







Université du Québec  
à Rimouski

**ANALYSE DE LA STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT À  
UNE CONFLUENCE DE COURS D'EAU EN PRÉSENCE  
D'UN COUVERT DE GLACE**

mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© NANCY MARTEL

MAI 2019



**Composition du jury :**

**Francis Gauthier, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

**Thomas Buffin-Bélanger, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Pascale Biron, codirectrice de recherche, Université Concordia**

**Normand Bergeron, examinateur externe, Institut national de la recherche scientifique**

Dépôt initial le 8 Août 2018

Dépôt final le 8 Mai 2019



UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.





## REMERCIEMENTS

Une maîtrise est une grande aventure intellectuelle permettant des apprentissages académiques et humains. Il y a les moments de motivation, d'enthousiasme, de joie, de découverte et les moments moins faciles de découragement, d'essai, de messages d'erreurs et ce qui fait toujours la différence ce sont les gens qui nous supportent dans les bons et mauvais jours afin d'atteindre le fil d'arrivée dont le chemin était parsemé d'apprentissages.

Je tiens à remercier Thomas Buffin-Bélangier, mon directeur de recherche, qui a cru en moi dès le départ. Tom, tu m'as fait confiance à plusieurs reprises lors de mes moments d'évasions en canot, où tu devais avoir peur que je ne revienne pas. Tu as toujours su me poser les bonnes questions pour m'aider à cheminer dans mon projet. Ton souci du détail, d'esthétisme des figures et des mots justes m'a permis d'aller encore plus loin. Ta passion pour la recherche est contagieuse et alimente mon désir de compréhension des processus. Ton écoute, ta compréhension et ta présence dans les moments plus difficiles ont fait toute la différence dans l'aboutissement de ce projet, merci.

Je veux aussi remercier ma codirectrice Pascale Biron pour son support et sa présence dans mon projet. Ta passion pour les confluences et ton dynamisme alimentait ma motivation. Tes nombreuses propositions d'articles et forum m'ont souvent sortie de ma zone de confort et m'ont permis de cheminer. Ton expertise et tes connaissances ont été grandement appréciées afin de confirmer ou confronter mes résultats. Merci pour ta présence et tes réponses rapides malgré la distance.

Un merci tout particulier va à Sylvio Demers, agent de recherche au laboratoire. Sylvio, d'abord ton expérience sur le terrain en période hivernale a été un atout majeur à la planification de terrain, à la conception du trépied pour l'ADV, mais aussi pour la réalisation du terrain lui-même. Ensuite, merci de m'avoir guidé et supporté dans

l'apprentissage ardu de Matlab, ta présence et ta disponibilité quotidienne m'ont permis d'apprendre de mes erreurs et de comprendre le langage. Merci aussi pour les nombreuses discussions, réflexions, remises en question que nous avons échangées et qui m'ont fait cheminer et me sentir supportée. J'estime avoir eu énormément de chance d'avoir pu bénéficier de ton expérience et de partager ces moments de réflexion avec toi sur un sujet que personne d'autre ne pouvait comprendre. Ta passion et ta curiosité pour la géomorphologie font de toi une personne inestimable. Finalement, merci pour ton amitié et ta présence, sans toi mon chemin aurait été beaucoup plus accidenté et difficile. J'espère sincèrement que nos routes professionnelles se recroiseront.

Un merci particulier va aussi à Jérôme Dubé. Merci, Jérôme, pour ta curiosité, ta passion incroyable pour la géographie et particulièrement pour les processus fluviaux glaciels. Dès le début de mon aventure à l'UQAR, tu as alimenté ma curiosité géomorphologique. Puis, à la maîtrise, nos discussions et ton écoute m'ont permis d'avancer autant intellectuellement que personnellement. J'espère pouvoir, tout comme toi, conserver ma curiosité et mon émerveillement devant les processus qui croiseront mon chemin.

Un projet de recherche glacial nécessite une motivation et un amour du grand air hivernal afin de braver des températures de  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  et les défis logistiques qu'elles engendrent. Un merci tout spécial va à mes nombreuses et nombreux assistants de terrain qui m'ont accompagné dans ces moments de froids, de soleil et surtout de rire et de plaisir. Merci à Constance Ritz, Joelle Voglimacci, Valérie Hallée, Samuel Laroche, Alexandre Théberge, Simon Claveau, Simon Massé, Clément Besnard, Maxime Boivin, Geneviève Allard, Johan Bérubé, Taylor Olsen, Marc-Oliver Crevier, Frédérique Dumont, Olivier Boudreault et Maxime Maltais pour tous ces moments de collectes de données sur le terrain, parfois rémunérées, mais principalement bénévoles. Merci à Constance Ritz et Samuel Laroche pour leur dévouement à porter main forte pendant toute la durée du terrain à l'hiver 2015. Merci à tous de m'avoir donné de votre temps et pour ces souvenirs inoubliables, ainsi que votre amitié.

Merci à mes colocataires et amis ; Constance Ritz, Joelle Voglimacci, Valérie Hallée et Frédérique Dumont de m'avoir supportée et épaulée dans mon projet et dans les épreuves que j'ai traversées. Votre présence, votre écoute et votre amitié ont été significatives importantes et ont rendu mes journées difficiles meilleures.

Merci à Gérard Michaud pour le pilotage du drone et les magnifiques photos et vidéos prises par des mains de maître. Merci à Maude et Claude-André pour les données de débits et de niveaux d'eau réalisés durant le projet Paces me permettant d'avoir une courbe de tarage sur 4 ans.

Merci à Urs Neumeier de l'ISMER pour le prêt de l'ADCP *Aquadopp Profiler Sidelooking* de Nortek utilisé sur le terrain à l'hiver 2015. Merci aussi au département de biologie pour la location d'une motoneige ayant permis le transport des instruments, nous évitant le transport en raquette de lourds instruments.

Un merci spécial va à Rolland Normand pour l'accès à son terrain tout au long du projet, que ce soit à pied, en camion, en motoneige ou en raquette, il nous accueillait toujours à bras ouverts. Merci d'avoir réchauffé des instruments dans ta maison et d'avoir remplacé le poteau du capteur de pression atmosphérique après une tempête.

Finalement, merci au Conseil de recherche en science naturelle et génie du Canada (CRSNG) pour le support financier tout au long du projet sans lequel ce projet n'aurait pas été possible.

## RÉSUMÉ

Les confluences de cours d'eau ont une structure de l'écoulement dynamique et complexe caractérisée par la présence d'un plan de mélange. Lorsqu'il s'agit d'une confluence d'environnement froid, les processus glaciels et la présence du couvert de glace augmentent le nombre d'interactions entre les composantes de la dynamique fluviale. Les interactions entre la structure de l'écoulement d'une confluence, sa morphologie et la présence d'un couvert de glace sont peu documentées, constituant une lacune significative dans la littérature actuelle. Afin de combler une partie de ces lacunes, ce mémoire vise à analyser la dynamique de l'écoulement à une confluence de cours d'eau soumise à une dynamique glacielle.

La confluence des rivières Mitis et Neigette est située à Saint-Angèle-de-Mérici dans le Bas-Saint-Laurent au Québec. La confluence est discordante, asymétrique, de taille moyenne (50 m de large) avec un angle de  $55^\circ$ . Par contre, la discordance de la confluence diffère des cas classiques par un tributaire plus profonds que le chenal principal avec une moyenne de 0,94 m pour la rivière Neigette et une profondeur de 0,23 m pour la rivière Mitis.

L'analyse de l'évolution du couvert de glace a été réalisée grâce aux suivis photographiques, à l'aide de caméras de chasse et au traitement des données hydroclimatiques. Le comportement du plan de mélange en période estivale a été caractérisé grâce à l'acquisition de photo et vidéo à partir d'un drone. Le cœur du projet repose sur une campagne de terrain hivernal qui s'est déroulée du 26 février au 5 mars 2015 permettant l'échantillonnage de profils de vitesses tridimensionnels. La présence du couvert de glace, en hiver, a permis la réalisation de profils de vitesse à l'aide d'un Velocimètre à effet Doppler (ADV) et à l'aide d'un Profileur acoustique à effet Doppler (ADCP).

Le traitement des photos verticales du drone montre une augmentation plus rapide de la largeur du plan de mélange et une largeur plus importante à 100 mètres de l'apex lorsque le ratio de débit ( $Q_r$ ) augmente. La position centrale du plan de mélange se déplace vers le chenal principal lorsque le  $Q_r$  se rapproche de 1. Alors que plus le  $Q_r$  diminue, plus elle se déplace vers le chenal du tributaire.

L'analyse des séries photographiques révèle une mise en place du couvert de glace primaire mixte pour les deux années, cependant les processus diffèrent selon les zones d'écoulement. La fermeture du couvert de glace s'est faite de la même manière par la formation d'un front glacielle et la congestion des glaces flottantes en provenance de l'amont. Le plan de mélange et l'amont de la rivière Mitis sont les deux zones les plus dynamiques

et ils se sont fermés en dernier pour les deux années étudiées. La cartographie du couvert de glace illustre que le plan de mélange est également une des zones les plus minces du couvert de glace en terme d'épaisseur totale. La débâcle de la confluence a été similaire pour les deux années étudiées, soit par un affaiblissement thermique, une hausse du niveau d'eau et une débâcle mécanique débutant par l'ouverture du plan de mélange.

L'analyse des séries temporelles de vitesses révèle la présence d'une deuxième couche limite turbulente. La forme parabolique des profils de vitesses longitudinales varie en fonction de la rugosité du couvert de glace. Les mesures acquises le long du plan de mélange ont permis la réalisation d'un schéma conceptuel novateur du comportement des structures turbulentes en présence d'un couvert de glace. Les analyses montrent une grande cohérence de la vitesse latérale au centre de la colonne d'eau traduisant une manifestation évidente des grandes structures de type Kelvin-Helmholtz.

Les conclusions de ce projet de recherche contribuent à l'enrichissement des connaissances sur l'effet de la structure de l'écoulement sur les processus glaciels aux confluences de cours d'eau. Elles ont également permis de documenter de manière inédite l'effet du couvert de glace sur les structures turbulentes latérales du plan de mélange.

Mots clés : Confluence, couvert de glace, plan de mélange, structure d'écoulement, structure turbulente.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	vii
RÉSUMÉ .....	x
TABLE DES MATIÈRES .....	xii
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
LISTE DES FIGURES .....	xvi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxiii
LISTE DES SYMBOLES.....	xxiv
INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	1
1. État des connaissances .....	5
1.1 STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT ET STRUCTURES TURBULENTES .....	5
1.1.1 Couche limite turbulente.....	6
1.1.2. Structures turbulentes.....	7
1.1.3. Interaction entre les structures .....	10
1.1.4. Influence de la morphologie sur les structures turbulentes.....	11
1.2 STRUCTURE D'ÉCOULEMENT AUX CONFLUENCES.....	14
1.2.1 Caractéristiques morphologiques des confluences influençant la structure d'écoulement.....	14
1.2.2 Les patrons spatiaux de l'écoulement .....	17
1.2.3 Les variations spatiotemporelles des structures turbulentes .....	22
1.3 La glace fluviale.....	28
1.3.1 Processus de changement de phase liquide vers solide.....	28
1.3.2 Type de glace .....	30

1.3.3	Mise en place du couvert .....	33
1.3.4	Épaississement du couvert de glace .....	36
1.3.5	Débâcle .....	39
1.4	STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT SOUS LA GLACE .....	41
1.4.1	Analyse spatiale de l'écoulement sous glacial .....	41
1.4.2	Analyse spatio-temporelle de l'écoulement sous glacial .....	46
2	Problématique, objectifs et site d'étude .....	50
2.1	PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS .....	50
2.2	SITE D'ÉTUDE .....	52
3	Méthodologie .....	56
3.1	COLLECTE DE DONNÉES SUR LE TERRAIN .....	57
3.1.1	Campagne de terrain hivernale .....	61
3.1.2	Campagne de terrain estivale .....	66
3.2	TRAITEMENT DE DONNÉES .....	68
3.2.1	Caractérisation de la dynamique du plan de mélange .....	68
3.2.2	Documentation de la dynamique glacielle .....	72
3.2.3	La quantification du champ de vitesse .....	73
4	Résultats et interprétations .....	84
4.1	CARACTÉRISATION DU DÉPLACEMENT DU PLAN DE MÉLANGE .....	84
4.2	ÉVOLUTION DU COUVERT DE GLACE .....	90
4.2.1	Mise en place du couvert de glace .....	90
4.2.2	Épaisseur du couvert de glace .....	100
4.2.3	Débâcle du couvert de glace .....	102
4.3	QUANTIFICATION DE LA STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT .....	107
4.3.1	La structure de l'écoulement .....	107
4.3.2	Les structures turbulentes de l'écoulement .....	109
5	Discussion .....	125

5.1	STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT À LA CONFLUENCE .....	125
5.2	GLACE ET CONDITION HYDROMÉTÉOROLOGIQUE .....	131
5.3	GLACE ET STRUCTURE TURBULENTE DE L'ÉCOULEMENT D'UNE CONFLUENCE .....	133
5.3.1	Effet de la structure de l'écoulement sur la formation, l'évolution et la dislocation du couvert de glace .....	133
5.3.2	Effet du couvert de glace sur la structure de l'écoulement .....	135
5.3.3	Effet du couvert de glace sur les structures turbulentes .....	137
	CONCLUSION GÉNÉRALE .....	140
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	144



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Coefficients empiriques pour l'utilisation de l'équation de <i>Stefan</i> (Dubé, 2009 ; USACE, 2002 adapté de Michel, 1971) .....	37
Tableau 2: Comparaison des conditions climatiques des hivers 2015 et 2016.....	53
Tableau 3 : Informations sur les vols de drone .....	71
Tableau 4 : Cellules mesurées à l'aide de l'ADCP et celles retenues suite à la validation visuelle .....	76
Tableau 5 : Angle de rotation appliqué sur les 11 échantillonnages de l'ADV.....	79
Tableau 6 : Nombre de cellules de l'ADV échantillonnées et retenues suite à la validation.....	80
Tableau 7 : Comparaison de la débâcle glacielle des printemps 2015 et 2016.....	106

## LISTE DES FIGURES

Figure 1: Le cristal d'Allard (Allard, 2010).....	3
Figure 2 : Les parties de la couche limite turbulente dans des environnements hydrauliquement lisses et rugueux (Dyer, 1986).....	6
Figure 3: Représentation des structures d'éjection-incursion (Buffin-Bélanger et <i>al.</i> , 2000) .....	8
Figure 4: Représentation des structures d'échappements (Buffin-Bélanger et <i>al.</i> , 2000).....	8
Figure 5: Représentation des structures à grandes échelles (Buffin-Bélanger et <i>al.</i> , 2000) .....	9
Figure 6 : Représentation de l'intensité turbulente des vitesses longitudinales moyennes (ligne noire) avec sa marge de 20%(ligne pointillée). Les différents profils transversaux (de 1 à 7) sont représentés par les points aux formes géométriques variées (Sudokolov, 2012) .....	12
Figure 7: Représentation de la structure de l'écoulement dans une boucle de méandre. Les vecteurs représentent les vitesses latérale et verticale, alors que le gradient de couleur représente les vitesses longitudinales. Les cellules hélicoïdales ont été tracées en noire sur les vecteurs (Engel et Rhoads, 2016) .....	13
Figure 8 : Modèle conceptuel de l'écoulement et de la turbulence dans une mouille rectiligne (McVicar et <i>al.</i> , 2012).....	14
Figure 9 : Schéma conceptuel des deux types de configuration des confluences (Best, 1986) .....	15
Figure 10 : Schéma conceptuel des deux types de lits des confluences (concordante et discordante) (modifiée de Biron et <i>al.</i> , 2004) .....	15
Figure 11 : Modèle conceptuel de l'écoulement à une confluence de cours d'eau asymétrique (modifiée de Best, 1987) .....	16

Figure 12 : Schéma conceptuel du transport sédimentaire (b) et de l'écoulement d'une confluence symétrique (Best, 1986) .....	17
Figure 13 : Patrons spatiaux de l'écoulement en aval de la jonction a) pour une confluence concordante, b) pour une confluence discordante avec une marche de 90° et c) avec une marche de 45° permettant d'observer les résurgences des confluences discordantes (Biron et <i>al.</i> , 1996).....	19
Figure 14 : Patrons spatiaux des vitesses longitudinales à deux confluences sur la rivière Wabash (Konsoer et Rhoads, 2014).....	20
Figure 15 : Schéma conceptuel de la position du plan de mélange (en pointillée) lorsque le $Mr$ est inférieur à 1 (A) et supérieur à 1 (B). La trame de couleur présente indique la température de l'eau (bleu étant sous 0°C et rouge au-dessus de 0°C) (Riley et <i>al.</i> , 2014).....	20
Figure 16 : Modèle conceptuel du patron de l'écoulement secondaire à une confluence (modifiée de Robert, 2003).....	21
Figure 17 : Profils de vitesse verticaux et longitudinaux (1) et verticaux (2) dans une confluence a) concordante et b) discordante. Les profils sont réalisés dans le plan de mélange à trois hauteurs au-dessus du lit; 0,06 cm, 0,38 cm et 0,81 cm (Biron et <i>al.</i> , 1996).....	23
Figure 18 : Distribution spatiale des RMS des vitesses longitudinales ( $u$ ) et verticales ( $w$ ) de surface à la confluence Bayonne-Berthier (sud du Québec) avec un $Mr$ de 2,02 (Biron et <i>al.</i> , 1993).....	24
Figure 19 : Séries temporelles des vitesses longitudinales ( $u$ ) et verticales ( $w$ ) à la confluence Bayonne-Berthier (modifiée de Biron et <i>al.</i> , 1993).....	25
Figure 20 : Analyse spectrale des vitesses longitudinales à l'intérieur et à l'extérieur du plan de mélange (Biron et <i>al.</i> , 1993).....	26
Figure 21 : Modèles conceptuels des différentes zones d'écoulement, des cellules hélicoïdales et des formes du lit présent à une confluence en fonction d'un $Mr$ plus petit que 1 (A) et plus grand que 1 (B) (Riley et <i>al.</i> , 2015).....	27
Figure 22 : Modèle conceptuel des interactions régissant les types de glace et leurs processus de mise en place (Turcotte et Morse, 2013).....	29

Figure 23: Glace thermique et glace de rive (photo : Dubé, 2013 et Hicks, 2013) .....	31
Figure 24: Évolution du frazil en rivière de l'accumulation floconneuse (1), la slush de frazil (2), les plaquettes (3), assiettes (4), plaque et radeau (5), glace de fond (6) et barrage suspendu (7) (Adapté de Dubé et al., 2015 et photos de Dubé, 2013).....	33
Figure 25: Les trois types de mise en place d'un couvert de glace flottant (photo : Dubé, 2013).....	35
Figure 26: Différents scénarios de résistance du couvert de glace à une pression hydraulique créant un couvert de glace confiné (Turcotte et Morse, 2013). .....	36
Figure 27: Les types de débâcles en rivière et un embâcle créé par une rupture mécanique du couvert (photo de Dubé, 2013) .....	40
Figure 28 : Profils de vitesses moyennes en écoulement libre de glace, sous un couvert de glace lisse et un couvert de glace rugueux (Modifiée de Crance et Frothingham, 2008).....	42
Figure 29: En haut : profil de vitesse, en bas : stress de Reynolds (longitudinal-vertical). P0 en eau libre de glace et P1 à P4 transect avec couvert de glace (Demers et al., 2013) .....	43
Figure 30 : Distribution du Stress de Reynolds en fonction de la profondeur; a) $-u'w'/U_*^2$ b) $-u'v'/U_*^2$ c) $-v'w'/U_*^2$ (Sukhodolov et al., 1999) .....	44
Figure 31: Patrons spatiaux de l'écoulement latéral dans une boucle de méandre a) en eau libre de glace, b) avec la présence d'un couvert de glace (Ettema et Daly, 2004).....	45
Figure 32 : Distribution du stress de Reynolds des vitesses latérales (modifié d'Urroz et Ettema, 1994).....	45
Figure 33 : Patrons spatiaux des écoulements secondaires (flèches) et des vitesses longitudinales (couleurs) dans une boucle de méandre en présence d'un couvert de glace (Demers et al., 2011) .....	46
Figure 34: Signal turbulent des structures d'éjections-incursions (Sukhodolov et al., 1999) .....	48
Figure 35: Autocorrélation locale des vitesses $U$ avec l'algorithme de détection des cohérences spatiales. Les données d'autocorrélation inférieures et supérieures à la moyenne sont présentées sous forme de cellules blanches et noires tandis que les	

cellules grises représentent l'absence d'autocorrélation. Sur la droite de chaque profil, un diagramme de fréquence illustre la fréquence des autocorrélations (P0 est un profil en eau libre et P1 à P4 sous couvert de glace) (Demers et <i>al.</i> , 2013).....	49
Figure 36 : Cartes de localisation des bassins versants des rivières Mitis et Neigette (A), de la confluence des rivières Mitis et Neigette dans leurs plaines alluviales d'après l'imagerie Lidar de 2015 (B) et la confluence de ces deux rivières en saison estivale (C).....	54
Figure 37 : Bathymétrie du lit de la confluence en valeurs d'altitudes. ....	55
Figure 38 : Organigrammes des volets méthodologiques en été et en hiver .....	56
Figure 39 : Représentation des sections transversales échantillonnées (A) à l'hiver 2015 et (B) à l'été 2015 .....	57
Figure 40 : Collecte de données sur le terrain : A) Caméra Reconyx; b) Drone ; c et d) Mesure de débit.....	59
Figure 41 : Localisation des capteurs de pression (Hobo).....	60
Figure 42 : Campagne de terrain hivernale : A-B-C) caractérisation glacielle; D) ADV; E) ADCP .....	61
Figure 43: Représentation des modes d'acquisition de l'ADV (A) et de l'ADCP (B) (Tilston et Biron, 2006).....	62
Figure 44: Schéma des profondeurs d'acquisition des profils de vitesses avec l'ADV.....	63
Figure 45 : Représentation des mesures de vitesses réalisées avec l'ADV et l'ADCP ainsi que la localisation des zones de glace mince et de l'accumulation dense de frazil sous le couvert de glace au début mars 2015.....	64
Figure 46: Cartographie des passages d'animaux sur le couvert de glace des hivers (A) 2014-2015 et (B) 2015-2016 .....	66
Figure 47: Campagne de terrain estivale : A) River Surveyor M9; B) Granulométrie; C et D) Topographie du lit à la station totale Leica.....	67
Figure 48 : Comparaison entre les valeurs mesurées (bleu) et estimées (mauve) de la courbe de tarage des trois stations de jaugeage .....	69

Figure 49 : Représentation des polygones pour chaque rivière (en rose la Mitis et en bleu la Neigette) et de la superposition des 30 polygones en mauve au centre permettant la visualisation du plan de mélange .....	71
Figure 50 : Représentation de l'angle de $5,1^\circ$ entre le sens de l'écoulement et le nord .....	74
Figure 51 : Comparaison des profils de vitesses moyennes longitudinale (A) et latérale (B) de l'ADV (bleu) et de l'ADCP (rouge).....	77
Figure 52 : Séries temporelles des vitesses longitudinales de T5-ADV à 0,75 m du couvert de glace avant l'application du filtre en gris et après l'application du filtre en mauve.....	79
Figure 53 : Autocorrélation à 1,04 m de profondeur sous la glace, soit environ au centre de l'écoulement .....	80
Figure 54 : Positionnement des vols du drone en fonction des hydrogrammes des rivières Mitis et Neigette.....	85
Figure 55 : Localisation et étendue du plan de mélange pour les cinq vols du drone ayant un $Q_r$ différents.....	86
Figure 56 : Largeur (m) du plan de mélange pour chaque $Q_r$ de l'apex de la confluence (0 m) à 90 m en aval de l'apex .....	88
Figure 57 : Position du plan de mélange pour chaque $Q_r$ .....	89
Figure 58 : Croissance glacielle H-2014-2015 .....	91
Figure 59: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive droite montrant l'arrivé de la rivière Neigette dans la rivière Mitis, hiver 2014-2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien.....	92
Figure 60: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive gauche à la jonction de la rivière Niegette dans la rivière Mitis, hiver 2014-2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien.....	92
Figure 61: Croissance glacielle 2015-2016.....	94
Figure 62: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive droite, hiver 2015-2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien .....	94

Figure 63 : Cartographie des processus de formation du couvert de glace primaire des hivers A) 2014-2015 et B) 2015-2016.....	97
Figure 64 : Comparaison de la séquence de mise en place du couvert de glace et des processus glaciels des hivers 2014-2015 et 2015-2016.....	98
Figure 65 : Comparaison des dates et DJGA de la fermeture par zones d'écoulement.....	98
Figure 66 : DJGA de 2014-2015 et 2015-2016 en fonction des données historiques de 1944 à 2016, Station météo d'Environnement Canada de Mont-Joli. En bleu, l'année 2014-2015, en rouge l'année 2015-2016 et en noir la médiane historique.....	99
Figure 67: Cartographie de l'épaisseur du couvert de glace, 2 mars 2015.....	101
Figure 68: Épaisseur du couvert de glace par zones d'écoulement (1) Mitis aval, (2) Neigette aval et (3) Plan de mélange le 2 mars 2015.....	102
Figure 69: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive droite, printemps 2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien ...	103
Figure 70: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive gauche, printemps 2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien ...	104
Figure 71: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive droite, printemps 2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien ...	104
Figure 72: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive gauche, printemps 2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien ...	105
Figure 73 : Représentation des vitesses moyennes longitudinales pour les quatre sections transversales à l'étude en fonction de leurs positions géographique et de leurs altitudes (m). L'écoulement de la rivière Mitis est à droite et la rivière Neigette est à gauche .....	108
Figure 74 : Profils des vitesses moyennes d'acquisition de 20 minutes longitudinales (U), verticales (W) et latérales (V) pour A) T1L et B) T1aL .....	111
Figure 75 : Profils des vitesses moyennes (a) longitudinales (b) verticales (c) latérales des profils d'acquisition de 2 minutes .....	112
Figure 76 : Profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) des profils d'acquisition de deux minutes .....	113

Figure 77 : Profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) des profils d'acquisition de 20 minutes .....	113
Figure 78: Profils des « <i>integral time scale</i> » (ITS) des vitesses (a) longitudinales (U), (b) verticales (V), (c) latérales (W) des acquisitions de deux minutes .....	115
Figure 79: Autocorrélation et ITS à T5 près de la glace, au centre de la colonne d'eau et près du lit selon les trois composantes de l'écoulement .....	116
Figure 80 : Profils des IIS des vitesses longitudinales (U) des acquisitions de deux minutes .....	117
Figure 81 : Autocorrélation des vitesses longitudinales (noir), latérales (rose) et verticales (bleu) de T5 à (a) 0,74 m (b) 0,84 m et (c) 0,94 m de profondeur (au centre de la colonne d'eau) montrant que la taille des structures latérales est supérieure à celles longitudinales .....	118
Figure 82: Séries temporelles des vitesses longitudinales (gris), latérales (bleu) à T5 à 0,94 m de profondeur .....	120
Figure 83 : Imagerie prise par le drone le 7 aout 2015 montrant la taille de deux structures turbulentes latérales .....	121
Figure 84 : Analyse spectrale des acquisitions de 20 minutes à T1 pour les vitesses longitudinales (U), verticales (W), latérales (V) aux profondeurs de 0,62, 0,86, 1,10, 1,34 et 1,58 m en partant du couvert de glace .....	123
Figure 85 : Analyse spectrale des acquisitions de 20 minutes à T1a pour les vitesses longitudinales (U), verticales (W), latérales (V) aux profondeurs de 0,60, 0,79, 0,98, 1,17 et 1,36 m en partant du couvert de glace .....	124
Figure 86 : Schéma conceptuel des zones d'écoulement présentes à la confluence Mitis-Neigette .....	127
Figure 87 : Emplacement des microtopographies de surface présentes à la confluence en relation avec la topographie du lit .....	130
Figure 88 : Rugosité sous glacielle des profils T1-a et T7 .....	136
Figure 89 : Schéma conceptuel des structures tridimensionnelles de l'écoulement sans et avec couvert de glace .....	139



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

<b>ADCP</b>	Profileur de courant acoustique à effet doppler.
<b>ADV</b>	Vélocimètre acoustique à effet doppler.
<b>DGPS</b>	<i>Differential Global Positioning System.</i>
<b>DJGA</b>	Degrés jours de gel accumulés.
<b>ILS</b>	<i>Integral Length Scale.</i>
<b>ITS</b>	<i>Integral Time Scale.</i>
<b>JJ</b>	Jour Julien.
<b>RMS</b>	Écart moyen à la moyenne.
<b>TKE</b>	Énergie cinétique turbulente.

## LISTE DES SYMBOLES

$\langle U' ^2 \rangle$	Moyenne des fluctuations des vitesses longitudinales instantanées au carré.
$\langle V' ^2 \rangle$	Moyenne des fluctuations des vitesses latérales instantanées au carré.
$\langle W' ^2 \rangle$	Moyenne des fluctuations des vitesses verticales instantanées au carré.
$D_{50}$	Médiane de la taille granulométrique des graviers et galets.
$M_r$	Rapport de quantité de mouvement.
$n$	Nombre d'objets
$Q_1$	Débit de la rivière principale.
$Q_2$	Débit du tributaire.
$Q_r$	Rapport de débit.
$U$	Vitesses dans la composante longitudinale (m/s).
$U_i$	Vitesses instantanées dans la composante longitudinale (m/s).
$U_r$	Vitesses post-rotation dans la composante longitudinale (m/s).
$V$	Vitesses dans la composante latérale (m/s).
$V_i$	Vitesses instantanées dans la composante latérale (m/s).
$V_{max}$	Vitesses maximums.
$V_r$	Vitesses post-rotation dans la composante latérale (m/s).
$W$	Vitesses dans la composante verticale (m/s).

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Une confluence constitue le lieu de rencontre entre deux cours d'eau conditionnés par les caractéristiques propres aux deux bassins versants drainés et, plus particulièrement, à leur physiographie, leur utilisation du sol et leur hydrologie. Il en résulte deux cours d'eau dont les régimes des débits, les apports en sédiments, les régimes thermiques et les organismes aquatiques, entre autres, peuvent être très contrastés. Lorsqu'ils se rencontrent, leurs débits s'additionnent, le processus d'affinage sédimentaire est perturbé et les caractéristiques physico-chimiques et géochimiques de l'eau se mélangent. Les changements dans le transport sédimentaire, dans la réponse hydrologique et dans la structure de l'écoulement provoquent généralement des changements dans la morphologie du lit de la rivière principale en aval de la confluence, mais aussi, et plus particulièrement, à la rencontre entre les deux cours d'eau. La confluence étant le lieu de mélange des eaux entre deux rivières, elle constitue un intérêt important dans plusieurs disciplines. En écologie pour l'apport en biodiversité qu'elle permet, en science géochimique pour l'impact des polluants pouvant être propagés rapidement, en génie et en ingénierie pour la planification d'aménagement d'infrastructure en périphérie ou en mécanique des fluides pour une compréhension fondamentale du comportement de l'écoulement. En géomorphologie, l'intérêt est davantage porté sur les interactions entre les composantes de la dynamique fluviale, soit la morphologie du lit, la structure de l'écoulement et le transport des sédiments. Plusieurs recherches sur le sujet ont été réalisées en chenal expérimental ou en milieu naturel en saison estivale, mais, très peu en saison hivernale. Ce projet de recherche s'intéresse aux structures de l'écoulement à une confluence de cours d'eau dans un environnement froid où sévissent des couverts de glace et des processus glaciels.

Le mélange de l'eau des deux cours est complexe et renvoi à une structure d'écoulement tout aussi complexe. Les structures d'écoulement à la confluence de cours

d'eau sont un sujet bien documenté depuis la dernière décennie. Les structures de l'écoulement dépendent de l'angle de jonction des deux rivières, du type de lit (discordant ou concordant) et du rapport de débit. La jonction des deux rivières engendre une accélération de l'écoulement en aval de la jonction et la formation d'un plan de mélange. Ce dernier est la zone la plus turbulente caractérisée par la présence alternée de poches de fluide provenant des deux écoulements. Ces poches de fluide s'échappent vers l'aval créant des vortex d'échappement sous forme d'instabilités de Kelvin-Helmholtz. La discordance des lits provoque des résurgences pouvant modifier l'étendue spatiale du plan de mélange. Le débit de la rivière principale (Q1) s'additionne au débit du tributaire (Q2) formant un nouveau débit (Q3) en aval du plan de mélange. Malgré les nombreuses études sur les confluences, très peu portent sur les interactions entre la dynamique fluviale des confluences et les processus glaciels et les couverts de glace présents dans les environnements froids.

La glace en rivière modifie la dynamique fluviale. Le cristal de Allard (2010) (Figure 1) s'inspire de la trinité de Leeder (Leeder, 1983) pour suggérer les interrelations potentielles entre la structure de l'écoulement, la forme du lit, le transport des sédiments, les processus de cristallisation, le transport de la glace et la formation des formes de glace. De nombreux travaux de recherche portant sur la glace fluviale ont permis de connaître les types de glace et les processus de mise en place et de débâcles de la glace dans les tronçons individuels de cours d'eau de tailles variables. Cependant, les connaissances sur la dynamique glacielle aux confluences de cours d'eau sont limitées.

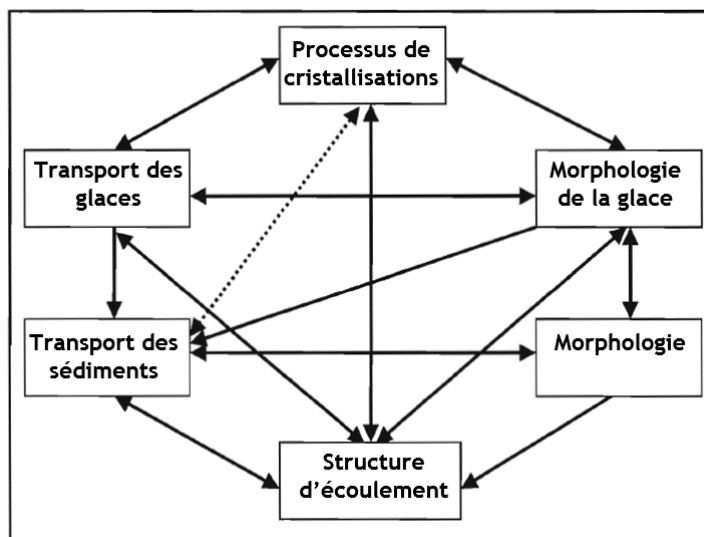


Figure 1: Le cristal d'Allard (Allard, 2010)

Pour ce qui est de la structure des écoulements, les échanges thermiques et la présence de fraïl permettent l'apparition d'une rugosité sous glaciaire du couvert. Cette rugosité engendre une seconde couche limite turbulente changeant l'aspect des profils de vitesse prenant alors une forme parabolique plus ou moins prononcée. Les impacts de cette deuxième couche limite sur les échanges turbulents et sur les patrons spatiaux des écoulements sont toutefois peu documentés (Demers et *al.*, 2011).

Ce projet de recherche porte sur l'analyse de la structure de l'écoulement à la confluence des rivières Mitis et Neigette où se forme un couvert de glace pendant plusieurs semaines. Plus spécifiquement, le projet vise à caractériser la dynamique du plan de mélange en écoulement libre de glace, à décrire l'évolution du couvert de glace à la confluence et à quantifier le champ de vitesses en présence d'un couvert de glace.

Le présent mémoire comporte 5 chapitres. Le chapitre (1) présente l'état des connaissances nécessaires à la compréhension des méthodologies et des interrelations développées dans ce mémoire incluant les connaissances actuelles sur les structures turbulentes, la structure de l'écoulement aux confluences de cours d'eau, les connaissances sur la dynamique glaciaire et les connaissances sur l'effet d'un couvert de glace sur la

structure de l'écoulement. Le chapitre (2) décrit la problématique de recherche et expose les objectifs du projet. Il comprend aussi la description du site d'étude. Le chapitre (3) porte sur les méthodologies utilisées lors des campagnes de terrain, ainsi que l'analyse des données. Le chapitre (4) présente les résultats et leurs interprétations. Le chapitre (5) discute des interactions entre la structure de l'écoulement et la morphologie de la confluence, entre les conditions météorologiques et la glace, entre la glace et la structure de l'écoulement, entre la structure de l'écoulement et la glace et entre les structures turbulentes de l'écoulement et la glace par rapport à la littérature existante. Le mémoire se termine sur les apports des résultats et conclusions obtenus par rapport à la documentation existante sur les confluences où se forment des couverts de glace.

## 1.

### ÉTAT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre comprend quatre sous-sections et dresse un portrait de l'ensemble des connaissances nécessaires à la compréhension des interrelations entre la structure de l'écoulement, les structures turbulentes de l'écoulement d'une confluence et la dynamique glacielle. Tout d'abord, un portrait des connaissances existantes sur la structure de l'écoulement et les différentes structures turbulentes est dressé. Ensuite, la structure de l'écoulement et les structures turbulentes de l'écoulement aux confluences de cours d'eau en condition libre de glace sont décrites. Puis, les types de glace, les processus de mise en place de la glace, son évolution et son démantèlement sont élaborés. Finalement, un résumé des connaissances actuelles sur la structure d'écoulement sous glacielle est proposé.

#### 1.1 STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT ET STRUCTURES TURBULENTES

La structure d'écoulement peut être quantifiée spatialement et spatiotemporellement. La quantification du champ tridimensionnel des vitesses moyennes alimente des patrons spatiaux et des modèles conceptuels du comportement de l'écoulement. La quantification de l'intensité turbulente et des variations spatiotemporelles de l'écoulement moyen en fonction des changements hydrauliques permet quant à elle de quantifier spatiotemporellement les structures turbulentes de l'écoulement (De Serre et *al.*, 1999).

### 1.1.1 Couche limite turbulente

La couche limite turbulente est la portion d'un fluide en mouvement affecté par la friction provoquée par la surface sur laquelle il s'écoule. L'érosion, le transport des sédiments et certaines structures turbulentes prennent naissance dans cette couche limite. Dans un environnement hydrauliquement lisse, la couche limite turbulente est constituée de trois sous-parties, soit (1) la sous-couche visqueuse (2) la zone tampon et (3) la zone supérieure ou couche logarithmique. La sous-couche visqueuse est la portion laminaire de l'écoulement près du lit où les vitesses sont de très faibles à nulles. La zone tampon est celle de transition entre un écoulement laminaire à turbulent. Puis, la zone supérieure est celle où la turbulence domine et que les vitesses augmentent en suivant un modèle théorique logarithmique (Figure 2). Lorsque le lit comporte une rugosité, seule la troisième zone subsiste (Figure 2-B). La couche limite se distingue du reste de la colonne d'eau par ses changements de vitesse. La limite supérieure de la couche limite se distingue par la stabilisation des vitesses sur un profil vertical. Cependant, il est possible en milieu naturel que la couche limite occupe toute la colonne d'eau (Dyer, 1986 ; Charlton, 2008).

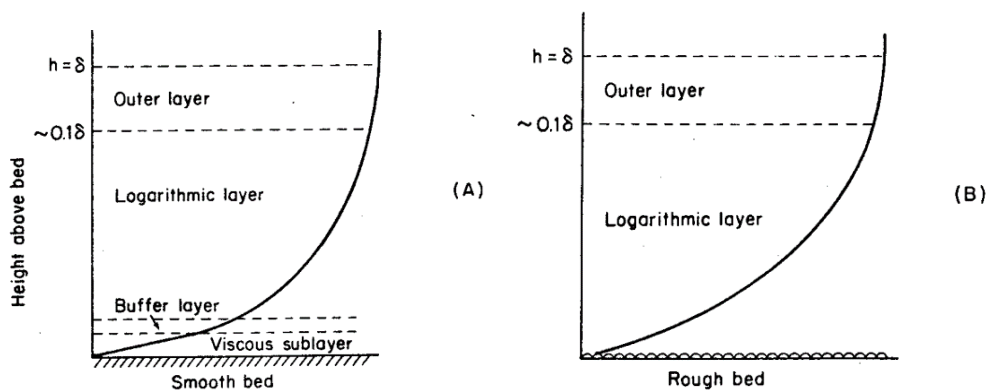


Figure 2 : Les parties de la couche limite turbulente dans des environnements hydrauliquement lisses et rugueux (Dyer, 1986)



### 1.1.2. Structures turbulentes

Plusieurs types de structure turbulente cohérente ont été décrits dans l'écoulement des cours d'eau. Selon, Yalin (1992), une structure turbulente cohérente a un déplacement spatial organisé. Elle est constituée de portion de fluide ayant des mouvements de rotation spécifiques et des vitesses similaires spatialement. Ces structures ont un cycle de vie, elles naissent, se développent et meurent en redistribuant leurs énergies aux tourbillons plus petits de l'écoulement (Chaput-Desrochers, 2013).

Les structures d'éjection se retrouvent principalement dans un environnement de lit lisse. Elles proviennent de la sous-couche visqueuse de la couche limite où se développent des trainées longitudinales d'où s'échappe une partie de fluide vers la couche supérieure de la couche limite. Ces structures sont caractérisées par de faibles vitesses s'échappant vers la surface. Elles évoluent en forme de vortex en fers à cheval dans la partie supérieure de la couche limite jusqu'à fusionner ou disparaître. La plupart du temps, elles sont suivies d'incursion. Ces dernières sont caractérisées par des arrivées de portion de fluide à forte vitesse en provenance de la zone supérieure de la couche limite vers le lit (Figure 3). Les structures d'éjection et d'incursions forment un cycle en s'alternant de manière non périodique (Best, 1993 ; Smith, 1996 ; Buffin-Bélanger et *al.*, 2000; 2013-b). Cependant, ces structures semblent pouvoir apparaître dans les environnements graveleux. En effet, les travaux de Marquis et Roy (2011), réalisés en milieu naturel, observent des pulsations de vitesses rapides vers le lit et lentes vers la surface dans des lits graveleux.

Les structures d'échappement apparaissent sur des lits graveleux où des portions de fluides à faible vitesse s'élèvent en forme de fer à cheval à l'arrière d'un obstacle permettant leur évolution vers l'aval (Figure 4). La rencontre avec un obstacle réduit l'aire d'écoulement localement, engendrant une accélération des vitesses autour de l'obstacle. La présence de l'obstacle crée une zone de recirculation. La présence d'un écoulement à faibles vitesses remontant vers l'amont et d'un écoulement ambiant à plus forte vitesse crée un plan de cisaillement vertical où des échanges de quantité de mouvement important se

produisent. Les profils de vitesses réalisées par Buffin-Bélanger et Roy (1998) mettent en évidence des fluctuations de vitesses prononcées en aval d'amas de galets. Ces dernières représentent le passage de vitesses lentes vers la surface et rapides vers le lit. Ce sont donc des structures semblables aux structures d'éjection sauf qu'elles ne proviennent pas de la sous-couche visqueuse de la couche limite (Buffin- Bélanger et *al.*, 2000; 2013-b)

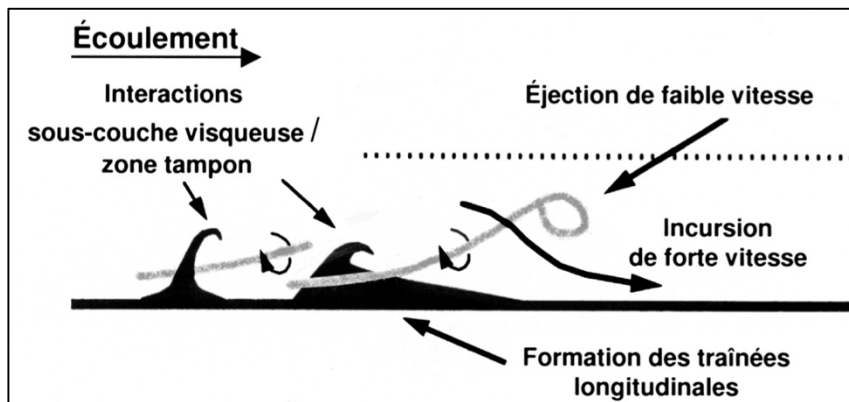


Figure 3: Représentation des structures d'éjection-incursion (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000)

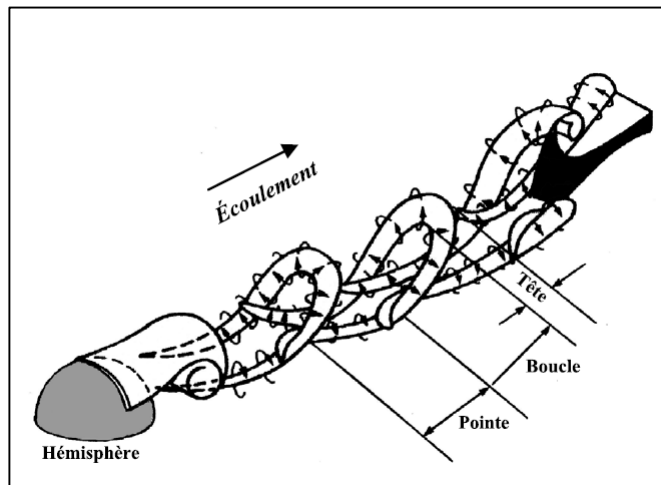


Figure 4: Représentation des structures d'échappements (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000)

Les structures à grande échelle, quant à elles, occupent l'ensemble de la colonne d'eau. Elles se caractérisent par le passage de portions de fluide plus rapide incliné vers le lit alterné par des portions de fluide plus lent qui s'élève vers la surface. Les fluctuations des vitesses dans un profil vertical traduisent le passage de ces vitesses plus rapides et plus lentes que l'écoulement ambiant. La Figure 5 illustre l'organisation de ces structures, les bandes blanches représentant les vitesses lentes et les noires les vitesses rapides. Leurs origines sont liées aux structures d'éjection, cependant deux mécanismes de formation ont été avancés dans la littérature. Le premier est relié à l'expansion de ces structures sur l'ensemble de la couche limite turbulente, occupant ici toute la colonne d'eau. Le deuxième mécanisme de formation est relié à une organisation à différentes échelles de ces structures (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000). Les études de Marquis (2011) et Roy (2013) révèlent que la longueur des structures à grande échelle et que la rugosité des seuils influence l'espacement des mouilles dans une rivière à succession seuil/mouille.

Ces trois types de structures peuvent se retrouver en simultanément dans une section transversale tout en étant en interaction ensemble (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000).

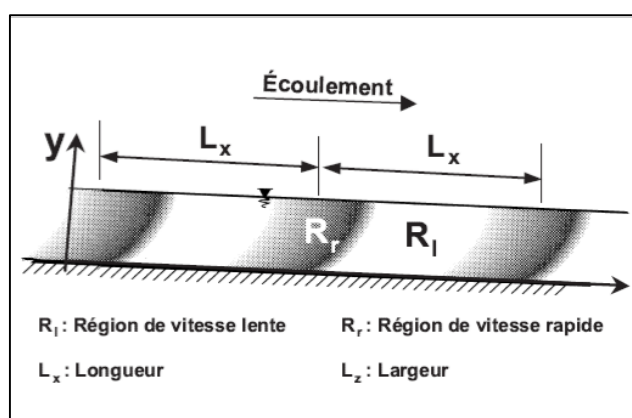


Figure 5: Représentation des structures à grandes échelles (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000)

### 1.1.3. Interaction entre les structures

Il existe deux types d'interaction entre les structures à grandes échelles et les structures d'éjection observées en laboratoire sur des lits lisses pouvant tous deux se produire dans un écoulement turbulent. Le modèle de Yalin (1992) propose que le passage d'une structure à grande échelle soit responsable de la formation des structures d'éjection et d'incursion. En effet, le passage des fronts de vitesses rapides et lents engendre un cisaillement important permettant le développement au lit, d'une structure d'éjection s'élevant selon la forme de la structure à grande échelle. L'éjection d'une partie du fluide provoque le passage au lit d'une structure à grande échelle de vitesse rapide semblable à celles des incursions. Le modèle de Nezu et Nakagawa (1993), quant à lui, propose une relation inverse, soit que les structures d'éjection-incursion s'amalgament ensemble générant les structures à grande échelle. L'alternance du passage de ces deux types de structures suit une boucle de rétroaction complexe (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000, Marquis et Roy, 2011 ; 2013).

Selon Kirkbride (1993), le passage des structures à grande échelle peut modifier les structures d'échappement de deux façons. Dans un premier temps, le passage des vitesses rapides d'une structure à grande échelle diminue la pression au-dessus de l'obstacle dans la zone de recirculation, engendrant son élévation vers la surface par le principe de Bernouilli. Dans un second temps, le passage de fronts de vitesses élevés engendre une modification de la dynamique de la zone de recirculation. Entre autres, un retour plus fort de l'écoulement dans la zone de recirculation se traduit par un fort mouvement vertical et latéral. Le mouvement de recirculation s'élargit au lit avant de transiter vers l'aval en montant vers la surface. Tandis que lors du passage des fronts de vitesses lents la dynamique de la zone de recirculation a une forme plus cohérente dans l'espace. Les structures à grandes échelles n'étant pas uniformes sur toute la largeur de la rivière, il est possible qu'une zone de recirculation soit touchée à la fois par le passage d'un front de vitesse élevée et lente,

changeant le sens de rotation des vortex d'échappement (Buffin-Bélanger et *al.*, 2000; 2013-b).

La relation entre les structures d'éjection et d'échappement dépend de la taille de la couche limite turbulente et de la rugosité du lit. Un lit homogène engendre le développement de trainées à faible vitesse donnant naissance à des éjections. Ces dernières dominent alors l'écoulement puisqu'elles sont de taille nettement plus importante que les structures d'échappement provenant de petits obstacles au lit. Par contre, dans les cours d'eau à lit de gravier, la rugosité du lit étant hétérogène et la sous-couche visqueuse de la couche limite turbulente étant absente, la formation des trainées à faibles vitesses au lit n'est pas possible. L'écoulement est alors caractérisé par une dominance des structures d'échappements, suivie d'incursion (Smith, 1996 ; Buffin-Bélanger et *al.*, 2000).

#### **1.1.4. Influence de la morphologie sur les structures turbulentes**

La structure d'écoulement varie en fonction du transport des sédiments et des formes du lit. Par conséquent, outre la rugosité du lit d'un cours d'eau, la forme du chenal elle-même influence l'apparition de structures turbulentes dans l'écoulement.

