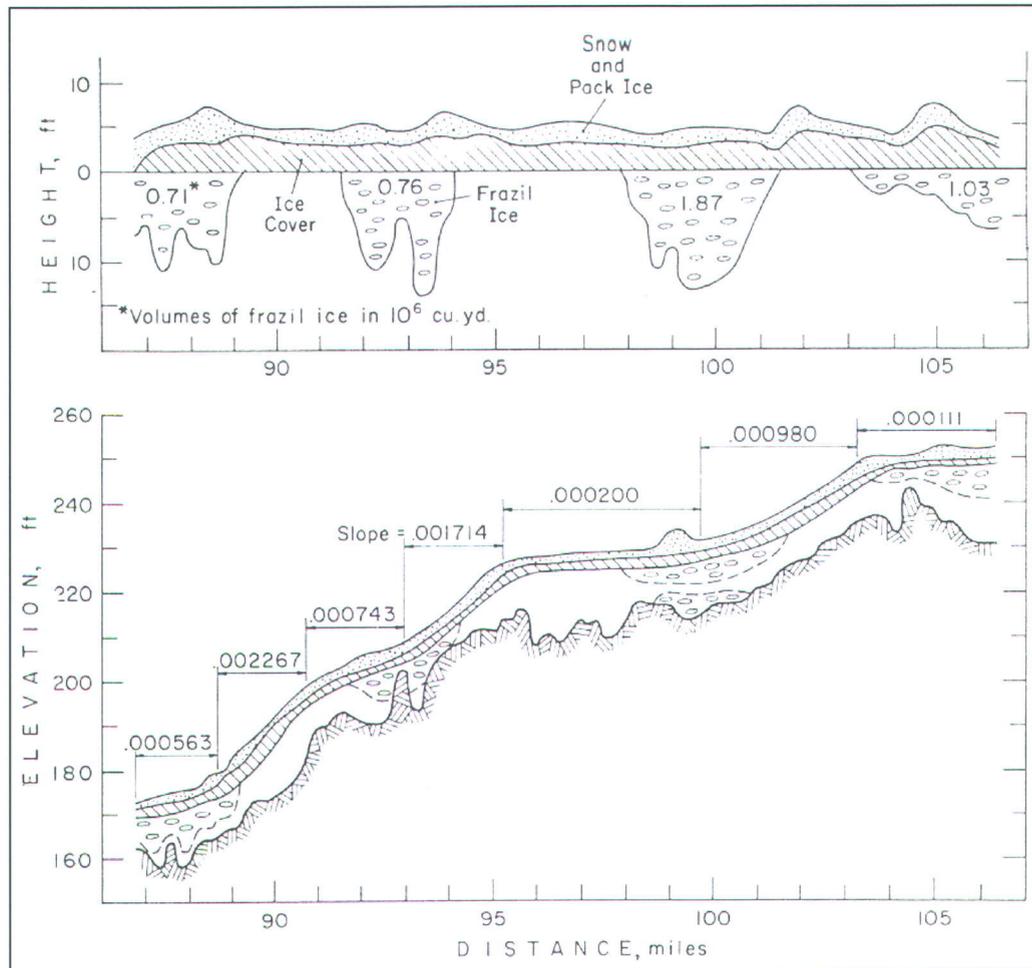


Figure 2.25 Épaisseur de glace et volumes de frazil accumulé sous le couvert de glace le long d'un profil longitudinal d'un tronçon de rivière de Sibérie (tiré de Michel, 1971).

2.2.2 Effets de la glace sur la morphologie d'un chenal

Les échanges dynamiques entre la morphologie du lit, le transport des sédiments et la structure de l'écoulement peuvent être influencés par les conditions glacielles prévalentes. Ainsi les glaces peuvent affecter les caractéristiques morphologiques du lit et des berges autant en absence ou en présence d'un couvert de glace que lors d'événements liés aux embâcles ou à la période de débâcle.

D'abord, durant la période de mise en place d'un couvert de glace, les conditions glacielles affectent la morphologie et les caractéristiques du chenal. Il a été montré sous des conditions d'eau libre que la présence de glace de fond dans un seuil diminue la rugosité du lit et la profondeur de l'eau (Hirayama et *al*, 2002). Sui et *al*. (2006) ont remarqué sur le fleuve Jaune en Chine une relation entre la déformation du lit de la rivière et l'accumulation de la glace caractérisant un barrage suspendu. Il a également été remarqué que, dans un environnement alluvial, la dynamique sous un couvert de glace peut modifier la morphologie du chenal et des berges, le transport des sédiments, le positionnement du talweg et les conditions hydrauliques (Ettema, 2002). En ce sens, la présence d'un couvert de glace dans un chenal impose une limite additionnelle de résistance et favorise la redistribution latérale de l'écoulement (Ettema et Daly, 2004).

Pour un chenal à tresses sinueux, Ettema (2002) montre que la formation d'un couvert de glace et la diminution du gradient d'énergie effective causent une concentration de l'écoulement dans un seul talweg et que celui-ci se présente plus sinueux qu'en surface d'eau libre (Figure 2.26a). La figure 2.26b montre que pour un chenal à méandre, le couvert de glace réduit la sinuosité du talweg et diminue la longueur d'onde du méandre (Ettema, 2002). Sous un couvert de glace, lorsque le talweg se situe près d'une berge, la concentration de l'écoulement augmente l'érosion de la berge ainsi que le déplacement du chenal et ces effets diminuent lorsque le talweg se situe plus ou moins près du centre du chenal. (Ettema et Daly, 2004). Prowse et Gridley (1993) présentent à la figure 2.26c que l'accumulation d'environ 4 mètres de frasil sous un couvert de glace situé dans une mouille favorise l'affouillement du lit et la diminution de la hauteur d'eau.

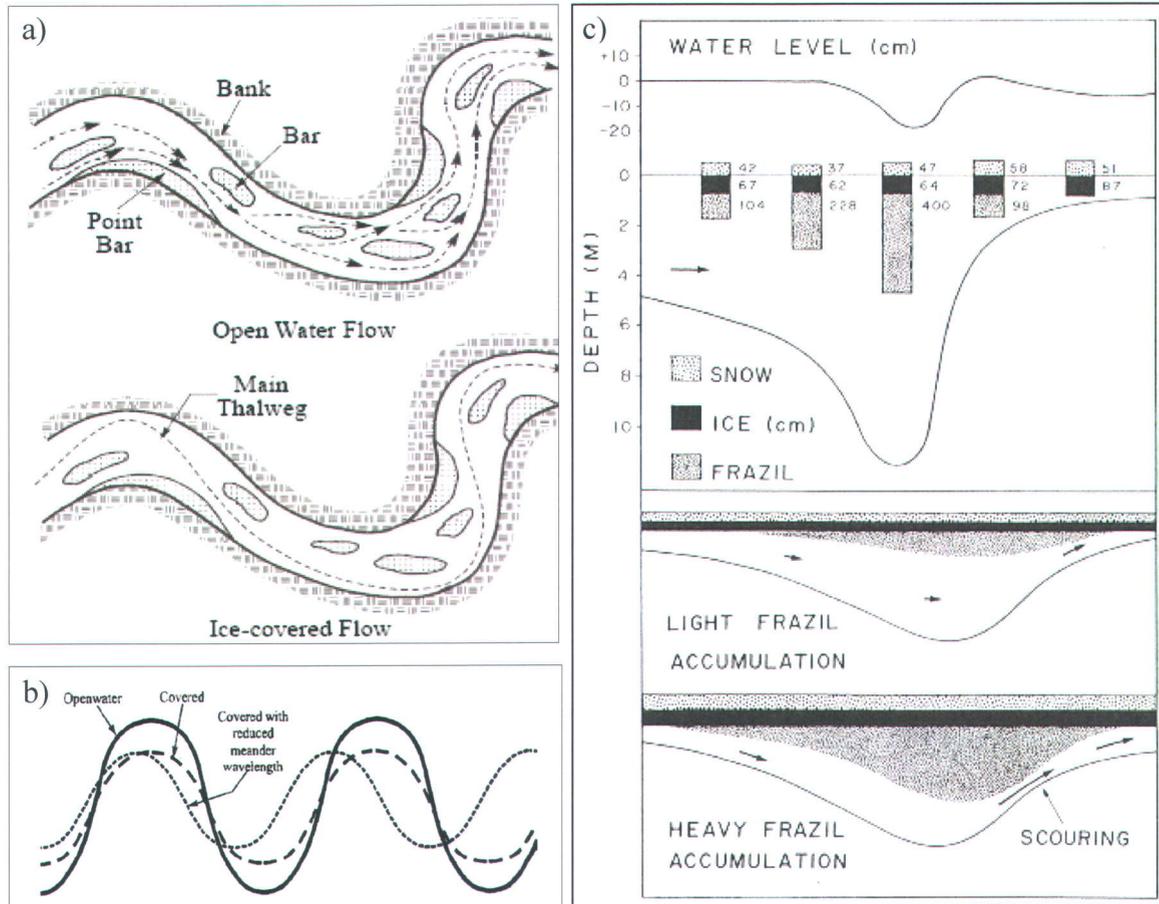


Figure 2.26 a) Impact d'un couvert de glace sur la sinuosité du talweg en milieu alluvial (Ettema, 2002). b) Influence d'un couvert de glace sur la sinuosité et la longueur d'onde d'un méandre (Ettema, 2002). c) Effet de différente accumulation de frazil sous un couvert de glace dans une mouille (Prowse et Gridley, 1993).

Ensuite, les embâcles de glace peuvent également modifier la morphologie du chenal et des berges. La figure 2.27 illustre que l'accumulation marquée de glace dans la portion aval de l'embâcle provoque une concentration de l'écoulement et une augmentation des vitesses qui érodent le lit localement (Ettema et Daly, 2004). Bergeron et Roy (1988) ont étudié les effets d'un embâcle de glace sur la morphologie du lit d'une petite confluence située dans le bassin du ruisseau du Sud, en Estrie, au Québec. Formé sur le tributaire mineur, cet embâcle de glace a provoqué une hausse temporaire du niveau d'eau en amont et, conséquemment, une diminution du rapport de débits et une modification de la morphologie de la confluence lors de la rupture de l'embâcle. Les figures 2.28 a) et b) montrent que la formation de l'embâcle et sa rupture lors de la crue printanière ont entraîné l'accumulation d'un banc graveleux à l'entrée du tributaire majeur, le

surcreusement du tributaire mineur et le déplacement de la zone d'affouillement (Bergeron et Roy, 1988). En présence d'un embâcle, le débit glacial, la composition du frasil et des glaces flottantes affectent la taille et la forme de l'embâcle de glace ainsi que l'étendue de la déformation du lit de la rivière (Sui et *al.*, 2006).

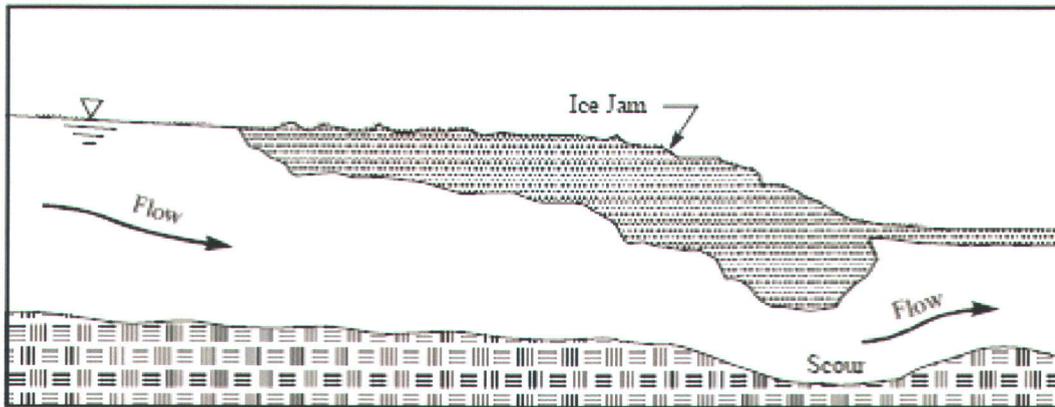


Figure 2.27 Accélération de l'écoulement et surcreusement local du lit sous un embâcle de glace (Ettema et Daly, 2004).

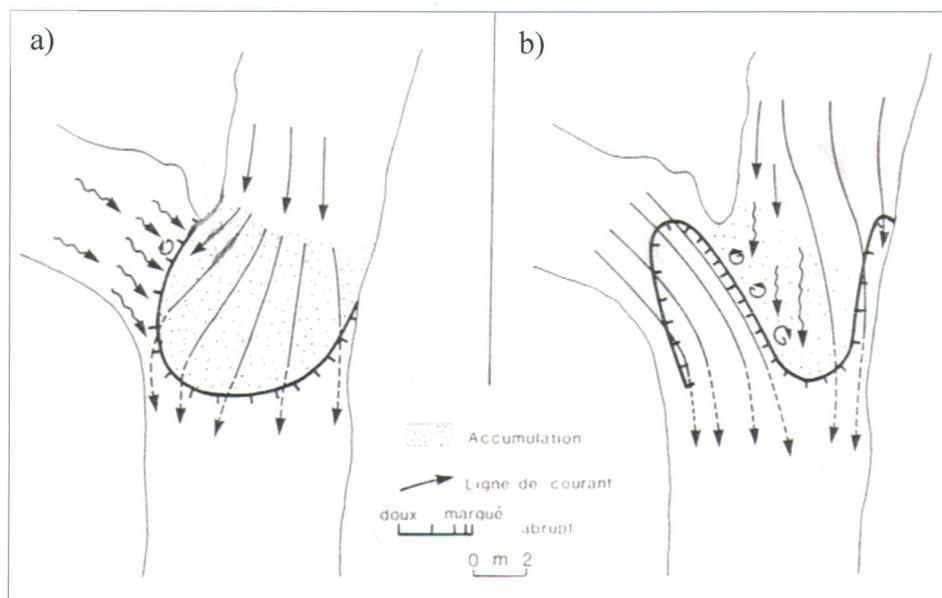


Figure 2.28 a) Morphologie et dynamique sédimentaire de la confluence avec la présence de l'embâcle sur le tributaire mineur. b) Modification de la morphologie et déplacement de la zone d'affouillement lors de la rupture de l'embâcle (Bergeron et Roy, 1988).

Enfin, lors des périodes de débâcle, les glaces flottantes peuvent modifier la configuration morphologique de l'environnement fluvial. La débâcle, ou l'ensemble des processus liés à la rupture et à l'entraînement de la nappe de glace, occasionne de faibles processus érosifs en milieu de roche en place, mais d'importantes prises en charge au contact du matériel meuble (Laverdière et Guimond, 1984). Lorsque la débâcle se réalise mécaniquement, les glaces peuvent éroder les berges par abrasion ou mise en mouvement de sédiments. Dans ces conditions, les glaces flottantes modifient la morphologie de la berge en la rendant plus concave et en formant une ligne de démarcation érosive. Smith (1979) propose pour 24 rivières de l'Alberta que l'érosion des berges, l'élargissement des chenaux et l'augmentation de l'intervalle de récurrence du débit plein bord sont principalement liés à l'action des glaces flottantes lors de la période de débâcle. Cependant, Kellerhalls et Church (1980) discutent que seules les glaces flottantes ne peuvent expliquer à elles seules l'élargissement des rivières albertaines et que dans plusieurs environnements ce sont les embâcles de glace qui provoquent une augmentation du niveau d'eau.

Depuis longtemps, les glaces flottantes sont considérées comme un agent d'érosion responsable de l'édification de formes distinctives du chenal (Beltaos, 1995). Les accumulations de sédiments grossiers provoquées par des poussées glacielles sont particulièrement présentes autour des îlots et des bancs d'accumulations. Dionne (1976) a documenté la formation d'un cordon de blocs glaciels d'environ 3 à 4 mètres de haut lors d'une débâcle sur la Grande Rivière, dans le Québec subarctique. Il a également été observé que les glaces peuvent former des placages de blocs sur les berges (Prowse et Culp, 2003). Des formes de déposition et d'érosion ont été documentées sous le nom de *bechevnik*, qui correspond à des terrasses fortement modifiées par les processus glaciels (Hamelin, 1979). L'abrasion sur les berges par les glaces flottantes et échouées permet l'évolution de cette forme qui peut être autant en érosion qu'en accumulation périodiquement (Hamelin, 1979). Le *bechevnik* est constitué de gros cailloux, de galets ou d'éléments fins, ou il peut être taillé dans la roche en place (Hamelin, 1969). La figure 2.29 présente la morphologie d'un *bechevnik* de déposition. Hamelin (1969) mentionne que la configuration générale des abords immédiats du talweg ou des bas versants de la vallée a son importance non simplement pour les dimensions du *bechevnik* mais pour son

existence même. Malgré une bonne documentation de ces formes, on connaît peu les facteurs permettant de distinguer les processus exacts à l'origine des *bechevniks* d'accumulation versus d'érosion. Les poussées glacielles peuvent également influencer la croissance en étage de la végétation (Prowse et Culp, 2003). La fréquence et l'intensité de l'action de la glace et de l'écoulement caractérisant les débâcles ont une forte influence sur la composition de la végétation (Prowse et Culp, 2003). Ainsi, la végétation peut être arrachée, déracinée ou écorchée par les glaces lorsqu'elles quittent la berge et lors de poussées glacielles. Formées lors de la débâcle ou d'embâcle, les cicatrices glacielles sur les arbres matures peuvent servir d'indicateurs spatio-temporels pour la reconstitution entourant les activités glacielles sur un tronçon de rivière (Boucher *et al.*, 2006).

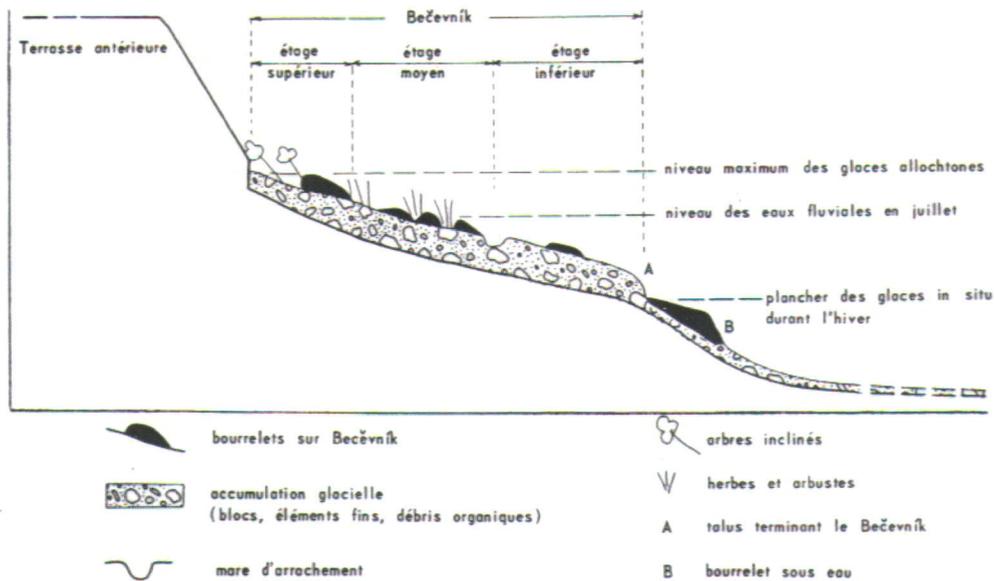


Figure 2.29 Schéma présentant le profil d'un *bechevnik* de déposition (Hamelin, 1969).

2.3 Problématique et objectifs de recherche

Les interactions entre la dynamique glacielle et fluviale sont complexes et diversifiées. La section précédente souligne ces interactions et met en évidence la nécessité d'approfondir la connaissance de certaines interactions avec la morphologie du chenal. Les caractéristiques morphologiques de l'environnement fluvial influencent la dynamique de croissance et de mise en place du couvert de glace. L'étude des liens entre la morphologie fluviale et la glace permet entre autres, de mieux comprendre l'évolution géométrique des chenaux avec couvert de glace et de gérer adéquatement les impacts des glaces dans les environnements vulnérables.

Peu de données sont actuellement disponibles pour documenter l'évolution spatiale et temporelle de la croissance d'un couvert de glace dans une morphologie seuil-mouille. De plus, on connaît peu la variabilité de l'épaisseur de glace sur ce type de tronçon fluvial ainsi que les facteurs contrôlant cette variabilité. Finalement, il existe peu de données présentant les effets de la morphologie du chenal ou du lit sur la glace pour les rivières de petite (1 à 10 m de large) et moyenne (10 à 100 m de large) taille. Ceci peut probablement s'expliquer par la difficulté de quantifier la croissance de la glace, d'accéder rapidement à des sites d'étude et par les risques entourant l'échantillonnage en rivière sous conditions hivernales. Cette recherche vise le développement d'un modèle explicatif de croissance et d'évolution d'un couvert de glace dans une succession seuil-mouille d'un tronçon de rivière de taille moyenne (50 à 60 mètres de large). Elle propose également un modèle semi-quantitatif de croissance du couvert de glace. Les objectifs spécifiques de cette recherche sont :

1. Analyser et comparer les processus de formation de la glace et les taux de croissance du couvert de glace dans une succession seuil-mouille.
2. Examiner l'impact relatif des paramètres morphologiques et des conditions hydrométéorologiques sur les taux de croissance et l'évolution du couvert de glace dans une succession seuil-mouille.
3. Quantifier la variabilité spatiale de l'épaisseur de la glace dans une succession seuil-mouille.

2.4 Description des sites à l'étude

2.4.1 Bassin versant de la rivière Rimouski

Les sites à l'étude sont situés dans le bassin versant de la rivière Rimouski dans la région du Bas-St-Laurent. D'une superficie drainée de 1620 km², la rivière Rimouski possède un débit moyen annuel près de son embouchure de 31,1 m³/s et un débit moyen hivernal de 11,6 m³/s. Caractérisé par un climat tempéré froid, la température moyenne de 1971 à 2005 pour les mois de novembre à mars est d'environ -4°C. Entre 1971-2000, la moyenne annuelle des précipitations neigeuses est de 350 cm et de 606 mm pour les précipitations liquides. En général, la glace de rivière apparaît vers la fin du mois de novembre, croît entre les mois de décembre à février et la débâcle se produit à la fin mars ou en avril.

Le bassin versant s'est développé du sud vers le nord dans un relief associé à l'orogénèse des Appalaches. Deux unités physiographiques parallèles au fleuve St-Laurent ont été identifiées, soit les Basses Terres et les Hautes Terres (Hétu, 1994), la limite se situant approximativement à l'escarpement de ligne de faille de la Neigette. Au sud de cet escarpement de ligne de faille, le relief des Hautes Terres s'apparente davantage à des collines arrondies et des barres appalachiennes dépassant rarement les 500 mètres d'altitude dans les portions les plus élevées du bassin. La dynamique fluviale est influencée par les affleurements rocheux qui contrôlent ponctuellement le tracé fluvial. Au nord de la faille, les Basses Terres se composent majoritairement de grandes plaines limono-argileuses et de terrasses sableuses organisées en marches d'escalier où le substratum rocheux est plus souvent masqué sous les différents dépôts meubles (Hétu, 1998). La morphologie des cours d'eau de ce secteur est généralement dépendante de l'épaisseur et de la nature des dépôts meubles. La figure 2.30a localise les deux sites d'étude dans le bassin versant de la rivière Rimouski et la figure 2.30b les positionne sur le profil en long de la rivière Rimouski.

