

2m11-3049.7

Université de Montréal

**La variation spatiale et temporelle de la surface de l'eau à un confluent de rivières  
naturelles**

Par

Antoine Richer

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures  
en vue de l'obtention du grade de  
Maître ès Science (M. Sc.)  
en géographie

Juin 2002

©Antoine Richer, 2002



L

59

154

2002

N. 013

Université de Montréal  
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :  
La variation spatiale et temporelle de la surface de l'eau à un confluent de rivières naturelles

Par  
Antoine Richer

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

James T. Gray  
Laël Parrott  
André G. Roy  
Pascale M. Biron

Mémoire accepté le :

## Sommaire

---

La surface de l'eau dans les rivières présente souvent une micro-topographie caractéristique qui reflète les mécanismes à l'œuvre. Par exemple, dans les rivières à méandres, une surélévation de la surface de l'eau le long de la rive concave est liée à la force centrifuge, ce qui entraîne un gradient latéral de pression qui affecte la structure de l'écoulement et influence la distribution spatiale des forces de cisaillement au lit. En dépit de son importance, la surface de l'eau n'a pas encore été examinée en détail aux confluent de rivières. Plusieurs chercheurs ont observé une surélévation de l'eau au centre du confluent entre deux rivières mais sans en quantifier l'ampleur ni les mécanismes responsables. Cette lacune est entre autres associée à la difficulté de mesurer la surface de l'eau dans une rivière naturelle. Les liens entre la surface de l'eau et les structures de l'écoulement aux jonctions de rivières, notamment les structures turbulentes, demeurent jusqu'à présent inconnus.

Les objectifs de cette étude sont de développer une technique qui permettra de caractériser la micro-topographie de la surface de l'eau à l'échelle d'un confluent et de mesurer simultanément, à une échelle spatio-temporelle plus fine, les variations de la surface à différentes positions dans l'espace. Plus spécifiquement, un premier volet de cette étude vise à décrire et à expliquer la variabilité spatiale de la surface de l'eau à un confluent naturel. Un deuxième volet a pour objectif de décrire les variations temporelles de la surface de l'eau mesurées simultanément à différentes positions dans l'espace et d'établir le lien entre les fluctuations temporelles de la surface de l'eau et les vitesses de l'écoulement.

Le confluent entre la rivière Bayonne et Berthier, situé à 90 km au nord de Montréal, a été choisi pour cette étude. Il s'agit d'un confluent asymétrique dont les lits sont discordants et où l'intensité turbulente est élevée au contact des deux rivières. Nous avons échantillonné sous différentes conditions de l'écoulement. Dans le premier volet, nous avons cartographié le niveau moyen de la surface de l'eau à l'aide d'une station totale électronique et d'un prisme monté sur un radeau pour des niveaux d'eau variant de 25 à

44% du niveau plein-bord. Pour le deuxième volet, les variations temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement ont été quantifiées à haute résolution temporelle (12 Hz) sous une seule condition de l'écoulement où le niveau d'eau était de 30% du niveau plein bord (débit total de  $2,55 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). On pouvait enregistrer les fluctuations de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement simultanément à plusieurs positions au-dessus du confluent. La surface de l'eau est mesurée par des senseurs ultrasoniques et les séries de vitesses sont récoltées à partir de courantomètres électromagnétiques. Ces instruments sont installés sur un système de rail mobile qui permet d'échantillonner rapidement à plusieurs positions au-dessus de la surface de l'eau.

Les résultats de cette étude montrent que la surface de l'eau à ce confluent est très dynamique et variable et qu'elle présente des patrons spatiaux qui sont cohérents dans le temps. La micro-topographie de la surface de l'eau observée est affectée tant par la géométrie en plan que par la morphologie du lit. La force centrifuge liée à la déviation de l'écoulement du cours d'eau tributaire génère une surélévation de la surface de l'eau du côté gauche du plan de mélange qui peut atteindre une pente latérale variant de 0.12 à 0.23%. La surface de l'eau se caractérise aussi par une zone surélevée autour de l'apex du confluent dans la zone de stagnation. De plus, une zone de résurgence liée à la discordance des lits, où des bouillons ont été observés, correspond à une zone surélevée à la surface. Cette zone est présente pour toutes les conditions d'écoulement mais sa position varie en fonction de la position du banc d'accumulation dans le chenal tributaire. Les séries temporelles de la surface de l'eau révèlent des périodicités bien marquées, d'une fréquence proche de 1 Hz. Cette périodicité est présente à chaque position échantillonnée. Par ailleurs, une analyse par fenêtres mobiles a permis de déceler des pulsations synchrones pour des positions séparées de 170 cm, particulièrement du côté de la rivière Bayonne du plan de mélange. Ces pulsations semblent être influencées par l'intensité turbulente dans le plan de mélange tandis qu'à l'extérieur de cette zone elles sont corrélées aux changements dans les vitesses longitudinales de l'écoulement.

Cette étude a montré que la surface de l'eau aux jonctions de rivières présente une micro-topographie particulière et des périodicités marquées qui sont parfois liées aux

variations des vitesses de l'écoulement. Ces découvertes suggèrent que la dynamique de la surface de l'eau est une variable qui devra être considérées dans les études futures sur les processus de mélange aux jonctions de rivières. De plus, les données provenant de cette étude serviront à valider les résultats des modèles numériques de l'écoulement qui délaissent de plus en plus l'approche utilisant une surface de l'eau fixe au profit de simulations avec une surface de l'eau variable.

Mots clés : rivière, confluent, surface de l'eau, turbulence, écoulement.

## Abstract

---

Water surface topography in a natural river has been shown to be related to coherent flow structures present in the channel. For instance, in a meander bend, the super-elevation of the water surface along the concave bank is the result of the centrifugal acceleration which produces a lateral pressure gradient that influences the flow structure and the spatial distribution of the shear stress at the bed. Many studies have described a super-elevation of the water surface at the contact of two rivers at a channel junction but none have quantified nor explained its dynamics. The difficulty associated with the measurement of the water surface fluctuation explains, in most part, the absence of such studies in natural rivers. The relationship between the water surface and flow structures at river channel junctions has yet to be established.

The objectives of the present study are to develop a reliable technique for measuring and mapping the water surface topography at a natural river junction and also to obtain simultaneous measurements of the water surface fluctuations at different positions in space. The first part of this study deals with the description and explanation of the spatial and temporal variability of the water surface maps. The second part examines the temporal and spatial relationships between the water surface fluctuations, measured simultaneously at different positions in space, and the water velocity fluctuations.

The study site is at the confluence of the Bayonne et Berthier rivers, located 90 km north of Montréal (Québec). The Bayonne-Berthier junction is a discordant confluence with a sandy bed. The method used to create water surface maps required a total station to survey the position of a reflector mounted on a custom built raft. For the second part of the study, three ultrasonic sensors combined with three electromagnetic current meters were used to measure simultaneously the fluctuations of the water surface and the flow velocity.

Results indicated that coherent patterns emerge from the water surface topography maps. Consistently, the water surface seems to be super-elevated on the left side of shear layer. The lateral slopes range between 0.12 and 0.23%. Planform curvature, topographic steering related to the tributary mouth bar and turbulent structures play an important role on the water surface topography. The time series part of the water surface reveal the presence

of a periodic pulsation of 1 Hz. The pulsations of the water surface are sometime synchronized at two different positions separated by 1.70 m, particularly on the main channel (Bayonne) side of the shear layer. Over the shear layer zone, these pulsations seem to be linked to the flow turbulent intensity whereas on each side of this zone, the pulsations seem to be correlated to the streamwise velocity fluctuations.

**Keywords:** rivers, confluence, water surface, turbulence, flow structure

## Table des matières

---

<b>Sommaire</b> .....	iii
<b>Table des matières</b> .....	vi
<b>Liste des figures</b> .....	x
<b>Liste des tableaux</b> .....	xvii
<b>Liste des symboles</b> .....	xviii
<b>Remerciements</b> .....	xx
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	1
<b>1- REVUE DE LA LITTÉRATURE</b> .....	4
1.1- INTRODUCTION.....	4
1.2- LA SURFACE DE L'EAU.....	4
1.3- LA SURFACE DE L'EAU DANS LES MÉANDRES.....	5
1.4- LES CONFLUENTS DE RIVIÈRES.....	8
1.4.1- Caractéristiques des confluent.....	9
1.4.1.1- Géométrie des confluent.....	9
1.4.1.2- Rapport de quantité de mouvement.....	9
1.4.1.3- Modèle d'écoulement de Best (1987).....	10
1.4.1.4- Morphologie du lit et dynamique du transport des sédiments.....	15
1.4.2- Dynamique de la surface de l'eau aux jonctions de rivières.....	19
1.4.2.1- Force centrifuge.....	19
1.4.2.2- Influence de la discordance des lits aux confluent de rivières.....	24
1.4.2.3- Le plan de mélange : structures turbulentes et surface de l'eau....	25

1.4.3- Modélisation.....	31
1.5- CARTOGRAPHIE DE LA SURFACE DE L'EAU.....	32
1.6- CONCLUSION.....	34
<b>2- PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE.....</b>	<b>36</b>
2.1- PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS.....	36
2.2- MÉTHODOLOGIE .....	37
2.2.1- Site d'étude.....	37
2.2.2- Quantification de la surface de l'eau.....	38
2.2.2.1- Premier volet : Variabilité spatiale de la surface de l'eau.....	38
A- Représentation spatiale des données.....	41
B- Limites.....	44
2.2.2.2- Deuxième volet : Variations temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement simultanément à différentes positions.....	45
A- Les senseurs ultrasoniques.....	45
B- Les courantomètres électromagnétiques.....	48
C- Relations entre les variations de la surface de l'eau et les fluctuations de vitesse de l'écoulement.....	49
D- Technique d'analyse des séries temporelles des vitesses de l'écoulement et des fluctuations de la surface.....	51
2.3- CONCLUSION.....	58
<b>3- RÉSULTATS.....</b>	<b>59</b>
3.1- PREMIER VOLET : VARIABILITÉ SPATIALE DE LA SURFACE DE L'EAU .....	59
3.1.1- Condition de l'écoulement.....	59
3.1.2- Morphologie du lit.....	62
3.1.3- Variabilité spatiale : niveau moyen de la surface de l'eau .....	63

3.1.4- Variabilité spatiale : écarts-types de la surface de l'eau.....	73
3.1.5- Synthèse des résultats.....	76
<b>3.2- DEUXIÈME VOLET : VARIATIONS TEMPORELLES DE LA SURFACE DE L'EAU ET DES VITESSES DE L'ÉCOULEMENT.....</b>	<b>78</b>
3.2.1-Condition de l'écoulement.....	78
3.2.2- Traitement des données.....	78
3.2.3- Statistiques descriptives des séries temporelles.....	83
3.2.3.1- Surface de l'eau.....	83
3.2.3.2- Vitesses de l'écoulement.....	86
3.2.3.3- Caractéristiques turbulentes des séries de vitesses de l'écoulement.....	94
3.2.4- Analyses spatio-temporelle.....	98
3.2.4.1- Séries temporelles.....	98
3.2.4.2- Fluctuation de la surface à différentes positions.....	104
3.2.4.3- Liens vitesse-surface.....	108
3.2.5- Synthèse des résultats.....	112
3.3- CONCLUSION.....	116
<b>4- DISCUSSION.....</b>	<b>117</b>
4.1- MÉTHODOLOGIE.....	117
4.2- VARIABILITÉ SPATIALE DE LA SURFACE DE L'EAU.....	119
4.3- VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE LA SURFACE DE L'EAU ET DES VITESSES DE L'ÉCOULEMENTS SIMULTANÉMENT À DIFFÉRENTES POSITIONS.....	123
4.4- IMPORTANCE ET GÉNÉRALISATION DES RÉSULTATS.....	129

**5- CONCLUSION..... 131**

**BIBLIOGRAPHIE.....133**

## Liste des figures

---

- Figure 1.1:** (a) Vue en coupe de l'écoulement dans un méandre. La surélévation de la surface de l'eau près de la rive concave entraîne le développement d'un écoulement hélicoïdal, (b) la déviation de l'écoulement génère une force centrifuge qui est orientée vers l'extérieur de la courbe..... 7
- Figure 1.2:** Carte de la surface de l'eau dans un méandre (Dietrich et Smith, 1983)..... 7
- Figure 1.3:** Exemple de confluent à angle de jonction symétrique (a) et asymétrique (b)..... 12
- Figure 1.4:** Modèle d'écoulement de Best (1986). 1: zone de stagnation; 2: zone de déviation; 3: zone de séparation; 4: zone de vitesse maximale; 5: zone de rétablissement; 6: plan de mélange..... 12
- Figure 1.5:** Développement d'une série d'instabilités Kelvin-Helmholtz (K-H) dans un plan de mélange à une jonction de rivières naturelles..... 13
- Figure 1.6:** Série temporelle de vitesses de l'écoulement pour la composante longitudinale (a) et verticale (b) mesurée simultanément à une position fixe à la limite du plan de mélange. L'oscillation du plan de mélange est responsable des variations dans l'amplitude du signal. Les lettres b et sl identifient les périodes où le courantomètre enregistre à l'extérieur où à l'intérieur du plan de mélange (Biron *et al.* 1993a)..... 17
- Figure 1.7:** Éléments caractéristiques de la morphologie des confluits symétriques (a) et asymétriques avec la présence d'un banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire (b)..... 17
- Figure 1.8:** Relation entre la profondeur du surcreusement et l'angle de jonction..... 18
- Figure 1.9:** (a) Vue en plan de la surface de l'eau dans un confluent symétrique. La surélévation (zone grise) se produit sous l'effet de la force centrifuge qui se développe lorsque l'écoulement des deux branches subit une déviation, (b) vue en coupe de l'écoulement à l'aval d'une jonction de rivières. La surélévation de la surface au centre du chenal génère deux cellules d'écoulement hélicoïdal (Mosley, 1976)..... 22
- Figure 1.10:** (a) Vue en plan de la surface de l'eau à un confluent asymétrique. Les zones surélevées (en gris) se produisent près de l'apex du côté opposé au tributaire. (b) La vue en coupe montre la pente latérale de la surface de l'eau et la cellule d'écoulement hélicoïdal..... 23

- Figure 1.11:** Schéma conceptuel de la dynamique de l'écoulement à une jonction symétrique. Les deux cellules hélicoïdales s'écoulant en sens contraire sont bien illustrées (McLelland *et al.*, 1996).....23
- Figure 1.12:** Modèle schématique de la déformation du plan de mélange à une jonction de rivières à lits discordants. Sur cette vue en plan, la base des vortex est aspirée dans la zone de séparation ce qui initie la résurgence de fluide plus loin en aval de la jonction (Best et Roy, 1991)..... 26
- Figure 1.13:** Structure de l'écoulement à un confluent de rivières à lits discordants. La coupe B – B' illustre bien le chevauchement des deux fluides et la zone résurgence (De Serres, 1989).....26
- Figure 1.14:** Vecteurs résultant de l'écoulement à cinq niveaux au-dessus du lit près de la rive du côté du chenal surélevé, (a) lits concordants, (b) lits discordants (Biron *et al.*, 1996a).....27
- Figure 1.15:** Confluent à lit discordant de la rivière Negro (eau foncée) et Solimoes (eau pâle) dans le bassin de l'Amazone. Une portion du fluide de la rivière Solimoes remonte à la surface du côté de la rive en haut de l'image (Sternberg, 1975)..... 27
- Figure 1.16:** Vue en coupe d'une simulation de mélange des écoulements à la jonction de deux rivières à lits concordants (a) et discordants (b). Cette vue tranche perpendiculairement le chenal principal au niveau du coin aval de la jonction illustré en (c) (Bradbrook *et al.*, 2001)..... 28
- Figure 1.17:** Gonflement de la surface de l'eau produit par une structure turbulente qui se développe derrière une dune (Jackson, 1976)..... 28
- Figure 1.18:** Vue en coupe de l'énergie cinétique turbulente sans dimension (a) et des vitesses en trois dimensions de l'écoulement à l'aval d'un confluent (b). Le ralentissement des vitesses longitudinales à l'intérieur du plan de mélange est causé par le développement de structures turbulentes qui extraient l'énergie de l'écoulement (De Serres *et al.*, 1999).....30
- Figure 2.1:** Localisation du site d'étude, Bayonne-Berthier..... 39
- Figure 2.2:** Vue vers l'amont du confluent de la rivière Bayonne (eau brune pâle) et Berthier (eau claire). La différence de turbidité sert de traceur naturel dans le plan de mélange. Dans cette étude, la rive droite et gauche, telle qu'indiqué sur cette figure, sont déterminées en regardant vers l'aval..... 39
- Figure 2.3:** Station totale Leica TC805L.....42
- Figure 2.4:** Radeau qui supporte le prisme au-dessus de la surface de l'eau à partir duquel les mesures sont prises..... 42

**Figure 2.5:** Effet de la distance sur les mesures d'une surface stable. Le test comprend 10 mesures à chaque distance et le résultat de la régression montre que la pente n'est pas significativement différente de 0 ( $F=0,45$ ;  $p=0,84$ )..... 43

**Figure 2.6:** Plan d'échantillonnage de la surface de l'eau. Le nombre de transects varie entre 10 et 12 et chaque transect comporte de 5 à 8 points ..... 43

**Figure 2.7:** Senseur ultrasonique STI..... 46

**Figure 2.8:** Spectres de puissance des senseurs au-dessus d'une surface plane ..... 46

**Figure 2.9:** L'inclinaison du senseur à un angle de 70 degrés par rapport à la surface de l'eau produit des fluctuations quatre fois plus élevées comparativement au signal du senseur placé perpendiculairement à la surface. Ce test a été mené sur une rivière naturelle où les conditions d'écoulement étaient stables. .... 47

**Figure 2.10:** Courantomètre électromagnétique (Marsh McBirney) monté sur une tige de bois graduée. La longueur de l'instrument est de 17 cm et l'extrémité sphérique a un diamètre de 13 mm..... 50

**Figure 2.11:** Orientation des courantomètres. La composante  $v$  est vertical à l'écoulement et la composante longitudinale,  $u$ , est parallèle aux berges ..... 50

**Figure 2.12:** Système de support pour les senseurs ultrasoniques et les courantomètres..... 52

**Figure 2.13:** Déploiements des senseurs et courantomètres. La flèche  $U^+$  indique l'orientation des courantomètres..... 52

**Figure 2.14:** Définition des quadrants d'après les vitesses moyennes ( $\langle U \rangle$ ,  $\langle V \rangle$ ), instantanées ( $U_i, V_i$ ) et les fluctuations de vitesse ( $u_i'$ ,  $v_i'$ ) (Lu et Willmarth, 1973)..... 56

**Figure 2.15:** Exemple d'un spectre de puissance d'une série temporelle de la composante longitudinale échantillonnée à l'intérieur (0-83 sec) et à l'extérieur (83-180 sec) du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a). La fréquence et la puissance spectrale sont représentées sur l'axe horizontal et vertical respectivement..... 56

**Figure 3.1:** Niveau de l'eau au printemps 2001. Les lettres correspondent aux différentes périodes d'échantillonnage (voir Figure 3.3, 3.4 et 3.8). Les lignes noire et grise correspondent au niveau d'eau de la Bayonne et Berthier respectivement..... 61

**Figure 3.2:** Les niveaux de l'eau durant les périodes d'échantillonnage. La ligne noire et grise correspond au niveau de la Bayonne et Berthier..... 64

- Figure 3.3:** Cartes de la morphologie du lit pour le (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000. La profondeur est estimée par rapport au niveau de la surface de l'eau. Le front du banc d'accumulation est représenté par la ligne pointillée..... 65
- Figure 3.4:** Cartes du niveau moyen de la surface de l'eau du (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000..... 67
- Figure 3.5:** (a) La positions des transects 4, 5 et 7 lors de l'échantillonnage du 28 avril (niveau d'eau élevé) ainsi que les variations dans la hauteur de la surface de l'eau le long des transects (b) et les valeurs d'écart-type à ces positions (c)..... 68
- Figure 3.6:** Carte sommaire des caractéristiques de la surface de l'eau..... 71
- Figure 3.7:** a) Relation entre la superficie relative (superficie surélévation/superficie dépression) des surélévations et dépressions et a) le débit total, b) le rapport de la quantité de mouvement et c) la distance en aval du banc d'accumulation..... 72
- Figure 3.8:** Cartes des écarts-types de la surface de l'eau du (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000..... 75
- Figure 3.9:** Relation entre le coefficient de variation de la moyenne des écarts-types et le débit total..... 77
- Figure 3.10:** Relation entre la distribution des écarts-types de la surface de l'eau et la profondeur du chenal sous les positions échantillonnées pour l'ensemble des conditions de l'écoulement..... 77
- Figure 3.11:** Niveau de l'eau au courant de la période d'échantillonnage du 6 novembre 2001. Le niveau de base des deux rivières sur cette figure est arbitraire..... 79
- Figure 3.12:** Morphologie du lit du 6 novembre 2001. La profondeur a été estimée à partir du niveau de l'eau..... 79
- Figure 3.13:** Localisation des transects et position des points d'échantillonnage à l'intérieur du chenal parental. Le plan de mélange est représenté par la ligne pointillée. Les chiffres en rouge représentent les positions où nous avons échantillonné un répliquat..... 80
- Figure 3.14:** Exemple d'une série temporelle de la surface de l'eau de la position 2 du premier transect..... 80

**Figure 3.15:** Analyse d'autocorrélation sur des séries temporelles échantillonnées par différents senseurs de la position; a) 3 du premier transect; b) 5 du premier transect; c) 3 du deuxième transect; d) 4 du deuxième transect; e) 3 du troisième transect. Cette analyse a été faite sur la dernière minute d'échantillonnage de la série temporelle originale et la première minute de la réplique. La forte corrélation entre les deux résultats d'autocorrélation suggère que les séries temporelles possèdent la même périodicité.....82

**Figure 3.16:** Niveau moyen de la surface de l'eau (courbes noires) et les écarts-types (courbes grises) à chaque position d'échantillonnage. L'ordre des graphiques respecte la position des transects.....84

**Figure 3.17:** Exemple d'un histogramme des hauteurs de la surface de l'eau pour la position 2 du premier transect..... 87

**Figure 3.18:** Exemples de séries temporelles des vitesses de l'écoulement pour la composante longitudinale (a) et verticale (b). Les signaux à l'extérieur et à l'intérieur du plan de mélange proviennent respectivement de la position 1 et 3 du premier transect (voir Figure 3.13). L'oscillation du plan de mélange explique l'alternance des périodes de fortes et faibles fluctuations enregistrées par le vélocimètre..... 89

**Figure 3.19:** Vitesses moyennes longitudinales et verticales des positions échantillonnées. L'ordre des graphiques respecte la position des transects..... 90

**Figure 3.20:** Écarts-types des séries temporelles des vitesses longitudinales (u) et verticales (v) de l'écoulement des positions échantillonnées. L'ordre des graphiques respecte la position des transects.....92

**Figure 3.21:** Exemple d'histogrammes de la distribution des vitesses de l'écoulement pour les composantes longitudinale (a) et verticale (b) de l'écoulement. Les positions à l'extérieur et à l'intérieur du plan de mélange correspondent aux positions 1 et 3 du premier transect respectivement (voir Figure 3.13)..... 93

**Figure 3.22:** Exemple d'analyse de quadrants (a) de la position 1 du transect 2 (extérieur du plan de mélange) et (b) de la position 3 du transect 2 (intérieur du plan de mélange). On remarque que les fluctuations des vitesses sont beaucoup plus importantes à l'intérieur du plan de mélange.....97

**Figure 3.23:** Spectres de puissance des séries temporelles de la surface de l'eau.....100

**Figure 3.24:** (a) Valeur de la densité spectrale maximale du pic dans la fenêtre de 0,7 – 1Hz (voir Figure 3.23) et (b) la fréquence correspondant à la valeur maximale de densité spectrale dans le pic. Ces graphiques présentent les valeurs en fonction de leur position d'échantillonnage..... 101

**Figure 3.25:** Autocorrélation des séries temporelles de la surface du premier transect... 102

**Figure 3.26:** Spectres de puissance des vitesses longitudinales (U) et verticales (V) de l'écoulement. Les positions à l'intérieur du plan de mélange sont identifiées par des lignes pointillées..... 103

**Figure 3.27:** Extrait de trois séries temporelles de la surface de l'eau échantillonnées simultanément à différentes positions (transect 1: positions 5-6-7). Dans ce graphique, la hauteur d'eau des trois séries temporelles ont été décalées afin de faciliter la comparaison entre elles. La position du rectangle représente un moment où les trois séries temporelles sont synchrones..... 105

**Figure 3.28:** Effet de la taille de la fenêtre sur l'intensité de la relation entre la moyenne de la surface et l'écart-type des vitesses longitudinales. Les séries temporelles dans cet exemple proviennent de la position 3 du premier transect..... 109

**Figure 3.29:** Analyse utilisant une fenêtre mobile de cinq seconde sur les séries temporelles de la surface de l'eau pour la même période représentée à la Figure 3.27. La position du rectangle représente la période synchrone identifiée à la Figure 3.27..... 109