Par exemple, les boucles de méandre sont caractérisées par des écoulements secondaires formant des cellules hélicoïdales engendrées par la géométrie du méandre. Ces écoulements sont visibles par les variations de vitesse latérale et verticale, modifiant la forme des profils de vitesses. En effet, la Figure 6 révèle une légère variation des vitesses moyennes longitudinales d'une section transversale à l'autre (Sudokolov, 2012). De plus, lorsque ces deux vitesses sont transposées en vecteur, leurs orientations permettent de visualiser les cellules hélicoïdales (Figure 7). Sur cette figure, il est aussi possible d'observer le patron d'écoulement longitudinal par le dégradé de couleur, ainsi qu'une deuxième petite cellule à gauche sur les sections 1-2, 1-3, 1-8, 1-11 créée par la présence d'une zone de stagnation (Engel et Rhoads, 2016).

Les profils de vitesses moyennes sur la Figure 7 sont différents lorsque la section transversale se retrouve dans un seuil ou dans une mouille. En effet, la structure de l'écoulement est responsable du transport sédimentaire générant le développement et le maintien des successions seuil-mouille. La variabilité de l'intensité, la taille et la forme des structures à grandes échelles et du cisaillement au lit sont responsables des accélérations et ralentissements de l'écoulement à la sortie et à l'entrée des mouilles (Sudokolov, 2012). Les travaux de McVicar et *al.* (2012) ont permis d'observer que la rugosité des berges ralentit l'écoulement et concentre les vitesses au centre du chenal. Les structures à grande échelle se développant en amont de la mouille soit dans les zones 2 et 3 ont une influence considérable sur la contrainte de cisaillement au lit, engendrant le transport vers l'aval des sédiments contribuant à la migration vers l'amont de la mouille (Figure 8).

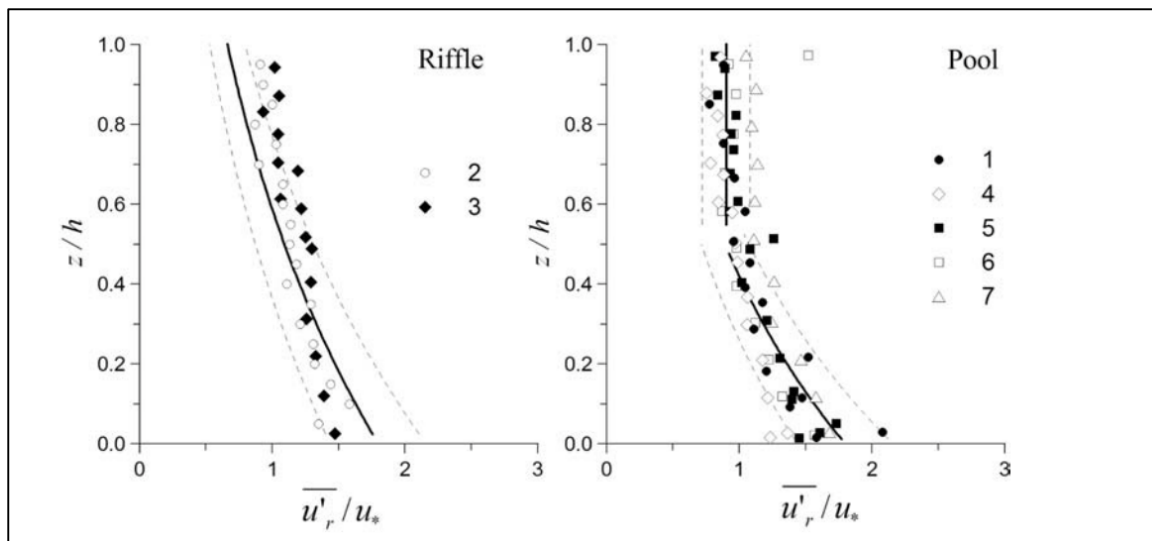


Figure 6 : Représentation de l'intensité turbulente des vitesses longitudinales moyennes (ligne noire) avec sa marge de 20%(ligne pointillée). Les différents profils transversaux (de 1 à 7) sont représentés par les points aux formes géométriques variées (Sudokolov, 2012)

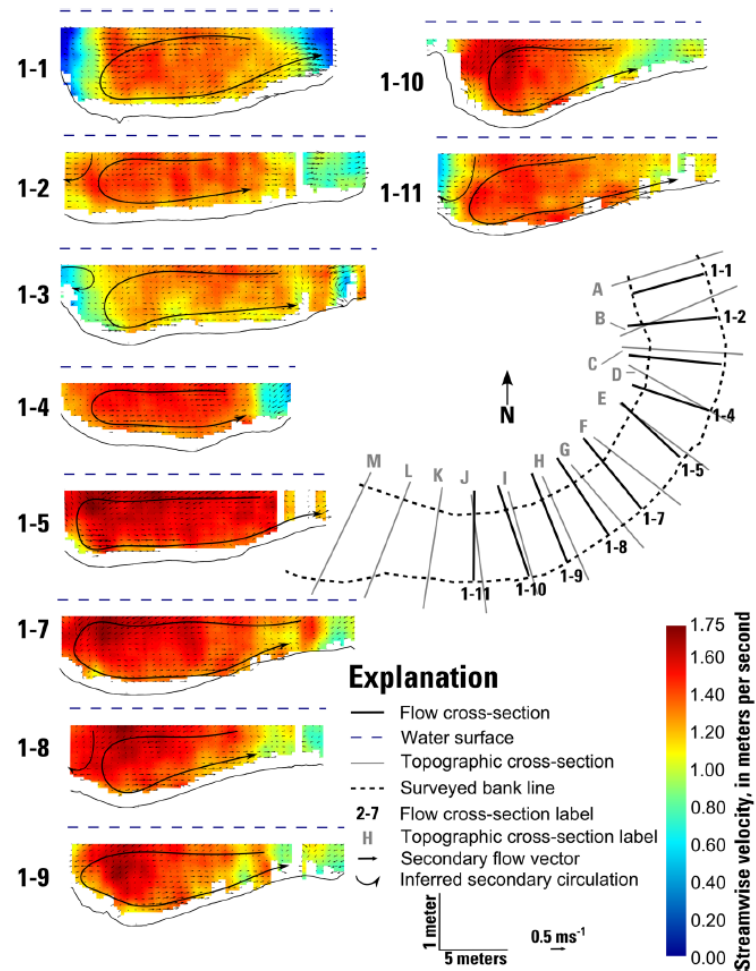


Figure 7: Représentation de la structure de l'écoulement dans une boucle de méandre. Les vecteurs représentent les vitesses latérale et verticale, alors que le gradient de couleur représente les vitesses longitudinales. Les cellules hélicoïdales ont été tracées en noire sur les vecteurs (Engel et Rhoads, 2016)

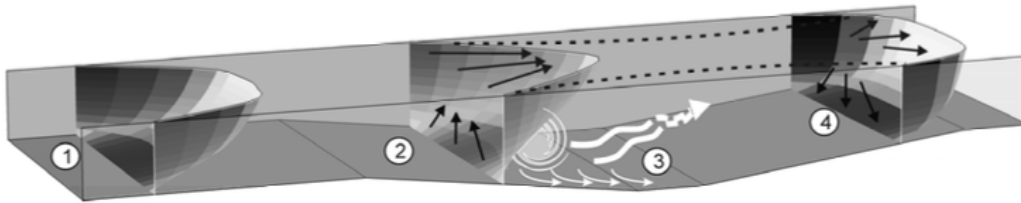


Figure 8 : Modèle conceptuel de l'écoulement et de la turbulence dans une mouille rectiligne (McVicar et *al.*, 2012)

## 1.2 STRUCTURE D'ÉCOULEMENT AUX CONFLUENCES

La structure de l'écoulement à une confluence est plus complexe, car elle dépend de l'angle de jonction des deux rivières, du type de lit (discordant ou concordant) et du rapport de quantité de mouvement entre les deux cours d'eau. En période hivernale, la glace ajoute une rugosité en surface qui complexifie davantage cette structure.

### 1.2.1 Caractéristiques morphologiques des confluences influençant la structure d'écoulement

Les confluences sont caractérisées par la présence d'une zone de surcreusement sous la zone de convergence de l'écoulement et par la présence d'un banc d'accumulation sur la rive d'arrivée du tributaire en aval de la jonction des deux rivières (Biron et *al.*, 1996). Il existe, cependant, deux configurations de confluence, soit les confluences symétriques et asymétriques (Figure 9). Une confluence est asymétrique lorsque l'aval de la jonction des deux rivières reste linéaire dans le sens d'écoulement de la rivière principale. Lorsqu'elle est symétrique, l'aval de la jonction forme plutôt un y (Best, 1986). Il est aussi possible de distinguer deux types de morphologie du lit aux confluences soit les confluences concordantes et discordantes. Les confluences concordantes possèdent des lits de même hauteur, tandis que les discordantes possèdent des lits de hauteurs différentes (Figure 10)



(Biron et *al.*, 1996). En milieu naturel, un grand nombre de confluences sont discordantes et asymétriques (Biron et *al.*, 1996). La structure d'écoulement à une confluence varie selon sa configuration, le type de plateforme du lit (concordance/ discordance), ainsi que l'angle d'entrée du tributaire et le rapport de quantité de mouvement (Biron et *al.*, 1993 ; 1996, De Serre et *al.*, 1999 ; Riley et *al.*, 2015).

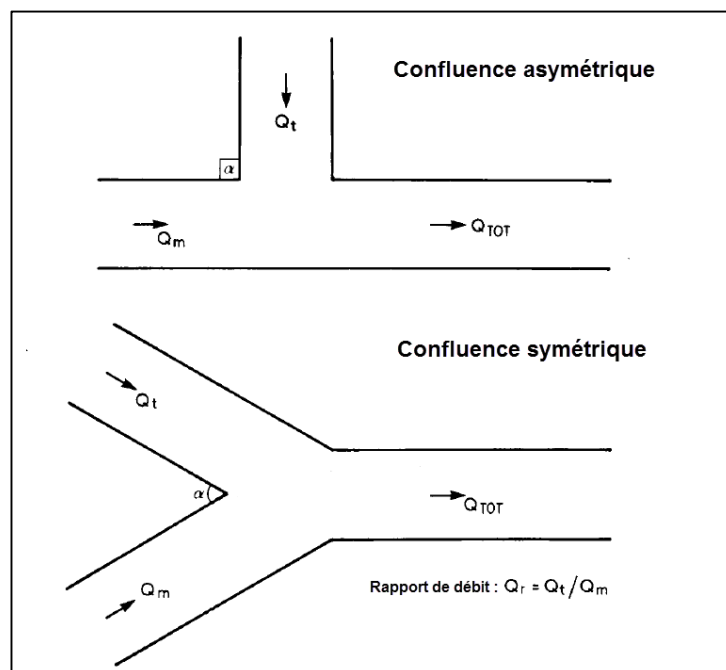


Figure 9 : Schéma conceptuel des deux types de configuration des confluences (Best, 1986)

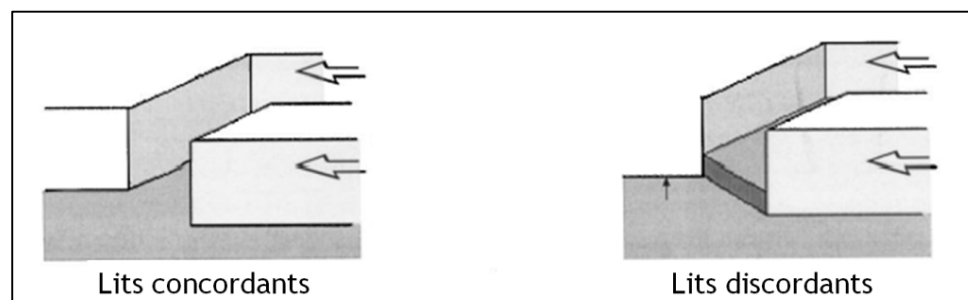


Figure 10 : Schéma conceptuel des deux types de lits des confluences (concordante et discordante) (modifiée de Biron et *al.*, 2004)

La configuration asymétrique ou symétrique de la confluence modifie les zones d'écoulement. Lorsqu'une confluence est asymétrique, la zone de surcreusement est centrale et caractérisée par la présence d'une face d'avalanche dans le chenal principal et dans le tributaire en amont dans leurs jonctions. Un banc d'accumulation se forme sur la berge d'arrivée du tributaire en aval de la jonction des deux rivières (Figure 11). Plus l'angle d'entrée du tributaire est grand, plus le banc de confluence est volumineux. Lorsqu'elle est symétrique (Figure 12), le surcreusement et la face d'avalanche ont la même position et occupent presque la totalité de la largeur de la confluence, du moins pour les confluent de petite taille. Un banc d'accumulation se forme au centre du chenal en aval de la jonction. De chaque côté du surcreusement, des petites zones de séparation de l'écoulement apparaissent et permettent la formation de bancs de confluence (Best, 1986).

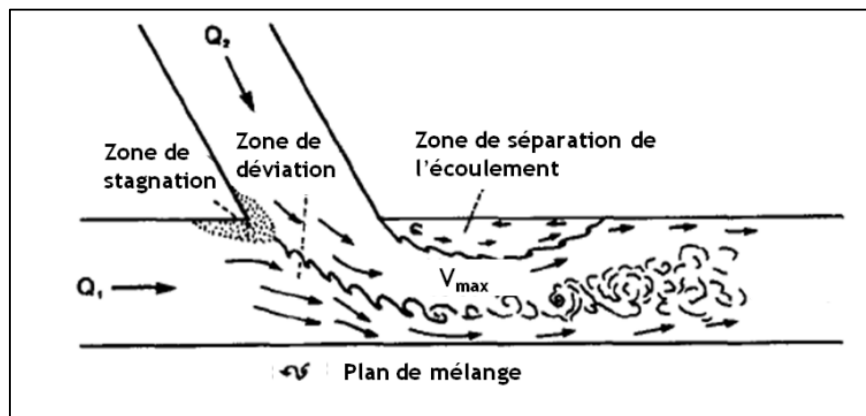


Figure 11 : Modèle conceptuel de l'écoulement à une confluence de cours d'eau asymétrique (modifiée de Best, 1987)

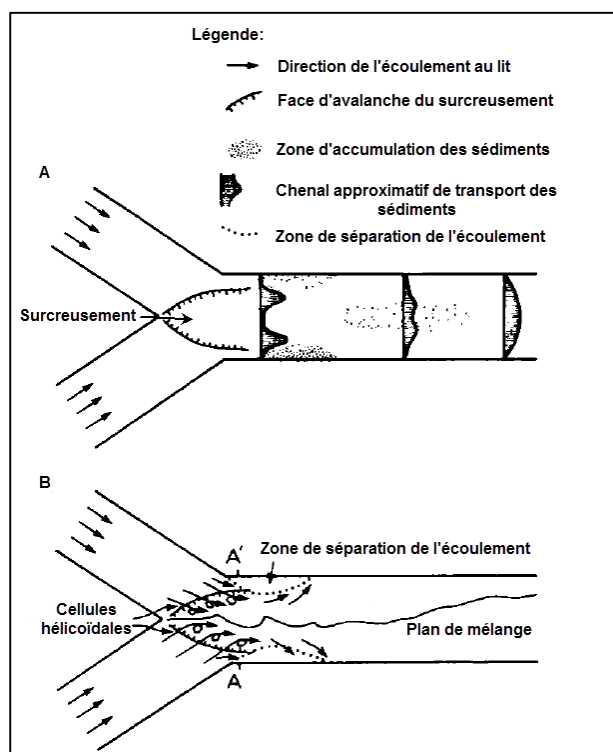


Figure 12 : Schéma conceptuel du transport sédimentaire (b) et de l'écoulement d'une confluence symétrique (Best, 1986)

### 1.2.2 Les patrons spatiaux de l'écoulement

Les patrons spatiaux de l'écoulement sont décrits à l'aide des vitesses moyennes produisant une représentation des vitesses et de leurs directions. Best (1987) a proposé un modèle conceptuel de l'écoulement à une confluence (Figure 11) de cours d'eau avec 6 zones: (1) une zone de stagnation (2) une zone de déviation (3) une zone de séparation (4) une zone de vitesse maximale (5) une zone de rétablissement de l'écoulement et (6) un plan de mélange (Biron et *al.*, 1996). La zone de stagnation est caractérisée par des vitesses très faibles permettant l'accumulation de sédiments fins (Biron et *al.*, 2002). La zone de déviation de l'écoulement entraîne l'écoulement du chenal principal vers la berge du tributaire, engendrant une zone de séparation de l'écoulement de ce côté. Cette dernière se

crée par la réduction des vitesses longitudinales sur l'ensemble de la colonne d'eau et par l'apparition d'une recirculation en surface. Lorsque les lits sont discordants, cette zone est souvent absente puisqu'un fort mouvement vertical de résurgence détruit la zone de séparation de l'écoulement à la base de la colonne d'eau (Figure 13). La présence d'une zone de séparation et du plan de mélange limite l'aire d'écoulement en provenance du tributaire, produisant une augmentation locale des vitesses (Biron et *al.*, 1996).

Le plan de mélange est la zone où l'écoulement des deux rivières converge. Il est composé d'une série d'instabilités de Kelvin Helmholtz, se développant à l'interface entre les deux fluides et possédant un axe de rotation vertical. Cette série d'instabilités varie spatialement au gré des pulsations turbulentes à l'intérieur du plan de mélange (Biron et *al.*, 1993 ; De Serres et *al.*, 1999). Il est possible de visualiser le plan de mélange lorsque la turbidité des deux rivières est différente, par l'apparition de tourbillons et/ou d'une microtopographie de la surface de l'écoulement (Biron et *al.*, 1996). Sur les patrons spatiaux, son emplacement est visible par la réduction des vitesses moyennes longitudinales. Par contre, elles augmentent en se déplaçant vers l'aval du plan de mélange (Figure 14). Il est possible que cette augmentation des vitesses longitudinales soit due au transfert latéral de quantité de mouvement induit par les tourbillons turbulents, le transport latéral de quantité de mouvement et par conversion des écoulements secondaires (Konsoer et Rhoads, 2014). La discordance du lit influence la longueur vers l'aval du plan de mélange. Lorsque la confluence est discordante, la différence de hauteur des lits crée des zones de résurgence engendrant une distorsion du plan de mélange. Cette distorsion peut réduire jusqu'à dix fois la longueur du plan de mélange (Biron et *al.*, 1996).

Le rapport de quantité de mouvement ( $M_r$ ) est le produit de la vitesse et du débit du tributaire divisé par ce même produit pour le chenal principal (Biron et *al.*, 1996 ; Riley et *al.*, 2014) ;

$$M_r = \frac{\rho Q_2 U_2}{\rho Q_1 U_1} \quad (1)$$

où  $p$  est la densité de l'eau,  $Q_2$  le débit et  $U_2$  la vitesse moyenne du tributaire, alors que  $Q_1$  est le débit et  $U_1$  la vitesse moyenne du chenal principal.

Lorsque le  $M_r$  est inférieur à 1, la zone de stagnation se déplace en amont autour de la jonction des deux rivières, alors que lorsque le  $M_r$  est supérieur à 1, la zone de stagnation s'étend à l'intérieur du tributaire. Le plan de mélange, quant à lui, se déplace vers le tributaire lorsque le  $M_r$  est faible, alors que plus  $M_r$  est élevé, plus l'écoulement du tributaire augmente et pénètre dans la rivière principale, augmentant les échanges de mouvement et le surcreusement, et déplaçant le plan de mélange vers la rivière principale (Figure 15) (Roy et De Serres, 1989 ; Riley *et al.*, 2014).

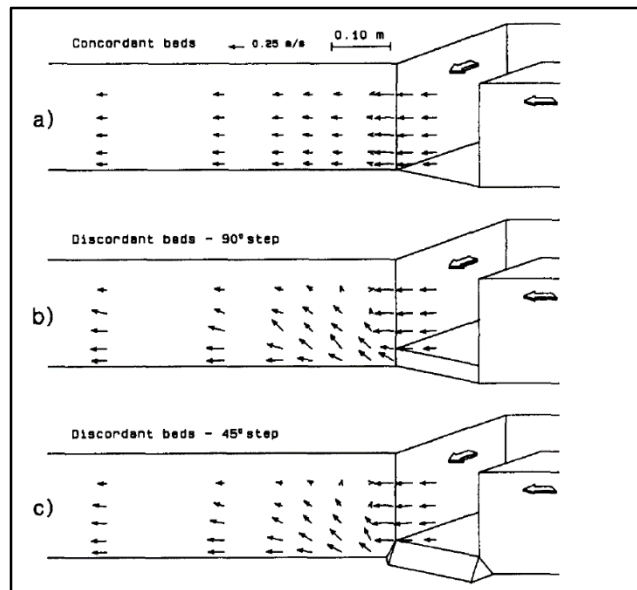


Figure 13 : Patrons spatiaux de l'écoulement en aval de la jonction a) pour une confluence concordante, b) pour une confluence discordante avec une marche de  $90^\circ$  et c) avec une marche de  $45^\circ$  permettant d'observer les résurgences des confluences discordantes (Biron *et al.*, 1996)

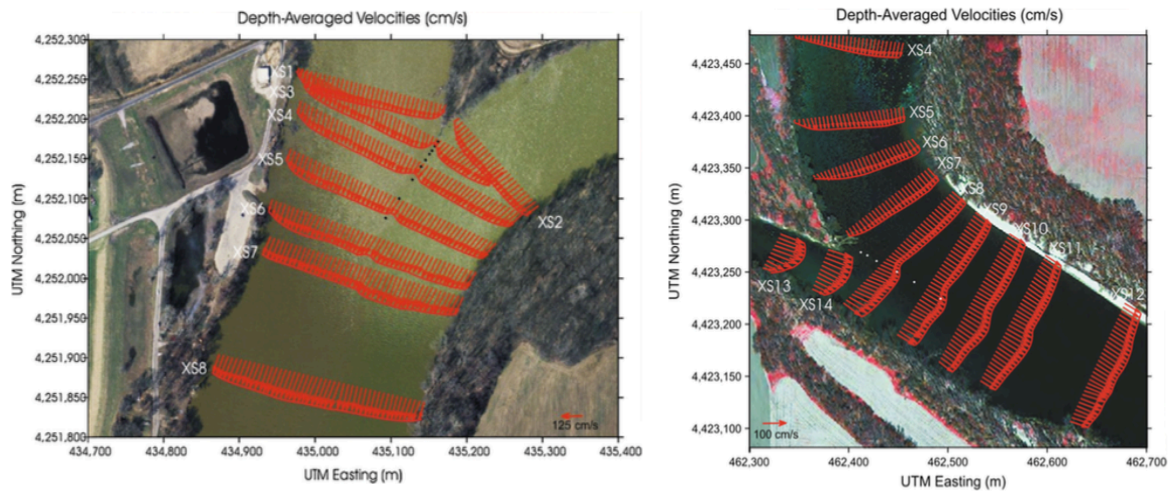


Figure 14 : Patrons spatiaux des vitesses longitudinales à deux confluences sur la rivière Wabash (Konsoer et Rhoads, 2014).

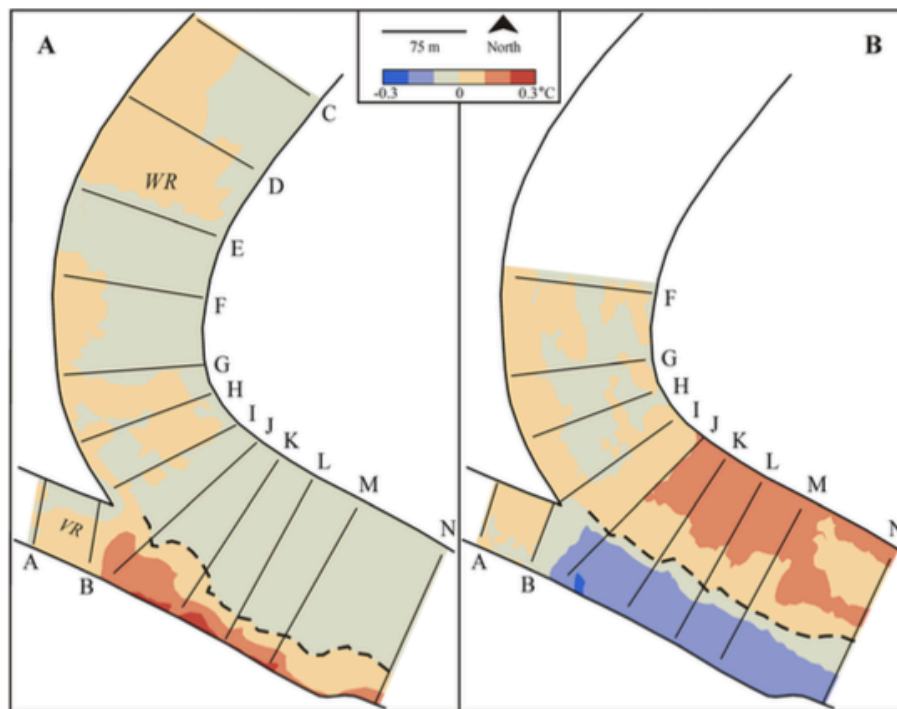


Figure 15 : Schéma conceptuel de la position du plan de mélange (en pointillée) lorsque le  $Mr$  est inférieur à 1 (A) et supérieur à 1 (B). La trame de couleur présente indique la température de l'eau (bleu étant sous  $0^{\circ}\text{C}$  et rouge au-dessus de  $0^{\circ}\text{C}$ ) (Riley *et al.*, 2014)

Les confluences sont aussi caractérisées par des cellules d'écoulement secondaires (hélicoïdales). Selon Mosley (1976) et Ashmore (1982), ces cellules prennent naissance lorsque les deux cours d'eau se rencontrent. Les vitesses maximales étant à la surface de l'écoulement lorsqu'elles rencontrent le plan de mélange, elles plongent vers le lit, pour ensuite remonter le long de la berge ou du plan de mélange généré par la zone de séparation de l'écoulement en suivant un mouvement circulaire (Figure 16) (Boyer, 1996). Selon Ashmore (1982), les cellules hélicoïdales seraient responsables de la formation et du maintien de la zone de surcreusement. Cependant, Best et Roy (1991) suggèrent plutôt que le plan de mélange avec ses tourbillons verticaux initierait la formation du surcreusement, puisqu'en présence de lit discordant les cellules hélicoïdales seraient altérées ou même détruites par les résurgences (Biron *et al.*, 1993; 1996 ; De Serres *et al.*, 1999). Les patrons d'écoulement secondaires aux confluences sont un sujet controversé. Des équipes de recherche, comme celle de Bruce Rhoads de l'université d'Illinois, concentrent leurs recherches sur l'importance des cellules orientées le long de l'écoulement (cellules hélicoïdales, « *streamwise-oriented vortices* ») (SOV) alors que d'autres équipes considèrent plutôt que les structures turbulentes du plan de mélange avec un axe vertical (structures de type Kelvin-Helmholtz) dominant la dynamique de l'écoulement aux confluent, comme celle de André Roy de l'Université de Montréal incluant les travaux de Biron, De Serres et Boyer.

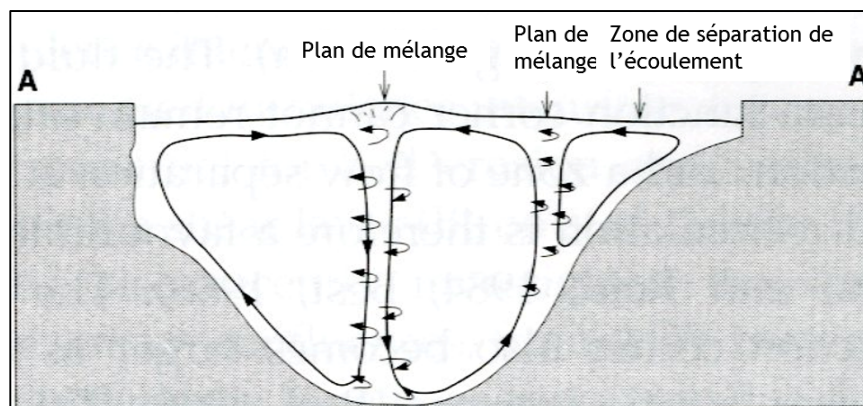


Figure 16 : Modèle conceptuel du patron de l'écoulement secondaire à une confluence (modifiée de Robert, 2003).

### 1.2.3 Les variations spatio-temporelles des structures turbulentes

#### 1.2.3.1. Intensité turbulente

Le plan de mélange se distingue de l'écoulement ambiant par une grande variabilité des vitesses moyennes longitudinales ( $U$ ) et verticales ( $W$ ). La Figure 17 illustre la variabilité plus importante du plan de mélange comparé à celle de l'écoulement ambiant pour les vitesses  $U$  et  $W$ . La variabilité de ces vitesses n'est pas significativement différente le long de la colonne d'eau lorsque la confluence est concordante. Par contre, lorsque la confluence est discordante, une augmentation de l'intensité des échanges verticaux et longitudinaux est observable par la variabilité des vitesses le long de la colonne d'eau du lit vers la surface (Figure 17). Cette variabilité génère une distorsion du plan de mélange produisant une résurgence de l'écoulement le plus profond vers le moins profond (Biron et *al.*, 1996). Dans l'analyse et la description des structures de l'écoulement, les vitesses moyennes sont utilisées afin de produire des patrons spatiaux de l'écoulement tel que vu jusqu'à maintenant. Cependant, la description et la quantification des structures turbulentes de l'écoulement nécessitent l'utilisation des vitesses instantanées. La variabilité des vitesses peut être quantifiée par l'écart moyen à la moyenne (RMS) représentant la racine carrée de la somme des écarts au carré entre la moyenne et la valeur instantanée.



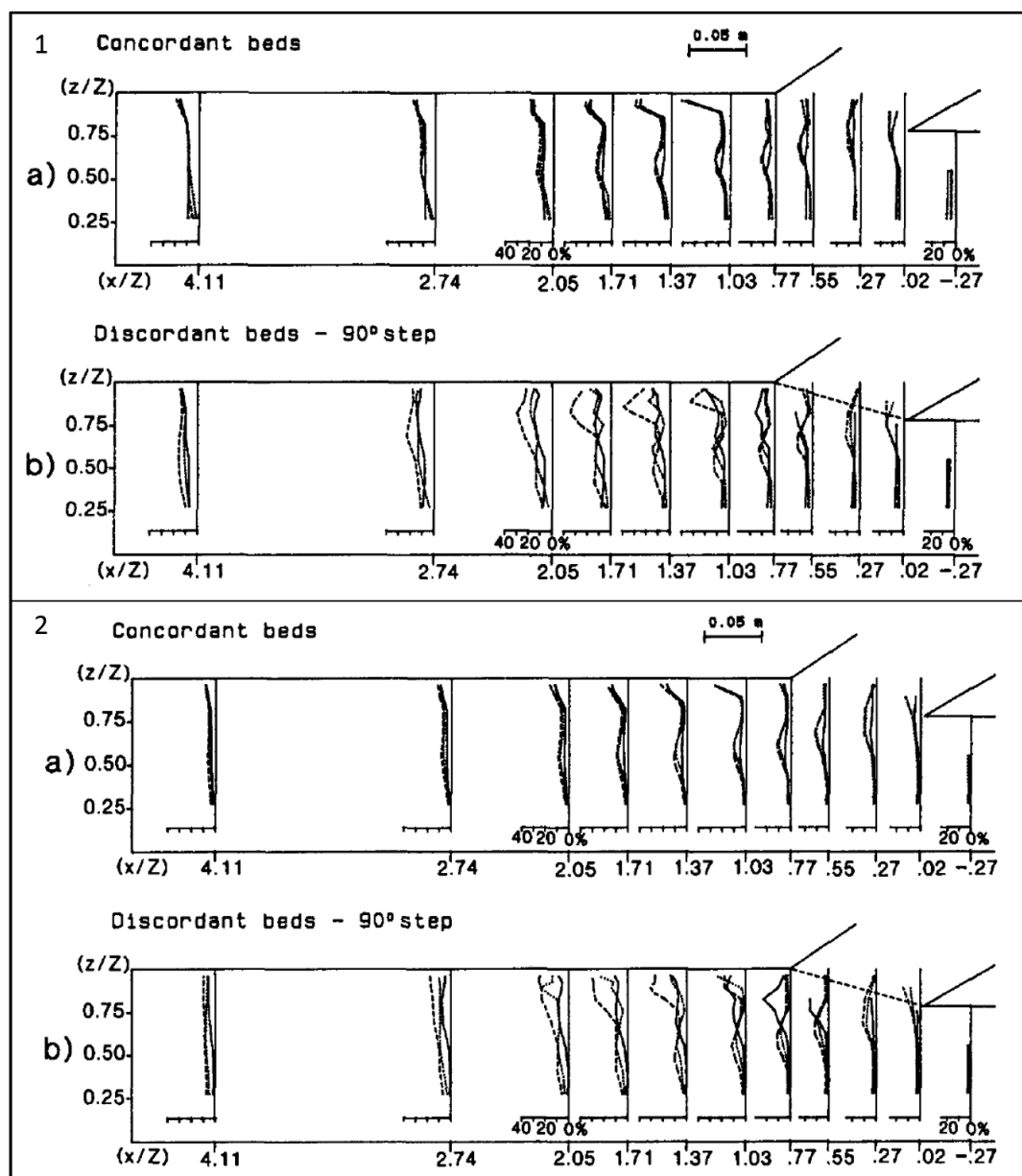


Figure 17 : Profils de vitesse verticaux et longitudinaux (1) et verticaux (2) dans une confluence a) concordante et b) discordante. Les profils sont réalisés dans le plan de mélange à trois hauteurs au-dessus du lit; 0,06 cm, 0,38 cm et 0,81 cm (Biron et *al.*, 1996).

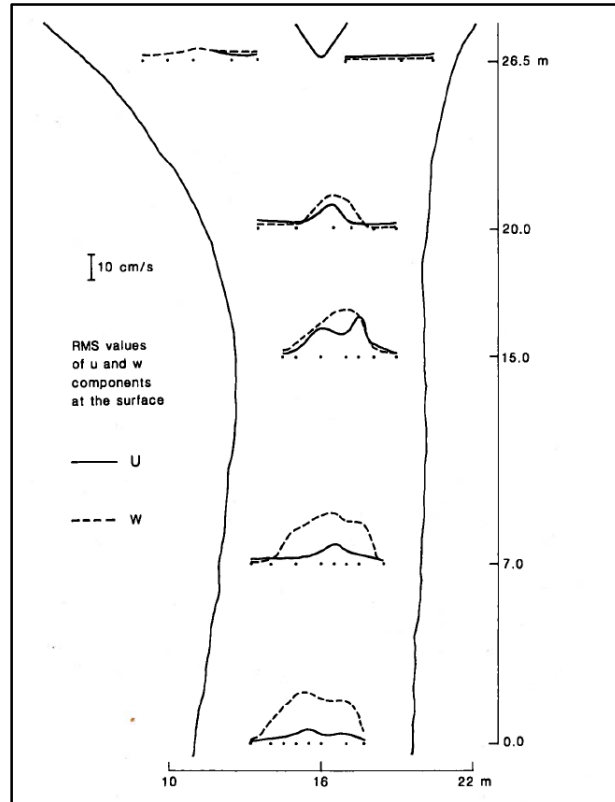


Figure 18 : Distribution spatiale des RMS des vitesses longitudinales ( $u$ ) et verticales ( $w$ ) de surface à la confluence Bayonne-Berthier (sud du Québec) avec un  $Mr$  de 2,02 (Biron *et al.*, 1993)

La Figure 18 montre la variabilité spatiale du RMS des vitesses longitudinale ( $U$ ) et verticale ( $W$ ). Les RMS sont très faibles avant la zone de convergence des écoulements puis, en amont du plan de mélange les RMS de  $U$  et  $W$  augmentent de manière importante. Vers l'aval du plan de mélange, le RMS de  $U$  diminue considérablement, alors que celui de  $W$  reste élevé et s'élargit sur le plan transversal (Biron *et al.*, 1993). La diminution du RMS  $U$  concorde bien avec la zone de rééquilibre des vitesses  $U$  décrite dans l'étude de Konsoer et Rhoads (2014). Une autre façon de quantifier l'intensité turbulente est le calcul de l'énergie cinétique turbulente (TKE) ;

$$TKE = 0,5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (2)$$

Il représente l'énergie extraite de la moyenne de l'écoulement par le mouvement des tourbillons turbulents (De Serres et *al.*, 1999). Les profils de vitesses longitudinale ( $U$ ) et verticale ( $W$ ) révèlent une variabilité temporelle lorsque la confluence est discordante entraînant une intensité turbulente supérieure par la distorsion du plan de mélange. Cette distorsion peut réduire de 5 à 10 fois la longueur du plan de mélange (Biron et *al.*, 1993 ; 1996). Selon la distribution spatiale de l'énergie cinétique turbulente et selon les analyses spectrales réalisées par Biron et *al.* (1993), l'intensité turbulente est nettement supérieure dans le plan de mélange (Figure 19 et Figure 20). La position du plan de mélange est déterminée grâce aux limites d'une TKE élevée. Les oscillations latérales à forte TKE engendrent l'élargissement du plan de mélange. Ce dernier s'élargit par la coalescence des tourbillons et l'amalgame des structures turbulentes (Biron et *al.*, 1993 ; 1996 ; De Serres et *al.*, 1999). Cette coalescence est la fusion de deux petits tourbillons individuels fusionnant en un seul gros. Ils naissent lorsqu'il y a une instabilité dans la taille et l'espacement des tourbillons (Winant et Browand, 1974).

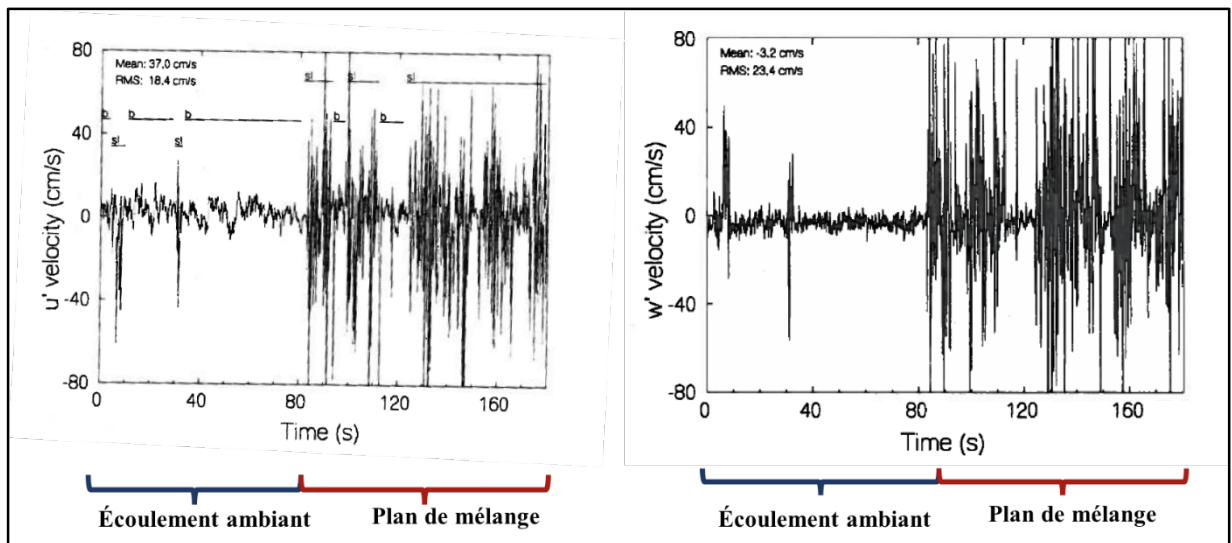


Figure 19 : Séries temporelles des vitesses longitudinales ( $u$ ) et verticales ( $w$ ) à la confluence Bayonne-Berthier (modifiée de Biron et *al.*, 1993)

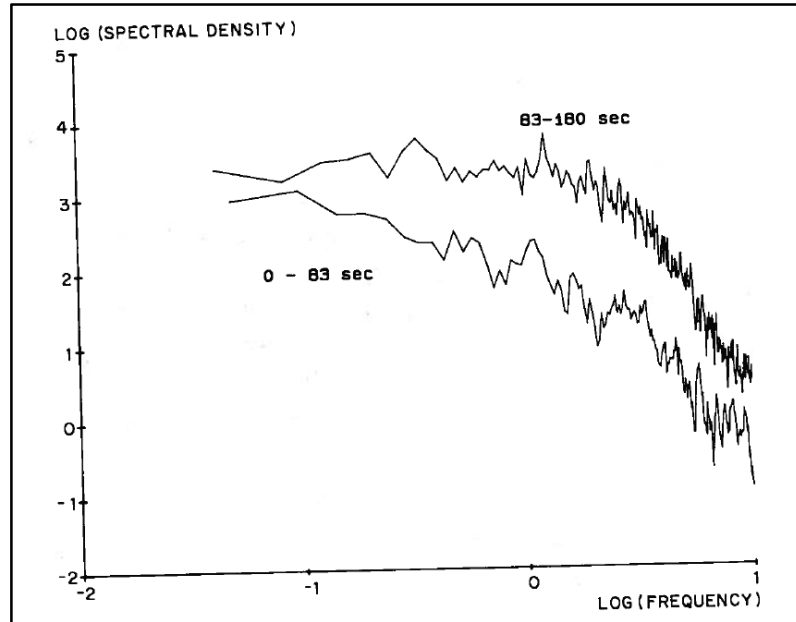


Figure 20 : Analyse spectrale des vitesses longitudinales à l'intérieur et à l'extérieur du plan de mélange (Biron et *al.*, 1993)

### 1.2.3.2. Évolution spatio-temporelle des patrons d'écoulement

Les différentes zones de l'écoulement et les cellules hélicoïdales varient de manière spatio-temporelle en fonction du rapport de quantité de mouvement ( $M_r$ ). Sur la Figure 21, il est possible d'observer une confluence avec un angle important (Riley et *al.*, 2015) et un  $M_r$  plus petit que 1 où l'écoulement de la rivière principale domine celui du tributaire. La zone de surcreusement (6), la zone de déviation de l'écoulement (2) et le plan de mélange sont orientés vers le tributaire. Alors qu'avec un  $M_r$  plus grand que 1, ces trois zones se retrouvent décalées vers le chenal principal. De plus, la zone de séparation apparaît par la déviation de l'écoulement vers le chenal principal, créant un banc de confluence plus volumineux alimenté par la recirculation créée (Biron et *al.*, 1993 ; De Serres et *al.*, 1999 ; Riley et *al.*, 2015). La zone de stagnation de l'écoulement (1) se retrouve du côté du chenal principal lorsque le  $M_r$  est supérieur à 1 et elle est plutôt centrale lorsque le  $M_r$  est inférieur

à 1. Le patron des cellules hélicoïdales est aussi différent selon le  $M_r$ . En effet, lorsque ce dernier est inférieur à 1 les deux cellules dos à dos sont de la même taille, alors que lorsque le  $M_r$  est supérieur à 1, la cellule du côté où l'écoulement domine est plus grande que l'autre (Figure 21) (Riley et *al.*, 2015).

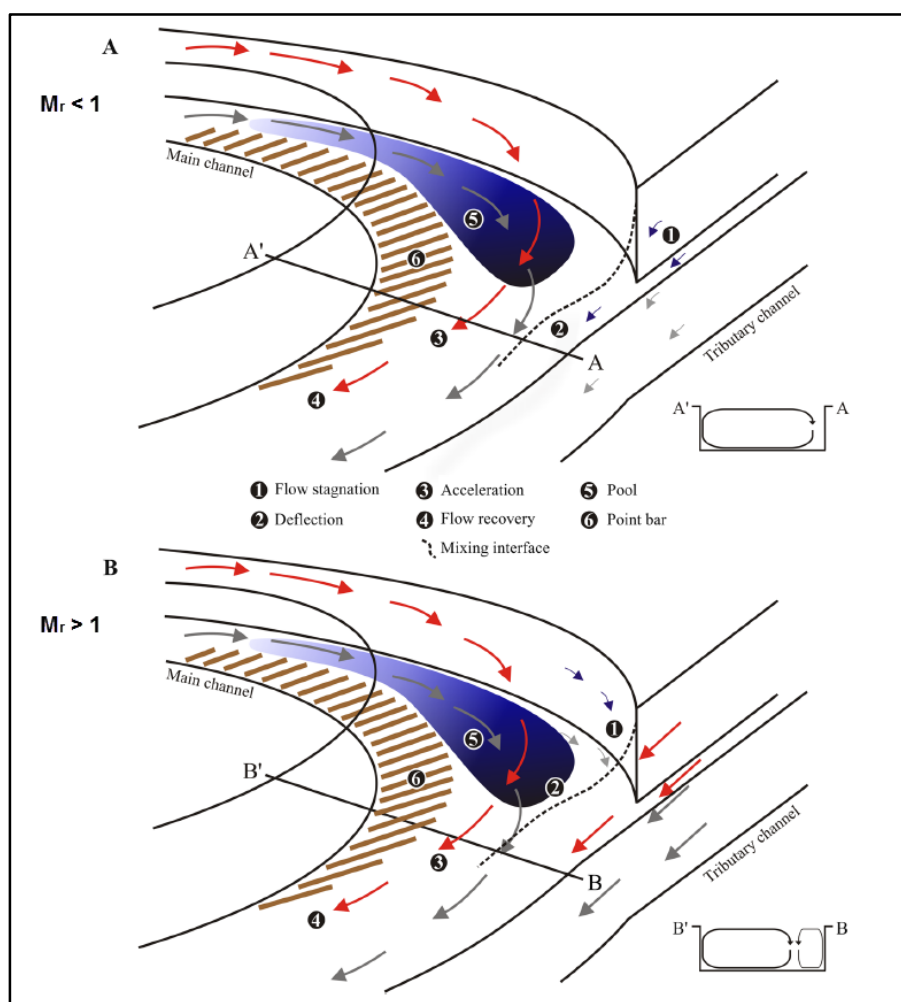


Figure 21 : Modèles conceptuels des différentes zones d'écoulement, des cellules hélicoïdales et des formes du lit présentent à une confluence en fonction d'un  $M_r$  plus petit que 1 (A) et plus grand que 1 (B) (Riley et *al.*, 2015)

### 1.3 La glace fluviale

La glace en rivière est un sujet bien documenté dans la littérature depuis les années 1970 (Ashton, 1986 ; Michel 1971 ; 1972 ; Prowse, 1995 ; Clark, 2013 ; Turcotte et Morse, 2013 ; Dubé et *al.*, 2015 ; Shen, 2016). Les processus de changement de phase, les types de glaces, la mise en place, l'évolution et la débâcle de la glace fluviale seront décrits afin de dresser un portrait des connaissances actuelles sur la dynamique glacielle.

#### 1.3.1 Processus de changement de phase liquide vers solide

Les processus glaciels dépendent des conditions hydroclimatiques (Michel 1971 1972 ; Prowse, 1995 ; Clark, 2013 ; Turcotte et Morse, 2013 ; Dubé et *al.*, 2015 ; Shen, 2016). L'automne, des échanges énergétiques entre la surface de l'eau et l'atmosphère se produisent. Le refroidissement de la surface de l'eau se produit par la perte de chaleur sensible et latente vers l'atmosphère par convection et rayonnement infrarouge de longue longueur d'onde. Le refroidissement de l'eau se produit plus rapidement lorsqu'il y a présence de précipitations neigeuses dans l'écoulement. Leurs présences et leurs fusions dans la colonne d'eau accélèrent le refroidissement par conduction puisque la température des flocons est sous le point de congélation (Prowse, 1995). Dans les lacs, lorsque l'eau se refroidit en surface, elle descend vers le bas de la colonne d'eau permettant à l'eau plus chaude de remonter avant d'être refroidie à son tour, générant un brassage par l'effet des différentes densités de l'eau. Ce brassage continue jusqu'à l'uniformisation de la colonne d'eau en moyenne à une température de 4°C, correspondant à l'atteinte du point de densité maximum. Lorsque la température de l'eau en surface continue de se refroidir, mais que le brassage n'est plus actif et qu'il y a présence de noyau de nucléation (sédiments, flocon de neige, etc.), l'eau peut atteindre l'état de surfusion, c'est-à-dire à l'état liquide sous 0°C,

entraînant son changement de phase. L'atteinte de l'état de surfusion dépend donc du nombre de *Froude densimétrique* ( $Fr_d$ ) :

$$Fr_d \equiv \frac{V}{\sqrt{gd\Delta\rho_w/\rho_w}} \quad (3)$$

L'apparition de cristaux de glace dépend de ces conditions thermodynamiques et de la présence d'un noyau de nucléation (Prowse, 1995).

Outre les processus hydroclimatiques, d'autres facteurs influencent les processus glaciels. Turcotte et Morse (2013) proposent un modèle conceptuel (Figure 22) plus géomorphologique des processus glaciels, soit l'interaction entre les conditions hydroclimatiques, le style fluvial, la taille de la rivière, le type de rivière et de climat.

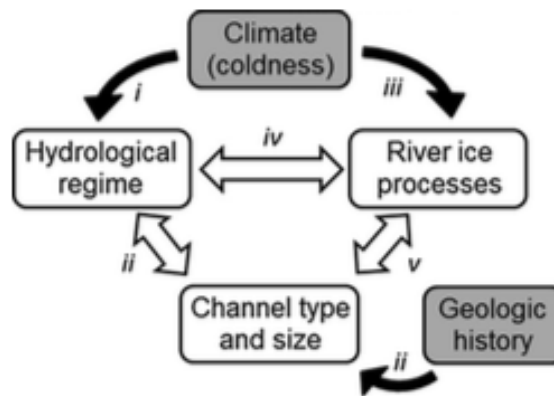


Figure 22 : Modèle conceptuel des interactions régissant les types de glace et leurs processus de mise en place (Turcotte et Morse, 2013)

### 1.3.2 Type de glace

Les types de glace en rivières sont multiples selon le type de chenal où ils se forment. Les glaces les plus documentées sont les glaces flottantes, le frasil et ses formes agglomérés parce qu'elles sont présentes dans tous les types de cours d'eau.