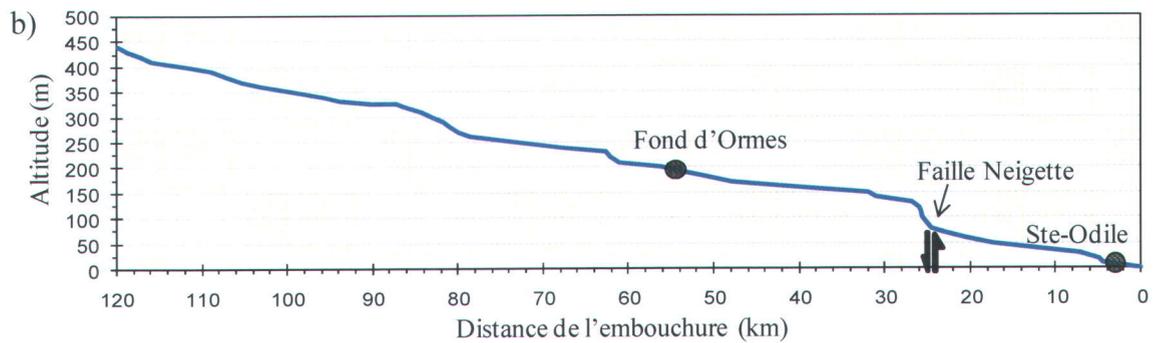
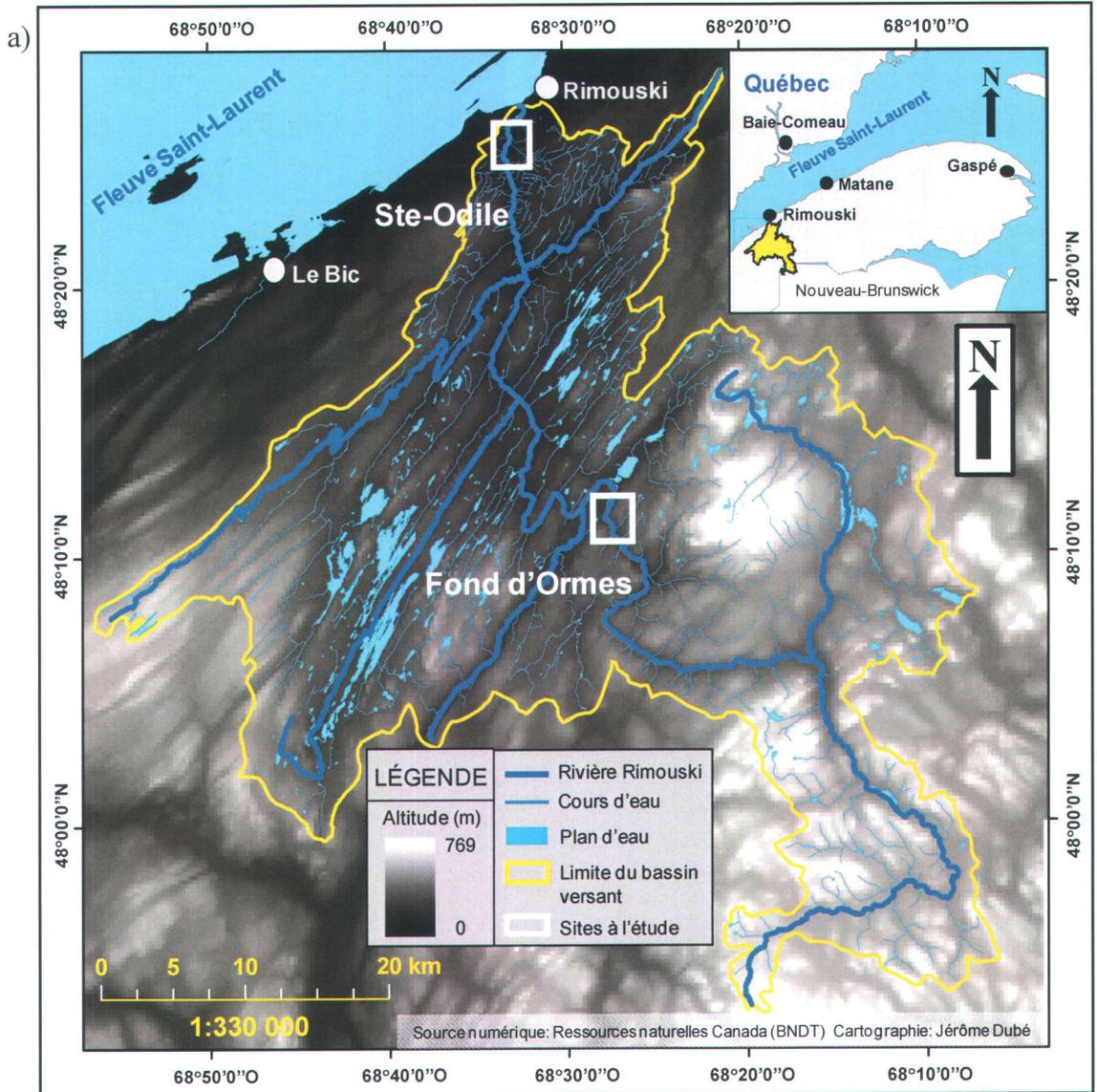


Figure 2.30 a) Localisation des tronçons de rivière de Ste-Odile et de Fond d'Ormes dans le bassin versant de la rivière Rimouski. b) Positionnement des sites à l'étude sur le profil en long de la rivière Rimouski à l'échelle 1:20 000 (source : Ressources naturelles Canada (BNDT)).

2.4.2 Secteur Ste-Odile

Localisé à 3 km de rivière de l'embouchure, le tronçon de la rivière Rimouski à Ste-Odile se situe à environ 8 mètres d'altitude et possède une aire de drainage de 1615 km². Ayant été inondé par la mer de Goldwaith au début et à la fin de la dernière période de déglaciation, le tronçon principal possède des berges argileuses d'origines marines où quelques affleurements rocheux apparaissent. Généralement végétalisées de graminées et d'arbres, quelques berges sont peu végétalisées rendant vulnérables les argiles marines à l'érosion par l'écoulement, l'action du gel/dégel et l'intensité du rayonnement solaire direct. La longueur du tronçon à l'étude est d'environ 600 mètres et de 50 à 60 mètres de largeur en moyenne. Ce tronçon fluvial se compose de deux seuils stables et d'une mouille profonde possédant un lit de graviers, galets et quelques blocs. Le ruisseau Levasseur et la Branche Lévesque sont des tributaires mineurs et les zones de confluences se situent respectivement au début et au milieu du tronçon à l'étude. À la confluence Levasseur-Rimouski, on retrouve un delta fluvial possédant une morphologie imposante considérant la largeur du chenal principal. Le chenal possède un coude avec un rayon de courbure d'environ 50 degrés situé à la fin de la mouille (figure 2.31). Le débit de ce tronçon est contrôlé par un barrage au fil de l'eau (barrage Boralex) localisé à 3 km en amont du secteur étudié. Mis à part, la régulation du débit de la rivière, le barrage affecte peu la dynamique glacielle dans la zone d'étude. En 1951, un important glissement de terrain dans les argiles marines a modifié la morphologie du chenal, plus particulièrement au seuil aval où le glissement s'est produit. Ce seuil possède une morphologie relativement uniforme et large. Actuellement, la succession seuil-mouille est considérée comme étant bien développée.

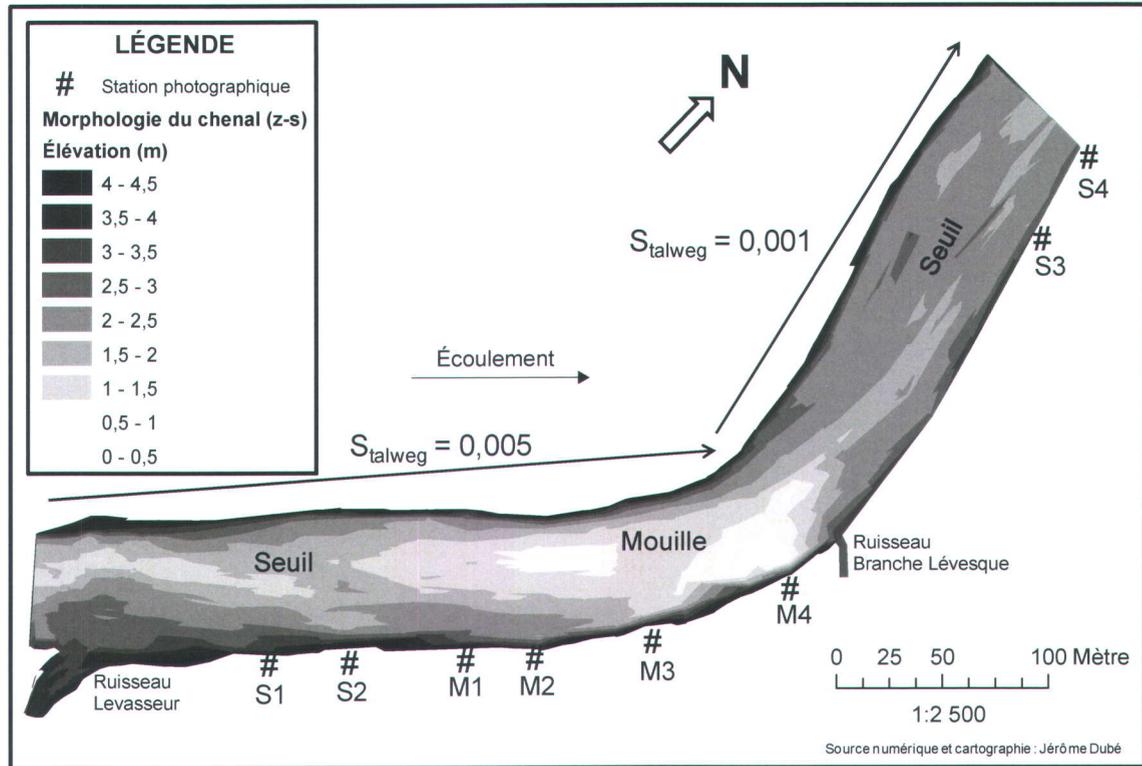


Figure 2.31 Morphologie du tronçon de la rivière Rimouski du secteur de Ste-Odile et localisation des stations d'observation fixes (triangles noir). La pente moyenne du tronçon ($S = 0,0026$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique (z-s) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal.

2.4.3 Secteur Fond d'Ormes

Situé à 55 km de rivière de l'embouchure et à 194 mètres d'altitude, le tronçon de la rivière Rimouski du secteur Fond d'Ormes possède une aire de drainage de 637 km². Le contexte morphostructural du territoire se répercute en des contrôles lithologiques sur les berges et le lit de la rivière. La longueur du tronçon à l'étude est d'environ 800 mètres et la largeur du chenal varie de 35 à 50 mètres. Le style fluvial est une succession seuil-mouille (figure 2.32). La section rectiligne en amont possède une forte pente et un contrôle lithologique significatif autant sur le lit que les berges de la rivière. De plus, le tronçon comprend un méandre avec un rayon de courbure à 90 degrés dont l'origine semble s'apparenter à une faille de chevauchement ou inverse. La portion aval du coude se caractérise par une diminution significative de la pente du chenal. Dans cette section on retrouve un banc d'accumulation central bordé d'un côté par une berge rocheuse et de

l'autre par une zone de débordement. Partiellement végétalisée d'arbustes et d'arbres, cette zone de débordement possède un réseau complexe de chenaux secondaires dans des dépôts sédimentaires fins. Le tronçon d'étude possède une transition marquée du style fluvial passant de rectiligne à méandrique. Cette transition subite de la morphologie du chenal propose une configuration modifiant la dynamique hydro-sédimentologique et par le fait même, la dynamique glacielle.

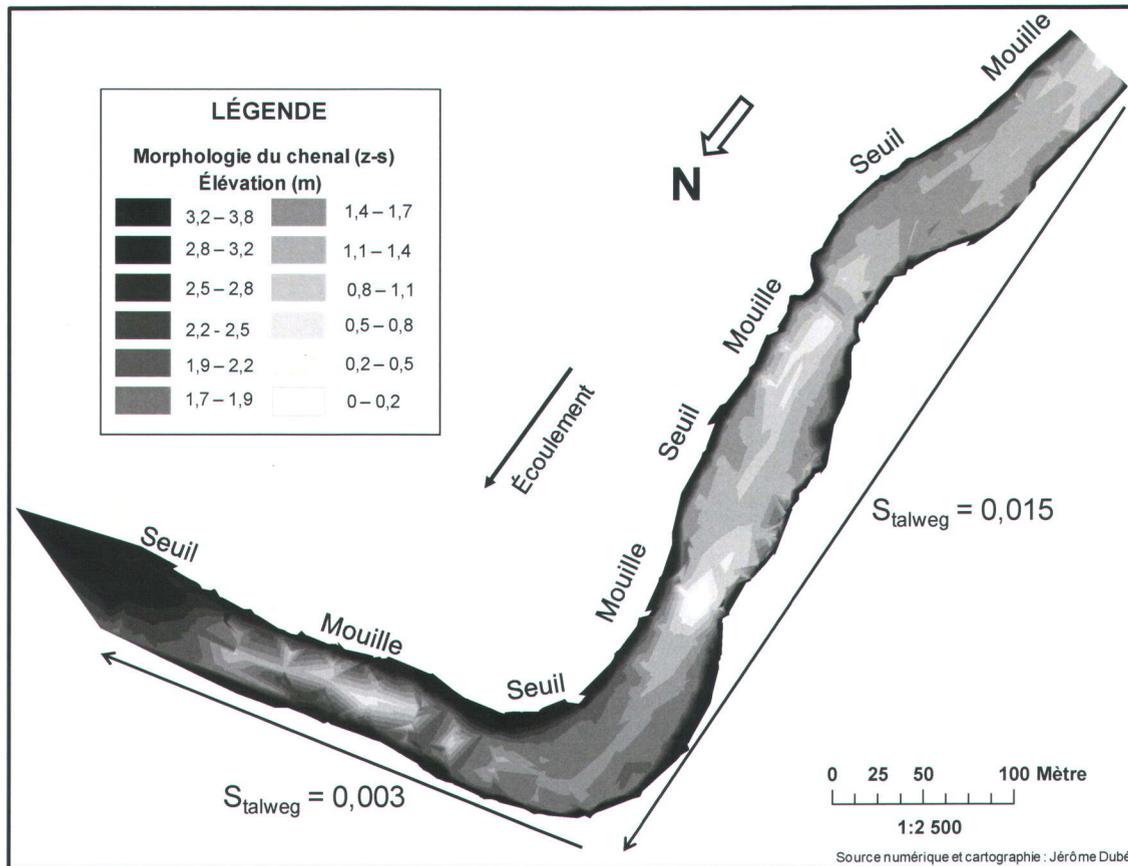


Figure 2.32 Morphologie de la rivière Rimouski du secteur de Fond d'Ormes. La pente moyenne du tronçon ($S = 0,005$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique (z-s) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal.

2.5 Méthodologie

Cette section présente les approches méthodologiques retenues afin de rencontrer les objectifs de recherche établis dans ce mémoire. La figure 2.33 présente, pour chacun des objectifs spécifiques, les différentes étapes méthodologiques préconisées en

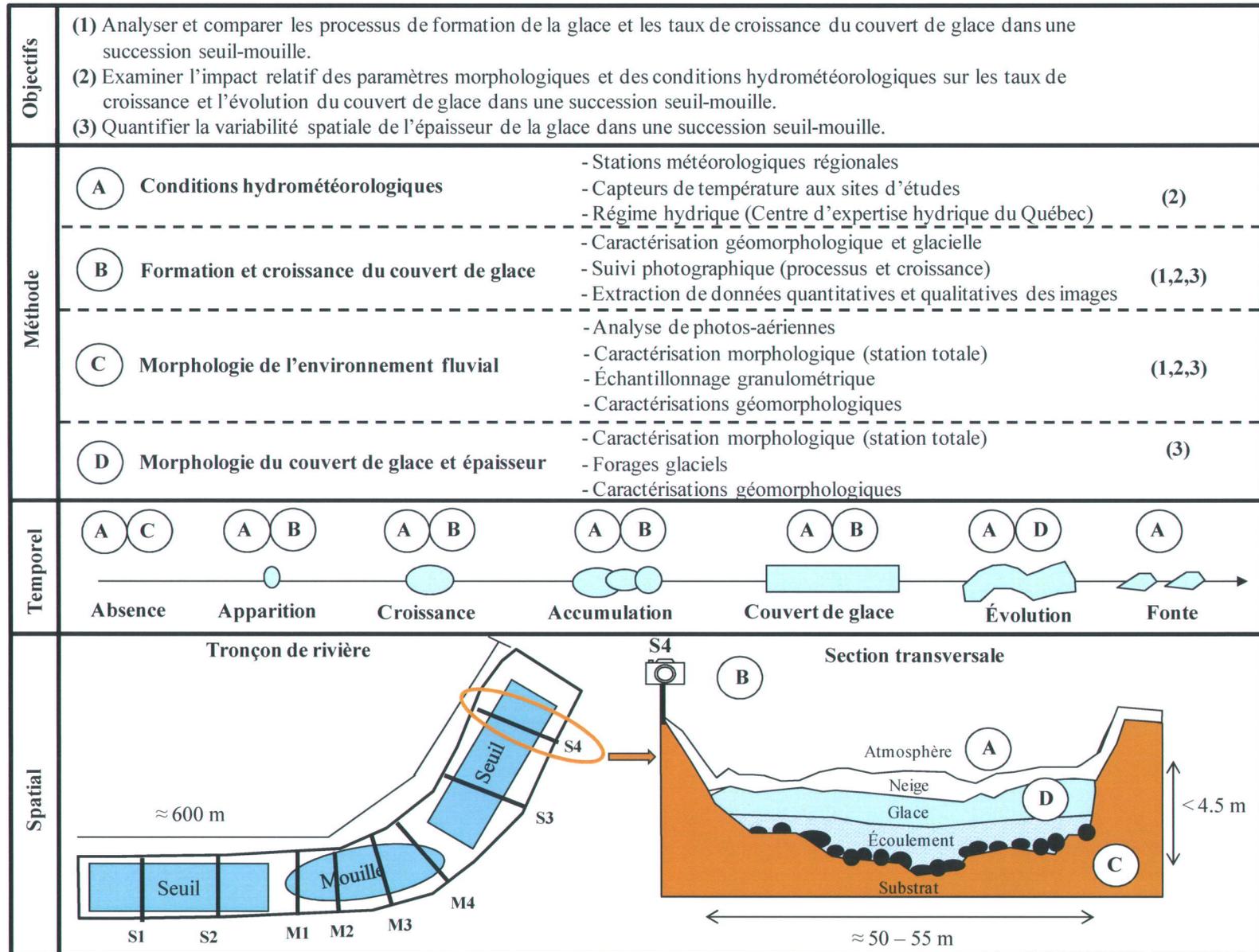


Figure 2.33 Protocole expérimental : des objectifs aux méthodes.

lien avec la distribution spatio-temporelle des périodes d'échantillonnages. On distingue trois principales périodes d'échantillonnage. La première avait comme objectif de caractériser la morphologie de la succession seuil-mouille. La deuxième visait à documenter les processus glaciels et à analyser la croissance ainsi que l'évolution du couvert de glace. La troisième consistait à décrire la morphologie du couvert de glace. En parallèle à ces périodes, un suivi des conditions hydrométéorologiques a été réalisé. Cette section expose les détails des choix méthodologiques.

2.5.1 Morpho-sédimentologie des tronçons fluviaux

Le contexte géomorphologique des tronçons fluviaux a été documenté d'abord pour tracer un portrait de la dynamique morpho-sédimentologique, mais ensuite pour positionner le couvert de glace dans la section transversale. Tout d'abord, la morphologie du chenal et des berges a été caractérisée en période d'étiage à l'aide de la station totale Leica (figure 2.34a). L'échantillonnage durant cette période du régime hydrique permet une efficacité de travail, une description simplifiée des formes fluviales et un accès plus facile aux portions plus profondes de la rivière. La cartographie du lit et des berges a été réalisée suivant un échantillonnage systématique en fonction des caractéristiques morphologiques du milieu fluvial. Les sections transversales établies au site de Ste-Odile et de Fond d'Ormes ont été délimitées à tous les 20 mètres. Par la suite, chacun des sites a fait l'objet d'un échantillonnage granulométrique de la surface du lit autant dans les deux tronçons de la rivière principale que dans les deux tributaires présents dans le secteur de Ste-Odile. La méthode utilisée a été celle de la marche aléatoire de Wolman (1954) pour un total de 300 cailloux, et ce, à toutes les deux sections transversales (figure 2.34b). Une stratégie d'échantillonnage de part et d'autre du centre du chenal a permis de fragmenter les données de granulométrie en fonction du positionnement dans le chenal. Les portions de lit rocheux ont également été documentées. De plus, une analyse géomorphologique de l'environnement fluvial a été réalisée. La description du contexte morpho-structural, la caractérisation des dépôts meubles composant les vallées et l'identification des styles fluviaux ont été réalisées à l'aide de photos aériennes et d'une caractérisation géomorphologique sur le terrain.

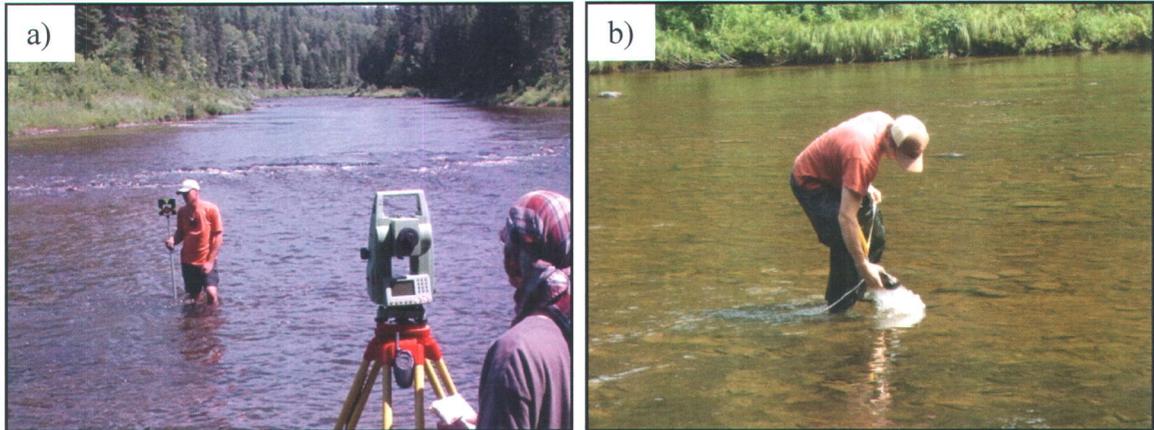


Figure 2.34 a) Cartographie de la morphologie du tronçon de rivière avec la station totale et b) de la granulométrie du lit de la rivière selon la méthode de marche aléatoire de Wolman (1954) (photos : Jérôme Dubé).

2.5.2 Suivi de la croissance et de l'évolution de la glace fluviale

2.5.2.1 Secteur de Ste-Odile

L'analyse quantitative de la croissance du couvert de glace ont été effectuées à l'aide de séries photographiques perpendiculaires au chenal. La proximité et l'accessibilité du site d'étude ont permis de documenter de façon originale la dynamique quotidienne de la mise en place du couvert de glace. Entre le 20 novembre 2005 et le 9 mars 2006, des photos numériques ont été prises à partir de huit stations fixes positionnées à environ 15 mètres sur la berge. Ces stations couvrent proportionnellement les deux seuils et la mouille dans le tronçon de rivière. Cette approche a permis de décrire les processus de formation et de quantifier la dynamique de croissance du couvert de glace de quatre sections transversales dans les seuils et quatre dans la mouille. Les stations sont identifiées S1 et S2 pour le seuil positionné en amont, S3 et S4 pour le seuil situé dans la portion aval du tronçon ainsi que M1, M2, M3 et M4 pour la mouille (figure 2.31).

Les photographies numériques ont été prises à l'aide d'un appareil Panasonic DMC-LZ1 et d'un Nikon E4300. La dimension des images horizontale est de 1280 x 960 avec une résolution de 72ppp (point par pouce) et de 960 x 1280 avec une résolution de 96ppp pour les photos verticales. Chaque photographie a été prise sans incliner l'appareil photo et en respectant un cadre optique établi à chacune des stations fixes. Huit séries

photographiques illustrant la croissance de glace au droit des sections transversales ont été produites. Ces séries combinées permettent de décrire la séquence spatio-temporelle de la mise en place du couvert de glace sur tout le tronçon de rivière. Le tableau 2.3 résume le nombre de photographies obtenues durant la campagne de terrain selon les stations photographiques. À chaque station, quatre types de photographies étaient obtenus : la section transversale, l'amont et l'aval de la section transversale, les processus. Seules les photos de sections transversales ont servi à l'analyse et à la quantification de la croissance du couvert de glace dans le chenal. Les autres types de photos ont permis de décrire et de caractériser la dynamique glacielle à proximité de la section transversale. Les variations du nombre de photographies aux sections transversales s'expliquent par une absence de photographies sur les sites plus difficilement accessibles lors de la période de fermeture du couvert de glace. Des photographies de la dynamique des tributaires Levasseur et Branche Lévesque et de leur confluence avec la rivière Rimouski complètent les relevés photographiques.

Tableau 2.3 Distribution des photographies prises lors du suivi de mise en place du couvert de glace de 2005-2006 au tronçon de Ste-Odile sur la rivière Rimouski selon le type et la station photographique.

Type de photo	T1	C1	S1	S2	M1	M2	M3	M4	T2	C2	S3	S4
Section transversale	-	56	91	95	90	151	65	80	-	11	79	106
Tronçon amont	68	79	99	78	50	79	55	72	58	25	134	85
Tronçon aval	70	68	50	27	70	80	50	78	12	23	85	94
Processus	292	129	76	76	52	115	72	112	59	50	131	101
Nombre de photographies	430	332	316	276	262	425	242	342	129	109	429	386

C1 : Confluence en amont (ruisseau Levasseur et rivière Rimouski)
 C2 : Confluence en aval (ruisseau Branche Lévesque et rivière Rimouski)
 T1 : Tributaire en amont (ruisseau Levasseur)
 T2 : Tributaire en aval (ruisseau Branche Lévesque)
 S1 et S2 : Seuil en amont
 S3 et S4 : Seuil en aval
 M1 à M4 : Mouille de l'amont vers l'aval

Les photographies des sections transversales ont été intégrées dans une animation numérique permettant d'analyser les processus et de quantifier les taux de croissance du couvert de glace. Le montage s'est fait dans le logiciel PowerPoint 2003 étant donné la facilité de gestion des images. Lors du montage numérique, les photographies ont été référencées spatialement à l'aide de points de repères fixes (point de contrôle) dans le paysage. Les images ont toutes été référencées selon une image de référence (Jour Julien 68). Il a été choisi de ne pas modifier les images par distorsion et de prioriser un ajustement par translation. Les images ne pouvant se superposer adéquatement ont été rejetées de l'analyse de croissance de glace. Seulement sept images ont ainsi été rejetées (1,4%). Ces dernières ont cependant été conservées pour la visualisation des processus d'évolution du couvert. Les séquences de croissance du couvert de glace à chacun des sites ont fait l'objet d'un montage vidéo.