**Figure 3.30:** Séries temporelles d'une minute de la surface de l'eau (ligne grise) et des vitesses longitudinales (ligne noire) échantillonnées à la position 1 du deuxième transect..... 110

**Figure 3.31:** Résultat de l'analyse par fenêtres mobiles qui montre la relation entre le niveau moyen de la surface de l'eau et les écarts-types des vitesses (a) longitudinale et (b) verticale de la position 3 du premier transect..... 114

**Figure 3.32:** Représentation schématique des résultats des séries temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement. D'abord, les fluctuations de la surface de l'eau au-dessus du plan de mélange sont liées aux écarts-types des vitesses de l'écoulement. Ensuite, la surface irrégulière du côté droit du plan de mélange est associée aux bouillons à la surface de la zone de résurgence. Enfin, près des rives de chaque côté du chenal parental, les pulsations de la surface de l'eau sont liées aux changements dans les vitesses longitudinales..... 115

**Figure 4.1:** Positions des trois enregistrements vidéo de la surface de l'eau..... 125

**Figure 4.2:** Extrait de la série temporelle de la surface de l'eau provenant de la position 1 du premier transect. On remarque que la périodicité bien marquée au début de la série commence à disparaître après la marque de 98 secondes, identifiée par la ligne pointillée. .... 125

**Figure 4.3:** Coupe longitudinale d'une section de rivière montrant la relation entre l'alternance des vitesses rapides et lentes et les fluctuations de la surface de l'eau (tirée de Levi, 1983)..... 127-b

## Liste des tableaux

---

<b>Tableau 1.1:</b> Les différentes échelles de variabilité spatiale et temporelle des processus qui influencent la surface de l'eau à un confluent de rivières. ....	34
<b>Tableau 2.1:</b> Résultats du test des senseurs au-dessus d'une surface plane d'un étang...	48
<b>Tableau 3.1:</b> Conditions d'écoulement durant les journées d'échantillonnage. La zone grise représente les conditions pour le deuxième volet du projet.....	60
<b>Tableau 3.2:</b> Caractéristiques des séries temporelles de la surface.....	85
<b>Tableau 3.3:</b> Caractéristiques des séries temporelles des vitesses de l'écoulement. Les positions des vélocimètres dans le plan de mélange sont identifiées en gris.....	88
<b>Tableau 3.4:</b> Intensité turbulente de l'écoulement aux positions échantillonnées. Les zones grises représentent les positions échantillonnées à l'intérieur du plan de mélange.....	96
<b>Tableau 3.5:</b> Cisaillement de Reynolds moyen et temps de résidence (en % de la durée totale du signal) des événements turbulents par quadrant. Les zones grises représentent les positions échantillonnées à l'intérieur du plan de mélange.....	96
<b>Tableau 3.6:</b> Résultat de l'analyse d'autocorrélation des séries temporelles de la surface de l'eau. Ce tableau présente les périodicités dominantes ainsi que la valeur maximale du coefficient de corrélation.....	106
<b>Tableau 3.7:</b> Résultat de l'analyse de corrélation croisée entre les séries temporelles de la surface de l'eau. Ce tableau présente le décalage en secondes où l'on retrouve la corrélation maximale par rapport au temps 0.....	106
<b>Tableau 3.8:</b> Corrélation entre les séries temporelles après l'analyse des fenêtres mobiles de cinq secondes.....	111
<b>Tableau 3.9:</b> Valeurs des corrélations entre les séries temporelles de la surface de l'eau et les vitesses longitudinales (U) et verticales (V) de l'écoulement.....	111
<b>Tableau 3.10:</b> Résultats de l'analyses des fenêtres mobiles: a) corrélation entre le niveau moyen de la surface et les vitesses longitudinales moyenne, b) corrélation entre le niveau moyen de la surface et les vitesses verticales moyenne.....	113
<b>Tableau 3.11:</b> a) Corrélation entre niveau moyen de la surface et l'écart-type des vitesses longitudinales; b) corrélation entre niveau moyen de la surface et l'écart-type des vitesses verticales.....	113

## Liste des symboles

---

$d$	: Distance entre les senseurs ultrasoniques et la surface de l'eau
$d_c$	: Distance entre les électrodes du courantomètre
$FC$	: Force centrifuge
$g$	: Accélération gravitationnelle
$I$	: Intensité turbulente
$k$	: Nombre de pas dans les analyse spatio-temporelles
$M$	: Masse du fluide
$n$	: Nombre de réplicats
$Q$	: Débit
$R$	: Rayon de courbure
$RQM$	: Rapport de la quantité de mouvement
$r$	: Coefficient de corrélation
$s$	: Pente de la surface de l'eau
$S$	: Erreur type
$u'$	: Fluctuation de vitesse longitudinale
$U$	: Vitesse dans la composante longitudinale de l'écoulement
$v'$	: Fluctuation de vitesse verticale
$V$	: Vitesse dans la composante verticale de l'écoulement
$V_o$	: Voltage
$V_f$	: Vitesse moyenne du fluide
$Y$	: Profondeur de l'eau
$x$	: Série temporelle

$\tau$	: Force tractrice
$\tau_{uv}$	: Cisaillement de Reynolds
$\rho$	: Densité massique de l'eau
$\sigma$	: Écart-type
$\phi$	: Angle de correction des données de vitesses
$\psi$	: Densité du champ magnétique
$i, j, l$	: Dénote une valeur individuelle
$t, s$	: Dénote les valeurs transformées et originales
$\langle \rangle$	: Dénote une valeur moyenne

## Remerciements

---

Après plus de deux années remplies d'apprentissage et de péripéties, le chapitre de ma vie étudiante prend fin. Avant de terminer, il est important pour moi d'exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé durant cette épreuve académique et personnelle.

Je tiens d'abord à remercier mes parents, Jean-Claude et Suzanne, qui ont toujours su me donner de l'encouragement, leur confiance et beaucoup d'amour. Je désire également exprimer ma gratitude envers deux amis qui m'ont chaleureusement accueilli lors de mon arrivée à Montréal et qui m'ont fait découvrir un petit coin de leurs pays. Anne Oberlé et Sir Thomas Buffin-Bélanger, pour tout ce que nous avons partagé ensemble je ne vous oublierai jamais. J'aimerais aussi remercier tous les membres du laboratoire de géomorphologie fluviale pour leur amitié et solidarité; Hélène Lamarre, Bruce MacVicar, Eva Enders (*Beil Dich!*), Claudine Boyer, Bruno Vallée, Geneviève Paiement-Paradis et Sophie Roberge.

Je désire souligner ma reconnaissance envers tous mes collègues et amis qui m'ont prêté main forte, souvent malgré eux, lorsque j'étais à la recherche de l'aide sur le terrain. Merci beaucoup David Fortin, Sébastien Giroux, Geneviève Lapointe, Pascale Legrand, Sandrine Solignac, Olivier Champoux, Mélissa Tanguay et Sonya Banal.

André Roy et Pascale Biron, je tiens à vous remercier pour m'avoir donné cette opportunité de travailler dans un milieu des plus stimulants et enrichissants. Vous m'avez appris à travailler avec rigueur et passion. Je veux également vous remercier pour votre support financier.

Enfin, je te remercie Sylvie pour tes nombreux conseils et pour ton encouragement lors des nombreuses étapes que j'ai franchies en ta compagnie. J'apprécierai toujours ta soif de connaître et ton émerveillement devant les simplicités de la vie.

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

---

En milieu naturel, la surface de l'eau dans les rivières varie dans le temps et dans l'espace. Ces variations du plan d'eau ont souvent été liées à la dynamique de l'écoulement et au transport des sédiments au lit. L'exemple classique d'une surface de l'eau dynamique et irrégulière se trouve dans les coudes de méandres où les irrégularités du plan d'eau ont été associées au développement d'une structure de l'écoulement hélicoïdal et à la distribution spatiale des forces de cisaillement au lit. De plus, dans les rivières à lit graveleux, les variations de la surface de l'eau ont été associées aux structures de l'écoulement à front de vitesses rapides et lentes. La dynamique de la surface de l'eau apparaît donc comme étant une variable importante dans les processus de l'écoulement des rivières. Par ailleurs, les modèles numériques de l'écoulement délaissent de plus en plus l'approche qui utilise une surface de l'eau fixe au profit d'une simulation avec une surface de l'eau variable. Ces simulations ont montré que la micro-topographie de la surface de l'eau est un élément important à considérer dans les modèles puisqu'elle influence la distribution de pression au lit et par conséquent les structures de l'écoulement.

Plusieurs études ont observé aux jonctions de rivières une surface de l'eau irrégulière (Mosley, 1976; Ashmore *et al.*, 1992; Rhoads et Kenworthy, 1995; Rhoads, 1996; Bradbrook *et al.*, 2000). Ces travaux ont associé la micro-topographie de la surface à la dynamique de l'écoulement particulière à ces sites et aux forces centrifuges. Cependant, l'information dont nous disposons se limite à des observations sommaires et à quelques représentations cartographiques. De plus, la plupart des travaux ayant cartographié la surface de l'eau ne semblent jamais tenir compte de la variabilité temporelle. Jusqu'à présent, aucune étude n'a tenté de quantifier et d'expliquer les variations de la surface de l'eau dans le temps et dans l'espace à un confluent en milieu naturel. Cette lacune est possiblement associée au fait qu'il n'existe aucune méthode standard qui permette de mesurer simultanément les fluctuations temporelles de la surface de l'eau à différents points dans l'espace.

Ce mémoire tente de combler cette lacune en examinant de plus près la variabilité spatiale et temporelle de la surface de l'eau à un confluent de rivières naturelles sous différentes conditions de l'écoulement. Pour aborder ce problème, une recension des travaux permettra de comprendre le lien entre la surface de l'eau et la dynamique de l'écoulement. Cette recension examine en premier lieu la trilogie, surface de l'eau - écoulement - transport des sédiments, d'abord dans les méandres et par la suite dans les confluent de rivières. Ensuite, les différentes techniques et instruments qui peuvent servir à mesurer la topographie de la surface de l'eau en milieu naturel seront présentées. Enfin, la dernière section portera sur la modélisation numérique de l'écoulement et le rôle qu'occupe la surface de l'eau dans ces modèles. Ce survol de la littérature permettra aux lecteurs de mieux comprendre le contexte ainsi que les objectifs de la recherche.

Le second chapitre présentera d'abord la problématique de la recherche ainsi que les trois objectifs distincts qui sont : 1) de développer une technique qui permettra de caractériser la micro-topographie de la surface de l'eau à l'échelle d'un confluent et de mesurer simultanément, à une échelle spatio-temporelle plus fine, les variations de la surface à différentes positions dans l'espace, 2) de décrire et expliquer la variabilité spatiale de la surface de l'eau à un confluent naturel et 3) de décrire le comportement temporel de la surface de l'eau mesurée simultanément à différentes positions dans l'espace et d'établir le lien entre les fluctuations temporelles de la surface et les vitesses de l'écoulement. En dernier lieu, une partie importante de ce travail consiste à l'élaboration d'une approche méthodologique que l'on peut utiliser pour mesurer la variabilité spatio-temporelle de la surface de l'eau. Les protocoles expérimentaux et les instruments utilisés dans cette étude sont novateurs et une attention particulière est consacrée à ces questions dans la section méthodologique. Nous examinerons de plus près comment nous avons adapté notre stratégie d'échantillonnage pour répondre au problème « espace-temps » et nous décrirons les analyses spatiales et temporelles qui seront appliquées aux données.

Les chapitres trois et quatre aborderont d'abord la description et ensuite la discussion et l'interprétation des résultats obtenus à un confluent de cours d'eau du sud du Québec. Ces chapitres examineront les caractéristiques de la surface de l'eau sous

différentes conditions de l'écoulement afin de mieux comprendre comment la micro-topographie de la surface évolue dans le temps. De plus, nous verrons aussi le comportement temporel de la surface de l'eau à différentes positions au-dessus du confluent et comment celui-ci est lié aux fluctuations des vitesses de l'écoulement. Enfin, le dernier chapitre énonce les principales contributions des résultats présentés dans ce mémoire et les nouvelles questions de recherche qui pourront être examinées dans les études futures.

## 1- REVUE DE LA LITTÉRATURE

---

### 1.1- INTRODUCTION

Récemment, la dynamique de la surface de l'eau aux jonctions de rivières est devenue une caractéristique de plus en plus cruciale pour la compréhension de l'écoulement. Ceci s'explique en partie par l'avènement des modèles numériques de l'écoulement où les ajustements de la surface de l'eau sont une partie importante de la solution des équations de conservation de la masse et de mouvement (Weerakoon *et al.*, 1991; Bradbrook *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 2001). Il existe aujourd'hui un besoin de données provenant d'expériences en laboratoire ou en milieu naturel pour valider les résultats des simulations. On constate cependant qu'il y a peu de données sur la surface de l'eau aux confluent. La dynamique de la surface de l'eau aux jonctions de rivières s'avère donc une caractéristique des confluent que l'on doit examiner en détail sur le terrain. Le but de cette recension de littérature est de faire un survol de l'information disponible sur la surface de l'eau aux confluent de rivières, de faire ressortir les mécanismes qui pourraient influencer la surface et de mettre en lumière ses différentes échelles de variabilité spatiale et temporelle.

### 1.2- LA SURFACE DE L'EAU

En milieu naturel, la surface de l'eau présente des caractéristiques différentes d'une rivière à l'autre et d'une section de rivière à l'autre. Dans les rapides, il est possible d'identifier plusieurs irrégularités à la surface de l'eau tandis que dans certaines sections à pente faible la surface peut paraître lisse comme un miroir. Les rivières à surface irrégulière intéressent particulièrement les chercheurs en génie hydraulique et en géomorphologie fluviale, notamment parce que les fluctuations de la surface influencent les mécanismes de transfert de masse, de quantité de mouvement et de vorticité dans l'écoulement (Shi *et al.*, 2001). Plusieurs travaux en milieu naturel et en laboratoire ont montré que la dynamique de la surface de l'eau peut nous renseigner sur les structures de l'écoulement et le transport de sédiments en rivières (Mosley, 1976; Dietrich et Smith, 1983; Ashmore et Parker, 1983).

Dans les sections qui suivent, nous allons discuter des différents processus qui sont responsables des variations de la surface de l'eau dans les rivières. Ces processus s'associent surtout aux structures de l'écoulement et à la force centrifuge. Ces deux éléments seront d'abord discutés dans le cas des méandres et, par la suite, dans celui des confluents de rivières. Des chercheurs ont fait une analogie entre ces deux types de chenaux puisqu'ils partagent certaines propriétés notamment dans les structures de l'écoulement (Ashmore et Parker, 1983; Rhoads et Kenworthy, 1998; Bradbrook *et al.*, 2000).

### 1.3- LA SURFACE DE L'EAU DANS LES MÉANDRES

Plusieurs chercheurs se sont intéressés à la surface de l'eau afin de mieux comprendre la dynamique de l'écoulement dans les méandres (Leopold, 1982; Dietrich et Smith, 1983). Dans les chenaux sinueux, la surface de l'eau est caractérisée par une surélévation du côté de la rive concave, donnant lieu à une pente latérale (Figure 1.1a ). Cette surélévation est le résultat de la force centrifuge qui agit lorsque l'écoulement suit une trajectoire curviligne. D'après la dynamique du mouvement circulaire, une trajectoire curviligne soumet le fluide à une force d'accélération qui est orientée vers l'extérieur de la trajectoire. La force centrifuge ( $F.C.$ ) est donnée par :

$$F.C. = MV_f^2 R^{-1} \quad (1)$$

où  $M$  représente la masse du fluide,  $V_f$  la vitesse du fluide et  $R$  est le rayon de courbure. Les vecteurs de cette force sont orientés dans le sens opposé de l'axe de rotation du méandre. Par conséquent, l'écoulement dans un méandre se concentre contre la rive extérieure, ce qui produit un basculement latéral de la surface qui est inclinée vers la rive intérieure (Figure 1.1b). Dans certains cas, la surélévation contre la rive concave atteint 20% de la profondeur moyenne du chenal (Dietrich et Smith, 1983).

Les zones surélevées à l'intérieur du chenal influencent la distribution spatiale de la force de cisaillement au lit, aussi connues sous le nom de forces tractrices. Le rôle de la surface de l'eau sur la distribution spatiale des forces tractrices se joue sur deux plans :

d'abord, une surélévation modifie la pente locale de la surface de l'eau et, deuxièmement, elle engendre une variabilité spatiale de la profondeur (Dietrich *et al.*, 1979). Ces deux variables sont intégrées dans l'équation classique de Du Boys développées en 1879, qui est souvent utilisée pour calculer la composante longitudinale de la force tractrice par unité de surface ( $\tau$ ) :

$$\tau = \rho g Y s \quad (2)$$

où  $\rho$  est la densité massique de l'eau,  $g$  est l'accélération gravitationnelle,  $Y$  est la profondeur et  $s$  est la pente de la surface de l'eau (ou dans certains cas la pente d'énergie). Dans cette équation la force tractrice au lit est directement proportionnelle à la pente de la surface de l'eau et à la profondeur de la colonne d'eau. Cependant, cette équation est seulement adéquate pour de très courtes sections de rivières qui possèdent un rapport de largeur/profondeur élevé (Bridge et Jarvis, 1982; Dietrich et Whiting, 1989). Ceci est lié, entre autres, à la difficulté de mesurer la pente locale de la surface de l'eau, souvent remplacée par la pente du lit qui ne reflète pas correctement la micro-topographie de la surface de l'eau.

La dynamique du transport des sédiments est directement liée aux forces de cisaillement au lit (Hooke, 1975) et cela explique le lien entre la surélévation de la surface de l'eau et le transport au lit des sédiments dans les chenaux sinueux. Bridge et Jarvis (1982) ont montré que la force de cisaillement estimée par l'équation (2) peut être utilisée pour connaître les principaux corridors de transport de la charge de fond au lit d'une rivière naturelle. Toutefois, cette relation est plus forte lorsque le lit de la rivière est composé de sédiments à granulométrie homogène. À partir de cette idée, Dietrich et Smith (1983) ont produit une carte de la surface de l'eau pour voir s'il existait un lien entre la surélévation de la surface et le transport des sédiments (Figure 1.2). Ces chercheurs ont montré que les zones surélevées se situaient au-dessus des principales zones de transport de sédiments. Par conséquent, en produisant une carte topographique de la surface de l'eau, il est possible de comprendre en partie la dynamique du transport des sédiments au lit de la rivière.

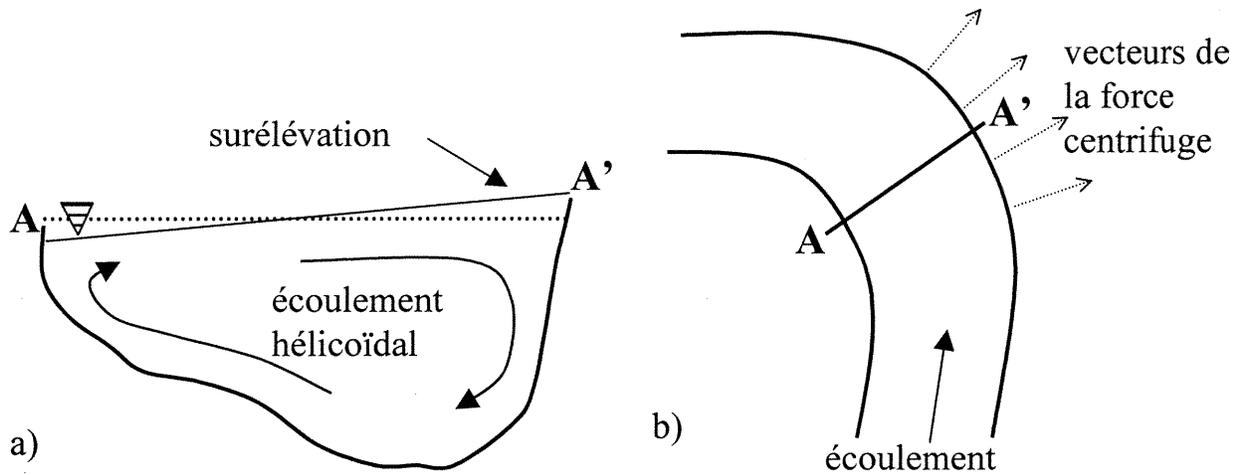


Figure 1.1: (a) Vue en coupe de l'écoulement dans un méandre. La surélévation de la surface de l'eau près de la rive concave entraîne le développement d'un écoulement hélicoïdal, (b) la déviation de l'écoulement génère une force centrifuge qui est orientée vers l'extérieur de la courbe.

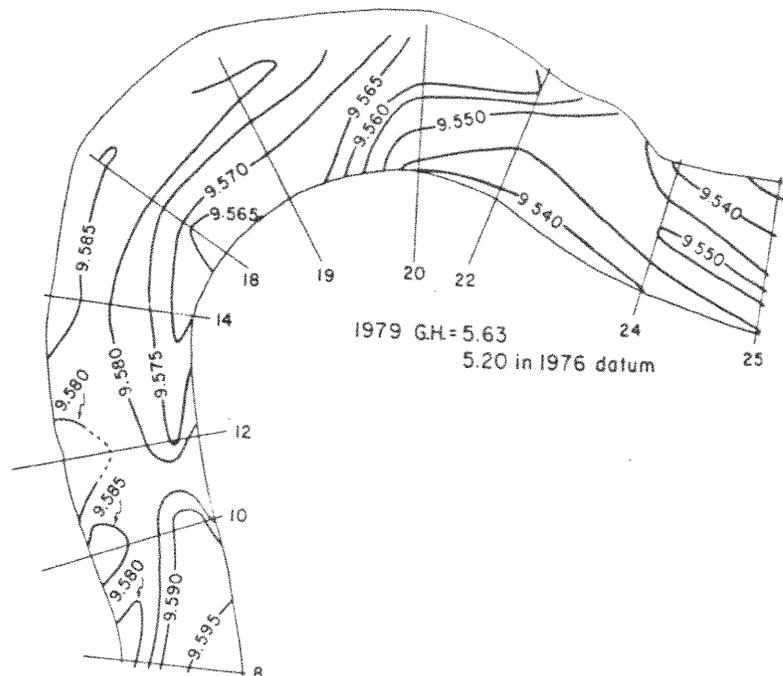


Figure 1.2: Carte de la surface de l'eau dans un méandre (Dietrich et Smith, 1983).

La différence d'élévation de la surface d'une berge à l'autre joue également un rôle important sur la dynamique de l'écoulement à l'intérieur d'un méandre. Le basculement latéral du plan d'eau génère une zone de haute pression du côté surélevé et une zone de basse pression du côté de la rive convexe. Cette différence de pression à l'intérieur du chenal produit un écoulement de type secondaire sous forme d'un mouvement hélicoïdal qui s'écoule dans le méandre comme une immense spirale (Bathurst *et al.*, 1977) (Figure 1.1a). Le fluide près de la rive concave s'écoule vers le lit puis remonte contre la rive convexe du méandre, c'est-à-dire dans la zone de basse pression. Cette structure hélicoïdale se désintègre graduellement à mesure que la force centrifuge se dissipe lorsque le chenal reprend un parcours rectiligne. Cette structure d'écoulement en spirale serait responsable de la morphologie typique du lit dans un méandre où l'on retrouve une région plus profonde au pied de la rive concave et un banc d'accumulation de sédiments qui longe généralement la rive convexe.

Plusieurs chercheurs ont établi une similarité entre l'écoulement de l'eau dans un méandre et celui à un confluent de rivières (Ashmore et Parker, 1983; Bridge, 1992; McLelland *et al.*, 1996). La principale similitude concerne la surélévation de la surface causée par la force centrifuge.

#### **1.4- LES CONFLUENTS DE RIVIÈRES**

Les confluent de rivières régularisent l'acheminement de l'eau et des sédiments à travers le système fluvial. Les confluent se caractérisent par des processus de mélange complexes entre les écoulements, par une morphologie du lit particulière et par une surface de l'eau dynamique et irrégulière (Mosley, 1976; Ashmore et Parker, 1983; Best, 1985, 1986; Best et Roy, 1991, Biron *et al.*, 1993a,b, 1996a,b). Ce sont surtout la dynamique de l'écoulement et la morphologie du lit qui ont attiré l'attention des chercheurs depuis les années cinquante. Ces recherches ont été menées en laboratoire (Mosley, 1976; Best, 1985, 1986; Biron *et al.*, 1996a,b), en milieu naturel (Ashmore et Parker, 1983; Biron *et al.*, 1993a; Gaudet et Roy, 1995; Leclair et Roy, 1997; Rhoads et Kenworthy, 1998; De Serres *et al.*, 1999; Rhoads et Sukhodolov, 2001) et dans le champ de la modélisation (Weerakoon *et al.*, 1991; Bradbrook *et al.*, 1998, 2000, 2001; Weber, 2001). Ces études ont permis de

connaître les variables importantes qui contrôlent la dynamique de l'écoulement et le transport de sédiments aux jonctions de rivières. Toutefois, le développement des modèles numériques de l'écoulement a permis de déceler quelques lacunes majeures dans les connaissances sur les confluent de rivières, notamment en ce qui a trait à la surface de l'eau.