La glace thermique se forme le long des berges et des obstacles dans le chenal lorsque l'écoulement est calme (Figure 23). La glace thermique (glace noire ou de rive) est souvent la première à apparaître lorsque la température de l'air est froide et que la température de l'eau est près du point de congélation. Le contact avec les sédiments le long des berges ainsi que la faible profondeur de l'eau entraîne une perte de chaleur par conduction engendrant la formation de cristaux. Elle se met en place dans les zones profondes à faibles vitesses ( $\leq 0,3$  m/s) (Prowse, 1995 ; USACE, 2002; Clark, 2013 ; Dubé et *al.*, 2015 ; Shen, 2016). La glace de rive peut aussi se développer autour des objets en contact avec l'eau du chenal comme les branches, les roches, les piliers de ponts (Prowse, 1995). Elle est généralement mince, fragile et transparente. Sa croissance verticale est généralement thermique et lui permet de devenir colonnaire et plus résistante (Clark, 2012). Elle croît horizontalement et s'épaissit des berges vers le centre par la perte de chaleur par conduction entre l'eau et la glace en place (Prowse, 1995; Clark, 2013). Sa croissance horizontale peut être thermique ou encore par accrétion des accumulations floconneuses de frasils actifs dans un écoulement en surfusion (Clark, 2013).



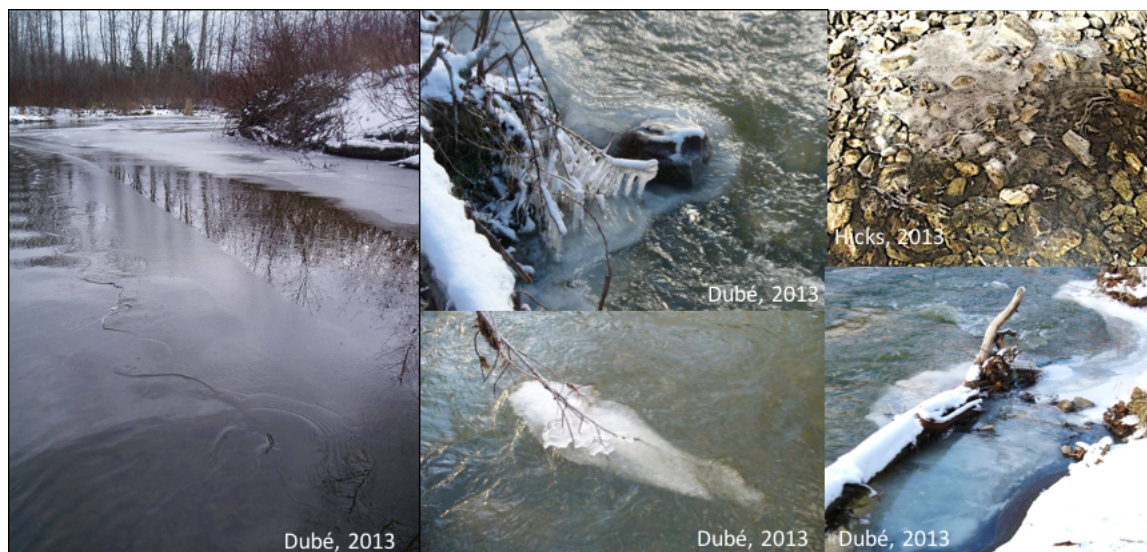


Figure 23: Glace thermique et glace de rive (photo : Dubé, 2013 et Hicks, 2013)

Les cristaux de frasil sont des glaces flottantes se développant dans les environnements turbulents où l'eau est en surfusion avec la présence de noyau de nucléation primaire ou secondaire (Prowse, 1995 ; Turcotte et Morse, 2013 ; Dubé et *al.*, 2015 ; Shen, 2016). Les noyaux de nucléation sont primaires lorsqu'ils représentent des impuretés ou particules en suspension dans l'écoulement (Dubé et *al.*, 2015). Ils sont secondaires lorsqu'il s'agit de cristaux de neige tombés dans l'écoulement ou de cristaux formés par l'eau projetée à la surface de l'écoulement (Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015). Les conditions optimales au développement du frasil sont des nuits dégagées, froides et venteuses où la température de l'air est inférieure à  $-10^{\circ}\text{C}$  puisque la perte de chaleur latente est à son maximum lorsque l'air en altitude est sec (Prowse, 1995; Bisailon et Bergeron, 2009; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015).

Une fois formés, les cristaux de frasil se multiplient, grossissent et transitent dans l'écoulement. Il est possible de distinguer deux types de frasil : actif et passif. Le frasil actif transite dans une eau en surfusion et peut adhérer aux surfaces qu'il rencontre (berges, lits, glaces en place, branches) (Prowse, 1995; Shen 2016). Le frasil passif quant à lui transite dans un écoulement autour de  $0^{\circ}\text{C}$  et il n'adhère pas aux surfaces (Prowse, 1995).

Le frasil actif s'agglomère en des accumulations floconneuses (Figure 24-1) dans la colonne d'eau, puis ces formes croient formant de la slush de frasil à la surface et dans la colonne d'eau (frasil passif) (Figure 24-2). Lorsqu'il y a une quantité importante de slush de frasil et que la température de l'air est froide, la slush se transforme en plaquettes (Figure 24-3). Ces dernières deviennent sphériques en se cognant les unes contre les autres dans leurs déplacements, formant éventuellement des assiettes de glace (Figure 24-4). Les plaquettes et les assiettes peuvent aussi se consolider, formant des plaques consolidées et des radeaux (Figure 24-5) (Michel, 1971; 1972; Prowse, 1995).

Le frasil actif peut adhérer au lit du chenal, formant la glace de fond (Figure 24-6). Ce type de glace se forme dans les environnements turbulents où l'eau en surfusion atteint le lit du chenal et où la rugosité du lit est importante (Prowse, 1995 ; Bisailon et Bergeron, 2009; Dubé et *al.*, 2015 ; Shen, 2016).

Elle se développe principalement dans les interstices des lits à rugosité élevée (Bisailon et Bergeron, 2009; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015). La glace de fond est blanche et opaque, elle croît horizontalement et verticalement par accrétion des particules de frasil en transit (Prowse, 1995; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016). Lorsque la croissance de glace de fond est importante, il est possible qu'un seuil de glace se forme. Ce dernier a l'apparence d'une marche de glace émergée à la surface de l'eau (Turcotte et Morse, 2013). La présence de la glace de fond change la rugosité du lit du chenal et modifie l'aire d'écoulement (Prowse, 1995; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016).

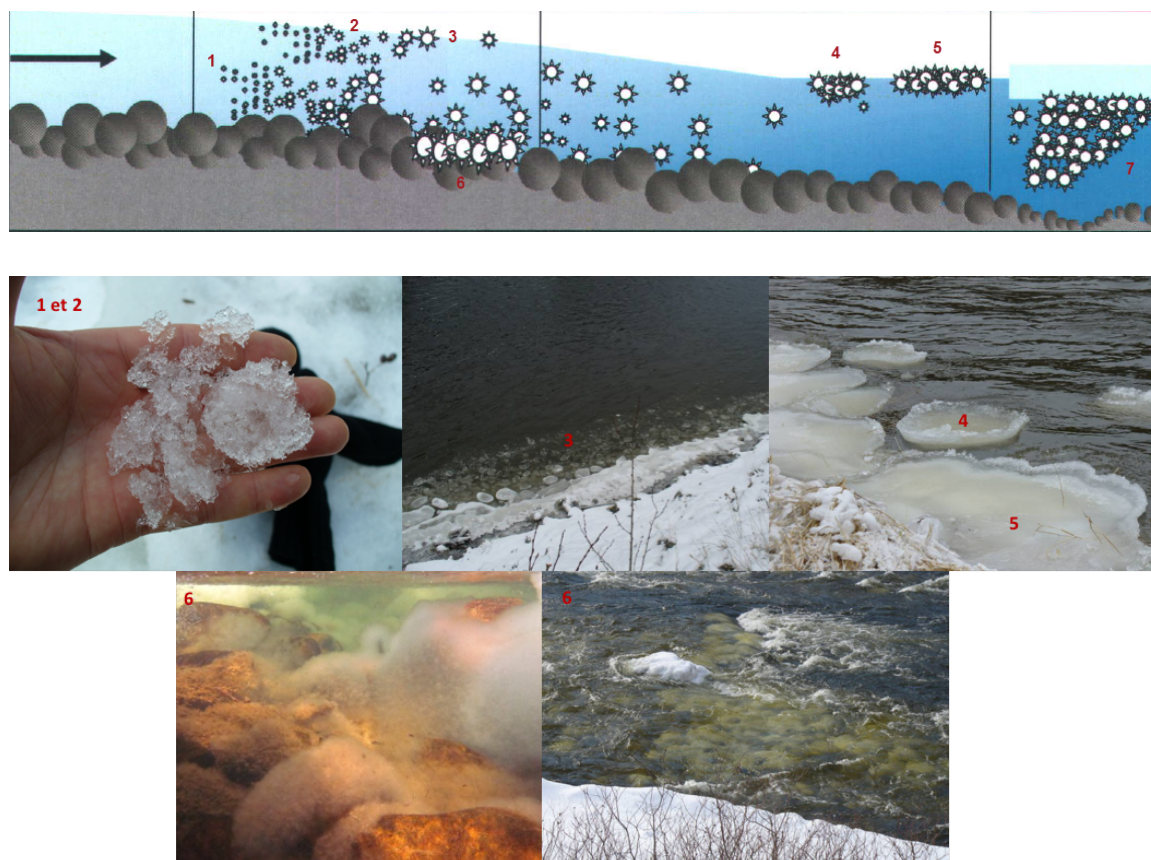


Figure 24: Évolution du frasil en rivière de l'accumulation floconneuse (1), la slush de frasil (2), les plaquettes (3), assiettes (4), plaque et radeau (5), glace de fond (6) et barrage suspendu (7) (Adapté de Dubé et al., 2015 et photos de Dubé, 2013)

### 1.3.3 Mise en place du couvert

Selon Turcotte et Morse (2013), il existe 5 types de couverts de glace dans des petits cours d'eau, soit les carapaces de glace, les couverts suspendus, flottants, confinés et complets.

Les couverts par carapace de glace se forment sur des petits cours d'eau à forte pente, tels que les chutes, les cascades, les marches (des systèmes en marche et cuvette). Ce type de glace se met en place autour des obstacles dans le chenal (roches, branches, berges). Elle

est rigide, blanche ou transparente, la distinguant de la glace flottante. Elle croît par accréation ou par glaçage des surfaces en contact avec l'air et une eau autour de 0°C. Son épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres (Turcotte et Morse, 2013).

Les couverts de glace suspendus se forment principalement dans de petits cours d'eau à forte pente. Ils se forment par l'évolution de la glace de fond en seuil de glace subissant la formation d'une brèche ou la perforation du seuil de glace. L'évacuation de l'eau stockée en amont, abaisse le niveau d'eau alors que le couvert de glace reste suspendu sur les blocs et les berges (Buffin-Bélanger et *al.*, 2013-a; Turcotte et Morse, 2013).

Les couverts de glace flottants sont les plus documentés. Leur mise en place peut être statique ou dynamique (Figure 25) (Dubé et *al.*, 2015). La mise en place statique résulte de la croissance thermique de la glace de rive des berges vers le centre du chenal dans des tronçons calmes et profonds. La mise en place dynamique du couvert de glace, quant à elle, est alimentée par des particules de frasil et des accumulations floconneuses (Prowse, 1995; Buffin-Bélanger et *al.*, 2013-a; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016), formant diverses formes de glace flottante s'accumulant et se consolidant ensemble formant un couvert de glace dans les tronçons où la morphologie du chenal contraint le transport glaciaire. Lorsque l'accumulation des glaces flottantes crée une progression de la congestion vers l'amont, il est plutôt question d'une mise en place par embâcle. La pression et la hauteur de l'embâcle dépendent de la quantité de glaces flottantes et des conditions hydrauliques (Buffin-Bélanger et *al.*, 2013-a; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016). Il est aussi possible que la formation d'un couvert de glace soit mixte, comme dans les rivières à succession seuil-mouille (Figure 25) (Buffin-Bélanger et *al.*, 2013-a; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015). La mise en place débute alors dans les mouilles de manière statique, progressant vers le centre du chenal. Une zone centrale peut rester libre de glace. Dans les seuils, la production de frasil et de glace de fond apparaît. La fermeture du chenal se fait par congestion de glace flottante et progression frontale vers l'amont (Prowse, 1995; Buffin-Bélanger et *al.*, 2013-a; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015).

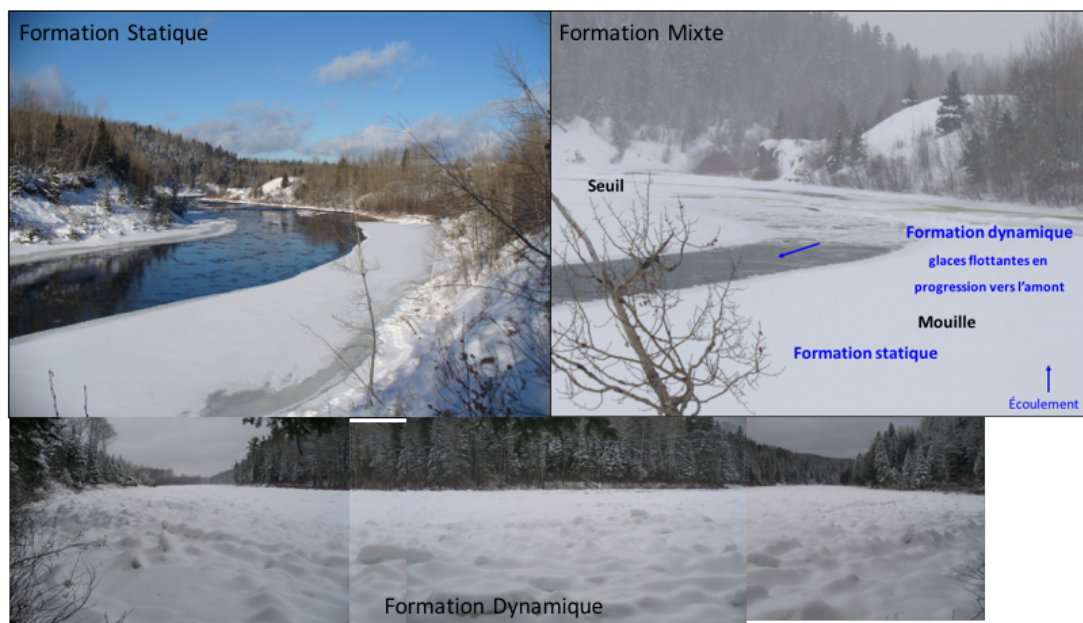


Figure 25: Les trois types de mise en place d'un couvert de glace flottant (photo : Dubé, 2013)

Une fois le couvert de glace flottant bien installé, il peut devenir confiné. Ce type de couvert est le résultat d'une résistance prolongé aux pressions hydriques ou à une submersion du couvert flottant. Selon son épaisseur et son rattachement aux berges, il résistera ou non à la pression exercée. Plusieurs scénarios sont possibles (Figure 26), des fissures peuvent apparaître près des berges comme c'est souvent le cas sur le couvert de glace flottant. Il est aussi possible que le couvert résiste et finisse par se briser au centre(A), ou en plusieurs morceaux s'il est plus mince (C) ou encore qu'il ne se brise pas et résiste à une submersion (Turcotte et Morse, 2013).



Fig. 5. A channel cross-section with a typical floating ice cover developing two hinge cracks when the discharge varies.

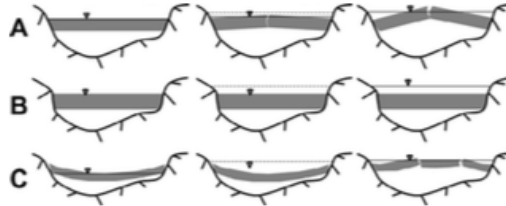


Fig. 6. (A) A surface ice cover that resists an hydraulic pressure (the dashed line is the head) before developing a central hinge crack. (B) A thick ice cover resisting an hydraulic pressure while submerged. (C) A down-arching ice cover resisting a hydraulic pressure before developing hinge cracks.

Figure 26: Différents scénarios de résistance du couvert de glace à une pression hydraulique créant un couvert de glace confiné (Turcotte et Morse, 2013).

Finalement, le couvert de glace complet se forme lorsque l'écoulement devient très faible ou que le couvert de glace (flottant, confiné ou suspendu) croît jusqu'au lit. Ce type de couvert occupe une partie importante du chenal des petits cours d'eau, restreignant de manière importante l'écoulement et pouvant engendrer des aueis (Turcotte et Morse, 2013).

#### 1.3.4 Épaississement du couvert de glace

L'accrétion de nouveaux cristaux de glace permet une croissance thermique verticale et crée une glace collumnaire (glace noire ou bleue). L'épaississement thermique du couvert se produit grâce aux pertes thermiques de chaleur vers l'atmosphère (Prowse, 1995; Shen, 2016). Bien que l'épaisseur du couvert de glace soit aussi influencée par la présence d'un manteau nival, des changements hydrodynamiques, de la présence de frasil (Prowse, 1995; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016), du type de mise en place et de la morphologie du chenal (Beltaos, 1995; Dubé, 2009), il est possible d'estimer

l'épaisseur de la partie statique du couvert à l'aide de la formule de *Stefan* (Beltaos, 1995; Dubé, 2009; USACE, 2002) :

$$h_i = a_i(DJGA)^{0,5} \quad (4)$$

où  $h_i$  est l'épaisseur de glace statique (m),  $a_i$  le coefficient empirique propre à chaque type d'environnement et DJGA les degrés-jour de gel accumulé (°C). Le Tableau 1 présente les différents coefficients empiriques à utiliser dans l'équation de *Stefan* en fonction de quatre types d'environnement différents (Dubé, 2009; USACE, 2002). L'estimation de l'épaisseur du couvert de glace est souvent plus près de la réalité en milieu lacustre, puisque le nombre de facteurs influençant la croissance thermique est moindre qu'en milieu fluvial (Beltaos, 1995; USACE, 2002).

Tableau 1 : Coefficients empiriques pour l'utilisation de l'équation de *Stefan* (Dubé, 2009 ; 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)

Les particules de frasil adhèrent au couvert de glace et y seront incorporées, contribuant à son épaissement. Lorsque la production de frasil est importante en amont, il est possible que des barrages suspendus de frasil se forment (Figure 24-7). Ces derniers résultent d'un transport sous glacial important du frasil, permettant leur accumulation sous le couvert de glace aux endroits où l'écoulement est lent et la glace poreuse (Prowse, 1995;

Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016). Ils se retrouvent principalement dans les mouilles profondes en aval de section libre de glace à turbulence élevée (Prowse, 1995; Shen, 2016). Ils peuvent bloquer une partie importante de l'écoulement sous la glace, jusqu'à plusieurs mètres. La présence de frazil sous le couvert de glace change considérablement l'aire d'écoulement, engendrant une augmentation des vitesses localement dans les zones sans frazil pouvant même engendrer un surcreusement du lit. Lorsque le frazil limite l'écoulement d'une grande partie, voire toute la colonne d'eau jusqu'au lit, un refoulement et une hausse du niveau d'eau se produit en l'amont du blocage (Prowse, 1995; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015).

La croissance thermique et l'incorporation des particules de frazil au couvert de glace entraînent une croissance sous glacielle de ce dernier. Par contre, il est aussi possible que sa croissance se produise par le dessus. La présence d'un manteau neigeux sur le couvert de glace ou des changements hydrodynamiques peut augmenter la pression sur le couvert de glace, engendrant la formation de fissures par lesquelles se produisent des résurgences d'eau sur le couvert. Lorsqu'il y a présence d'un manteau neigeux, la fine couche d'eau à la base de ce dernier gèle graduellement, formant une glace de neige (glace blanche) (Prowse, 1995; Dubé et *al.*, 2015). Lorsqu'il y a absence de neige, de bonnes quantités d'eau peuvent s'accumuler sur le couvert de glace, formant un auge. L'épaississement du couvert par le dessus se produit par glaçage lorsqu'il y a gel de l'eau supra-glacielle (Prowse, 1995; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015).



### 1.3.5 Débâcle

La débâcle est l'affaiblissement, la rupture, le transport et l'évacuation de la glace (Prowse, 1995). Il existe trois types de débâcles, soit thermique, mécanique ou mixte (Figure 27) (Turcotte et Morse, 2013; Shen, 2016). Elles se produisent lorsque la température augmente près ou au-dessus du point de congélation, et que le manteau neigeux dans la plaine et sur le couvert de glace fond créant du ruissellement (Prowse, 1995).

La débâcle thermique est une dégradation du couvert de glace par l'augmentation des échanges de chaleur latents et sensibles entre la glace et l'air par convection et rayonnement infrarouge de longue longueur d'onde et par conduction entre la glace et l'eau (Prowse, 1995). La radiation est l'une des plus importantes sources d'échange thermique (Prowse, 1995 ; Shen, 2016), puisque l'albédo de la vieille glace est faible, l'absorption de la chaleur est supérieure à sa réflexion. La radiation entraîne alors une entrée de chaleur importante dans la glace, provoquant la fonte du couvert par conduction avec les impuretés présentes dans la glace (Prowse, 1995). L'affaiblissement du couvert de glace peut être très rapide lorsqu'il y a un transfert de chaleur sensible associé à une augmentation de la température de l'eau sous la glace. Il suffit que l'eau de la rivière augmente à peine au-dessus du point de congélation pour qu'il y ait apparition d'une rugosité sous glacial modifiant graduellement l'épaisseur du couvert de glace (Prowse, 1995).

La débâcle mécanique se produit lorsque la fonte du manteau neigeux engendre un ruissellement important, augmentant le débit et le niveau d'eau. Cette augmentation crée une augmentation de la pression sur le couvert, y formant des fissures. L'eau s'accumule sur le couvert par les fissures ou par le ruissellement, puis progressivement le couvert de glace se détache des berges en plusieurs plaques et se met en transport. Les plaques peuvent s'accumuler, formant des embâcles dans les zones préférentielles (Prowse, 1995; Shen, 2016), telles que les méandres, les confluences, en amont des îles ou des îlots, dans les

zones de rupture de pente, de rétrécissement du chenal, d'élargissement du chenal, en présence de pilier de pont. Les embâcles peuvent se produire lors de la mise en place du couvert, durant l'hiver ou lors de la débâcle (Turcotte et Morse, 2013). Les débâcles mécaniques se produisant en cours d'hiver sont les plus impressionnantes et génèrent presque toujours des embâcles, puisqu'aucune pré-débâcle thermique n'a pu réduire l'épaisseur du couvert de glace (Prowse, 1995; Shen, 2016). Lorsque la débâcle thermique est suivie d'un démantèlement mécanique, la débâcle est mixte. Ce type de débâcle est le plus fréquent (Turcotte et Morse, 2013).

Les études existantes sur la glace en rivière ont permis de documenter les types de glace, les différentes mises en place du couvert de glace, son évolution et ses types de débâcles. De plus, des études plus spécifiques se sont penchées sur l'impact d'un couvert de glace sur la structure de l'écoulement. En effet, les échanges thermiques et les variations hydrauliques engendrent une rugosité sous-glaciale du couvert de glace modifiant la structure d'écoulement.



Figure 27: Les types de débâcles en rivière et un embâcle créé par une rupture mécanique du couvert (photo de Dubé, 2013)

## 1.4 STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT SOUS LA GLACE

### 1.4.1 Analyse spatiale de l'écoulement sous glacial

La présence d'un couvert de glace crée une résistance à l'écoulement, augmente la hauteur d'eau, diminue les vitesses de l'écoulement (Smith et Ettema, 1997) et modifie la forme des profils de vitesses moyennes. Les profils de vitesses présentent une forme parabolique révélant la présence d'une deuxième couche limite turbulente (Figure 28 et Figure 29) (Smith et Ettema, 1997; Sukhodolov et *al.*, 1999; Muste et *al.*, 2000; Crance et Forthingham, 2008; Demers et *al.*, 2013). Le profil peut être symétrique ou asymétrique en fonction du rapport de rugosité (Figure 28). Si la rugosité du lit et de la glace sont similaires, le profil est symétrique. Par contre, lorsque le lit est plus rugueux que la glace, le profil devient asymétrique (Sukhodolov et *al.*, 1999). La rugosité du couvert de glace évolue tout au long de l'hiver. Il est donc possible qu'en début de saison le couvert soit lisse et qu'il devienne rugueux ou l'inverse (Crance et Forthingham, 2008). En écoulement libre de glace les vitesses maximums sont à la surface de la colonne d'eau (Figure 28) correspondant à la zone de stabilisation des vitesses de la couche limite (Charlton, 2008). En présence d'un couvert de glace rugueux (profil symétrique), les vitesses moyennes maximum se retrouvent au centre de la colonne d'eau entre les deux couches limites turbulentes. Par contre, lorsque le couvert de glace est lisse, les vitesses maximums se retrouvent plutôt au quart de la colonne d'eau, entre les deux couches limites asymétriques (Figure 28) (Muste et *al.*, 2000; Crance et Forthingham, 2008; Demers et *al.*, 2011; Demers et *al.*, 2013).

L'intensité turbulente peut être représentée par l'écart-type d'une composante de l'écoulement, par le stress de Reynolds et par l'énergie cinétique turbulente. Le stress de Reynolds est le produit des fluctuations d'une même composante ou de deux composantes de l'écoulement multiplié par la densité de l'eau. L'utilisation des composantes longitudinales/verticales permet de représenter les échanges turbulents près du lit (Buffin-

Bélanger et *al.*, 2013-b) et près de la glace en présence d'un couvert de glace. Il est généralement élevé positivement près du lit, élevée négativement près de la glace et presque nul au centre de l'écoulement (Figure 29 (en bas) et Figure 30-a) (Sukhodolov et *al.*, 1999 ; Demers et *al.*, 2013).

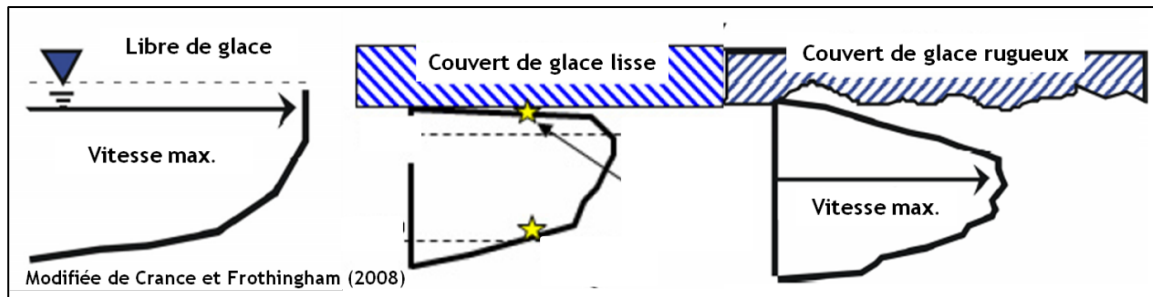


Figure 28 : Profils de vitesses moyennes en écoulement libre de glace, sous un couvert de glace lisse et un couvert de glace rugueux (Modifiée de Crance et Frothingham, 2008)

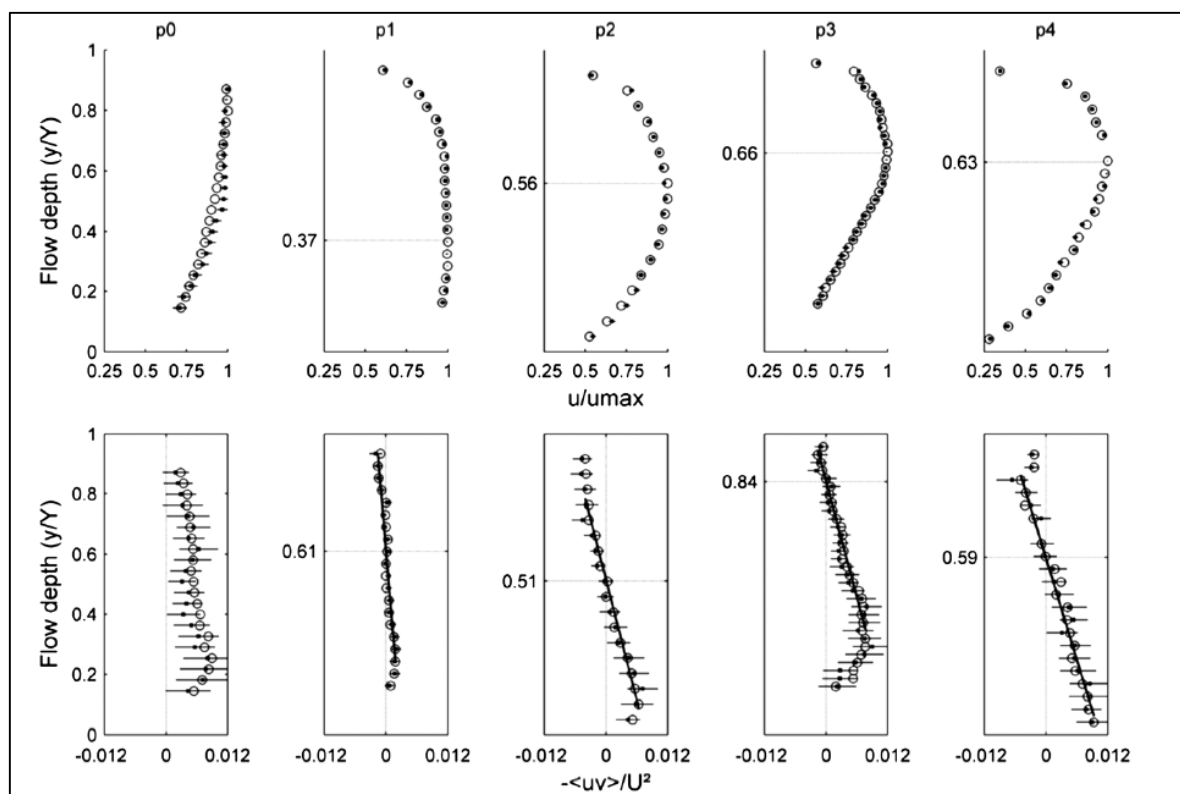


Figure 29: En haut : profil de vitesse, en bas : stress de Reynolds (longitudinal-vertical). P0 en eau libre de glace et P1 à P4 transect avec couvert de glace (Demers et *al.*, 2013)

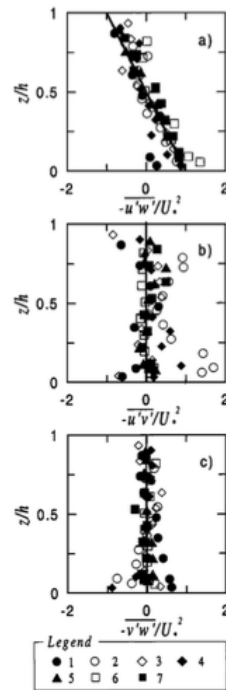


Figure 30 : Distribution du Stress de Reynolds en fonction de la profondeur; a)  $\overline{-u'w'}/U_*^2$  b)  $\overline{-u'v'}/U_*^2$  c)  $\overline{-v'w'}/U_*^2$  (Sukhodolov et *al.*, 1999)

Les patrons spatiaux de l'écoulement sous glacial dans les boucles de méandre ont été documentés par quelques chercheurs (Urroz et Ettema, 1994; Demers et *al.*, 2011). En écoulement libre de glace, la force centrifuge créée par la morphologie du méandre engendre des écoulements secondaires ou cellules hélicoïdales orientées vers la berge concave (Figure 31-a) (Tilston et Biron, 2006). La présence d'un couvert de glace créant une deuxième rugosité, engendre la formation d'une deuxième cellule hélicoïdale. Le patron d'écoulement (Figure 31-b) est alors formé de deux cellules hélicoïdales superposées ayant un sens de rotation inverse (Urroz et Ettema, 1994) et dont la taille peut varier. Les résultats d'une étude en milieu naturel réalisée par Demers et *al.* (2011) (Figure 33) révèlent parfois la présence d'une double cellule (transect 30 et 65 degrés) et parfois une simple cellule (Demers et *al.*, 2011). Par contre, les profils transversaux n'indiquant pas la présence claire ou indiquant l'absence d'une double cellule ont seulement trois points d'échantillonnage contre cinq pour les deux autres transects. Suite à

cet article, Demers a réalisé un film du comportement de l'écoulement avec l'ensemble des données. Ce film a permis de visualiser un début de deuxième cellules hélicoïdales là où les vitesses moyennes n'en laissent pas présager (Demers, 2016). Il est alors possible de croire qu'avec des prises de mesures sur toute la largeur du transect, les mesures auraient pu révéler des résultats différents.

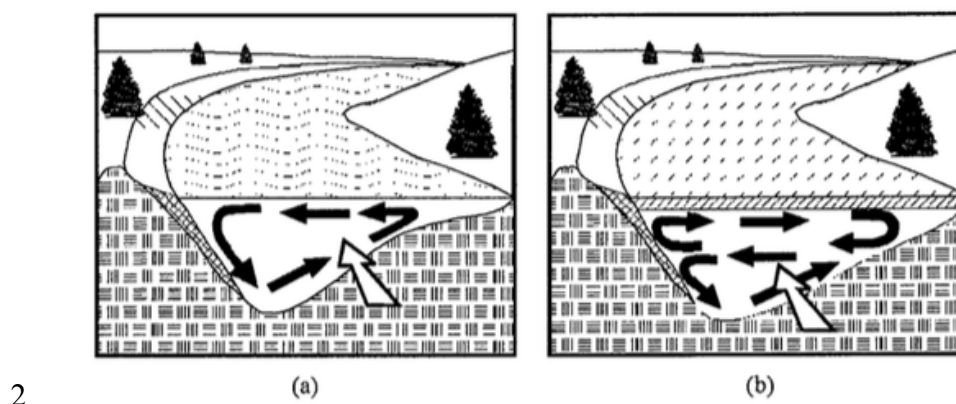


Figure 31: Patterns spatiaux de l'écoulement latéral dans une boucle de méandre a) en eau libre de glace, b) avec la présence d'un couvert de glace (Ettema et Daly, 2004)

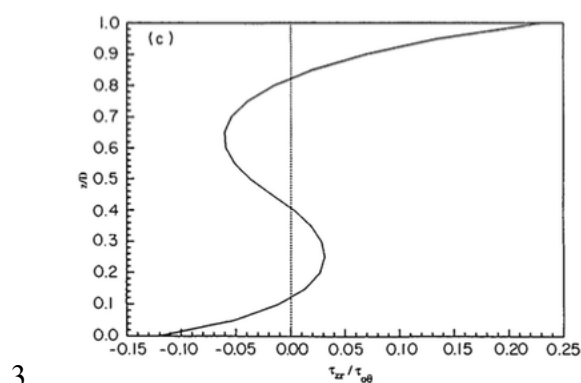


Figure 32 : Distribution du stress de Reynolds des vitesses latérales (modifié d'Urroz et Ettema, 1994)

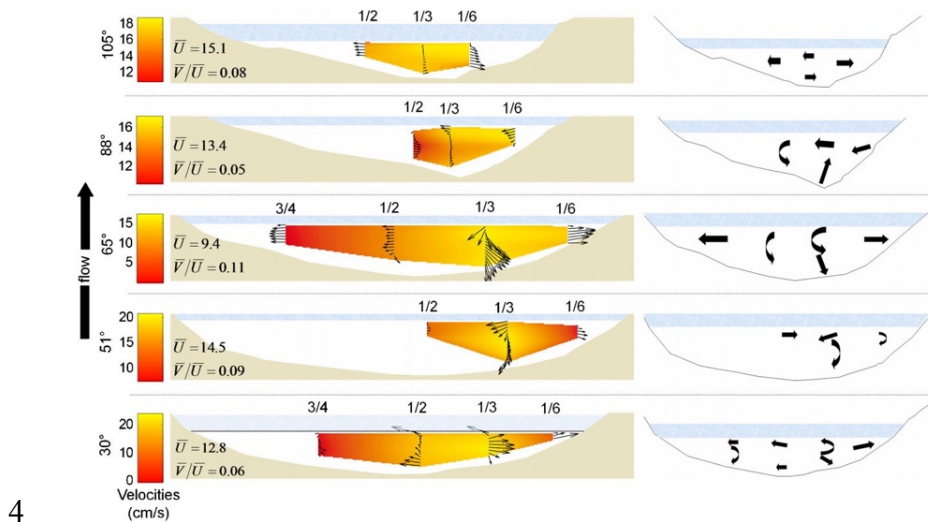


Figure 33 : Patrons spatiaux des écoulements secondaires (flèches) et des vitesses longitudinales (couleurs) dans une boucle de méandre en présence d'un couvert de glace (Demers et al., 2011)

#### 1.4.2 Analyse spatio-temporelle de l'écoulement sous glacial

L'analyse des séries temporelles des vitesses tridimensionnelles de l'écoulement permet, entre autres, de visualiser les structures turbulentes. Leurs tailles et leurs formes varient selon la présence et l'absence d'un couvert de glace. La Figure 34, représentant une petite portion d'une série temporelle, montre la présence de structure d'éjection-incursion. D'une part, leur présence est identifiable par l'inversion du signal longitudinal ( $U$ ) et vertical ( $W$ ). Puis, il est possible d'identifier les éjections par le passage des vitesses  $U$  faibles vers le lit et les incursions par le passage de vitesses rapides vers la surface (Sukhodolov et al., 1999). Selon Sukhodolov et al. (1999), la taille des structures d'éjections-incursions est supérieure et la forme est plus allongée en présence d'un couvert de glace qu'en écoulement libre de glace. Par contre, les résultats de Demers et al. (2013) sont différents. La Figure 35 illustre à droite, une autocorrélation plus forte des vitesses  $U$



en été. Les structures sont donc plus cohérentes et plus grosses en saison libre de glace. Sur les profils hivernaux, il est possible de distinguer une autocorrélation plus forte près du lit et une plus faible près de la glace. Les structures sont donc plus cohérentes et plus grosses près du lit et plus petites et moins cohérentes près de la glace. Ces constatations sont aussi observables grâce aux figures de gauche de la Figure 35 réalisées avec un algorithme de détection des cohérences spatiales (Demers et *al.*, 2013).

Les structures macro-turbulentes sont influencées par l'épaisseur des couches limites turbulentes, dont leurs tailles dépendent de la rugosité de la glace et du lit. Lorsque le couvert de glace a une faible rugosité les couches limites sont asymétriques. Les échanges turbulents proviennent alors majoritairement du lit. Les échanges macro-turbulents ne sont pas limités à leur couche limite. Les résultats de Demers et *al.* (2013) (Figure 30) montrent que l'étendue spatiale de ces structures est floue. Il est possible d'observer des échanges et éventuellement une dissipation des structures (Demers et *al.*, 2013).

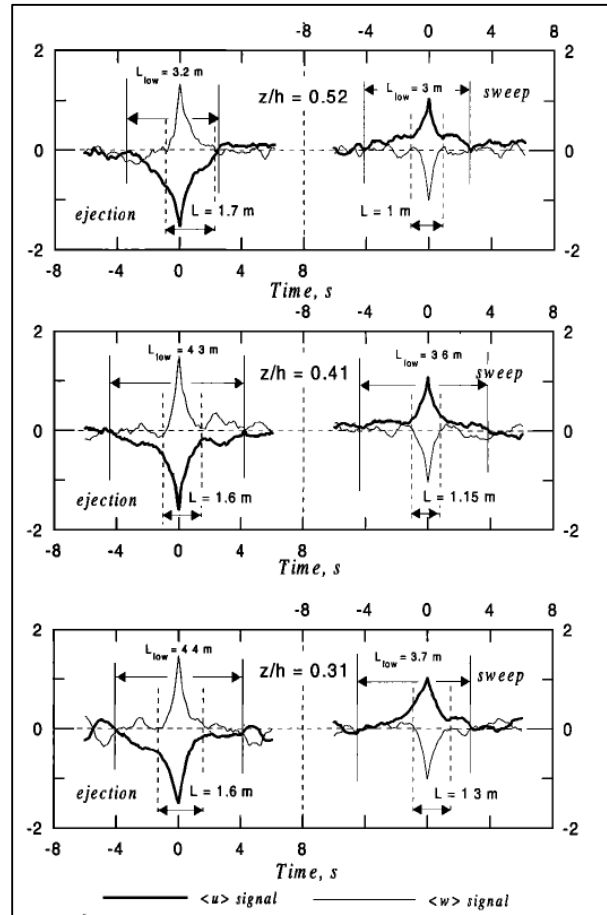


Figure 34: Signal turbulent des structures d'éjections-incursions (Sukhodolov et al., 1999)

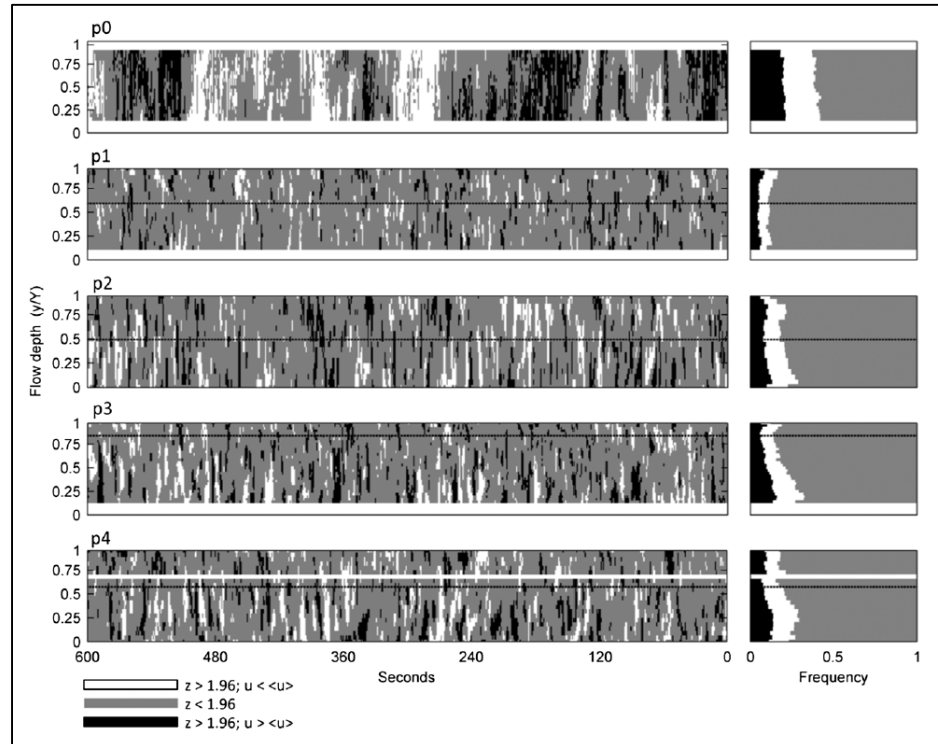


Figure 35: Autocorrélation locale des vitesses  $U$  avec l'algorithme de détection des cohérences spatiales. Les données d'autocorrélation inférieures et supérieures à la moyenne sont présentées sous forme de cellules blanches et noires tandis que les cellules grises représentent l'absence d'autocorrélation. Sur la droite de chaque profil, un diagramme de fréquence illustre la fréquence des autocorrélations (P0 est un profil en eau libre et P1 à P4 sous couvert de glace) (Demers et *al.*, 2013).

Cette recension des écrits indique que de nombreuses études ont examiné la structure de l'écoulement en rivière et en particulier aux confluent de cours d'eau en saison libre de glace, ainsi que les types de glace, leur mise en place, l'évolution et la débâcle des couverts de glace de même que la structure de l'écoulement sous glacielle de quelques environnements fluviaux (e.g. les méandres). Cependant, à notre connaissance la structure de l'écoulement sous glacielle aux confluent de cours d'eau n'a jamais encore été documentée.

## PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET SITE D'ÉTUDE

### 2.1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Les confluences sont des zones propices à la formation d'embâcle de glace (Taylor, 2010) et elles peuvent constituer un aléa important. Les changements climatiques prévus sont susceptibles de causer des redoux hivernaux plus fréquents pour les régions tempérées et maritimes, ainsi qu'une hausse de la limite septentrionale où ils se produiront. En effet, des événements de redoux hivernaux provoquant des embâcles ont été enregistrés à plusieurs endroits en haute latitude de la zone tempérée de l'Amérique du Nord depuis la deuxième moitié du 20<sup>e</sup> siècle (Beltaos et Prowse, 2009). Beltaos et *al.* (2006) ont étudié les effets des redoux hivernaux futurs sur la débâcle du couvert de glace sur la rivière Peace. Deux scénarios de modélisation ont été effectués, un pour 2070 et un pour 2099. La tendance qui en ressort est une augmentation des fréquences et des durées de redoux hivernaux. Cette augmentation suit la hausse des températures et de la présence de précipitations liquides plutôt que solide, engendrant des débâcles sans affaiblissement thermique du couvert (Beltaos et *al.*, 2006 ; Beltaos et Prowse, 2009) générant un risque naturel important en présence d'infrastructure dans et à proximité du chenal.

Les connaissances actuelles sur la structure d'écoulement aux confluent de cours d'eau sans couvert de glace sont bien documentées pour certaines tailles de rivières. Des projets de recherche en chenal expérimental (Best, 1987 ; Biron et *al.*, 1996 ; Leite Ribeiro et *al.*, 2012), sur des petits cours d'eau (1 à 10 m) (Rhoads et Kenworth, 1995; De Serres et *al.*, 1999; Rhoads et Sukhodolov, 2004 ; Biron et Lane, 2008) ou encore dans de grands fleuves (Parsons et *al.*, 2008) ont été menés dans les dernières décennies. Par contre, les confluent de taille moyenne, à l'exception des recherches de Konsoer et Rhoads (2014)

comparant deux cours d'eau moyens (10 à 100 m) en milieu naturel, sont très peu documentés.

De plus, les relations entre la présence de glace en rivière, la structure d'écoulement, du transport des sédiments et la morphologie du lit demeurent nettement moins documentées. Pourtant, ces relations sont nécessaires pour mieux comprendre les confluences des cours d'eau des environnements froids (Ettema, 2002; Ettema et Zabinski, 2004). En effet, aucun article mettant en relation la structure de l'écoulement et la glace aux confluences de cours d'eau ne semble exister. Ceci s'explique probablement par la difficulté de trouver un site d'étude possédant un couvert de glace assez solide pour permettre l'échantillonnage au-dessus de la confluence. En effet, beaucoup de confluence de cours d'eau possède un couvert de glace partiel ou inexistant. Par exemple, dans le bas Saint-Laurent, les confluences de la Matapédia-Causapscale, de la Matane-Petite Matane, ainsi que celle de la Cap-Chat-Petite Cap-Chat en Gaspésie ne possèdent qu'un couvert de glace partiel. De plus, l'échantillonnage de profils de vitesses sous glaciels représente un défi logistique sur le terrain, par la profondeur du surcreusement d'une confluence, la sensibilité des appareils au froid et la présence possible de frasil rendant impossible la prise des mesures de vitesses (Demers, 2011).

Les connaissances glacielles aux confluent de cours d'eau sont limitées et portent sur la morphologie ou sur la construction d'embâcles. Bergeron et Roy (1988) ont été des précurseurs en observant les effets d'un embâcle sur la morphologie du lit d'une confluence. Ettema et *al.* (1997) et Ettema et *al.* (1999) ont proposé des scénarios de cause d'embâcles au confluent de cours d'eau. Un suivi quotidien de l'évolution du couvert de glace comme celui de Dubé (2009) pour une succession seuil-mouille, n'a pas encore été réalisé à une confluence.

Dans ce contexte, cette recherche vise principalement à analyser la structure de l'écoulement à une confluence de taille moyenne (entre 40 et 62 m) en présence d'un couvert de glace. Plus spécifiquement, ce projet vise à :

- (1) Caractériser la dynamique du plan de mélange sans couvert de glace
- (2) Décrire l'évolution du couvert de glace à une confluence
- (3) Quantifier le champ de vitesses en présence d'un couvert de glace.

Les résultats de ce projet de recherche contribueront à l'avancement des connaissances fondamentales sur la glace aux confluences et son interaction avec la structure de l'écoulement. La compréhension de la dynamique glacielle demeure essentielle afin de gérer adéquatement le territoire périphérique des rivières à couvert de glace et les infrastructures se retrouvant à proximité du chenal.

## **2.2 SITE D'ÉTUDE**

La confluence de la rivière Mitis-Neigette se situe dans la municipalité de Sainte-Angèle-de-Méricie dans la MRC de la Mitis dans le Bas-Saint-Laurent. La rivière Mitis coule sur 51 km du Lac Mitis à la Baie De Mitis dans l'estuaire maritime du St-Laurent. Son bassin versant draine une superficie de 1805 km<sup>2</sup>. Son débit moyen annuel est de 33,3 m<sup>3</sup>/s (Allard, 2010 ; Bérubé, 2014). La rivière Neigette, quant à elle, coule sur 117,1 km. Elle draine un sous-bassin versant de la rivière Mitis de 494 km<sup>2</sup> et son débit moyen annuel est de 9,3 m<sup>3</sup>/s (Figure 36).

Le climat de la région est de type tempéré froid et le régime hydrologique de ces rivières est pluvionival où le pic de crue maximale est enregistré au printemps (Massé, 2014). La station météorologique la plus proche, celle de Mont-Joli, enregistre une température moyenne annuelle de 4,97°C (Environnement Canada, 2016). Des mois d'octobre à avril inclusivement, la température moyenne est de -3,6 °C, les précipitations neigeuses moyennes sont de 270 cm et les précipitations liquides moyennes de 225 mm (Environnement Canada, 2016). Pour les deux hivers à l'étude, la température moyenne d'octobre à avril était presque deux fois plus élevée en 2015-2016 qu'en 2014-2015. L'hiver 2014-2015 a eu un peu plus de 1,5 fois plus de degrés-jours de gel accumulés

(DJGA) qu'en 2015-2016 avec 486,3 degrés de plus. Les précipitations neigeuses des deux hivers sont similaires, 2014-2015 compte seulement 16,6 cm de plus que 2015-2016. Pour les précipitations liquides, l'écart entre les deux années est un peu plus important avec 26,8 mm de plus en 2015-2016 (Environnement Canada, 2016).

Tableau 2: Comparaison des conditions climatiques des hivers 2015 et 2016.