Pour quantifier les taux de croissance du couvert de glace, un référentiel spatial a été créé afin de convertir des points sur les photos en distance terrain. Pour cela, des données de distances terrains en mètres ont été relevées pour chacune des stations photographiques. Ces distances ont été obtenues à l'aide d'un télémètre Leica (*Leica laser locator*) ainsi que par la caractérisation topographique de la section transversale avec une station totale (Leica TC705) (figure 2.35a). Ces données de distance terrain et le positionnement des valeurs sur les images non orthorectifiées permettent de tracer un cadre d'analyse au centre de chacune des sections transversales. Chaque station photographique possède son propre cadre d'analyse comprenant trois sections transversales distantes de 2 mètres. La largeur des cadres d'analyses correspond au pied du couvert de glace sur les berges. Les données de distance terrain combinées aux séries photographiques temporelles ont permis d'attribuer des valeurs de distance sur les images non orthorectifiées (figure 2.35b).

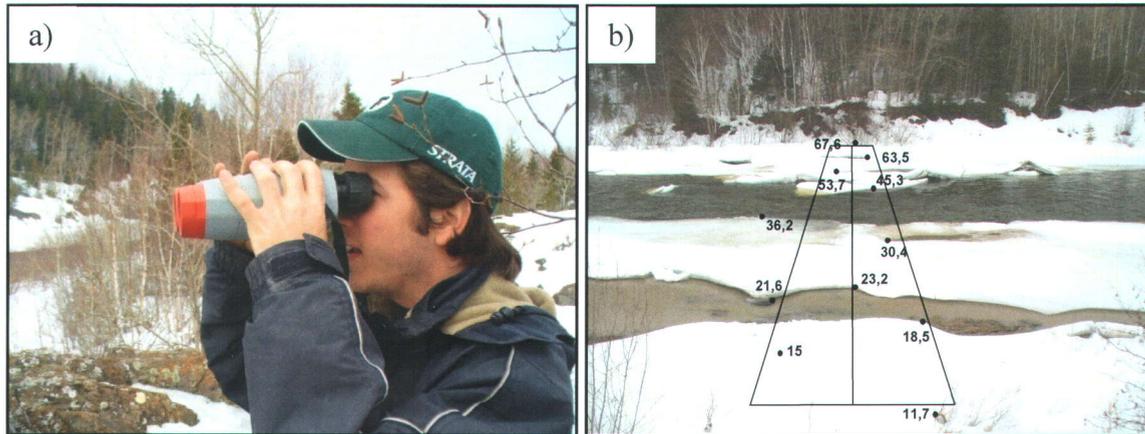


Figure 2.35 a) Collecte de données sur les distances terrains à l'aide du télémètre Leica. b) Données de distance terrain en mètre à la section transversale S1 à partir de la station fixe (photos : Jérôme Dubé).

Une relation exponentielle décrit la relation entre les distances terrains en mètre et le nombre de pixel-écran ($R^2=0,99$). Cette relation permet de convertir des valeurs de distances-écran en mètres (figure 2.36). À l'aide du logiciel Measure, il a été possible de convertir la croissance de glace latérale en mètre du couvert de glace à partir du nombre de pixel-écran. Ce logiciel permet avec précision d'identifier les limites des pixels couvrant la glace dans le chenal (figure 2.37). Les marges d'erreurs associées au dépassement d'un pixel de la largeur de la glace augmente avec la distance par rapport au bas de l'image photographique. Elles sont estimées à environ 2 cm/pixel au bas de l'image et à 23 cm/pixel en haut. L'augmentation de la marge d'erreur avec la distance n'affecte cependant pas la détection des périodes de croissance ou de fonte quotidienne de la glace dans le chenal. Seule un couvert de glace consolidé et immobile dans le chenal était considéré dans le calcul. Ceci exclut les particules de frazil et les accumulations de glace non fusionnées au couvert de glace. Pour obtenir une valeur représentative de la croissance ou de la fonte quotidienne de glace, une moyenne à partir des 3 sections transversales du cadre d'analyse a été calculée. Donc, la quantification quotidienne de la croissance du couvert de glace correspond à la largeur latérale moyenne de glace pour chaque berge et le centre du chenal.

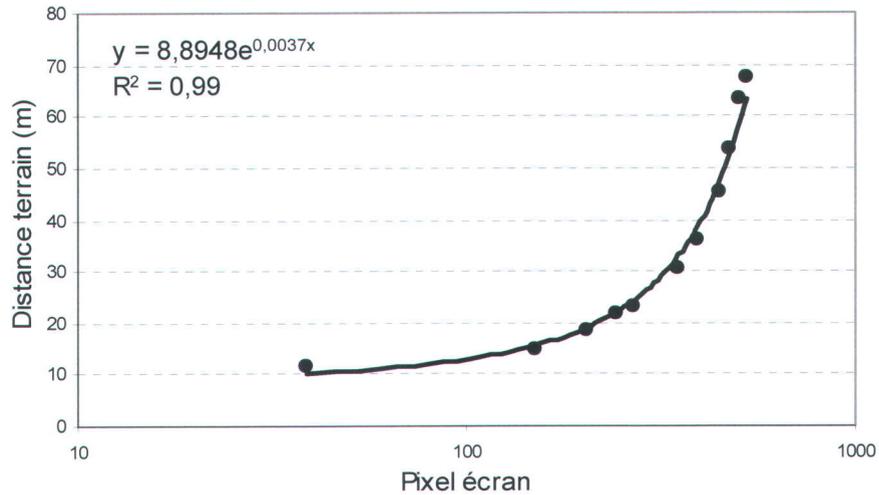


Figure 2.36 Relation exponentielle permettant de convertir les distances-écran en mètre terrain pour le site S1.

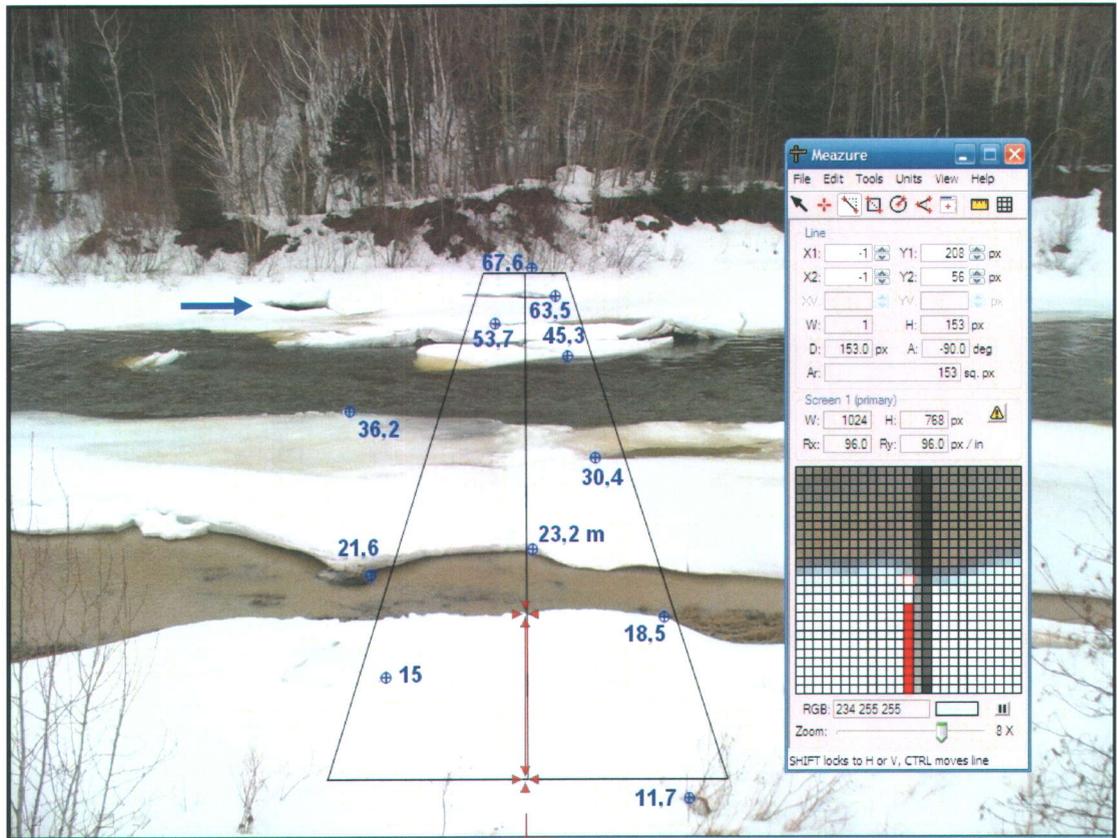


Figure 2.37 Exemple de conversion de la largeur du couvert de glace à partir de la berge proximale de la section transversale centrale au site S1. Les chiffres en bleus représentent les distances horizontales sur le terrain (en mètre) entre la station photographique et le point dans le chenal. La ligne rouge permet de mesurer le nombre de pixel-écran associé à la largeur du couvert de glace (photo : Jérôme Dubé).

En complémentarité avec les séries photographiques, les processus de croissance glacielle, de l'évolution morphologique du couvert et les modifications hydrauliques ont été caractérisés quotidiennement. Une fiche d'observation glacielle et des croquis ont été ponctuellement réalisés sur le terrain. Cette approche de caractérisation accompagne la banque de plus de 4000 clichés numériques couvrant le chenal de la rivière Rimouski ainsi que les ruisseaux Levasseur et Branche Lévesque. Les photographies ont toutes été nommées en fonction du positionnement dans le chenal, d'un code descriptif et du Jour Julien du cliché (figures 2.38). L'utilité d'une telle codification vient du fait qu'elle permet d'établir des séries spatio-temporelles des processus dans le tronçon à l'étude. À titre d'exemple, il est possible de déterminer la présence ou l'absence de frasil dans le chenal.

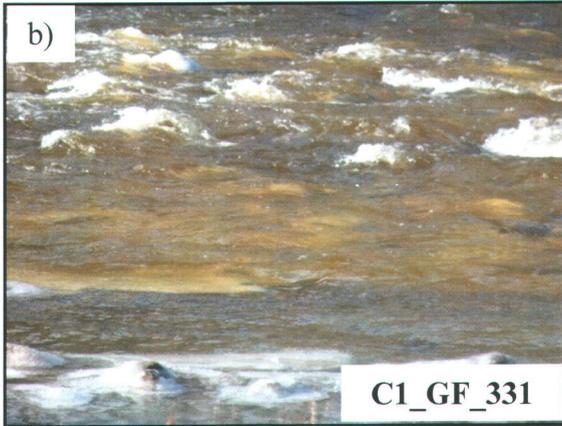
<p>a) 1- Position dans le tronçon (amont vers aval) T1 : tributaire Levasseur C1 : confluence Levasseur-Rimouski S1, S2, M1, M2, M3 et M4 : station fixes T2 : tributaire Branche Lévesque C2: confluence Branche Lévesque-Rimouski</p> <p>2- Codification des photos</p> <p>AM : vue vers l'amont G : état de la glace AU : autre processus GF : processus glace de fond AV : vue vers l'aval RO : vue rive opposée BG : vue de la berge MA : matériel ou instrumentation ER : état d'érosion S : vue section transversale FR : processus frasil 2 ou + : nb de photo du même code F : fissure du couvert</p> <p>3- Jour Julien</p> <p>324 : 20 novembre 2005 (photo Jérôme Dubé) 324T: 20 novembre 2005 (photo Thomas Buffin-Bélanger) 501 : 1^{er} janvier 2006</p>	<p>b)</p>  <p>c)</p> 
--	--

Figure 2.348 a) Grille de gestion et d'identification des photographies numériques. b) Présence de glace de fond à la confluence du ruisseau Levasseur et de la rivière Rimouski au jour Julien 331 de 2005. c) Vue vers l'aval à partir du site M4 au jour Julien 340 (photos : Jérôme Dubé).

2.5.2.2 Secteur Fond d'Ormes

Le secteur de Fond d'Ormes sur la rivière Rimouski a fait l'objet d'un suivi de la dynamique glacielle échelonné sur cinq années consécutives (2003-2008). La figure 2.39 documente le nombre d'observations de la mise en place, de l'évolution et la débâcle du couvert de glace à ce site. L'année 2005-2006 a fait l'objet d'une campagne de terrain plus assidue afin de documenter et de décrire la dynamique glacielle hebdomadaire. La distance et l'accessibilité plus difficile au site d'étude ne permettaient pas un suivi plus serré. Lors de ces visites effectuées entre le 26 novembre 2005 et le 23 avril 2006, une caractérisation géomorphologique et une documentation de l'évolution de l'environnement fluvial étaient effectuées. En plus des photographies des phénomènes glaciels, une image panoramique de l'ensemble du tronçon fluvial était prise. Au total, environ 2000 images numériques documentent les divers processus et observations glaciels à ce site. La débâcle du printemps 2008 a été suivie à l'aide de deux caméras fixes sur les berges. Environ 65 000 photos permettent de documenter la dynamique de la rupture du couvert de glace du secteur.

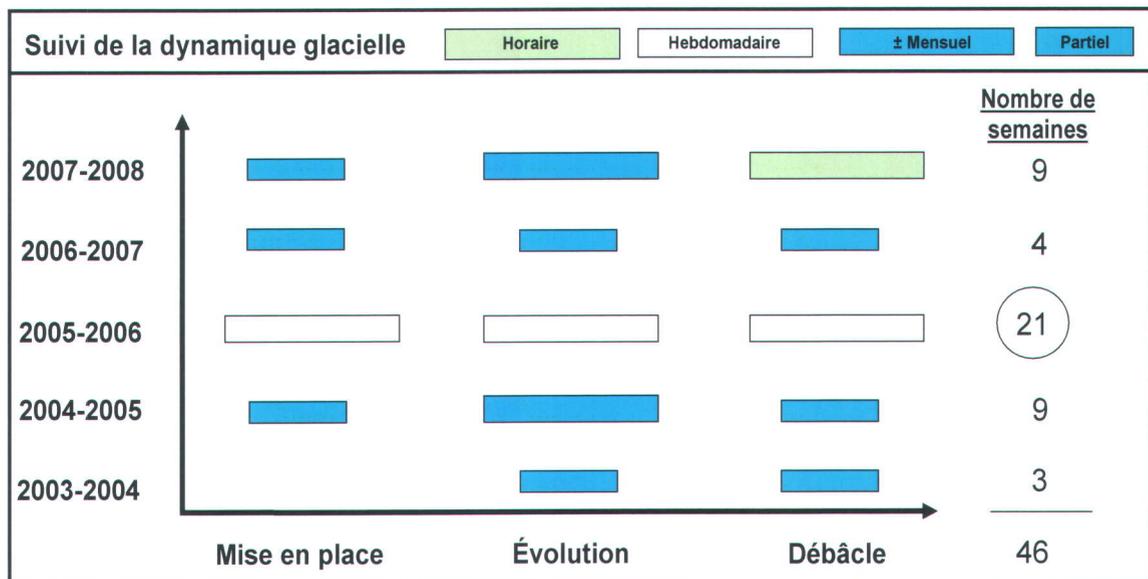


Figure 2.359 Bilan du suivi de la mise en place, de l'évolution et de la débâcle du couvert de glace au secteur de Fond d'Ormes sur la rivière Rimouski entre 2003 et 2008.

En raison de la formation du couvert de glace par embâcle en une journée dans ce tronçon de rivière ainsi que de la morphologie distinctive du couvert, aucune comparaison avec le

tronçon de Ste-Odile n'a été réalisée (figure 2.40). De plus, considérant la distance et le temps pour atteindre ce site, la couverture de la mise en place du couvert et de son évolution ne pouvait être comparée au suivi quotidien du site de Ste-Odile. Il a donc été convenu de retirer le site de Fond d'Ormes de l'analyse de croissance spatio-temporelle et d'évolution du couvert de glace.

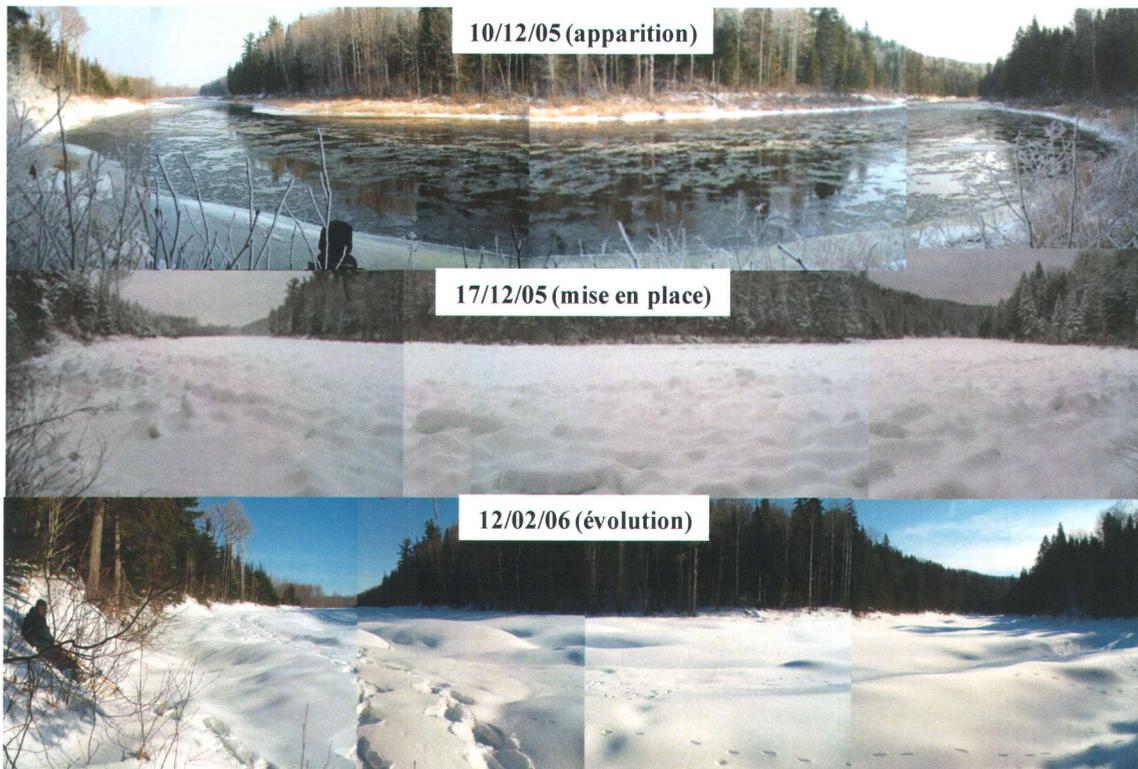


Figure 2.40 Formation du couvert de glace par embâcle de glaces flottantes au site de Fond d'Ormes sur la rivière Rimouski (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélangier).

2.5.3 Morphologie et propriétés des couverts de glace

Une caractérisation morphologique du couvert de glace aux sites de Ste-Odile et de Fond d'Ormes a été réalisée entre le 25 et le 27 février 2006. Cette période d'échantillonnage correspondait au moment le plus sécuritaire durant l'année d'étude pour travailler sur le couvert de glace. Tout d'abord, une topographie de la surface du couvert de glace a été réalisée à l'aide d'une station totale Leica TC705 (figure 2.41a). La cartographie du couvert de glace comportait 30 sections transversales au site de Ste-Odile et 33 sections au site de Fond d'Ormes. Ces sections transversales avaient été établies lors de la période estivale. Un échantillonnage systématique de la morphologie du couvert a été réalisé dans l'optique de maximiser l'observation des variations de la surface du couvert. En complémentarité avec les données topographiques prises à tous les mètres le long des sections transversales, une caractérisation des berges, des ruptures de pente, des fissures et des irrégularités morphologiques du couvert de glace a été réalisée.

Ensuite, durant cette même campagne de terrain, un forage des couverts de glace a été réalisé. Cela a permis de quantifier la hauteur du couvert nival, l'épaisseur du couvert de glace, la profondeur de l'eau et la présence ou l'absence de frasil non consolidé sous les couverts. Les forages ont été réalisés à l'aide d'une perceuse Jiffy avec une mèche de 6 pouces (figure 2.41b). Les mesures de hauteur, d'épaisseur et de profondeur ont été prises avec une règle graduée possédant une équerre en aluminium à sa base pour un calcul plus précis de l'épaisseur de glace (figure 2.41c). Sur le tronçon de rivière à Ste-Odile, 27 trous ont été percés systématiquement le long de neuf sections transversales et 52 trous pour le secteur de Fond d'Ormes le long de 16 sections transversales. Environ trois à quatre trous par section transversale étaient réalisés pour une couverture proportionnelle de la section. Les épaisseurs de glace représentent la valeur moyenne de glace calculée à partir de quatre positions dans un trou (figure 2.41d). L'épaisseur du couvert de glace comprend la glace de neige fusionnée au couvert.

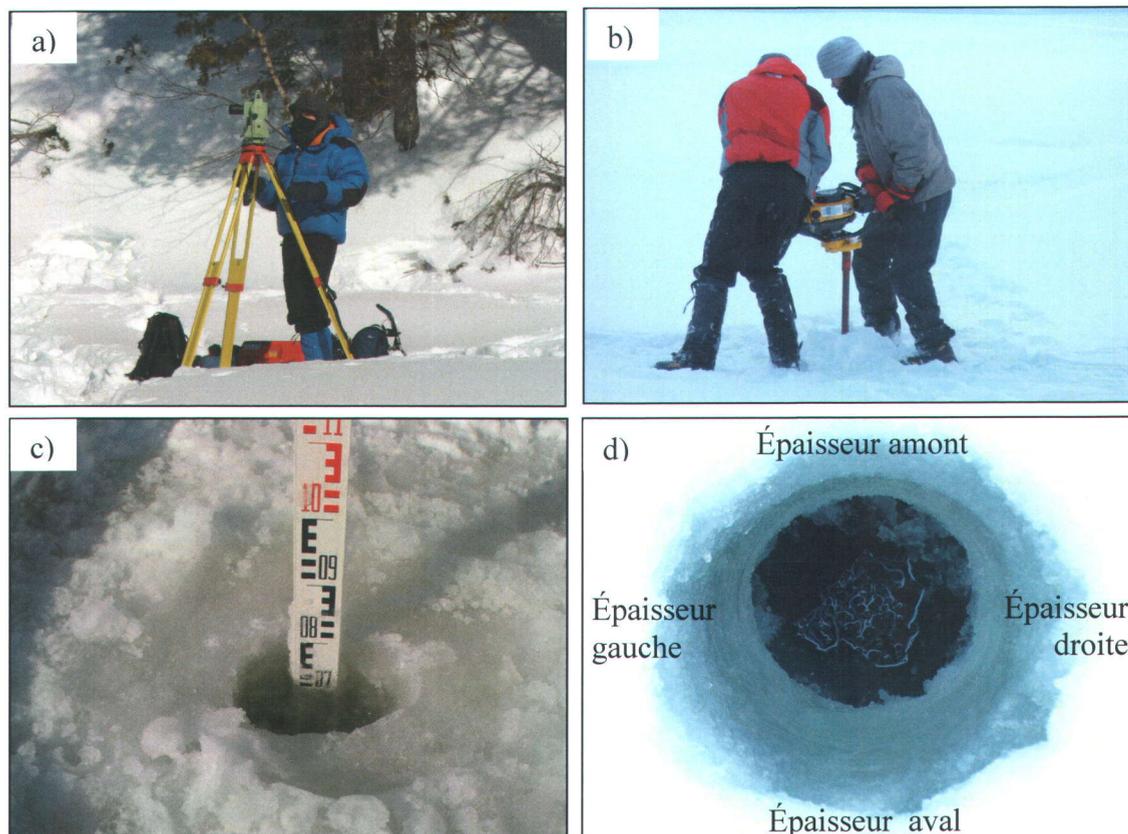


Figure 2.3641 a) Caractérisation morphologique du couvert à l'aide d'une station totale et b) réalisation d'une campagne de forage du couvert de glace. c) Mesure des valeurs de neige, de glace et de profondeur d'eau sous le couvert à l'aide d'une règle graduée. d) Portion des mesures d'épaisseurs de glace à une station de forage (photos : Jérôme Dubé).

2.5.4 Suivi des paramètres hydrométéorologiques

Les données climatiques régionales proviennent de deux stations météorologiques. La première est la station météorologique régionale d'Environnement Canada située à Mont-Joli (52,4 m d'altitude). Située à environ 40 km à l'est du site de Ste-Odile (8 m d'altitude), cette station météorologique enregistre la température de l'air horaire, le pourcentage d'humidité relative, la vitesse des vents ainsi que les précipitations liquides et solides. La deuxième station météorologique est située dans la forêt de recherche et d'enseignement de Macpès (183 m d'altitude) près de la localité de Ste-Blandine. Cette station appartient à l'Université du Québec à Rimouski. Située à environ 10 km au sud du site d'étude de Fond d'Ormes (194 m d'altitude), cette station (#2 : située dans un bûcher) enregistre la température de l'air horaire, le pourcentage d'humidité relative, la vitesse

des vents, le rayonnement solaire incident et la hauteur du couvert nival. En plus de ces données climatiques régionales, des capteurs de température de l'air ont été installés en bordure des tronçons à l'étude à 2 mètres du sol. De plus, certains capteurs ont été positionnés dans l'écoulement afin de documenter l'évolution de la température de l'eau dans la rivière Rimouski et les deux tributaires. Utilisant les capteurs Dallas iButton (DS1922L : utilisable entre -40°C à 85°C et possédant une résolution de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$), les données ont été enregistrées à toutes les 30 minutes pendant l'hiver d'échantillonnage (figure 2.42a et 2.42b). N'étant pas fabriqués pour une prise de données sous l'eau, les senseurs iButton ont été protégés, scellés et ancrés dans le lit de la rivière (figure 2.42c et 2.42d). Cependant, des problèmes d'infiltration d'eau et d'arrachement des capteurs par les glaces ont fait échouer l'acquisition de données sur la température de l'eau.