#### **1.4.1- Caractéristiques des confluent**

Avant d'aborder la dynamique de la surface de l'eau aux confluent de rivières, nous allons d'abord présenter les types morphologiques des confluent et établir les liens qui existent entre la dynamique de l'écoulement et la morphologie du lit.

##### **1.4.1.1- Géométrie des confluent**

Dans un premier temps, la géométrie des confluent se définit par l'angle de jonction entre les deux rivières et la morphologie des chenaux affluents. Le type de jonction entre deux rivières se divise en deux catégories, soit symétrique et asymétrique. Une jonction symétrique (Figure 1.3a) désigne des rivières qui convergent à angle égal par rapport à l'extension vers l'amont du chenal parental. Lorsque l'angle de jonction entre les deux chenaux n'est pas égal par rapport au prolongement du chenal parental, alors le confluent est asymétrique (Figure 1.3b). Dans un deuxième temps, les lits des deux rivières se caractérisent par leur forme et par leur différence de profondeur. Un confluent où les lits sont de même profondeur à l'entrée de la jonction est dit concordant, dans le cas contraire il est discordant. En milieu naturel, les confluent asymétriques à lits discordants sont très communs (Kennedy, 1984).

##### **1.4.1.2- Rapport de quantité de mouvement**

Le rapport de la quantité de mouvement joue un rôle extrêmement important dans les différents processus inhérents aux confluent de rivières. Une variation de ce rapport au courant d'une saison peut entraîner une modification de la morphologie du lit, des structures de l'écoulement et, par conséquent, de la surface de l'eau (Rhoads et Kenworthy, 1998). Le rapport de la quantité de mouvement ( $R Q M$ ) est une mesure de la dominance d'un tributaire par rapport à l'autre et il se définit par

$$RQM = \rho_1 Q_1 V_{f1} / \rho_2 Q_2 V_{f2} \quad (3)$$

où  $Q$  est le débit et  $V_f$  est la vitesse moyenne de l'écoulement; les indices 1 et 2 représentent les deux affluents. Un rapport de 1 indique qu'aucune rivière ne domine. Toutefois, ceci ne signifie pas que les rivières soient identiques, c'est-à-dire de même taille et débit. Ainsi, une rivière possédant un débit plus faible mais une vitesse d'écoulement plus grande peut avoir la même quantité de mouvement qu'une rivière à débit élevé mais à vitesse d'écoulement plus lente. Généralement, les variations du rapport de quantité de mouvement sont associées à l'asynchronisme des crues (Reid *et al.*, 1989). Cependant, Leclair et Roy (1997) ont identifié que même sous des conditions d'écoulement où les niveaux demeurent stables, le rapport de quantité de mouvement présente une grande variabilité temporelle. Cette variabilité peut être associée à un apport d'eau irrégulier de la nappe phréatique ou à des obstacles zootrophiques (e.g. barrages de castors) qui modifient le bilan hydrique (Butler et Malanson, 1994). La plupart des études, tant en laboratoire qu'en milieu naturel ont examiné des confluent où le R Q M varie entre 0.2 et 5 (Best, 1985, 1986, 1987; Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1993a,b; Rhoads, 1996; LeClair et Roy, 1997; De Serres *et al.*, 1999; Rhoads et Sukhodolov, 2001).

#### 1.4.1.3- Modèle d'écoulement de Best (1987)

Selon Best (1987), l'écoulement à une jonction de rivières peut être séparé en six différentes zones. Ce modèle d'écoulement se caractérise par : 1- la zone de stagnation, 2- la zone de déviation de l'écoulement, 3- la zone de séparation de l'écoulement, 4- la zone de vitesse maximale, 5- la zone de rétablissement de l'écoulement et 6- le plan de mélange (Figure 1.4).

La zone de stagnation est généralement petite et elle se situe à l'apex du confluent. Comme son nom le suggère, cette zone est caractérisée par la stagnation de l'écoulement causée par le cisaillement au contact initial entre les deux fluides. De plus, la stagnation du fluide produit une zone de haute pression dans l'écoulement où l'on présume que la surface de l'eau est surélevée. La zone de déviation se situe à l'entrée de la jonction où l'eau

provenant des deux tributaires se repousse mutuellement et prend une nouvelle orientation. L'intensité de déviation entre les rivières est fonction de l'angle de jonction et du rapport de quantité de mouvement. La zone de séparation se caractérise principalement par la recirculation de l'écoulement au coin aval du tributaire. Le détachement de l'écoulement des parois du chenal tributaire lorsqu'il débouche dans le confluent est à l'origine de cette zone. D'après Best (1987), la séparation de l'écoulement produit une zone de basse pression où les vitesses d'écoulement sont généralement très faibles. La taille de la zone de recirculation est directement proportionnelle à l'angle de jonction et elle s'accroît au profit de la proportion du chenal occupée par l'écoulement principal à l'aval de la jonction. Toutefois, les confluent en milieu naturel ne présentent pas toujours une zone de séparation bien marquée puisqu'ils possèdent généralement des coins arrondis qui ne favorisent pas le détachement de l'écoulement des parois du chenal tributaire (Leclair et Roy, 1997). L'accélération du fluide dans le confluent est liée à l'ajustement de l'écoulement dans le chenal parental au nouveau débit ainsi qu'à la réduction soudaine de la friction contre les parois des lits tributaires (Roy *et al.*, 1988; Best, 1987). De plus, par le principe de continuité de l'écoulement, la présence de la zone de re-circulation réduit l'espace disponible dans le chenal parental pour l'écoulement principal, ce qui a comme conséquence d'accélérer le fluide puisque le débit total doit rester constant (Best, 1987). La zone de rétablissement indique le lieu où les structures d'écoulement issues du mélange entre les deux rivières se désintègrent dans l'écoulement ambiant. La distance de l'apex où l'on retrouve cette zone varie d'un confluent à l'autre mais elle tend généralement à diminuer lorsque les lits des rivières sont discordants (Gaudet et Roy, 1995).

La dernière zone est le plan de mélange ou plan de cisaillement (Figure 1.5). Le plan de mélange est une caractéristique importante des confluent puisque c'est par le cisaillement au contact des rivières qu'il y a un échange de fluide et d'énergie entre les deux écoulements (Uijtewaal et Booij, 2000). Ces échanges se manifestent sous forme de différentes structures tourbillonnaires de taille et de périodicité variables. Les connaissances sur les nombreux mécanismes et processus inhérents au plan de mélange se sont développées surtout en laboratoire (Winant et Browand, 1974; Browand et Troutt, 1985; Chu et Babarusti, 1988; Best et Roy, 1991) et ont mené à une meilleure

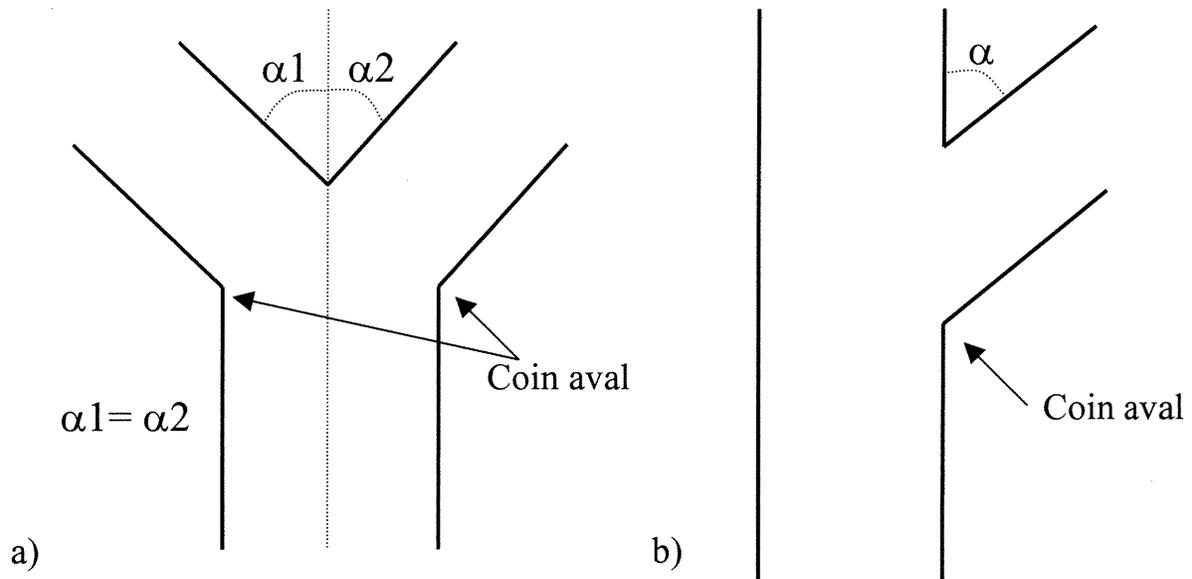


Figure 1.3: Exemple de confluent à angle de jonction symétrique (a) et asymétrique (b).

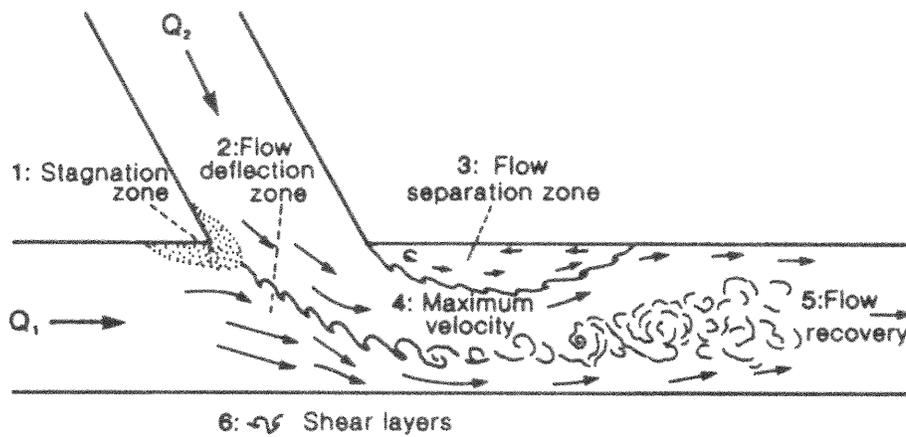


Figure 1.4: Modèle d'écoulement de Best (1986). 1: zone de stagnation; 2: zone de déviation; 3: zone de séparation; 4: zone de vitesse maximale; 5: zone de rétablissement; 6: plan de mélange.

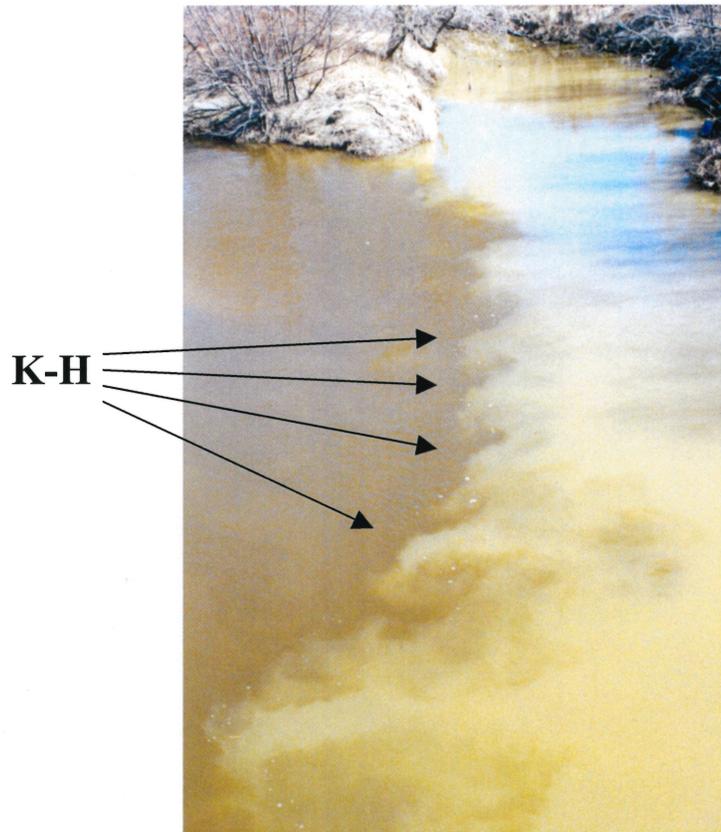


Figure 1.5: Développement d'une série d'instabilités Kelvin-Helmholtz (K-H) dans un plan de mélange à une jonction de rivières naturelles.

compréhension de la dynamique de mélange entre deux rivières naturelles (Biron *et al.*, 1993a,b; Rhoads et Kenworthy, 1995; De Serres *et al.*, 1999). Les caractéristiques principales du plan de mélange sont 1- le développement de structures tourbillonnaires cohérentes, comme les instabilités Kelvin-Helmholtz (Winant et Browand, 1976; Sherikar et Chevray, 1982), et 2- la présence d'importantes fluctuations verticales et longitudinales de vitesses associées au cisaillement entre les deux fluides (Biron *et al.*, 1996a,b). Ces deux caractéristiques peuvent avoir des répercussions sur la surface de l'eau.

Sachant que le plan de mélange joue possiblement un rôle important sur la dynamique de la surface de l'eau, il est bon de savoir que la position du plan de mélange à l'intérieur du confluent varie selon plusieurs échelles de temps, de la seconde jusqu'à la saison. À l'échelle saisonnière et journalière, les variations dans la position du plan de mélange dépendent d'une part de l'évolution de la morphologie du lit, comme l'avancement du banc d'accumulation à l'embouchure d'un tributaire qui sera examiné dans la section suivante, et d'autre part des changements dans le rapport de la quantité de mouvement liés, entre autres, à l'asynchronisme des crues (Biron *et al.* 1993b; Leclair et Roy, 1997). À l'échelle plus fine (minutes-secondes), le plan de mélange subit de légers déplacements latéraux à l'intérieur du chenal parental. Dans une étude d'un confluent naturel, Biron *et al.* (1993a) ont observé que les déplacements latéraux entre 3 et 11 secondes correspondaient à de légères distorsions momentanées du plan de cisaillement au contact initial des écoulements. Les mesures de vitesses de l'écoulement de l'étude de Biron *et al.* (1993a) permettent d'identifier ces légères fluctuations latérales du plan de mélange (Figure 1.6). Par ailleurs, l'étude de Gaudet (1996) a noté que les déplacements latéraux à l'échelle de la minute étaient associés au changement de la position moyenne du plan de cisaillement. Toutefois, l'amplitude des oscillations latérales du plan de mélange à cette échelle est moins grande que celle associée au rapport de quantité de mouvement et aux changements dans la morphologie du lit.

#### 1.4.1.4- Morphologie du lit et dynamique du transport des sédiments

Dans la plupart des confluent de rivières, la morphologie se caractérise par une zone de surcreusement prononcé du lit située au contact des deux rivières, par un banc d'accumulation dans la zone de re-circulation de l'écoulement et, parfois, par un banc d'accumulation à l'embouchure des tributaires lorsqu'il y a une différence de profondeur entre les lits (Figure 1.7). Ces caractéristiques morphologiques des confluent ont été documentées dans plusieurs travaux en laboratoire (Mosley, 1976; Best, 1985, 1986, 1987) et en milieu naturel (Ashmore et Parker, 1983; Biron *et al.*, 1993; Boyer, 1996; Leclair et Roy, 1997).

La présence d'une fosse au centre du chenal est l'élément morphologique qui a reçu le plus d'attention de la part des chercheurs (Mosley, 1976; Ashmore et Parker, 1983; Best, 1985, 1986). Ce surcreusement du lit s'étend de l'apex de la jonction et se prolonge vers l'aval. Il est souvent bordé par des parois abruptes, ou faces d'avalanche, qui correspondent à l'angle de repos des particules. En laboratoire, on a remarqué que l'orientation de la fosse varie en fonction de l'angle de jonction et du rapport de quantité de mouvement. De plus, la profondeur du surcreusement est proportionnelle à l'angle de jonction (Figure 1.8) et au rapport des débits entre les deux rivières (Best, 1985, 1986).

Les mécanismes à l'origine de ce surcreusement ne sont pas encore cernés mais il existe deux théories principales. Le plan de mélange pourrait être responsable à tout le moins de l'initiation et du maintien du surcreusement du lit puisqu'il se situe au centre de la fosse. Plusieurs études ont montré que l'intensité turbulente générée par le mélange des deux fluides génère une force de cisaillement de Reynolds suffisamment élevée pour transporter des sédiments (Biron *et al.*, 1993a; Boyer, 1996). Le cisaillement de Reynolds ( $\tau_{uv}$ ) est utilisé pour estimer la contrainte au lit lorsque les vitesses longitudinales et verticales instantanées sont prises simultanément. Il se définit comme :

$$\tau_{uv} = -\rho \langle u'v' \rangle \quad (4)$$

où  $u'$  et  $v'$  sont les fluctuations instantanées de la composante longitudinale et verticale de l'écoulement. D'après les études sur le terrain, le surcreusement au lit pourrait être maintenu par la contrainte de cisaillement élevée que l'on retrouve à la base du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a; Boyer, 1996). D'autres recherches attribuent toutefois l'origine de la zone de surcreusement à la présence de deux cellules hélicoïdales circulant dos-à-dos au centre du chenal à l'aval de la jonction (Mosley, 1976; Ashmore et Parker, 1983; Rhoads, 1996). Le surcreusement du lit se trouverait à l'endroit où ces cellules hélicoïdales convergent et plongent vers le lit. Rhoads (1996) a proposé que la convergence de l'écoulement vers le lit peut produire une force de cisaillement suffisamment élevée pour transporter des sédiments et maintenir le surcreusement. Bien que ces deux théories soient étayées par des preuves quantitatives, les chercheurs ne sont toujours pas arrivés à un consensus pour expliquer l'origine et le maintien du surcreusement du lit aux jonctions de rivières. Il se pourrait bien que ces deux mécanismes agissent en même temps pour maintenir la zone de surcreusement.

La deuxième caractéristique morphologique des confluent est la présence d'un banc d'accumulation dans la zone de re-circulation. Les faibles vitesses d'écoulement que l'on retrouve dans cette zone de basse pression favorisent le dépôt de sédiments (Figure 1.7). La taille et la position du banc d'accumulation dans le chenal parental sont fonction de la taille de la zone de séparation et sont donc dépendantes de l'angle de jonction et du  $RQM$ . Lorsque l'angle de jonction est symétrique, deux bancs d'accumulation peuvent se développer à l'aval des tributaires du confluent mais ceci est peu fréquent en milieu naturel où les jonctions asymétriques sont dominantes.

Un troisième élément morphologique que l'on retrouve dans certains confluent est un banc d'accumulation à l'embouchure du chenal tributaire. Ce banc d'accumulation se développe généralement lorsque le lit du chenal tributaire est surélevé par rapport au lit du chenal principal. Le front de ce banc est, en quelque sorte, le lit du chenal tributaire qui progresse vers l'aval à l'intérieur de la zone de confluence (Figure 1.7). La limite du banc d'accumulation à l'intérieur du confluent change en fonction de l'apport en sédiments et du changement de la dominance des rivières (LeClair et Roy, 1997). Durant une saison, le

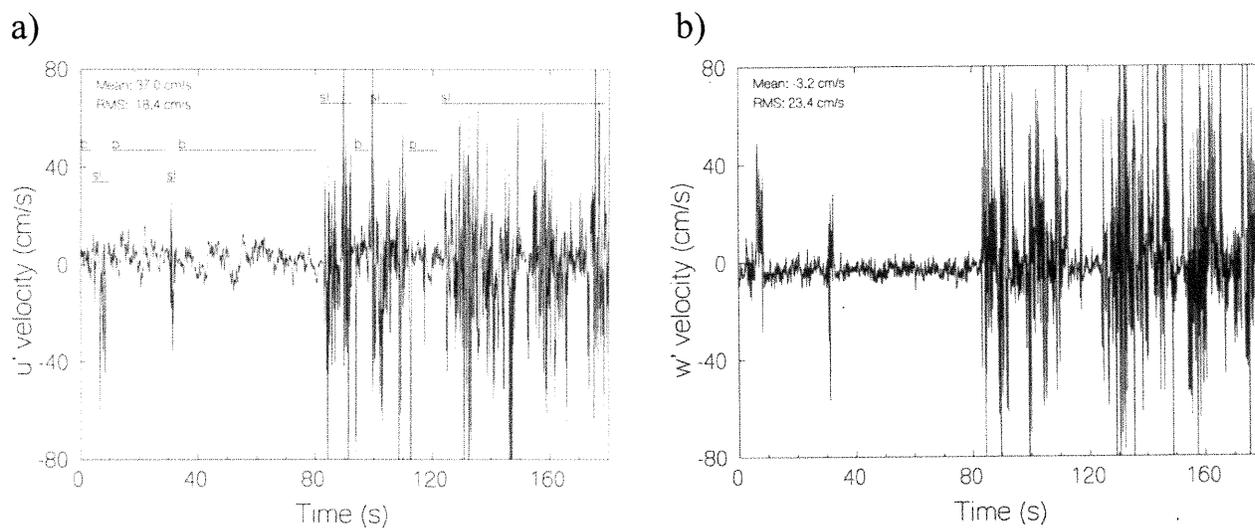


Figure 1.6: Série temporelle de vitesses de l'écoulement pour la composante longitudinale (a) et verticale (b) mesurée simultanément à une position fixe à la limite du plan de mélange. L'oscillation du plan de mélange est responsable des variations dans l'amplitude du signal. Les lettres b et sl identifient les périodes où le courantomètre enregistre à l'extérieur ou à l'intérieur du plan de mélange (Biron *et al.* 1993a).

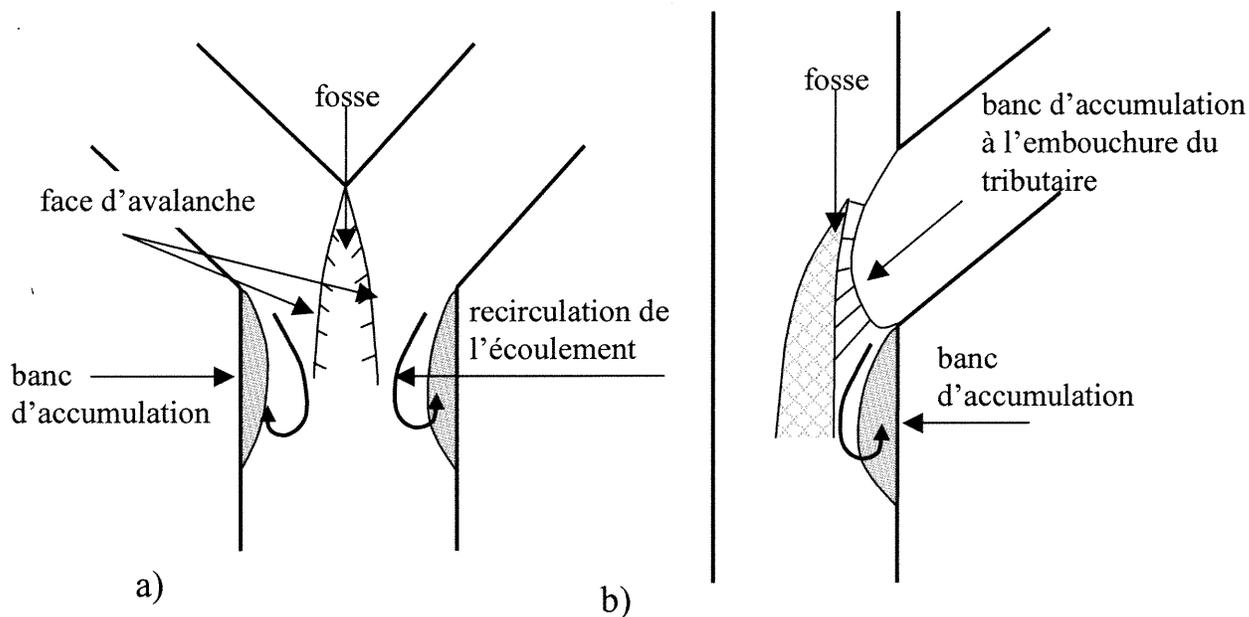


Figure 1.7: Éléments caractéristiques de la morphologie des confluent symétriques (a) et asymétriques avec la présence d'un banc d'accumulation à l'embouchure du tributaire (b).