	Hiver 2014-2015	Hiver 2015-2016
<b>T°C moyenne</b>	-4,67	-2,38
<b>Total DJGA</b>	1351,7	865,4
<b>Total Neige (cm)</b>	276,4	259,8
<b>Totale Pluie (mm)</b>	197,3	224,1

Source : Environnement Canada, 2016

Les deux rivières coulent dans une plaine de dépôt marin hérité de la mer de Goldthwait et s'incisent dans une masse argileuse de plusieurs dizaines de mètres (Bérubé, 2014 ; Massé, 2014). La rivière Neigette comporte seulement 1,5 m de dépôt sableux au-dessus de l'argile marine. La rivière Mitis, quant à elle, possède entre 5 à 10 m de sable au-dessus de cette argile (Buffin-Bélangier et *al.*, 2015). Le style fluvial des deux rivières près de la confluence est à méandres stables à succession seuils-mouilles (Allard, 2010 ; Massé, 2014). La granulométrie du lit de la rivière Mitis varie de graviers à galets (Bérubé, 2014) avec un D50 de 51 mm juste en amont de la confluence, tandis que la rivière Neigette est composée principalement de silt argileux (Massé, 2014) avec un D50 de 17 mm juste en amont de la confluence, résultant en une turbidité différente entre les deux rivières. Cette dernière permet d'observer la position du plan de mélange et les structures turbulentes lorsque l'écoulement est libre de glace. La confluence est discordante asymétrique et possède un angle d'environ 55°. Par contre, alors que la discordance aux confluent est généralement

liée à un tributaire moins profond que le cours d'eau principal, ici les résultats de la bathymétrie révèlent une profondeur moyenne de la rivière Mitis de 0,23 m avec une largeur de 21,2 m, alors que la Neigette (tributaire) a une profondeur de 0,94 m avec une largeur de 16,3 m (Figure 37).

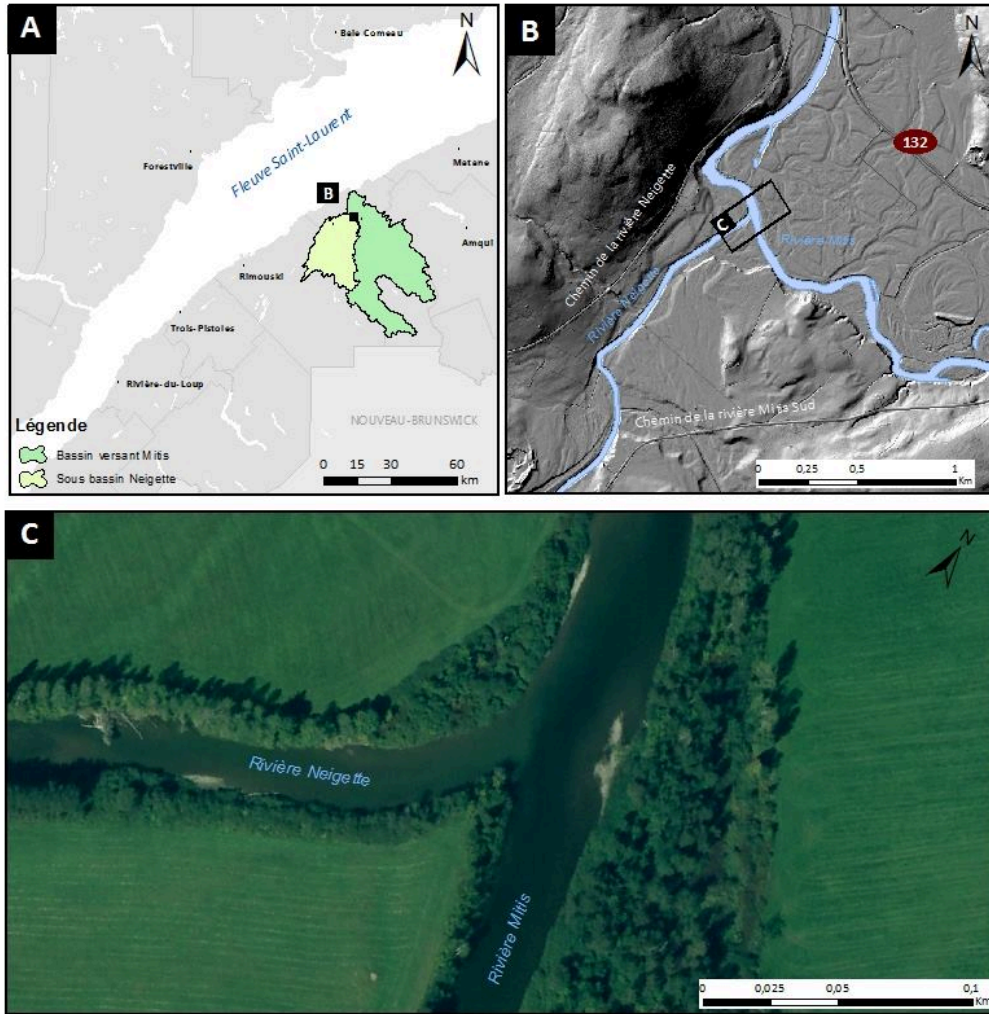


Figure 36 : Cartes de localisation des bassins versants des rivières Mitis et Neigette (A), de la confluence des rivières Mitis et Neigette dans leurs plaines alluviales d'après l'imagerie Lidar de 2015 (B) et la confluence de ces deux rivières en saison estivale (C).



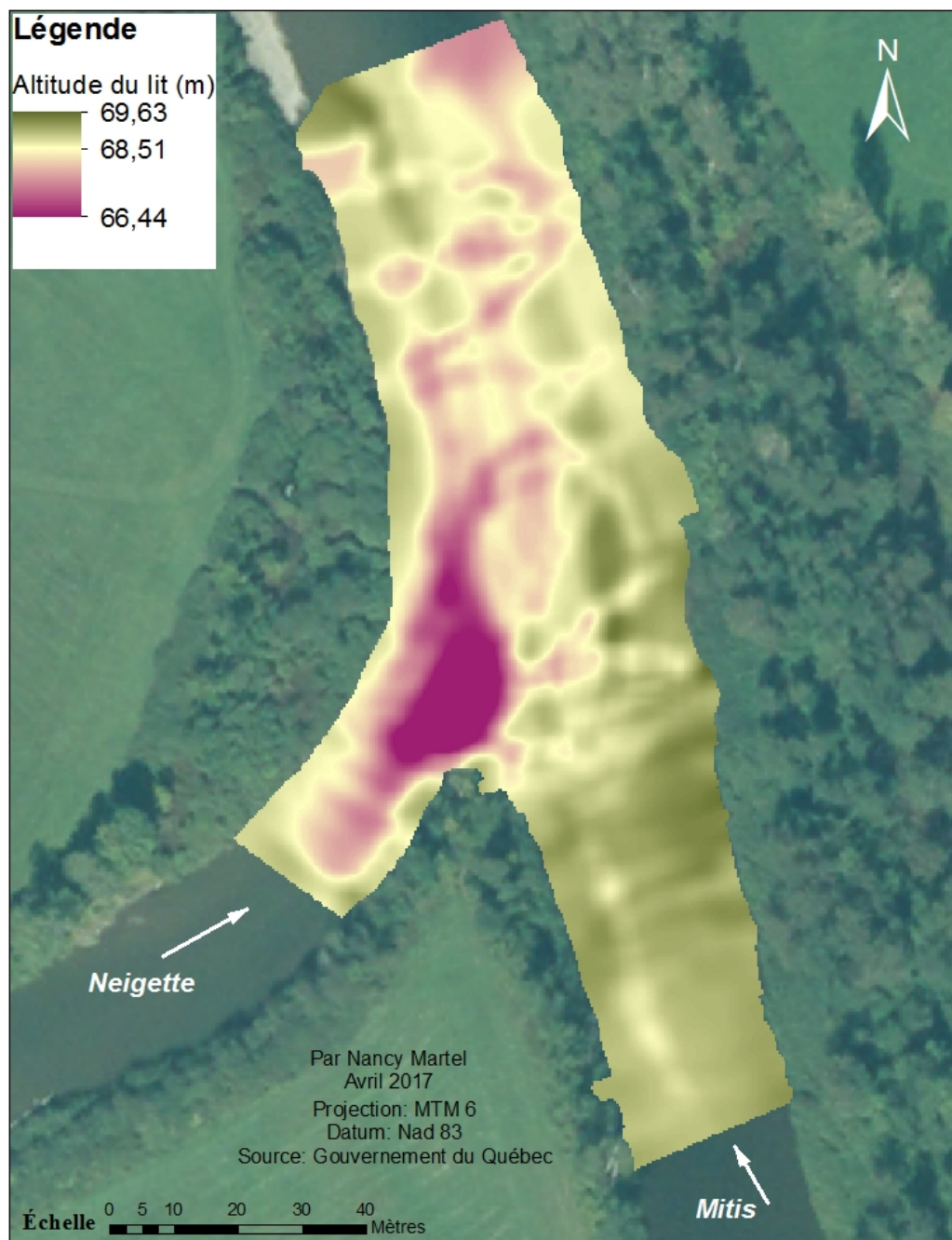


Figure 37 : Bathymétrie du lit de la confluence en valeurs d'altitudes.

## MÉTHODOLOGIE

La méthodologie de recherche comporte deux parties. La première partie décrit la collecte de donnée sur le terrain et se divise en deux volets : les mesures prises durant la période estivale et celles prises durant la période hivernale (Figure 38). La seconde partie explique les traitements et les analyses des données recueillies selon les trois objectifs spécifiques du projet.

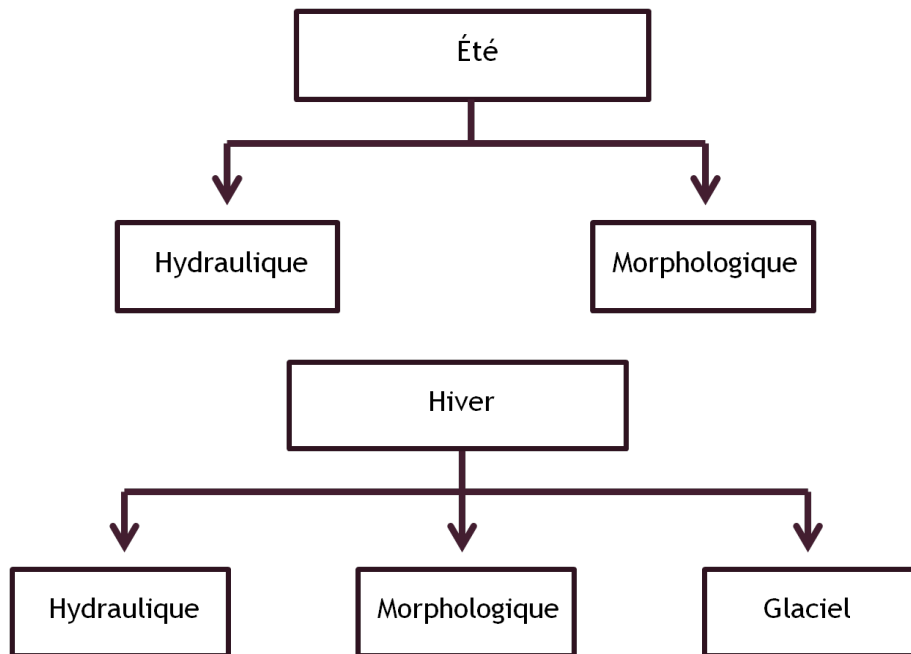


Figure 38 : Organigrammes des volets méthodologiques en été et en hiver

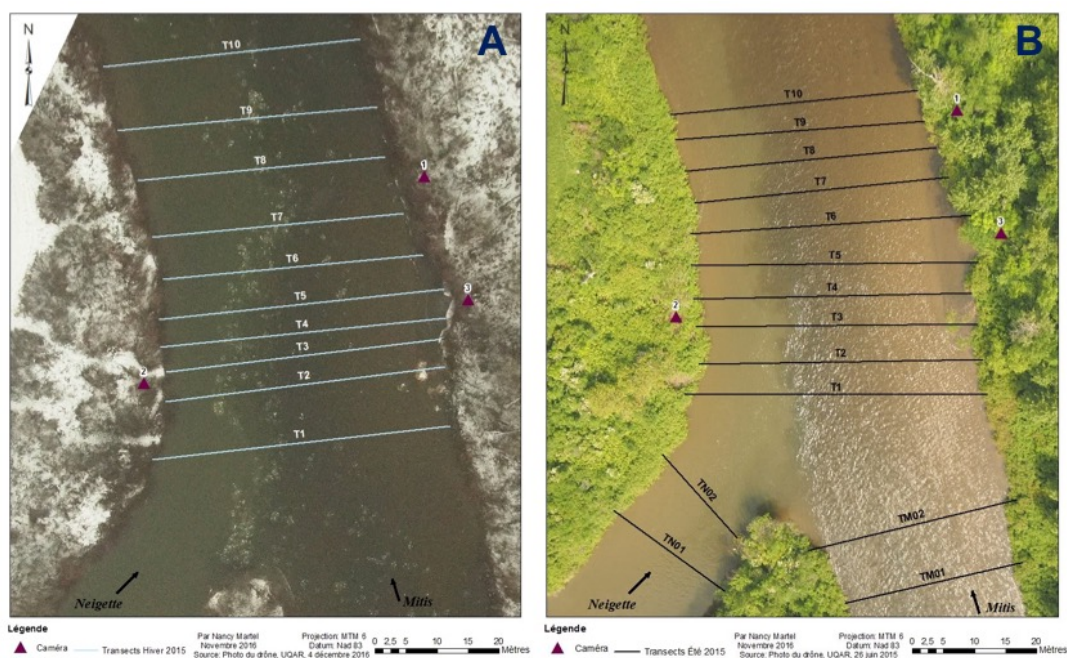


Figure 39 : Représentation des sections transversales échantillonnées (A) à l'hiver 2015 et (B) à l'été 2015

### 3.1 COLLECTE DE DONNÉES SUR LE TERRAIN

La collecte de données repose sur des mesures prises en période estivale et d'autres en période hivernale dans les 70 premiers mètres du plan de mélange, car c'est là où les structures sont les plus cohérentes. Des sections transversales de références ont été tracées pour aider le positionnement lors des prises de mesures et pour s'assurer de couvrir l'ensemble de la zone d'intérêt à la confluence. Pour la période hivernale, les sections transversales ont été tracées aux cinq mètres dans ArcGis 10.0 en se basant sur une orthophotographie estivale laissant entrevoir le plan de mélange. Le fichier a été transféré dans un DGPS (Système de positionnement global différentiel), afin de localiser le plan de mélange et les sections transversales (Figure 39). Une fois sur le terrain des zones de glace mince (<10 cm) en amont du plan de mélange et le long des berges ont compliqué le traçage des profils transversaux. Ils ont donc été tracés en aval de la zone mince au centre

de la confluence et à partir du début de transect de la berge gauche. Par contre, le plan de mélange a pu être tracé au DGPS. Pour la période estivale, les profils transversaux ont aussi été tracés au préalable dans ArcGis 10.0 afin d'être transférés dans le DGPS. Cette fois, les berges étant toutes accessibles, des bornes de début et de fin ont pu être installées, produisant un traçage plus droit des transects d'échantillonnage.

Mis à part les données spécifiques à chacune des périodes, deux types de données ont été échantillonnées tout au long du projet : des photographies in situ et par drone ainsi que des mesures de débits.

Des caméras automatisées Reconyx (Figure 40-A) ont été installées de chaque côté de la confluence afin d'obtenir un suivi photographique aux 15 minutes. Ces photos servent à décrire la mise en place, l'évolution et la débâcle du couvert de glace. Une caméra était située sur la rive gauche et deux sur la rive droite (Figure 39), couvrant l'amont de la Neigette et de la Mitis, ainsi que la confluence.

Des prises de photos à haute résolution par un drone télécommandé ont été réalisées à 6 reprises. Le drone était un *dragonfly XP4* équipé d'une caméra Olympus E-PM1 de 12,1 mégapixels et d'une caméra vidéo Gopro. (Figure 40-B) Les prises de photos ont été réalisées à différents rapports de débit afin de décrire le déplacement du plan de mélange selon le rapport de débits entre les deux cours d'eau ( $Q_r$ ).

$$Q_r = Q_2 / Q_1 \quad (5)$$

Où  $Q_2$  représente le débit du tributaire et  $Q_1$  celui de la rivière principale. Les photos ont généralement été prises à une altitude de 150 m à un intervalle de trois secondes entre chaque photo. La résolution d'image est de 4608 par 3456 pour une résolution au sol de l'ordre de 0,05 m. Pour positionner les photos dans l'espace géographique, des cibles étaient installées sur des bornes de part et d'autre de la confluence avant chaque vol. Les bornes ont été positionnées à l'aide d'un DGPS R10 de Trimble, ayant une résolution de 8 à 15 mm au sol (acquisition en « *Real Time Kinematic* » (*RTK*) ce qui a permis de géoréférencer les photographies (Trimble, 2014).

Les mesures de débits visaient la construction d'une courbe de tarage. Des capteurs de pression HOBO de Onset ont été installés pour enregistrer la pression hydrostatique aux 30 minutes (Figure 40-C et D). Trois capteurs de pression ont été installés dans l'eau, soit deux en amont de la confluence (un sur la Mitis et un sur la Neigette) et un en aval de la confluence sur la Mitis (Figure 41). Un capteur, utilisé pour mesurer la pression atmosphérique, a été placé près de la confluence. Des mesures ponctuelles de débits ont été réalisées à l'emplacement de chaque capteur de pression à plusieurs reprises (une dizaine de fois par site) durant la période d'écoulement en eau libre tout au long du projet. Les mesures ponctuelles de débit ont été réalisées à l'aide d'un *River Surveyor M9 de SonTek*. Pour chaque estimation ponctuelle de débit, plusieurs mesures de débits étaient réalisées pour s'assurer de la représentativité des mesures et pour déterminer une mesure moyenne.



Figure 40 : Collecte de données sur le terrain : A) Caméra Reconyx; b) Drone ; c et d) Mesure de débit

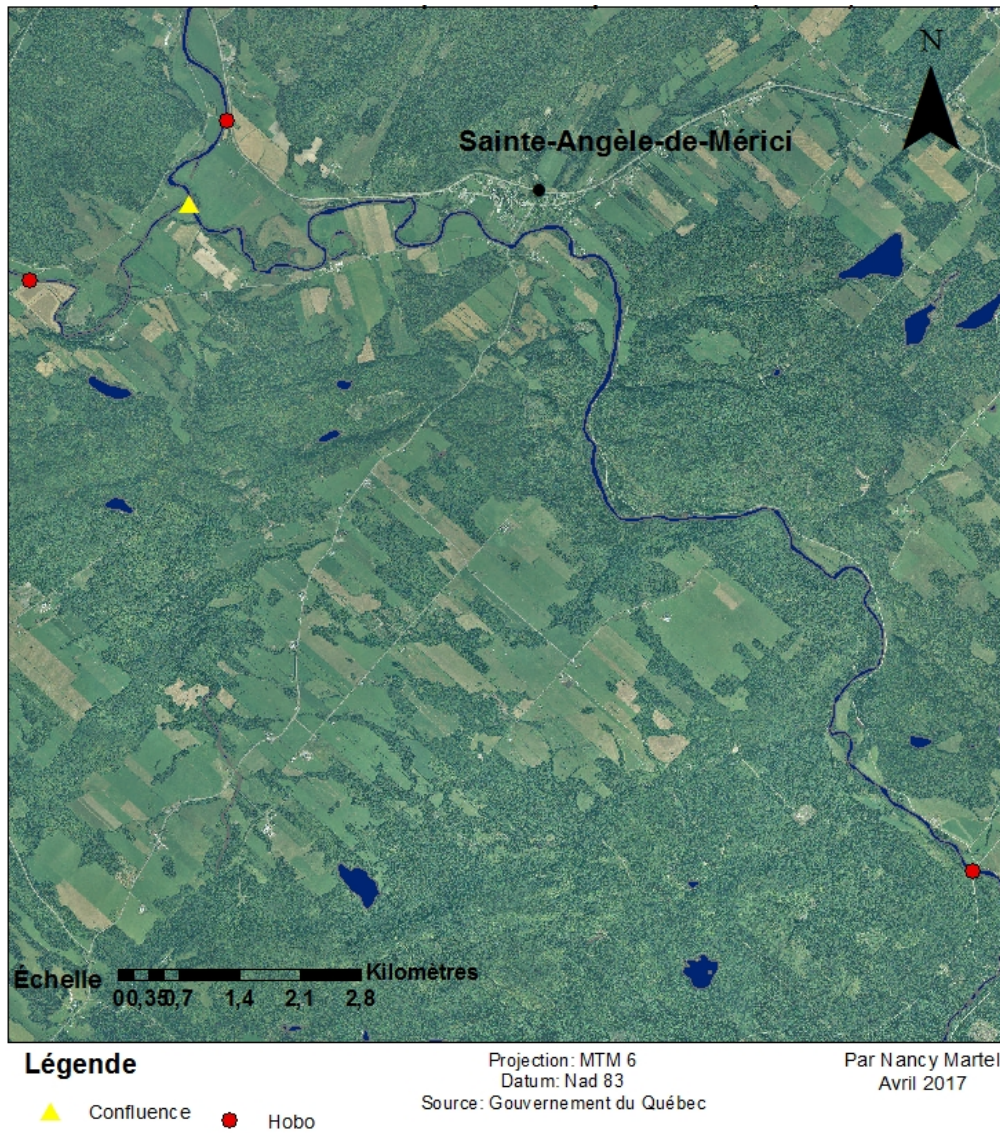


Figure 41 : Localisation des capteurs de pression (Hobo)

### 3.1.1 Campagne de terrain hivernale

La campagne de terrain hivernal s'est déroulée du 26 février au 5 mars 2015. Cette campagne comportait deux composantes : une caractérisation glacielle et des mesures de profils de vitesses tridimensionnelles.

Une fois la glace sécurisée, des forages du couvert de glace ont été réalisés à l'aide d'une tarière motorisée et d'une scie à chaîne munie d'une lame de 36 po afin de caractériser la glace (Figure 42 A et B). Au total, 117 trous ont été percés à tous les 5 m le long des dix sections transversales. Les hauteurs d'eau sous la glace ont ensuite été mesurées à l'aide d'une règle graduée de fabrication artisanale. L'épaisseur de la glace a été relevée à l'aide d'une perche graduée artisanale munie d'une équerre (en L) (Figure 42-C). L'observation de la présence de frasil sous le couvert a aussi été notée.

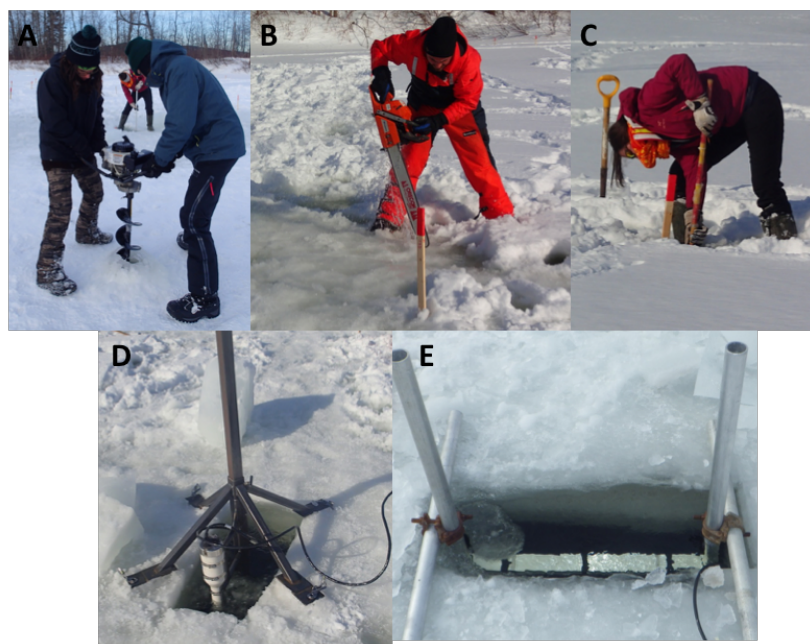


Figure 42 : Campagne de terrain hivernale : A-B-C) caractérisation glacielle; D) ADV; E) ADCP

Les mesures de vitesses tridimensionnelles ont été prises à l'aide d'instruments différents : un profileur acoustique à effet Doppler (ADCP) et un vélocimètre acoustique à effet Doppler (ADV). Les deux appareils utilisent l'effet Doppler pour calculer la profondeur de l'eau et la vitesse de l'écoulement, mais ils diffèrent à plusieurs égards. Ces mesures dépendent de la vitesse de retour des ultrasons projetés dans la colonne d'eau et renvoyés vers l'appareil lors de leur rencontre avec les particules en suspension ou le lit de la rivière (Dramais, 2011). L'ADCP mesure l'ensemble de la colonne d'eau à partir de la surface, divisant la profondeur en cellules de 10 cm de hauteur. La distance de suppression (blank distance) de l'ADCP était de 10 cm et la fréquence d'échantillonnage est de 2 Hz. Le signal acoustique émis au centre de l'ADCP a un angle de 25° (Nortek, 2017), engendrant une augmentation latérale de la taille des cellules en s'éloignant de la surface (Figure 43-B). La taille importante des cellules près du lit rend habituellement le signal peu précis, limitant leur utilisation dans l'analyse des structures d'écoulement. L'ADV, quant à lui, échantillonne la vitesse 3D à plus haute fréquence (25 Hz) (Sontek, 2017) à une seule profondeur à la fois dans un espace plus restreint d'environ 1 cm<sup>3</sup>.

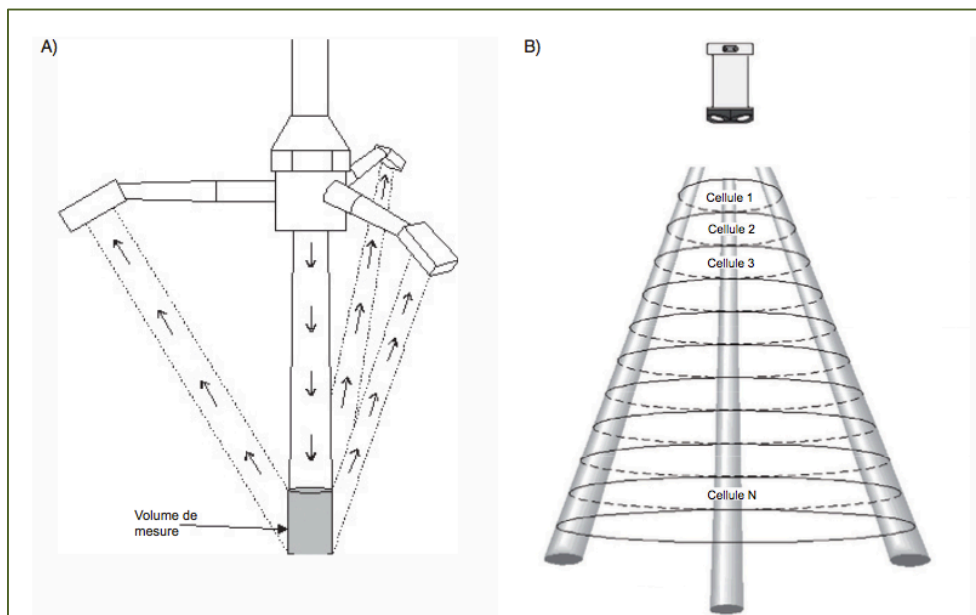


Figure 43: Représentation des modes d'acquisition de l'ADV (A) et de l'ADCP (B) (Tilston et Biron, 2006)



Le vélocimètre acoustique à effet Doppler (ADV) *ADVocean-Hyd de SonTek* de 25 Hz a été utilisé dans le plan de mélange (Figure 42-D). Un profil de vitesse a été réalisé par section transversale de T1 à T7 pour un total de 8 profils (Figure 45). Le choix des emplacements, de part et d'autre du transect « plan de mélange », a été déterminé par l'insertion de la règle à glace dans les trous afin de sentir le comportement de l'écoulement. Ceux dont l'écoulement avait des pulsations de vitesses plus lentes, plus rapides et dont l'orientation de l'écoulement était changeante ont été retenus sachant que le plan de mélange se caractérise par une turbulence accrue avec des échanges verticaux et latéraux. Le temps d'acquisition était de 2 minutes pour chacune des profondeurs le long du profil vertical. Afin d'obtenir une précision sur les structures émanant du couvert de glace et du lit, les profils ont été réalisés aux 2 cm sur une tranche de 10 cm, puis aux 5 cm sur un autre 10 cm, puis aux 10 cm (Figure 44). Des séries de 20 minutes ont aussi été recueillies à T1 et T1-A à cinq profondeurs d'égale distance afin d'obtenir la variabilité temporelle des structures. Le temps d'acquisition des longs profils ne nous a pas permis d'obtenir plus de deux profils.

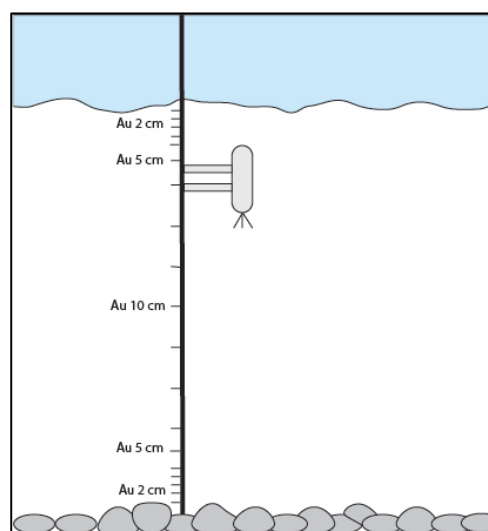


Figure 44: Schéma des profondeurs d'acquisition des profils de vitesses avec l'ADV

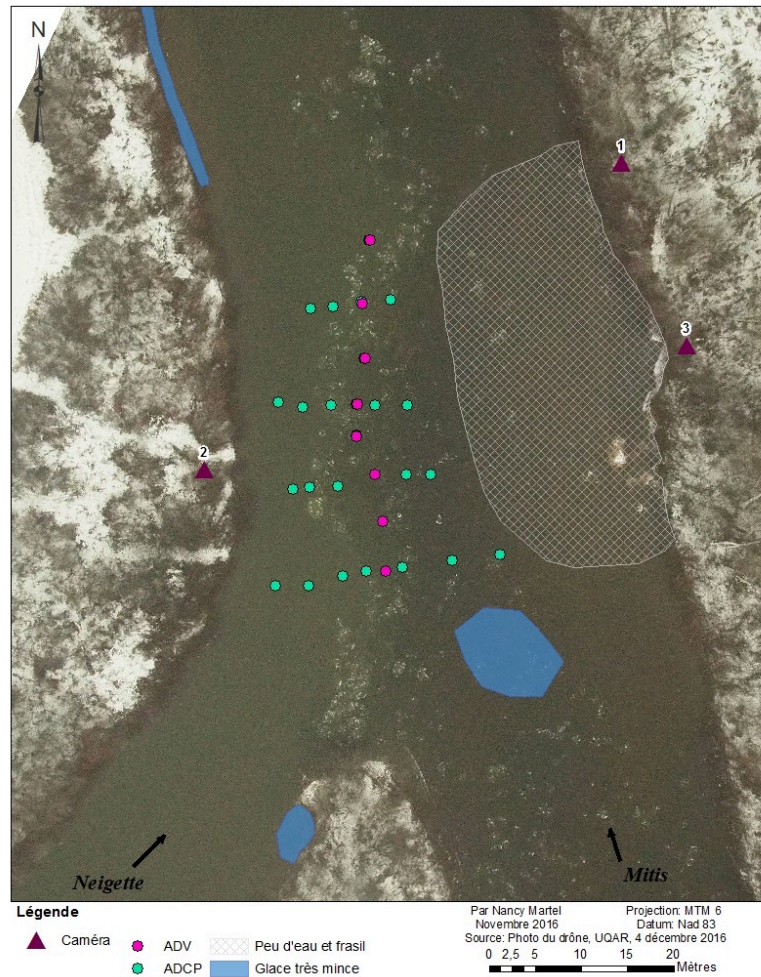


Figure 45 : Représentation des mesures de vitesses réalisées avec l'ADV et l'ADCP ainsi que la localisation des zones de glace mince et de l'accumulation dense de frasil sous le couvert de glace au début mars 2015.

Puis, des mesures ont été effectuées à l'aide d'un profileur acoustique à effet Doppler (ADCP) avec un *Aquadopp Profiler Sidelooking* de Nortek de 2 Hz (Figure 42-E) le long des profils transversaux T1, T2, T4 et T6 environ aux 3 m et dans les mêmes emplacements que l'ADV. Une acquisition de 15 minutes par profil a permis de réaliser un total de 29 profils. Les profils près de la berge droite n'ont pu être réalisés puisqu'une zone de frasil et une zone où la hauteur d'eau était insuffisante à l'acquisition de profils de vitesses ont été

identifiées (Figure 45). Une plus grande étendue spatiale d'échantillonnage a été possible grâce au temps d'acquisition inférieure à celui de l'ADV. Cette étendue spatiale plus large est, aussi, essentielle afin de reconstituer le champ tridimensionnel de l'écoulement. La méthode d'échantillonnage utilisée a été inspirée de celle de Konsoer et Rhoads (2014) et Rhoads et Sukhodolov (2004) ayant travaillé sur des confluences de tailles différentes, mais avec une stratégie d'échantillonnage similaire.

L'acquisition des données hivernales s'est seulement déroulée à l'hiver 2014-2015, puisqu'à l'hiver 2015-2016, le couvert de glace au centre de confluence est resté mince tout au long de l'hiver. L'analyse des photos de caméra révèle la présence d'un polynéas, soit une zone qui ne gèle pas, au centre de la confluence, et ce jusqu'à très tard en saison. Il se fermait et s'ouvrait fréquemment tout au long de l'hiver, expliquant probablement que même les animaux sauvages le contournaient. Les cartes présentées dans la Figure 46 montrent les passages des animaux sauvages sur le couvert de glace lors des deux années à l'étude. En 2014-2015, les passages couvrent une étendue spatiale plus large qu'en 2015-2016. Ils étaient aussi plus fréquents et sur de plus longues distances en 2014-2015. En 2015-2016, les animaux sont restés plus du côté Neigette ou Mitis. Les 4 traces d'animaux passant au-dessus du plan de mélange ont été enregistrées en mars soit dans le dernier mois du couvert de glace. La présence du polynéas, la température moyenne anormalement élevée de l'hiver et les fréquents redoux nous ont poussés à abandonner l'idée d'un terrain hivernal pour 2015-2016, pour des questions de sécurité.



Figure 46: Cartographie des passages d'animaux sur le couvert de glace des hivers (A) 2014-2015 et (B) 2015-2016

### 3.1.2 Campagne de terrain estivale

La campagne de terrain estival s'est déroulée du 5 au 12 août 2015. Cette campagne comportait deux composantes : une caractérisation de la bathymétrie du lit et sa granulométrie. Des mesures de vitesses ont également été réalisées à l'aide du River Surveyor, mais la configuration utilisée pour faire l'échantillonnage ne permettait pas une stabilité adéquate de l'ADCP, ce qui minimise l'intérêt de ces données dans le cadre de ce projet.

La topographie du lit a été effectuée à l'aide d'une station totale *Leica TC705* sur l'ensemble du site d'étude pouvant être traversée à pied (Figure 47-C et D). Des mesures étaient enregistrées à chaque changement morphologique et à chaque rupture de pente. La

zone de surcreusement, quant à elle, a été échantillonnée à l'aide du *River Surveyor*. Ces données ont permis l'élaboration d'une cartographie de la bathymétrie à la confluence et l'identification d'une discordance (inversée) des lits de la confluence.

Une granulométrie du lit a été effectuée le long de neuf profils transversaux (T1, T3, T5, T7, T9, TM01, TM02, TN01 et TN02) excluant la zone de surcreusement à l'aide de la méthode de *Wolman* (Figure 47-B). Des essais de prise de photos dans la zone de surcreusement ont été réalisés, mais la profondeur de la zone et la turbidité de l'eau n'ont pas donné de résultats concluants.

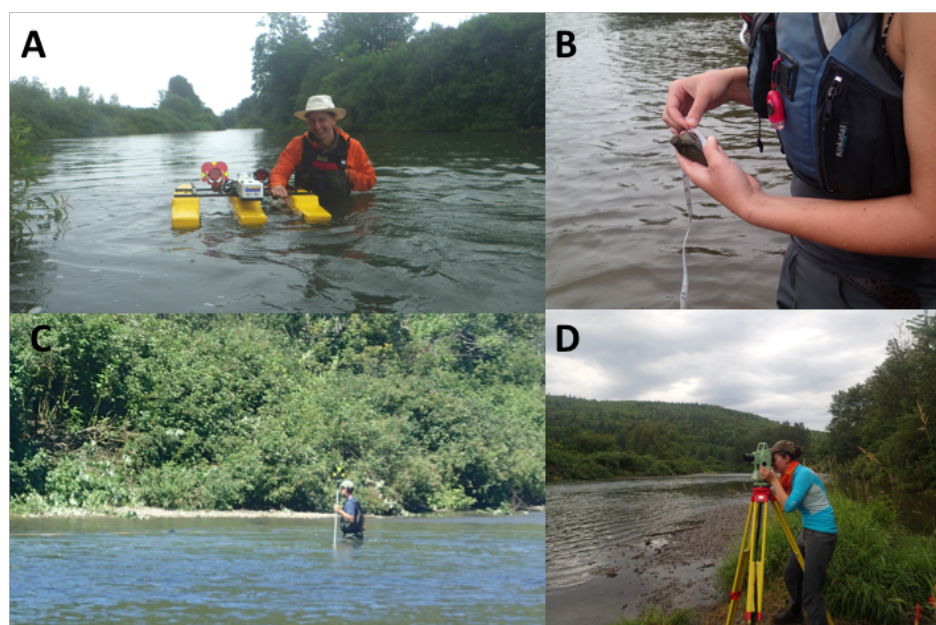


Figure 47: Campagne de terrain estivale : A) River Surveyor M9; B) Granulométrie; C et D) Topographie du lit à la station totale Leica

## 3.2 TRAITEMENT DE DONNÉES

### 3.2.1 Caractérisation de la dynamique du plan de mélange

Afin de comparer les différentes dynamiques du plan de mélange des vols effectués avec le drone, il était nécessaire de connaître les débits des rivières Mitis et Neigette en amont de la confluence afin d'obtenir le rapport de débit ( $Q_r$ ). Puisque ces rivières ne possèdent pas de station jaugeage gouvernementale, il a fallu les tarer. Des capteurs de pression HOBO ont été installés et des mesures de débit *in situ* ont été réalisées tout au long du projet. Afin de réaliser la courbe de tarage, les pressions enregistrées par les capteurs immergés soustraits à la mesure de pression du capteur atmosphérique ont été converties en hauteur d'eau et mises en relation avec les mesures de débit *in situ*. Pour les sites Mitis-amont et Neigette, 18 mesures de débits *in situ* ont servi à la réalisation de la courbe de tarage, grâce à l'utilisation des mesures effectuées par le projet Paces en 2013-2014 (Buffin-Bélanger et al., 2015). Alors qu'au site de Mitis-aval, seulement 5 débits *in situ* ont pu être mis en relation avec les niveaux d'eau mesurés, dus à un bris de capteur la première année. Les courbes de tarages des sites Mitis-Amont et Neigette utilisent deux modèles de courbe de tendance. Afin d'obtenir un modèle limitant la surestimation ou la sous-estimation des valeurs de débits, le modèle linéaire a été sélectionné pour les hauteurs d'eau supérieure à 0,5 m, puis le modèle de puissance a été employé pour les niveaux d'eau inférieurs à 0,5 m. Puis, pour le site de Mitis-aval, la courbe linéaire a été utilisée puisque son coefficient de corrélation est supérieur. Une fois les modèles choisis, les équations des courbes de tarage ont été appliquées à l'ensemble des niveaux d'eau mesurés par les capteurs, afin d'estimer les débits pour l'ensemble de la période libre de glace. La Figure 48 montre que les choix de courbes de tendance fournissent une bonne représentativité des débits mesurés (cercles bleus) et une estimation des débits (triangle mauve) minimisant la surestimation et sous-estimation.

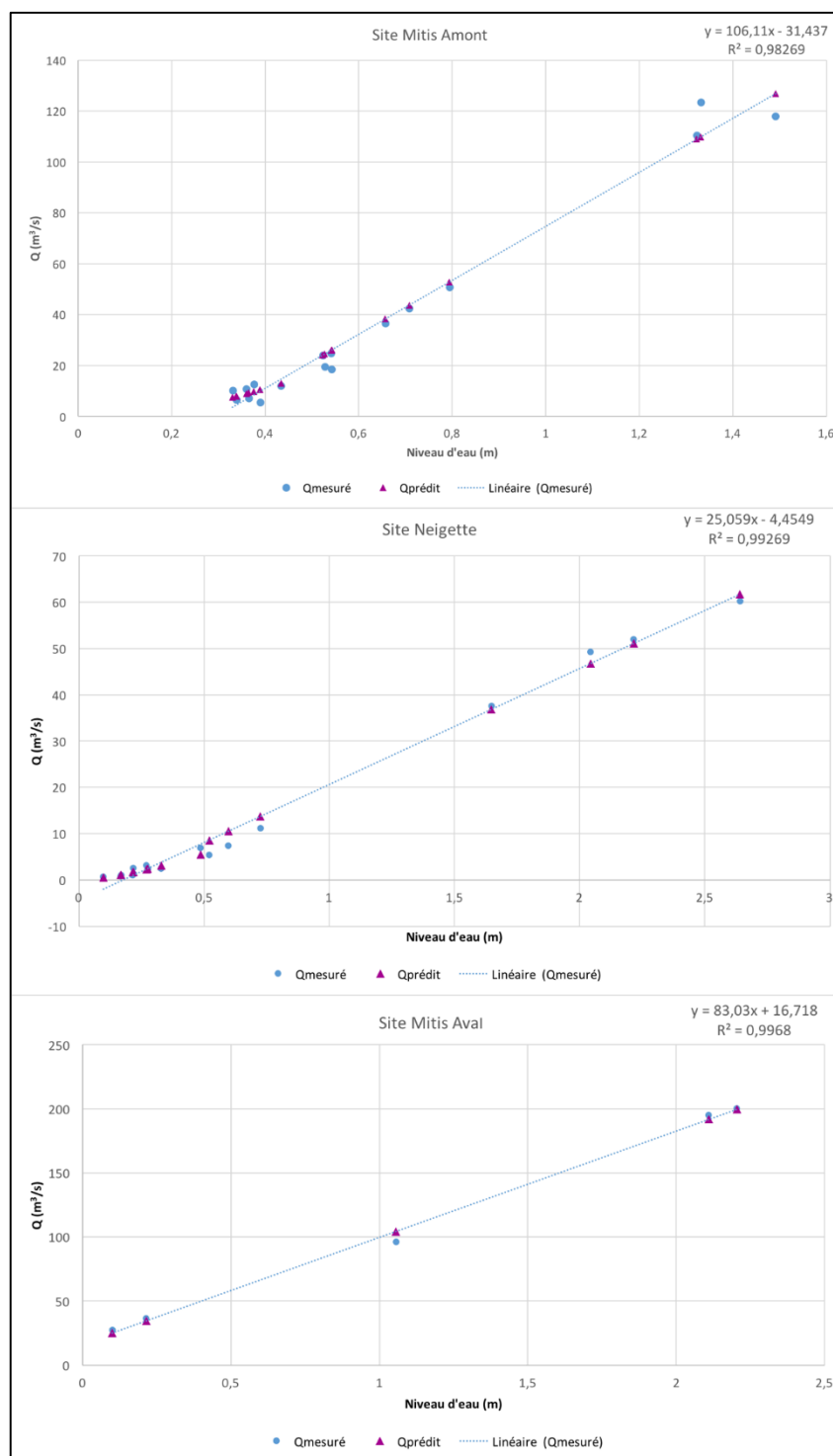


Figure 48 : Comparaison entre les valeurs mesurées (bleu) et estimées (mauve) de la courbe de tarage des trois stations de jaugeage

Le traitement des photos du drone a débuté par leur géoréférencement dans ArcGis à l'aide de cibles géoréférencées installées avant chaque vol de drone visible sur les photos. Puis, un tri dans les photos a été effectué afin d'en sélectionner 30 en conservant la plus longue couverture temporelle pour chaque vol. Les photos conservées étaient celles les mieux géoréférencées afin de limiter la marge d'erreur. Pour obtenir l'étendue du plan de mélange pour les cinq vols de drone, deux polygones, dont la limite représente l'étendue des structures de Kelvin-Helmholtz visibles grâce à la différence de turbidité, ont été tracés sur les 30 photos de chaque vol (Figure 49). Chaque polygone représente l'écoulement provenant de la rivière Mitis ou de la rivière Neigette. Puis, une valeur de 10 a été attribuée au polygone de l'écoulement provenant de la Mitis et une valeur de -10 au polygone de l'écoulement provenant de la Neigette. La superposition de tous ces polygones transformés en image matricielle a permis d'obtenir l'étendue latérale du plan de mélange, dont le dégradé de couleur nous renseigne sur la fréquence spatiale du battement du plan de mélange durant la période de mesures de chaque vol. Afin de mieux les comparer entre eux, la largeur de l'étendue du plan de mélange a été mesurée le long de neuf transects de l'apex de la confluence vers l'aval ainsi que son emplacement par rapport à la berge gauche. Le Tableau 3 recense, pour chaque vol, la date, le  $Q_r$  associé, le nombre de photos, le nombre de photos utilisé et la durée de l'échantillonnage.



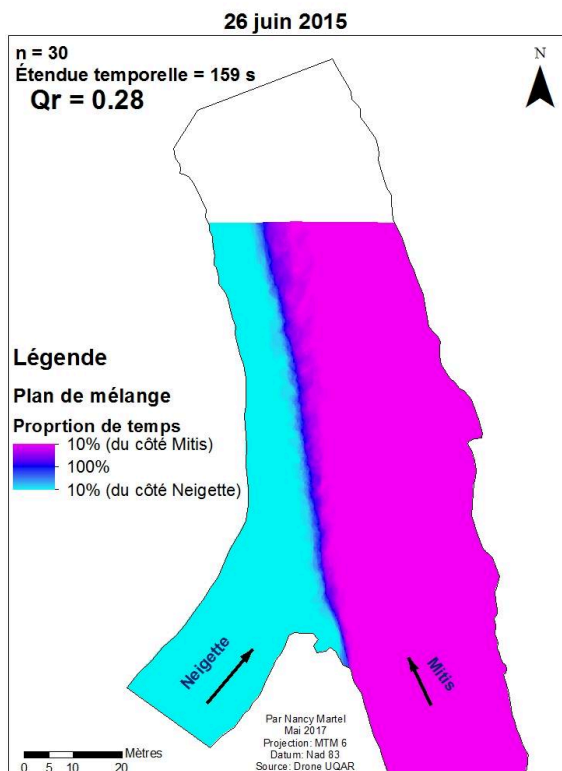


Figure 49 : Représentation des polygones pour chaque rivière (en rose la Mitis et en bleu la Neigette) et de la superposition des 30 polygones en mauve au centre permettant la visualisation du plan de mélange

Tableau 3 : Informations sur les vols de drone

Date	Q <sub>Mitis</sub>	Q <sub>Neigette</sub>	Q <sub>r</sub>	Nombre de photos	Nombre de photos conservées	Période couverte (secondes)
<b>13 septembre 2014</b>	12.63	1.15	0,09	30	30	129
<b>23 octobre 2014</b>	28.2	11.33	0,40	64	30	498
<b>26 juin 2015</b>	15.03	4.26	0,28	40	30	159
<b>7 aout 2015</b>	7.86	1.92	0,24	31	30	138
<b>4 décembre 2015</b>	13.48	13.76	1,02	33	30	138

### 3.2.2 Documentation de la dynamique glacielle

La documentation de la dynamique glacielle à la confluence Mitis-Neigette nécessite le traitement des images recueillies à l'aide des caméras Reconyx, des données météorologiques de la station météo la plus proche (Mont-Joli) et des données *in situ* de la caractérisation de la dynamique glacielle effectuée sur le terrain en mars 2015.

Les trois caméras présentes sur le site couvrent spatialement une bonne partie de la confluence et de l'amont des deux rivières. Les photos prises aux 15 minutes ont été visionnées manuellement afin de reconstituer la mise en place du couvert de glace. Une cartographie des processus de mise en place du couvert de glace primaire a été réalisée en transposant les données obliques en verticales par interprétation visuelle et connaissance terrain. Le choix des classes des processus de mise en place a été sélectionné suite à la visualisation des photos. Ces dernières ne permettant pas d'identifier exactement le type de glace, les processus se sont avérés plus précis, regroupant ainsi des types de glace. La mise en place thermique inclut tout type de glace se formant par perte de chaleur latente dans un environnement calme, soit la glace de rive et le gel thermique consolidant des blocs de glace ensemble. La croissance dynamique, quant à elle, inclut tous les types de glace à croissance dynamique, soit les différentes formes de frasil, glace en feuillet, la glace de neige. L'accumulation massive de glace flottante se caractérise par une arrivée de plaques et de blocs de glace de diverses tailles en provenance de l'amont. Puis, la fermeture dynamique du couvert de glace se caractérise par une fermeture par croissance dynamique. En plus de la cartographie, une compilation des processus journaliers par zones d'écoulement a été réalisée pour les deux hivers, soit 2014-2015 et 2015-2016. Le choix de compilation des processus par zone d'écoulement présente à une confluence a été fait afin de faire ressortir le type et le temps de croissance de chacune.

Les données de la température moyenne journalière de la station météo de Mont-Joli d'Environnement Canada ont été utilisées afin de calculer le degré jour de gel accumulé (DJGA) journalier des deux hivers à l'étude. Le DJGA a été calculé en additionnant les

températures moyennes journalières sous 0°C correspondant au point de congélation à partir du 1<sup>er</sup> octobre de chaque année. Les oscillations de températures de positives/négatives n'ont pas été prises en compte dans le calcul. Ils ont ensuite été mis en relation avec la compilation journalière des processus de mise en place du couvert de glace primaire mentionnée ci-haut et avec les données de précipitation liquide et solide enregistrée par la station de Mont-Joli. Une compilation des DJGA de toutes les années disponibles pour la station de Mont-Joli a aussi été réalisée, soit de 1944 à 2016, permettant de mettre les deux hivers à l'étude en relation avec les données historiques.