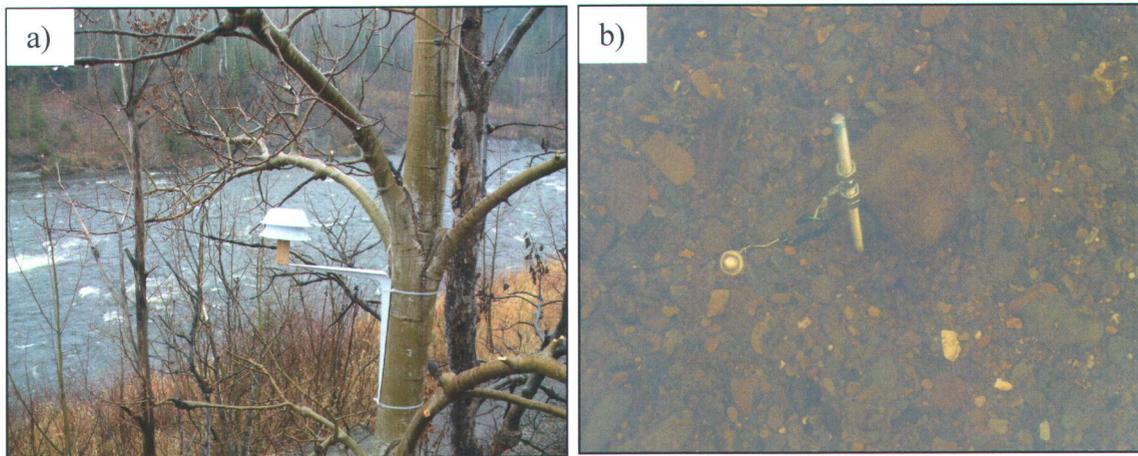


Figure 2.372 a) Station fixe de mesure de la température de l'air au site de Ste-Odile (S3). b) Méthode d'instrumentation pour l'échantillonnage de la température de l'eau sur une tige en acier avec filet et mise en place de la tige et du capteur de température dans le lit de la rivière (photos : Jérôme Dubé).

En ce qui concerne les données de débit, elles proviennent du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEH). Ce centre gère les données hydrologiques du barrage au fil de l'eau de Boralex inc. situé à 3,7 km de l'embouchure de la rivière Rimouski. L'aire drainée en amont de ce barrage est d'environ 1610 km². Du site d'étude de Ste-Odile, ce barrage est situé à ± 3 km en amont. Les données hydrologiques utilisées sont à un intervalle de 30 minutes. Entre le mois de janvier et février 2006, il y a eu quatre lâchées d'eau (le 19 janvier entre 1 :30h et 4 :00h, le 6 février 5 :15h et 6 :00h et 6 :40h et 7 :25h, le 10 février entre 7 :25h et 9 :00h ainsi que le 28 février 16 :45h et 20 :15h). Considérant l'arrêt de

l'enregistrement des données de débit lors de ces événements, il est impossible d'estimer le volume d'eau apporté au chenal lors de ces lâchées d'eau. En ce qui concerne les mesures des vitesses d'écoulement, il a été impossible d'échantillonner lors de la mise en place du couvert de glace considérant le danger de travailler dans ces conditions. De plus, les mesures de vitesses d'écoulement sous le couvert de glace n'ont pas été réalisées principalement à cause des températures de l'air trop froides favorisant l'englacement rapide des instruments. Cependant, avec les observations de terrain, les descriptions géomorphologiques quotidiennes ainsi que les photographies et les films numériques, un suivi des effets de la dynamique glacielle sur la direction de l'écoulement a été possible.

Chapitre 3

Effet de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la formation et l'évolution d'un couvert de glace dans la rivière Rimouski, Est-du-Québec, Canada*

3.1 Introduction

Dans les régions froides, les glaces fluviales jouent un rôle majeur pour la compréhension de la dynamique des cours d'eau. Les interactions entre les glaces fluviales et la dynamique fluviale sont nombreuses et certaines sont encore peu étudiées (Shen, 2003; Morse et Hicks, 2005). La dynamique glacielle dans les cours d'eau de petite et moyenne tailles demeure peu documentée compte tenu du rôle qu'occupe la glace dans leur évolution. On distingue deux principales étapes expliquant l'origine et l'état d'un couvert de glace. D'abord, la formation d'un couvert de glace comprend l'apparition et la croissance de la glace et ensuite, l'évolution de la glace composant le couvert primaire dans le chenal. Chacune de ces étapes dépend des interrelations entre les conditions météorologiques, la dynamique hydraulique et les caractéristiques morphologiques du tronçon fluvial. Or, la diversité et la complexité de ces interrelations rendent délicate l'étude spatio-temporelle de la dynamique glacielle dans les cours d'eau des régions froides. Ceci résulte en une gamme variée d'interaction entre les processus et le développement de la glace dans le chenal lors des étapes de formation et d'évolution du couvert de glace.

L'apparition de la glace dans l'écoulement se réalise selon deux principaux types de glace communément appelés la glace thermique et les particules de glaces flottantes. La glace thermique résulte de pertes énergétiques à la surface de l'eau lorsque la température de

* Ce chapitre présente, sous la forme d'un article scientifique, les résultats de recherche obtenus et discute des implications de ces résultats. L'article sera soumis à la revue *Géomorphologie : relief, processus et environnement*.

l'air est froide. Elle est le premier type de glace apparaissant à la surface des écoulements lents en milieu profond ainsi que sur les eaux stagnantes près des berges et des matériaux refroidis émergeant du chenal (Michel, 1971, 1972; Prowse, 1994; Beltaos, 1995). La glace thermique peut croître progressivement dans les écoulements calmes même si la température de l'eau est légèrement au-dessus de 0°C (Asvall, 1971). Ce type de glace est fréquent dans les petits cours d'eau et les ruisseaux (Michel, 1971). Le frasil se forme dans les écoulements turbulents libres de glace, dans une eau à l'état de surfusion et en présence de noyaux de nucléation (Williams, 1962; Michel, 1972; Ashton, 1986; Daly, 1994). La production optimale de frasil est associée aux pertes énergétiques à la surface d'écoulements libres lors de nuits froides et sous une température de l'air de -10°C (Parkinson, 1984; Ashton, 1986; Beltaos et al., 1993). Ye et al. (2004) ont montré, en chenal expérimental, que les vitesses d'écoulement élevées influencent fortement l'évolution, la dimension et le nombre de particules de frasil. La flottabilité du frasil et la capacité d'agglomération des particules au contact de l'air froid favorisent l'accumulation de glaces flottantes consolidées de différentes tailles dans le chenal (Daly, 1994). Dans les environnements turbulents où le lit est composé d'une granulométrie grossière, les cristaux de frasil peuvent être transportés vers le lit et adhérer au substrat pour initier la formation de la glace de fond (Kerr et al. 2002; Qu et Doering, 2007). En rivière, la glace de fond a été observée pour des valeurs de Froude variant entre 0,1 et 1,5 (Hirayama et al, 1997; Bisailon et Bergeron, 2008) et sous une température moyenne de l'air nocturne de -9,3°C (Bisailon et Bergeron, 2008). Ces derniers ont montré que pour deux cours d'eau graveleux d'une largeur inférieure à 10 m, le nombre de Froude est la variable hydraulique qui explique le mieux la formation de glace de fond dans une parcelle de 0,25 m².

Dans l'étape de formation du couvert de glace, la croissance de la glace dans le chenal se produit selon un processus statique ou dynamique. Un couvert de glace formé de manière statique résulte de la croissance de glace des berges vers le centre du chenal. Formé de glace thermique et de particules de frasil, ce type de couvert de glace croît dans les tronçons de rivière profonds où les vitesses de l'écoulement sont faibles (Michel, 1972). Il se caractérise comme étant une couche de glace en surface mince, fragile et instable

(Lal et Shen, 1991). En ce qui concerne la formation d'un couvert de glace dynamique, il résulte de l'accumulation de glaces flottantes dans des tronçons de rivière favorisant la limitation ou l'interruption du transport glaciaire. Les ruptures de pente, les rétrécissements du chenal, l'incapacité de transport des glaces par l'écoulement et la congestion des glaces au front d'un couvert de glace incitent l'accumulation dynamique des glaces flottantes (Daly, 1994; Beltaos, 1995; Shen, 2003). Dépendamment des principaux types de glace présents dans le chenal, les caractéristiques morphologiques des environnements fluviaux influenceront la croissance du couvert de glace. Ainsi, la morphologie des tronçons contribue fortement à la mise en place d'un couvert de glace. Les chenaux étroits, peu profonds et fortement sinueux contribuent à l'accumulation de glaces flottantes (Ettema, 2002). Zabilansky et *al.* (2002) et Ettema et Zabilansky (2004) ont par exemple montré pour un tronçon sinueux de la rivière Missouri d'environ 250 à 400 m de large que la présence de bancs d'accumulations centraux favorisait une croissance diversifiée du couvert. On distingue la formation d'un couvert par embâcle lorsqu'il y a congestion du chenal par les glaces flottantes et accumulation vers l'amont (Ashton, 1986). La progression des glaces vers l'amont et le processus de compaction des glaces dépendent de la vitesse d'écoulement vers l'aval et de la quantité de glaces flottantes présente dans la rivière (Boehrer et *al.*, 2004). Parfois, l'embâcle peut s'attacher au substrat et bloquer totalement ou partiellement le chenal. Ettema et *al.* (1999) ont étudié les conditions hydrauliques et glacielles favorisant la formation d'embâcle aux confluences. Les principaux processus à l'origine d'embâcle sont liés à l'accumulation des glaces flottantes provenant du tributaire et de la rivière principale, à la présence d'un écoulement perturbant la transition des glaces ou à la présence de formes d'accumulations sédimentaires dans le chenal (Ettema et *al.*, 1999).

L'évolution de la glace composant le couvert de glace primaire provient de la succession d'éléments liés aux fluctuations hydrométéorologiques hivernales. Ces fluctuations affectent autant la portion inférieure, intérieure et superficielle du couvert de glace. Sous le couvert, le transport en suspension et l'accumulation de frasil favorisent l'épaississement par adhérence et intégration des cristaux à la glace au couvert (Shen et Wang, 1995). Dans des conditions de production importante de cristaux de frasil, ce type

d'accumulation sous le couvert peut résulter en un barrage suspendu (Michel et Drouin, 1981; Ashton, 1986; Sui et *al.*, 2006). Le long d'un profil longitudinal, il a été observé que la morphologie et les faibles vitesses d'écoulement dans les mouilles permettent l'accumulation de frasil sous le couvert de glace (Michel, 1971). De plus, entre ces zones d'accumulation, l'augmentation de la pente et la modification de la morphologie favorisent le transport du frasil vers l'aval. Les variations hydrométéorologiques peuvent affecter la structure interne du couvert de glace que ce soit dans sa densité, sa conductivité thermique ou sa cohésion moléculaire. En fonction de l'état du couvert de glace, les fluctuations hydrométéorologiques peuvent produire la fonte, l'affaiblissement, l'affaissement ou la détérioration de la glace composant le couvert. Au-dessus de la couche de glace, la formation de glace de neige et son intégration au couvert de glace sont considérées comme un processus d'épaississement important (Ashton, 1986). La glace de neige est formée par inondation d'une couche de neige ou par fonte des cristaux de neige (Michel, 1971; Beltaos, 1995). Également, le glaçage est considéré comme étant un type de glace présent dans les cours d'eau des régions arctiques et subarctiques (Ashton, 1986, Hu et *al.*, 1999). Il favorise l'épaississement du couvert de glace par accréation verticale de glace thermique sur le couvert. Ce processus d'épaississement par la superposition de couches de glace résulte du gel de l'eau à la surface d'un couvert de glace. Ainsi, cette résurgence d'eau peut être provoquée par l'obstruction ou la résistance de l'écoulement sous le couvert ainsi que la remontée d'eau par pression dans les fissures et les trous dans la nappe de glace (Prowse et Gridley, 1993; Beltaos, 1995). La dynamique de mise en place combinée aux processus d'épaississement influence l'épaisseur d'un couvert de glace. Finalement, il a été observé, dans différents environnements fluviaux, que l'épaisseur de glace se distribue de manière non uniforme dans le chenal (Vuglinsky, 2002; Ettema et Daly, 2004; Best et *al.*, 2005).

Malgré les progrès récents dans l'étude des glaces fluviales, il existe peu de données sur la formation et l'évolution du couvert de glace en lien avec la morphologie des petits ($W = 1$ à 10 m) et moyens ($W = 10$ à 100 m) cours d'eau. Par ailleurs, il existe peu de données documentant la croissance quotidienne de glace dans une succession seuil-mouille en lien avec les paramètres hydrométéorologiques et glaciels. Finalement, il

existe un manque d'information sur la dynamique de mise en place et sur l'évolution d'un couvert de glace ainsi que sur la distribution spatiale de son épaisseur pour les rivières d'environ 40 à 60 m de large. Ceci s'explique par la difficulté d'échantillonner en rivière en conditions hivernales et d'accéder aux sites d'étude rapidement. Pour contribuer aux connaissances sur les interactions entre la dynamique fluviale et la dynamique des glaces de rivières, cette étude vise trois objectifs : analyser les processus de formation de la glace et la croissance d'un couvert de glace dans une succession seuil-mouille, examiner l'impact relatif des paramètres morphologiques et des conditions hydrométéorologiques sur la croissance ainsi que l'évolution d'un couvert de glace et quantifier la variabilité spatiale de la morphologie du couvert de glace. Cette étude présente de nouvelles données et documente les étapes de formation d'un couvert de glace pour un style fluvial fréquemment observé dans les cours d'eau de tailles moyennes.

3.2 Description du site d'étude

Le site d'étude se localise sur la rivière Rimouski dans la région du Bas-St-Laurent au Québec (Figure 3.1). Son bassin versant draine une superficie de 1620 km² et possède un débit annuel moyen de 31,1 m³/s et un débit hivernal moyen de 11,6 m³/s. Le climat tempéré froid provoque l'apparition de glace fluviale dès la fin du mois de novembre. Cette glace recouvre graduellement les cours d'eau de décembre à février et la débâcle se réalise en mars ou en début avril. Le réseau de drainage de la rivière Rimouski s'est développé du sud vers le nord dans un relief sédimentaire associé à l'orogénèse des Appalaches. La section aval du bassin versant se compose de grandes plaines limono-argileuses et de terrasses sableuses organisées en marches d'escalier où le substratum rocheux se trouve souvent masqué sous les différents dépôts meubles (Hétu, 1998). Situé dans cette portion du bassin, le tronçon de rivière étudié s'étend sur 600 m et sa largeur varie entre 50 et 60 m. La rivière s'est incisée dans les argiles marines postglaciaires de la mer de Goldwaith où quelques affleurements rocheux apparaissent. Le régime de débit de ce secteur est affecté par un barrage au fil de l'eau situé à 3 km en amont du site d'étude. En 1951, une coulée argileuse a modifié la morphologie du chenal du secteur. Maintenant, la succession seuil-mouille est considérée comme étant bien développée.

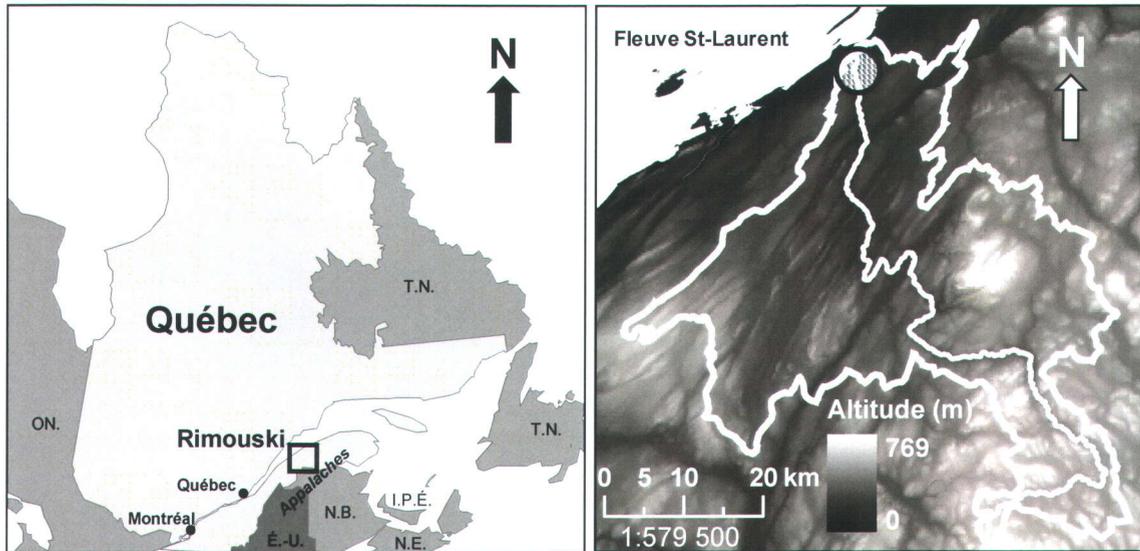


Figure 3.1 a) Cartes de localisation du bassin versant de la rivière Rimouski dans la province de Québec. b) Localisation du tronçon à l'étude dans la portion aval du bassin versant.

Le tronçon à l'étude comprend deux seuils, une mouille et possède un coude dont l'apex du rayon de courbure de 50° se trouve à l'aval de la mouille (Figure 3.2). Les ruisseaux Levasseur ($W = 10$ m) et Branche Lévesque ($W = 2$ m) représentent des tributaires mineurs et leur confluence avec la rivière Rimouski se situent respectivement en amont du seuil amont et en aval de la mouille. Dans la portion amont on retrouve un seuil d'une longueur de 155 m et d'une largeur variant de 53 à 58 m. À la confluence du ruisseau Levasseur, un delta fluvial d'une longueur de 47 m et d'une largeur de 31 m occupe plus de 70% de la largeur du chenal. Ceci a favorisé l'incision du chenal principal sur une largeur de 22 m et le déplacement du talweg vers la rive gauche. La granulométrie du lit se compose de galets grossiers et de quelques blocs. En aval du ruisseau Levasseur, un banc de confluence s'est développé jusqu'au début de la mouille. Émergée essentiellement lors de la période d'étiage, cette forme d'accumulation se compose de graviers fins et grossiers. Le seuil en amont possède les vitesses d'écoulement moyen les plus élevées dans le tronçon en période d'étiage. En ce qui concerne la mouille, elle est d'une longueur de 230 m et la largeur du chenal varie entre 55 et 58 m. La portion la plus profonde se trouve à la fin de la mouille (> 3 m). La composition granulométrique montre un affinage marqué entre le début et la fin de la mouille. Les vitesses d'écoulement moyennes en surface sont faibles et relativement homogènes à l'intérieur de la mouille.

En aval de la mouille, la profondeur du talweg diminue de 1,3 m sur une distance de 50 m. Cette transition vers le seuil en aval marque une augmentation considérable de la largeur du chenal et l'apparition soudaine du front du seuil. D'une longueur de 200 m et d'une largeur variant de 60 à 57 m, le seuil en aval possède une granulométrie de graviers grossiers en amont et une diminution de la taille médiane vers l'aval. Un nombre plus élevé de blocs compose le lit de ce seuil en comparaison avec le seuil en amont. La pente générale du talweg dans le tronçon de rivière est de 0,0026. On retrouve une pente du talweg plus élevée (0,005) entre la confluence du ruisseau Levasseur et l'aval de la mouille en comparaison avec le début et la fin du seuil aval (0,001). La figure 3.3 présente des clichés du seuil amont (S1 et S2), de la mouille (M1 à M4) et le seuil aval (S3 et S4) au Jour Julien 324.

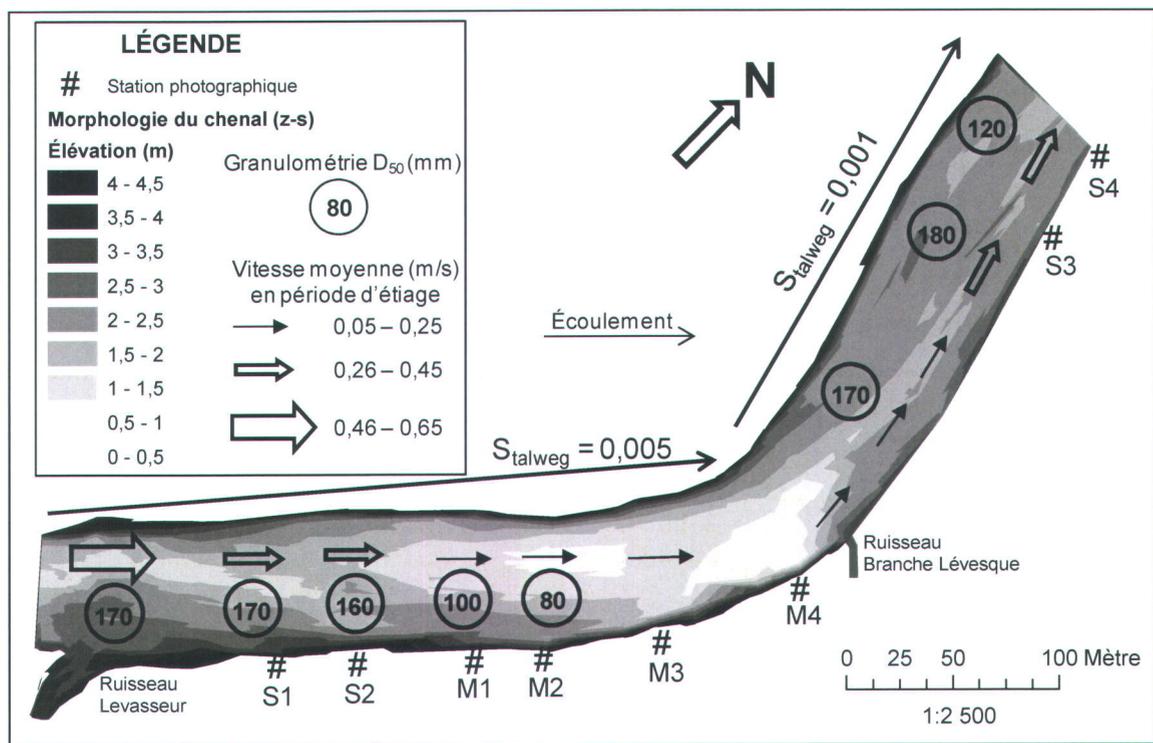


Figure 3.2 Distribution de la taille granulométrique médiane et des vitesses moyennes d'écoulements en période d'étiage à l'intérieur de la succession seuil-mouille sur la rivière Rimouski. Les stations fixes pour le suivi photographique de la dynamique glacielle sont indiquées (S1, S2, M1, M2, M3, M4, S3 et S4). La pente moyenne du tronçon ($S = 0,0026$) a été déduite des valeurs d'élévation topographique (z-s) pour une définition plus nette de la morphologie du chenal.

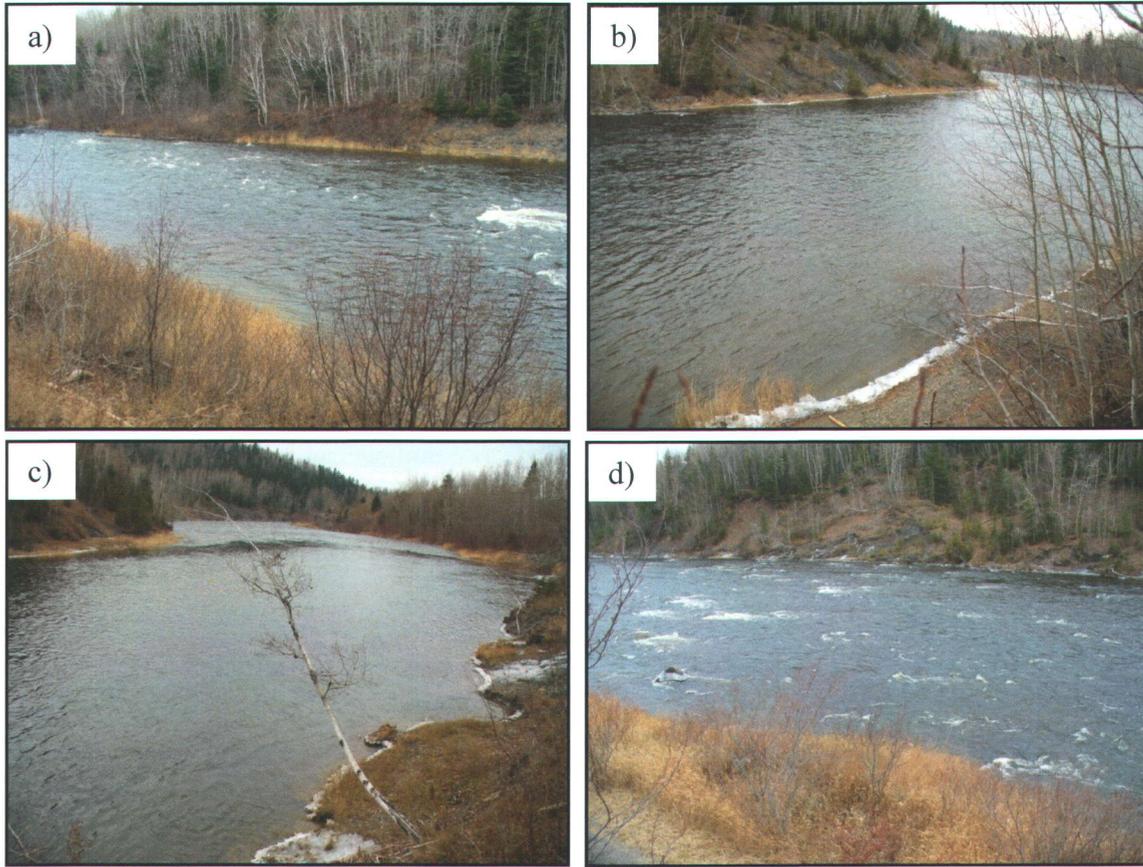


Figure 3.3 Photographies présentant a) le seuil amont, b) la portion amont et c) aval de la mouille ainsi que d) le seuil aval en date du Jour Julien 324 (écoulement de la gauche vers la droite) (photos : Jérôme Dubé).