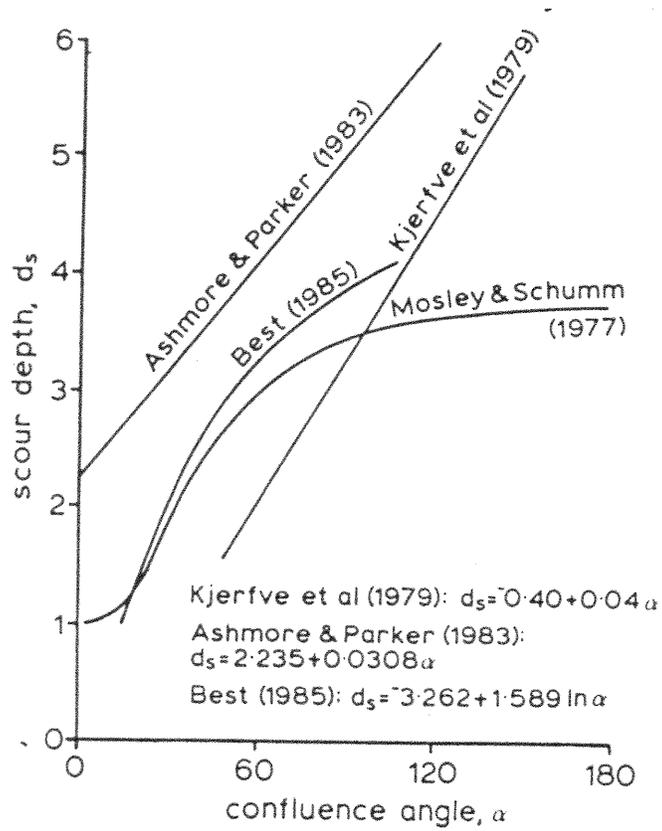


Figure 1.8: Relation entre la profondeur du surcreusement et l'angle de jonction. (Tirée de Best, 1986)

front du banc d'accumulation risque souvent de se faire éroder lorsque le chenal principal redevient dominant.

#### **1.4.2- Dynamique de la surface de l'eau aux jonctions de rivières**

La surface de l'eau à un confluent de rivières pourrait posséder une grande variabilité spatiale et temporelle en raison de l'interaction complexe entre les différents processus qui l'affectent. Les premiers travaux ayant porté sur la surface de l'eau à une jonction de rivières remontent aux expériences de Mosley (1976) qui a observé, comme plusieurs chercheurs après lui, une surélévation de la surface. Les études de Ashmore et Parker (1983), Best (1985, 1986), Rhoads (1996) ont montré que la position de la surélévation et des dépressions de la surface de l'eau varie en fonction de l'angle de jonction et dans certain cas elle semble répondre à la différence de profondeur entre les lits. Dans bien des confluent symétriques une surélévation de la surface survient au-dessus du plan de mélange mais lorsque l'angle de jonction est asymétrique, d'autres zones de surélévation et dépression émergent, notamment dans la zone de recirculation et au pied de la rive à l'opposé du chenal tributaire (Figure 1.9-1.10) (Rhoads, 1996; Weber *et al.*, 2001). Malgré de nombreuses observations, ces études ne discutent pas de la variabilité temporelle associée à la micro-topographie, qui pourtant est une caractéristique importante de la dynamique de la surface de l'eau.

Trois principaux mécanismes sont à l'origine de la surélévation et de l'affaissement de la surface de l'eau : 1- l'effet de la force centrifuge sur l'écoulement dû à la déviation des lignes de l'écoulement (Ashmore et Parker, 1983; Ashmore *et al.*, 1992); 2- la résurgence de fluide à la surface en présence d'une discordance entre les lits (Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1996a,b) et 3- les structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a, 1996a,b). Nous examinerons dans les sections suivantes l'origine de ces mécanismes ainsi que leurs échelles spatiales et temporelles.

##### **1.4.2.1- Force centrifuge**

L'observation d'une zone où la surface de l'eau est surélevée au centre du chenal a d'abord été faite en laboratoire (Mosley, 1976) mais le lien avec l'accélération centrifuge

s'est établi suite à des observations sur le terrain (Ashmore et Parker, 1983). Les premières observations de la surélévation au contact des deux masses d'eau remontent à des expériences en laboratoire à un confluent symétrique (Mosley, 1976). Cette étude a montré que le gonflement de la surface pouvait atteindre 15% de la profondeur moyenne du chenal et que celui-ci était accompagné de deux cellules d'écoulement de type hélicoïdal circulant dos-à-dos en sens contraire (Figure 1.9a,b). Toutefois, l'étude de Mosley (1976) offre peu de réponses quant aux mécanismes expliquant la surélévation de la surface et son impact potentiel sur la dynamique de l'écoulement et du transport des sédiments. C'est une étude sur un confluent en milieu naturel qui a apporté les premières explications à cette dynamique. Ashmore et Parker (1983) ont avancé que l'origine de la surélévation de la surface de l'eau au centre du chenal et la présence des cellules hélicoïdales s'expliquent par l'effet de la force centrifuge sur l'écoulement. D'après eux, la dynamique de l'écoulement à une jonction symétrique serait comparable à la rencontre de deux méandres dos-à-dos, sauf que dans le cas des confluent les berges concaves sont remplacées par le plan de mélange entre les deux masses d'eau. D'autres études, qui ont également rapporté la présence d'une surélévation à un confluent de rivières naturelles, corroborent que cette force serait à l'origine de la surélévation (Rhoads et Kenworthy, 1995; McLelland *et al.*, 1996; Rhoads et Sukhodolov, 2001).

Les mécanismes qui agissent sur la dynamique de la surface de l'eau dans les méandres et les confluent de rivières sont analogues. Le contact des deux fluides à l'entrée de la jonction produit une légère déviation de l'écoulement de chacun des tributaires en direction du chenal parental (Figure 1.9a). Cette déviation génère une force centrifuge qui projette le fluide vers l'extérieur de la trajectoire curviligne de part et d'autre du plan de mélange, d'où l'analogie avec les deux méandres s'écoulant dos-à-dos. Au centre du chenal, les écoulements se repoussent mutuellement, ce qui produit une surélévation à la surface de l'eau et un gradient de pression sous la surface. Ainsi prennent naissance les deux cellules d'écoulement hélicoïdal circulant en sens contraire (Figure 1.9b, 1.11). La zone de haute pression située au centre du chenal déplace le fluide vers le lit qui remonte ensuite vers la surface dans les zones de basse pression situées près de chaque rive. Toutefois, des études en milieu naturel et en laboratoire ont montré que les structures

d'écoulement hélicoïdal nécessitent des conditions bien particulières pour se développer, notamment un angle de jonction plutôt symétrique avec des lits concordants, et par conséquent la généralisation de cette structure d'écoulement aux confluents de rivières a commencé à être remise en question (Roy *et al.*, 1988; Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1996 a,b; Lane *et al.*, 1999, 2000).

Bien que difficilement applicable à tous les confluents, l'expérience de Mosley (1976) a fait ressortir l'importance de la force centrifuge sur l'écoulement (Ashmore et Parker, 1983). Selon Bradbrook *et al.* (2000), la micro-topographie de la surface est fortement influencée par le degré de déviation de l'écoulement puisque la force centrifuge (équation 1) est inversement proportionnelle au rayon de courbure. Pour montrer le rôle de la déviation de l'écoulement sur la surface de l'eau, reprenons l'exemple de l'expérience de Mosley (1976). Dans un chenal à angle symétrique où le rapport de la quantité de mouvement est de 1, les forces centrifuges qui se développent sont équivalentes et les deux masses d'eau se repoussent mutuellement. Dans ce cas, l'intensité de déviation des lignes d'écoulement sera donc égale de part et d'autre du plan de mélange et la surélévation se produira au centre du chenal. Toutefois, dans un chenal asymétrique de 45 degrés, la zone surélevée sera déplacée du côté du chenal principal (Figure 1.10a). Dans ce dernier exemple, la force centrifuge repousse l'écoulement du chenal principal contre sa rive adjacente et la surface prend l'allure d'une pente latérale où la surface est en dépression dans la zone de séparation (Figure 1.10b) (Rhoads, 1996; Bradbrook *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 2001). La pente latérale de la surface de l'eau aux jonctions asymétriques est parfois accompagnée d'une grande cellule d'écoulement hélicoïdal à l'aval de la jonction (Rhoads, 1996; Weber *et al.*, 2001). Rhoads (1996) a proposé que la surélévation de la surface se produit généralement du côté opposé au chenal qui subit les plus fortes déviations des lignes d'écoulement. Cependant, le rapport de la quantité de mouvement joue un rôle très important sur la déviation de l'écoulement et le renversement de la dominance d'un affluent par rapport à l'autre pourrait oblitérer l'effet de la force centrifuge sur la surface de l'eau.

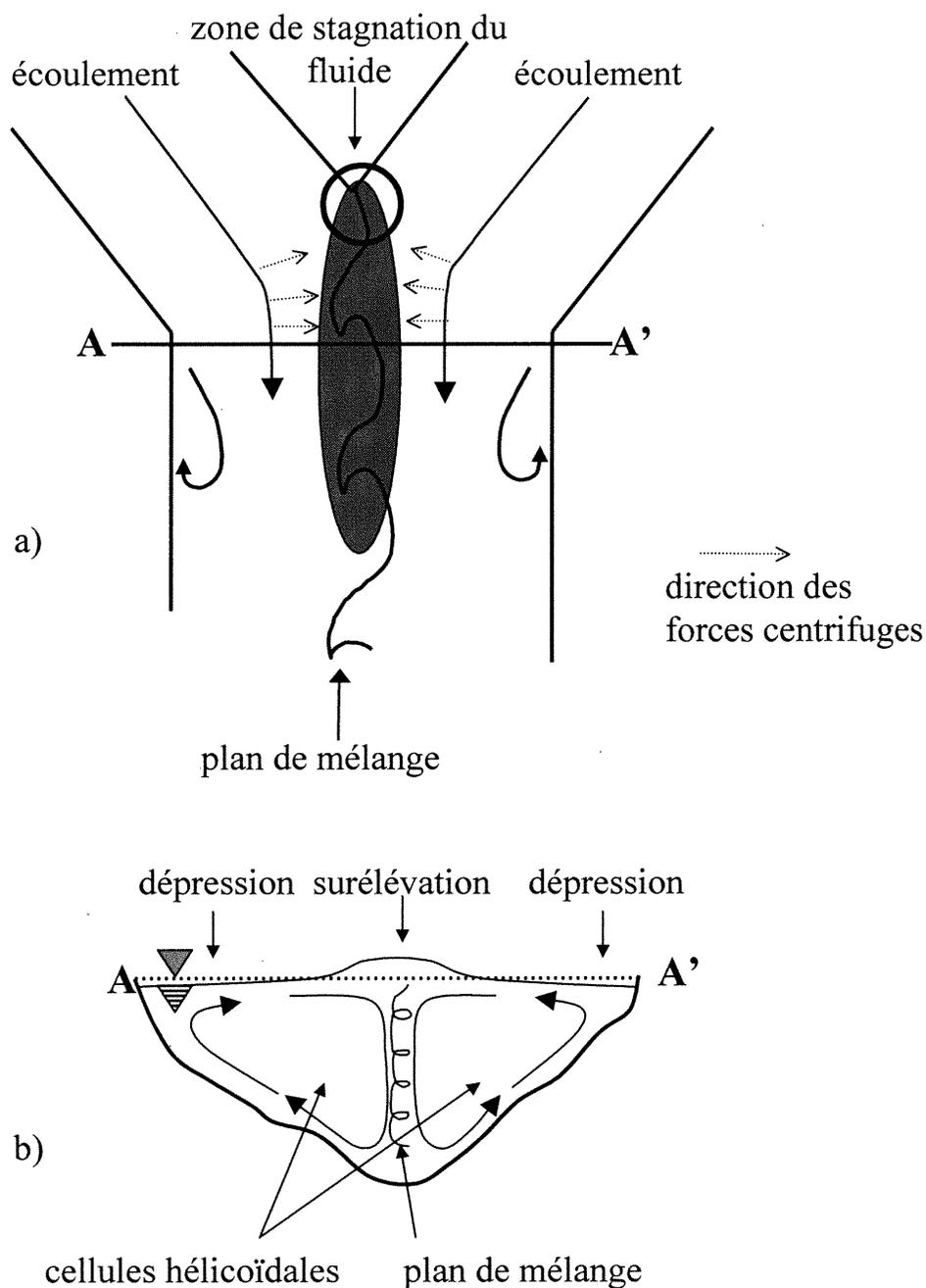


Figure 1.9: (a) Vue en plan de la surface de l'eau dans un confluent symétrique. La surélévation (zone grise) se produit sous l'effet de la force centrifuge qui se développe lorsque l'écoulement des deux branches subit une déviation, (b) vue en coupe de l'écoulement à l'aval d'une jonction de rivières. La surélévation de la surface au centre du chenal génère deux cellules d'écoulement hélicoïdal (Mosley, 1976).

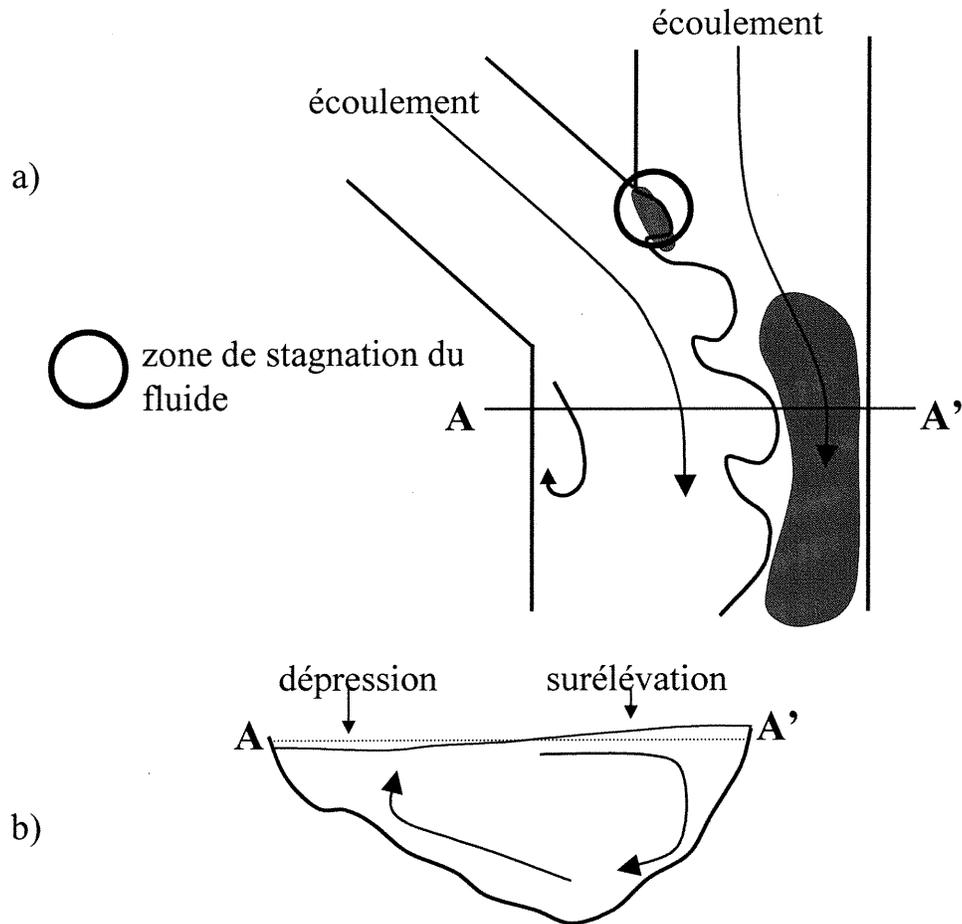


Figure 1.10: (a) Vue en plan de la surface de l'eau à un confluent asymétrique. Les zones surélevées (en gris) se produisent près de l'apex du côté opposé au tributaire. (b) La vue en coupe montre la pente latérale de la surface de l'eau et la cellule d'écoulement hélicoïdal.

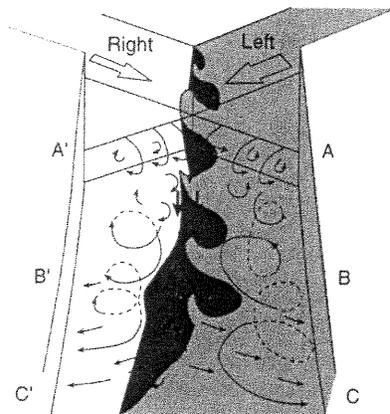


Figure 1.11: Schéma conceptuel de la dynamique de l'écoulement à une jonction symétrique. Les deux cellules hélicoïdales s'écoulant en sens contraire sont bien illustrées (McLelland *et al.*, 1996).

#### 1.4.2.2- Influence de la discordance des lits aux confluent de rivières

De nombreux chercheurs ont noté que l'inégalité entre la profondeur des lits à l'entrée de la jonction avait des répercussions majeures sur la dynamique de l'écoulement (Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1996 a,b; De Serres *et al.*, 1999; Bradbrook *et al.*, 1998, 2001). Ces recherches ont fait ressortir deux éléments importants. D'une part, l'inégalité entre la hauteur des lits déforme le plan de mélange ainsi que les cellules hélicoïdales et, d'autre part, la discordance produit une zone de résurgence de fluide à l'aval de la jonction. Ces deux caractéristiques de l'écoulement jouent un rôle important sur la dynamique de la surface de l'eau.

Des études menées en laboratoire ont montré que la présence d'une dénivellation à l'entrée du tributaire dans le confluent est responsable d'une structure d'écoulement qui occuperait presque toute la largeur du chenal parental (Best et Roy, 1991; Gaudet et Roy, 1995; Biron *et al.*, 1996a,b; Bradbrook *et al.*, 1998). Cette structure naît lorsqu'une portion du fluide provenant du chenal le plus profond se fait aspirer sous l'écoulement du chenal surélevé par la différence de pression (Figure 1.12). Ensuite, la portion de fluide aspirée remonte vers la surface dans la « zone de résurgence » située en aval de la zone de séparation de l'écoulement (Gaudet, 1995; Biron *et al.*, 1996a,b; De Serres *et al.*, 1999) (Figure 1.12 – 1.13). L'expérience de Biron *et al.* (1996a) en laboratoire a montré que la présence d'une discordance entre les lits à l'entrée de la jonction entraîne un déplacement vertical de fluide à l'aval immédiat du confluent (Figure 1.14). Le transfert de fluide du lit vers la surface provenant du chenal principal empêcherait le développement des cellules hélicoïdales et basculerait diagonalement la zone de mélange. Ce phénomène semble aussi se produire dans les confluent de grande taille (Figure 1.15). La Figure 1.16 montre une simulation numérique illustrant de quelle façon la discordance des lits déforme l'axe du plan de cisaillement. Cette figure suggère également que les deux cellules hélicoïdales pourraient difficilement persister dans une telle dynamique de l'écoulement (Bradbrook *et al.*, 2001).

En plus de la déformation de certaines structures de l'écoulement, la résurgence de fluide à la surface pourrait produire un gonflement de la surface de l'eau. On a observé la

résurgence de fluide à l'aval d'une dune au lit ce qui se traduit dans certains cas par des bouillons à la surface de l'eau. Ces structures, aussi connues sous le nom de «*kolks*», font «*éruption*» à la surface de l'eau qui devient surélevée de quelques centimètres (Figure 1.17) (Jackson, 1976; Lapointe, 1992; Kostachuk et Church 1993 ; Best, 1993). Des bouillons similaires ont déjà été observés dans la zone de résurgence des confluent mais aucun lien n'a été établi avec la surface de l'eau (De Serres *et al.*, 1999).

#### **1.4.2.3- Le plan de mélange: structures turbulentes et surface de l'eau**

Le plan de mélange présente plusieurs structures turbulentes à une échelle spatio-temporelle variable. Ces structures influencent la surface de l'eau de plusieurs façons. D'une part, les instabilités Kelvin-Helmholtz provoquent un ralentissement de l'écoulement qui pourrait, en retour, produire un gonflement de la surface de l'eau. D'autre part, le cisaillement entre les fluides produit des fluctuations des vitesses verticales de l'écoulement, ce qui pourrait entraîner une déformation de la surface de l'eau.

Les instabilités Kelvin-Helmholtz se développent lorsque deux fluides de part et d'autre d'un plan de mélange possèdent des vitesses d'écoulement ou des propriétés physiques (e.g. température, vitesse, densité) différentes. Le cisaillement entre les fluides produit une instabilité qui entraîne une différence de pression et par la suite une série d'ondulations le long du plan de mélange (Tritton, 1988). Le fluide du côté convexe du plan de mélange subit une accélération au profit du fluide sur le côté concave et vice-versa. Les ondulations forment des tourbillons qui se développent en un train quasi-périodique au centre du plan de mélange (Figure 1.5). Les instabilités Kelvin-Helmholtz sont des tourbillons qui possèdent un axe de rotation vertical et qui sont essentiellement bi-dimensionnels, c'est-à-dire qu'ils se développent latéralement et longitudinalement. Ces structures s'élargissent progressivement vers l'aval par processus de pairage et de coalescence des structures voisines (Winant et Browand, 1974). Toutefois, leur croissance verticale est limitée par la profondeur de la rivière (Chu et Babarutsi, 1988).

Plusieurs chercheurs ont mesuré un ralentissement de l'écoulement à l'intérieur du plan de mélange, ce qui serait dû au développement des instabilités Kelvin-Helmholtz (De

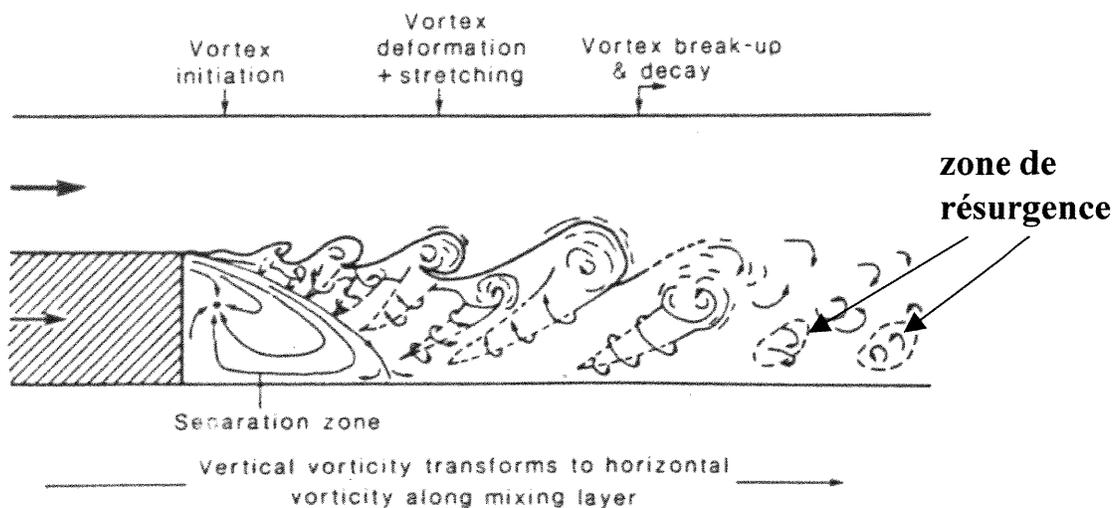


Figure 1.12: Modèle schématique de la déformation du plan de mélange à une jonction de rivières à lits discordants. Sur cette vue en plan, la base des vortex est aspirée dans la zone de séparation ce qui initie la résurgence de fluide plus loin en aval de la jonction (Best et Roy, 1991).

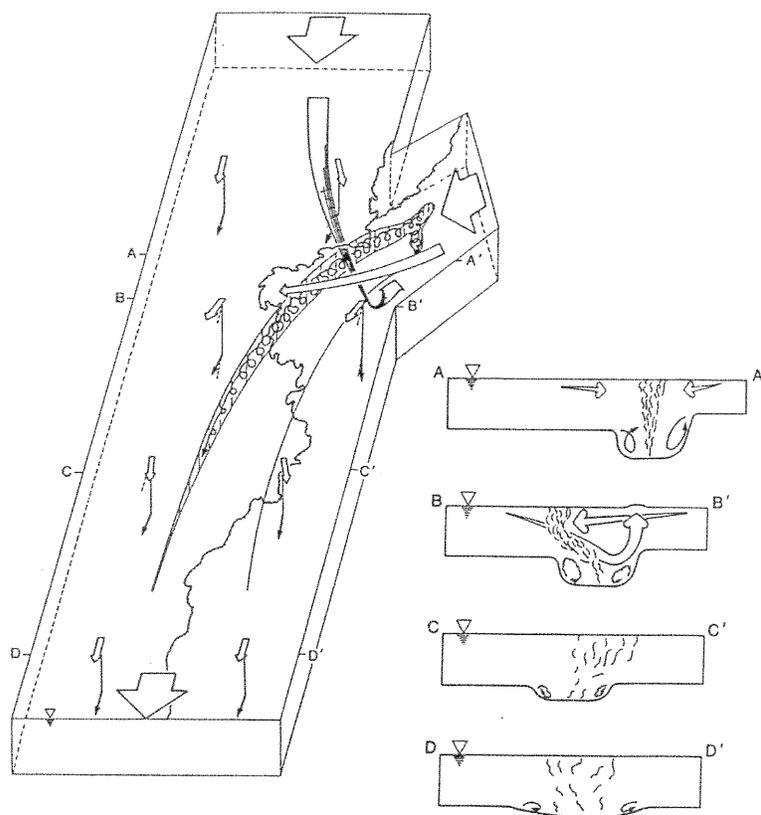


Figure 1.13: Structure de l'écoulement à un confluent de rivières à lits discordants. La coupe B – B' illustre bien le chevauchement des deux fluides et la zone de résurgence (De Serres, 1989).