Une cartographie de l'épaisseur du couvert de glace a aussi été réalisée à l'aide des données mesurées *in situ* lors de la campagne de terrain en mars 2015. Une moyenne des quatre mesures d'épaisseur de glace par trou a été réalisée pour les 117 trous. La cartographie est le résultat d'une interpolation spatiale par krigeage ordinaire avec lissage à l'aide de l'outil *Spatial Analyst Tools d'ArcGIS* des 117 mesures de 2015. L'utilisation de la méthode par krigeage ordinaire a été sélectionnée puisqu'elle minimise l'erreur entre les valeurs interpolées et les valeurs *in situ* (Stein, 1999 ; Haining, 2003).

### **3.2.3 La quantification du champ de vitesse**

La quantification du champ de vitesses nécessite le traitement des valeurs de vitesses mesurées à l'aide de l'ADV et de l'ADCP, mais aussi la réalisation de la topographie du lit et l'analyse de la granulométrie.

#### ***3.2.3.1. Structure de l'écoulement***

Les données de vitesses mesurées à l'aide de l'ADCP ont été enregistrées en ENU subissant une rotation automatique grâce à la boussole de l'instrument, elles ont ensuite été

traitées dans MatLab. Une légère rotation de  $5^\circ$  a été réalisée afin d'aligner les vitesses dans le sens du courant principal (Figure 50). L'équation utilisée pour cette rotation est celle proposée par Roy et al. (1996), adaptée ici pour une rotation latérale :

$$U_r = U_i \cos\phi + V_i \sin\phi \quad (6)$$

$$V_r = V_i \cos\phi - U_i \sin\phi \quad (7)$$

où  $U_r$  et  $V_r$  représentent les vitesses longitudinales et latérales post rotation (m/s) et  $U_i$  et  $V_i$  les vitesses longitudinales et latérales instantanées (m/s).

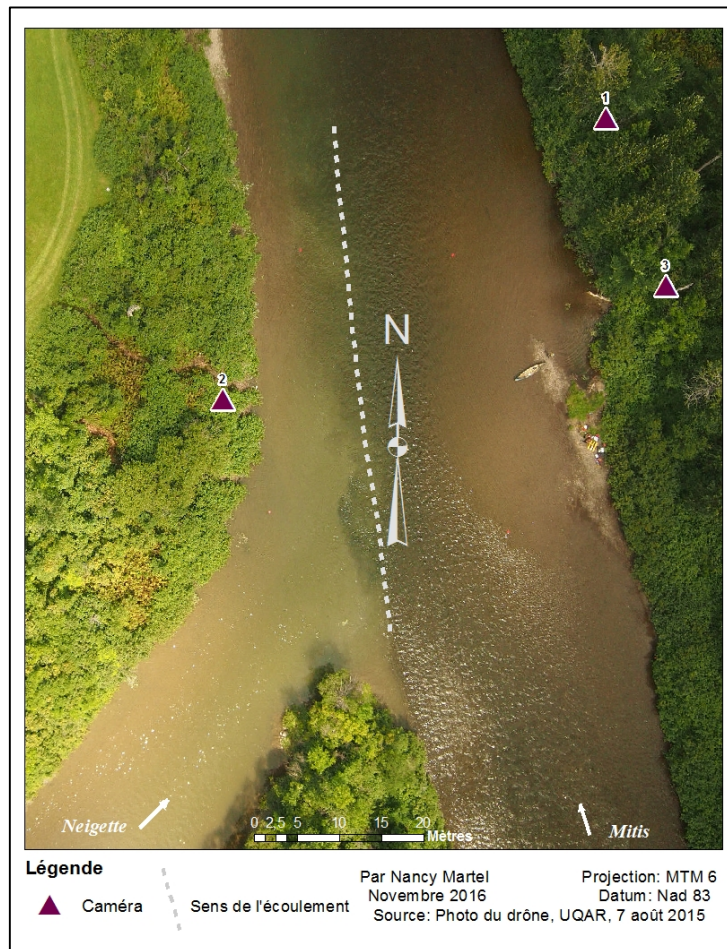


Figure 50 : Représentation de l'angle de  $5,1^\circ$  entre le sens de l'écoulement et le nord

Une première validation visuelle a été réalisée à l'aide des séries temporelles, des signaux du rapport sur le bruit (SNR) et des corrélations. Les séries temporelles ne montrant que du bruit ou un signal absent ont été éliminées. Puis, afin de faire une validation visuelle plus précise, les statistiques descriptives ont été compilées afin de produire les profils de vitesses moyens, les profils d'écart type, d'asymétries et l'énergie cinétique turbulente (TKE). Cette dernière a été calculée grâce à l'équation suivante :

$$TKE = 0,5 (\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle + \langle w'^2 \rangle) \quad (8)$$

où  $\langle u'^2 \rangle$ ,  $\langle v'^2 \rangle$ ,  $\langle w'^2 \rangle$  représente les moyennes des fluctuations des vitesses instantanées selon les trois composantes au carré. L'utilisation de cette équation, aussi utilisée par De Serres et *al.* (1999), excluant la densité de l'eau, a été choisie puisque la densité de l'eau sous la glace ne correspond pas à un standard fixe et qu'elle n'a pas été mesurée. En visualisant les différentes statistiques descriptives, il était possible d'observer que les premières ou dernières cellules représentaient des pics anormalement élevés ou anormalement faibles comparativement au reste du profil de vitesses, soit jusqu'à 1 m/s de plus. Ces cellules représentant des mesures prises dans le lit ou dans le couvert de glace de la rivière ont donc dû être éliminées. Le nombre de cellules de chaque profil enregistré par l'instrument et le nombre de cellules conservées après la validation ont été compilés dans le Tableau 4, ainsi que le pourcentage de cellules utilisables pour les analyses.

Les données de vitesse de l'ADCP ont été utilisées pour reconstituer le champ tridimensionnel de l'écoulement. Une figure des trois composantes de l'écoulement dans une reproduction du chenal incluant le couvert de glace et le lit a été réalisée. L'épaisseur de la glace et la morphologie du lit sont basées sur les données *in situ* récoltées lors de l'échantillonnage des profils de vitesses en mars 2015. Les vitesses moyennes latérales et verticales ont donc été converties en vecteur grâce à la fonction *Quiver* dans MatLab. Cette dernière crée des flèches selon l'orientation et l'angle de l'écoulement et donc leurs tailles sont proportionnelles à leurs vitesses. Puis, une interpolation des vitesses moyennes longitudinales a été effectuée grâce à l'outil *Contourf* dans Matlab affichant ainsi la troisième dimension de l'écoulement dans la figure. Cette fonction dessine les isolignes des

vitesses moyennes, puis elle fait une interpolation entre ces lignes, créant une matrice de couleur (Mathworks, 2017).

Tableau 4 : Cellules mesurées à l'aide de l'ADCP et celles retenues suite à la validation visuelle

<b>Nom</b>	<b>Nombre de cellules Pré-validation</b>	<b>Nombre de cellules Post-validation</b>	<b>% de bonnes cellules mesurées</b>
<b>T1A</b>	8	7	88
<b>T1B</b>	13	12	92
<b>T1C</b>	16	14	88
<b>T1D</b>	15	13	87
<b>T1-ADV</b>	13	9	69
<b>T1E</b>	10	9	90
<b>T1F</b>	8	7	88
<b>T1G</b>	7	6	86
<b>T2A</b>	7	5	71
<b>T2B</b>	11	8	73
<b>T2-ADV</b>	12	11	92
<b>T2D</b>	11	9	82
<b>T2E</b>	11	8	73
<b>T4A0</b>	3	3	100
<b>T4A</b>	6	5	83
<b>T4B</b>	9	7	78
<b>T4-ADV</b>	11	9	82
<b>T4Cp5</b>	11	8	73
<b>T4E</b>	10	10	100
<b>T6C</b>	9	8	89
<b>T6D</b>	11	11	100
<b>T6-ADV</b>	10	8	80
<b>T6F</b>	5	5	100

Le résultat de la reconstitution du champ tridimensionnelle s'est avéré biaisé. En effet, l'orientation des vitesses latérale et verticale pointe majoritairement dans la même direction soit directement vers la glace ou vers le lit. De plus, les profils de vitesses verticaux et latéraux ne possèdent pas de variabilité, ce qui n'est pas normal lorsque l'on compare avec l'ADV. Une comparaison des vitesses moyennes mesurées à l'aide de

l'ADCP et de l'ADV a donc été réalisée afin de valider l'acquisition faite par l'instrument pour les trois composantes de l'écoulement. La comparaison présente à la Figure 51 permet de croire en la validité des vitesses longitudinales (A) puisqu'elles sont relativement similaires entre celles acquises par l'ADV et l'ADCP. Cependant, les vitesses latérales (B) semblent incertaines vu la différence entre les vitesses mesurées avec l'ADV et celle de l'ADCP (en rouge). Ces résultats nous portent à croire en un problème technique dans l'acquisition des données avec l'ADCP nous obligeant à éliminer les vecteurs de l'analyse.

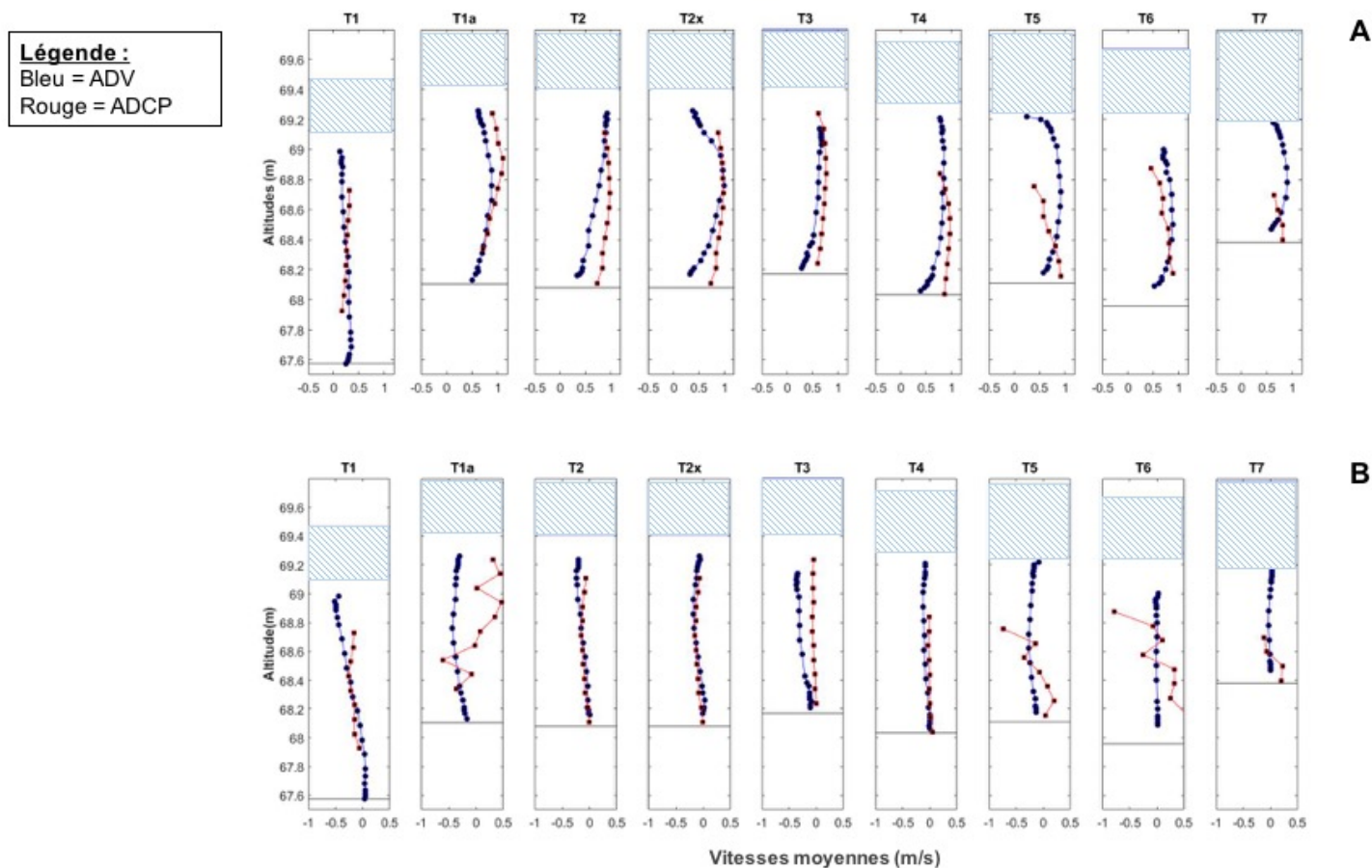


Figure 51 : Comparaison des profils de vitesses moyennes longitudinale (A) et latérale (B) de l'ADV (bleu) et de l'ADCP (rouge)

### 3.2.3.2. Structure turbulente de l'écoulement

Le mode d'acquisition et la fréquence d'échantillonnage de l'ADV permettent des analyses de séries temporelles plus élaborées des profils de vitesses afin de documenter les structures turbulentes du plan de mélange. Les séries temporelles de vitesses ont d'abord été filtrées afin de nettoyer le signal. La Figure 52 illustre une série temporelle sans l'application du filtre en gris et cette même série suite à son application en mauve. Le filtre utilisé est celui de Mori et al. (2007) sous forme de fonction dans Matlab et utilisant la méthode de Goring et Nikora (2002). Cette méthode utilise un polynôme de troisième ordre sur douze points de chaque côté de chaque pic de vitesses afin d'en prendre la moyenne, réduisant le pic par interpolation. Puis, une rotation des profils de vitesse longitudinale et latérale a été nécessaire puisque lors de l'acquisition sur le terrain, la boussole n'a pas bien fonctionné pour plusieurs profils. La méthode de rotation utilisée est celle de Roy et al. (1996) ramenant les vitesses dans un angle où la vitesse moyenne latérale est égale à 0, selon les équations :

$$\phi = -\tan^{-1} \frac{U}{V} \quad (9)$$

$$U_r = U_i \cos \phi + V_i \sin \phi \quad (10)$$

$$V_r = V_i \cos \phi - U_i \sin \phi \quad (11)$$

où  $U_r$  et  $V_r$  représentent les vitesses longitudinales et latérales post rotation (m/s) et  $U_i$  et  $V_i$  les vitesses longitudinales et latérales instantanées (m/s). Le Tableau 5 recense les degrés de rotation appliqués à chaque site d'échantillonnage.



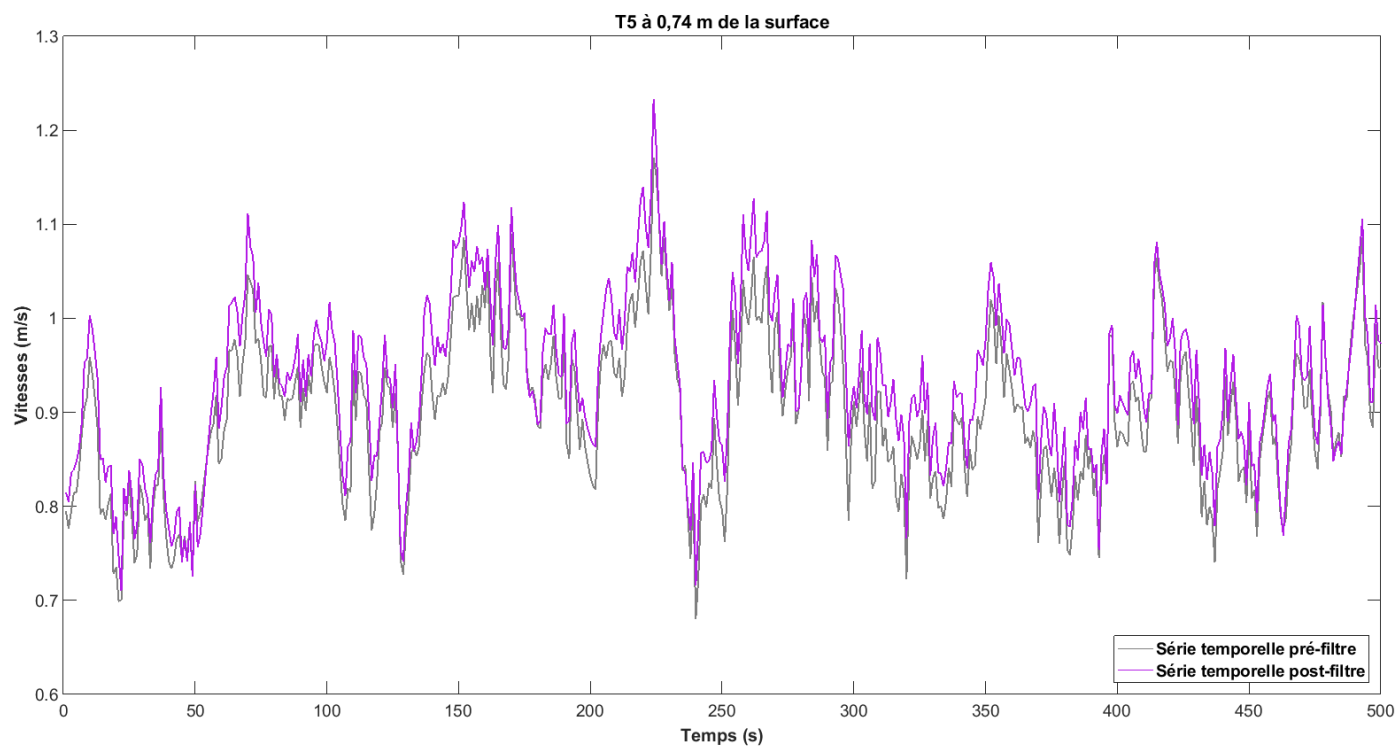


Figure 52 : Séries temporelles des vitesses longitudinales de T5-ADV à 0,75 m du couvert de glace avant l'application du filtre en gris et après l'application du filtre en mauve

Tableau 5 : Angle de rotation appliqué sur les 11 échantillonnages de l'ADV

<b>Nom</b>	<b>Angle de rotation</b>
<b>T1</b>	0°
<b>T1a</b>	0°
<b>T2</b>	10,3°
<b>T2x</b>	7,1°
<b>T3</b>	24,3°
<b>T4</b>	4,9°
<b>T5</b>	14,8°
<b>T6</b>	152,1°
<b>T7</b>	176,1°
<b>T1L</b>	0°
<b>T1aL</b>	0°

Tableau 6 : Nombre de cellules de l'ADV échantillonnées et retenues suite à la validation

Nom	Nombre de points échantillonnés	Nombre de points conservés dans le profil
<b>T1</b>	26	23
<b>T1a</b>	24	21
<b>T2</b>	22	19
<b>T2x</b>	22	20
<b>T3</b>	23	20
<b>T4</b>	24	21
<b>T5</b>	24	19
<b>T6</b>	21	18
<b>T7</b>	20	16
<b>T1L</b>	5	5
<b>T1aL</b>	5	5

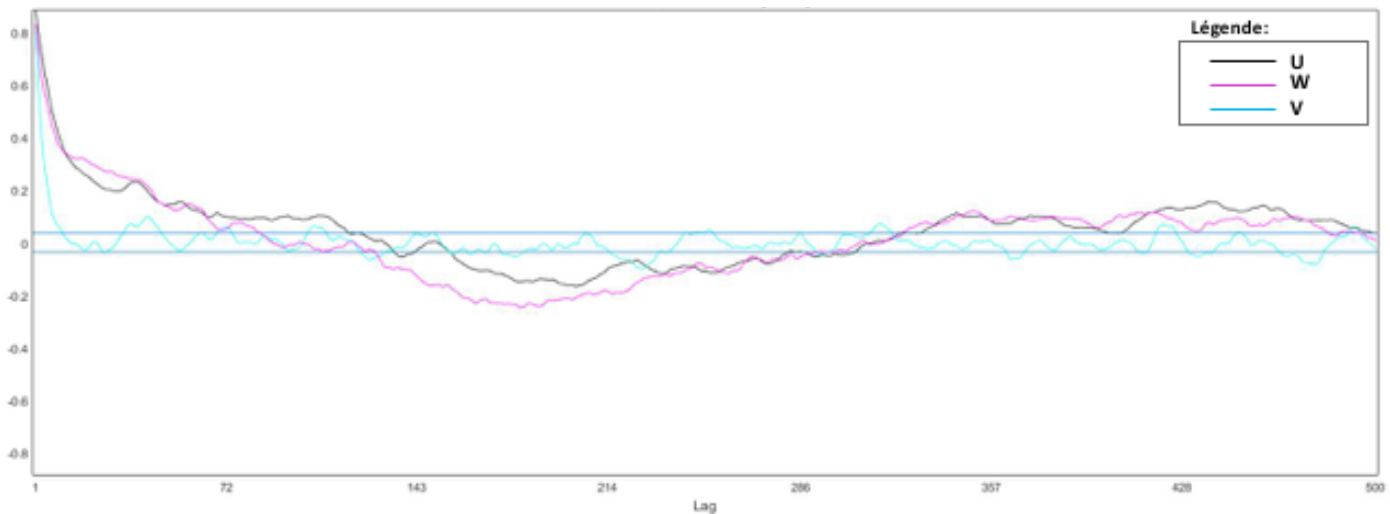


Figure 53 : Autocorrélation à 1,04 m de profondeur sous la glace, soit environ au centre de l'écoulement

Une validation visuelle utilisant les mêmes méthodes que l'ADCP a aussi été réalisée sur les profils d'ADV afin d'éliminer quelques profils échantillonnés dans le lit ou qui semblaient suspects, probablement dus au passage de glaces flottantes ou de frasil en transit sous le couvert de glace. Les statistiques descriptives ont donc été extraites pour valider les

séries temporelles, mais aussi afin d'analyser la structure de l'écoulement. Le Tableau 6 compile les points dans les profils réalisés sur le terrain qui n'ont pas été conservés pour l'analyse.

Les analyses des séries temporelles des vitesses incluant l'autocorrélation et l'analyse spectrale ont ensuite été réalisées. Des autocorrélations avec un lag de 1 000 (40 secondes) ont été effectuées sur toutes les séries temporelles de vitesse de l'ADV, autant sur les acquisitions de deux minutes que sur celle de vingt minutes dans MatLab avec la fonction *ACF*. Cette dernière utilise l'équation (Rhoads and Sukhodolov, 2004) ;

$$R_{\xi}(\Delta x) = R_{\xi\xi}(U_c \tau) \quad (12)$$

Les résultats de l'autocorrélation (Figure 53) permettent de mesurer le temps moyen du passage des structures turbulentes de l'écoulement en calculant l'intégrale « *time scale (ITS)* ». L'*ITS* s'intéresse aux premières valeurs positives d'autocorrélation en utilisant l'équation suivante ;

$$ITS = \int_0^k C_{xx}(t) dt. \quad (13)$$

où  $dt$  est égale à 0,04 puisque la fréquence d'échantillonnage de l'ADV était de 25 Hz et en utilisant la référence de corrélation ( $C$ ) de 0. Il est ensuite possible de calculer la taille des structures turbulentes longitudinales en utilisant l'intégrale « *length scale (ILS)* » :

$$ILS = ITS * \bar{U} \quad (14)$$

où  $\bar{U}$  représente la vitesse moyenne longitudinale à chaque point d'échantillonnage. Cette dernière utilise l'hypothèse de Taylor, considérant que la taille des structures demeure la même dans le temps (Lamarre et Roy, 2005).

Des analyses spectrales ont été réalisées sur les profils de vitesse de 20 minutes pour les sites T1 et T1a. L'analyse spectrale avec une transformation de Fourier avec la fonction *fft* dans Matlab a été utilisée :

$$Y(k) = \sum_{j=1}^n X(j)W_n^{\{j-1\}\{k-1\}} \quad (15)$$

Les analyses spectrales ont permis de faire ressortir la présence et la fréquence des structures turbulentes du plan de mélange. Les fréquences en Hz et en secondes des fluctuations d'hautes intensités le long des profils de vitesses en  $U$ ,  $V$  et  $W$  ont pu être relevées. Afin de réduire la variabilité des spectres, les séries temporelles ont été divisées en 7 séries plus courtes de temps égal et la moyenne des spectres de chaque série courte a été analysée.

Une topographie du lit a été produite afin de mettre en relation la structure de l'écoulement et la morphologie de la confluence. Les points relevés à l'aide de la station totale ont été géoréférencés grâce aux bornes spatialisées avec le DGPS. La topographie du lit a été relevée sur le terrain à l'été 2015 excluant la zone de surcreusement, vu la difficulté technique d'échantillonnage. Pour le surcreusement, les points d'une topographie de 2013 réalisée par la compagnie *CIDCO* ont été utilisés. Une interpolation spatiale par krigeage ordinaire sphérique avec lissage supposant que la topographie n'a pas changé depuis 2013. La méthode du krigeage ordinaire a été sélectionnée pour les mêmes raisons que pour la morphologie du couvert de glace, soit sa capacité à réduire l'erreur entre les valeurs interpolées et réelles échantillonnées. La profondeur moyenne en amont de la confluence sur les deux rivières a été extraite à l'aide de l'outil *profile graph* de l'extension *3D Analyst* dans ArcGis. Les valeurs extraites de ces graphiques permettent de calculer la moyenne de la profondeur. La moyenne a été calculée pour une hauteur d'eau de 69,23 m, représentant la hauteur d'eau sous le couvert de glace lors de l'échantillonnage des profils de vitesse en mars 2015.

Une analyse de la granulométrie *in situ* récoltée en aout 2015 a permis de mettre en relation les profils de vitesse de l'ADCP et de l'ADV avec la rugosité du lit. Les statistiques descriptives de chaque section transversale échantillonnées ont été compilées, afin d'obtenir le  $D_{50}$  de chacune, soit la rugosité médiane du lit. Le  $D_{50}$  est le diamètre couramment utilisé dans l'analyse de l'influence de la rugosité du lit sur la structure de l'écoulement et la turbulence (Millar, 1999). Puis, afin de vérifier si la différence granulométrique est statistiquement différente, un test non paramétrique de Kruskal Wallis a été réalisé dans Matlab. Ce test a été choisi puisque les distributions d'échantillonnage ne respectent pas la loi normale et l'égalité des variances représentant les conditions d'utilisation du test paramétrique pour une variable qualitative indépendante et une variable quantitative dépendante, soit l'ANOVA. Finalement, afin de documenter l'amont de la confluence et de comparer la granulométrie de l'amont des rivières Mitis et Neigette, un regroupement des deux sections transversales de chacune a été effectué. Puis les statistiques descriptives et le test de Kruskal Wallis ont été recalculés pour ces deux nouvelles distributions.

## RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Cette section présente les résultats des trois objectifs spécifiques du projet. Dans un premier temps, la caractérisation du déplacement du plan de mélange par l'analyse photographique des images du drone est décrite. Ensuite, la documentation de l'évolution du couvert de glace primaire sera détaillée, incluant la mise en place du couvert de glace primaire en 2014-2015 et 2015-2016, l'épaisseur du couvert de glace le 2 mars 2015 et la débâcle du couvert de glace en 2014-2015 et 2015-2016. Finalement, la quantification de la structure de l'écoulement est présentée incluant la structure de l'écoulement et les structures turbulentes de l'écoulement.

### 4.1 CARACTÉRISATION DU DÉPLACEMENT DU PLAN DE MÉLANGE

Les vols réalisés avec le drone à des rapports de débit ( $Q_r$ ) différents sont présentés à la Figure 54 sur les hydrogrammes des rivières Mitis et Neigette. L'absence de données du 12 mai au 19 juin 2015 sur la rivière Neigette est due à un bris du tuyau retenant le capteur durant la crue. Il a donc été retiré afin d'éviter de le perdre et il a été réinstallé lorsque le niveau d'eau a permis la réparation du tuyau.

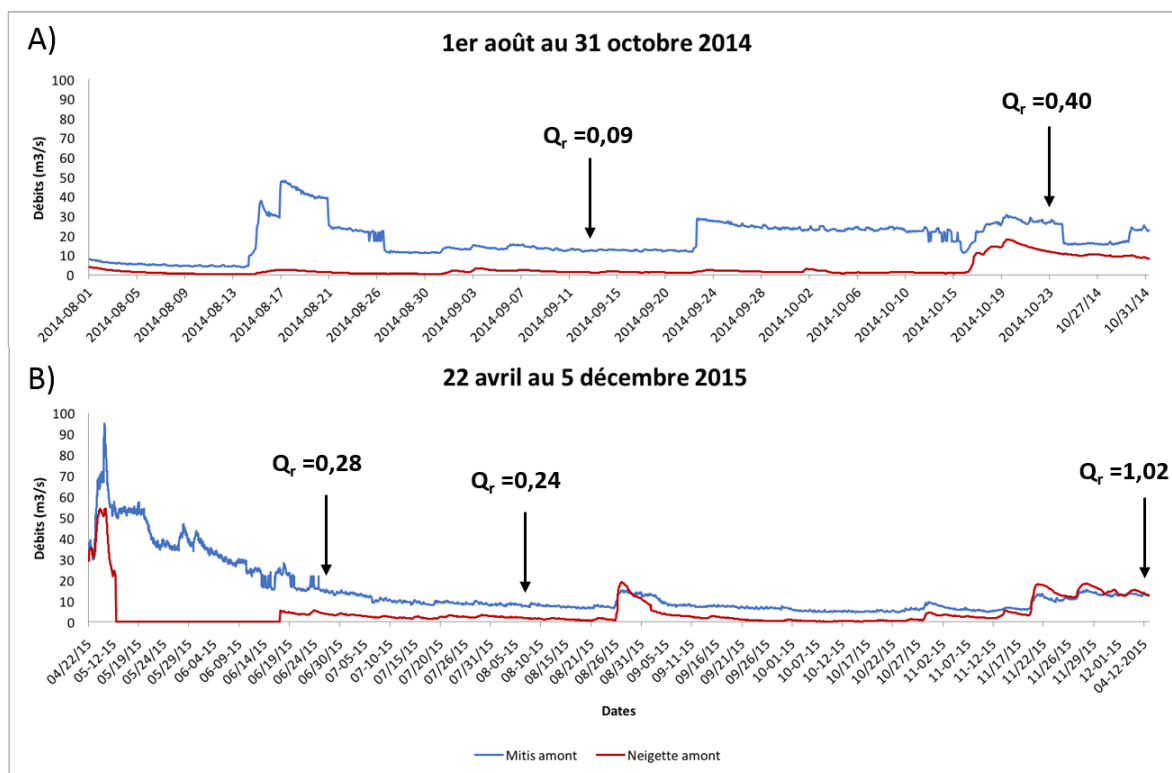


Figure 54 : Positionnement des vols du drone en fonction des hydrogrammes des rivières Mitis et Neigette

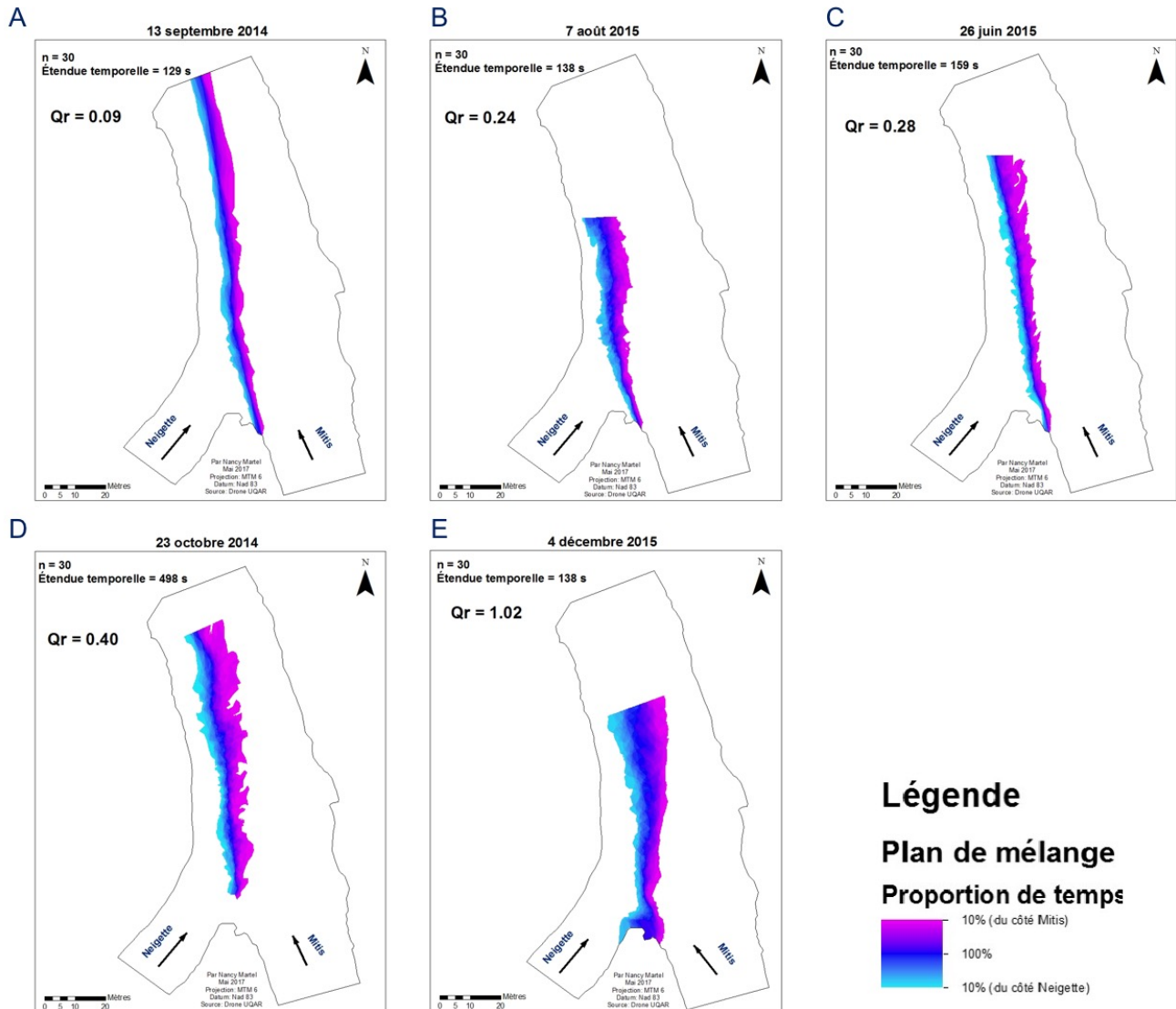


Figure 55 : Localisation et étendue du plan de mélange pour les cinq vols du drone ayant un  $Q_r$  différents

La Figure 55 illustre l'étendue spatiale du plan de mélange par le biais du gradient de couleur tel qu'observé à partir des photographies prises par le drone. La zone bleu marine correspond à une représentativité de 100%, signifiant que le plan de mélange inclut toujours cette étendue spatiale sur toutes les photos analysées. Plus le dégradé de couleur devient bleu clair, du côté Neigette et rose du côté Mitis, moins le plan de mélange s'y



retrouve fréquemment, jusqu'à un passage représentant 10% du temps, soit 3 fois sur 30 photos pour le bleu clair et le rose.

La Figure 55 suggère que le plan de mélange devient plus large lorsque le rapport de débit augmente. La comparaison des largeurs du plan de mélange mesuré à tous les 10 mètres à partir de l'apex de la confluence (Figure 56) permet de valider que la largeur du plan de mélange est nettement supérieure lorsque le  $Q_r$  est de 1,02 (vert). Puis, la largeur diminue suivant la réduction du  $Q_r$  à l'exception du  $Q_r$  de 0,24 (bleu) qui est légèrement supérieur au  $Q_r$  de 0,28 (jaune). À 10 m en aval de l'apex de la confluence, la largeur du plan de mélange est relativement similaire pour tous les ratios de débit, soit d'environ 5 m de largeur. La différence de largeur augmente ensuite, plus on se dirige vers l'aval du plan de mélange. Les relations linéaires illustrées sur la Figure 56 révèlent un angle de pente plus prononcée avec une augmentation du ratio de débits, indiquant un accroissement plus rapide de la largeur du plan de mélange. Cette augmentation plus rapide est aussi visible sur la Figure 55-E.

La position centrale du plan de mélange se déplace en fonction du rapport de débits. La Figure 57 illustre les positions centrales du plan de mélange pour les différents  $Q_r$  des survols du drone. Les positions sont sensiblement les mêmes pour les premiers 20 m en aval de l'apex. Puis, une distinction se fait entre les différents  $Q_r$ . Plus le rapport de débit est faible, plus la position centrale de plan de mélange est orientée vers le tributaire. Et inversement, plus le  $Q_r$  augmente, plus le centre le plan de mélange se déplace vers le chenal principal.

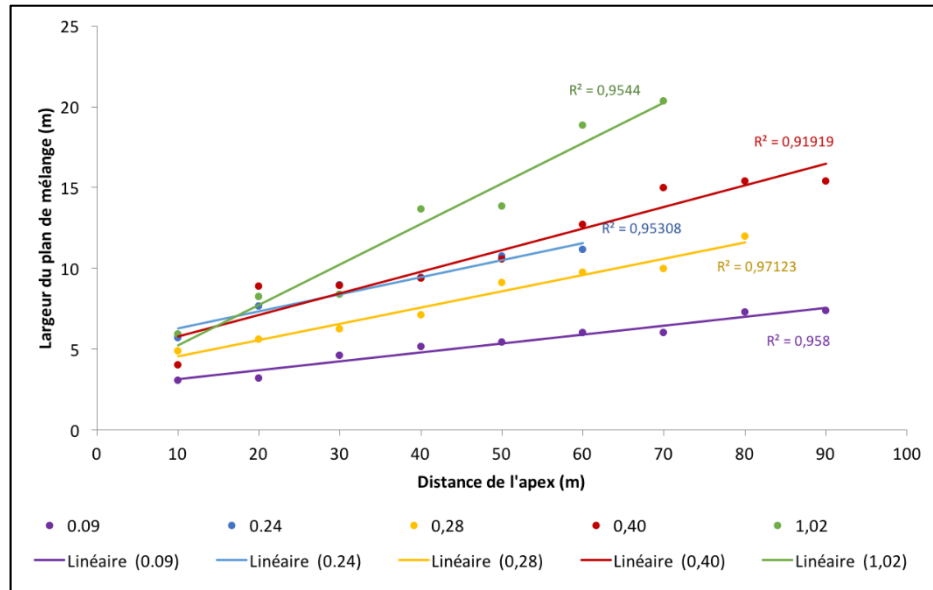


Figure 56 : Largeur (m) du plan de mélange pour chaque  $Q_r$  de l'apex de la confluence (0 m) à 90 m en aval de l'apex

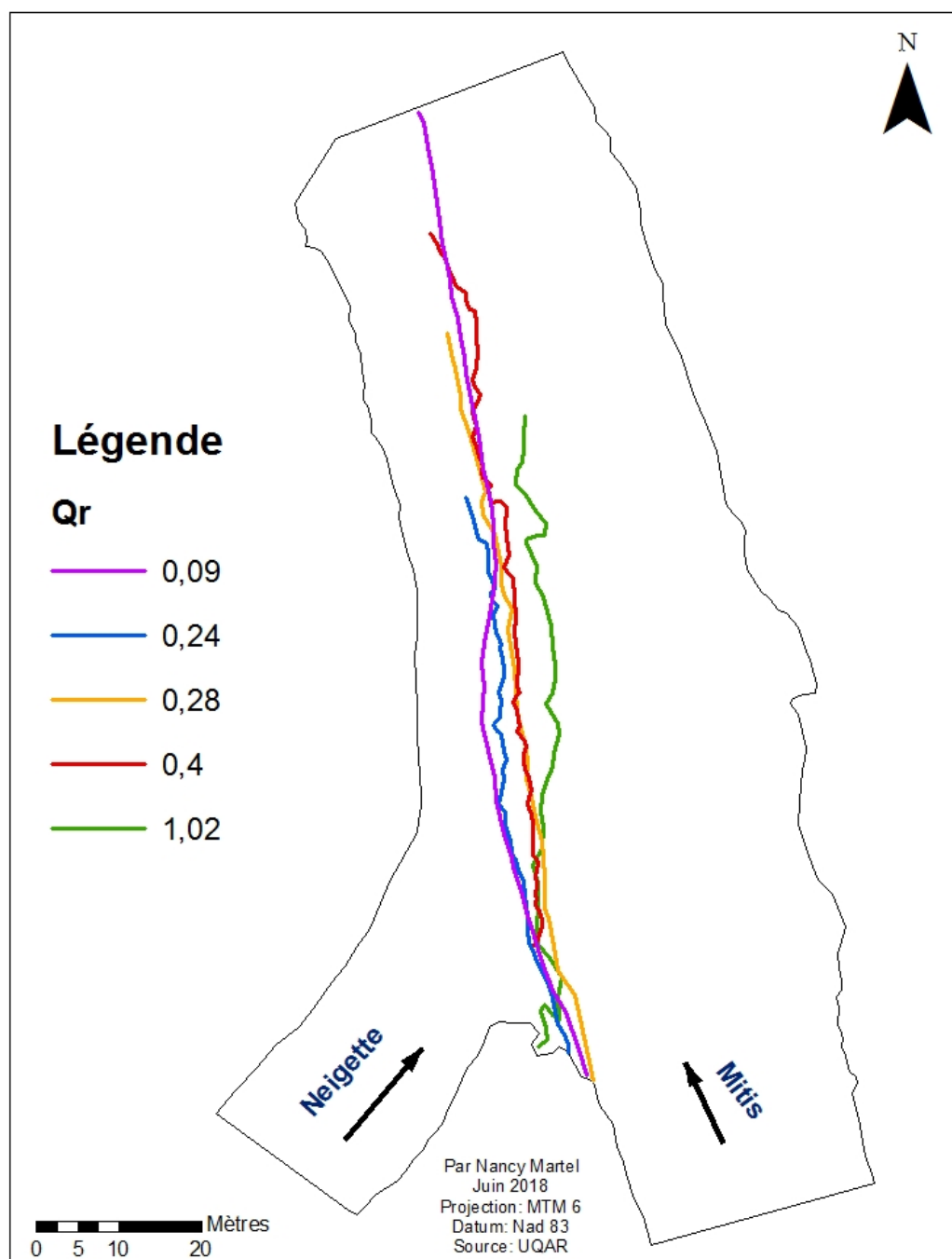


Figure 57 : Position du plan de mélange pour chaque Q<sub>r</sub>

## 4.2 ÉVOLUTION DU COUVERT DE GLACE

### 4.2.1 Mise en place du couvert de glace

#### 4.2.1.1. Hiver 2014-2015

L'analyse qualitative des photos de caméra couplée avec les degrés jours de gel accumulés (DJGA) et les précipitations (Figure 58) permettent de constater qu'en 2014-2015, la formation de la glace commence au jour julien (JJ) 320 (16 novembre 2014), soit au début de l'apparition des degrés jours de gel, principalement par croissance thermique. Une régression glacielle, soit la fonte du début du couvert de glace en place s'est produite lors d'un épisode important de hausse des températures au JJ 328 (24 novembre 2014). Puis, les processus glaciels reprennent lorsque les degrés jours redeviennent négatifs au JJ 332 (28 novembre 2014) par croissance thermique amorçant ainsi la mise en place du couvert de glace primaire. Elle s'amorce pour toutes les zones d'écoulement à l'exception du plan de mélange. Le lendemain (Figure 59-A), la croissance se poursuit de manière dynamique. Puis, un redoux accompagné de pluie crée une régression importante du couvert de glace (Figure 59-B) laissant en place une mince bordure de glace thermique le long de la berge de la zone de stagnation et de l'amont de la rivière Neigette. Dès le lendemain (Figure 59-C et Figure 60-A), la croissance reprend de manière thermique sur la Mitis et de manière dynamique sur la Neigette et dans la zone de stagnation. Deux jours plus tard, soit au jour julien 337 (3 décembre, Figure 59-D et Figure 60-B), une arrivée massive de glaces flottantes non consolidées mêlée à de la glace de neige, de la neige, et de diverses formes de frasils en provenance de l'amont sont bloquées par un couvert de glace statique en aval de la confluence. Cette arrivée massive se compacte et s'immobilise dans la nuit (Figure 59 et Figure 60). Deux jours plus tard (jours 339 – 5 décembre, Figure 59-E), la température permet le gel thermique des glaces flottantes ensemble et la formation du couvert de glace primaire de la zone de stagnation et de l'amont de la Neigette. Pour les autres zones d'écoulement, une croissance dynamique s'opère pendant 5 jours jusqu'à la fermeture complète au jour julien 345 (11 décembre 2014, Figure 60-C). Cette fermeture du couvert se produit par la formation d'un embâcle de particules de glace dynamique en

transit et à une précipitation neigeuse de 19 cm (Figure 60). En 2014-2015, la formation du couvert de glace primaire s'est faite rapidement due à l'arrivée massive de glaces flottantes en provenance de l'amont. Il est possible que l'arrivée de ces glaces flottantes soit due aux variations du niveau d'eau durant la période de formation du couvert de glace entraînant le décrochement et le transport de plaque de glace en provenance de l'amont. Les processus de formation du couvert de glace primaire diffèrent, donc, spatialement en fonction des zones d'écoulement (Figure 58). Il est possible d'observer, sur la Figure 58, que la formation du couvert de glace primaire correspond à la première augmentation prononcée de la pente des degrés jours de gel accumulés. La mise en place s'est donc produite en 14 jours à la confluence à l'hiver 2014-2015.