3.3 Méthodologie

L'analyse des conditions hydrométéorologiques a été réalisée à partir de données provenant d'Environnement Canada et du Centre d'expertise hydrique du Québec. Les données de température de l'air et de précipitations historiques (1943-2008), quotidiennes et horaires proviennent de la station météorologique régionale de Mont-Joli situé à 40 km du site d'étude. Des capteurs de température de l'air Dallas iButton (DS1922L) ont aussi été installés le long du tronçon de la rivière. Les données de débits historiques horaires (1963-2008) de la rivière Rimouski proviennent de la station hydroélectrique Boralex située à 3 km en amont du tronçon.

La quantification des taux de croissance du couvert de glace s'est faite par l'analyse de séries photographiques. La proximité et l'accessibilité au site d'étude ont permis de suivre les étapes de formation et d'évolution ainsi que la prise de photographies quotidiennes à

des points stratégiques le long du tronçon (Figure 3.2). Entre le 20 novembre 2005 et le 9 mars 2006, des clichés perpendiculaires au chenal ont été pris quotidiennement à partir de huit stations fixes sur la berge dont quatre dans les seuils (S1, S2, S3 et S4) et quatre dans la mouille (M1, M2, M3 et M4). En géomorphologie, les séries photographiques ont surtout été utilisées en laboratoire pour suivre et quantifier l'évolution de la morphologie de lits dans les chenaux expérimentaux (Ashmore, 1982, 1991), mais aussi en milieu naturel pour décrire la structure des écoulements (Roy et *al.*, 1999, 2004). Les séries photographiques permettent de suivre les processus liés à la croissance du couvert de glace en observant la proportion de la couverture de glace dans le chenal. Elles permettent également, à l'aide d'un cadre d'analyse utilisant les distances terrain superposées aux images, la quantification des taux de croissance quotidien du couvert de glace au droit des sections photographiées. La croissance peut-être distinguée selon la localisation spatiale de la glace soit pour la rive gauche, droite ou au centre du chenal. Des taux de croissance moyens ont été calculés à partir de trois sections transversales pour chacune des stations. Seule une glace consolidée et fixée dans le chenal était prise en considération. À chaque journée de suivi, une caractérisation géomorphologique des processus glaciels, de l'évolution morphologique du couvert et des modifications hydrauliques a été documentée. Plus de 4000 clichés composent les séries photographiques et les photos de processus glaciels. Ces documents permettent de décrire et quantifier en détails la formation du couvert de glace sur le tronçon de rivière.

La morphologie du couvert de glace provient d'une caractérisation morpho-glacielle. Des relevés topographiques du chenal en période estivale et du couvert de glace à l'expansion maximale du couvert de glace (27 février 2006) ont été effectués en suivant un échantillonnage systématique en considérant les caractéristiques morphologiques. En tout, 30 sections transversales positionnées à tous les 20 m ont été réalisées. De plus, une campagne de forage ponctuel et systématique de 27 trous dans le couvert de glace a permis la quantification de la hauteur du couvert nival, l'épaisseur du couvert de glace, la profondeur de l'eau et la présence ou l'absence de frasil non consolidé sous le couvert. Les données d'épaisseurs de glace comprennent la glace de neige fusionnée au couvert.

3.4 Résultats

3.4.1 Conditions hydrométéorologiques

Les données de débits journaliers de la rivière Rimouski et les données de conditions météorologiques régionales couvrent respectivement la période de 1963-2008 et de 1943-2008. La figure 3.4 compare les données hydrométéorologiques de 2005-2006 aux données historiques pour la période d'activité glacielle sur la rivière Rimouski. L'hydrogramme montre que, pour l'année 2005-2006, trois hausses significatives du débit sont survenues. Les deux premières hausses (Jour Julien 325 et 332) sont associées à des variations météorologiques survenues durant la période d'apparition et de croissance initiale de la glace. Les données météorologiques indiquent, lors de la première hausse, une augmentation subite de la température moyenne de l'air de $-5,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 322) à $5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 325) en trois jours combinées à des précipitations liquides de 33 mm (JJ 326) en 24 heures. Conséquemment, les valeurs de débits moyens ont augmenté de $58,6\text{ m}^3/\text{s}$, passant de $40,5\text{ m}^3/\text{s}$ (JJ 325) à $99,1\text{ m}^3/\text{s}$ (JJ 328). La seconde hausse résulte de l'augmentation de la température moyenne de l'air où les valeurs sont passées de $-8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 330) à $9,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 334) et des précipitations liquides de 35,6 mm de pluie en trois jours. Durant cette période, le débit moyen a augmenté de $96,4\text{ m}^3/\text{s}$, passant de $51,6\text{ m}^3/\text{s}$ (JJ 332) à $148\text{ m}^3/\text{s}$ (JJ 337). Par la suite, le régime de débit ainsi que les conditions météorologiques sont conformes aux moyennes historiques. La troisième hausse (JJ 14-22) résulte d'un redoux significatif apparu pendant la période de croissance du couvert de glace. Les données météorologiques révèlent que la température moyenne de l'air est passée de $-12,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 8) à $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (JJ 13) en cinq jours et qu'il est tombé 26,4 mm de pluie en 24 heures en date du JJ 14. Survenu au mois de janvier, ce redoux a eu comme effet d'augmenter le débit moyen hivernal de la rivière de $24\text{ m}^3/\text{s}$ en sept jours. Suivant ce redoux, les températures de l'air se sont refroidies pour ensuite se réchauffer progressivement durant le mois de mars. En ce qui concerne les précipitations solides, on note seulement deux journées où il est tombé 38 cm (JJ 360) et 40,6 cm (JJ 48). Un cumulatif de 372 cm de neige a été enregistré à la station météorologique de Mont-Joli, ce qui est près de la moyenne régionale historique de 357 cm/an.

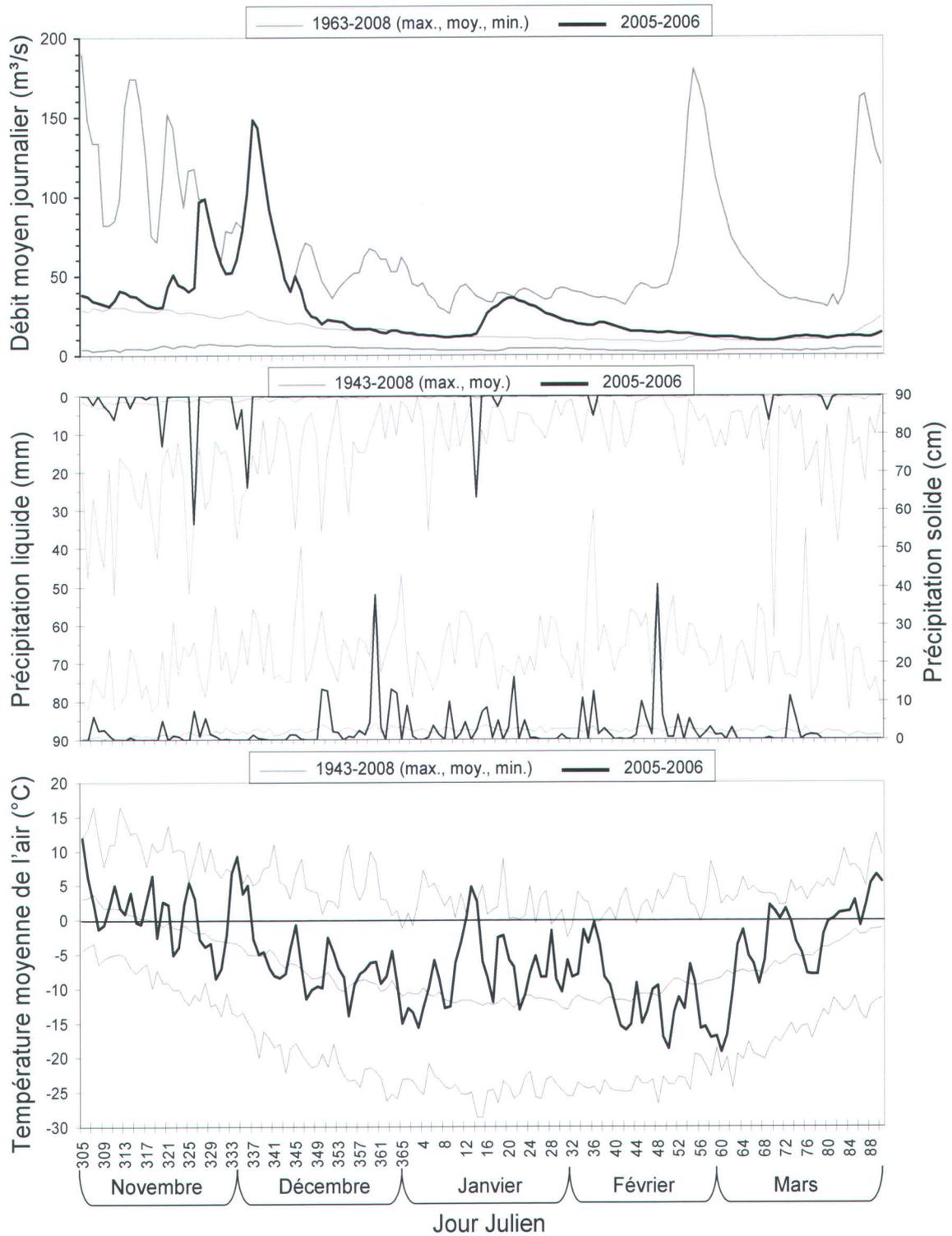


Figure 3.4 Comparaison des données historiques et annuelles de 2005-2006 pour la température de l'air, les précipitations liquides et solides à la station météorologique de Mont-Joli ainsi que le débit de la rivière Rimouski au barrage hydroélectrique de Boralex lors de la période de dynamique glacielle.

3.4.2 Formation du couvert de glace

Les observations de terrain et les séries photographiques permettent de décrire la formation du couvert de glace dans le tronçon pour l'année 2005-2006. La première glace observée dans le chenal a été la glace thermique en bordure du chenal. Plutôt éphémère, cette glace a laissé sa place rapidement aux particules de frasil qui sont apparues dans le ruisseau Levasseur (JJ 330) et ensuite dans la rivière Rimouski (JJ 340). Cette période d'apparition et de développement des particules de frasil dans le tronçon marque le début de la formation du couvert de glace entre les JJ 330-333. Faiblement ancrée sur les berges, cette glace avait complètement disparue en date du JJ 334 en raison de l'augmentation des températures de l'air, des précipitations liquides et de la hausse du débit de la rivière. Le refroidissement des températures de l'air à partir du JJ 337 a favorisé la croissance d'un nouveau couvert de glace à des valeurs de débit maximum historique (148,1 m³/s (JJ 337)). Ce couvert de glace s'est développé principalement lorsque le débit moyen oscillait entre 11 à 22 m³/s. Soumis aux mêmes conditions hydrométéorologiques, les caractéristiques morphologiques observées dans la succession seuil-mouille durant cette période ont influencé la dynamique de formation du couvert de glace. Dans les seuils, le couvert de glace a progressé de la berge vers le centre du chenal ainsi qu'à la surface de l'écoulement autour des blocs protubérants dans le centre du chenal. Dans la mouille, le couvert de glace s'est formé principalement par extension de la glace de rive vers le centre du chenal. Ce portrait de formation peut être détaillé en regard des différents processus glaciels en causes.

À l'aide de la caractérisation géomorphologique et de l'analyse des images, les principaux processus glaciels à l'origine de la croissance quotidienne du couvert de glace ont été identifiés. Ces processus ont été regroupés en trois catégories : croissance par accumulation de frasil, croissance combinée par le frasil ainsi que par processus thermique et croissance essentiellement thermique (figure 3.5). Les observations montrent une variabilité dans les processus de croissance de glace entre la mouille et les seuils. Dans la mouille, la formation du couvert résulte de l'accumulation en feuillet de frasil et de la croissance thermale. Dans les seuils on distingue une plus grande variabilité des

processus de croissance. Ces derniers évoluent de la façon suivante : croissance par accumulation de frasil entre 0 et 20-35% du couvert, croissance à partir d'accumulation de frasil et processus thermique entre 20-35 à 80-93% et croissance par processus thermique entre 80-93 à 100% de la formation du couvert de glace.

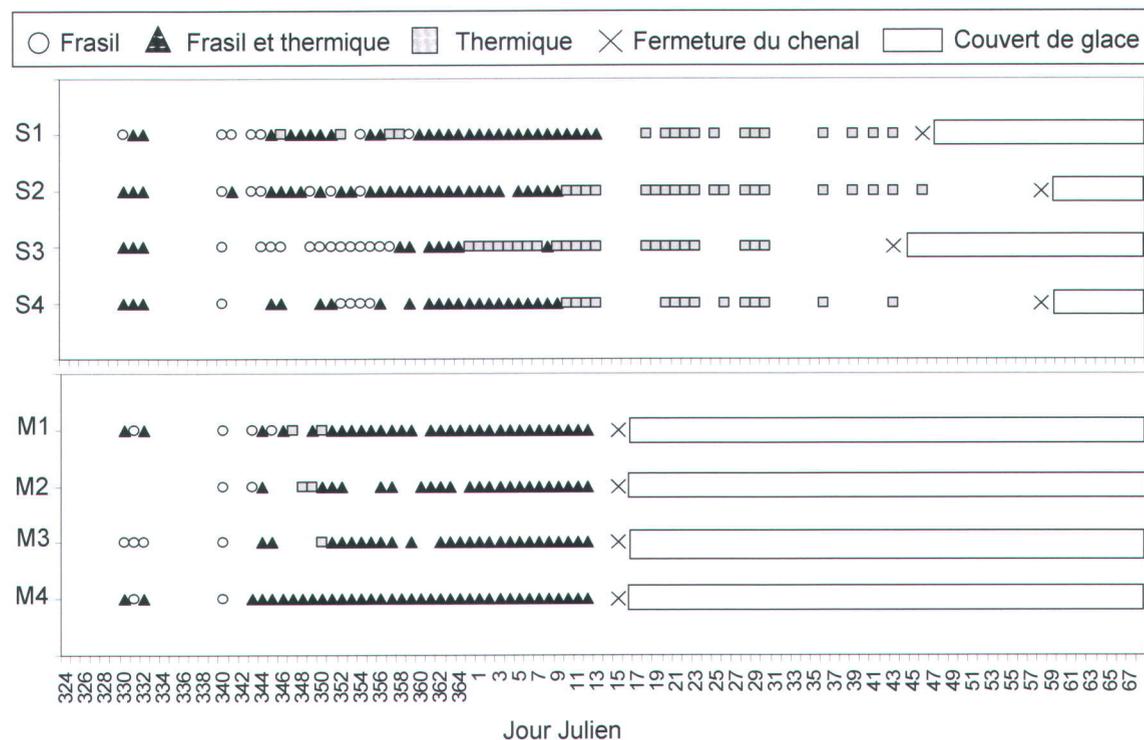


Figure 3.5 Processus glaciels à l'origine de la croissance quotidienne du couvert de glace dans deux seuils et une mouille entre le novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).

3.4.3 Croissance du couvert de glace

L'analyse des images et la quantification de la couverture glacielle dans le chenal ont permis le suivi de la croissance du couvert de glace sur une base quotidienne pour chacune des stations photographiques. La figure 3.6 présente les taux de croissance cumulés du couvert de glace dans la mouille et les deux seuils ainsi que les valeurs de degrés-jour de gel accumulés (DJGA). Ces profils révèlent deux choses. D'abord, on observe un synchronisme dans le début de la croissance du couvert de glace dans ces deux environnements morphologiquement distincts. Les taux quotidiens de croissance total du couvert de glace de 1,2% dans le seuil amont (S1 et S2), de 2,2% dans la mouille (M1 à M4) et de 1,7% dans le seuil aval (S3 et S4) indiquent que le couvert croît

légèrement plus rapidement dans la mouille en comparaison avec les seuils. De plus, on observe une similitude dans les profils de croissance de la glace dans la mouille et ce, indépendamment de la localisation des stations photographiques. Dans les seuils, on note une variabilité spatio-temporelle de la croissance du couvert. Ainsi, la morphologie du profil de croissance diffère autant entre deux stations d'un même seuil qu'entre deux seuils. En ce qui concerne la fermeture du couvert de glace, elle est asynchrone et environ deux fois plus rapide dans la mouille en comparaison aux seuils.

Ensuite, la figure 3.6 révèle que les profils de croissance du couvert de glace suivent principalement deux périodes de croissance distinctes. Chacun des profils cumulatifs exposent deux pentes de croissance représentant une progression d'abord rapide de la glace dans le chenal puis ensuite lente jusqu'à la formation complète du couvert. La transition entre ces deux périodes est identifiable par une rupture significative de la pente. Ce patron de croissance est perceptible à chacun des sites d'observation indépendamment de la morphologie du chenal, de la position de la section transversale dans le tronçon et du décalage temporel de croissance. Les taux de croissance quotidiens rapides varient dans la mouille de 3,3 à 4,4% (0 à 61-66% de glace dans le chenal), de 3,1 à 3,7% (0 à 65-81% de glace dans le chenal) dans le seuil amont et de 1,8 à 2,7% (0 à 76-93% de glace dans le chenal) dans le seuil aval. Ces résultats montrent que la croissance rapide est plus faible dans le seuil aval en comparaison avec le seuil amont et la mouille. De plus, la croissance de glace rapide atteint des valeurs plus élevées de recouvrement du chenal dans les seuils en comparaison avec la mouille. Dans les seuils, on observe une variabilité spatio-temporelle significative où se produit cette période rapide de croissance. Concernant la période de croissance lente du couvert de glace, les valeurs sont de 0,9 à 1,4% (61-66 à 100% de glace dans le chenal) dans la mouille, de 0,3 à 0,5% (65-81 à 100% de glace dans le chenal) dans le seuil amont et de 0,1 à 0,4% (76-93 à 100% de glace dans le chenal) dans le seuil aval. Cela montre que la glace croît plus rapidement dans la mouille en comparaison avec les seuils.

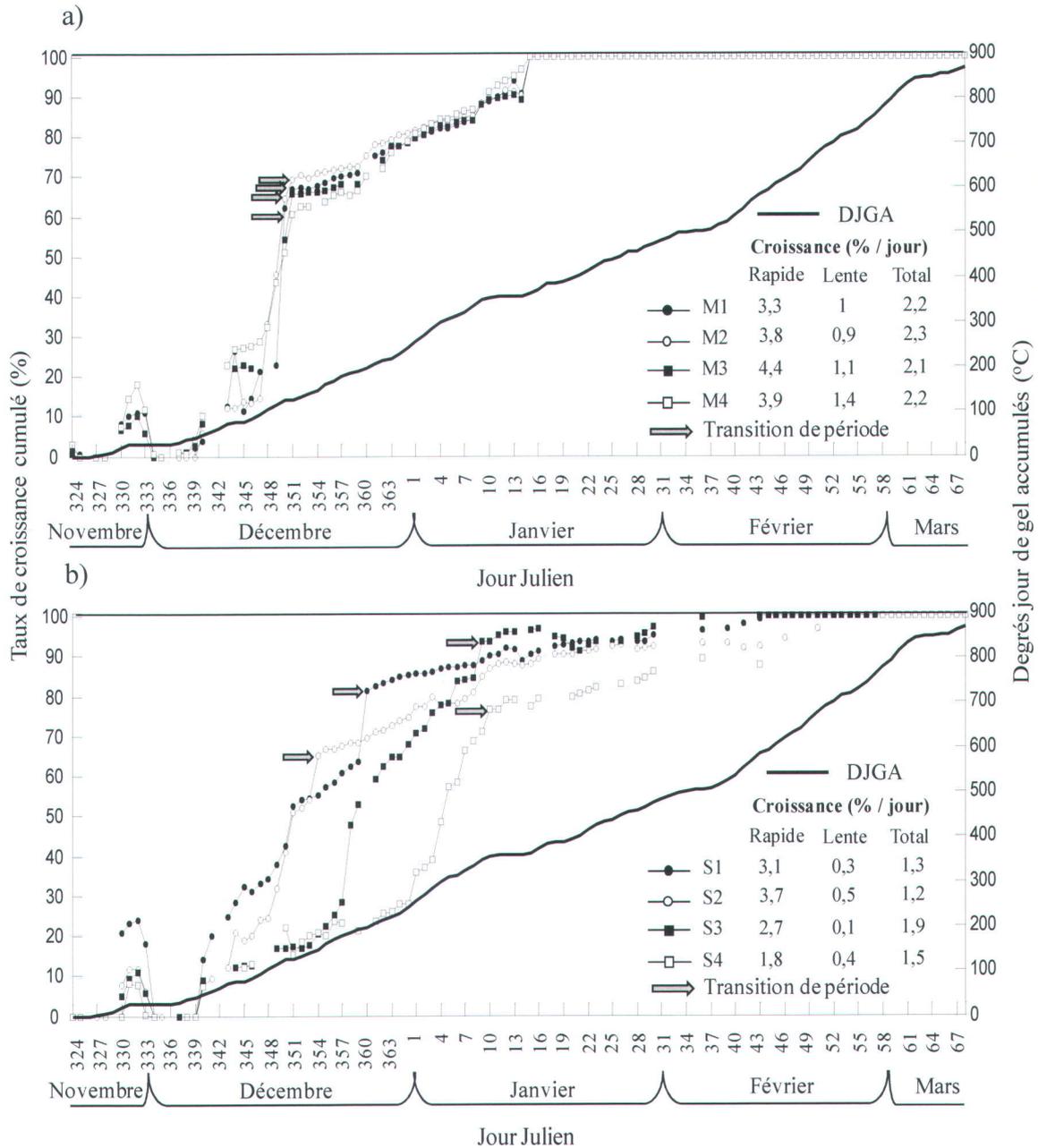


Figure 3.6 Taux et périodes de croissance quotidienne du couvert de glace a) dans la mouille et b) dans les deux seuils ainsi que les valeurs de degrés-jour de gel accumulés (DJGA) entre le 20 novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).

La figure 3.7 présente les taux de croissance cumulés et spatialisés de la glace dans les seuils. Ces courbes illustrent la dynamique contrastée de croissance de la glace dans les seuils. Pour le seuil amont (S1 et S2), les données montrent que la croissance de la glace, jusqu'à un taux de recouvrement d'environ 80% se réalise plus de trois fois plus rapidement sur la berge droite située à proximité du ruisseau Levasseur en comparaison

avec la berge gauche. La croissance de glace dans le centre du chenal est observée à chacun des sites. À S1 et S2, cette croissance centrale est survenue lorsque la glace occupait respectivement 37 à 63% et 24 à 80 %. La glace centrale croît dans un premier temps dans la portion amont du seuil (S1) et ensuite en aval (S2). Cette croissance centrale n'a cependant pas dépassé plus 10% de la couverture glacielle dans le chenal avant son fusionnement avec la glace de berge. Dans le seuil aval (S3 et S4), une croissance significative de la glace centrale est observée au site S3 pour un taux de couverture glacielle atteignant 50%. La domination de ce type de croissance a favorisé un faible développement de la glace de berge au site S3 et S4. Le fusionnement de cette glace centrale avec la glace en berge droite au site S3 a provoqué deux hausses subites du taux de croissance en date du JJ 6 et JJ 12. Ceci a favorisé une hausse de la croissance de la glace centrale au site S4. De plus, au site S3, on note deux diminutions subites du taux de recouvrement de la berge droite et deux hausses instantanées du taux sur la berge gauche en date du JJ 23 et JJ 30. Ces variations de taux sont associées à la fonte de la glace en berge droite provoquée par les apports d'eau plus chaude provenant du ruisseau Branche Lévesque. Dépourvu de glace durant tout l'hiver, ce ruisseau a conservé une température de l'eau supérieure à 0,7°C. En ce qui concerne le site S4, la croissance du couvert se réalise plus lentement en comparaison avec le site S3.