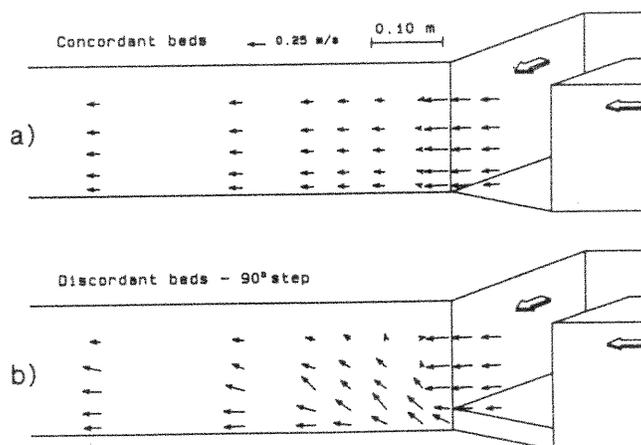


Figure 1.14: Vecteurs résultant de l'écoulement à cinq hauteurs au-dessus du lit près de la rive du côté du chenal surélevé, (a) lits concordants, (b) lits discordants (Biron *et al.*, 1996a).

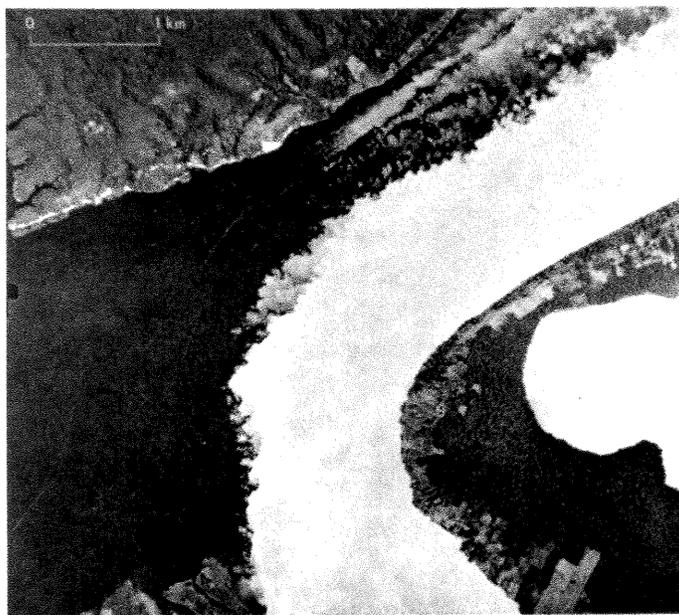


Figure 1.15: Confluent à lit discordant de la rivière Negro (eau foncée) et Solimoes (eau pâle) dans le bassin de l'Amazonie. Une portion du fluide de la rivière Solimoes remonte à la surface du côté de la rive en haut de l'image (Sternberg, 1975).

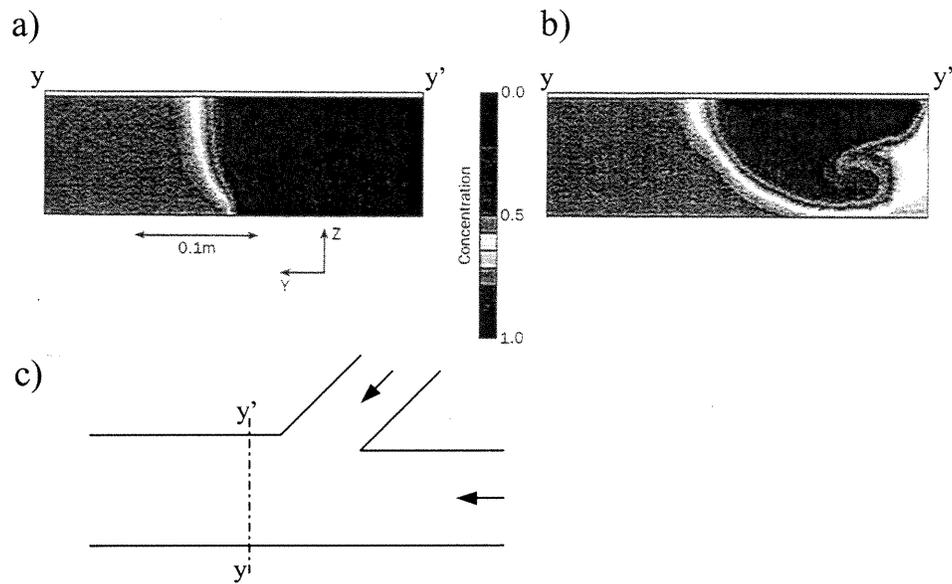


Figure 1.16: Vue en coupe d'une simulation du mélange des écoulements à la jonction asymétrique de deux rivières à lits concordants (a) et discordants (b). Cette vue tranche perpendiculairement le chenal principal à la hauteur du coin aval de la jonction illustré en (c) (Bradbrook *et al.*, 2001).

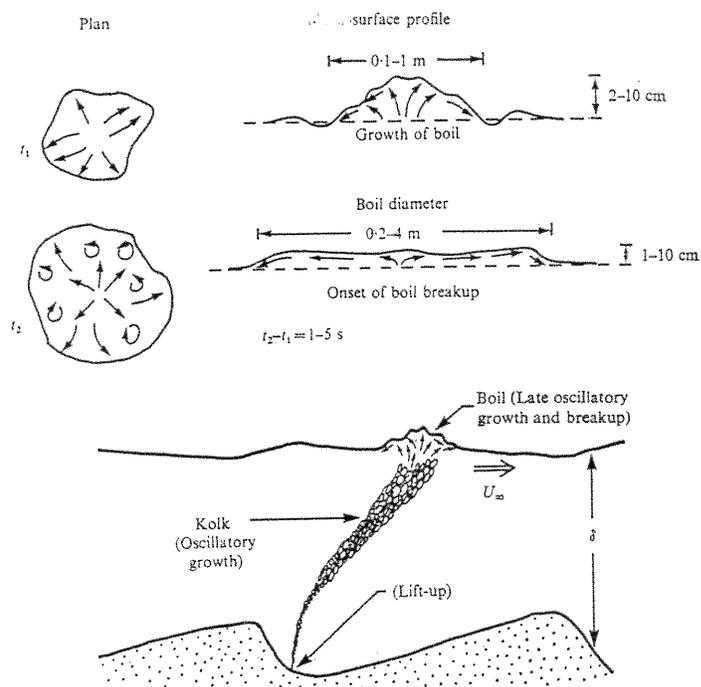


Figure 1.17: Gonflement de la surface de l'eau produit par une structure turbulente qui se développe derrière une dune (Jackson, 1976).

Serres *et al.*, 1999; Sukhodolov et Rhoads, 2001). Les structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange, telles que les instabilités Kelvin-Helmholtz, extraient l'énergie de l'écoulement, ce qui ralentit le fluide (Bradshaw, 1985). De Serres *et al.* (1999) ont noté que l'écoulement dans le sens longitudinal peut être réduit de 50% en raison de la forte intensité de l'énergie cinétique turbulente mesurée à l'intérieur du plan de mélange (Figure 1.18). Ce ralentissement pourrait affecter la surface de l'eau puisque qu'en respectant le principe de continuité de l'écoulement la surface devrait subir un gonflement suite à une décélération au contact des deux fluides. Best (1987) a déjà identifié en laboratoire un phénomène semblable dans la zone de stagnation de l'écoulement (Figure 1.4). Plusieurs chercheurs ont aussi identifié la surélévation de la surface de l'eau dans la zone de stagnation à un confluent naturel mais le prolongement de cette surélévation au-dessus du plan de mélange a toutefois été moins bien documenté (Ashmore et Parker, 1983; Rhoads, 1996).

Le cisaillement entre les deux fluides à l'intérieur du plan de mélange produit des fluctuations importantes des vitesses de l'écoulement, particulièrement dans les vitesses verticales (Figure 1.6b). Les fluctuations verticales de vitesses à l'intérieur du plan de mélange sont de 4 à 5 fois plus élevées qu'à l'extérieur du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a). Elles sont de courte durée mais elles surviennent généralement en groupes qui varient entre quelques dizaines jusqu'à quelques centaines durant un échantillonnage de vitesses d'une minute à une fréquence d'échantillonnage de 20 Hz. Biron *et al.* (1993a) ont aussi montré que ces événements sont principalement orientés vers la surface. Par conséquent, il est possible que des fluctuations des vitesses verticales de  $80 \text{ cm s}^{-1}$  sous la surface de l'eau puissent avoir une répercussion sur le plan d'eau. La relation entre ces événements turbulents et la surface de l'eau du plan de mélange n'a toutefois jamais été établie.

Enfin, le plan de mélange renferme plusieurs caractéristiques qui peuvent faire varier la surface de l'eau, notamment le ralentissement de l'écoulement et les fluctuations de vitesses orientées vers la surface. Bien que l'on puisse connaître la position du plan de mélange dans l'espace, il demeure que le développement des structures turbulentes à



l'intérieur du plan de mélange varie dans le temps. Par conséquent, la surface de l'eau devrait aussi posséder une variabilité temporelle à la même échelle que la durée de ces structures. Cependant, aucune étude n'a examiné la variabilité temporelle de la surface de l'eau associée à des structures d'écoulement bien particulières.

### 1.4.3- Modélisation

Depuis quelques années, un nombre impressionnant d'études ont eu recours à des modèles numériques de l'écoulement afin de mieux comprendre les processus dynamiques aux jonctions de rivières (Weerakoon *et al.*, 1991; Bradbrook *et al.*, 1998; Bradbrook *et al.*, 2001). Jusqu'à présent, ces études ont surtout confirmé ce que les expériences en laboratoire et les études en milieu naturel ont montré. Les modélisateurs espèrent généraliser les caractéristiques de l'écoulement aux confluent en milieu naturel. Cependant, ces modèles doivent être validés par des données provenant d'un confluent en milieu naturel.

Une composante qui a limité le succès des modèles numériques durant les années 90 a été l'ajustement de la surface de l'eau (Ouillon et Dartus, 1997). Les premiers modèles numériques utilisaient une surface de l'eau fixe (i.e. « rigid lid ») durant les simulations. Toutefois, la corrélation entre les vitesses d'écoulement observées en laboratoire et prédites par ces premières simulations était peu satisfaisante. Ces modèles surestimaient les vitesses sous les zones surélevées et les sous-estimaient sous les zones en dépression puisqu'ils ne permettaient pas à la surface d'intervenir dans les équations de continuité de l'écoulement durant les simulations (Weerakoon et Tamai, 1989). Bradbrook *et al.* (1998) ont suggéré que l'amélioration des modèles était seulement possible si la distribution spatiale du champ de pression dans le chenal parental y était mieux représentée. D'après cette étude, la micro-topographie de la surface de l'eau influence les champs de pression au lit et par conséquent le plan d'eau ne devrait pas être rigide. Cette étude a été la première à intégrer dans les modèles une surface dite « poreuse » qui permettait au plan d'eau de s'ajuster en fonction des vitesses d'écoulement dans la colonne d'eau. Cet ajustement a permis d'améliorer la performance des modèles, ce qui a mené à de meilleures prédictions entre les vitesses observées en laboratoire et celles générées par les modèles numériques

(Bradbrook *et al.*, 2001). Toutefois, même si les prédictions des vitesses par les modèles sont vraisemblables, il reste que la micro-topographie de la surface de l'eau qui en résulte doit également être validée. Puisque les données sur la surface de l'eau dans la littérature sont peu abondantes, la dynamique de la surface de l'eau est une composante qui risque de limiter l'évaluation de la performance des prochains modèles.

### 1.5- CARTOGRAPHIE DE LA SURFACE DE L'EAU

Bien que la surface de l'eau ait été cartographiée dans plusieurs études en océanographie et en géomorphologie, il n'existe toujours pas de méthode adéquate permettant de mesurer les fluctuations temporelles et spatiales de la surface de l'eau à l'échelle d'un tronçon de rivière. Le principal problème qui affecte les méthodes existantes est d'abord qu'elles utilisent des instruments qui offrent une faible résolution spatio-temporelle. Aussi, plusieurs chercheurs présentent leurs résultats cartographiques mais n'offrent aucune description détaillée des méthodes utilisées.

Une technique souvent utilisée pour cartographier la surface de l'eau dans les sections de rivières est celle établie par Dietrich et Smith (1983) (Figure 1.2). Dans cette étude, un niveau à stadia et une règle graduée sont utilisés pour mesurer la surface. Le niveau est placé à une position fixe sur la berge pendant qu'une personne tenant la règle graduée se déplace à l'intérieur du chenal. La règle est placée à bout de bras et orientée en amont de la personne. En abaissant lentement la règle au-dessus de la surface, la personne donne un signal lorsque la règle touche l'eau et une mesure est prise à partir du niveau à stadia au millimètre près. Trois lectures à chaque point permettent d'établir une moyenne des fluctuations temporelles. Malheureusement, ces auteurs ne font aucune mention de la densité spatiale ni du temps nécessaire pour compléter l'échantillonnage. Selon Dietrich et Smith (1983), cette technique avait une erreur de mesure de  $\pm 2$  mm. De nombreuses études se sont inspirées des travaux de Dietrich et Smith (1983) pour cartographier la surface de l'eau, notamment celles de Bridge et Gabel (1992) et de Rhoads (1996).

Dans la littérature, on retrouve souvent une description brève et incomplète des techniques et instruments utilisés pour mesurer la surface de l'eau sur des rivières (e.g.

Leopold, 1982; Thompson, 1999). Certaines recherches semblent utiliser la méthode de Dietrich et Smith (1983) tandis que d'autres semblent développer une nouvelle technique, sans toutefois la décrire en détail (e.g. Thompson, 1999). Ceci rend difficile l'adoption d'une technique qui sera acceptée et reconnue par la communauté scientifique.

La caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle de la surface de l'eau en milieu naturel comporte de sérieuses limites. La plupart des méthodes n'utilisent pas des instruments qui permettent d'obtenir des images instantanées de la surface de l'eau à des intervalles de temps très rapprochés. Ainsi, l'interprétation de la variabilité temporelle des patrons spatiaux que les chercheurs observent devient alors impossible. La plupart des méthodes reconstruisent généralement la surface de l'eau par un échantillonnage point par point, ce qui ne permet pas de connaître le comportement temporel de la surface. Peu de chercheurs ont discuté de cette importante contrainte. Bridge et Gabel (1992) ont admis qu'il était difficile d'isoler l'effet du temps lorsque les mesures proviennent de plusieurs points échantillonnés à différents moments au-dessus de la surface. Bien que Leopold (1982) ait souligné que les patrons spatiaux des surélévations de la surface de l'eau sont suffisamment constants dans le temps et dans l'espace pour pouvoir être détectés par une technique quelconque, la variabilité temporelle de la surface de l'eau à différentes positions dans l'espace demeure toujours un élément qui a été peu étudié dans les rivières en milieu naturel.

Il existe toutefois des méthodes pour obtenir des mesures instantanées de l'élévation de la surface par technique d'interférométrie et d'altimétrie. Ces techniques sont cependant très coûteuses et elles n'offrent pas une résolution spatiale adéquate pour repérer les variations de la surface de l'eau dans un tronçon de rivière de taille moyenne. Les fluctuations de la surface de l'eau dans les travaux de Dietrich et Smith (1983) étaient de l'ordre du millimètre tandis que les techniques d'altimétrie par laser possèdent une précision maximale de  $\pm 20\text{cm}$  (Massonnet, 1996). La photogrammétrie est une autre méthode couramment utilisée pour cartographier des surfaces puisqu'elle peut être précise au millimètre près. Toutefois, la nécessité d'avoir des points de références fixes à la

surface de l'eau est un problème qui nuit à son application puisque tout objet placé sur la surface est source de perturbations par l'intermédiaire des vagues (Lane *et al.*, 1996).

## 1.6- CONCLUSION

Les confluent de rivières sont des endroits propices pour retrouver une surface de l'eau dynamique à cause des nombreux processus qui y sont actifs. Ces processus peuvent être associés à la force centrifuge, à la zone de résurgence en présence d'une discordance des lits et au développement de structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange. Ces processus influencent et modifient la micro-topographie de la surface de l'eau à des échelles spatio-temporelles différentes. Par conséquent, la tâche d'isoler l'effet de chaque processus sur la surface est très complexe. Cependant, en connaissant l'ordre de grandeur de la variabilité spatiale et temporelle des différents processus, il est peut-être possible de comprendre la dynamique de la surface de l'eau.

Processus	Échelle spatiale	Échelle temporelle	Source
Débit (R Q M)	1 m – 1000 m	minute / saison	LeClair et Roy, 1997; Butler et Malanson, 1994
Force centrifuge	5 – 15*	minute / saison	Ashmore et Parker (1983); Rhoads (1996)
Résurgence de fluide	1.5 – 10*	seconde / minute	Gaudet, 1996; Biron <i>et al.</i> , 1996a,b; De Serres <i>et al.</i> , 1999
Processus turbulents	0.01 – 200*	seconde / minute	Biron <i>et al.</i> , 1993a; Gaudet, 1996

**Tableau 1.1 : Les différentes échelles de la variabilité spatiale et temporelle des processus qui influencent la surface de l'eau à un confluent de rivières. (\*définie en fonction de la profondeur maximale du chenal parental)**

En commençant par les processus dominants, le débit influence le niveau de l'eau à l'échelle du bassin versant (Tableau 1.1). Ce processus varie en fonction de l'apport en eau à l'intérieur du bassin versant, donc il varie à l'échelle de la minute jusqu'à la saison. Le *R Q M*, qui contrôle en partie la position du plan de mélange, est dépendant du débit des rivières et possède donc les mêmes échelles de variation spatio-temporelle. Ensuite, l'effet de la force centrifuge sur l'écoulement peut produire une micro-topographie à la surface de l'eau caractérisée par des zones de surélévation et de dépression. Ces zones peuvent atteindre, dépendamment de la taille du confluent, une longueur qui équivaut entre 5 et 15

fois la profondeur du chenal parental. La variabilité temporelle de la force centrifuge est dépendante du  $R Q M$ , ce qui explique pourquoi ce processus possède la même échelle de variabilité que le débit. La zone de résurgence de fluide est un processus qui pourrait produire un gonflement de la surface à une échelle spatiale qui équivaut entre 1.5 et 10 fois la profondeur du chenal, dépendamment de la taille du confluent. Le gonflement de la surface dans cette zone résurgence est lié à « l'éruption » des nombreuses poches de fluide d'eau profonde qui remontent vers la surface. Ces poches de fluide influencent la surface de l'eau à l'échelle temporelle de la seconde et de la minute. Toutefois, la position de la zone de résurgence à l'intérieur du confluent est contrôlée par la morphologie du lit qui peut varier à l'échelle de la journée et plus. Enfin, l'influence des processus turbulents sur la surface se limite à une échelle spatiale comprise entre 0.01 et 1 fois la profondeur du chenal. Cependant, si l'on tient compte de tous les processus turbulents actifs dans le plan de mélange à un moment précis dans le temps, il est possible que ceux-ci puissent influencer la surface de l'eau sur toute la longueur du plan de mélange (jusqu'à 200 fois la profondeur du chenal parental). En raison de sa nature éphémère, ce processus modifie la surface de l'eau entre l'échelle de la seconde et de la minute.

La micro-topographie de la surface est le produit de l'interaction entre ces différents processus à des échelles spatio-temporelles variables. L'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage doit considérer les différentes échelles de temps et d'espace afin de représenter leur effet sur la surface de l'eau. Jusqu'à présent, à défaut d'une technologie suffisamment développée pour donner une image instantanée de la surface de l'eau sur un tronçon de rivière, les chercheurs ont dû reconstruire la surface de l'eau à partir d'un échantillonnage spatial ponctuel. Le problème avec ce type d'échantillonnage est qu'il est difficile de mesurer un phénomène qui change dans le temps à différentes positions dans l'espace à moins que l'on connaisse comment les oscillations temporelles se produisent et quelle est leur ampleur. Il faut donc que la méthodologie puisse, en quelque sorte, isoler l'effet du temps par rapport à l'espace, un problème que nous aborderons dans cette étude.

## 2- PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE

---

### 2.1- PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

La surface de l'eau est une manifestation importante de l'écoulement en rivières naturelles. Certaines recherches sur les méandres ont montré qu'il est possible d'estimer les forces de cisaillement au lit en utilisant la micro-topographie de la surface de l'eau (Dietrich et Smith, 1983). De plus, le gradient de pression formé par une surélévation de la surface de l'eau peut donner naissance à un écoulement de type hélicoïdal (Leopold, 1982). L'importance de la surface de l'eau a également été reconnue aux jonctions de rivières où l'effet d'une surélévation de la surface de l'eau a été lié à la présence de deux cellules d'écoulement hélicoïdal, et à un surcreusement du lit à l'aval de la jonction (Mosley, 1976; Ashmore et Parker, 1983; Rhoads et Kenworthy, 1998). De plus, des études récentes en modélisation montrent que les vitesses simulées se rapprochent de celles mesurées lorsque l'on permet à la surface de l'eau de s'ajuster (Bradbrook *et al.*, 2001). D'autres études récentes ont souligné l'importance de la surface de l'eau afin de mieux comprendre le lien entre le gradient de pression et les structures d'écoulement ainsi que pour valider les modèles numériques de l'écoulement (Bradbrook *et al.*, 2000, 2001; Weber *et al.*, 2001). Pourtant, peu d'études ont examiné la surface de l'eau aux jonctions de rivières en milieu naturel. Les quelques observations sommaires dont nous disposons portent sur la variabilité spatiale mais aucune donnée n'existe sur les fluctuations temporelles de la surface. Aucune recherche n'a tenté de quantifier la variabilité spatiale et temporelle de la micro-topographie de la surface d'un confluent en milieu naturel, ni d'établir un lien entre la surface de l'eau et les structures d'écoulement à ces sites.

Cette étude vise à répondre à trois objectifs qui sont regroupés en deux volets bien précis. L'objectif général est de développer une technique qui permettra de caractériser la micro-topographie de la surface de l'eau à l'échelle d'un confluent et de mesurer simultanément, à une échelle spatio-temporelle plus fine, les variations de la surface à différentes positions dans l'espace. Plus spécifiquement, le premier volet de cette étude vise à décrire et à expliquer la variabilité spatiale de la surface de l'eau et à examiner comment la micro-topographie évolue dans le temps sous différentes conditions de

l'écoulement à un confluent naturel. Il s'agira entre autres d'établir le lien entre la micro-topographie de la surface de l'eau et les conditions d'écoulement. Pour représenter la micro-topographie de la surface, des cartes de la surface de l'eau seront produites pour chaque condition d'écoulement afin de détecter des patrons spatiaux à la surface du confluent. Le deuxième volet a pour objectif de décrire le comportement temporel de la surface de l'eau en mesurant simultanément les oscillations à différentes positions dans l'espace. Nous tenterons d'établir un lien entre les fluctuations temporelles de la surface et les vitesses de l'écoulement. Cet objectif examinera particulièrement l'influence des structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange et la résurgence de fluide sur la surface de l'eau.

Pour répondre aux objectifs des différents volets, nous allons faire deux séries d'expériences. La première expérience implique la cartographie de la surface de l'eau à l'aide d'une station totale et d'un prisme monté sur un radeau. Nous allons échantillonner par transect la surface entière du confluent sous plusieurs conditions de l'écoulement. La deuxième expérience implique la mesure simultanée des fluctuations de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement à différentes positions au-dessus du confluent. À l'aide d'un système de rail mobile suspendu au-dessus du confluent, la surface de l'eau sera échantillonnée avec des senseurs ultrasoniques tandis que les vitesses de l'écoulement seront mesurées avec des courantomètres électromagnétiques.

## **2.2- MÉTHODOLOGIE**

### **2.2.1-Site d'étude**

Cette étude a été menée au confluent des rivières Bayonne et Berthier situé à 90 km au nord de Montréal, dans la région de Lanaudière (Figure 2.1). Ce confluent a fait l'objet d'une recherche intensive depuis 1989 et il a été choisi en fonction des critères suivants : la largeur est suffisante pour percevoir les gradients spatiaux, la profondeur permet de déployer les appareils facilement, les lits sont discordants, l'angle de jonction est caractéristique de ce que l'on rencontre fréquemment en milieu naturel, le substrat

sablonneux assure une réponse rapide de la morphologie aux changements dans les conditions de l'écoulement et, enfin, le confluent est facilement accessible.

La Berthier draine un bassin-versant forestier tandis que le cours d'eau principal, la Bayonne, coule en milieu agricole. La Bayonne possède une quantité importante de sédiments en suspension, ce qui lui donne une apparence turbide en tout temps (Néro, 1997). Cette turbidité sert de traceur naturel pour visualiser le mélange entre les deux masses d'eau (Figure 2.2). À l'amont du confluent, les rivières Bayonne et Berthier sont d'une largeur de 8 m et 7 m respectivement. La jonction est asymétrique et les rivières se rencontrent à un angle d'environ 60 degrés. Le confluent est caractérisé par un substrat sablonneux et une inégalité entre la hauteur des lits. Le lit de la Berthier surplombe d'environ 50 cm le lit de la Bayonne mais cette différence est accentuée par l'avancement du banc d'accumulation à l'embouchure du confluent en période d'étiage. La zone d'étude s'étend sur une distance de 4 m à l'amont et de 25 m à l'aval de l'apex du confluent.