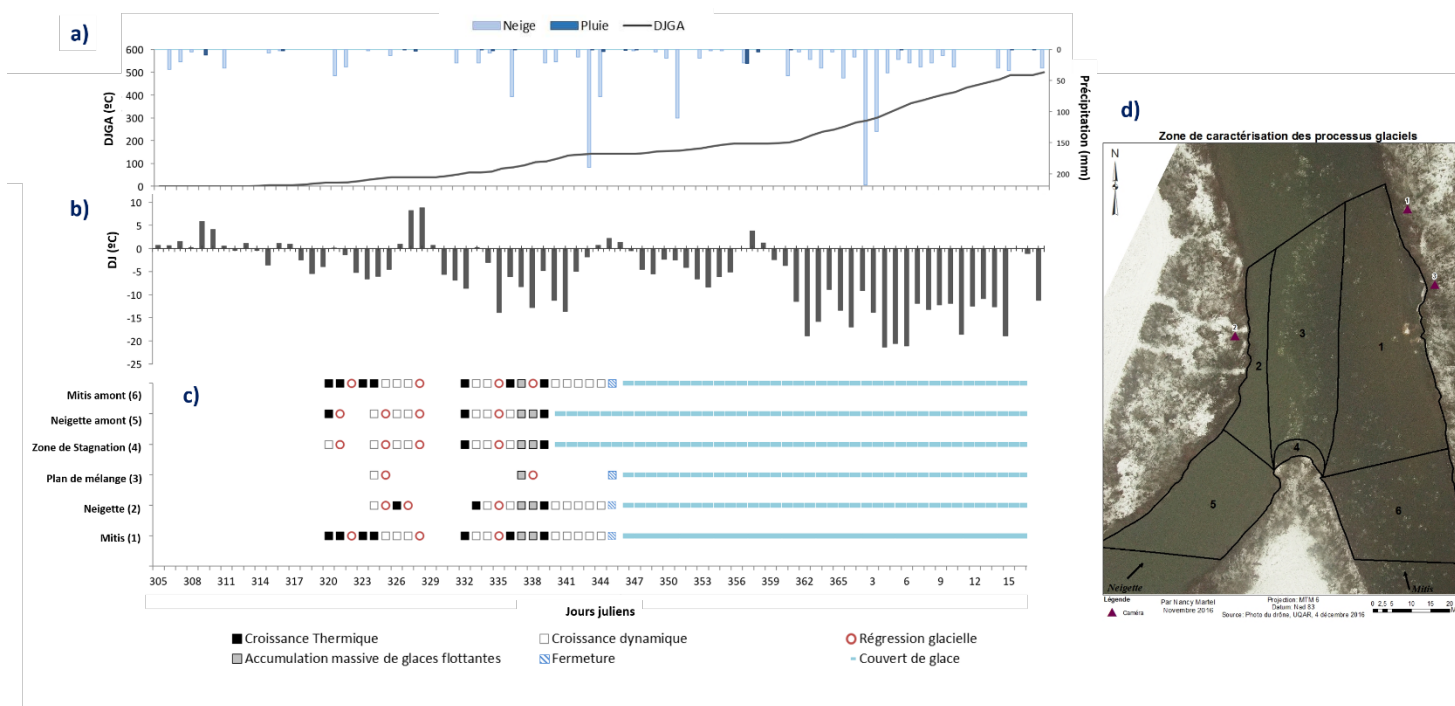


Figure 58 : Croissance glacielle H-2014-2015

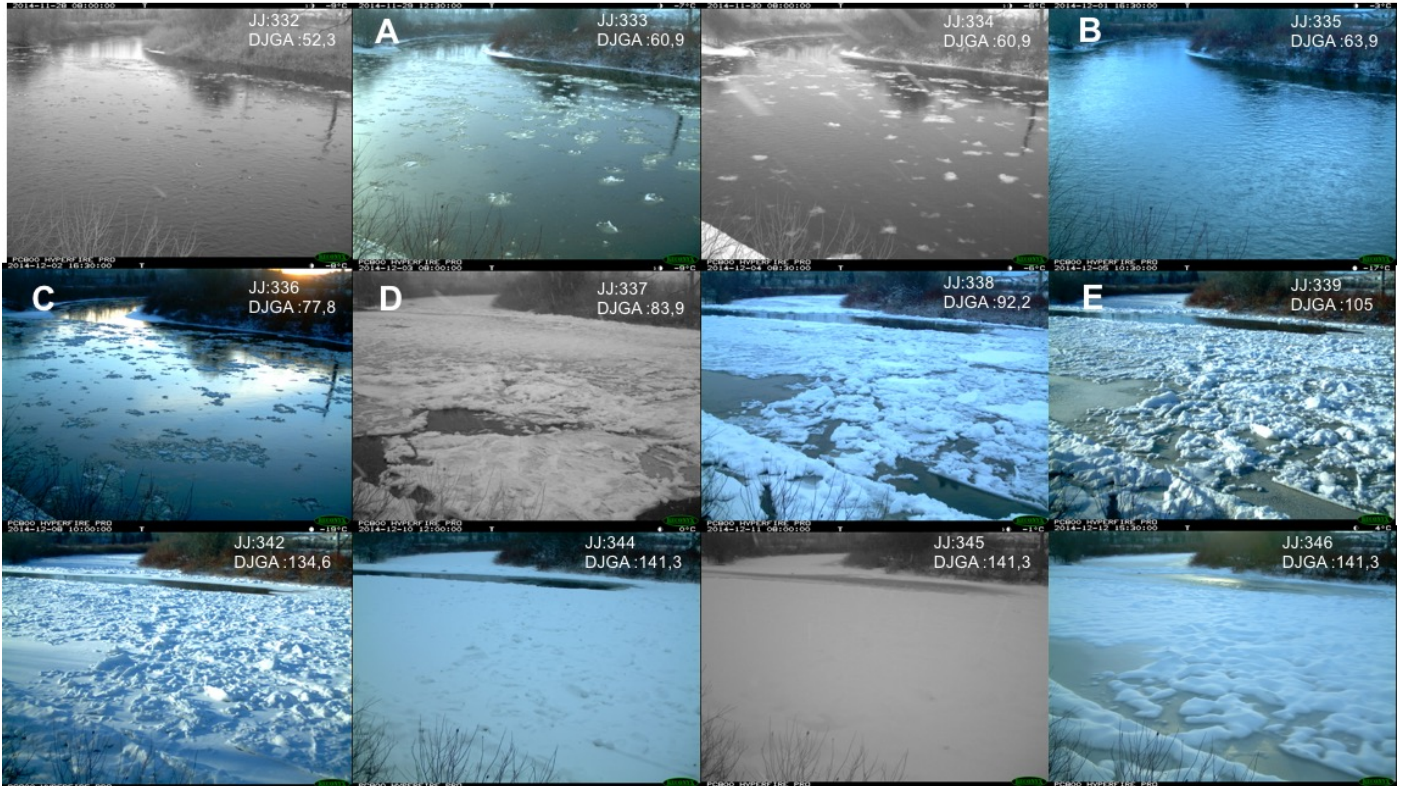


Figure 59: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive droite montrant l'arrivée de la rivière Neigette dans la rivière Mitis, hiver 2014-2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien

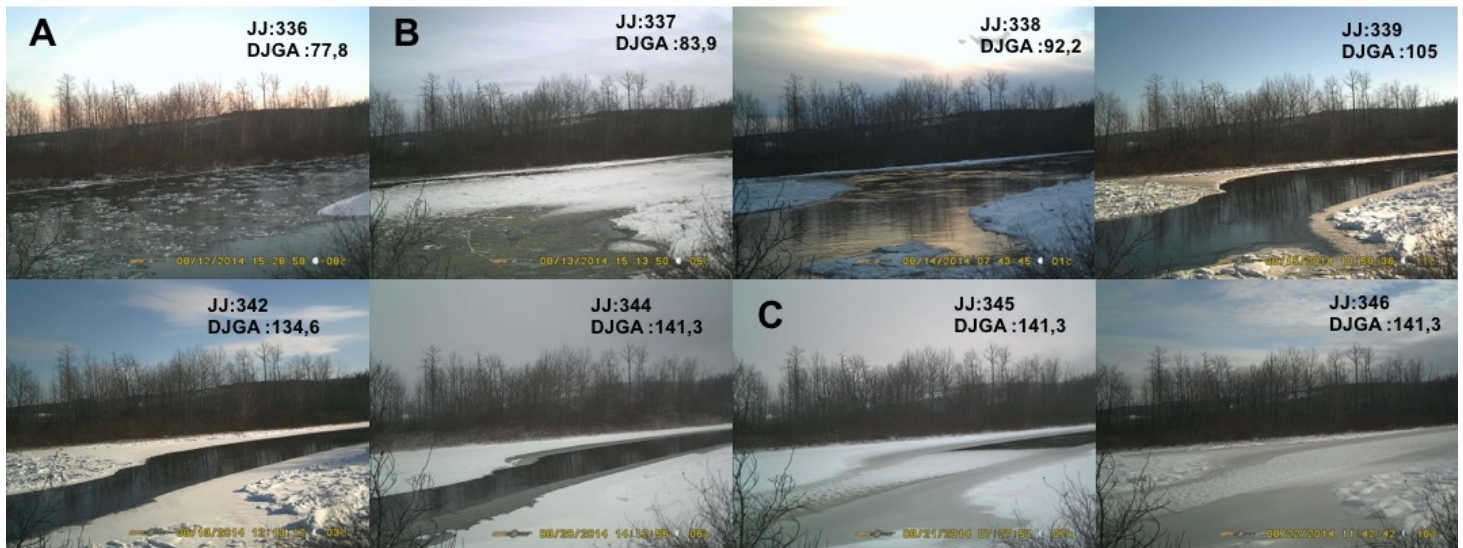


Figure 60: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive gauche à la jonction de la rivière Neigette dans la rivière Mitis, hiver 2014-2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien

#### ***4.2.1.2. Hiver 2015-2016***

La mise en place du couvert de glace primaire à l'hiver 2015-2016 est illustrée sur les Figure 61 et Figure 62. Les processus glaciels se manifestent lorsque les températures de l'air deviennent négatives et les régressions glacielles lorsque ces derniers redeviennent positifs. Comme en 2014-2015, la mise en place du couvert de glace primaire s'amorce lorsque les degrés jours de gel accumulés augmentent rapidement. Cependant, les séquences temporelle et spatiale ainsi que les processus de mise en place sont différents. En effet, la formation des premières particules de glace débute au jour julien (JJ) 333 (29 novembre 2015) principalement par croissance thermique. Puis, de manière simultanée les degrés jours augmentent et la glace formée disparaît. Au JJ 338 et 339 (4-5 décembre 2015), une légère reprise de croissance thermique se fait en bordure des deux zones d'écoulement de la Mitis, mais disparaît dès le JJ 340. Les processus glaciels reprennent au JJ 352 (18 décembre 2015) avec une croissance thermique dans la Neigette. Puis, la croissance devient dynamique au JJ 354 pour toutes les zones d'écoulements sauf celle du plan de mélange. Une autre régression glacielle importante survient au JJ 357 (23 décembre 2015) laissant une mince bande de glace thermique le long des berges de la zone Neigette amont (Figure 61). La croissance du couvert de glace primaire débute réellement au JJ 361 (27 décembre 2015), essentiellement par croissance dynamique par l'accumulation de diverses formes de frasil aggloméré et glace de neige de surface (Figure 62-A). C'est de cette manière que la zone de stagnation se ferme complètement, et ce plus tôt que les autres zones, soit au JJ 364 (30 décembre 2015, Figure 61 et Figure 62-B). Puis, la fermeture de la Neigette en amont et en aval de la confluence se produit au jour julien 5 suite au développement d'un front glacial de frasil permettant une accumulation du transit glacial vers l'amont (Figure 61, Figure 62-C). Le processus de fermeture a eu lieu au jour julien 13 sur la Mitis et au plan de mélange, mais, avec la présence de glace de neige causée par les 6,2 cm de précipitations de la journée (Figure 62-D). La mise en place du couvert de glace primaire a donc, pris 18 jours à l'hiver 2015-2016 soit du JJ 361 au JJ 13 (27 décembre 2015 au 13 janvier 2016).

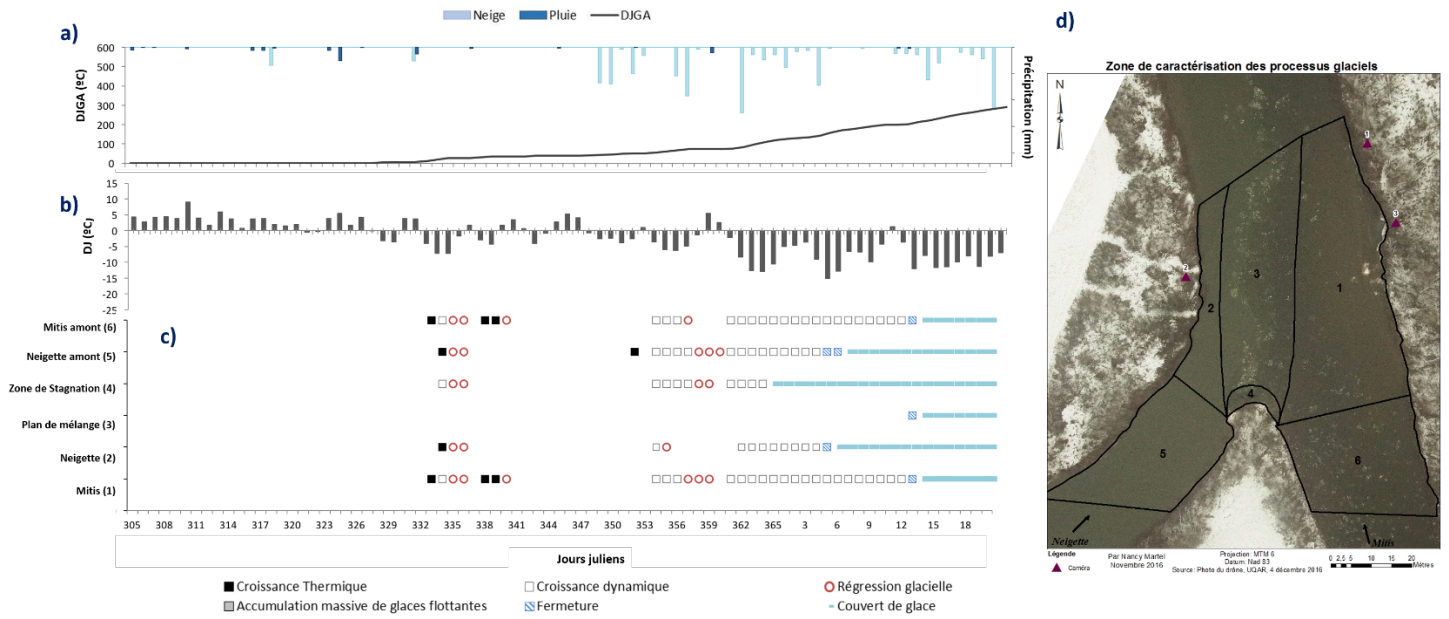


Figure 61: Croissance glacielle 2015-2016

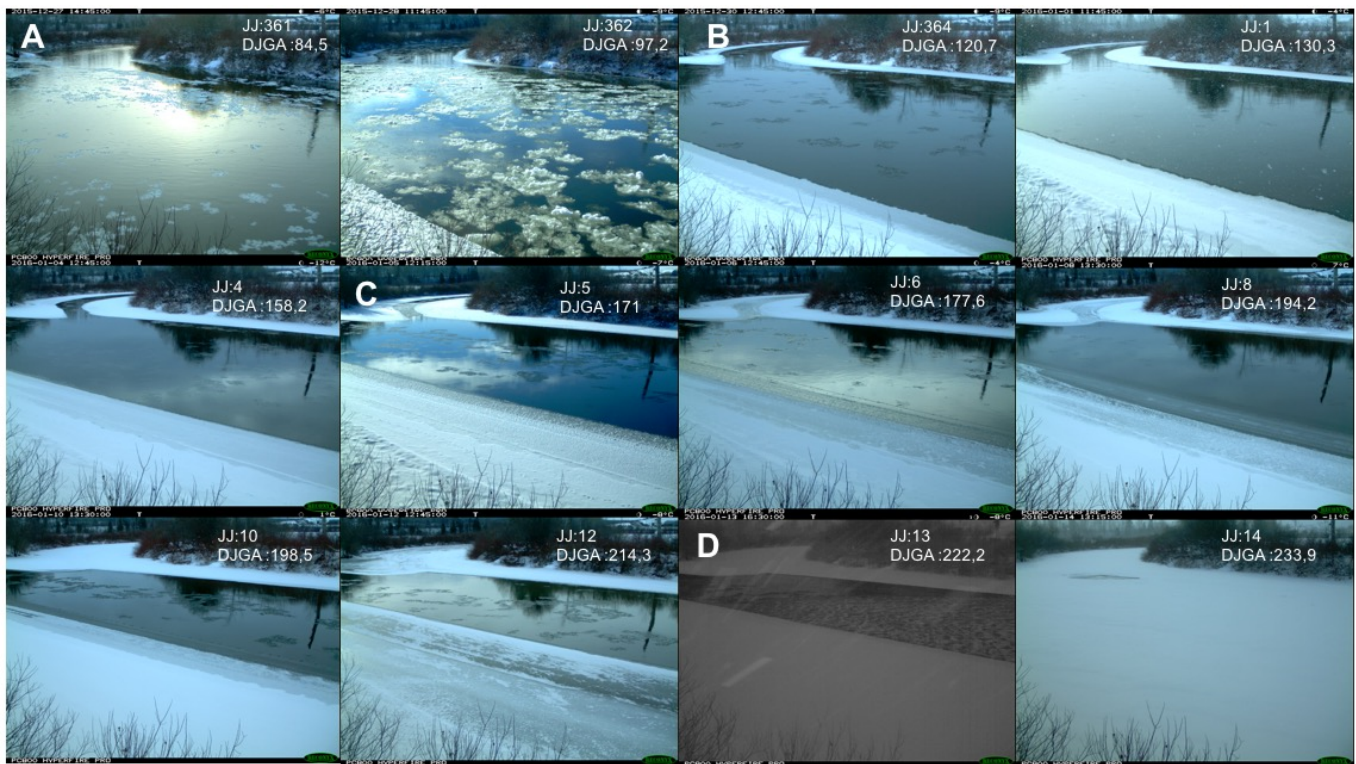


Figure 62: Mise en place du couvert de glace primaire, caméra rive droite, hiver 2015-2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien



#### ***4.2.1.3. Différences entre les hivers 2014-2015 et 2015-2016.***

La séquence des processus de mise en place du couvert de glace primaire et les séquences de fermeture décrites précédemment sont différentes pour les deux hivers étudiés. L'hiver 2014-2015 est marqué par l'accumulation et la consolidation massive de glace flottante en provenance de l'amont, tandis que l'hiver 2015-2016 a connu une croissance dynamique lente et constante jusqu'à sa fermeture (Figure 64).

Les séquences de fermetures du couvert de glace primaire des deux années étudiées sont différentes pour les zones de la rivière Neigette, et la zone de stagnation, mais elles sont identiques pour les zones du plan de mélange et celles de la Rivière Mitis (Figure 64, Figure 65). En effet, en 2015, la zone de stagnation et l'amont de la Neigette se sont fermés en même temps par l'accumulation de glaces flottantes, leurs immobilisations et consolidations sur place. Alors qu'en 2016, la zone de stagnation a été la première zone à se fermer par croissance dynamique. Les zones de la Neigette amont et aval se sont aussi fermées de manière dynamique. Alors qu'en 2015, la zone Neigette en aval de la confluence s'est fermée en même temps que celle de la Mitis et celle du plan de mélange. Puis, le chenal libre de glace observable sur la Figure 63-A était plus près de la berge de la Neigette comparativement à son emplacement en 2016 (Figure 63-B). La fermeture du couvert de glace en 2014-2015 s'est produite 23 jours plus tôt qu'en 2016. La fermeture du couvert de glace a aussi nécessité moins de DJGA qu'en 2016, soit 141,3 DJGA en 2014-2015 pour 233,9 en 2016 (Figure 65).

Le nombre de DJGA a augmenté plus rapidement en 2014-2015 qu'en 2015-2016 parce que les deux hivers n'ont pas eu la même intensité de froid. La Figure 66 compare la courbe des degrés jours de gel accumulés des deux hivers aux données historiques pour trois périodes de temps soit de 1944-1974, 1986-2016 et 1944-2016. La bande grise représente l'intervalle de confiance à 95% et la ligne noire représente la médiane historique. L'hiver 2014-2015 a été considérablement plus froid que 2015-2016. En 2014-2015, l'augmentation des DJGA suit la tendance de la médiane historique jusqu'à la fin du mois de janvier, puis dès le premier février (jours 32), elle devient supérieure à la médiane. La

tendance des DJGA de 2014-2015 suit de près la limite de l'intervalle de confiance de 95%, alors que 2015-2016 se retrouve à l'opposé à la limite de l'intervalle de 5% (Figure 66-A). Par contre, lorsque l'on compare seulement avec les valeurs historiques de 1944 à 1974 (Figure 66-b), l'hiver 2014-2015 reste supérieur à la médiane, mais il se positionne plus bas par rapport à l'intervalle de confiance de 95%. Puis, lorsque l'on regarde les 30 dernières années, il est possible d'observer que 2015-2016 est légèrement supérieur à l'intervalle de confiance de 5% même s'il reste inférieur à la médiane (Figure 66-c). Pour conclure, il est possible de croire que 2015-2016 est une année plus chaude que la normale, mais qui semble devenir de plus en plus fréquente. Alors que 2014-2015 est une année plus froide que la normale actuelle et qui semblait plus fréquente entre 1944 à 1974. La température de l'air étant étroitement liée aux variations de la température de l'eau, elle pourrait aussi expliquer la différence entre les deux années étudiées. Cependant, aucune mesure de température de l'eau n'a été réalisée. L'effet des débits et du rapport de débit ( $Q_r$ ) pourrait avoir influencé la mise en place du couvert de glace, mais les données des capteurs de pression utilisées comportent une marge d'erreur significative en présence de glace limitant son interprétation.



Figure 63 : Cartographie des processus de formation du couvert de glace primaire des hivers A) 2014-2015 et B) 2015-2016

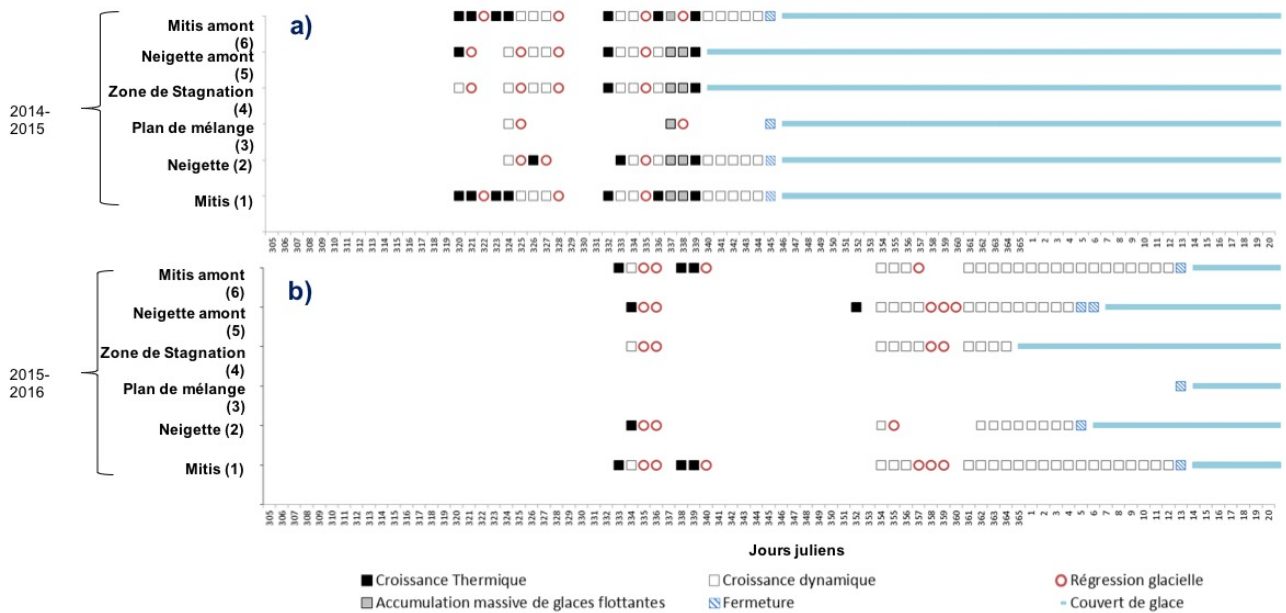


Figure 64 : Comparaison de la séquence de mise en place du couvert de glace et des processus glaciels des hivers 2014-2015 et 2015-2016

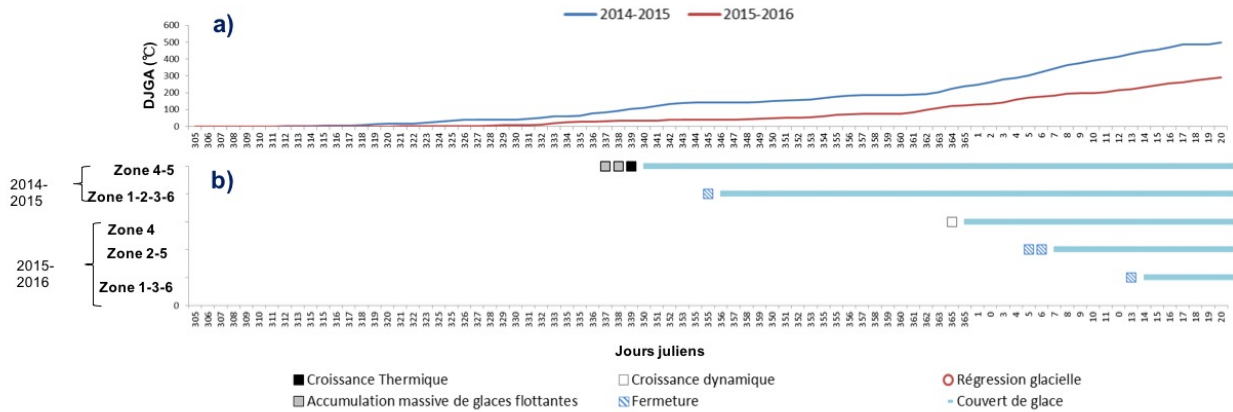


Figure 65 : Comparaison des dates et DJGA de la fermeture par zones d'écoulement

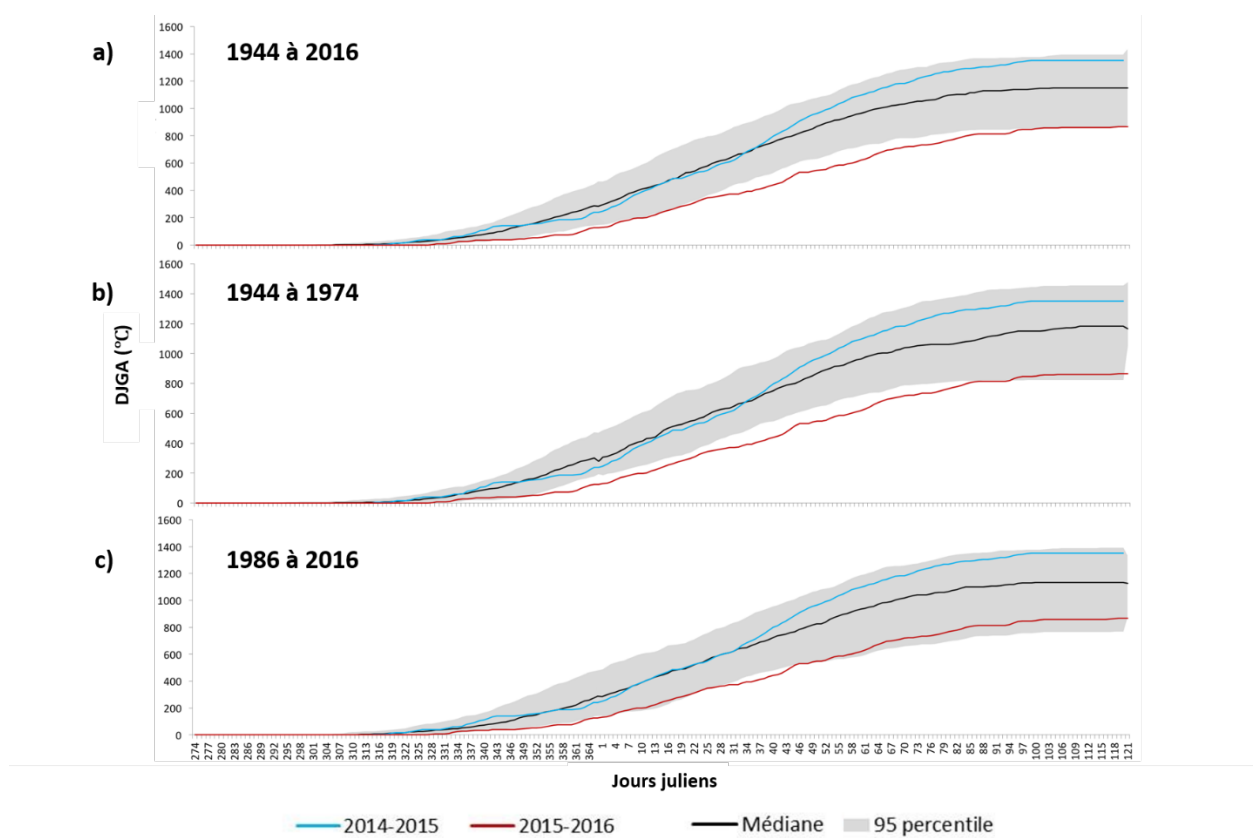


Figure 66 : DJGA de 2014-2015 et 2015-2016 en fonction des données historiques de 1944 à 2016, Station météo d'Environnement Canada de Mont-Joli. En bleu, l'année 2014-2015, en rouge l'année 2015-2016 et en noir la médiane historique

#### 4.2.2 Épaisseur du couvert de glace

La Figure 11 présente la distribution des points où des mesures d'épaisseur de glace ont été réalisées en mars 2015 ainsi que la surface interpolée de l'épaisseur de glace selon un krigeage ordinaire. En date du 2 mars 2015, l'épaisseur de glace variait de 45 à 75 cm sur la rive droite de la rivière Mitis. Il y a deux zones près des berges, une rive droite sur la Neigette en amont de la confluence et près de l'apex et une zone en aval de la confluence rive gauche dans la Neigette où la glace était très mince. Les mesures ponctuelles prises sur le terrain ont révélé moins de 15 cm par endroit. La zone occupée par le plan de mélange comporte un couvert de glace considérablement plus mince que celui près des berges, en excluant les deux petites zones mentionnées précédemment. Les épaisseurs de glace du plan de mélange varient de 28 à 45 cm. Les patrons spatiaux d'épaisseurs de glace montrent que les variabilités spatiales ne respectent pas une structure précise dans la zone du plan de mélange. Les boîtes et moustaches de la Figure 68 illustrent l'épaisseur du couvert de glace pour trois des zones d'écoulement soit Mitis aval (1), Neigette aval (2) et le plan de mélange (3). L'épaisseur du couvert de glace de la Mitis est supérieure aux deux autres zones. Contrairement à la cartographie (Figure 67), cette représentation ne permet pas de distinguer de manière significative la minceur du plan de mélange.

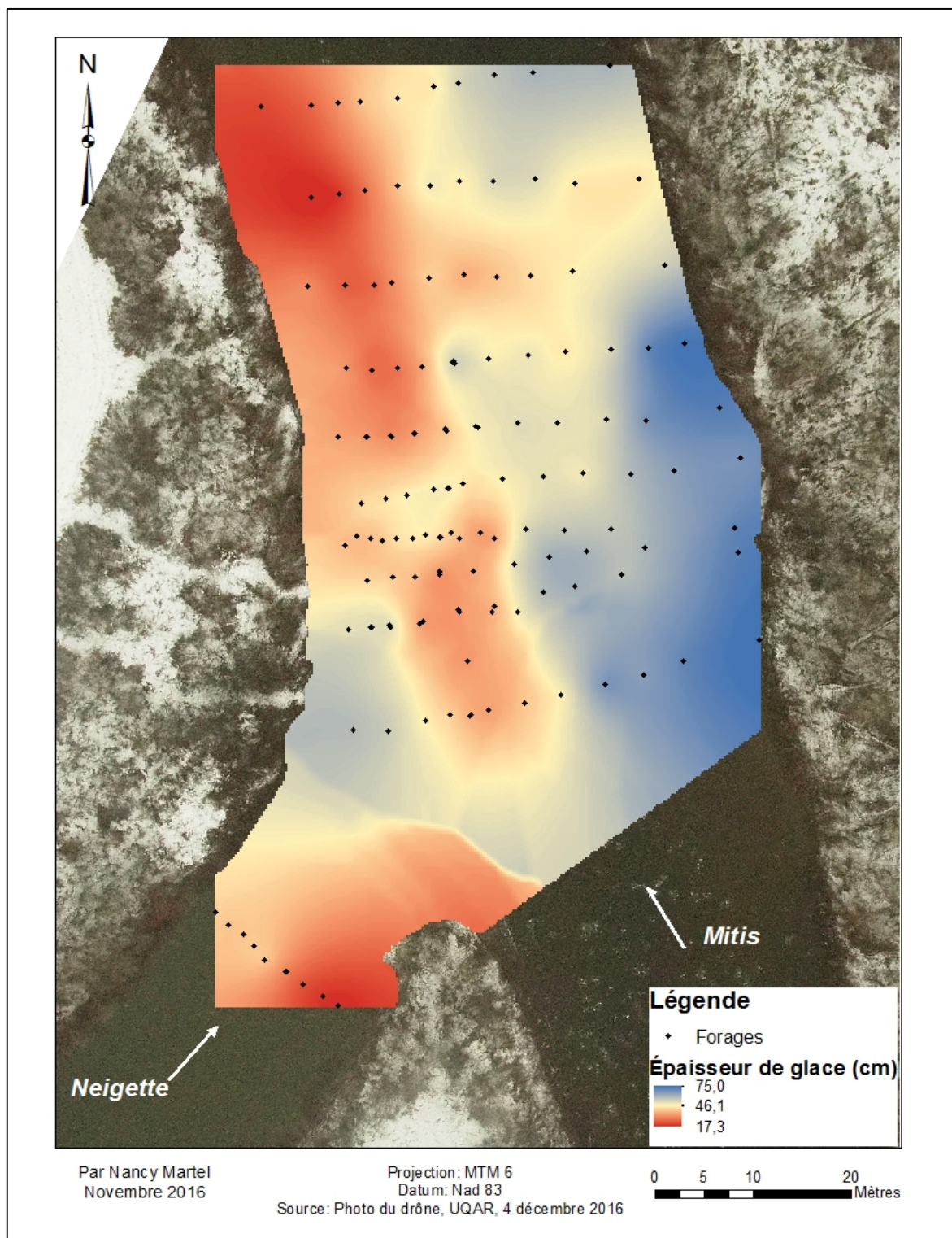


Figure 67: Cartographie de l'épaisseur du couvert de glace, 2 mars 2015

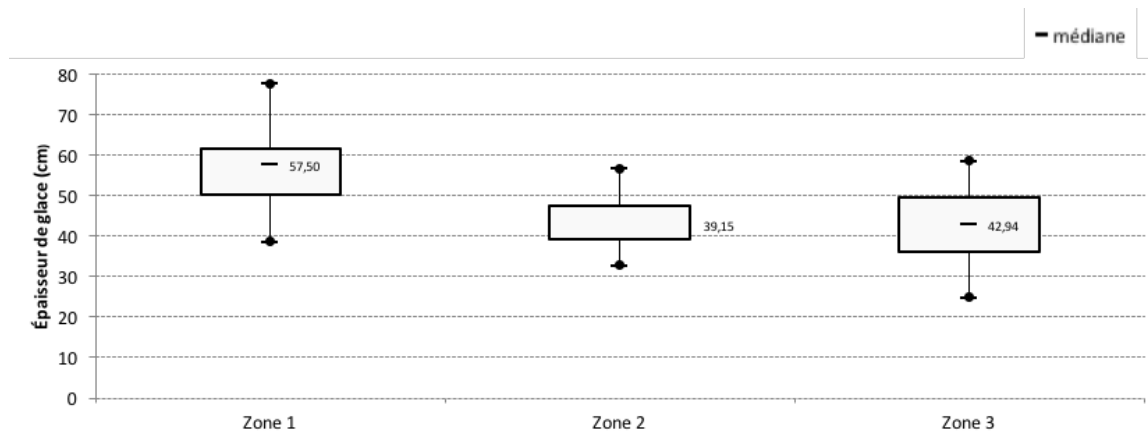


Figure 68: Épaisseur du couvert de glace par zones d'écoulement (1) Mitis aval, (2) Neigette aval et (3) Plan de mélange le 2 mars 2015

#### 4.2.3 Débâcle du couvert de glace

L'analyse des séries photographiques des caméras Reconyx a permis l'observation de la débâcle de glace des deux hivers à l'étude. Au printemps 2015, la débâcle du couvert de glace commence au JJ 96 (6 avril) par une altération thermique (Figure 69-A, Figure 70-A). L'altération thermique étant constante, les berges deviennent libres de glace au JJ 101 (11 avril, Figure 69-B). Puis, une hausse du niveau d'eau au JJ 104 provoque une pression sur le couvert de glace affaibli provoquant l'apparition de fissures sur ce dernier (Figure 69-C et Figure 70-B). Il poursuit son affaiblissement thermique jusqu'à 16h00 au JJ 106 où une dislocation mécanique se produit libérant en 3h20 la rivière Mitis de son couvert de glace (Figure 69-D-E et Figure 70-C). Le couvert de glace de la rivière Neigette poursuit son affaiblissement thermique jusqu'à environ 12h30 le lendemain, où elle subit à son tour une dislocation mécanique, la libérant de son couvert de glace en environ 1h00 (Figure 69-F et G). La confluence, au printemps 2015, a donc subi une débâcle de type mixte en 11 jours, commençant par un affaiblissement thermique et finissant par une débâcle mécanique.

La débâcle du printemps 2016 commence un peu plus tôt, au JJ 91 (1<sup>er</sup> avril), par affaiblissement thermique. Le lendemain, une hausse du niveau d'eau se produit, des



fissures apparaissent sur le couvert de glace engendrant une résurgence d'eau (Figure 71-A, Figure 72-A). Au JJ 94, la température descend à  $-5,7^{\circ}\text{C}$  entraînant le gel partiel de l'eau à la surface du couvert. Pour la rivière Mitis, une dislocation mécanique se produit vers 17h45 au JJ 98 (8 avril, Figure 72-B). La glace restante le long des berges fond jusqu'à environ 14h15 au JJ 99 (Figure 71-B). Pendant ce temps, un affaiblissement thermique est en cours sur la rivière Neigette. En milieu d'après-midi, des précipitations liquides parfois fortes débutent et se poursuivent jusqu'au JJ 100 pour un total de 18,2 mm faisant apparaître des fissures sur le couvert de glace résiduelle (Figure 71-C). Le lendemain, la zone de stagnation et de la Neigette aval sont libres de glace. Puis, le surlendemain (JJ 102), vers 13h30 une fonte complète était observable sur la Neigette (Figure 71-D). La débâcle de la confluence en 2016 s'est, elle aussi, déroulée sur 11 jours, mais sa débâcle a été différente selon les zones d'écoulement. Les zones de la rivière Mitis et du plan de mélange ont subi une débâcle mixte, alors que les zones de la rivière Neigette et de stagnation ont subi une débâcle thermique.



Figure 69: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive droite, printemps 2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien



Figure 70: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive gauche, printemps 2015 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien



Figure 71: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive droite, printemps 2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien



Figure 72: Séquence de débâcle glacielle enregistrée par la caméra rive gauche, printemps 2016 où DJGA signifie degrés jours de gel accumulés et JJ pour jour julien

Le Tableau 7 compare les caractéristiques de la débâcle des deux printemps enregistrés par les caméras. La débâcle de la confluence s'est faite en 11 jours autant en 2015 qu'en 2016, mais elle s'est produite 5 jours plus tôt en 2016. Si l'on prend chaque rivière séparément, la débâcle de la rivière Neigette s'est produite 5 jours plus tôt, alors que celle de la Mitis a eu lieu 8 jours plus tôt en 2016. D'un point de vue des processus, la rivière Mitis et le plan de mélange ont subi, les deux années, des hausses du niveau d'eau, créant une pression sur le couvert de glace. Cette pression sous glacielle a provoqué l'apparition de fissures, suivi d'un démantèlement mécanique du couvert. Puis, pour la rivière Neigette, les deux années sont différentes. En 2015 la débâcle a plutôt été mixte, alors qu'en 2016 elle a été thermique.

Tableau 7 : Comparaison de la débâcle glacielle des printemps 2015 et 2016

	<b>2015</b>	<b>2016</b>	<b>Différence</b>
<b>Début de la débâcle</b>	Jours 96	Jours 91	5 jours plus tôt (2016)
<b>Fin de la débâcle</b>	Jours 107	Jours 102	5 jours plus tôt (2016)
<b>Débâcle Mitis</b>	Jours 106	Jours 98	8 jours plus tôt (2016)
<b>Débâcle Neigette</b>	Jours 107	Jours 102	5 jours plus tôt (2016)
<b>Processus à la Confluence</b>	Débâcle Mixte	Débâcle Mixte	Pareil
<b>Processus Mitis</b>	Débâcle Mixte	Débâcle Mixte	Pareil
<b>Processus Neigette</b>	Débâcle Mixte	Débâcle Thermique	Différent

### 4.3 QUANTIFICATION DE LA STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT

La quantification de la structure de l'écoulement se divise en deux parties, soit la structure de l'écoulement et les structures turbulentes de l'écoulement. La section sur la structure de l'écoulement traite seulement des données enregistrées par l'ADCP. Alors que la section sur les structures turbulentes de l'écoulement utilise majoritairement les données acquises avec l'ADV.

#### 4.3.1 La structure de l'écoulement

Pour les raisons de problème d'acquisition mentionnée précédemment, seul le champ de vitesse longitudinale est présenté (Figure 73). À T1, des vitesses moyennes sont plus élevées du côté de la rivière Mitis, soit entre 1 et 1,25 m/s et plus faible (de 0 à 0,25 m/s) du côté de la rivière Neigette. À la frontière entre ces deux écoulements bien définis, une zone de transition plus ou moins large est visible avec des vitesses moyennes de 0,25 à 1 m/s. À T2, les vitesses moyennes de la rive droite varient de 0,9 à 1,1 m/s, alors que celles de la rive gauche varient de 0,2 à 0,4 m/s. Au centre, les valeurs varient de 0,4 à 0,9 m/s, représentant une zone de transition de vitesses. À T4, les valeurs de vitesses de la rive droite varient aussi de 0,90 à 1,1 m/s alors que celles de la rive gauche sont légèrement plus élevées qu'à T2, variant de 0,3 à 0,5 m/s. Au centre, encore une fois, une zone de transition de vitesses est observable, variant de 0,5 à 0,9 m/s. Par contre, à T6 les valeurs les plus élevées sont au centre de la section échantillonnée, variant de 0,8 à 1 m/s. Les vitesses du reste de la section transversale varient de 0,4 à 0,8 m/s.

La représentation des vitesses moyennes des quatre transects échantillonnés ne nous permet pas d'observer clairement le plan de mélange à l'exception de T1. Les vitesses longitudinales moyennes sont très fortes du côté de la rivière Mitis et faibles du côté de la Neigette. À l'interface entre les deux, une zone de transition occupant toute la hauteur de la colonne d'eau est visible. Cependant, le faible nombre de profils de vitesses réalisés le long des sections transversales et le nombre de sections échantillonnées limitent l'interprétation

de la structure de l'écoulement. Le temps d'acquisition des profils ne nous a pas permis de recueillir plus de profils, mais une campagne de terrain allongé serait souhaitable lors de futurs travaux afin d'obtenir une vue plus détaillée de la structure de l'écoulement. De plus, le problème d'acquisition mentionné précédemment ne nous permet pas une analyse tridimensionnelle des vitesses qui aurait été essentielle afin d'observer concrètement la position du plan de mélange le long des sections transversales, entre autres par les valeurs de l'énergie cinétique turbulente.

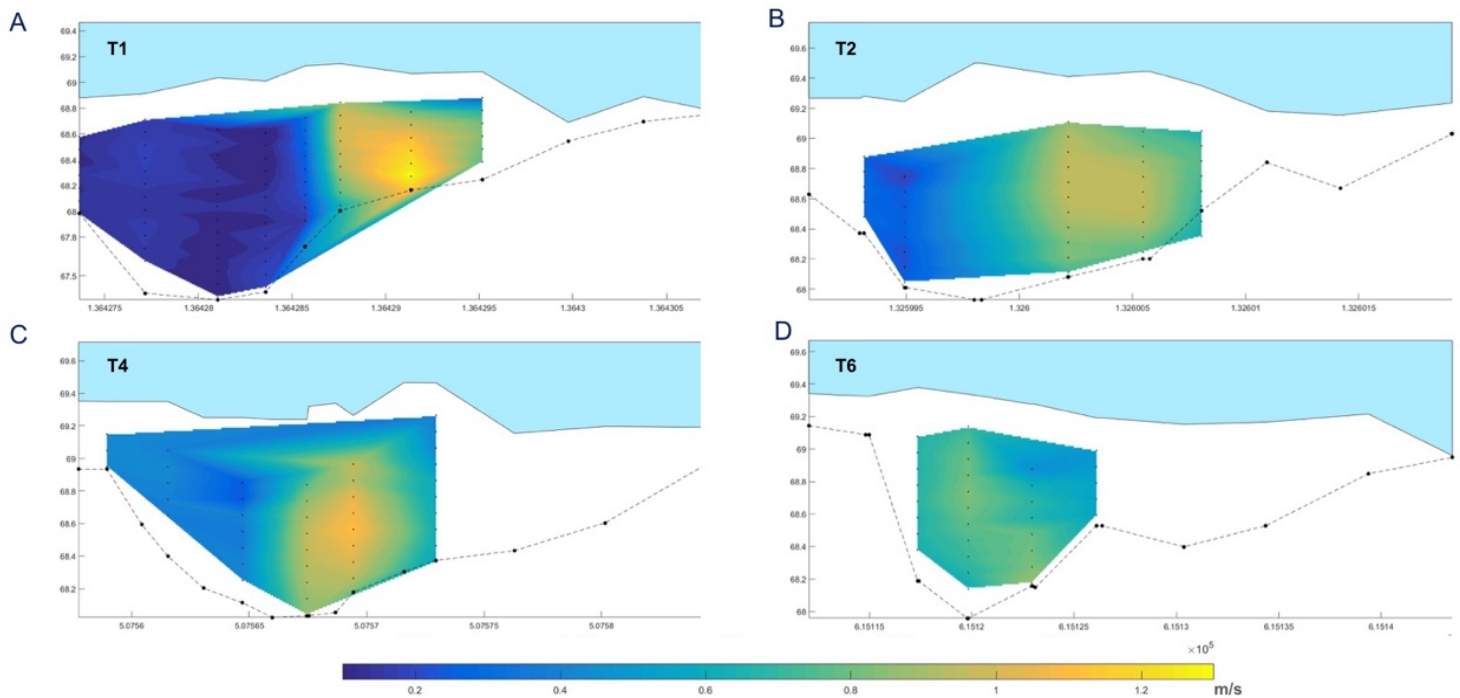


Figure 73 : Représentation des vitesses moyennes longitudinales pour les quatre sections transversales à l'étude en fonction de leurs positions géographiques et de leurs altitudes (m). L'écoulement de la rivière Mitis est à droite et la rivière Neigette est à gauche

### 4.3.2 Les structures turbulentes de l'écoulement

La Figure 75 illustre les profils de vitesses moyennes longitudinales (a), verticales (b) et latérales (c) des mesures acquises avec l'ADV. La forme des profils de vitesse nous renseigne sur l'effet de la rugosité sous glacié sur les vitesses moyennes, une forte rugosité induit habituellement une forme parabolique plus prononcée qu'un couvert de glace lisse. Les profils de vitesses longitudinales (a) sont paraboliques à différentes intensités. Les profils T2x, T5 et T7 ont la forme la plus parabolique. Leurs vitesses près du lit et près de la glace sont sensiblement les mêmes. Les profils T1a et T6 ont une différence de 0,2 m/s entre les vitesses près du lit et près de la glace. Le profil T6 n'a cependant pas pu être échantillonné dans les premiers 30 cm sous la glace, laissant croire que ces profils pourraient être plus paraboliques dans la réalité. Le profil T4 a une différence de 0,3 m/s entre les valeurs près du lit et de la glace. Le profil le moins parabolique est T2 avec une différence de 0,5 m/s de différence, mais comme pour T6, l'échantillonnage à l'aide du trépied nous a limité dans l'acquisition des mesures dans les 35 cm sous le couvert de glace, ne montrant pas la forme complète du profil. Le profil T1 est parabolique avec une différence de 0,1 m/s de différence, mais les vitesses moyennes y sont très faibles. Les vitesses maximums sont principalement situées à une distance variant de 40 à 60 % du lit pour l'ensemble des profils. Les profils semblent de plus en plus paraboliques vers l'aval du plan de mélange, mais cette tendance est difficile à confirmer puisque deux des profils n'incluent pas les 30 premiers cm sous le couvert de glace.

Les profils de vitesses verticales sont quasiment tous verticaux avec des valeurs très près de 0 m/s. Aucune tendance du lit vers la surface n'est observable et aucune tendance amont aval n'est visible.

Les profils de vitesses latérales ont une forme légèrement parabolique, mais, au sens inverse des vitesses longitudinales à l'exception de T1. Les profils T2x, T5 et T6 sont les plus paraboliques avec des valeurs près du lit et de la glace similaire. Les profils T1a, T4 et T7 ont une différence de seulement 0,1m/s entre les vitesses près du lit et de la surface. La différence est de 0,2 m/s au profil T2, 0,3 m/s au profil T3 et 0,4 m/s à T1. Contrairement aux vitesses longitudinales, les vitesses les plus faibles sont généralement situées à une

distance variant de 40 à 60 % du lit. Les profils les plus en aval semble avoir un parabolisme inverse plus important que les profils se situant en amont.

Les profils d'acquisition de 20 min (profils longs) (Figure 74) réalisées à T1 et T1a montrent une fois de plus la différence entre T1 et les autres profils. Les vitesses longitudinale et latérale de T1 ont la même tendance et aucun parabolisme n'est visible. Les mesures ayant été réalisées à seulement cinq profondeurs pourraient expliquer l'absence de parabolisme. Cependant à T1a, une forme parabolique est observable avec une différence de 0,1 m/s pour les vitesses longitudinales et latérales. La forme parabolique est encore une fois inversée pour les vitesses latérales.

Les profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) moyenne peuvent nous renseigner sur l'intensité turbulente le long des profils. Une intensité turbulente forte près du lit par exemple, indique une augmentation de l'intensité turbulente à cet endroit due à la rugosité du lit. Les Figure 76 et Figure 77 illustrent qu'à l'exception de T1 et T2, l'intensité turbulente est plus élevée près du lit et près de la glace donnant une forme parabolique inverse. Le profil de T1 possède une intensité turbulente supérieure près de la glace et faible près du lit. Le profil T2 a une forme parabolique avec une intensité turbulente supérieure à une altitude de 68,9 m soit légèrement plus près de la glace que le centre de la colonne d'eau soit à 54 % au-dessus du lit. Il semble y avoir une tendance amont-aval, puisque la forme des profils les plus en aval, soit T5, T6 et T7, est plus parabolique.