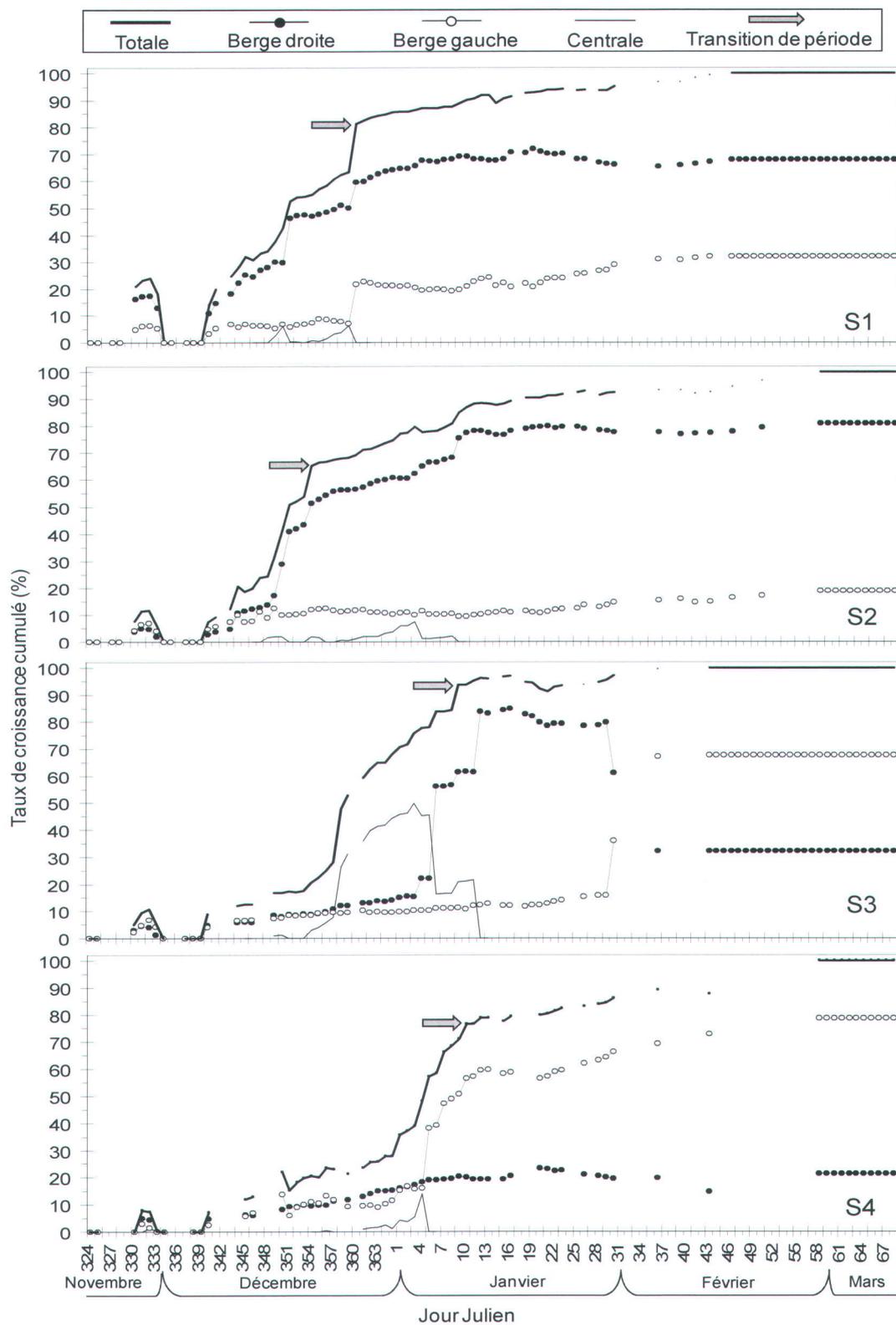


Figure 3.7 Taux de croissance cumulé du couvert de glace et répartition spatiale de sa croissance dans le seuil amont (S1 et S2) et le seuil aval (S3 et S4) entre le 20 novembre 2005 (JJ 324) et le 9 mars 2006 (JJ 68).

La figure 3.8 illustre les taux de croissance quotidiens normalisés de glace (T_j) correspondant à la proportion de la surface d'eau recouverte par la glace d'une journée à l'autre. Les taux de croissance quotidiens normalisés sont calculés selon :

$$T_j = ((W_{g,j} - W_{g,j-1}) / (W - W_{g,j})) * 100$$

où :

$W_{g,j}$ = largeur de la couverture glacielle au jour j

W = largeur du chenal

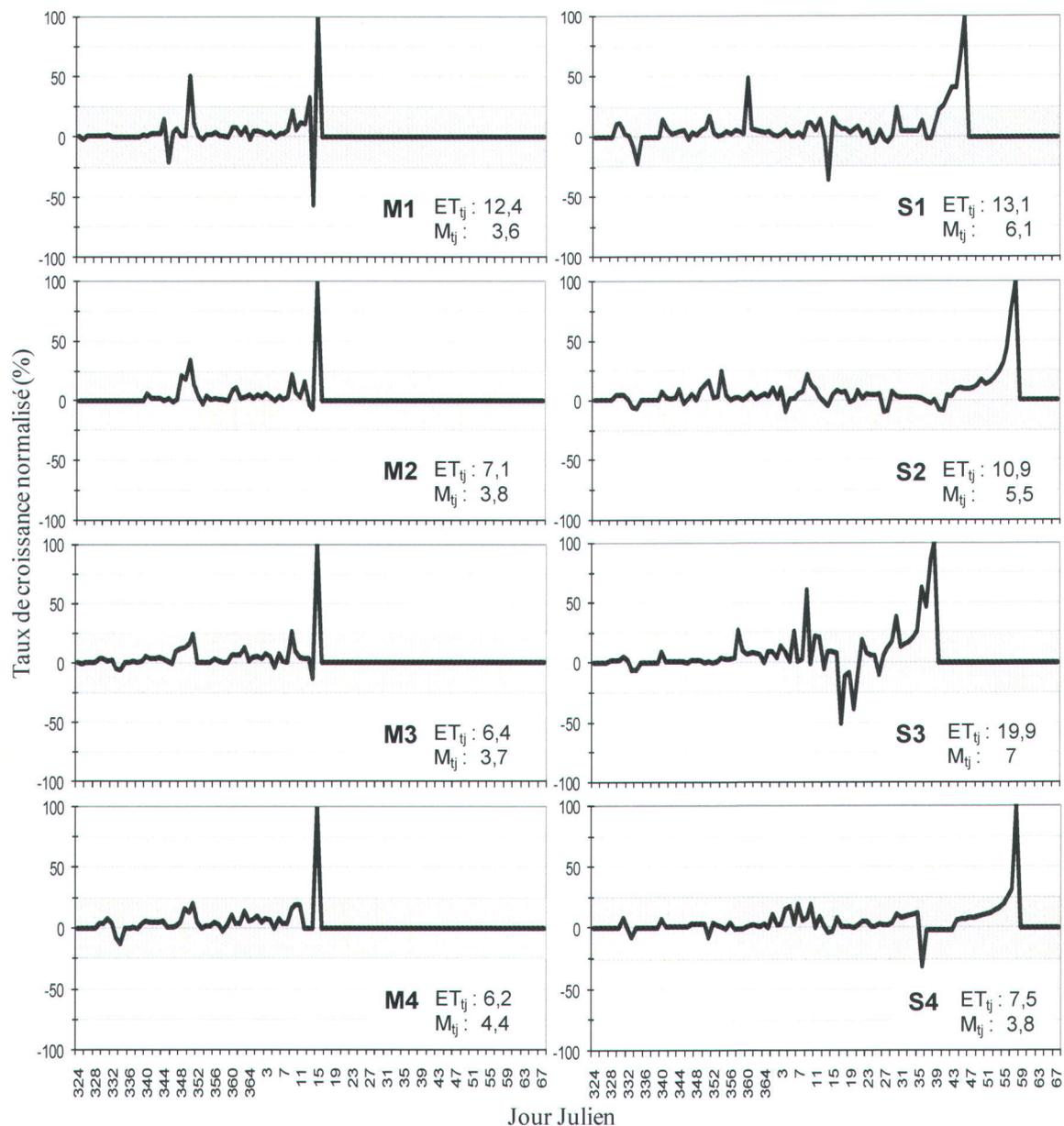


Figure 3.8 Taux de croissance normalisé présentant les périodes de croissance et de fonte du couvert de glace dans la mouille et les deux seuils. Les valeurs d'écart-types et de moyennes excluent la journée de fermeture du couvert.

Ces taux font ressortir les périodes de croissance et de fonte du couvert de glace. D'abord, il est rare d'observer une croissance ou une fonte de glace dépassant 25% de la surface d'eau en une journée. Ceci est noté autant dans la mouille que les seuils. De plus, mis à part le site S4, le taux de croissance quotidien normalisé moyen du couvert de glace est légèrement plus élevé dans les seuils que dans la mouille, soit entre 1,1 et 2,6%. En ce qui concerne les écarts-types, les valeurs les plus élevées sont enregistrées aux sites situés à l'amont des seuils (S1 et S3) et l'amont de la mouille (M1). Ces résultats révèlent que la croissance du couvert de glace semble légèrement plus sensible et variable en comparaison avec les sections aval des unités morphologiques.

Ensuite, la figure 3.8 identifie les événements de croissance ou de fonte significatifs survenus. Dans la mouille, les résultats exposent des fluctuations semblables entre les stations d'observation. Entre les JJ 347 et 350, on note une période significative de croissance du couvert variant entre 20 et 51%. Cet événement correspond à un refroidissement des températures de l'air. Par la suite, le redoux survenu entre le JJ 12 et 14 a provoqué une diminution de 3% de la largeur du couvert de glace au site M1 où une couverture glacielle de 94% était présente. Aucune fonte significative n'est enregistrée aux autres sites de la mouille en lien avec ce redoux. La fermeture du couvert de glace dans la mouille s'est réalisée en une journée lors d'un refroidissement des températures de l'air (JJ 15) par accumulation de glaces flottantes. Dans les seuils, les résultats montrent des fluctuations significatives des taux de croissance normalisés pendant la période de redoux du JJ 12 et 14 et les journées ultérieures. On enregistre une fonte de 3% du couvert au site S1 en date du JJ 14. Malgré les chaudes températures de l'air et les précipitations liquides lors de cette période, le couvert de glace aux autres sites (S2, S3 et S4) n'a pas été significativement affecté. Cependant, le site S3 présente une diminution marquée du taux de croissance normalisé entre les JJ 17 à 20. Les données de température de l'air au site d'étude montrent des valeurs maximales de 8,7 à 10,2 °C en date du JJ 18. Cette hausse de température a affecté davantage le site S3 où la fonte du couvert se reflète dans les valeurs de -50,9 et -39,1 % du taux de croissance normalisé. Les seuils possédaient en date du JJ 12 un taux de recouvrement de 92% (S1), de 88%

(S2), de 96% (S3) et de 79% (S4). Aucune perturbation significative n'a été observée pour les sites S2 et S4 pendant ce redoux.

3.4.4 Morphologie du couvert de glace

Le forage du couvert de glace lors de la période maximale d'extension du couvert révèle que l'épaisseur de glace varie spatialement dans le chenal. Ces données d'épaisseur de la glace et d'accumulation de frasil sous le couvert de glace ont été superposées à la morphologie de la surface du couvert de glace (figure 3.9). Cette dernière présente peu de changements topographiques mis à part la confluence Levasseur-Rimouski et la transition mouille-seuil aval. Des épaisseurs de glace variant de 13 à 112 cm ont été mesurées dans le tronçon. La glace la plus épaisse compose le cône glaciaire avec des valeurs de 111 et 112 cm. De minces couches de glace ont été retrouvées dans chacun des seuils soit 13 et 16 cm. Les données montrent que l'épaisseur de glace médiane est semblable dans les seuils (54 cm) et la mouille (49 cm), mais il existe une plus grande variabilité spatiale de l'épaisseur de glace dans les seuils. De plus, les valeurs moyennes enregistrées dans le seuil amont (56 et 46 cm) sont légèrement supérieures à celles du seuil aval (44 et 40 cm). Des zones d'accumulation de frasil non consolidé sous le couvert de glace ont été répertoriées à deux endroits dans la mouille, soit aux sites M2 et M4. Les épaisseurs de ces accumulations de frasil ont été estimées entre 71 (M2) et 84 cm (M4).

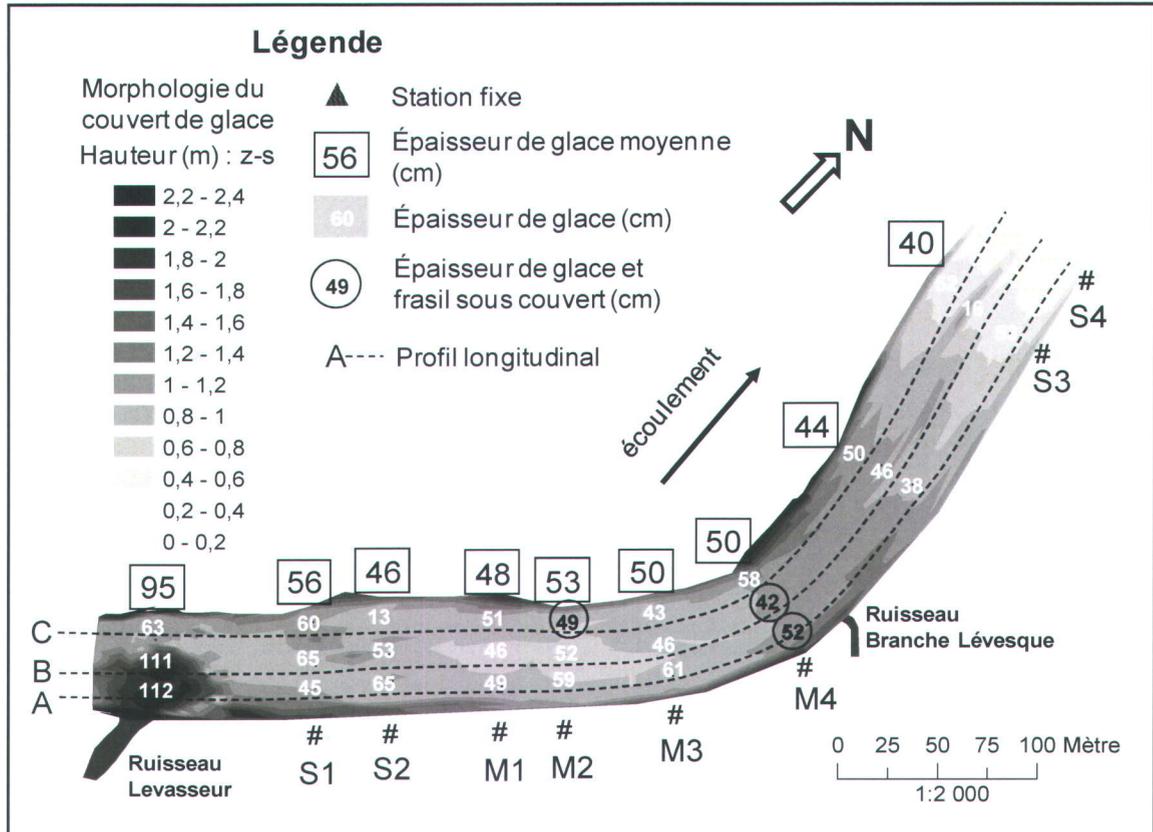


Figure 3.9 La morphologie du couvert de glace ainsi que de la répartition spatiale de son épaisseur et de l'accumulation de frasil sous le couvert de glace.

L'évolution longitudinale de la hauteur du couvert nival, de l'épaisseur de glace, de la profondeur d'eau et de l'épaisseur de l'accumulation de frasil sous le couvert sont présentée pour trois sections amont-aval (figure 3.10). Les tracés de ces trois profils longitudinaux (A, B et C) sont présentés à la figure 3.9. Pour les profils A et B, les pentes générales de la surface du couvert de glace entre le delta et M4 sont plus prononcées (0,189 (A) et 0,230 (B)) que celles du profil C (0,058). Du site M4 à S3, les trois profils de la surface du couvert de glace présentent des pentes allant de très faibles à nulles. On note des pentes générales du chenal plus élevées entre l'amont du tronçon et le site M4 pour les profils A (0,362) et B (0,325) en comparaison avec le profil C (0,001). En aval de M4, la pente du chenal augmente rapidement pour ensuite montrer des variations ponctuelles plus remarquées dans le profil C. Cependant, ces variations semblent peu affecter la surface du couvert de glace. Des accumulations de frasil sous le couvert de

glace ont été mesurées dans chacun des profils. Elles se localisent essentiellement dans les portions plus profondes de la mouille.

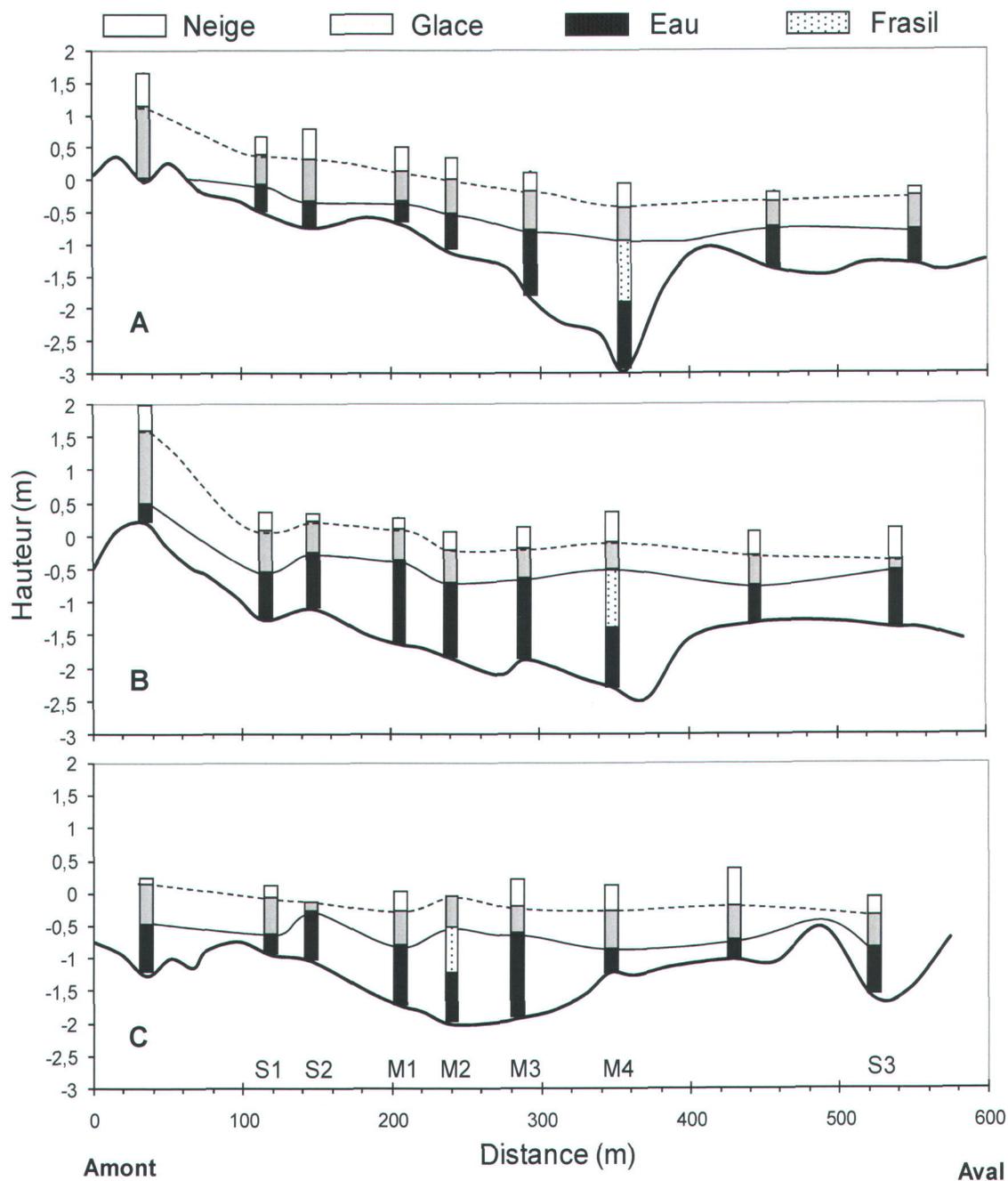


Figure 3.10 Évolution longitudinale des hauteurs du couvert nival, de l'épaisseur de glace, de la profondeur d'eau et de l'épaisseur de l'accumulation de frasil sous le couvert de glace. La localisation du profil A se situe près de la berge droite, B au centre du chenal et C près de la berge gauche.

Les profils transversaux de la morphologie du chenal, du couvert de glace et l'intégration des valeurs récoltées lors de la campagne de forage ont été réalisés pour chacun des sites d'observation. La figure 3.11 illustre les données morpho-sédimentaires et morpho-glacielles enregistrées pour un profil transversal dans un seuil (S1) et dans la mouille (M2). La topographie de la surface du couvert de glace ressemble à celle de la surface du banc de confluence en berge droite et de la morphologie du chenal principal. L'épaisseur du couvert de glace dans le seuil apparaît plus importante lorsque la profondeur augmente et plus faible quand la profondeur diminue. Dans la mouille, les épaisseurs de glace ne semblent pas évoluer selon la morphologie du chenal. Ainsi, la topographie de la surface du couvert de glace reste homogène malgré les variations morphologiques du lit. Les épaisseurs de glace varient peu et l'accumulation de frasil sous le couvert au site M2 est située dans la portion la plus profonde de la section transversale.

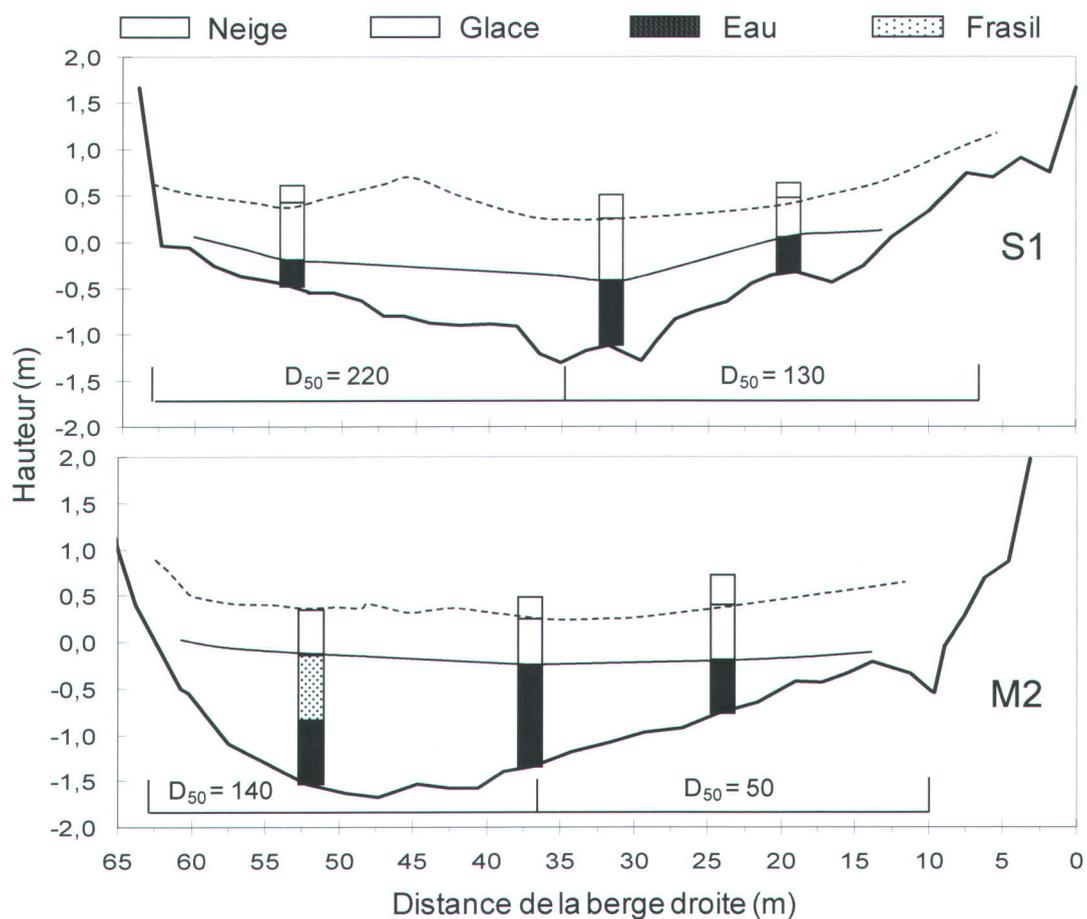


Figure 3.11 Profils transversaux du chenal présentant les caractéristiques morpho-sédimentologiques et morpho-glacielles dans un seuil (S1) et une mouille (M2).