## **2.2.2- Quantification de la surface de l'eau**

Les deux volets de cette étude intègrent différents types de mesure de la surface de l'eau. Le premier type vise une représentation cartographique du niveau moyen mesuré en plusieurs points de la surface dans la zone de confluence alors que le deuxième mesure simultanément les fluctuations temporelles de la surface de l'eau à différentes positions au-dessus du confluent à haute résolution spatio-temporelle. De plus, les données de la surface sont jumelées à des mesures de la vitesse de l'écoulement qui sont échantillonnées simultanément. Nous décrirons pour chacun des deux types de mesures les appareils utilisés, le protocole expérimental ainsi que les limites de la méthode.

### **2.2.2.1- Premier volet : Variabilité spatiale de la surface de l'eau**

Pour obtenir le niveau de la surface de l'eau à l'intérieur du confluent, nous avons mesuré le niveau moyen à différentes positions dans l'espace. Cette technique s'inspire de la méthode de Dietrich et Smith (1983) avec quelques améliorations technologiques et techniques. D'une part, les données sont obtenues à l'aide d'une station totale électronique

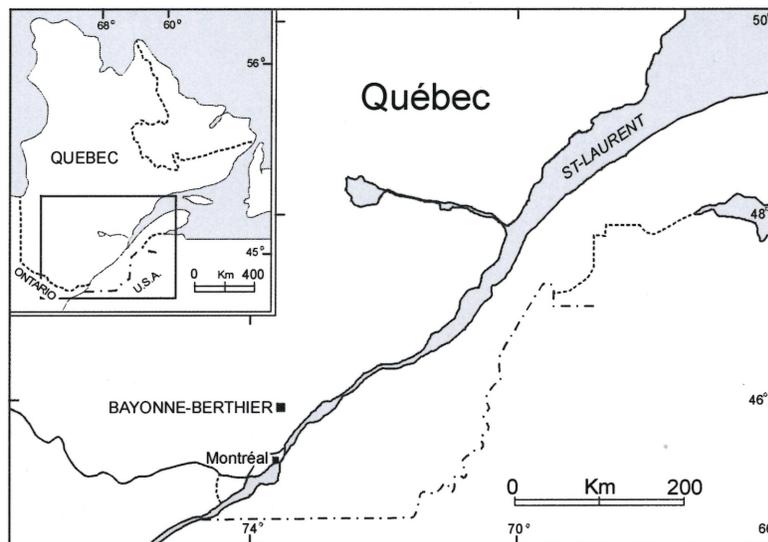


Figure 2.1: Localisation du site d'étude, Bayonne-Berthier.



Figure 2.2: Vue vers l'amont du confluent de la rivière Bayonne (eau brune pâle) et Berthier (eau claire). La différence de turbidité sert de traceur naturel dans le plan de mélange. Dans cette étude, la rive droite et gauche, telle qu'indiqué sur cette figure, sont déterminées en regardant vers l'aval.

à haute précision et, d'autre part, un système de coordonnées a été implanté sur le site pour permettre des lectures plus précises des points échantillonnés.

La surface de l'eau est mesurée à partir d'une station tachéométrique et d'un prisme monté sur un radeau. La station tachéométrique Leica TC805L (Figure 2.3) détermine les coordonnées des points à la surface de l'eau à partir d'un système de positionnement référentiel. La station totale émet un rayon laser qui est réfléchi par un prisme localisé sur le point à mesurer. Les coordonnées  $x$ ,  $y$  et  $z$  des différents points échantillonnés sont enregistrées en mémoire dans l'instrument. La résolution de la station totale est de 2 mm dans le plan horizontal et vertical. Le prisme est déplacé sur la surface de l'eau à l'aide d'un radeau qui est guidé par une ficelle. Le radeau a une dimension de 0.3 m x 0.3 m et il est construit à partir de deux cylindres en polystyrène de 0.3 m de long et 0.1 m de diamètre (Figure 2.4). Les cylindres sont retenus par une planche qui sert de support au prisme. Le centre du prisme est situé à 0.18 m au-dessus de la surface de l'eau. L'effet de la distance entre le prisme et la station totale sur la précision des mesures a été testé. Les résultats montrent que la distance n'affecte pas de façon significative la précision des mesures ( $F = 0,45$  ;  $p = 0,84$ ) (Figure 2.5).

Un système de repérage au-dessus de la surface est utilisé afin de positionner avec précision le radeau à chaque point d'échantillonnage (Figure 2.6). Douze sections transversales comportant entre cinq et huit points chacune sont échantillonnées. Le nombre de points varie en fonction de la largeur du cours d'eau mais cinq mesures sont prises à chaque point pour obtenir la variation et le niveau moyen de la surface de l'eau. Le nombre de points de mesure est d'environ 80 donnant ainsi quelque 400 mesures. Le long d'un transect, on procédait de manière à prendre en séquence une lecture de la hauteur de la surface à chaque position, procédure que l'on reprenait cinq fois, plutôt que de prendre cinq mesures consécutives à chaque point. Cette procédure a pour objectif de distribuer les changements des conditions d'écoulement de façon uniforme parmi les points.

L'erreur de mesure associée à la technique provient de trois sources principales. Il y a l'erreur de mesure de la station totale ( $\pm 2$ mm), les fluctuations naturelles du radeau

(+/- 1 mm) et la capacité de l'opérateur de la station totale à viser au centre du prisme (+/- 0.5 mm). Un enregistrement vidéo du radeau flottant librement sur la surface à côté d'une règle graduée à notre site d'étude a permis d'évaluer l'erreur associée aux fluctuations naturelles du radeau. De plus, l'erreur associée à la capacité de viser le centre du prisme a été déterminée par une expérience qui impliquait de prendre dix lectures dans un prisme fixé sur une surface stable à une distance de 10, 15, 20, et 30 mètres de l'opérateur de la station totale. L'erreur totale est donc de +/- 3.5 mm. Bien que l'erreur totale soit supérieure à celle de Dietrich et Smith (1983), notre méthodologie permet de couvrir la surface entière du confluent en seulement trois heures, ce qui réduit les chances d'avoir un changement des conditions d'écoulement qui pourrait modifier les structures de l'écoulement et ainsi influencer la surface de l'eau durant l'échantillonnage.

#### **A- Représentation spatiale des données**

La représentation spatiale de la surface de l'eau se base sur des statistiques descriptives des hauteurs de la surface ( $z$ ) des positions échantillonnées. D'abord, la position moyenne du point échantillonné est obtenue en calculant la moyenne des cinq répliques à chaque position  $x$  et  $y$ . Ensuite, la représentation spatiale de la surface de l'eau implique la moyenne et l'erreur-type de chaque point ainsi le niveau moyen de chaque transect individuel. Le niveau moyen des transects est calculé en considérant l'ensemble des mesures par transect. L'erreur-type de chaque point se calcule selon :

$$S = \sigma / n^{0.5} \quad (5)$$

où  $n$  est le nombre de répliques et  $\sigma$  est l'écart-type. Lorsque le niveau moyen du point est supérieur ou inférieur à une distance de +/- une erreur-type du niveau moyen du transect, il est considéré comme significatif. Sur les cartes, les niveaux moyens qui sont supérieurs à une erreur-type de la moyenne du transect sont représentés en noir et ceux qui sont inférieurs sont indiqués en gris.

Une deuxième façon de représenter les données est d'utiliser l'écart-type des valeurs d'élévation  $z$ . Ces cartes donnent une idée de la variation temporelle du plan d'eau



Figure 2.3: Station totale Leica TC805L.

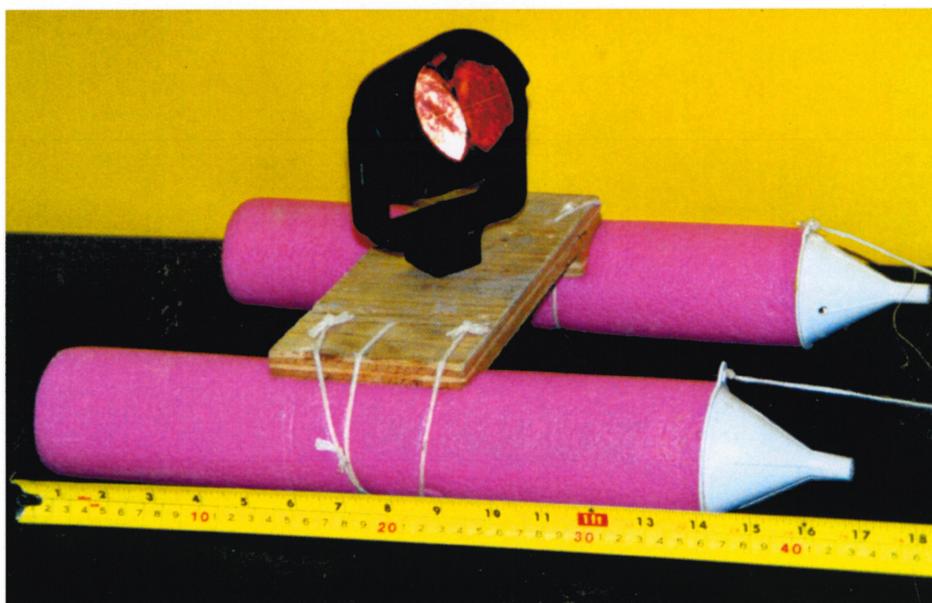


Figure 2.4: Radeau qui supporte le prisme au-dessus de la surface de l'eau à partir duquel les mesures sont prises.

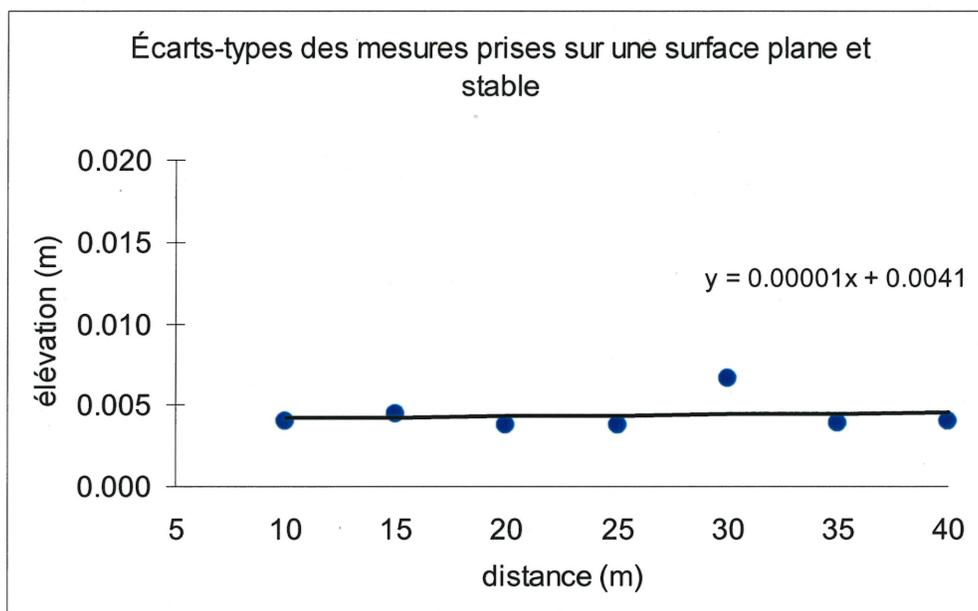


Figure 2.5: Effet de la distance sur les mesures d'une surface stable. Le test comprend 10 mesures à chaque distance et le résultat de la régression montre que la pente n'est pas significativement différente de 0 ( $F=0,45$ ;  $p=0,84$ ).

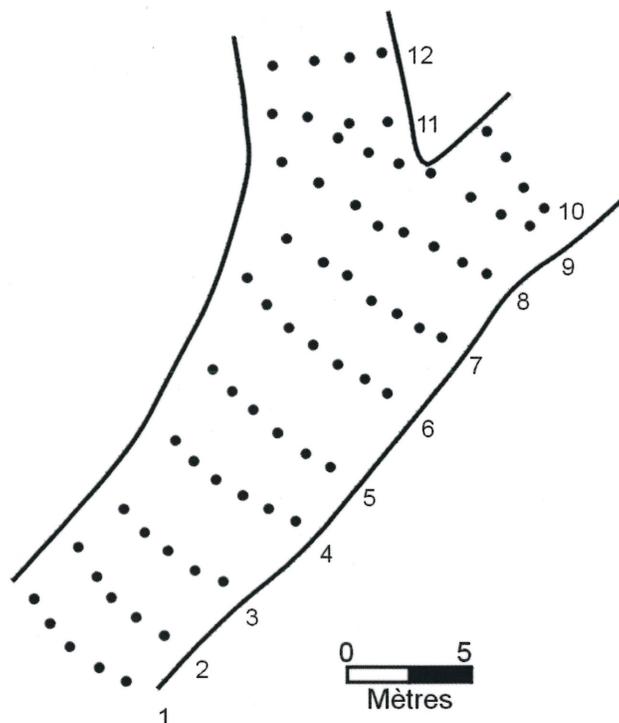


Figure 2.6: Plan d'échantillonnage de la surface de l'eau. Le nombre de transects varie entre 10 et 12 et chaque transect comporte de 5 à 8 points.

à l'intérieur du confluent. Cependant, l'interprétation de ces cartes doit être faite avec prudence puisque ces mesures ont été échantillonnées dans un intervalle de temps à l'échelle de la minute ou de l'heure et que certains processus qui peuvent influencer la surface de l'eau agissent à des échelles des temps beaucoup plus petites. Le deuxième volet de cette étude sera plus en mesure de caractériser la variabilité temporelle de la surface de l'eau à différentes positions au-dessus de la surface du confluent.

## **B- Limites**

Les principales limites des mesures spatiales se rapportent essentiellement à l'erreur associée à la technique de mesure, incluant les instruments, et à la contrainte temporelle de la période d'échantillonnage liée aux changements des conditions de l'écoulement. Dans un premier temps, la précision des mesures est une limite importante puisque la dénivellation de la surface de l'eau d'une berge à l'autre peut parfois être très faible, soit de l'ordre du millimètre (Dietrich et Smith, 1983; Bridge et Gabel, 1992). Malgré les nombreuses sources d'erreur de cette méthode (station totale, variation naturelle du radeau, capacité de viser au centre du prisme), les cinq mesures répétées au même point permettent d'estimer l'erreur-type de la distribution des valeurs. Le choix de cinq lectures repose sur un compromis entre le nombre de répliques à chaque position et la durée totale de l'échantillonnage d'un transect qui ne doit pas être trop long afin d'éviter de rencontrer un changement dans les conditions de l'écoulement. La moyenne de cinq lectures devrait donc tendre vers le niveau moyen réel du point échantillonné.

Dans un deuxième temps, puisqu'il nous est impossible d'obtenir une représentation instantanée de la surface de l'eau, le temps devient un problème qui doit être considéré puisque des changements dans l'espace surviennent à différents moments. Pour répondre à cette limite, nous avons séparé le confluent en transects afin d'éviter la comparaison de données qui auraient été échantillonnées à des temps très différents. De plus, puisque la durée de l'échantillonnage d'un transect est environ 25 minutes, cela permet d'éviter de rencontrer des changements de conditions d'écoulement. Ainsi, la reconstruction par transect de la surface entière du confluent permet de contrôler l'effet du temps sur la dynamique de la surface de l'eau. Enfin, deux stations de jaugeage ont été installées sur les

cours d'eau à l'amont du confluent afin de connaître les variations temporelles du niveau de l'eau. Les stations de jaugeage sont munies d'un « *pressure transducer* » qui prennent des mesures du niveau de l'eau, au millimètre près, à toutes les six minutes. Ces données nous permettraient de savoir si des changements dans les conditions d'écoulement (i.e. variation du débit et du rapport de quantité de mouvement) se sont produits lors de l'échantillonnage.

### **2.2.2.2- Deuxième volet : Variations temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement simultanément à différentes positions.**

L'objectif de ce volet est d'examiner le comportement de la surface (e.g. détecter des périodicités) et d'examiner la relation entre les fluctuations des vitesses de l'écoulement et les fluctuations de la surface de l'eau. De plus, les mesures simultanées de la surface de l'eau à différentes positions permettront de caractériser l'échelle des processus qui peuvent influencer la surface de l'eau. Le design expérimental pour répondre à ces questions est novateur et la combinaison des instruments utilisés dans cette étude est une première dans le domaine de la géomorphologie fluviale. Ce volet répond à certaines limites du premier volet en permettant de mesurer simultanément les variations de la surface de l'eau à différents points dans l'espace. Ainsi, la combinaison des résultats provenant des deux volets de la recherche fournira une meilleure compréhension de la dynamique de la surface de l'eau à un confluent de rivières naturelles.

#### **A- Les senseurs ultrasoniques**

La façon la plus efficace de mesurer la surface de l'eau sans la perturber est d'utiliser des instruments qui permettent une détection à distance. Nous avons utilisé des senseurs ultrasoniques (STI) pour mesurer les variations de la surface (Figure 2.7). Ces senseurs sont simples à utiliser, faciles à déployer et ils offrent une résolution temporelle de 12 Hz avec une précision de  $0.005d$ , où  $d$  est la distance entre l'extrémité du senseur et la surface de l'eau. La résolution spatiale du senseur est fonction de  $d$  puisque l'onde sonore est émise à un angle vertical de 9 degrés à partir de la base du senseur. Le senseur ultrasonique utilise un courant de +/- 22ma fourni par une pile de 12 volts. Le signal analogue émis par le senseur est de 5 volts. Des tests faits sur un étang en milieu naturel,



Figure 2.7: Senseur ultrasonique STI.

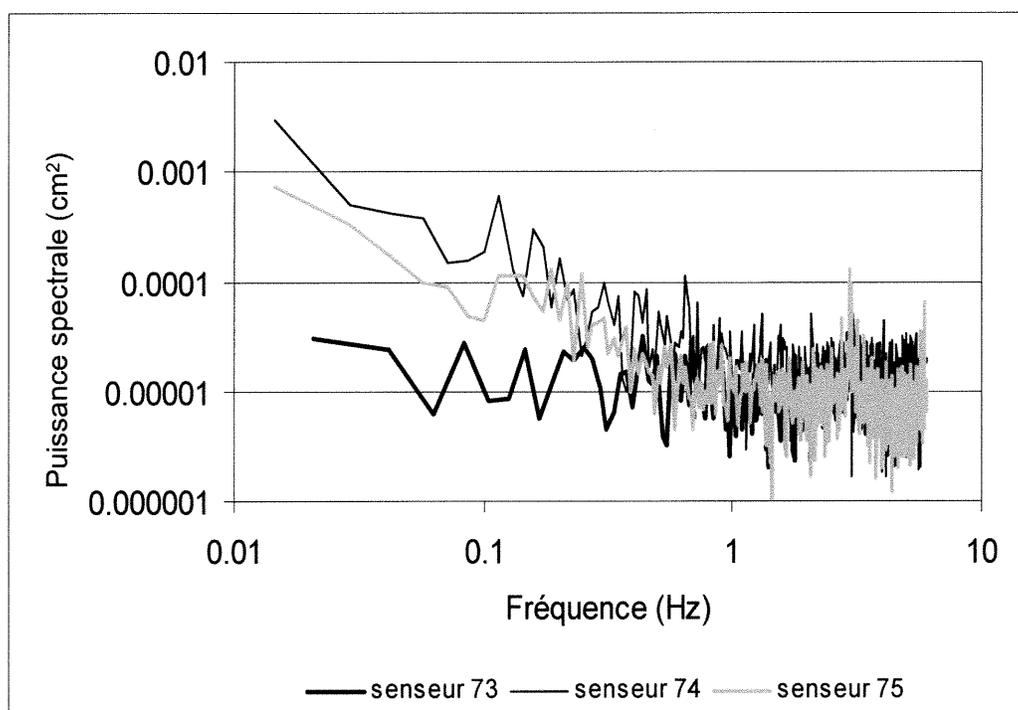


Figure 2.8: Spectres de puissance des senseurs au-dessus d'une surface plane.

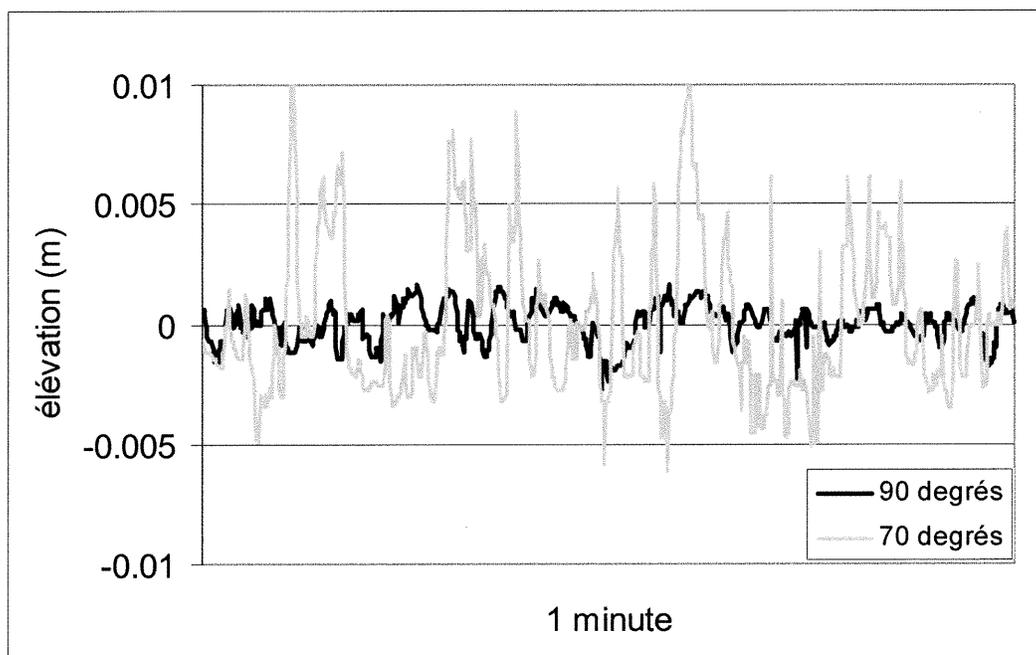


Figure 2.9: L'inclinaison du capteur à un angle de 70 degrés par rapport à la surface de l'eau produit des fluctuations quatre fois plus élevées comparativement au signal du capteur placé perpendiculairement à la surface. Ce test a été mené sur une rivière naturelle où les conditions d'écoulement étaient stables.

où la surface était parfaitement lisse, montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre les mesures des senseurs lorsque ceux-ci sont placés perpendiculairement à une même hauteur au-dessus de la surface de l'eau et échantillonnés pendant une période de cinq minutes ( $F = 0,03$  ;  $p = 0,975$ ) (Tableau 2.1). Les spectres de puissance de ces tests montrent que le senseur 73 possède un signal légèrement différent dans les basses fréquences mais vers les hautes fréquences les trois senseurs répondent sensiblement de la même manière (Figure 2.8). De plus, lorsque les senseurs ne sont pas perpendiculaires à la surface, les variations de la surface de l'eau sont jusqu'à quatre fois plus élevées (Figure 2.9). Lors du déploiement des senseurs sur le terrain, on s'assurait que les senseurs étaient perpendiculaires à la surface de l'eau (voir section 2.2.2.1)

	Senseur 73	Senseur 74	Senseur 75
moyenne (cm)	41.12	41.11	41.12
écart-type (cm)	0.04	0.05	0.04

**Tableau 2.1 : Mesures des senseurs au-dessus d'une surface plane d'un étang.**

### B- Les courantomètres électromagnétiques

Les mesures de la vitesse de l'écoulement sont prises à l'aide de courantomètres à sondes électromagnétiques (ECM) à deux dimensions (Figure 2.10). Ces appareils mesurent les vitesses par le déplacement de l'eau dans un champ magnétique. Selon le principe de Faraday, le passage de l'eau à l'intérieur du champ magnétique induit un voltage qui est proportionnel à la vitesse de mouvement du fluide. Le champ magnétique est généré au bout de la sonde ECM par un aimant qui est activé par un courant alternatif. Le courantomètre possède deux électrodes, disposées orthogonalement à la tige, qui mesurent le voltage induit par la force électromagnétique suivant :

$$V_o = V_f \psi d_c \cdot 10^{-8} \quad (6)$$

où  $V_o$  est le voltage résultant,  $V_f$  est la vitesse du fluide,  $\psi$  est la densité du champ magnétique et  $d_c$  est la distance entre les électrodes (Lane *et al.*, 1993). Le voltage résultant est multiplié par une constante de proportion pour obtenir la vitesse de

l'écoulement en  $\text{cm s}^{-1}$ . Les deux paires d'électrodes permettent d'obtenir des fluctuations de vitesses en deux dimensions. Ces instruments utilisent un courant de +/- 18 ma selon un voltage continu de +/- 6 volts fourni par une pile de 12 volts. Le signal de sortie a un maximum de 4 volts, ce qui correspond à une vitesse de +/- 300  $\text{cm s}^{-1}$ . Le temps de réponse du ECM est de 0.05 secondes et la résolution spatiale est fonction de la taille et de la forme de l'instrument. Le modèle utilisé ici (modèle 525) a un diamètre de 1.3 cm, ce qui assure une bonne résolution spatiale. Le type de courantomètre utilisé est muni d'un filtre de type RC (R : résistance; C : capaciteur) qui assure le lissage des vitesses et permet de réduire le bruit électronique (Roy *et al.*, 1997).