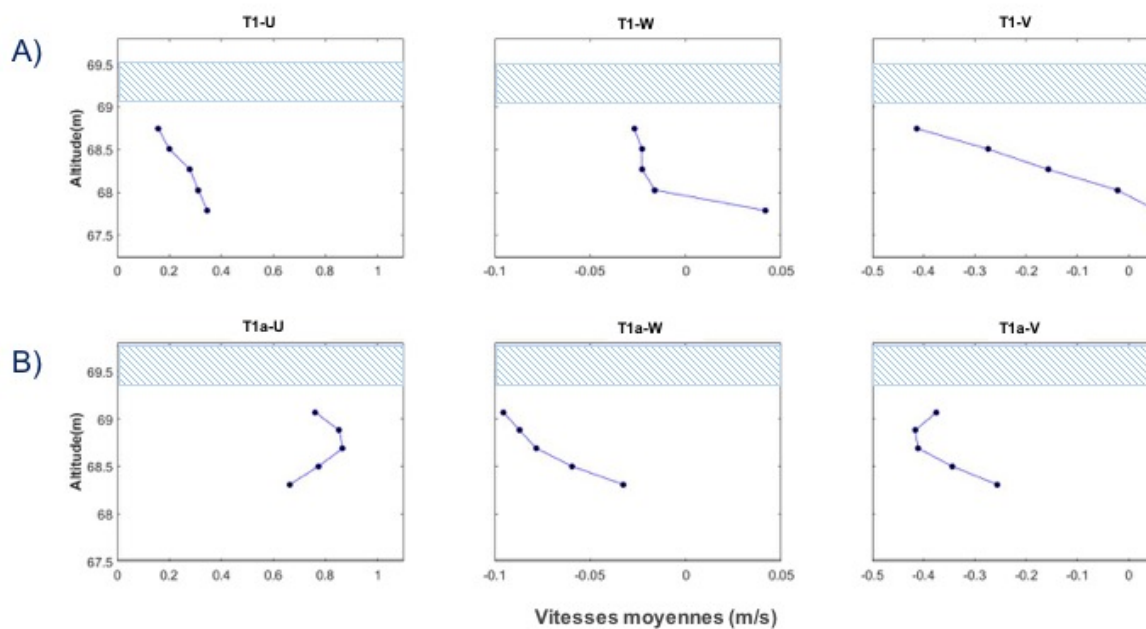


Figure 74 : Profils des vitesses moyennes d'acquisition de 20 minutes longitudinales (U), verticales (W) et latérales (V) pour A) T1L et B) T1aL

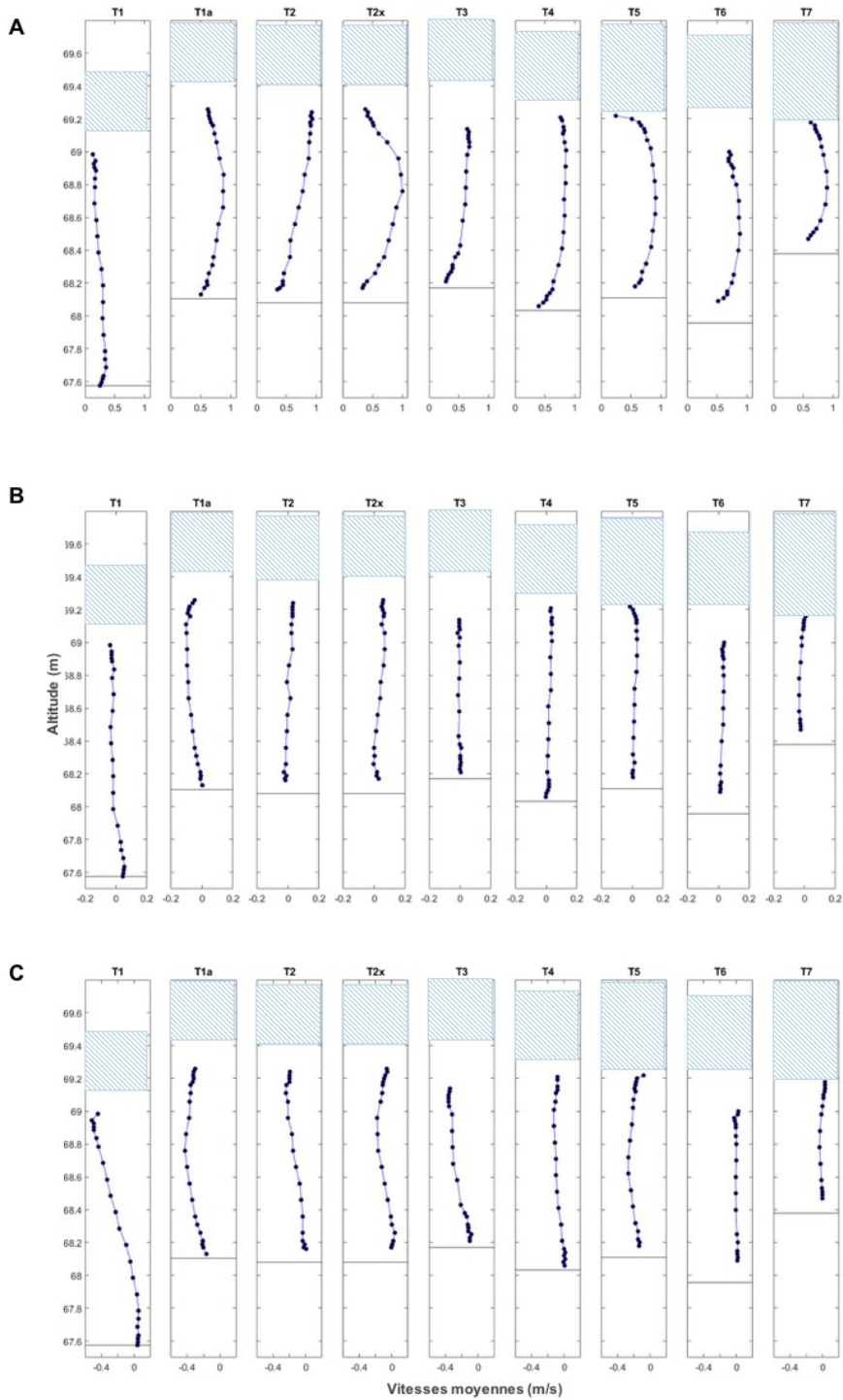


Figure 75 : Profils des vitesses moyennes (a) longitudinales (b) verticales (c) latérales des profils d'acquisition de 2 minutes

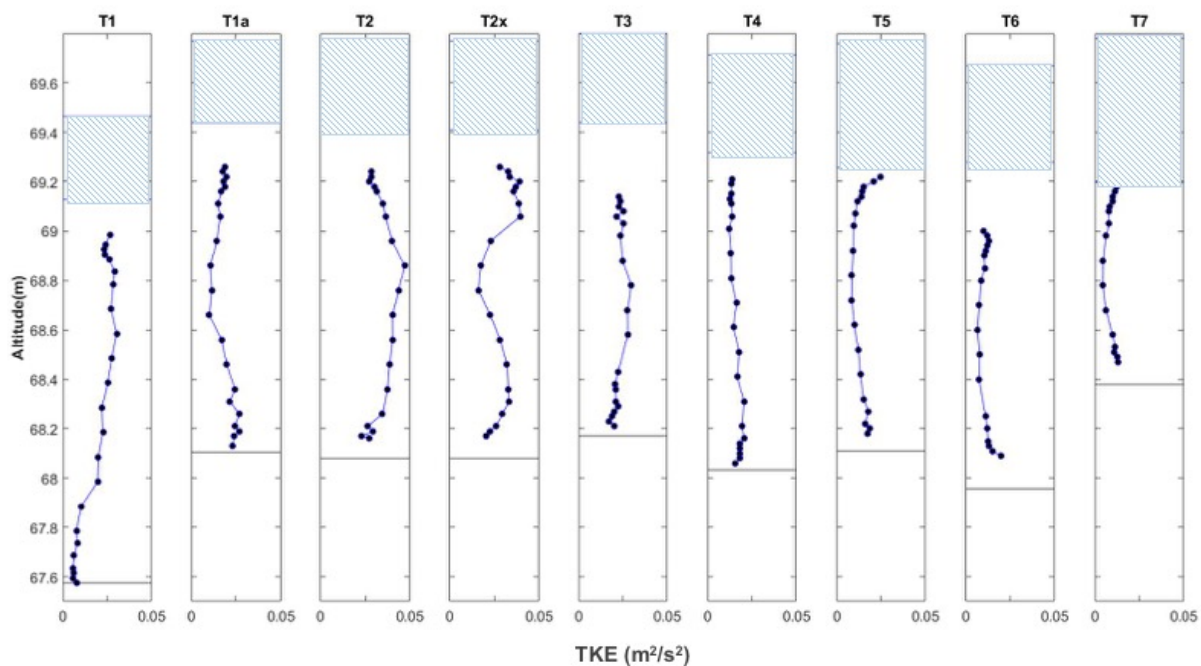


Figure 76 : Profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) des profils d'acquisition de deux minutes

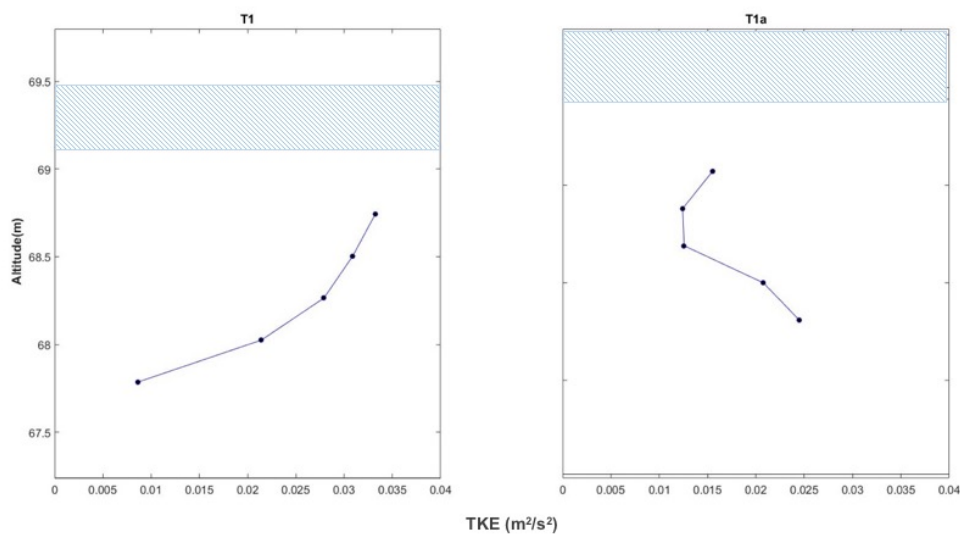


Figure 77 : Profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) des profils d'acquisition de 20 minutes

Une analyse d'autocorrélation à l'aide des « *integral time scale* » (ITS) renseigne sur la durée relative moyenne attribuable aux passages des structures, plus l'ITS est élevée plus la taille de la structure est élevée. La Figure 78 permet d'observer deux choses, soit les variations d'amplitude dans la colonne d'eau des profils, ainsi que la présence ou l'absence d'une tendance dans l'amplitude amont-aval. Pour les vitesses longitudinales, les valeurs près de la glace sont majoritairement plus faibles sauf à T1a où la valeur la plus faible se retrouve plutôt au centre de la colonne d'eau et à T3, T4 et T6, où les valeurs sont plus faibles près du lit. L'amplitude le long de la colonne d'eau des profils T3 et T4 ont, aussi, une augmentation marquée passant de 1 à 2 secondes à 68,4 m d'altitude. De manière générale, les valeurs près du lit sont faibles, soit entre 0 et 0,5 seconde, mais légèrement supérieures à celles près de la glace. Les profils de vitesses verticales, quant à eux, sont majoritairement plus élevés au centre de la colonne d'eau, soit pour les profils de T1, T2, T3, T4, T5. Les profils T1a, T2x et T6, ont une moyenne plus élevée près de la glace alors qu'au profil T7, inversement, la moyenne est supérieure près du lit. Les amplitudes des profils de vitesses latérales sont les seuls semblant avoir une tendance amont-aval à la hausse. En effet, les profils amont T1a, T2, T2x et T3 ont tous des valeurs faibles près de la glace et plus élevées près du lit, alors que le centre se trouve entre les deux. Les profils aval, soit T4, T5 et T7 ont pour leur part des valeurs centrales plus élevées alors que les zones près du lit et de la glace sont plus faibles que le centre (Figure 78). Les autocorrélations et les ITS de T5 présentées à la Figure 79, illustre le temps de passage des structures près de la glace, au centre de la colonne d'eau et près du lit pour les trois composantes de l'écoulement. La forte valeur latérale au centre du profil laisse croire en une très grande cohérence de la vitesse latérale.

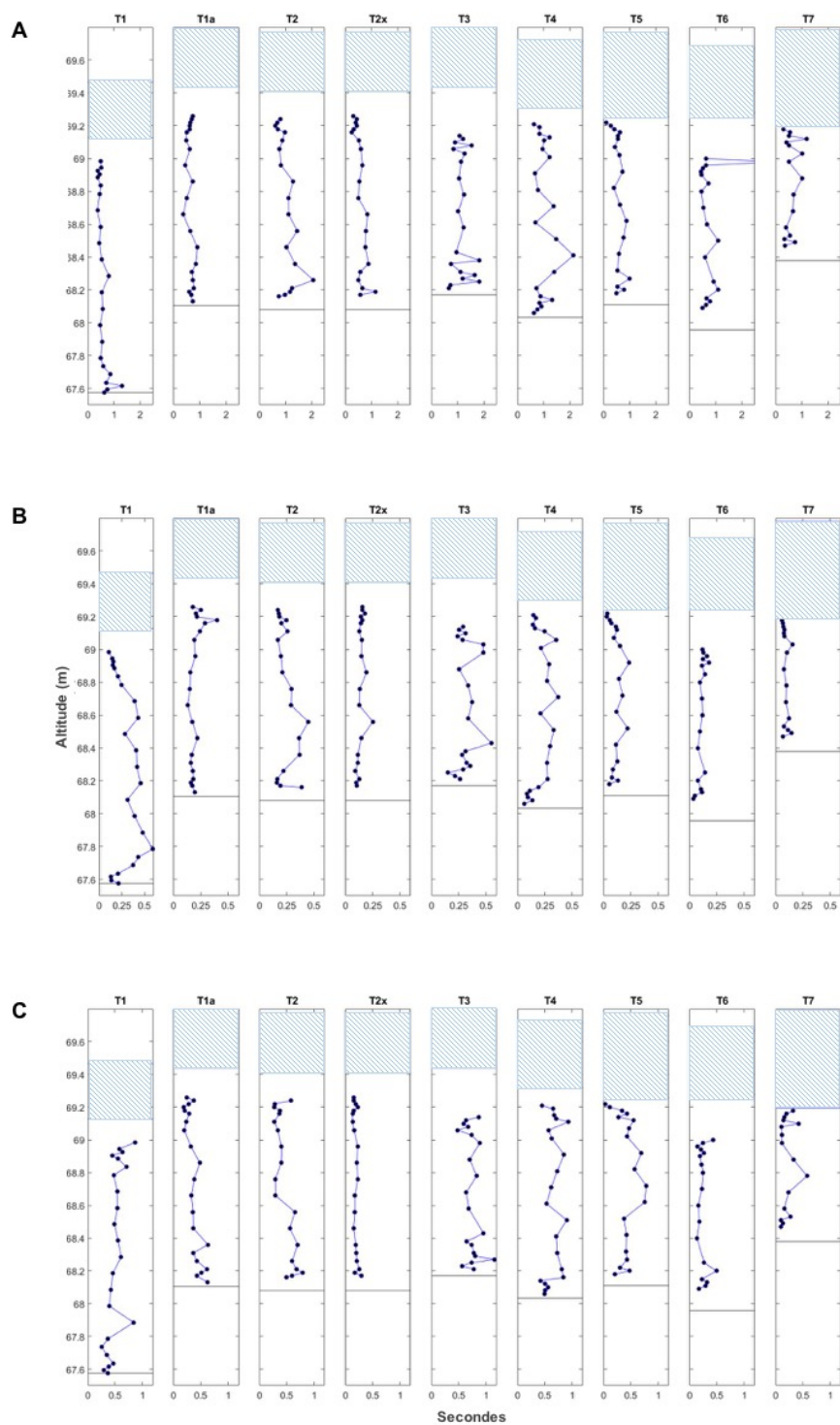


Figure 78: Profils des « *integral time scale* » (ITS) des vitesses (a) longitudinales (U), (b) verticales (V), (c) latérales (W) des acquisitions de deux minutes

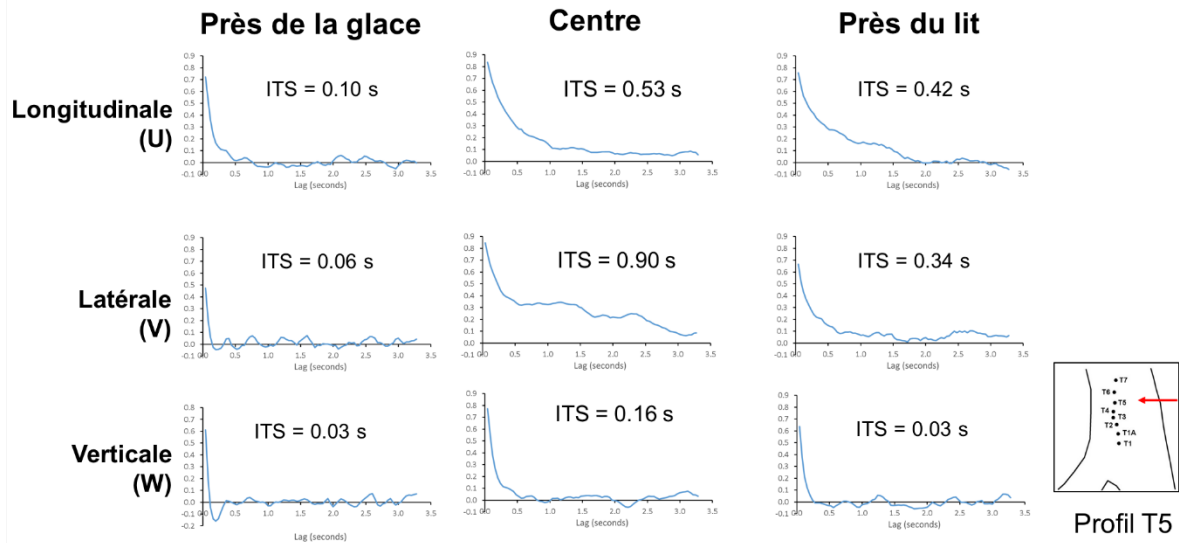


Figure 79: Autocorrélation et ITS à T5 près de la glace, au centre de la colonne d'eau et près du lit selon les trois composantes de l'écoulement

Les « *integral length scale* » (ILS) (Figure 80), quant à elles, représentent la taille des structures turbulentes longitudinales. Elles sont généralement supérieures au centre de la colonne d'eau à l'exception de deux profils soit, T1 et T3. L'étendue des médianes est de 0,05 à 0,8 m pour des tailles maximales allant de 0,7 à T1a jusqu'à 1,6 m à T4. La taille des structures à T1 est légèrement plus élevée près du lit, alors que celles de T3 sont légèrement supérieures près de la glace. Une tendance à l'augmentation de la taille des structures de l'amont vers l'aval semble être présente à partir de T3 sautant le profil T5.

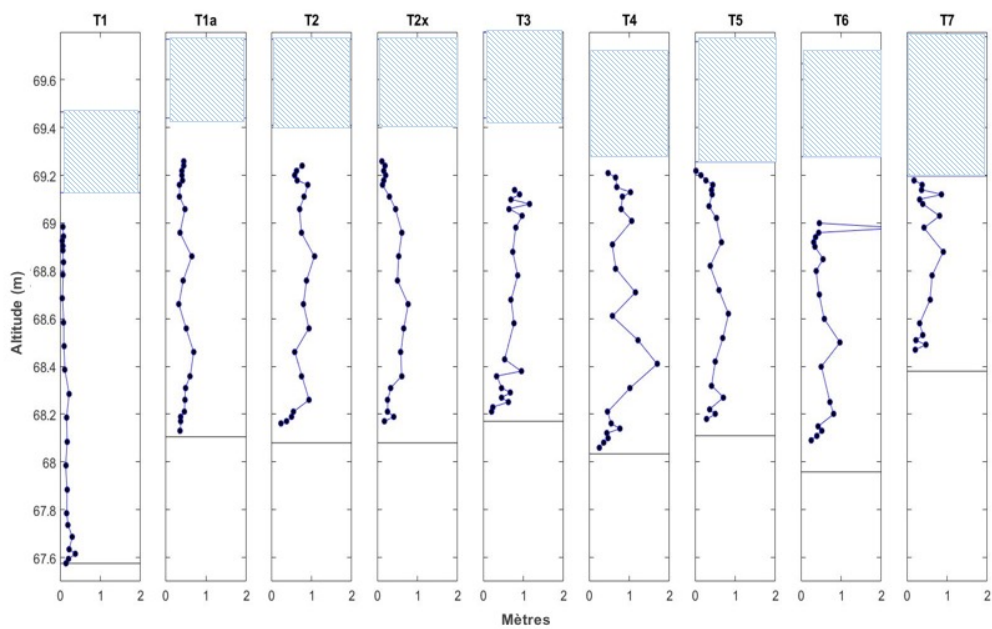


Figure 80 : Profils des IIS des vitesses longitudinales ( $U$ ) des acquisitions de deux minutes

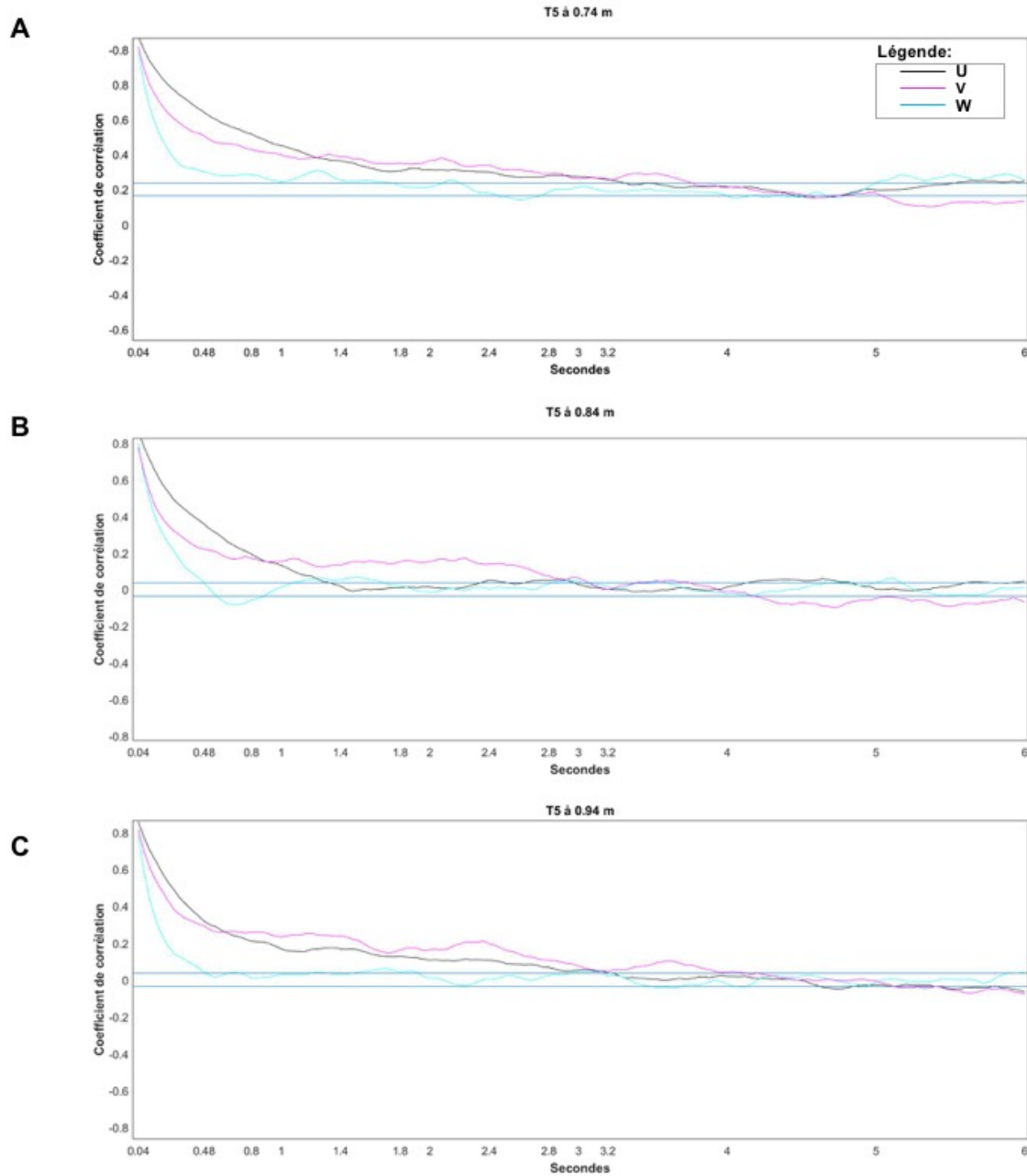


Figure 81 : Autocorrélation des vitesses longitudinales (noir), latérales (rose) et verticales (bleu) de T5 à (a) 0,74 m (b) 0,84 m et (c) 0,94 m de profondeur (au centre de la colonne d'eau) montrant que la taille des structures latérales est supérieure à celles longitudinales



La Figure 78 et Figure 79 ayant permis d'observer une amplitude supérieure de la taille temporelle des structures de l'écoulement au profil latéral T5, une analyse plus détaillée de ce profil a été réalisée. La Figure 81 représente les autocorrélations de trois profondeurs au centre de la colonne d'eau au profil T5 soit à 0,74 m (a), à 0,84 m (b) et à 0,94 m (c) et ce pour les vitesses longitudinale (noir), latérale (rose) et verticale (bleu). L'autocorrélation des vitesses latérales devient supérieure à celle des vitesses longitudinales rapidement soit entre 0,6 et 1,16 seconde selon la profondeur. L'autocorrélation de T5 à 0,84 m et 0,94 de profondeur montre des courbes inverses entre les vitesses longitudinales et latérales. Cette inversion se retrouve aussi dans les séries temporelles de vitesses présentes à la Figure 82 pour la profondeur de 0,94 m. Les rectangles rouges représentent la diminution de la vitesse longitudinale lorsque la vitesse latérale augmente. Cette inversion des vitesses témoigne du passage de structures turbulentes avec une forte cohérence latérale, traduisant une manifestation évidente des grandes structures de type Kelvin-Helmholtz. Finalement, afin de valider la taille des structures présente à T5, une analyse des photos du drone prises le 7 août 2015, soit à un niveau d'étiage similaire à l'échantillonnage hivernal a été réalisée. La Figure 83 illustre le passage d'une très grande structure tout près du profil T5. Cette dernière à une taille latérale de 9,5 m.

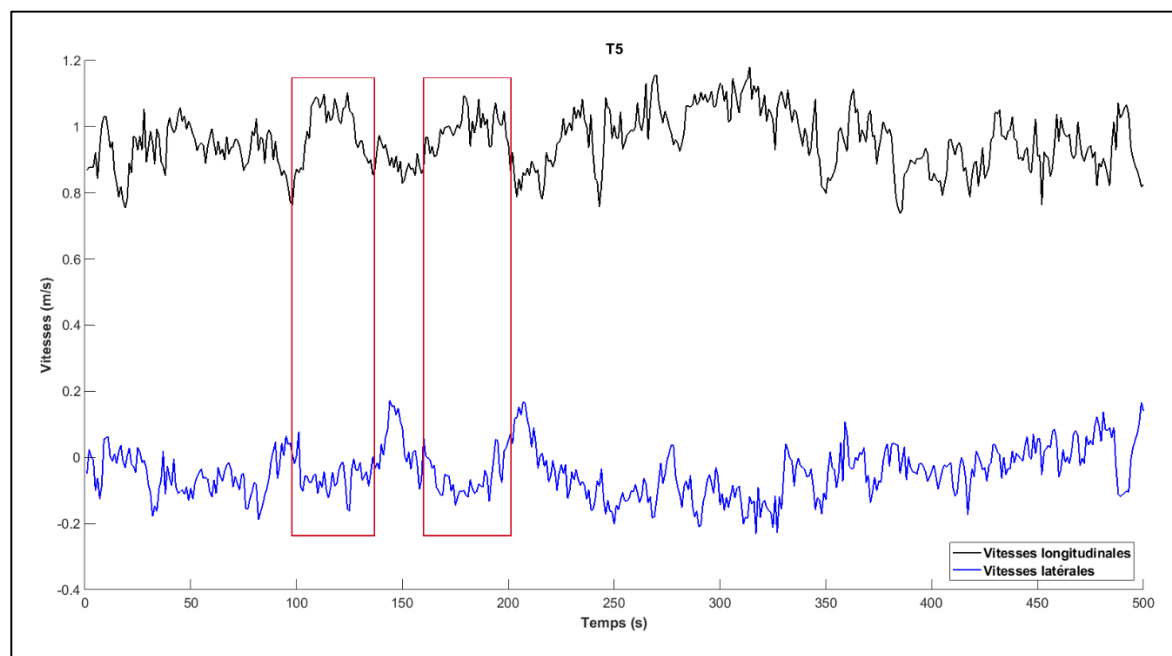


Figure 82: Séries temporelles des vitesses longitudinales (gris), latérales (bleu) à T5 à 0,94 m de profondeur

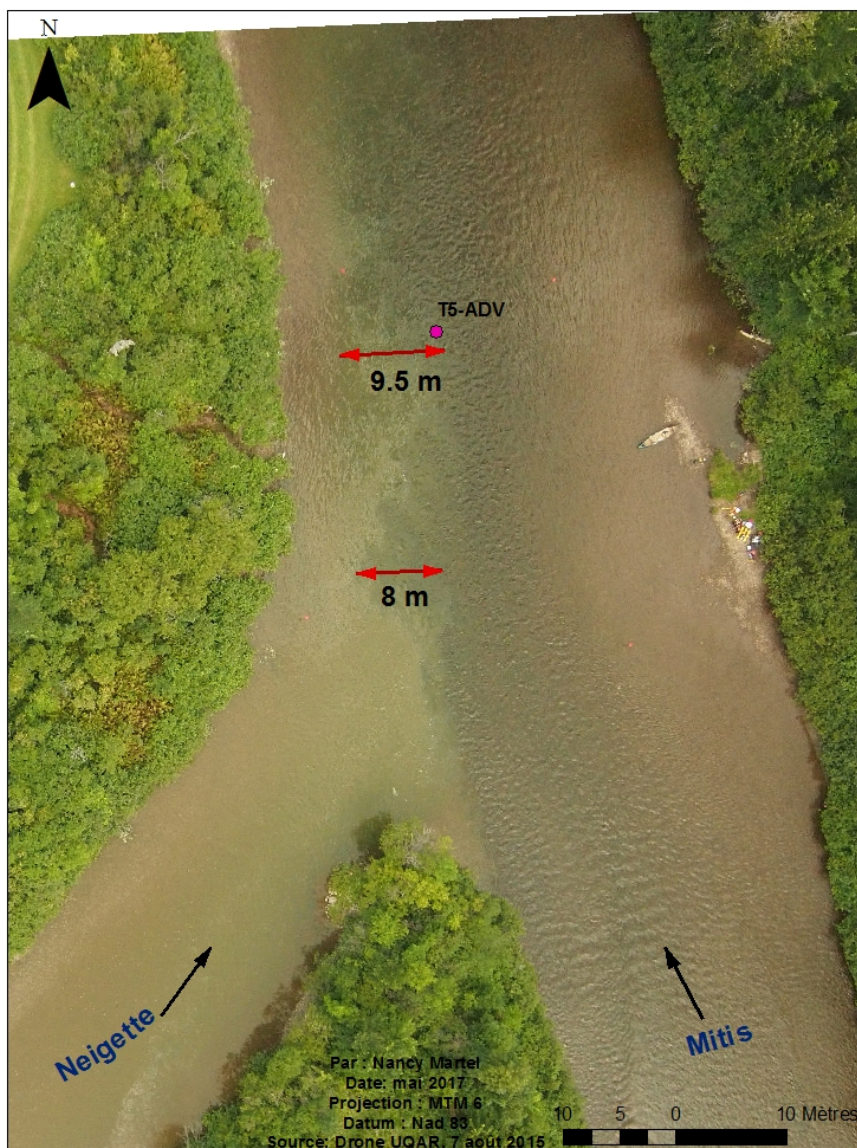


Figure 83 : Imagerie prise par le drone le 7 août 2015 montrant la taille de deux structures turbulentes latérales

Les Figure 84 et Figure 85 représentent les analyses spectrales réalisées sur les profils T1L et T1aL. Les spectres de vitesses verticales pour T1L et T1aL ont une faible oscillation spectrale, ne permettant pas d'observer clairement une hausse marquée d'énergie. Au profil T1L, l'augmentation soudaine de l'énergie des spectres de vitesses longitudinales et

latérales se fait principalement à deux fréquences différentes pour les profondeurs de 0,62 m, 0,86 m et 1,10 m sous la glace, soit près du couvert alors qu'au lit l'oscillation de l'énergie est faible. Pour le profil T1aL, c'est l'inverse ; les augmentations soudaines d'énergie sont plus marquées pour les profondeurs de 0,98 m, 1,17 m et 1,36 m, soit du centre vers le lit, et sont faibles près de la glace autant pour les vitesses longitudinales que latérales. L'énergie atteinte est plus élevée pour les spectres de vitesses longitudinales, mais l'augmentation soudaine d'énergie est plus marquée pour les spectres de vitesses latérales. Le spectre de vitesses latérales du profil T1aL a le signal d'augmentation de l'énergie la plus significative se produisant à 1,36 m de profondeur à une fréquence de 0,085 Hz, soit 12 secondes et elles varient sur une période de 9 à 13 secondes. Ceci correspond à une échelle spatiale de près de 10 m.

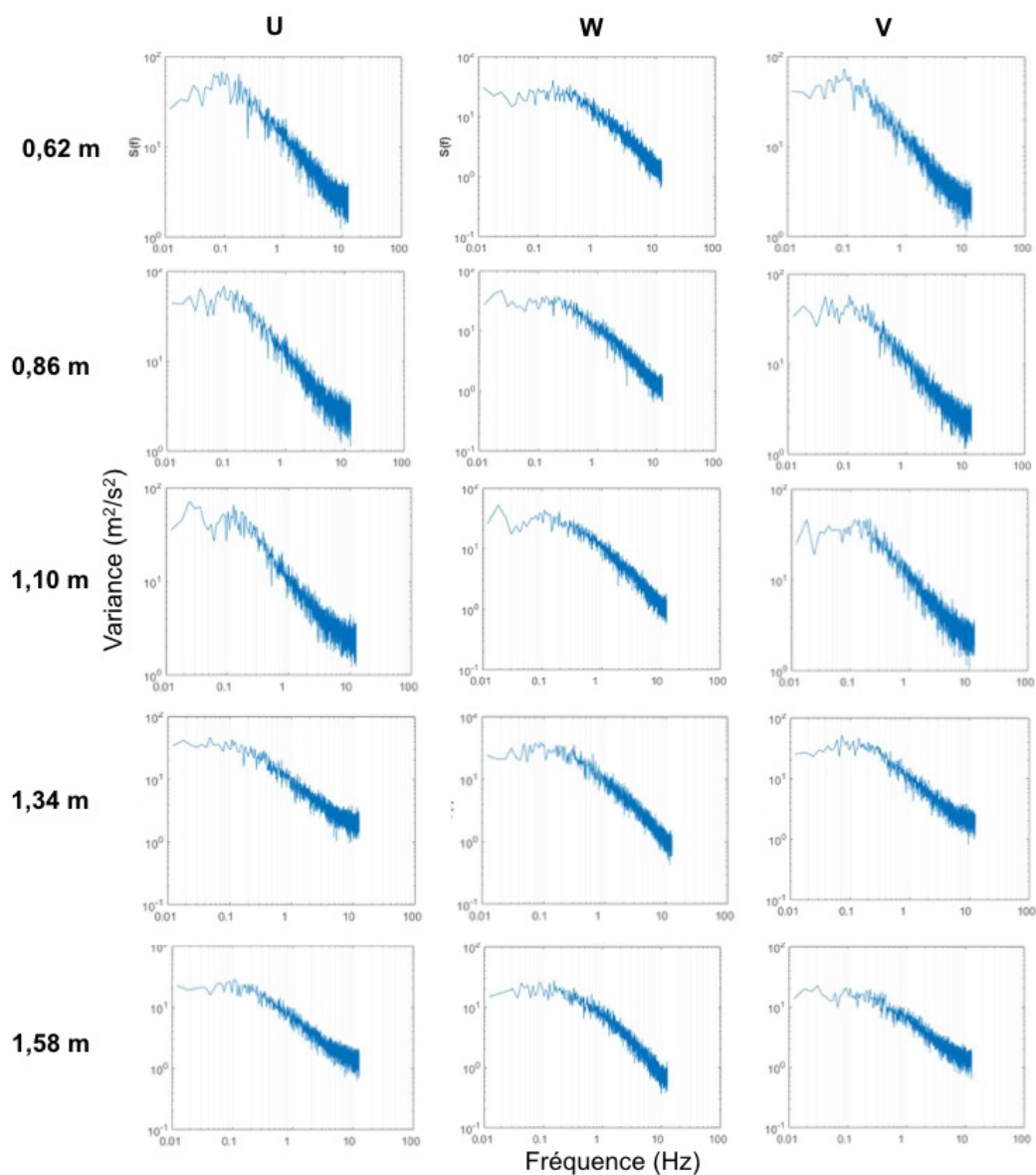


Figure 84 : Analyse spectrale des acquisitions de 20 minutes à T1 pour les vitesses longitudinales (U), verticales (W), latérales (V) aux profondeurs de 0,62, 0,86, 1,10, 1,34 et 1,58 m en partant du couvert de glace

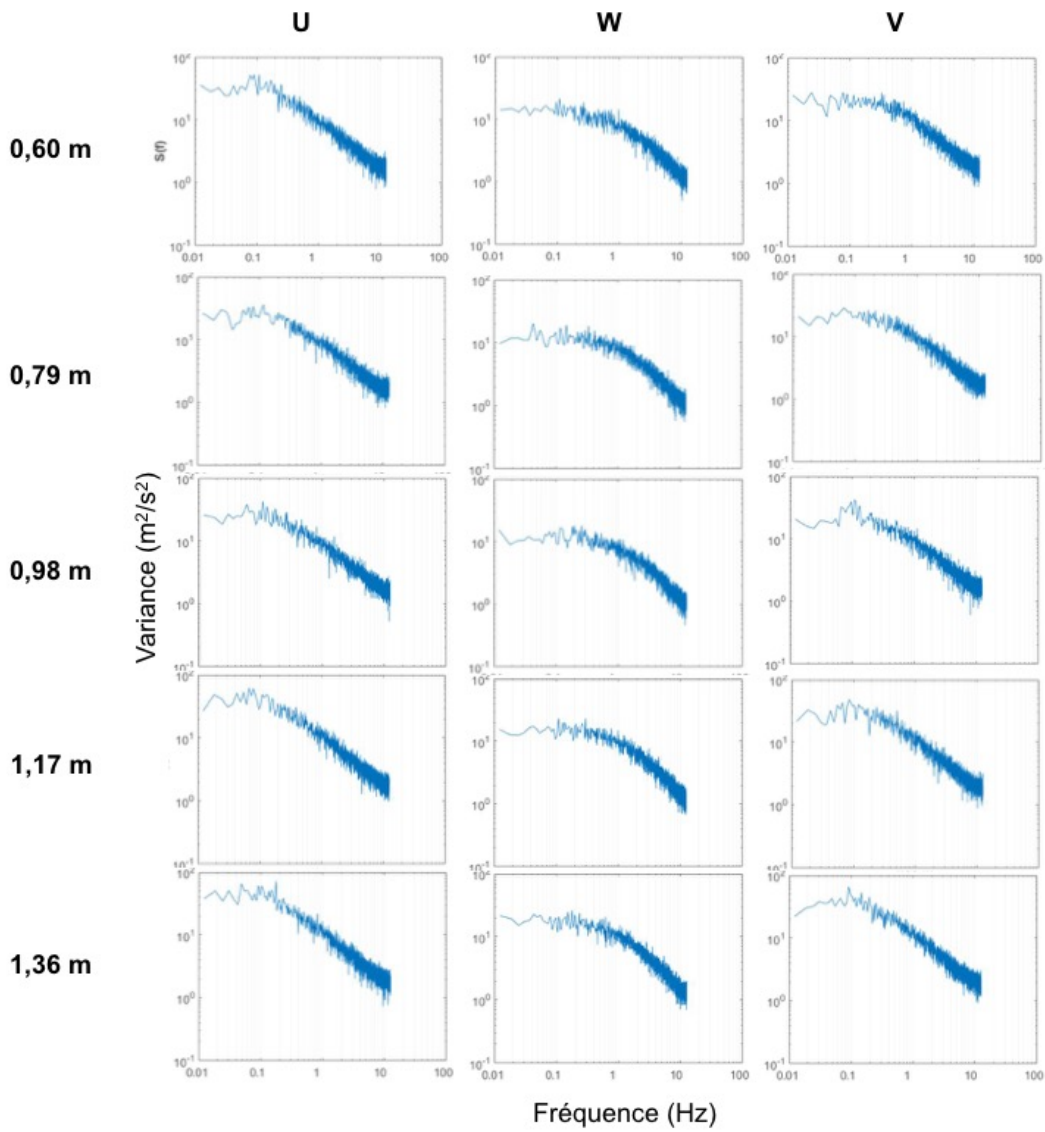


Figure 85 : Analyse spectrale des acquisitions de 20 minutes à T1a pour les vitesses longitudinales (U), verticales (W), latérales (V) aux profondeurs de 0,60, 0,79, 0,98, 1,17 et 1,36 m en partant du couvert de glace

## 5

### DISCUSSION

En utilisant les résultats présentés au chapitre 4, ce chapitre explore cinq interrelations exposées dans le modèle d'Allard (2010). Tout d'abord, les interrelations entre la morphologie de la confluence et les structures turbulentes de l'écoulement en condition libre de glace seront discutées. Ensuite, celles entre les conditions hydrométéorologiques et la formation de la glace. Puis, les interrelations entre la structure de l'écoulement et la formation et l'évolution du couvert de glace. Ensuite, l'effet du couvert de glace sur la structure de l'écoulement est mis de l'avant. Et finalement, l'influence du couvert de glace sur les structures turbulentes de l'écoulement est décrite. Ces interrelations ont permis de mettre en lumière des observations et des résultats inédits sur l'influence de la glace sur les structures turbulentes de l'écoulement à une confluence en milieu naturel.

#### 5.1 STRUCTURE DE L'ÉCOULEMENT À LA CONFLUENCE

Rappelons qu'une confluence en condition libre de glace possède cinq zones d'écoulement : une zone de stagnation, de déviation, de séparation, de vitesses maximales et un plan de mélange. Le patron spatial de l'écoulement longitudinal classique d'une confluence asymétrique révèle une zone d'écoulement plus rapide entre le plan de mélange et la zone de séparation.

La confluence Mitis-Neigette est discordante, mais de façon inverse aux patrons habituels avec le tributaire nettement plus profond que le chenal principal. Il est possible que cette inversion du patron de discordance soit due à une différence de cohésion des

berges. Les berges de la rivière Neigette sont plus cohésives que celles de la rivière Mitis et son chenal est plus étroit et plus profond alors que la rivière Mitis est large et peu profonde. La confluence Mitis-Neigette est asymétrique avec un angle de  $55^\circ$  dont le patron spatial de l'écoulement longitudinal et les zones d'écoulement diffèrent légèrement des scénarios proposés par Best (1987), Biron et *al.* (1996) et Konsoer et Rhoads (2014). Sur la Figure 86, la présence des zones de stagnation, de séparation de l'écoulement, de déviation et le plan de mélange sont conformes aux schémas conceptuels proposés dans les ouvrages de Best (1987) et Biron et *al.* (1996). Cependant, la confluence Mitis-Neigette diffère de ces schémas conceptuels par la présence d'un banc d'accumulation du côté du chenal principal, d'un seuil, d'une accélération des vitesses du côté de la rivière principale entre le plan de mélange et le banc d'accumulation. De plus, la rivière Neigette forme un méandre en se jetant dans la rivière Mitis. Les études mentionnées précédemment proposaient plutôt une augmentation des vitesses du côté du tributaire. Dans le cas de la confluence Mitis-Neigette, la présence du banc dévie la trajectoire de l'écoulement, réduisant la largeur du chenal du côté de la rivière principale entre le banc et le plan de mélange et créant une augmentation préférentielle de la vitesse de ce côté. La forme en méandre en amont de la confluence sur la rivière Neigette L'écoulement de la rivière Neigette se mélange rapidement à l'écoulement de la rivière Mitis en amont du plan de mélange dû à son arrivée en méandre où les vitesses maximums se retrouvent dans sa forme concave, soit vers la Mitis. Ceci démontre l'importance de la géométrie en plan dans l'analyse de la dynamique des confluents naturels, tel que mentionné par Biron et Lane (2008).



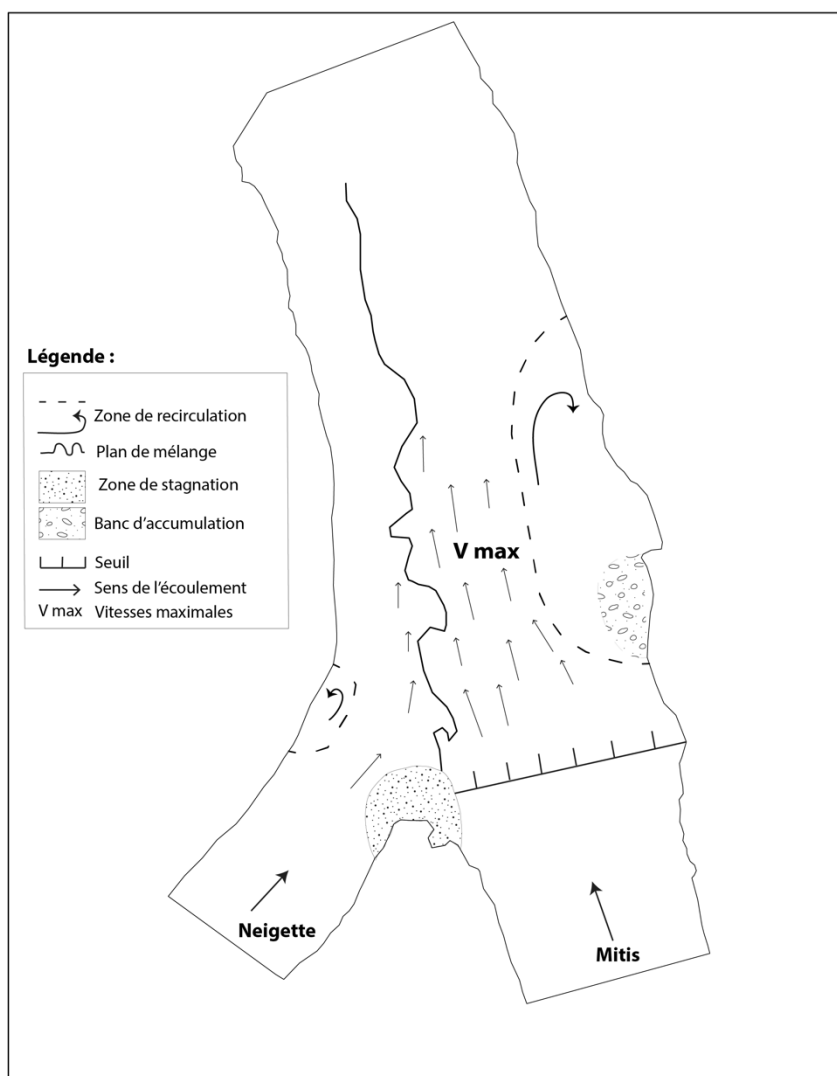


Figure 86 : Schéma conceptuel des zones d'écoulement présentes à la confluence Mitis-Neigette

Le plan de mélange de la confluence nous intéressait particulièrement dans le cadre de cette étude. Sa caractérisation permet de documenter sa forme, sa largeur et sa localisation à la confluence en fonction de la variation du rapport des débits des deux rivières. L'augmentation de la largeur du plan mélange et sa position plus centrale lorsque

le ratio de débit est près de 1 est similaire aux résultats obtenus par Riley et *al.* (2015) avec un ratio de momentum supérieur à 1. En effet, plus le ratio de débit ou de momentum est faible, plus le plan de mélange est orienté vers le tributaire, occupant environ 25 % du chenal principal, et plus ce ratio augmente, plus le plan de mélange se déplace vers le centre de la confluence, occupant alors 50 % du chenal principal. L'effet des débits individuels de chacune des rivières semble aussi influencer la position du plan de mélange des vols du 26 juin 2015 ( $Q_r$  de 0,28) et du 7 août 2015 ( $Q_r$  de 0,25). La position du plan de mélange du  $Q_r$  de 0,25 est plus orientée vers la rivière Neigette que celui du  $Q_r$  0,28 pour des débits individuels presque deux fois inférieurs à ceux du  $Q_r$  de 0,28. L'investigation de l'effet des débits de chaque tributaire sur la position du plan de mélange pourrait faire l'objet de recherche ultérieure afin de valider cette hypothèse avec un nombre supérieur d'observations. La largeur du plan de mélange augmente plus rapidement après les premiers 10 m en aval de l'apex lorsque le  $Q_r$  augmente. Sa largeur est donc plus importante à 100 m lorsque le ratio de débit est de 1. L'augmentation de la largeur traduit des échanges turbulents plus importants suivant l'augmentation du  $Q_r$ , tel que révélé par l'analyse utilisant la position spatiale du plan de mélange présent de 10 % à 100 % du temps.

Des vidéos réalisés à l'aide du drone ont permis d'observer une distorsion des tourbillons du plan de mélange, par leur déformation et dissipation rapide du côté de la rivière Mitis. Selon Biron et *al.* (1996) et De Serres et *al.* (1999), la discordance du lit de la confluence engendre cette distorsion du plan de mélange. Par contre, la discordance dont ces auteurs parlaient impliquait que le tributaire soit moins profond que le cours d'eau principal, alors que c'est l'inverse qui survient au confluent de la Mitis-Neigette. Il est possible que la morphologie du lit, la présence du banc et du seuil mentionné précédemment aient aussi une influence non documentée sur la distorsion du plan de mélange. L'investigation des causes de cette distorsion pourrait faire l'objet de recherches subséquentes compte tenu de la morphologie très particulière de ce site. Une analyse plus détaillée de la morphologie de la confluence permettrait peut-être d'identifier une interrelation avec la dynamique de l'écoulement et la distorsion du plan de mélange.

En plus de la distorsion, une microtopographie de la surface de l'écoulement est aussi observable dans la zone du plan de mélange. Cette dernière se manifeste suite à la dissipation de vortex le long des instabilités de Kelvin-Helmholtz. Selon la topographie du lit de la confluence, ce phénomène se produit à la limite du surcreusement du lit, correspondant probablement à la face d'avalanche (Figure 87). Les travaux de Biron et *al.* (2002) ont permis d'identifier deux zones ayant une microtopographie à la confluence des rivières Bayonne et Berthier à des niveaux d'eau moyens à élevés, soit la zone de stagnation et le plan de mélange. Leurs résultats identifient que le développement de cette microtopographie est directement relié à la discordance (tributaire moins profond) et la topographie du lit. En effet, celle présente au plan de mélange se situe aussi au-dessus de la limite de la face d'avalanche du surcreusement du lit. La discordance des lits crée une résurgence entraînant le développement de vortex verticaux. Avec le passage des structures à petites échelles de l'instabilité de Kelvin-Helmholtz, la résurgence émane des vortex et contribue à la microtopographie de surface.

La documentation du plan de mélange en saison estivale est essentielle afin de décrire son comportement, sa position, sa largeur en période d'étiage et ainsi mieux comprendre la dynamique en saison hivernale. La présence du couvert de glace ne permettant pas de le visualiser sous la glace, son étude en été facilite la localisation approximative du plan de mélange sous le couvert de glace. Son comportement estival est alors important afin de mieux interpréter les résultats obtenus des analyses des structures turbulentes de l'écoulement ainsi que d'évaluer s'il y a des similitudes observables entre l'été et l'hiver.