3.5 Discussion

3.5.1 Effet de la morphologie sur la croissance de glace

Les séries photographiques de la croissance du couvert de glace et la caractérisation géomorphologique quotidienne permettent la production d'une carte illustrant l'origine de la couche de glace primaire (figure 3.12). La carte documente la répartition des processus de formation et événements ayant contribué à la formation initiale du couvert de glace. D'abord, on observe dans le seuil que la croissance par le frasil et les processus thermiques dominant. La glace près des berges croît essentiellement par processus thermique en bordure de couvert. Ce processus de croissance résulte du gel de l'eau au contact avec le rebord du couvert de glace et contribue à sa progression lente vers le centre du chenal. Ce type de formation est principalement présent en berge convexe et en bordure de la partie profonde de la mouille (M4). En ce qui concerne les sites M1, M2 et M3, ils possèdent une croissance considérable de glace par processus thermique de surface (glace noire). Une accumulation de glaces flottantes et de frasil a comblé le chenal étroit libre de glace sur toute la longueur de la mouille. Cet événement est à l'origine de la fermeture du couvert de la glace dans la mouille. À la confluence Levasseur-Rimouski, on retrouve un cône glacial de 54 mètres de long et de 35 mètres de large. La morphologie glacielle comprend de la glace thermique, du frasil et de la glace de neige. La croissance par frasil observée vis-à-vis le cône glacial résulte d'une accrétion verticale de la glace donnant naissance à un seuil glacial. Ayant permis de décrire la formation initiale du couvert de glace et de sa morphologie supra-glacielle, les observations ne permettent pas de décrire les conditions intra-glacielles et sous-glacielles.

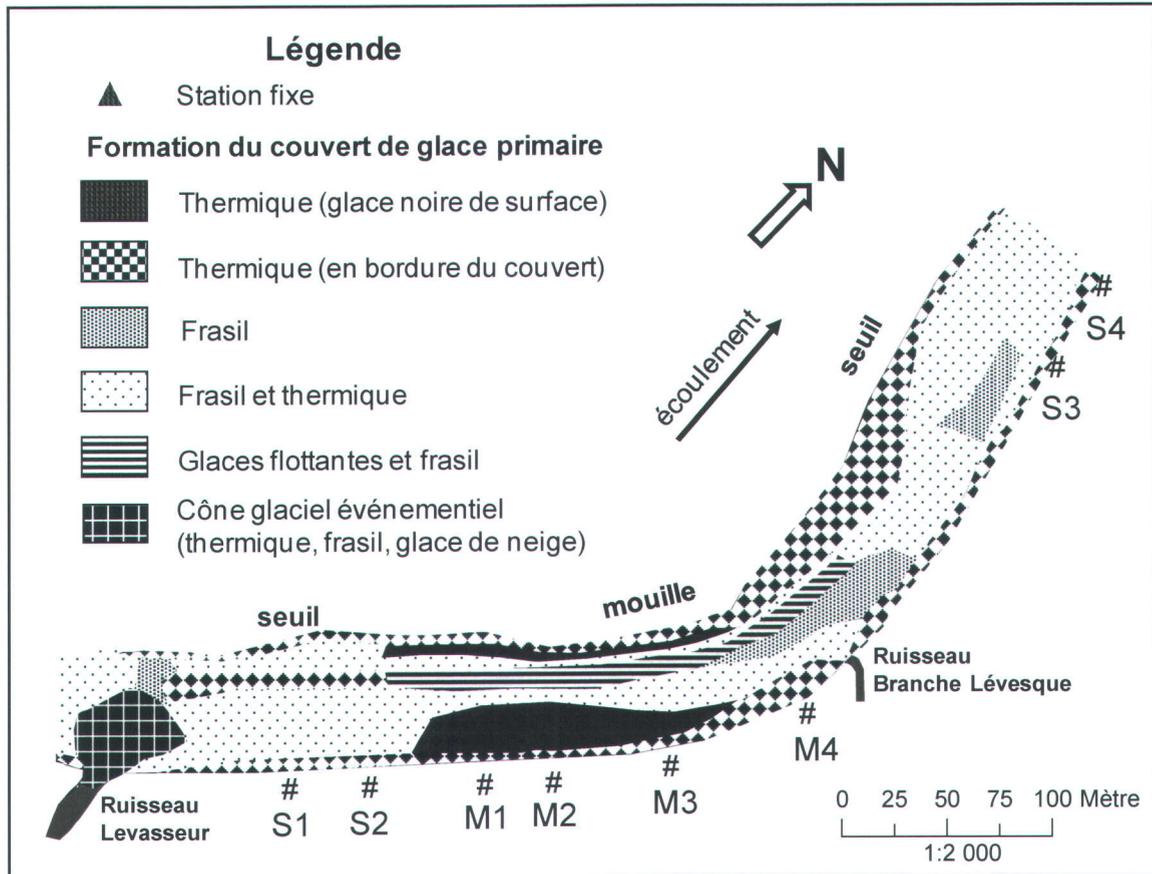


Figure 3.12 Répartition de la couche de glace primaire dans le tronçon de rivière.

Formé principalement par des processus glaciels dynamiques, le couvert de glace dans les seuils résulte des accumulations et de la croissance des particules de frasil en bordure du chenal et sur le substrat. Il a été observé que l'évolution de la glace dans le centre du chenal joue un rôle considérable dans la formation du couvert dans les seuils. L'expansion de glace au centre du chenal résulte d'abord du transport et de l'adhérence du frasil au lit de la rivière initiant la glace de fond. Dans chacun des seuils, la glace de fond a recouvert des superficies considérables tapissant le substrat de frasil. Au site S3, des accumulations de glace de fond ont recouvert la quasi-largeur du chenal. En ce qui concerne le seuil amont, la croissance de la glace de fond s'est réalisée d'abord sur le banc de confluence et ensuite près de la berge gauche, à proximité du talweg. Ceci est attribuable à la proximité de la confluence avec le ruisseau Levasseur qui est considéré comme étant une source significative de frasil au chenal principal. Les travaux en laboratoire de Kerr et *al.* (2002) et de Qu et Doering (2007) ont identifié les étapes de

formations de la glace de fond jusqu'au tapissage complet du substrat par le frasil. En complémentarité avec ces travaux, nos observations en milieu naturel montrent que l'accrétion continue de frasil au substrat provoque progressivement l'émergence de la glace hors de l'écoulement. Soumis aux conditions atmosphériques, cette glace de fond émergée débute une croissance thermique majoritairement autour des galets grossiers et des blocs apparaissant à la surface de l'écoulement. Observée dans chacun des seuils, la glace centrale apparaît et croît sous la forme d'une calotte effilée par processus thermique et par l'adhésion de particules de frasil. Graduellement ces glaces centrales se fusionnent entre-elles (figure 3.13). Un détachement d'une calotte effilée dans la partie amont du seuil aval a été observé. Cette dernière a été transportée jusqu'à une section de rivière moins profonde où le substrat grossier a immobilisé le radeau de glace et initié la croissance de glace centrale dans le chenal. L'apparition des glaces centrales dans les portions amont des seuils est provoquée par le captage des particules de frasil en transport dans l'écoulement. Après la croissance de la glace et la fusion de celle-ci au reste du couvert sur les berges, les particules de frasil transitent plus facilement vers l'aval du seuil où la croissance centrale débute.

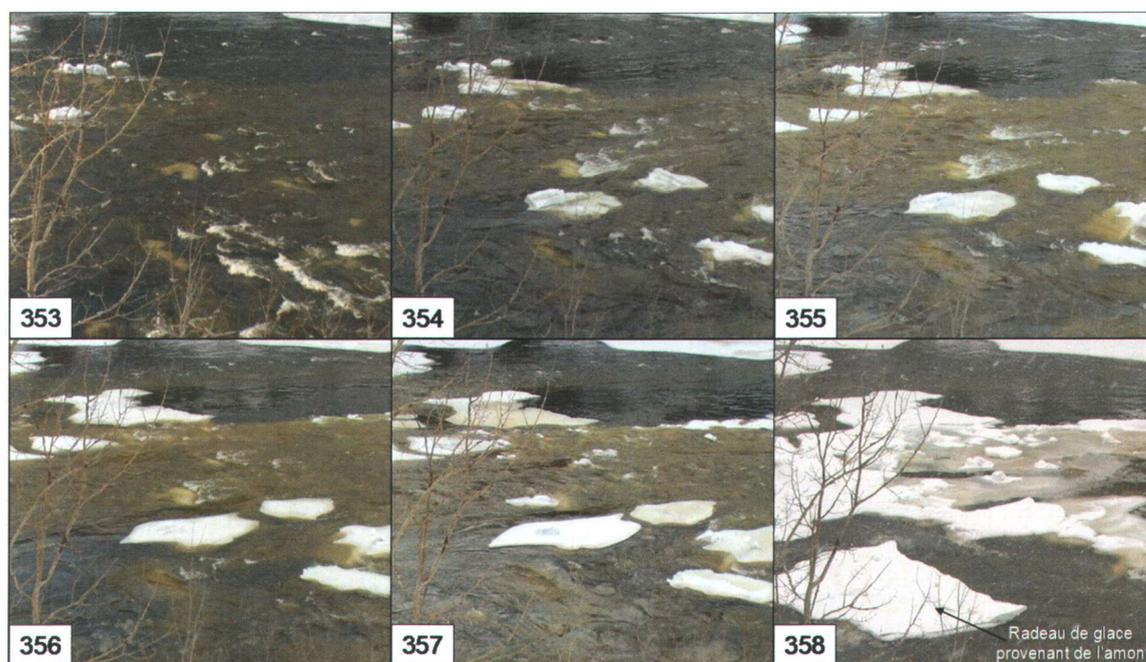


Figure 3.13 Évolution de la glace centrale à partir de l'expansion de la glace de fond et la croissance de la glace thermique sur les blocs protubérants dans le chenal entre les jours Julien 353 et 358 (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).

Il a également été observé que la glace se développait de manière concentrée dans certaines portions des seuils. Ces accumulations localisées résultent en des seuils de glace épais. Les processus à l'origine de cette forme glacielle sont l'accrétion de frasil à proximité d'une rupture de pente dans le chenal et la croissance thermique. Dans le seuil amont, deux seuils de glace ont été répertoriés, un dans le chenal vis-à-vis le cône alluvial et l'autre près du site S2. On note également deux seuils de glace moins imposants dans le seuil aval, soit un près du front du seuil et l'autre entre le site S3 et S4. L'émergence d'un seuil de glace modifie la dynamique hydraulique en divergeant l'écoulement et en favorisant la hausse du niveau d'eau en amont (figure 3.14).



Figure 3.14 Formation d'un seuil de glace vis-à-vis du cône alluvial dans le seuil amont et modification de l'écoulement à proximité (photos : Jérôme Dubé).

La mise en place du couvert de glace dans la mouille se réalise principalement de manière statique par la croissance thermique et la consolidation des particules de frasil immobilisées dans les secteurs calmes. Par contre, la fermeture du chenal par progression de glaces flottantes vers l'amont provoque une fin de croissance dynamique (figure 3.15). Ainsi, la formation du couvert de glace dans la mouille résulte d'une croissance mixte (statique-dynamique). Cette fermeture du couvert en moins d'une journée est due à la présence d'un seuil de glace au front du seuil aval. Ce seuil de glace s'est développé rapidement et a favorisé l'interruption de la transition des glaces flottantes et la congestion de la surface d'un chenal d'eau libre mesurant 220 m de long et 5 à 11 m de large (figure 3.15).

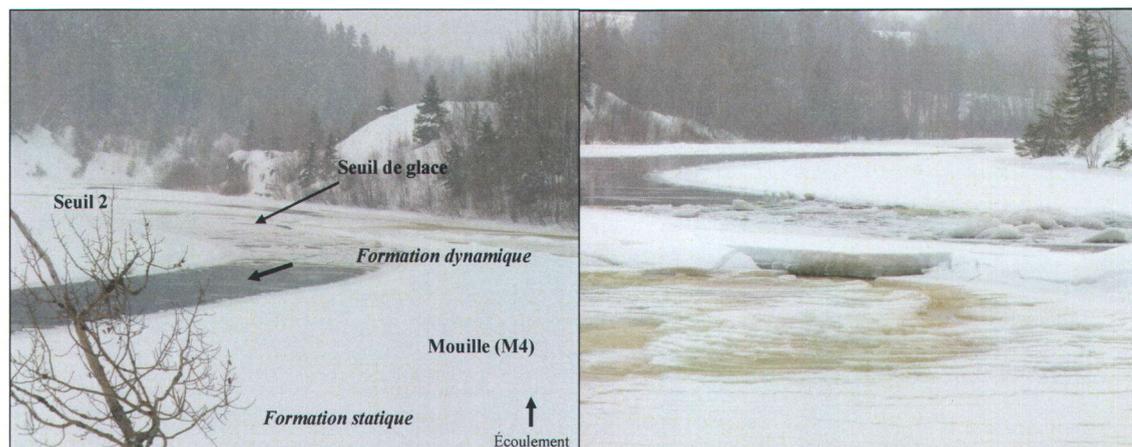


Figure 3.15 Formation d'un couvert de glace mixte impliquant une croissance lente statique et une fermeture rapide dynamique. L'accumulation des glaces flottantes vers l'amont est provoquée par la présence d'un seuil de glace fermant le chenal dans la partie frontale du seuil aval (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).

3.5.2 Impacts des conditions hydrométéorologiques et de l'activité des tributaires sur le couvert de glace

La formation et l'évolution du couvert de glace sont soumises aux mêmes conditions et variations hydrométéorologiques (figure 3.4). Pourtant, les impacts observés sont diversifiés autant lors de la période de formation du frasil, de croissance ou de fonte du couvert de glace que sur la morphologie du couvert. Il est d'abord observé que les particules de frasil apparaissent à prime à bord dans le ruisseau Levasseur entre les JJ 330 et 344. Cette courte période d'apport de frasil a contribué significativement à la croissance initiale du couvert dans la rivière Rimouski. En date du JJ 344, on note un arrêt de l'apport de frasil provenant de ce tributaire en raison de la formation quasi-complète du couvert de glace dans le ruisseau et ce, après seulement 76 degrés-jour de gel accumulés (DJGA). Dans la rivière Rimouski, le transport de frasil dans l'écoulement est observé plus tardivement soit entre les JJ 340 et 11. Cette période de transport de frasil est survenue lors d'un refroidissement des températures de l'air. À partir du JJ 11, on note une absence de frasil dans l'écoulement. De plus, c'est lors de cette même période de refroidissement des températures que la croissance de glace s'est réalisée rapidement. Durant 40 jours (JJ337 à 11), le débit de la rivière Rimouski est passé de 148 à 12 m³/s, les DJGA sont passés de 31 à 357 et les précipitations de neige ont atteint 114 cm. Par la suite, la croissance de glace dans les seuils s'est réalisée plus lentement. Le tableau 3.1

présente les données concernant les étapes de croissance du couvert aux sites d'observation en lien avec le débit de la rivière Rimouski et le nombre de degrés-jour de gel accumulés (DJGA). Les conditions météorologiques plus douces observées entre les JJ 12 et 14 sont survenues au moment où le couvert de glace couvrait la presque totalité du chenal dans les seuils et dans la mouille. Le réchauffement de la température de l'air et les précipitations liquides enregistrées au JJ 14 (26, 4 mm) ont provoqué peu de changements sur l'état du couvert de glace aux sites S1, S2, S4 et dans la mouille. Cependant, une perturbation significative du couvert de glace au site S3 a été observée. Une fonte du couvert s'est produite en bordure de la berge droite et probablement liée au ruisseau Branche Lévesque. Une réponse hydrologique rapide et un apport d'eau plus chaude pendant ce redoux ont affecté la consolidation du couvert de glace en aval de la confluence. Lors de la campagne de terrain, aucune glace ne s'est formée sur le ruisseau Branche Lévesque et la température de l'eau a toujours été supérieure à 0,7°C. La canalisation souterraine du ruisseau sur une longue distance et la présence d'une nappe phréatique haute peuvent expliquer cet état.

Tableau 3.1 Représentation pour chacune des stations d'observation des données de croissance du couvert de glace, du régime hydrologique et des degrés-jour de gel accumulés selon les étapes de croissance du couvert.

Site	Rapide				Lente				Fermeture				Couvert
	Débit (m³/s)	DJGA °C	Glace %	Nb. de jours (JJ)	Débit (m³/s)	DJGA °C	Glace %	Nb. de jours (JJ)	Débit (m³/s)	DJGA °C	Glace %	Nb. de jours (JJ)	Nb. de jours de formation
S1	117-16	40-197	0-81	22 (339-360)	14-36 36-15	207-607	81-99	50 (361-45)	15	620	99-100	1 (46)	73
S2	117-21	40-147	0-65	16 (339-354)	19-36 36-12	161-760	65-99	68 (355-57)	11	777	99-100	1 (58)	85
S3	117-11	40-348	0-93	36 (339-9)	12-36 36-16	354-567	93-99	33 (10-42)	15	583	99-100	1 (43)	70
S4	117-12	40-354	0-76	37 (339-10)	12-36 36-12	357-760	76-99	47 (11-57)	11	777	99-100	1 (58)	85
M1	144-20	36-124	0-62	13 (338-350)	22-14	127-357	62-91	29 (351-14)	20	363	91-100	1 (15)	43
M2	117-20	40-124	0-64	12 (339-350)	22-14	127-357	64-90	29 (351-14)	20	363	90-100	1 (15)	42
M3	148-22	31-127	0-66	15 (337-351)	22-14	132-357	66-89	28 (352-14)	20	363	89-100	1 (15)	44
M4	148-22	31-127	0-61	15 (337-351)	22-14	132-357	61-97	28 (352-14)	20	363	97-100	1 (15)	44

Ensuite, le principal impact de ce redoux est l'incision complète du couvert de glace dans le ruisseau Levasseur en date du JJ 14 et la formation d'un cône glacial à la confluence (figure 3.16). Les observations en date du JJ 15 suggèrent la formation d'une coulée de neige liquéfiée dans le ruisseau Levasseur. Au Québec, les coulées de neige liquéfiées ont été documentées principalement en milieu montagnard (Larocque et *al.*, 2001, Boucher et *al.*, 2003). Elles se produisent dans des environnements possédant des caractéristiques morphologiques ainsi que des conditions météorologiques spécifiques. Les sites propices à ces événements possèdent une zone d'accumulation de neige, une zone étroite à pente forte permettant la transition de la coulée et une zone à pente faible permettant la déposition à l'aval. Les coulées surviennent lorsque le réchauffement de la température de l'air accompagné de pluie abondante provoque la saturation du couvert nival dans la zone d'accumulation puis sa liquéfaction par rupture d'équilibre. Le ruisseau Levasseur est fortement incisé dans des dépôts limono-argileux et son bassin versant est fortement perturbé par l'activité agricole. Ainsi, on retrouve en amont du bassin une zone d'accumulation de neige où le comblement du chenal principal se réalise par le transport éolien de la neige, une zone de transition à pente élevée du chenal (3,8%) et une zone de déposition à la confluence. Les conditions météorologiques du JJ 12 à 14 ont provoqué la saturation d'au moins 114 cm de neige dans cet environnement. Le déclenchement de la coulée s'est réalisé entre la fin du JJ 14 et le début du JJ 15. Au moins trois lobes de neige chargée de sédiments fins et de blocs de glace ont été répertoriés à la confluence. Le lobe le plus imposant était celui étalé sur le couvert de glace de la rivière Rimouski. Sa dimension était de 54 m de long, 35 m de large et plus de 1 m d'épaisseur. La consolidation de ce lobe s'est produite lors du refroidissement des températures de l'air entre les JJ 15 à 18. Les hausses subites des températures de l'air et du débit du ruisseau Levasseur lors du JJ 19 ont provoqué la formation d'un glaçage sur le lobe consolidé. La baisse des températures en date du JJ 20 a permis le gel de l'écoulement composant le glaçage et la formation du cône glacial. Sa stratigraphie glacielle comprend une couche de glace thermique à la base issue de la formation primaire du couvert (A), une couche de neige glacée chargée de sédiments fins apportée par la coulée (B) et enfin, une glace thermique issue du glaçage (C) surmontée d'une couche de neige (D) (figure 3.16).

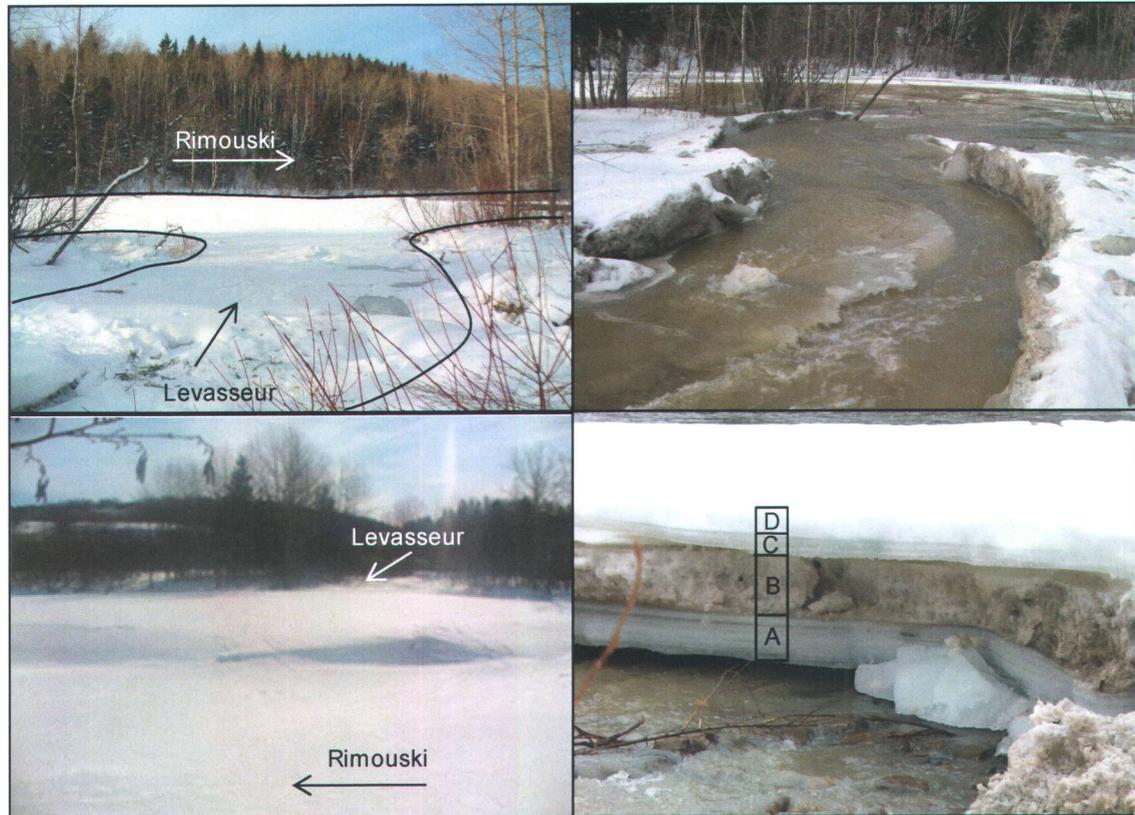


Figure 3.16 Photographies illustrant l'incision du couvert de glace sur le ruisseau Levasseur, l'écoulement supra-glaciaire sur le couvert de glace du chenal principal et la morpho-stratigraphie du cône à la confluence (photos : Jérôme Dubé et Thomas Buffin-Bélanger).

Enfin, les périodes de réchauffement de la température de l'air et les précipitations liquides ont affecté l'état du couvert nival à la surface du couvert de glace. Les résurgences d'eau par les fissures du couvert de glace et la percolation de l'eau dans le couvert nival ont favorisé la transformation des cristaux de neige. Ceci a mené à la formation de la glace de neige lors du refroidissement des températures de l'air. Dans la plupart des épaisseurs de glace échantillonnées dans le tronçon, la glace de neige constituait environ 1/3 de l'épaisseur de glace enregistrée.

La figure 3.17 représente une synthèse des principaux événements glaciaires survenus et des impacts significatifs des conditions hydrométéorologiques sur le couvert de glace.