L'orientation des courantomètres dépend des caractéristiques de l'écoulement que nous voulons mesurer. Rappelons que certaines structures turbulentes à forte composante verticale peuvent provoquer un gonflement à la surface de l'eau. Par conséquent, dans cette étude les courantomètres sont orientés de sorte que les composantes verticale (V) et longitudinale (U) de l'écoulement soient mesurées. Pour mesurer ces deux composantes, les courantomètres sont placés perpendiculairement à la direction de l'écoulement (Figure 2.11).

### **C- Relations entre les variations de la surface de l'eau et les fluctuations de vitesse de l'écoulement**

La combinaison de ces deux types de mesures n'a jamais fait l'objet d'une étude et le développement d'une technique permettant de déployer les instruments constitue un défi majeur de cette recherche. Le design expérimental pour la mesure simultanée de ces deux types de données nécessite un système de support mobile mais suffisamment long pour couvrir une grande partie de la largeur du confluent. Le système de support des senseurs ultrasoniques est composé d'un rail muni de deux chariots coulissants. Le rail mesure neuf mètres de long et les chariots permettent de déplacer les instruments latéralement au-dessus de la surface (Figure 2.12). Les trois senseurs sont montés sur une planche qui possède trois trous dans lesquels les senseurs sont insérés. Cette planche est aussi munie de serres qui retiennent les courantomètres sur des tiges qui descendent sous l'eau à côté du champ de mesure des senseurs. La planche est supportée par deux bras télescopiques qui sont

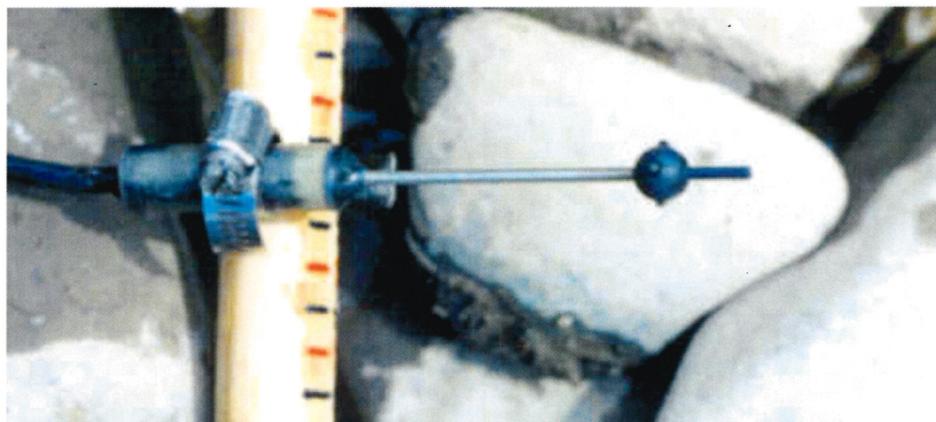


Figure 2.10: Courantomètre électromagnétique (Marsh McBirney) monté sur une tige de bois graduée. La longueur de l'instrument est de 17cm et l'extrémité sphérique a un diamètre de 13mm.

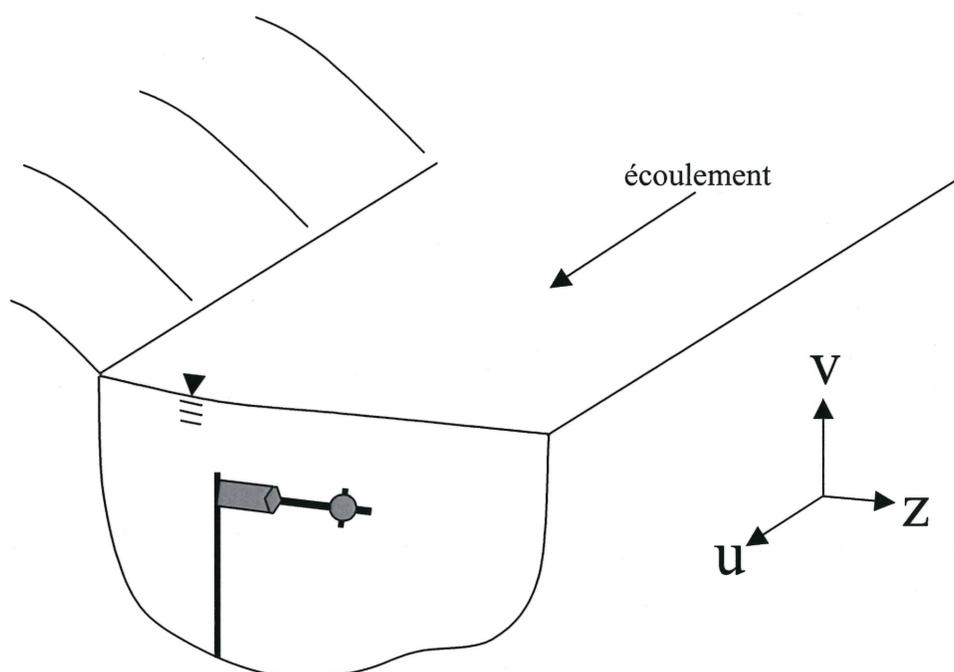


Figure 2.11: Orientation des courantomètres. La composante  $v$  est verticale et la composante longitudinale,  $u$ , est parallèle aux berges.

fixés aux deux chariots. Les bras télescopiques permettent de rapidement ajuster et de corriger la distance entre les senseurs et la surface de l'eau. La planche est ensuite ajustée pour être parfaitement horizontale à l'aide d'une règle à niveau. Ceci élimine les possibilités d'amplifier les fluctuations et évite de créer une pente latérale de la surface.

Le support est déployé perpendiculairement aux berges (Figure 2.13). Le nombre de positions de mesure des senseurs varie entre cinq et sept. La durée d'échantillonnage est de cinq minutes, durée qui facilitera la détection de périodicités à plusieurs échelles temporelles. Les senseurs ultrasoniques sont séparés de 85 cm et sont placés à 35 cm au-dessus de la surface de l'eau, ce qui donne une zone de détection de 12.6 cm et une erreur de mesure de 2 mm, tandis que les trois courantomètres sont placés à dix cm sous l'eau et à dix cm en amont de leur senseur respectif. Les instruments sont raccordés à un accumulateur de données (21x, Cambell Scientific) et un ordinateur portable enregistre les données. Pour faciliter l'interprétation des signaux synchronisés, la fréquence d'enregistrement de l'accumulateur des données est de 12 Hz, ce qui correspond à la fréquence maximale des senseurs ultrasoniques.

#### **D- Technique d'analyse des séries temporelles des vitesses de l'écoulement et des fluctuations de la surface**

Il existe plusieurs techniques pour analyser les séries temporelles des fluctuations de vitesses. Les travaux de Lu et Willmarth (1973), Bradshaw (1985), Clifford et French (1993) et Roy *et al.* (1996b) offrent une description exhaustive des techniques couramment utilisées dans les études sur la turbulence de l'écoulement. Une des nouveautés de cette recherche repose sur la combinaison des analyses des séries temporelles de vitesses et de fluctuations de la surface de l'eau. Pour ce faire, nous utilisons un groupe de techniques d'analyse de séries spatiales et temporelles : l'autocorrélation, le spectre de puissance, la corrélation croisée ainsi que l'analyse par fenêtre mobile. Dans cette étude, ces analyses permettront de détecter des pulsations dans les vitesses de l'écoulement et également à la surface de l'eau. De plus, ces analyses permettront également d'examiner s'il existe une relation entre deux séries temporelles échantillonnées simultanément, soit entre un senseur et un vélocimètre ou encore entre deux senseurs placés à différentes positions.

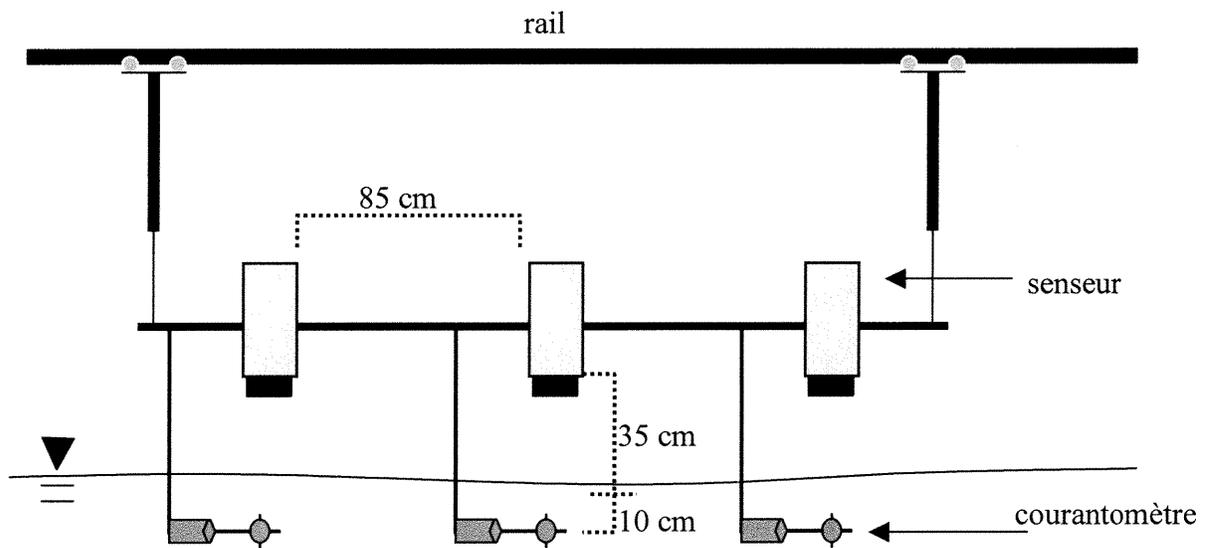


Figure 2.12: Système de support pour les senseurs ultrasoniques et les courantomètres

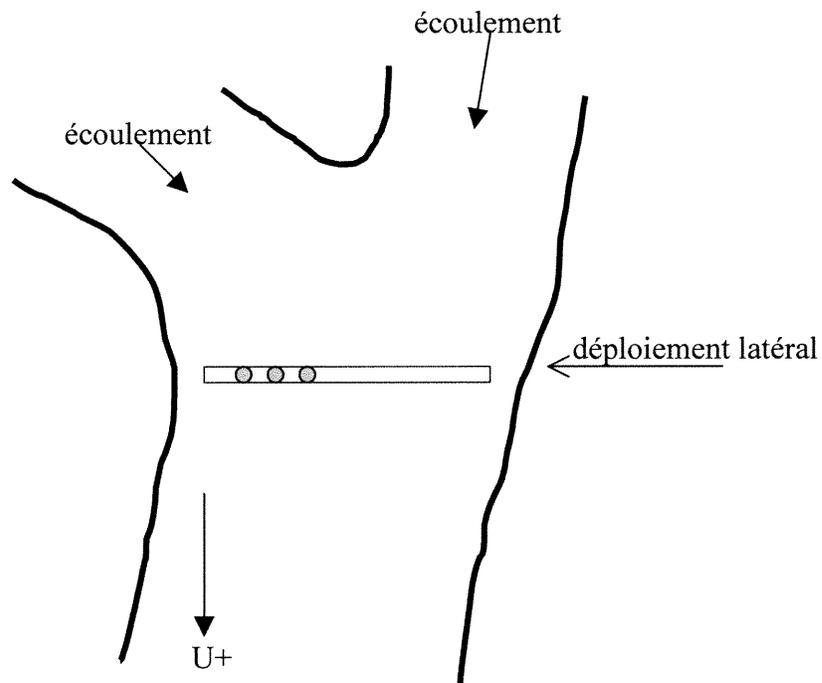


Figure 2.13: Déploiement des senseurs et courantomètres. Trois translations latérales du montage sont nécessaires afin d'assurer une bonne couverture de la surface de l'eau. La flèche  $U+$  indique l'orientation des courantomètres.

Avant de procéder aux analyses spatio-temporelles, l'on extrait d'abord l'information de base des séries temporelles telles que les formes des distributions et les statistiques descriptives pour permettre la comparaison entre les différentes positions. Afin de caractériser la turbulence de l'écoulement, nous avons estimé le cisaillement de Reynolds et l'intensité turbulente et utilisé l'analyse de quadrants.

1. L'intensité turbulente ( $I$ ) représente l'ampleur des fluctuations de vitesses par rapport à la moyenne et se calcule selon :

$$I_u = \frac{\sigma_u}{\langle x_u \rangle} \quad (7)$$

où  $\sigma$  est l'écart-type et  $\langle x \rangle$  est la moyenne de la série de vitesses pour la composante  $U$  (longitudinale).

2. Le cisaillement de Reynolds représente l'intensité des échanges turbulents et est une tension par unité de surface. Le cisaillement de Reynolds instantané le plus utilisé est lié aux fluctuations simultanées de la composante verticale ( $V$ ) et longitudinale ( $U$ ) et se calcule selon :

$$\tau_{uv} = -\rho(u'v') \quad (8)$$

où  $u'$  et  $v'$  sont les fluctuations instantanées autour des moyennes de chaque composante de la vitesse  $U$  et  $V$ .

3. Les analyses par quadrants permettent de détecter des événements dans une série temporelle à l'instant précis où ils se produisent. L'analyse par quadrants est directement liée au cisaillement de Reynolds et elle nous renseigne sur les événements en fonction des fluctuations de vitesses dans les deux composantes ( $u'v'$ ) autour de leur moyenne respective (Figure 2.14). Dans le cadre de cette étude, ce sont les structures à fortes fluctuations verticales qui nous intéressent

puisqu'elles pourraient faire varier le plan d'eau, surtout lorsqu'elles sont orientées vers la surface.

Les analyses spatio-temporelles permettent de détecter une périodicité et d'estimer la taille moyenne des structures. L'autocorrélation est une analyse qui détecte la présence d'une persistance dans le signal enregistré. Cette analyse s'applique aux séries temporelles des vitesses et des hauteurs d'eau. L'autocorrélation mesure la corrélation entre les observations d'un même signal mais à différents intervalles de temps. Cette analyse repose sur le coefficient de corrélation ( $r$ ) qui est un rapport entre la covariance et la variance des fluctuations dans une série temporelle ( $x$ ).  $r$  est estimé par :

$$r_{xx} = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_{i+k} - \langle x \rangle)(x_i - \langle x \rangle)}{\sum_{i=1}^n (x_i - \langle x \rangle)^2} \quad (9)$$

où  $\langle \rangle$  dénote la moyenne,  $i$  les valeurs individuelles et  $k$  est le nombre de pas qui séparent les valeurs. Au pas  $k = 0$ , la corrélation de la série  $x$  avec elle-même est parfaite, donc égale à un. À chaque pas  $k$ , la série se décale progressivement et les valeurs des coefficients de corrélation diminuent. La présence de structures cohérentes engendre une persistance d'autocorrélation positive sur plusieurs pas. Dans l'étude de la turbulence, l'autocorrélation sert non seulement à détecter la présence de structures cohérentes mais permet également de connaître la taille de la structure en se servant de la période de corrélation positive en utilisant la substitution de Taylor afin de transposer les données temporelles en données spatiales (Roy *et al.*, 1996). Selon Taylor (1938), dans un écoulement dont l'intensité turbulente n'est pas trop élevée (<10%), la taille d'une structure cohérente peut être déterminée en multipliant le temps de durée de la structure à l'intérieur du signal temporel par la vitesse de l'écoulement. Toutefois, dans le cas d'un confluent de rivière, où le mélange des écoulements génère parfois une intensité turbulente très élevée, l'interprétation de cette transformation devrait être faite avec prudence (Gaudet, 1996).

Le spectre de puissance permet aussi de détecter une périodicité dans un signal. Ce type d'analyse décompose la variance d'une série temporelle en différentes fréquences, par la transformation de Fourier de l'analyse d'autocorrélation, de sorte que l'aire sous la courbe représente la variance totale. En général, dans les études de turbulence, un pic dans le spectre de puissance indique une périodicité à une fréquence donnée. Cette fréquence peut être transformée en longueur d'onde en multipliant sa période par la vitesse moyenne de l'écoulement selon la substitution de Taylor (Clifford et French, 1993). Les travaux de Biron *et al.* (1993a) ont utilisé l'analyse spectrale pour examiner l'intensité de mélange entre les écoulements et les périodicités des structures turbulentes dans un confluent de rivières naturelles. À la Figure 2.15, l'axe horizontal du spectre de puissance représente la fréquence et l'axe vertical, la densité spectrale ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ). Ce type d'analyse s'utilise aussi pour détecter la présence de bruit électronique dans les séries temporelles et pour valider les données (Lapointe *et al.*, 1996). Une analyse spectrale sur des mesures de vitesse d'un écoulement turbulent produit généralement une courbe de variance expliquée qui possède les caractéristiques suivantes: une pente presque nulle dans les zones de basse fréquence et une pente plus abrupte (généralement près de  $-5/3$  d'après la théorie de cascade d'énergie de Kolmogorov) vers les hautes fréquences. Cette pente indique que la contribution des hautes fréquences à la variance du signal diminue.

La corrélation croisée est une analyse spatio-temporelle qui permet d'établir une relation entre deux séries temporelles qui sont mesurées simultanément mais pas nécessairement à la même position dans l'espace. Cette analyse sera appliquée entre chaque paire de senseurs-vélocimètres et entre les senseurs eux-mêmes. L'avantage de cette analyse est qu'elle détecte s'il existe une périodicité concordante entre deux séries temporelles. La corrélation croisée s'approche de l'autocorrélation mais représente le rapport entre la covariance et le produit des deux écarts-types. Une caractéristique intéressante de cette analyse est que la corrélation la plus forte peut survenir à un temps autre que  $k = 0$ , contrairement à l'autocorrélation. La corrélation croisée ( $r_{jl}$ ) se représente par :

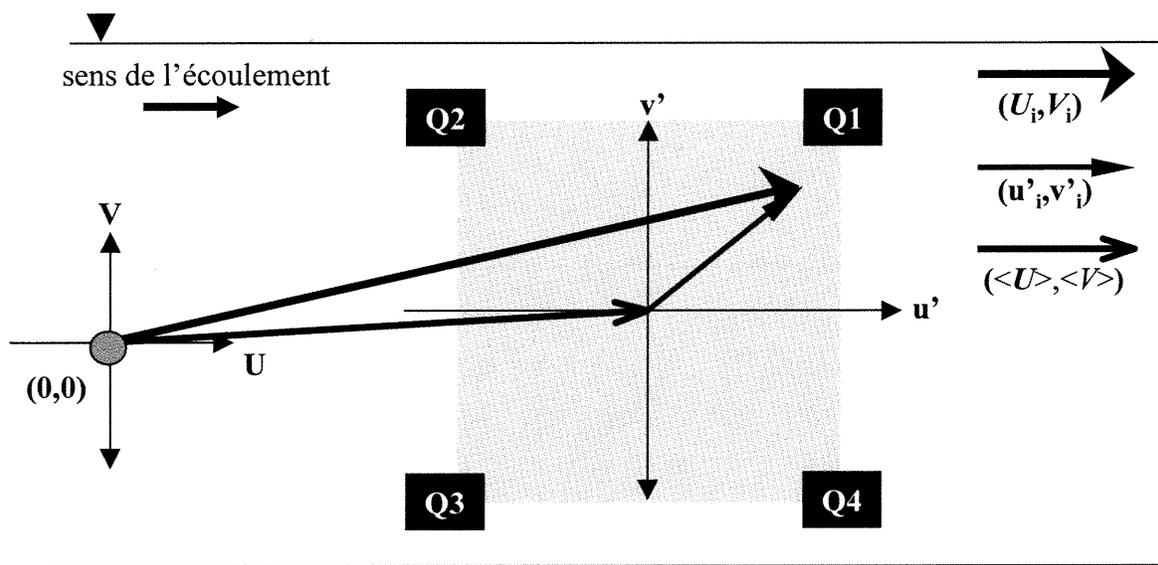


Figure 2.14: Définition des quadrants d'après les vitesses moyennes ( $\langle U \rangle, \langle V \rangle$ ), instantanées ( $U_i, V_i$ ) et les fluctuations de vitesse ( $u'_i, v'_i$ ) (Lu et Willmarth, 1973).

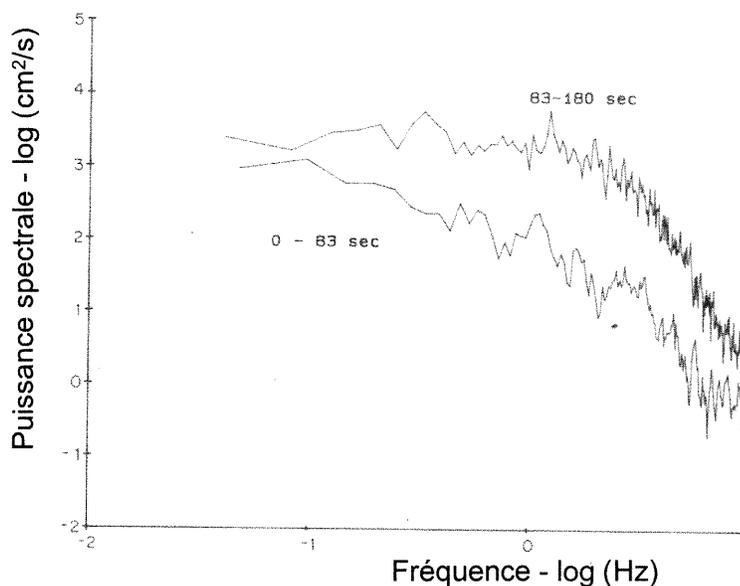


Figure 2.15: Exemple d'un spectre de puissance d'une série temporelle de la composante longitudinale échantillonnée à l'intérieur (0-83 sec) et à l'extérieur (83-180 sec) du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a). La fréquence et la puissance spectrale sont représentées sur l'axe horizontal et vertical respectivement.

$$r_{jl} = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_{(i+k)j} - \langle x_j \rangle)(x_{il} - \langle x_l \rangle)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-k} (x_{(i+k)j} - \langle x_j \rangle)^2 \sum_{i=1}^{n-k} (x_{il} - \langle x_l \rangle)^2}} \quad (10)$$

où  $i$  dénote une valeur individuelle,  $j$  et  $l$  sont les deux séries temporelles,  $\langle \rangle$  représente la valeur moyenne et  $k$  est le nombre de pas de décalage. De nombreuses études dans le domaine de la turbulence ont utilisé la corrélation croisée afin d'identifier le passage de structures turbulentes dans l'écoulement (Brown et Thomas, 1977; Nakagawa et Nezu, 1981; Buffin-Bélanger *et al.*, 2000). Par exemple, l'étude de Buffin-Bélanger *et al.* (2000) a identifié le front oblique des structures macro-turbulentes par les fortes corrélations aux pas négatifs qui montraient que les fluctuations des vitesses près du lit étaient corrélées avec les fluctuations des vitesses près de la surface mais à un temps antérieur.

Une dernière technique qui sera appliquée aux séries temporelles est l'analyse par fenêtre mobile. La caractéristique de cette analyse est qu'elle regroupe l'information qui autrement est difficile à interpréter en raison des fluctuations rapides à des fréquences élevées. Chaque fenêtre contient de l'information que l'on extrait de façon indépendante. Dans cette étude, nous allons calculer le niveau moyen de la surface de l'eau ainsi que l'écart-type des séries temporelles de vitesses par fenêtre de cinq secondes dans le but de voir l'effet d'une séquence d'événements turbulents sur la surface de l'eau. Le choix de cette taille de fenêtre sera expliqué plus en détail à la section 3.2.4.3. Les résultats seront reportés dans une nouvelle série temporelle qui représentera les caractéristiques de chaque fenêtre dans un ordre chronologique. Un avantage de ce type d'analyse est qu'il permet de lisser le signal pour faire ressortir les caractéristiques dominantes de la série temporelle. On retrouve souvent ce type d'analyse en écologie et en biologie pour étudier des phénomènes qui se développent de façon indépendante dans le temps comme l'évolution d'une population ou d'une communauté (Legendre et Legendre, 1998).

### 2.3- CONCLUSION

Cette étude vise à caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la surface de l'eau à une jonction de rivières naturelles. Dans les rivières à méandre, il a été montré que la surface de l'eau influence la dynamique de l'écoulement et le transport de sédiments au lit. Cependant, dans les confluent de rivières, aucune étude ne s'est penchée sur cette question bien que quelques chercheurs aient observé une surface de l'eau dynamique et irrégulière à des jonctions de cours d'eau. Cette caractéristique des confluent n'a jamais fait l'objet d'une étude possiblement en raison des difficultés à développer des méthodes pour quantifier la surface de l'eau à l'échelle d'un tronçon de rivière.