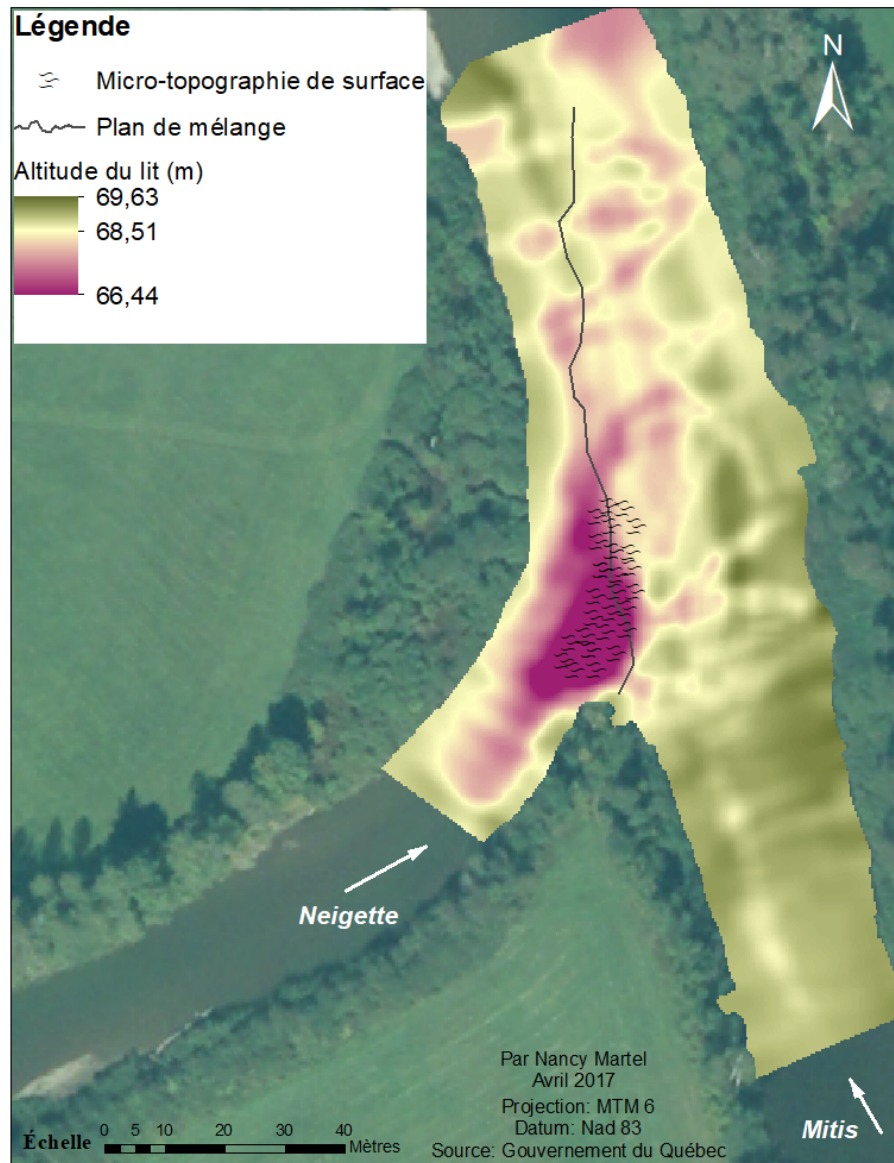


Figure 87 : Emplacement des microtopographies de surface présentes à la confluence en relation avec la topographie du lit

## 5.2 GLACE ET CONDITION HYDROMÉTÉOROLOGIQUE

Le développement de la glace fluviale dépend directement des conditions hydrométéorologiques (Michel, 1971; 1972; Prowse, 1995; Clark, 2013; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015; Shen, 2016). Les processus glaciels débutent lorsque l'eau atteint une température près de 0°C suite à un refroidissement par la perte de chaleur sensible et latente vers l'atmosphère par convection et rayonnement infrarouge de longue longueur d'onde (Prowse, 1995). Tout comme dans l'étude de Dubé et *al.* (2015), l'augmentation de la pente des degrés jours de gels concorde avec le début de la mise en place du couvert de glace pour les deux années à l'étude.

La fermeture du couvert de glace primaire des deux années a eu lieu suite à des précipitations neigeuses importantes. La présence de neige en transport dans l'écoulement augmente la production de glace dynamique par un apport supplémentaire de noyaux de nucléation secondaire disponible (Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015). Cette augmentation a contribué à la formation d'un front glacial et une progression d'accumulation des glaces flottantes dynamiques vers l'amont engendrant la fermeture du couvert de glace primaire. L'étude de Dubé (2009) révèle aussi une fermeture du couvert de glace primaire dans une mouille par le développement d'un front glacial à la partie frontale du seuil en aval entraînant l'accumulation et la progression vers l'amont des glaces flottantes.

Une fois le couvert de glace en place, son épaissement par le dessous est conditionné par la pénétration de l'onde de gel à travers le couvert de glace durant une période de température froide sous zéro degré prolongé engendrant la croissance de la glace noire. Considérant que la rivière Mitis est une rivière de taille moyenne, mais dynamique, et que le coefficient empirique de l'équation de Stefan serait de 1,2 et sachant qu'au 2 mars 2015 les DJGA étaient de 1 137, il y aurait 40,5 cm de glace sur la rivière. Bien que la croissance du couvert ne soit pas seulement dépendante d'une croissance par le dessous, la moyenne des épaisseurs totales mesurées sur le terrain est de 42 cm en date du 2 mars

2015. La moyenne se retrouve donc près du résultat donné par l'équation de Stefan, mais l'étendue des épaisseurs variait de 13,3 à 77,5 cm selon les zones d'écoulement. Cette équation n'est donc pas adaptée à des environnements d'écoulement dynamique dont l'épaisseur du couvert de glace peut varier selon les zones d'écoulement, mais semble adaptée pour des environnements plus statiques.

La débâcle du couvert de glace est dépendante des conditions météorologiques. L'augmentation des échanges de chaleur latents et sensibles entre la glace et l'air par convection et rayonnement infrarouge de longue longueur d'onde et par conduction entre la glace et l'eau permet une détérioration graduelle et la fonte du couvert de glace (Prowse, 1995). Ces mêmes échanges de chaleur latente et sensible par convection et rayonnement infrarouge engendrent la saturation et la fonte du couvert nival pouvant donner lieu à un ruissellement important lorsqu'ils sont combinés à des précipitations liquides, haussant les niveaux d'eau, et favorisant la mise en place de conditions favorables à une débâcle. Les débâcles observées à la confluence ont été mixtes les deux années de l'étude. En 2015, le couvert s'est affaibli thermiquement par conduction, convection et radiations solaires dues à l'augmentation des températures et à la diminution de l'albédo de la neige et de la glace (Prowse, 1995). Puis, une hausse des niveaux d'eau provoquée par le ruissellement de la fonte du couvert nivale suite à deux journées de 10,4°C et de 7,3 °C a permis la fissuration du couvert, entraînant la dislocation mécanique. En 2016, l'affaiblissement thermique s'est amorcé, puis un ruissellement important a eu lieu suite à une journée de 8,4 °C, générant un écoulement supraglacial qui a augmenté la pression sur le couvert. La dislocation mécanique a eu lieu seulement 6 jours plus tard puisqu'un retour de température sous 0 °C a permis un regel partiel de l'écoulement supraglacial. Dès que les températures ont augmenté de nouveau au-dessus du point de congélation, la dislocation a eu lieu sur la rivière Mitis. Le lendemain, de fortes pluies totalisant 18,2 mm ont créé un deuxième épisode de ruissellement important, haussant le niveau d'eau et démantelant le couvert de glace de la Neigette.

### 5.3 GLACE ET STRUCTURE TURBULENTE DE L'ÉCOULEMENT D'UNE CONFLUENCE

#### 5.3.1 Effet de la structure de l'écoulement sur la formation, l'évolution et la dislocation du couvert de glace

La formation du couvert de glace primaire s'est effectuée de manière asynchrone selon les différentes zones d'écoulement présentes à la confluence. La zone de stagnation est la première zone d'écoulement de la confluence à se fermer, et ce pour les deux années à l'étude. Cette zone est caractérisée par des vitesses faibles quasi nulles (Biron et *al.*, 2002) favorisant une croissance thermique et dynamique par accrétion de particules de frasil. La dernière zone d'écoulement à s'être fermée, et ce pour les deux années d'étude, est le plan de mélange et l'amont de la rivière Mitis. Les processus de fermeture du couvert de glace primaire ont été identiques les deux années, soit un début de croissance dynamique par accumulation de particules de frasil et une fermeture par congestion de glace flottante en progression vers l'amont. La dynamique d'écoulement turbulent présente au plan de mélange expliquerait sa fermeture tardive au même titre que l'amont de la Mitis avec la présence de son seuil. Les travaux de Dubé et *al.* (2015) révèlent une mise en place du couvert de glace primaire plus lente dans les seuils que dans les mouilles, soit 20 jours plus tard. Les observations dans la zone Mitis amont où se retrouve un petit seuil concorde donc avec les résultats obtenus par Dubé et *al.* (2015). En 2015, la fermeture du plan de mélange et de l'amont de la Mitis s'est produite 5 jours plus tard que dans la zone de stagnation, alors qu'en 2016 elle est survenue 14 jours plus tard. L'écart entre les deux hivers s'explique par leur tendance climatique. L'hiver 2014-2015 a été une année plus froide que la normale alors que l'année 2015-2016 a été plus chaude que la normale. Les processus glaciels se sont donc amorcés plus tôt en 2014-2015 et une hausse du niveau d'eau durant la mise en place a probablement joué un rôle dans la dislocation de plaques de glace formées en amont et dans leur mise en transport. Ces plaques se sont immobilisées à la confluence, probablement par la présence de front glacial en aval de la zone couverte par les caméras, formant ainsi un couvert de glace rapide après seulement 141,3 DJGA. La

croissance du couvert en 2015-2016 a été plus lente et progressive, par croissance de particule de glace dynamique après un cumul de plus de DJGA, soit 233,9.

La carte des épaisseurs totales du couvert de glace mesurée en mars 2015 indique que l'épaisseur est supérieure dans la zone de séparation de l'écoulement au coin gauche de la confluence et le long de la rive droite de la rivière Mitis, correspondant à l'emplacement du banc d'accumulation mentionné précédemment. Ces deux zones sont caractérisées par de faibles vitesses et profondeurs d'eau. De plus, la rive droite de la rivière Mitis était caractérisée par la présence de frasil moyennement dense sous le couvert de glace, créant un barrage suspendu restreignant l'écoulement et contribuant à l'épaississement du couvert (Prowse, 1995; Turcotte et Morse, 2013; Dubé et *al.*, 2015). La zone du plan de mélange entre T1 et T4 est plus mince que le reste du couvert de glace, ainsi que deux zones près des berges, soit sur la rive gauche de la confluence à partir de T8 et sur la rive droite en amont de la confluence sur la rivière Neigette. De plus, une zone très mince de glace impossible à échantillonner était présente sur la rive gauche en amont de la confluence sur la rivière Mitis. Il est possible de croire que les zones près de berges soient influencées par la présence de résurgence d'eau souterraine amincissant le couvert de glace. En effet, Dugdale et *al.* (2013) ont mis en lumière qu'en saison estivale les apports d'eaux souterraines sont plus froids, créant des refuges thermiques dans les rivières. Ces apports ne sont pas documentés en hiver, mais si ces refuges thermiques s'inversent en hiver, devenant plus chaud de quelques degrés par rapport au reste de la rivière, ils pourraient influencer l'épaisseur du couvert de glace. Les mesures de la température de l'eau réalisée par Dubé (2009) laissent croire qu'en hiver les apports d'eau souterraine seraient plus chauds que la rivière. Les températures mesurées au ruisseau Blanche Lévesque, qui est enfoui sous le sol sur une bonne distance, sont supérieures à celles de la rivière Rimouski. La zone du plan de mélange est caractérisée par la présence de structures turbulentes de l'écoulement et une microtopographie dynamique à la surface de l'écoulement créée par la résurgence des vortex verticaux le long des instabilités de type Kelvin-Helmholtz. La présence de ces vortex et l'intensité de la microtopographie sont supérieures en amont du plan de mélange et correspondent à la zone de glace plus mince sur la carte. Il est possible que la



microtopographie de surface du couvert de glace et par le fait même l'augmentation de la turbulence de la couche limite supérieure soit la cause d'une épaisseur totale inférieure du couvert dans ce secteur. En effet, selon Ashton et Kennedy (1972) la rugosité sous glacielle apparaît grâce à des transferts de chaleur turbulente entre la glace et l'eau. L'apparition de la rugosité augmente la turbulence qui alimente l'augmentation de la rugosité. De plus, la rugosité sous glacielle augmenterait de 50 % les transferts de chaleur entre la glace et l'eau comparativement à un couvert lisse (Hicks et *al.*, 2008). Cette augmentation de transfert de chaleur résulte en un affaiblissement thermique plus important, amincissant le couvert et réduisant sa résistance aux variations hydrodynamique (Beltaos, 2008).

L'observation des séries photographiques des caméras des hivers 2014-2015 et 2015-2016 permet d'observer que la débâcle mécanique se produit suite à un début d'affaiblissement thermique et l'ouverture en eau libre du plan de mélange. Il est possible de croire que le plan de mélange se déglace en premier grâce aux échanges thermiques accentués par la rugosité sous-glacielle mentionnée ci-haut vu l'observation d'une microtopographie importante dans cette zone en 2015.

### **5.3.2 Effet du couvert de glace sur la structure de l'écoulement**

La présence d'un couvert de glace modifie la structure de l'écoulement par la présence d'une deuxième rugosité engendrant une deuxième couche limite turbulente. Les travaux de Smith et Ettema (1997), Sukhodolov et *al.* (1999), Muste et *al.* (2000), Crance et Forthingham (2008) et Demers et *al.* (2013) révèlent la présence d'une deuxième couche limite turbulente visible par la forme parabolique du profil de vitesse moyenne longitudinale. Rappelons ici que la forme parabolique induit une double couche limite turbulente par la présence d'une deuxième résistance à l'écoulement, soit la rugosité sous glacielle. Lorsque la rugosité du lit et de la glace sont similaire, le profil est parfaitement parabolique et les deux couches limites turbulentes sont symétriques. Lorsque la rugosité

du lit ou de la glace ne sont pas similaire, le profil est moins parabolique et les couches limite turbulentes sont asymétriques. Les profils de vitesses obtenus avec l'ADV le long du plan de mélange de T1 à T7 sont paraboliques, révélant la présence d'une rugosité sous-glacielle. Une variation dans la forme des profils paraboliques renseigne sur des variations de rugosité sous glacielle. Trois profils sont moins paraboliques, soit T1, T2 et T3, révélant la présence d'une rugosité sous-glacielle faible et par le fait même deux couches limites asymétriques. En effet, la rugosité observée par le découpage de blocs de glace de 2 m par 1 m a permis d'identifier une rugosité faible au profil T1 et une rugosité plus importante à T7.

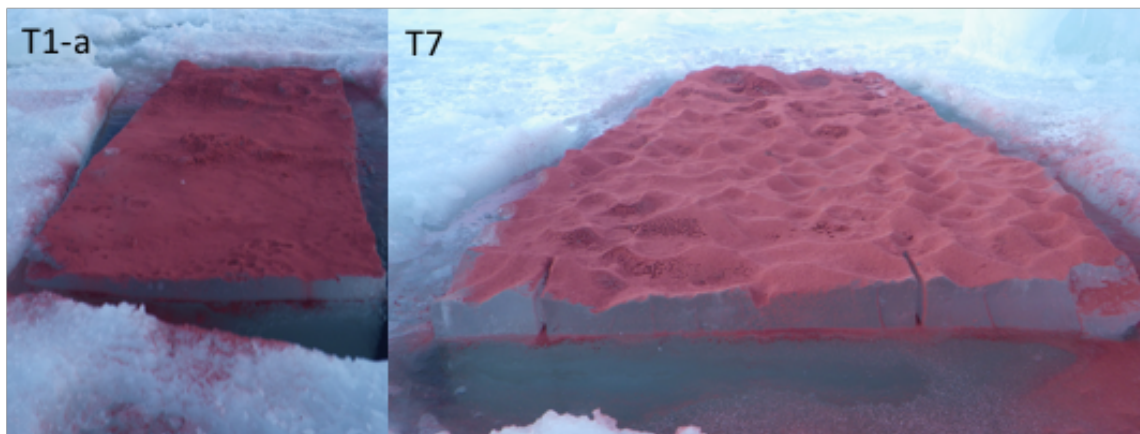


Figure 88 : Rugosité sous glacielle des profils T1-a et T7

Les patrons spatiaux de l'écoulement moyen longitudinal révélés par l'ADCP montrent quant à eux que les vitesses moyennes maximums sont dans la partie centrale de l'écoulement à des profondeurs différentes. Les travaux de Crance et Forthingham (2008) indiquent que les vitesses moyennes sont habituellement dans la partie centrale de la colonne d'eau, contrairement à leur position en surface en condition libre de glace. La profondeur de ces maximums est alors dépendante de la rugosité sous glacielle. De plus, la

section transversale T1 a des vitesses moyennes plus faibles du côté de la rivière Neigette et plus élevées du côté de la rivière Mitis, avec une zone de transition des vitesses à l'interface entre les deux. La zone de transition est aussi caractérisée par des écarts-types élevés. Considérant que le plan de mélange est caractérisé par une augmentation de la turbulence, notamment par des écarts-types élevés ou RMS élevé (Biron et *al.*, 1993) par rapport à l'écoulement ambiant, cette zone représente donc la position du plan de mélange le long de la section transversale.

### 5.3.3 Effet du couvert de glace sur les structures turbulentes

Les différentes analyses de séries spatio-temporelles des vitesses de l'écoulement de T1 à T7 identifient clairement le passage de structures turbulentes. L'analyse des profils de l'énergie cinétique turbulente (TKE) aux profils T5 et T7 révèle un signal plus élevé près du lit et de la glace et plus faible au centre. L'augmentation du TKE près de la glace à ces deux profils concorde avec l'observation d'une microtopographie sous glacielle plus importante (Figure 88).

Les autocorrélations réalisées sur l'ensemble des profils ont identifié la présence de structure à grande échelle de type Kelvin-Helmholtz par une dominance du signal des vitesses latérales. Il s'agit d'un résultat novateur, car très peu d'études ont examiné les structures cohérentes de cette composante de l'écoulement à des confluent de cours d'eau, ce qui demeure étonnant compte tenu de la présence de vortex Kelvin-Helmholtz qui affectent inévitablement la composante latérale. Le profil le plus évident étant T5, il a été utilisé afin de l'illustrer (Figure 81 et Figure 82). Les analyses de séries temporelles à l'aide d'une moyenne mobile de 1 seconde ont permis de faire ressortir la présence de ces structures à grande échelle d'une durée de 10 à 20 secondes avec une vitesse moyenne de 0,8 m/s, correspondant au passage d'une structure de 8 à 16 m. Malgré que le signal soit plus clair à T5, des analyses spectrales réalisées pour le profil T1a (sur 20 minutes de données), révèlent des tailles de structure latérale similaires. La présence de ces structures à grandes échelles ne se limite donc pas à l'emplacement de T5, mais elles semblent

dominantes au centre de la colonne d'eau. Leur absence près du lit et près de la glace suggère que les vitesses longitudinale et verticale interfèrent dans le signal par la présence de structures à d'autres échelles, et orientées dans l'axe longitudinal-vertical, soit potentiellement des éjections/incursions.

L'analyse des « *integral time scale* » au profil T5 a aussi permis d'identifier le passage de structures turbulentes à grande échelle des vitesses latérales avec un temps de passage plus long au centre, soit de 0,90 s comparativement à 0,06 s près du lit et de 0,34 s près du couvert de glace. Alors que les structures turbulentes des vitesses longitudinales ont un temps de passage de 0,10 seconde près du lit, de 0,53 seconde au centre et de 0,42 seconde près de la glace. Ces résultats indiquent que la taille des vortex le long des instabilités de type Kelvin-Helmholtz semble être inférieure en présence d'un couvert de glace comparativement à la taille observée en eau libre par l'analyse des vols de drone. Les vortex sont donc affectés par la présence de la double couche limite, limitant leur croissance vers la surface. L'étude de Demers (2011) sur les structures macro-turbulentes dans une boucle de méandre parvient aux mêmes conclusions, soit que les structures sont plus petites en surface en présence d'un couvert de glace par rapport à leurs tailles en condition libre de glace. En effet, la taille des structures à grande échelle à la surface de l'écoulement en eau libre observée à la confluence par les analyses photographiques est de 9,5 m. Cependant, il est intéressant d'observer que la taille de ces structures en surface en écoulement libre de glace est similaire à la taille des structures présentes au centre de la colonne d'eau en présence d'un couvert de glace. Il est donc possible qu'en présence d'un couvert de glace les structures à grande échelle dans la composante latérale liées aux instabilités de Kelvin-Helmholtz se déplacent vers le centre du profil vertical, comme illustré sur la Figure 89.

La Figure 89, inspirée de De Serres et al. (1999), illustre de manière conceptuelle les différences importantes des structures turbulentes de l'écoulement en été et en hiver. L'interprétation estivale se base sur les observations à la confluence en été et aux résultats présents dans la littérature. Le schéma hivernal a été conçu grâce aux résultats obtenus à

l'hiver 2014-2015. Les structures près du lit, ainsi que la présence de remontée verticale d'eau (upwelling) demeurent conformes au modèle conceptuel de De Serres et al. (1999) autant en hiver qu'en été. Les différences majeures se trouvent en surface et au centre de l'écoulement. En écoulement libre de glace, les structures turbulentes à la surface de l'écoulement sont à grandes échelles alors qu'en présence du couvert de glace ces grandes structures se retrouvent au centre de la colonne d'eau. Les structures en surface sont donc plus petites à la surface en présence d'un couvert de glace.

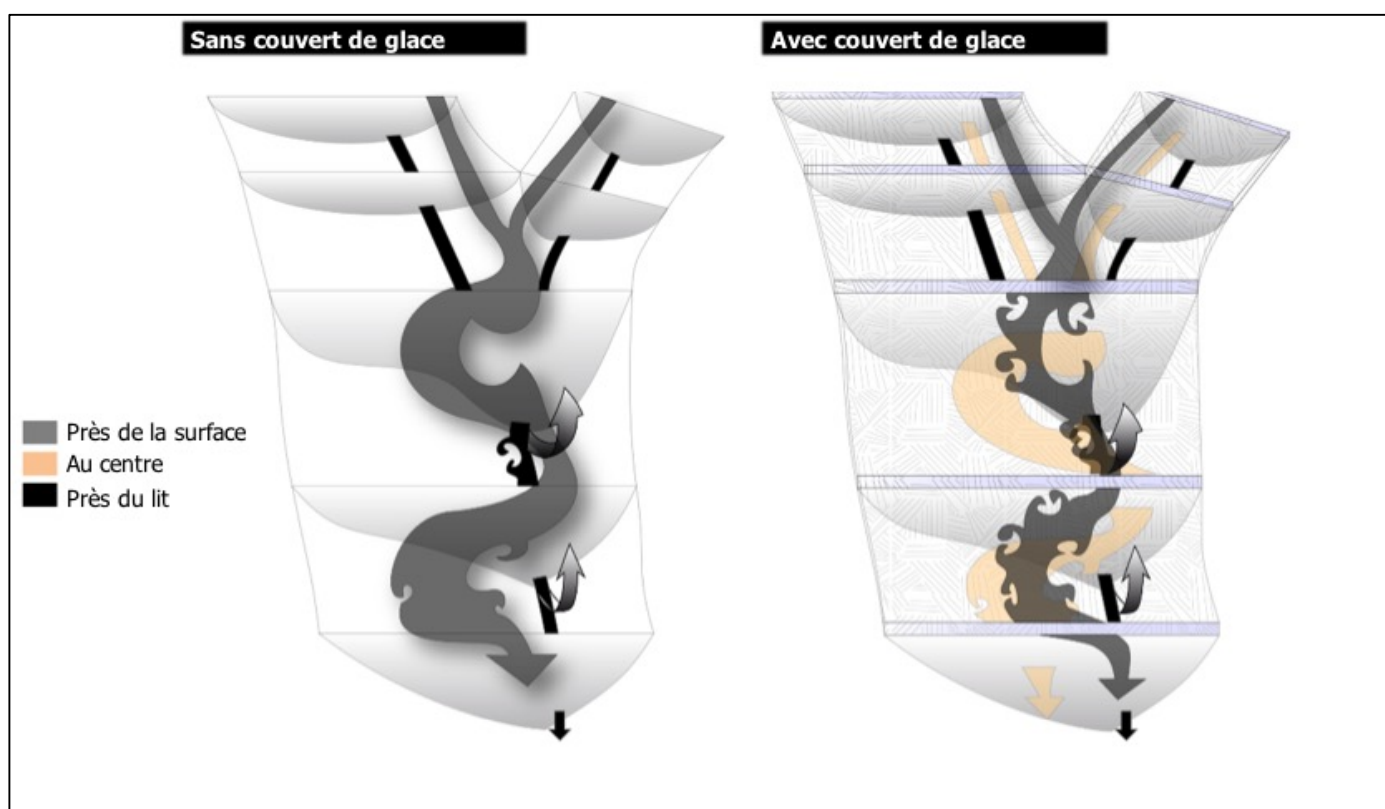


Figure 89 : Schéma conceptuel des structures tridimensionnelles de l'écoulement sans et avec couvert de glace

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Les confluences de cours d'eau sont des environnements très dynamiques et complexes où les interactions entre la structure de l'écoulement, le transport de sédiment et la morphologie des chenaux sont multiples. En géomorphologie fluviale, les confluences de rivières où sévissent des couverts de glace soulèvent des questionnements fondamentaux sur le rôle des processus glaciels sur les composantes de la dynamique fluviale et leurs interactions. Les relations entre la structure de l'écoulement d'une confluence, sa morphologie et la présence d'une dynamique glacielle constituent une lacune significative dans la littérature actuelle. En effet, les études portant sur la dynamique glacielle des confluences se concentrent principalement sur les risques et différents scénarios d'embâcle possible, mais aucune étude ne s'intéresse au suivi de la mise en place, de l'évolution et de la débâcle du couvert de glace afin de documenter l'effet de la structure de l'écoulement sur ce dernier. Les confluences de tailles moyennes ne sont pas, non plus, des sujets très documentés en milieu naturel. Les études existantes portent principalement sur des expérimentations en chenal expérimental ou sur des petits ou très grands cours d'eau créant une lacune dans la documentation de la dynamique du plan de mélange en relation avec la morphologie d'une confluence moyenne. Finalement, l'effet d'un couvert de glace sur la structure d'écoulement et sur les structures turbulentes de l'écoulement ne semble pas avoir été l'objet de projet de recherche jusqu'à maintenant. Pour combler une partie de ces lacunes, ce mémoire visait (1) la caractérisation du plan de mélange en condition libre de glaces ; (2) la description de la dynamique glacielle de la confluence Mitis-Neigette des hivers 2014-2015 et 2015-2016 et (3) la quantification de la structure de l'écoulement en présence d'un couvert de glace.

L'acquisition de photo et vidéo à partir d'un drone et la bicoloreté de la confluence ont permis la caractérisation des zones d'écoulement en saison estivale ainsi que l'analyse de sa position et de sa largeur selon une large gamme de rapports de débit ( $Q_r$ ). Les observations faites tout au long du projet permettent d'identifier la présence d'un seuil sur la rivière Mitis en amont de la confluence, ainsi que la présence d'un banc d'accumulation dans la rivière principale en face de la jonction avec la rivière Neigette. La présence de ce banc réduit la largeur du chenal principal en étiage créant une accélération des vitesses, alors que le banc et l'accélération de vitesses sont habituellement du côté du tributaire. Les résultats d'analyse des séries photographiques montrent une augmentation plus rapide de la largeur du plan de mélange et une largeur plus importante à 100 m de l'apex lorsque le ratio augmente. La position centrale du plan de mélange se déplace vers le chenal principal lorsque le  $Q_r$  se rapproche de un. Plus le  $Q_r$  diminue, plus la position centrale du plan de mélange se déplace vers le chenal du tributaire.

Le suivi photographique aux 15 minutes de la confluence durant la période de la mise en place et de la débâcle du couvert de glace ont permis des résultats inédits menant à une documentation des interactions entre la structure de l'écoulement et les processus de mise en place et de débâcle du couvert de glace et à un gain de connaissances sur la dynamique glacielle d'une confluence de taille moyenne discordante asymétrique avec un angle de  $55^\circ$ . La mise en place du couvert de glace primaire de la confluence a été mixte les deux années à l'étude, cependant les processus n'ont pas été identiques dans toutes les zones d'écoulement. L'hiver 2014-2015 a été caractérisé par une arrivée massive de glace flottante en provenance de l'amont alors que 2015-2016 a subi une croissance constante jusqu'à la fermeture complète. La fermeture du couvert de glace de la confluence s'est faite de manière dynamique par la formation d'un front glacielle et la congestion des glaces flottantes en provenance de l'amont. Le plan de mélange et l'amont de la rivière Mitis sont les deux zones qui se sont fermées en dernier pour les deux années étudiées. Ce sont donc, les deux zones les plus dynamiques qui se sont fermées en dernier, soit l'amont de la Mitis

caractérisé par la présence d'un seuil et le plan de mélange. Le couvert de glace de la zone du plan de mélange avait des épaisseurs totales plus minces et une variabilité spatiale plus grande que le reste du secteur étudié. La débâcle, quant à elle, s'est amorcée de manière thermique jusqu'à la hausse du niveau de l'eau suite à des précipitations liquides augmentant le ruissellement et provoquant une débâcle mécanique, et ce pour les deux hivers étudiés. Dès que le plan de mélange s'est ouvert, la débâcle mécanique s'est amorcée et en quelques heures la confluence était libre de glace.

La quantification de la structure de l'écoulement permet d'examiner les interactions entre l'écoulement d'une confluence et la présence d'un couvert de glace. Les profils de vitesses longitudinales révèlent la présence d'une double couche limite turbulente par leurs formes paraboliques. Le parabolisme varie en fonction de la rugosité du couvert. Les profils les plus en aval sont ceux ayant une rugosité plus importante et donc une double couche limite symétrique. Les patrons spatiaux des vitesses longitudinales des sections transversales quant à eux, n'ont pas permis d'observer le plan de mélange à l'exception du deuxième patron en partant de l'amont. Le plan de mélange est perceptible à l'interface entre les écoulements plus rapides de la rivière Mitis et ceux plus lents de la rivière Neigette. Le problème d'acquisition des données survenue avec l'ADCP n'a pas permis de pousser plus loin les interprétations sur les interactions entre le couvert de glace et la structure de l'écoulement. Cependant, les mesures acquises le long du plan de mélange à l'aide de l'ADV ont permis la réalisation inédite d'un schéma conceptuel du comportement des structures turbulentes en présence d'un couvert de glace. Des analyses réalisées en période libre de glace, révèlent des structures à grandes échelles de 9,5 m présentes à la surface de l'écoulement représentant 20 % de la largeur moyenne de la confluence. Les séries temporelles des vitesses latérales ont permis de détecter des structures latérales variant de 8 à 16 m en présence d'un couvert de glace. Elles se déplaceraient au centre de la colonne d'eau en hivers laissant des structures de plus petites tailles à l'interface avec le couvert de glace. Ces résultats constituent un apport scientifique majeur aux connaissances actuelles sur l'interaction entre les structures turbulentes et le couvert de glace.



Cette recherche contribue à l'enrichissement des connaissances sur l'effet de la structure de l'écoulement sur les processus glaciels aux confluences de cours d'eau. Elle a également documenté l'effet du couvert de glace sur les structures turbulentes latérales du plan de mélange menant à la réalisation d'un schéma conceptuel novateur. Cependant, plusieurs questions de recherche subsistent concernant entre autres l'effet de la microtopographie de la surface de l'écoulement et la distorsion du plan de mélange sur la rugosité du couvert de glace et les structures turbulentes sous glaciels. Une quantification du champ tridimensionnel de l'écoulement sous glaciels serait aussi intéressante afin de documenter le comportement hypothétique de cellule hélicoïdale dos à dos. Finalement, une prise de donnée couvrant une étendue spatiale plus large d'une rive à l'autre en hiver serait intéressante afin de comparer le comportement du déplacement et de la largeur du plan de mélange en présence d'un couvert de glace.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLARD, G. 2010. Dynamique fluvio-glacielle étude de cas d'une fosse-à-frasil, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en géographie extensionnée de l'université du Québec Montréal, Université du Québec à Rimouski, 85 pages.
- ASHMORE, P.E. 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth surface processes and landforms*, volume 7, numéro 3, pages 201 à 225.
- ASHTON, G.D. 1986. River lake ice engineering. Colorado, Water resources publications,llc, 473 pages.
- BELTAOS S, PROWSE T, BONSAI B, MACKAY R, ROMOLO L, PIETRONIRO A, TOTH B. 2006. Climatic effects on ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta. *Hydrological Processes*, numéro 20, volume 19, pages 4031 à 4050.
- BELTAOS, S. 1995. River ice Jam. Water Ressources Publications,LLC, Highlands Ranch, 308 pages.
- BELTAOS, S. 2008. Chapter 3: Overview of the breakup process. River Ice Breakup, Water Ressources Publications, LLC, pages 51 à 66.
- BELTAOS, S.,PROWSE, T. 2009. River-ice hydrology in a shrinking cryosphere. *Hydrological Process*, numéro 23 , pages 122 à 144
- BÉRUBÉ, J. 2014. Étude de la dynamique de barrages suspendus dans une transition fluviale, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en géographie extensionnée de l'université du Québec Montréal, Université du Québec à Rimouski, 129 pages.
- BERGERON, N. et A.G. ROY. 1988. Les effets d'un embâcle sur la morphologie du lit d'une confluence de cours d'eau. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), pages 191 à 196. doi:10.7202/032725ar
- BEST, J.L. 1986. The morphology of the river channel confluences. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, volume 10, numéro 2, pages 157 à 174.

- BEST, J.L. et A.G. ROY. 1991. Mixing-layer distortion at the confluence of channels of different depth. *Nature*, numéro 350, pages 411 à 413.
- BEST, J.L. Flow dynamics at river channel confluences: implications for sediment transport and bed morphology, *Recent Developments in Fluvial Sedimentology, SEPM Special Publication*, numéro 39, pages 27 à 35.
- BEST, JAMES L. 1993. On the interactions between turbulent flow structure, sediment transport and bedform development : Some Considerations from recent experimental research. Dans : *Turbulence : Perceptives on Flow and Sediment Transport*. Édité par : Clifford N.J., French J.R. et Hardisty J., Wiley et Sons Ltd, Chapitre 3, pages 61 à 92.
- BIRON P., J.L. BEST et A.G. ROY. 1996. Effects of bed discordance on flow dynamics at river channel confluences. *Journal of Hydraulic Engineering. ASCE* 122(12), pages 676 à 682.
- BIRON, P.M. ET S.N. LANE. 2008. Modelling hydraulics and sediment transport at river confluences. *River confluences, tributaries and the fluvial Network*, Wiley, West Sussex, pages 17 à 43.
- BIRON, P.M., A. RICHER, A.D. KIRKBRIDE, A.G. ROY et S. HAN. 2002. Spatial patterns of water surface topography at a river confluence. *Earth surface processes and landforms*, numéro 27, pages 913 à 928.
- BISAILLON, J-F et N.E. BERGERON. 2009. Modeling anchor ice presence–absence in gravel bed rivers. *Cold Regions Science and Technology*, numéro 55, pages 195 à 201.
- BOYER, C. 1996. Turbulence, transport des sédiments en charge de fond et forme du lit à un confluent de cours d'eau naturels. Thèse présentée à la Faculté des études supérieures en vue de l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph. D.) en géographie. Université de Montréal. 340 pages.
- BUFFIN-BÉLANGER, T., N.E. BERGERON et J. DUBÉ. 2013-a. Chapter 12: Ice formation in small rivers. *River Ice Formation, Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology*, pages 385 à 409.
- BUFFIN-BÉLANGER Thomas, ROY André G., KIRKBRIDE Alistair D. 2000. Vers l'intégration des structures turbulentes de l'écoulement dans la dynamique d'un cours d'eau à lit de graviers. *Géographie Physique et Quaternaire*, Volume 54, n° 1, pages 105 à 117.

- BUFFIN-BÉLANGER, T. ET A.G. ROY. 1998. Effet of a pebble cluster on the turbulent structure of a depth-limited flow in a gravel-bed river. *Geomorphology*, numéro 25, pages 249 à 267.
- BUFFIN-BÉLANGER, T., G. CHAILLOU, C-A. CLOUTIER, M. TOUCHETTE, B. Héту et R. McCormack. 2015. Programme d'acquisition de connaissance sur les eaux souterraines du nord-est du Bas- Saint-Laurent (PACES-NEBSL) : Rapport final. 199 pages.
- BUFFIN-BÉLANGER, Thomas, ROY André G., DEMERS Sylvio. 2013-b. Turbulence in river flows. Dans : Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 9, Fluvial Geomorphology. Pages 69 à 86.
- CHAPUT-DESROCHERS, L. 2013. Caractéristiques des structures turbulentes de l'écoulement et du transport en charge de fond en rivière à lit de graviers lors de la montée d'une crue. Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures en vue de l'obtention du grade de Maîtrise en Science en Géographie, Université de Montréal, 139 pages.
- CHARLTON, Ro. 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, Oxon et New-York. Pages 84-85.
- CLARK, S. 2013. *Chapter 3 : Border and skim ice*. River ice formation, Edmonton, Committee on River Ice Processes and Environment, CGU-HS, pages 77 à 106.
- CRANCE M. J. et K.M. FROTHINGHAM (2008) The impact of ice cover roughness on stream hydrology. 65 th Eastern snow conference, Fairlee (Lake Morey), Vermont, pages 149 à 165.
- DE SERRE B., A.G. ROY, P.M. BIRON ET J.L. BEST. 1999. Three-dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. *Geomorphology*, numéro 26 pages 313 à 335.
- DEMERS S., BUFFIN-BÉLANGER T., ROY A.G. 2011. Helical cell motions in a small ice-covered meander river reach. *River research and applications*, numéro 27, pages 1118 à 1125.
- DEMERS S., BUFFIN-BÉLANGER T., ROY A.G. 2013. Macroturbulent coherent structures in an ice-covered river flow using a pulse-coherent acoustic Doppler profiler. *Earth Surface Processes and Landforms*, numéro 38, pages 937 à 946.

- DEMERS, S. 2011. L'impact du couvert de glace sur la structure turbulente des écoulements dans un méandre de la rivière Neigette. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en géographie extensionnée de l'université du Québec Montréal, Université du Québec à Rimouski, 79 pages.
- DEMERS, S. 2016. Discussion sur les données et sur le film de visualisation des données. Communication personnelle en juin 2016.
- DRAMAIS, G. 2011. Quantification des incertitudes d'un jaugeage par profileur acoustique à effet Doppler. Mémoire présenté en vue d'obtenir le diplôme d'ingénieur CNAM, Centre d'enseignement de Saint-Etienne, 93 pages.
- DUBÉ J. 2009. Effet de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la croissance et l'évolution d'un couvert de glace dans un tronçon de la rivière Rimouski, Est-du-Québec. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de la terre, Université du Québec et INRS, eau, terre et environnement. 120 pages
- DUBÉ, J., T. BUFFIN-BÉLANGER et N.E. BERGERON. 2015. Le rôle de la morphologie d'une succession seuil-mouille dans la croissance quotidienne et l'évolution d'un couvert de glace. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, vol. 21, numéro 4, pages 343 à 358.
- DUGDALE, S. J., BERGERON, N. et ST-HILAIRE, A. (2013). Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. *Remote Sensing of Environment*, vol. 136, pages 358 à 373.
- DYER, K.R. 1986. Coastal and Estuarine Sediment Dynamics. Wiley, New York
- ENGEL, F.L. et B.L. RHOADS. 2016. Three-dimensional flow structure and patterns of bed shear stress in an evolving compound meander bend. *Earth surface processes and landforms*, numéro 41, pages 1211 à 1226.
- ENVIRONNEMENT CANADA. 2016. Données historique. Rapport de données quotidiennes, station Mont Joli A, Québec. Gouvernement du Canada. [En ligne] URL : [http://climat.meteo.gc.ca/climate\\_data/daily\\_data\\_f.html?hlyRange=2013-03-12%7C2017-01-22&dlyRange=2013-03-13%7C2017-01-22&mlyRange=%7C&StationID=50841&Prov=QC&urlExtension=\\_f.html&searchType=stnName&optLimit=yearRange&StartYear=1840&EndYear=2017&selRowPerPage=25&Line=0&searchMethod=contains&txtStationName=mont-Joli&timeframe=2&Day=22&Year=2014&Month=1](http://climat.meteo.gc.ca/climate_data/daily_data_f.html?hlyRange=2013-03-12%7C2017-01-22&dlyRange=2013-03-13%7C2017-01-22&mlyRange=%7C&StationID=50841&Prov=QC&urlExtension=_f.html&searchType=stnName&optLimit=yearRange&StartYear=1840&EndYear=2017&selRowPerPage=25&Line=0&searchMethod=contains&txtStationName=mont-Joli&timeframe=2&Day=22&Year=2014&Month=1). Consulté le 18 janvier 2017.

- ETTEMA R. 2002. Review of alluvial-channel responses to river ice. *Journal of cold regions engineering*. 16, pages 191 à 217.
- ETTEMA R. ET L. ZABILANSKI. 2004. Ice Influences on Channel Stability: Insights from Missouri's Fort Peck Reach, *Journal of Hydraulic Engineering*. ASCE , April, pages 279 à 292.
- ETTEMA, R. et S.F., DALY. 2004. Sediment Transport Under Ice. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, *US Army Corps of Engineers*, 54 pages.
- ETTEMA, R. M., MUSTE, et A., KRUGER. 1999. Ice Jams in River Confluences. Washington, *US army Corps of Engineers*. 69 pages.
- ETTEMA, R., M. MUSTE, A. KRUGER et J. ZUFELT. 1997. Factors Influencing Ice Conveyance at River Confluences. Washington, *US army Corps of Engineers*. 30 pages.
- GORING, D.G., V. L. NIKORA. 2002. Despiking acoustic Doppler velocimeter data. *Journal of hydraulic engineering*, volume 128, numéro 1, pages 117 à 126.
- HAINING, R. 2003. Spatial Data Analysis: Theory and Practice. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 432 pages.
- HICKS, F., W. CUI et G. ASHTON. 2008. Chapter 4: Heat transfer and ice cover decay. River Ice Breakup, Water Ressources Publications, LLC, pages 51 à 66.
- KIRKBRIDE, A. 1993. Observations of the influence of bed roughness on turbulence structure in depth limited flows over gravel beds. *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*, pages 185 à 196.
- KONSOER, K.M. ET. B.L. RHOADS. 2014. *Spatial-temporal structure of mixing interface turbulence at two large river confluences*. *Environmental Fluid Mechanics*, vol.14, pages 1043 à 1070.
- LAMARRE, H. et A.G. ROY. 2005. Reach scale variability of turbulent flow characteristics in gravel-bed river. *Geomorphology*, numéro 68, pages 95 à 113.
- LEEDER, M.R. 1983. On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized lows. Chap. in *Modern and Ancient Fluvial Systems*, vol. 6, pages 5 à 18. Special publication of the International Association of Sedimentologists: Collinson, J.D. et Lewin, 1., éditeurs.

- MACVICAR, B. J., L. OBACH et J. L. BEST. 2012. Large-scale coherent flow structures in alluvial pools. *Coherent flow structures at the earth's surface*, chapitre 16, 44 pages.
- MARQUIS, G.A. et A.G. ROY. 2011. Bridging the gap between turbulence and larger scales of flow motions in rivers. *Earth surface processes and landforms*, numéro 36, pages 566 à 568.
- MARQUIS, G.A. et A.G. ROY. 2013. From Macroturbulent Flow Structures to Large-Scale Flow Pulsations in Gravel-Bed Rivers. *Coherent Flow Structures at Earth's Surface*, publié par John Wiley & Sons, Ltd, pages 261 à 274.
- MASSÉ, S. 2014. Analyse hydrogéomorphologique de la dynamique des embâcles de bois mort de la rivière Neigette, Bas-Saint-Laurent, Québec. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en géographie extensionnée de l'université du Québec Montréal, Université du Québec à Rimouski, 215 pages.
- MATHWORKS. 2017. Contourf » Dans la documentation de matlab. [En ligne] URL: [https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/contourf.html?searchHighlight=contourf&s\\_tid=doc\\_srchttitle](https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/contourf.html?searchHighlight=contourf&s_tid=doc_srchttitle). Consulté le 1<sup>er</sup> juin 2017.
- MICHEL, B. 1971. Winter Regime of rivers and lakes. U.S. *Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, Hanover, N.H., Monograph III- Bla, 139 pages.
- MICHEL, B. 1972. Properties and processes of river and lake ice. The role of snow and ice in hydrology, Banf, Alberta, IAHS AISH, Pages 454 à 481.
- MILLAR, R.G. 1999. Grain and form resistance in gravel-bed rivers - Résistances de grain et de forme dans les rivières à graviers. *Journal of hydraulic research*, volume 37, numéro 3, pages 303 à 212.
- MOSLEY, M.P., 1996. An experimental study of channel confluences. *J. geol.*, volume 84, numéro 5, pages 535 à 562.
- MUSTE M., BRAILEANU F., ETTEMA R. 2000. Flow and sediment transport measurements in a simulated ice-covered channel. *Water resources research*, volume 36, numéro 9, pages 2711 à 2720.
- NORTEK. 2017. Aquadopp Profiler. Guide des produits. [En ligne] URL: <http://www.nortekusa.com/lib/brochures/aquadopp-profiler>. Consulté le 1<sup>er</sup> juin 2017.

- PARSONS, D.R., J.L. BEST, S.N. LANE, R.A. KOSTASCHUK, R.J. HARDY, O.ORFEO, M.L. AMSLER et R.N. SZUPIANY. 2008. Large river channel confluences. Chapitre 5 dans *River confluences, tributaries and the fluvial network*, publié par Stephen Rice, Andre Roy, Bruce Rhoads, John Wiley & Sons, pages 73 à 92.
- PROWSE, T.D. 1995. Chapter 2 : River Ice Processes. *River Ice Jam*, Colorado, Water Ressources Publications, LLC, pages 29 à 70.
- RHOADS B. L. ET B. N. SUKHODOLOV. 2004. Spatial and temporal structure of shear layer turbulence at a stream confluence. *Water Resour. Res.*, volume 40, W06304, doi:10.1029/2003WR002811. 13 pages.
- RHOADS B.L.ET S.T. KENWORTH. 1995. Flow structure at an asymmetrical stream confluence. *Geomorphology* numéro 11, pages 273 à 293
- RIBEIRO.M.L., K. BLANCKAERT, A.G. ROY et A.J. SCHLEISS. 2012. Flow and sediment dynamics in channel confluences. *Journal of geophysical research*, volume 17, F01035, 19 pages.
- RILEY, J.D., B.L. RHOADS, D.R. PARSONS et K.K. JOHNSON. 2014. Influence of junction angle on three-dimensional flow structure and bed morphology at confluent meander bends during different hydrological conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 40, issues 2, pages 252 à 271.
- ROBERT, A. 2003. *River processes: An introduction to fluvial dynamics*. New York, Arnold, 214 pages.
- ROY, A.G. et B. DE SERRES. 1989. Morphologie du lit et dynamique des confluent de cours d'eau. *Bulletin de la société Géographique de Liège*, numéro 25, pages 113 à 127.
- ROY, A.G., P. BIRON, B. DE SERRES. 1996. On the necessity of applying a rotation to instantaneous velocity measurements in river flows. *Earth surface processes and landforms*, volume 21, issue 9, pages 817 à 827.
- SHEN, H.T. 2016. Chapter 9 : River Ice Processes. *Advances in Water Ressources Management, Handbook of Environmental Engineering, Volume 16*, pages 483 à 530.
- SMITH B. ET ETTEMA R. 1997. Flow resistance in ice-covered alluvial channels. *Journal of hydraulic engineering*, volume 123, numéro 7, page 592 à 599.



- SMITH, C.R. 1996. Coherent flow structures in smooth-wall turbulent boundary layers : Facts, mechanisms and speculation. Dans : *Coherent Flow Structures in Open Channels*, Édité par : Ashworth P.J., Bennett S.J., Best J.L. et McLelland S.J., John Wiley et Sons Ltd, chapitre 1. Pages 1 à 39.
- SONTEK. 2017. Argonaut-ADV brochure. Sur le site de SonTek. [En ligne] URL: <https://www.sontek.com/argonaut-adv>. Consulté le 1<sup>er</sup> juin 2017.
- STEIN, M.L. 1999. Interpolation of spatial data some theory for kriging. Springe, New-York, 257 pages.
- SUKHODOLOV A., THIELE M., BUNGARTZ H., ENGELHARDT C. 1999. Turbulence structure in an ice-covered, sand-bed river. *Water resources research*, Volume 35 Numéro 3, Pages 889 à 894.
- SUKHODOLOV, A. N. 2012. Structure of turbulent flow in a meander bend of a lowland river, *Water Resource Research*, numéro 48, W01516, doi:10.1029/2011WR010765, 21 pages.
- TAYLOR, S. 2010. Analyse de la dynamique spatio-temporelle de la formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle, Québec. Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en géographie extensionnée de l'université du Québec Montréal, Université du Québec à Rimouski, 192 pages.
- TILSTON M. et BIRON P.M. 2006. Structure de l'écoulement tridimensionnel, turbulence et contrainte de cisaillement dans une boucle de méandre. *Géographie physique et Quaternaire*, Volume 60, numéro 3, Pages 225 à 239.
- TRIMBLE. 2014. Trimble R10 GNSS Receiver User Guide . Version 1.10. [En ligne] URL: [https://www.trimble.com/ls\\_receiverhelp/v5.11/en/r10%20userguide.pdf](https://www.trimble.com/ls_receiverhelp/v5.11/en/r10%20userguide.pdf). Consulté le 1<sup>er</sup> juin 2017.
- TURCOTTE, B. et B. MORSE. 2013. A global river ice classification model. *Journal of hydrology*, numéro 507, pages 134 à 148.
- URROZ C.E. et ETTEMA R. (1994) Application of two-layer hypothesis to fully developed flow in ice-covered curved channels. *Canadian journal of civil engineering*, volume 21, pages 101 à 110.
- URROZ.G. et R. ETTEMA. 1994. Application of two-layer hypothesis to fully developed flow in ice-covered curved channels. *Can. j. civ. Eng.*, volume 21, pages 101 à 110.

USACE. 2002. Chapter 2: Review of Ice Processes and Properties. Engineering and Design: U.S. Army Corps of Engineers Engineer Manual 1110-2-1612 .

WINANT, C.D. et F.K. BROWAND. 1974. Vortex pairing: the mechanism of turbulent mixing-layer growth at moderate Reynolds number. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 63 partie 2, pages 237 à 255.