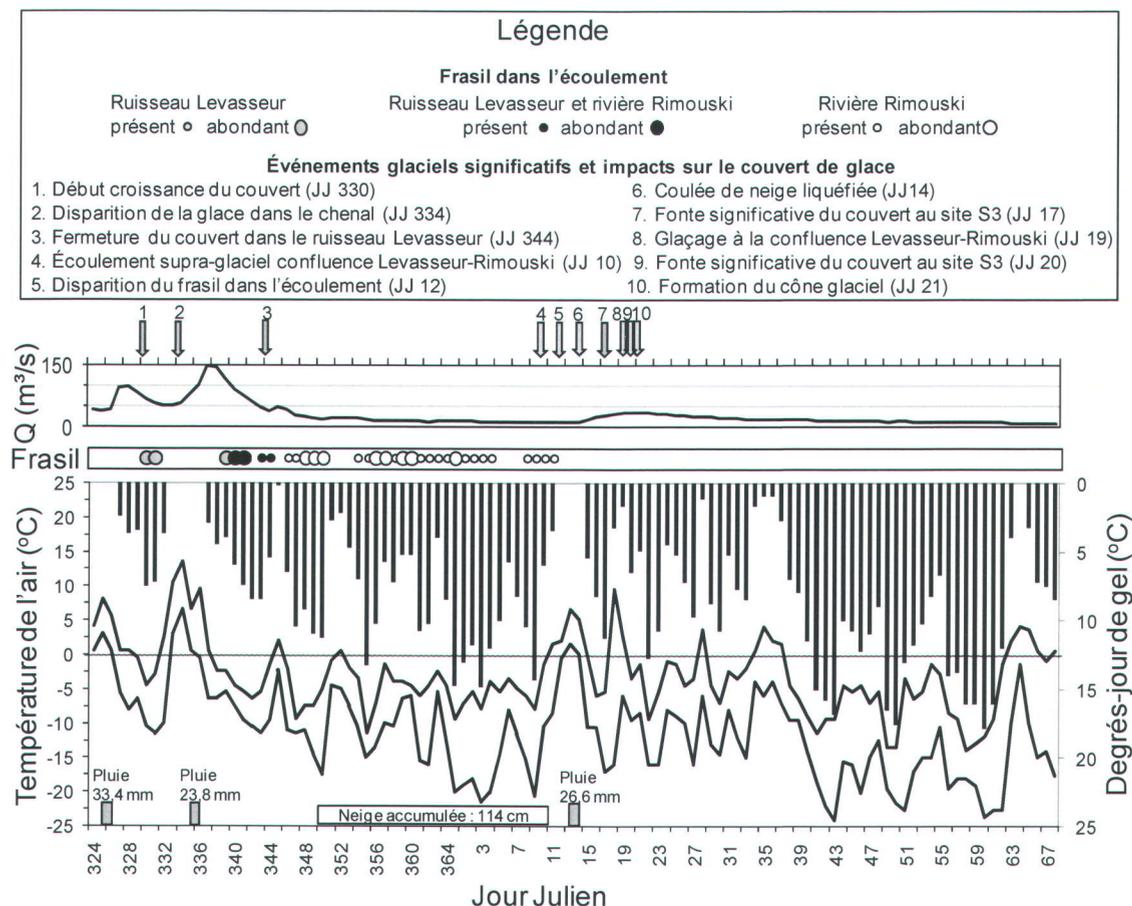


Figure 3.17 Synthèse des principaux événements glaciels significatifs et des impacts des conditions hydrométéorologiques sur le couvert de glace pour l'année 2005-2006 (débit de la rivière Rimouski, température de l'air maximale et minimale quotidien, degrés-jour de gel, précipitation liquide et solide).

3.5.3 Modèle de croissance d'un couvert de glace

À partir des taux de croissance de glace rapides et lents obtenus dans les deux seuils et la mouille, un modèle de progression du couvert de glace a été produit (figure 3.18). Ce modèle permet de positionner la croissance du couvert de glace dans une section transversale d'un seuil et d'une mouille. Les données requises pour l'utilisation de ce modèle sont le pourcentage de glace dans le chenal et les jours de croissance convertis en pourcentage. Ce gabarit de croissance est préalablement conçu pour des rivières de taille moyenne (50 à 60 mètres de large) situées dans les milieux tempérés froids. Malgré la variabilité des processus de croissance et la diversité morphologique des sites d'observation, les étapes de croissance rapide et lente ont été mesurées spatialement et temporellement à chacune des sections transversales. Considérant que l'environnement

fluvial est soumis aux mêmes conditions hydrométéorologiques, il est possible d'isoler la variable morphologie pour améliorer la compréhension de la dynamique de croissance du couvert dans une succession seuil-mouille. Malgré le faible échantillon de sections transversales réalisées, ce modèle se base, à notre connaissance, sur les seules données terrains disponibles présentant des taux de croissance quotidiens de la glace dans un seuil et une mouille. Les limites présentées dans ce modèle représentent les écarts minimums et maximums mesurés. Cependant, il est impératif de tester ce modèle dans d'autres environnements et il serait intéressant de le moduler selon les degrés-jour de gel accumulés. Dans la caractérisation des milieux fluviaux glaciels, il devient un outil de base intéressant pour le positionnement de la couverture glacielle dans son cycle de croissance.

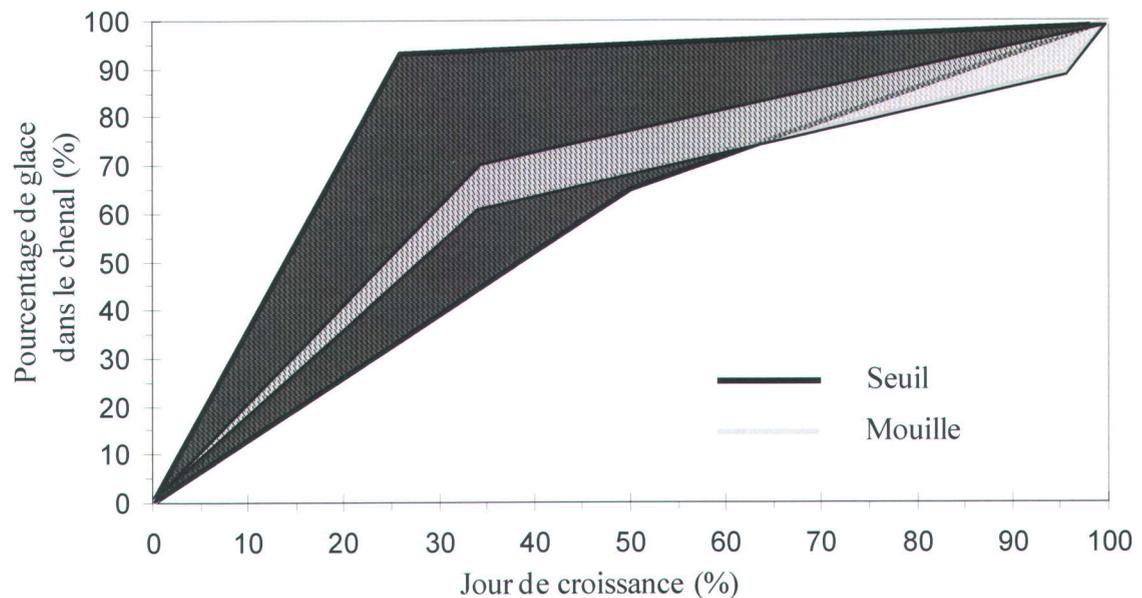


Figure 3.18 Modèle de croissance d'un couvert de glace dans un seuil et une mouille pour un cours d'eau de moyenne taille (50 à 60 m de large) en milieu tempéré froid.

3.6 Conclusion

Menée en milieu naturel, cette recherche contribue à documenter la croissance de la glace dans une succession seuil-mouille et l'évolution morphologique du couvert de glace. Elle présente les processus à l'origine de la formation du couvert, divulgue des taux de croissance de la glace et analyse les impacts relatifs des paramètres morphologiques ainsi que des conditions hydrométéorologiques sur le couvert de glace. Elle met également en

relief la variabilité spatio-temporelle de la croissance et l'évolution morphologique du couvert de glace dans un tronçon de rivière de 50 à 60 mètres de large. Il est montré que la croissance du couvert débute en même temps dans les seuils et la mouille. Cependant, les processus de formation du couvert de glace varient entre les deux environnements. Dans le seuil, le couvert de glace croît d'abord de façon dynamique par accumulation de frazil sur les berges ainsi que dans le centre du chenal par émergence de la glace de fond autour des blocs protubérants et ensuite par croissance thermique. Dans la mouille, le couvert de glace se forme par un processus mixte. La glace se développe d'abord des berges vers le centre du chenal en suivant une croissance statique et la fermeture du chenal se réalise ensuite par accumulation de glaces flottantes vers l'amont. Les taux de croissance indiquent que le couvert de glace croît selon deux périodes distinctes, rapidement puis ensuite lentement. Ces périodes de croissance ont été mesurées dans la mouille et les deux seuils. Il a été observé que ces périodes de croissance apparaissent et diffèrent à chaque site d'observation malgré la variabilité spatialement et temporellement. La documentation des processus de croissance de la glace a permis d'illustrer la formation du couvert de glace primaire dans le tronçon. Les épaisseurs de glace mesurées révèlent que la valeur médiane est similaire dans un seuil et une mouille, mais qu'il existe une plus grande variabilité de l'épaisseur de glace dans les seuils. La glace la plus épaisse se localise sur un cône glaciaire formé lors d'une coulée de neige liquéfiée survenue dans un tributaire. Cet événement extrême s'est produit lors d'un redoux hivernal caractérisé par une hausse de la température de l'air, combinée à des précipitations liquides historiques. Les données recueillies sur la croissance du couvert ont permis de proposer un modèle de croissance de glace dans le seuil et la mouille à partir du pourcentage de couverture de glace dans le chenal et le pourcentage de jours de croissance.

Chapitre 4

Conclusion générale

La glace de rivière constitue un phénomène dynamique et complexe dont les interactions avec les caractéristiques morphologiques des cours d'eau et les conditions hydrométéorologiques sont multiples. En géomorphologie fluviale, la dynamique glacielle amène des questions fondamentales entourant les processus de formation, les vitesses de croissance du couvert, ainsi que les facteurs influençant sa dynamique et sa morphologie. En fait, une lacune significative en ce qui concerne la glace de rivière est que l'on connaît peu les effets des caractéristiques morphologiques du chenal sur la croissance et l'évolution d'un couvert de glace dans les rivières de moyenne taille. Outre les principaux types de formation du couvert de glace présenté dans la littérature (statique, dynamique, embâcle), il existe peu de données documentant l'évolution spatiale et temporelle de la glace dans un tronçon de rivière. Ainsi, ce mémoire s'est orienté vers la caractérisation des processus et la mesure de la croissance quotidienne de glace dans une dynamique de succession seuil-mouille. Ayant sélectionné initialement deux tronçons d'étude sur la rivière Rimouski, secteurs de Fond d'Ormes et de Ste-Odile, seulement le site de Ste-Odile a été choisi car la mise en place du couvert de glace à Fond d'Ormes s'est réalisée par embâcle.

La méthode utilisée a permis de mettre en lumière les variations des données de croissance de glace et les caractéristiques morphologiques de la couverture glacielle en lien avec les conditions hydrométéorologiques. Le suivi méthodique quotidien a mené à l'acquisition de données inédites sur la croissance du couvert de glace et à des gains de connaissances certains sur la dynamique des glaces dans un tronçon de rivière de 600 m de long et de taille moyenne (50 à 60 m de large) caractérisé par deux seuils et une mouille. Les résultats obtenus révèlent d'abord que la croissance du couvert de glace a débuté au même moment dans les seuils et la mouille. Cette croissance s'est réalisée cependant selon des processus différents dans les deux environnements. Dans les seuils,

la glace a d'abord crû par l'accumulation de particules de frasil autant sur les berges que dans le centre du chenal et ensuite par un processus de croissance thermique. La fermeture du couvert de glace s'est réalisée spatialement et temporellement à des moments différents pour un même seuil. Dans la mouille, le couvert s'est développé des berges vers le centre du chenal principalement par processus thermique. La fermeture du couvert s'est produite en une journée par la progression vers l'amont de glaces flottantes qui se sont accumulés au front du seuil aval. Les taux de croissance cumulés de la glace dans les seuils et la mouille présentent des patrons de croissance similaires. Dans ces deux environnements morphologiquement distincts, la glace a d'abord crû rapidement puis lentement et ce, indépendamment de l'échelle spatio-temporelle des sites d'observations. Les données de croissance ont permis d'établir un modèle simple de croissance du couvert glace dans les seuils et la mouille en utilisant le pourcentage de couverture de glace dans le chenal et le pourcentage de jours de croissance. De plus, les données d'épaisseurs du couvert de glace révèlent que la valeur médiane semblable dans les deux environnements, mais qu'il existe une plus grande variabilité d'épaisseur de glace dans les seuils. La présence de frasil sous le couvert a seulement été observée dans la mouille. Les conditions hydrométéorologiques de l'année d'échantillonnage (2005-2006) ont affecté ponctuellement la croissance du couvert et provoqué l'apparition d'événements glaciels significatifs. Le redoux du mois de janvier accompagné de pluie abondante a perturbé le couvert de glace surtout à proximité des confluences avec les ruisseaux Levasseur et Branche Lévesque. La formation d'un cône glacial provoqué par une coulée de neige liquéfiée dans le ruisseau Levasseur est probablement l'événement ayant le plus modifié la configuration morphologique du couvert de glace de la rivière Rimouski.

Cette recherche contribue non seulement à enrichir les connaissances sur les processus de croissance quotidienne du couvert, mais également à documenter les effets de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la glace. La quantification quotidienne de la croissance de glace en milieu naturel représente une contribution significative pour la géomorphologie fluviale. Dans cette optique, plusieurs questions de recherche subsistent, entre autres celle de la localisation des sources de production de frasil et l'alternance des

périodes d'activation de ces sources en fonction des caractéristiques morphologiques et hydrométéorologiques. De son apparition à sa disparition, le frasil a des implications considérables sur la croissance du couvert de glace dans les environnements fluviaux sous un climat tempéré froid.

Bibliographie

- Ashmore, P.E. (1982). *Laboratory modelling of gravel braided stream morphology*. Earth Surface Processes and Landforms, **7**: 201-225.
- Ashmore, P.E. (1991). *How do gravel-bed rivers braid?* Canadian Journal of Earth Science, **28**: 326-341.
- Ashton, G.D. (1986). *Rivers and Lake Ice Engineering*. Colorado, USA: Water Resources Publications.
- Asvall, R.P. (1971). *Changes in ice conditions in regulated river basins*. The role of snow and ice in hydrology, Banff, Alberta, IAHS AISH, Publication, **107-2**: 1283-1295.
- Beltaos, S. (1995). *River Ice Jams*. Highlands Ranch, Colorado, Water Resources Publications, LLC, 372 pages.
- Beltaos, S. (2004). *Climate impacts on the ice regime of Atlantic river*. Nordic Hydrology, **35-2**: 81-99.
- Beltaos, S. (2007). *Hydro-climatic impacts on the ice cover of the lower Peace River*. Hydrological Processes, Published online in Wiley InterScience.
- Beltaos, S.; Burrell, B.C.; Davar, K.S.; Dublin, J.; Ismail, S.; Lane, R.J. et Prowse, T.D., (1989). *Guide des glaces fluviales au Nouveau-Brunswick*. Environnement Canada, Ministère de l'Environnement et la Direction des eaux intérieures du Nouveau-Brunswick.
- Beltaos, S., Calkins, D.J., Gatto, L.W., Prowse, T.D., Reedyk, S., Scrimgeour, G.J. et Wilkins, S.P. (1993). *Physical effects of river ice*. Dans *Environmental impacts of river ice* (Prowse, T. and Gridley, N., éditeurs). Saskatoon, Canada: National Hydrology Research Institute. Pages 3-74.
- Bergeron, N. et Roy, A.G. (1988). *Les effets d'un embâcle sur la morphologie du lit d'une confluence de cours d'eau*. Géographie Physique et Quaternaire, **42-2**: 191-196.
- Best, H., McNamara, J.P. et Liberty, L. (2005). *Association of Ice and River Channel Morphology Determined Using Ground-penetrating Radar in the Kuparuk River, Alaska*. Arctic, Antarctic and Alpine Research, **37-2**: 157-162.

- Bisaillon, J.-F., Bergeron, N.E. et Caron, F. (2007). *Effect of winter harshness on Atlantic salmon (*Salmo salar* L.) egg to fry (0+) and fry to parr (1+) over-winter mortality*. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Quebec City.
- Bisaillon, J.-F. et Bergeron, N.E. (2008). *Modeling anchor ice presence-absence in gravel bed rivers*. Cold Regions Science and Technology, doi:10.1016/j.coldregions.2008.08.007
- Boehrer, B., Tibke, M. et Suhr, U. (2004). *Frontal progression of a juxtaposed ice cover on the Elbe river*. Journal of Hydrology, **288**: 258-263.
- Boucher, D., Filion, L. et Héту, B. (2003). *Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec)*. Géographie physique et Quaternaire, **57-2-3**: 159-168.
- Boucher, E., Arseneault, D. et Héту, B. (2006). *Late Holocene development of a floodplain along a small meandering stream, northern Québec, Canada*. Geomorphology, **80**: 267-281.
- Daly, S.F. (1994). *Chapter 3: Evolution of Frazil Ice in Natural Water Bodies*. Dans *Report of frazil ice* (Daly, S.F. éditeur), CRREL special report 94-23 International Association for Hydraulic Research, Working group on thermal regimes. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Devik, O. (1964). *Present experience on ice problems connected with the utilization of water power in Norway*. Journal of the International Association of Hydraulic Research. **2-1**: 25-40.
- Dionne, J.C. (1972). *Vocabulaire du glacier / Drift ice terminology*. Centre de recherche forestière des Laurentides, Service des forêts, Environnement Canada, Rapport d'information Q-F-X-34, 47 pages.
- Dionne, J.C. (1976). *Le glacier de la région de la Grande Rivière, Québec subarctique*. La Revue de Géographie de Montréal. vol. XXX, no. 1-2, p.133-153.
- Enders, E.C., Stickler M., Pennell C.J., Cote, D., Alfredsen K. et Scruton, D.A. (2007). *Habitat use of Atlantic salmon parr (*Salmo salar* L.) during winter*. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Quebec City.
- Ettema, R. (2002). *Review of alluvial-channel responses to river ice*. Journal of Cold Regions Engineering, **16**: 191-217.

- Ettema, R., Muste, M., Kruger, A. et Zufelt, J. (1997). *Factors Influencing Ice Conveyance at River Confluences*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 97-34, US Army Corps of Engineers, 37 pages.
- Ettema, R., Muste, M. et Kruger, A. (1999). *Ice Jams in River Confluences*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 99-6, US Army Corps of Engineers, 70 pages.
- Ettema, R. et Daly, S. (2004). *Sediment Transport Under Ice*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, US Army Corps of Engineers, 54 pages.
- Ettema, R. et Zabilansky, L. (2004). *Ice Influences on Channel Stability: Insight from Missouri's Fort Peck Reach*. Journal of Hydraulic Engineering, **130-4**: 279-292.
- Forest, T. (1994). *Chapter 1: Physics of Frazil Ice*. Dans *Report of frazil ice* (Daly, S.F. editor), CRREL special report 94-23) International Association for Hydraulic Research, Working group on thermal regimes. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Hamelin, L.E. (1969). *Le Glaciel de Iakoutie en Sibérie Nordique*. Cahiers de géographie de Québec, **19**: 205-216.
- Hamelin, L.-E. (1979). *The bechevnik: a river bank feature from Siberia*. The Musk Ox, **25**: 70-72.
- Hétu, B. (1994). *Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec*. Paléo-Québec, **22**: 3-48.
- Hétu, B. (1998). *La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-St-Laurent (Québec): indices d'une récurrence glaciaire dans la mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP*. Géographie Physique et Quaternaire, **52-3**: 1-23.
- Hirayama, K., Terada, K., Sato, M., Hirayama, K., Sasmoto, M. et Yamasaki, M. (1997). *Field measurements of anchor ice and frazil ice*. 9th Workshop on river ice, 141-151.
- Hirayama, K., Yamazaki, M. et Shen, H.T. (2002). *Aspect of river ice hydrology in Japan*. Hydrological Processes, **16**: 891-904.
- Hu, X., Pollard, W.H. et Lewis, J.E. (1999). *Energy exchange during river icing formation in a subarctic environment, Yukon Territory*. Géographie physique et Quaternaire, **53-2**: 223-234.
- Kellerhalls, 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.

- Kerr, D.J., Shen, H.T. et Daly, S.F. (2002). *Evolution and hydraulic of anchor ice on gravel bed*. Cold Regions Science and Technology, **35**: 101-114.
- Lal, A.M.W. et Shen, H.T. (1993). *A mathematical model for river ice processes*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, US Army Corps of Engineers, CRREL Report 93-4, 75 pages.
- Larocque S.J., Hétu, B. et Filion, L. (2001). *Geomorphic and dendroecological impacts of slushflows in central Gaspé Peninsula (Québec, Canada)*. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 83 (4), 191-201.
- Laverdière, C. et Guimond, P. (1984). *Le glacier du Caniapiscau du canyon Eaton à l'embouchure*. Société d'Énergie de la Baie James. Direction Ingénierie et Environnement. Rapport de reconnaissance. 30 pages.
- Lawson, D.E., Chacho, E.F., Brockett, B.E., Wuebben, J.L., Collins, C.M., Arcone, S.A. et Delaney, A.J. (1986). *Morphology, hydraulics and sediment transport of an ice-covered river: Field techniques and initial data*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report 86-11.
- Leeder, M.R. (1983). *On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedforms mechanics in channelized flows*. Dans J.D. Collinson; J. Lewin (éditeur): International Association of Sedimentologists Special Publication, **6**: 5-18.
- Michel, B. (1971). *Winter regime of rivers and lakes*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Monograph 3-B1a.
- Michel, B. (1972). *Properties and processes of river and lake ice*. The role of snow and ice in hydrology, Banf, Alberta, IAHS AISH, Publication, **107-1**: 454-481.
- Michel, B. (1984). *Comparison of field data with theories on ice cover progression in large rivers*. Canadian Journal of Civil Engineering, **11**: 798-814.
- Michel, B. et Drouin, M. (1970). *Guide technique sur la formation et l'identification des couverts de glace*. Préparé pour le Ministère des transports, Université Laval.
- Michel B. et Drouin, M. (1981). *Courbes de remous sous les couverts de glace de la Grande Rivière*. Canadian Journal of Civil Engineering, **8-3**: 351-363.
- Morse, B. et Hicks, F. (2005). *Advances in river ice hydrology 1999-2003*. Hydrological Processes, **19**: 247-263.
- Parkinson, F.E. (1984). *Anchor ice effects on water levels*. Workshop on the hydraulics of river ice, 345-370.

- Power, G., Cunjak, R.A., Flannagan, J. et Katopodis, C. (1993). *Chapter 4: Biological effects of river ice*. Dans *Environmental aspects of river ice* (Prowse, T.D. and Gridley, C., éditeurs), Saskatoon: Environnement Canada, National Hydrology Research Institute, 97-119.
- Prowse, T.D. (1994). *Environmental significance of ice to streamflow in cold regions*. *Freshwater Biology*, **32**: 241-259.
- Prowse, T.D. et Gridley, N.C. (éditeurs). (1993). *Environmental Aspects of River Ice*. NHRI Science Report No. 5, National Hydrology Research Institute, Environment Canada: Saskatoon, SK. 155 pages.
- Prowse, T.D. et Culp, J.M. (2003). *Ice breakup: a neglected factor in river ecology*. *Canadian Journal of Civil Engineering*, **30**: 128-144.
- Qu, Y.X. et Doering, J. (2007). *Laboratory study of anchor ice evolution around rocks and on gravel beds*. *Canadian Journal of Civil Engineering*, **34**: 46-55.
- Roy, A.G., Biron, P.M., Buffin-Bélanger, T. et Levasseur, M. (1999). *Combined visual and quantitative techniques in the study of natural turbulent flows*. *Water Resources Research*, **35-3**: 871-877.
- Roy, A.G., Buffin-Bélanger, T., Lamarre, H. et Kirkbride, A.D. (2004). *Size, shape and dynamics of large-scale turbulent flow structures in a gravel-bed river*. *Journal of Fluid Mechanics*, **500**: 1-27.
- Shen, H.T. (2003). *Research on River Ice Processes: Progress and Missing Links*. *Journal of Cold Regions Engineering*, **17-4**: 135-142.
- Shen, H.T. et Wang, D.S. (1995). *Under cover transport and accumulation of frazil granules*. *Journal of Hydraulic Engineering*, **121-2**: 184-195.
- 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.
- Streitz, J.T. et Ettema, R. (2002). *Observation from an aufeis windtunnel*. *Cold Regions Science and Technology*, **34**: 85-96.
- Sui, J., Wang, D. et Karney, B.W. (2000). *Suspended sediment concentration and deformation of riverbed in a frazil jammed reach*. *Canadian Journal of Civil Engineering*, **27**: 1120-1129.
- Sui, J., Hicks, F.E. et Menounos, B. (2006). *Observation of riverbed scour under a developing hanging ice dam*. *Canadian Journal of Civil Engineering*, **33**: 214-218.

- USACE (2002). *Chapter 2: Review of Ice Processes and Properties*. Engineering and Design: U.S. Army Corps of Engineers Engineer Manual 1110-2-1612.
- Valadas, B. (2004). *Géomorphologie dynamique*. Armand Colin, Paris, 192 pages.
- Vuglinsky, V.S. (2002). *Peculiarities of ice events in Russian Arctic rivers*. Hydrological Processes, **16**: 905-913.
- Williams, G.P. (1962). *Two notes relating to frazil ice formation*. Seminar on ice problems in hydraulic structures. International Association of Hydraulic Research. Paper 162.
- Williams, G.P. (1963). *Heat transfer coefficients for natural water surfaces*. International Association of Scientific Hydrology Publication. **62**: 203-212.
- Wolman, M.G., (1954). *A method of sampling coarse river-bed material*. Trans. Am. Geophys. Union, **35**: 951-956.
- Ye, S.Q. et Doering, J. (2004). *Simulation of the supercooling process and frazil evolution in turbulent flows*. Canadian Journal of Civil Engineering, **31**: 915-926.
- Ye, S.Q., Doering, J. et Shen, H.T. (2004). *A laboratory study of frazil evolution in a counter-rotating flume*. Canadian Journal of Civil Engineering, **31**: 899-914.
- Zabilansky, L. J., Ettema, R. J., Wuebben, J. et Yankielun, N. E. (2002). *Survey of river-ice influences on channel bathymetry along the Fort Peck Reach of the Missouri River, winter 1998-1999*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) Rep. 02-14, U.S. Army Corps of Engineers, CRREL, Hanover, N.H.