Les techniques d'échantillonnage et les instruments de mesures décrits dans ce chapitre représentent une partie importante de l'originalité de cette étude. Dans un premier temps, l'utilisation d'un prisme monté sur un radeau et d'une station totale pour mesurer le niveau de l'eau est une technique tout-à-fait novatrice qui permettra de cartographier la surface de l'eau avec une précision dans l'ordre du millimètre. Dans un deuxième temps, mesurer simultanément les variations temporelles de la surface de l'eau et les vitesses de l'écoulement à différentes positions dans l'espace constitue également une technique inédite qui combine deux types de données qui n'ont jusqu'à présent jamais fait l'objet d'une étude. Les méthodes élaborées dans cette étude permettront de combler le manque de données qui existe présentement sur la variabilité spatiale et temporelle de plan d'eau aux confluent de rivières naturelles.

### 3- RÉSULTATS

---

La présentation des résultats se divise en trois parties. La première partie décrit les caractéristiques morphologiques du lit dans la zone de confluence pour chaque condition d'écoulement étudiée, la seconde partie examine les résultats de la variabilité spatiale de la surface de l'eau et la troisième partie examine les résultats de la variabilité temporelle des fluctuations de la surface et des vitesses de l'écoulement. Dans chaque section, nous décrirons d'abord les conditions de l'écoulement qui prévalaient lors des campagnes d'échantillonnage et, ensuite, les statistiques descriptives et les analyses spatiales et temporelles des données seront présentées.

#### 3.1 PREMIER VOLET : VARIABILITE SPATIALE DE LA SURFACE DE L'EAU

##### 3.1.1- Conditions de l'écoulement

Nous avons procédé à une cartographie de la surface de l'eau lors de six conditions différentes de l'écoulement. Les caractéristiques de ces conditions se trouvent au tableau 3.1. La période d'échantillonnage a débuté à l'automne 2000 pour se terminer au printemps 2001. Durant cette période, le débit total au confluent pour l'ensemble des conditions a varié entre 0,77 et 3,55 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> et le rapport de quantité de mouvement a fluctué entre 0,71 et 2,22. Deux conditions se caractérisaient par un  $RQM$  inférieur à 1 et quatre par un  $RQM$  supérieur à 1, ce qui représente un bon éventail de conditions de l'écoulement.

Les mesures en continu du niveau d'eau indiquent que les rivières suivent un abaissement similaire durant le printemps 2001 (Figure 3.1). Entre la fin avril et le début du mois de mai, le niveau des rivières s'abaisse rapidement avant de se stabiliser entre le 4 et 11 mai 2001. Le niveau du 28 avril correspond à 44% du niveau plein bord, déterminé par l'élévation de la plaine alluviale, et celui du 5 mai à 30%. Les trois autres niveaux sont environ au quart du niveau plein bord (Figure 3.1). Quant au niveau du 19 novembre qui n'apparaît pas sur la figure, il correspond à 24% du niveau plein bord, ce qui pourrait se comparer à la condition du 8 mai 2001.

Date d'échantillonnage	Niveau d'eau	Débit total ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	$U_{\text{Bayonne}}$ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	$U_{\text{Berthier}}$ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	$Q_{\text{Berthier}} / Q_{\text{Bayonne}}$	$RQM$
19 novembre 2000	bas	0.77	0.22	0.24	0.85	0.91
28 avril 2001	élevé	3.55	0.47	0.60	1.38	1.76
5 mai 2001	moyen	1.75	0.35	0.50	1.48	2.16
8 mai 2001	bas	1.08	0.33	0.49	1.19	1.80
9 mai 2001	bas	1.00	0.33	0.49	1.20	2.22
10 mai 2001	bas	0.93	0.34	0.42	0.57	0.71
6 novembre 2001	moyen	2.55	0.43	0.40	0.61	0.54

Tableau 3.1: Conditions de l'écoulement durant les journées d'échantillonnage. La zone grise représente les conditions pour le deuxième volet du projet.

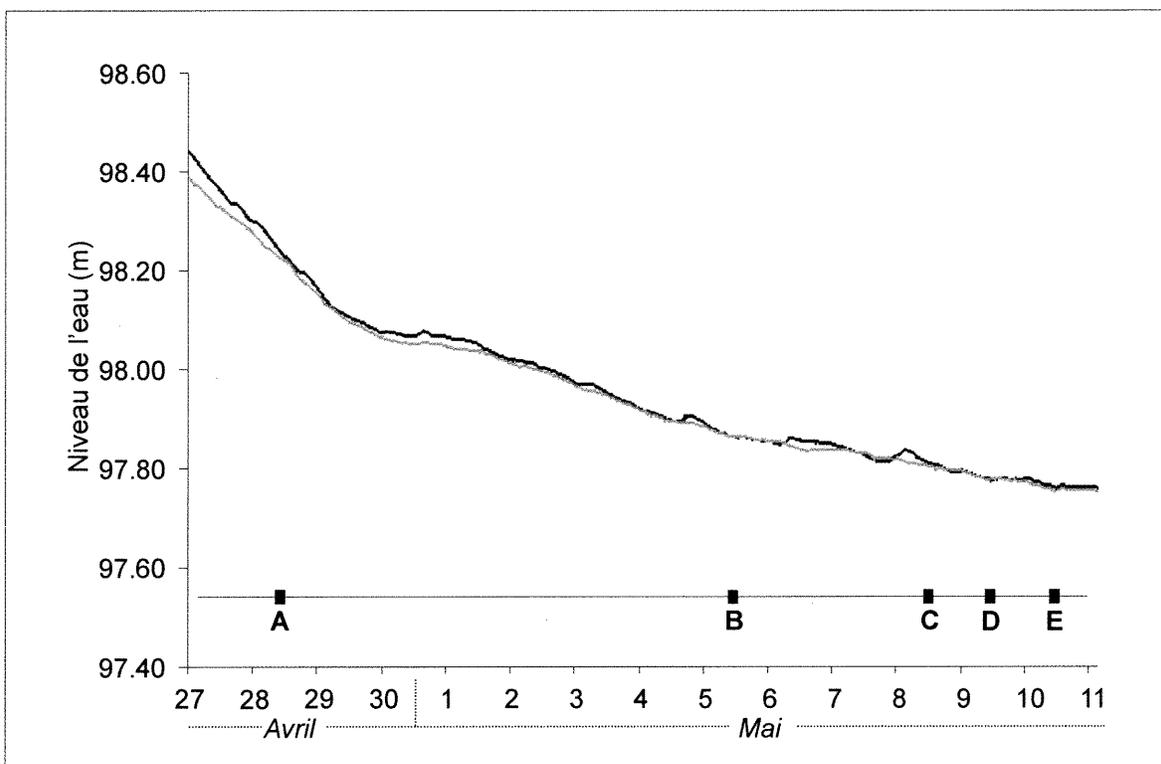


Figure 3.1: Niveau de l'eau au printemps 2001. Les lettres correspondent aux différentes périodes d'échantillonnage (voir Figure 3.3, 3.4 et 3.8). Les lignes noire et grise correspondent au niveau d'eau de la Bayonne et Berthier respectivement.

La baisse du niveau de l'eau n'est pas toujours continue du côté de la Bayonne (Figure 3.1). Des variations du niveau de la Bayonne peuvent atteindre presque 2 cm par rapport au niveau de la Berthier et ont une durée qui peut varier entre l'échelle de l'heure et de la journée. Durant les périodes d'échantillonnage, les niveaux d'eau sont demeurés relativement stables, à l'exception du 8 mai où l'on a observé un rehaussement de 1,8 cm du niveau de la Bayonne et le 28 avril où le niveau a baissé de 4 cm dans la Bayonne (Figure 3.2). Ces variations du niveau de l'eau ont eu peu d'effet sur les résultats puisque notre protocole expérimental a été conçu afin de réduire l'effet de changement de niveau lors de l'échantillonnage (voir section 2.2.2.1).

### **3.1.2- Morphologie du lit**

Il y a trois caractéristiques morphologiques importantes du lit à ce confluent : 1- une inégalité entre la hauteur des lits des deux rivières; 2- l'avancement d'un banc d'accumulation à l'intérieur de la zone de confluence identifié par la ligne pointillée sur la Figure 3.3 et 3- une zone profonde qui occupe le centre du chenal à l'aval du confluent. Cet assemblage morphologique est typique d'un confluent asymétrique à lit discordant. L'étude de Leclair et Roy (1997) suggère que les variations morphologiques que l'on rencontre au courant des saisons sont principalement liées au rapport de la quantité de mouvement entre les rivières. La séquence de cinq conditions obtenue en 11 jours au printemps 2001 montre une évolution morphologique du lit avec un changement dans la position du banc d'accumulation et un comblement de la zone la plus profonde (Figure 3.3).

Il existe, le 28 avril, une grande différence entre la hauteur des lits à l'entrée de la jonction lorsque le niveau d'eau est élevé (Figure 3.3a). En amont du confluent, le lit de la Berthier est surélevé d'environ 50 cm par rapport au lit de la Bayonne. On remarque aussi que la zone profonde située au centre du chenal parental commence près de l'apex et s'étend vers l'aval en s'élargissant progressivement jusqu'à occuper presque toute la largeur de la rivière.

Sous des conditions de débit légèrement plus faibles (5 mai), les seuls changements morphologiques qui ont eu lieu sont principalement liés à l'avancement du front du banc d'accumulation à l'intérieur de la zone de confluence, ce qui entraîne une diminution de la largeur de la zone profonde (Figure 3.3b). Le 8 mai, on note que le front du banc d'accumulation de la Berthier s'est déplacé davantage dans le confluent par rapport au 5 mai et que le banc d'accumulation s'est allongé de quelques mètres en aval contre la rive droite (Figure 3.3c). De plus, la zone profonde du chenal parental a rétréci et s'est déplacée près de la rive gauche. Le front du banc d'accumulation de la Berthier semble s'être stabilisé dans la zone près de l'apex puisque la position du front a peu changé entre le 8 et le 9 mai 2001 (Figure 3.3c, d). Le 10 mai, le banc d'accumulation de la Berthier occupe près de la moitié du chenal parental (Figure 3.3e). Aussi, une partie du banc d'accumulation en aval du coin inférieur se trouve exondée par l'abaissement du niveau de l'eau. Par ailleurs, la zone profonde est très étroite et se situe au pied de la berge de la Bayonne. Le 19 novembre 2000 représente le plus faible niveau d'eau enregistré durant la campagne d'échantillonnage. On remarque que le banc d'accumulation de la Berthier occupe la moitié du chenal en aval de la confluence et qu'il s'étend sur une longue distance contre la rive droite (Figure 3.3f). La zone profonde au centre du chenal longe presque parallèlement le front du banc d'accumulation et se situe au pied de la rive gauche du côté de la Bayonne.

### **3.1.3- Variabilité spatiale : niveau moyen de la surface de l'eau**

Pour représenter la variabilité spatiale de la surface de l'eau, nous avons utilisé une représentation cartographique de la micro-topographie du plan d'eau. Les cartes de la surface de l'eau identifient les positions dans le chenal qui sont surélevées et déprimées par rapport au niveau moyen de la surface à chaque transect. Les zones représentées par le gris foncé indique une zone surélevée tandis que le gris pâle indique une zone déprimée.

Afin de synthétiser l'information, les six conditions de l'écoulement sont séparées en trois groupes. Ces groupes se divisent en fonction du niveau d'eau, c'est-à-dire bas, moyen et élevé. Les conditions du 8 au 10 mai 2001 ainsi que celles du 19 novembre 2000 se situent dans le premier groupe tandis que le 5 mai 2001 et le 28 avril se classent

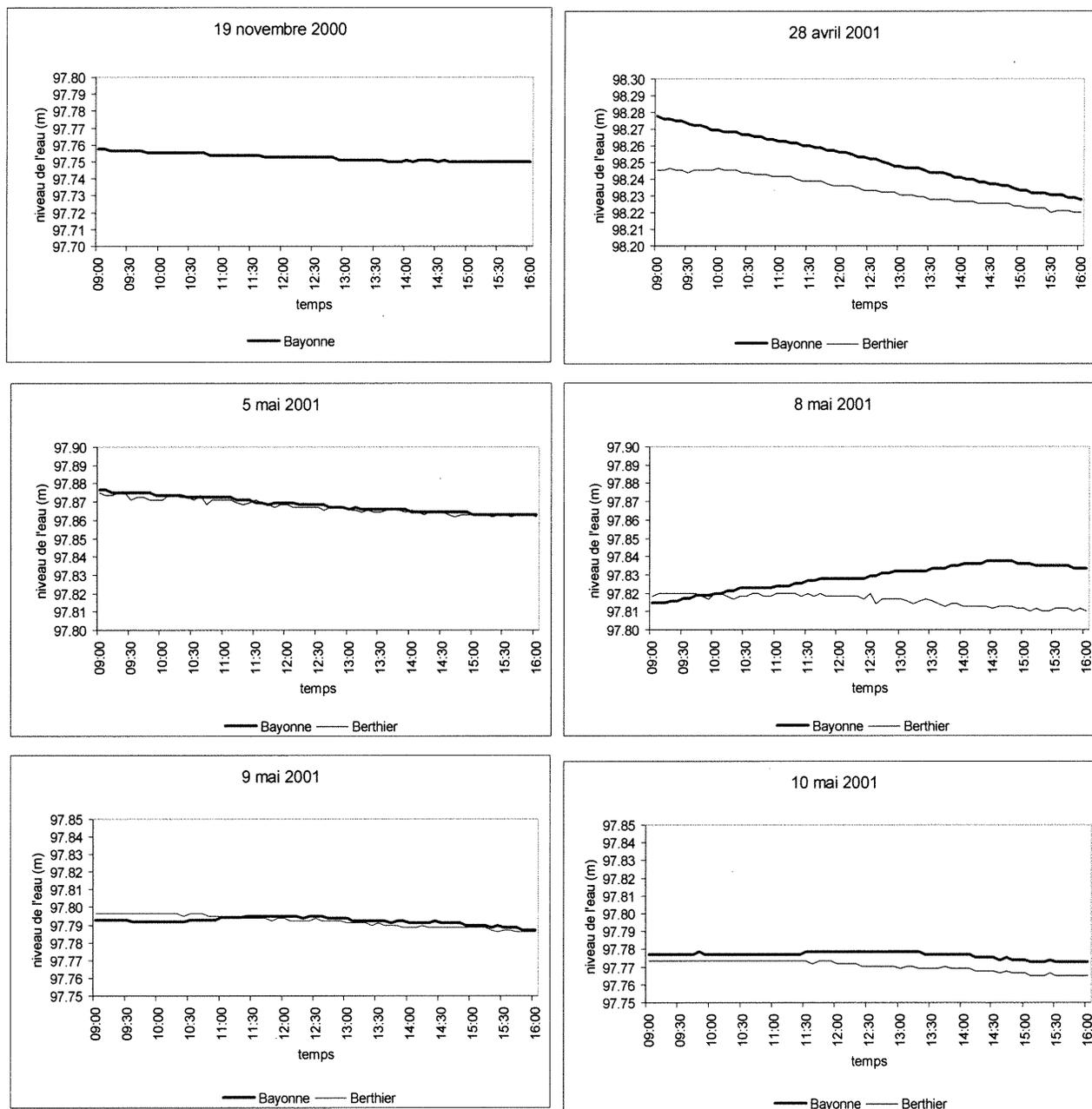


Figure 3.2: Les niveaux de l'eau durant les périodes d'échantillonnage. La ligne noire et grise correspond au niveau de la Bayonne et Berthier.

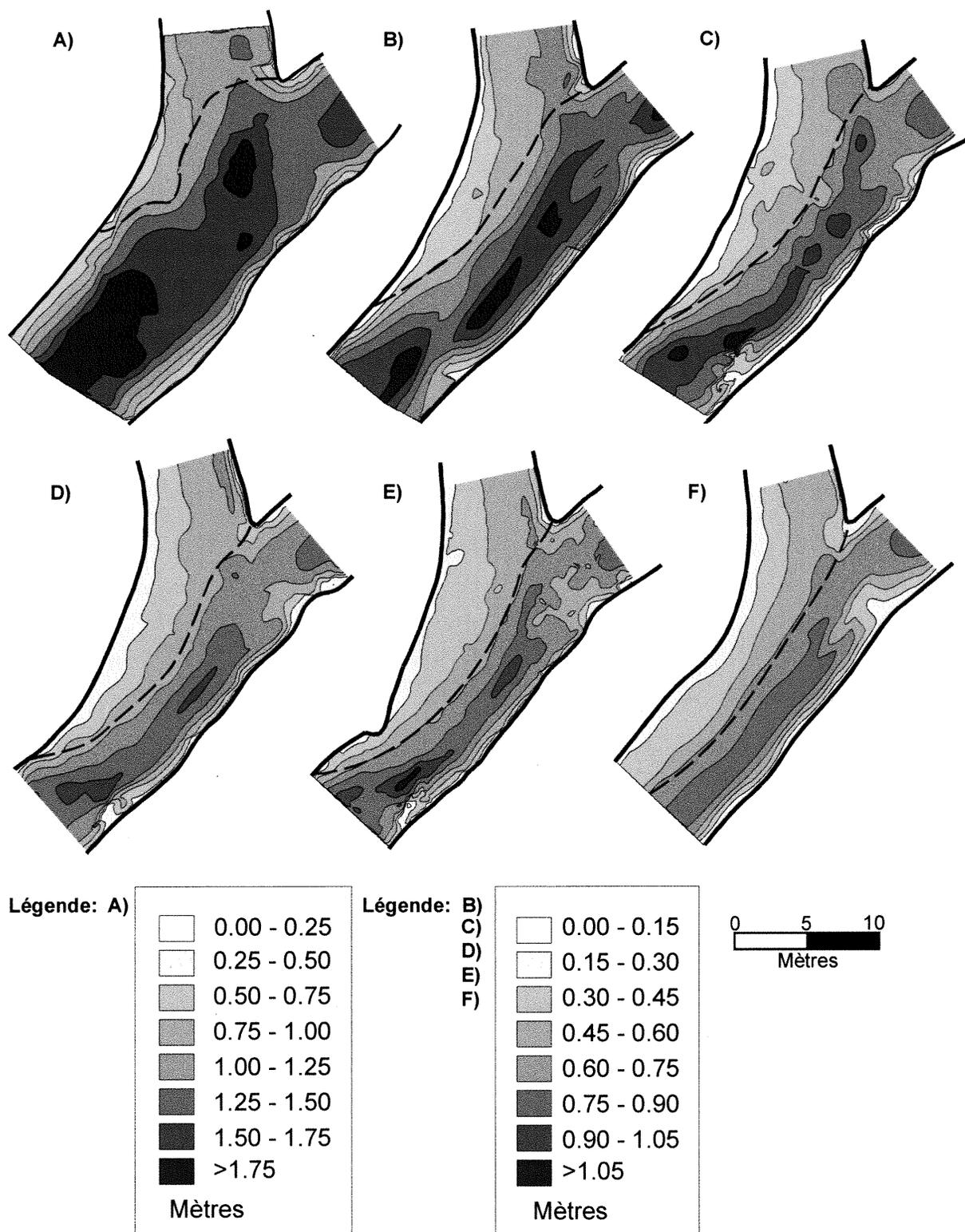


Figure 3.3: Cartes de la morphologie du lit pour le (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000. La profondeur est estimée par rapport au niveau de la surface de l'eau. Le front du banc d'accumulation est représenté par la ligne pointillée.

respectivement dans la catégorie moyenne et élevée. Il est à noter que la catégorie élevée (28 avril) ne correspond qu'à près de la moitié du niveau plein bord qu'il nous a été impossible d'échantillonner.

L'ensemble des conditions de l'écoulement présente trois principales caractéristiques à la surface de l'eau du confluent; 1- une zone surélevée autour de l'apex du confluent; 2- la surface du côté gauche du chenal parental surélevée par rapport au côté droit, créant une pente latérale et 3- une petite zone surélevée du côté droit du plan de mélange complètement à l'aval de la section étudiée.

### **Niveau élevé**

La première caractéristique de cette condition est une zone surélevée qui se situe immédiatement en amont de l'apex dans chaque tributaire (Figure 3.4a). La surélévation de chaque côté de l'apex occupe presque la moitié de la largeur des chenaux tributaires. La deuxième zone consiste en une surélévation du côté gauche du plan de mélange. Cette zone surélevée s'étend sur une distance de 15 mètres à partir de l'apex et se situe au pied de la rive gauche du chenal parental. Enfin, le côté droit du plan de mélange se maintient généralement plus bas que le côté gauche, à l'exception de deux petites zones surélevées situées au-dessus du front du banc d'accumulation et à l'aval de la section étudiée. Des bouillons ont été observés à la surface de l'eau dans ces deux zones surélevées.

La variation de la hauteur le long de trois transects montre qu'il existe une pente latérale d'une berge à l'autre (Figure 3.5). La position de ces transects correspond à celle des transects échantillonnés lors du deuxième volet de cette étude et nous reviendrons plus tard sur la comparaison entre ces deux volets. De l'aval vers l'amont, la surface de l'eau possède une différence latérale de 1,2 cm, 2,1 cm et 1,1 cm pour les transects 4, 5 et 7 respectivement. Ceci correspond à des pentes de 0,13%, 0,23% et 0,12%.

### **Niveau moyen**

Cette condition d'écoulement présente sensiblement les mêmes patrons spatiaux que ceux observés pour le niveau élevé (Figure 3.4b). On observe encore une surélévation de la

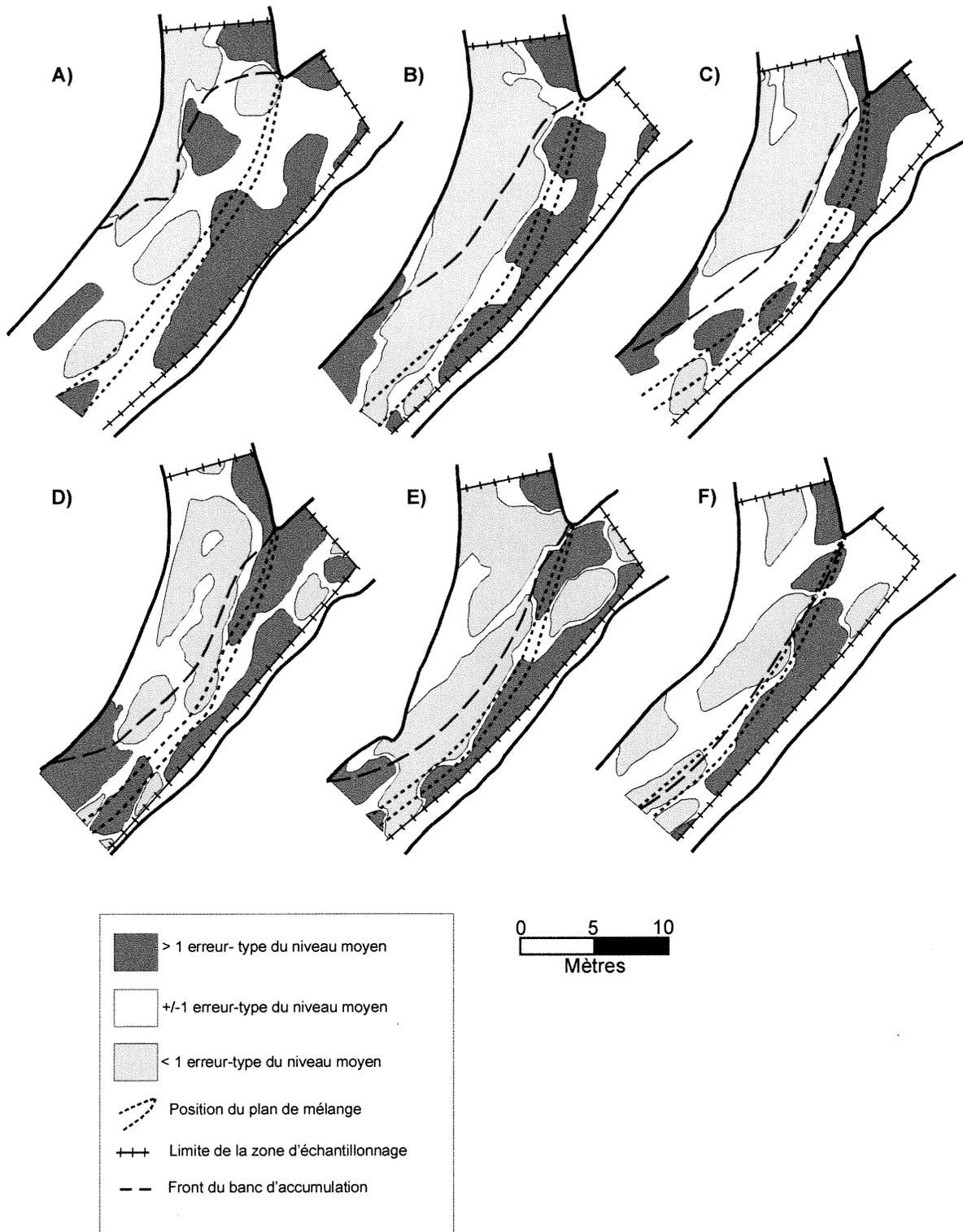


Figure 3.4: Cartes du niveau moyen de la surface de l'eau du (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000.

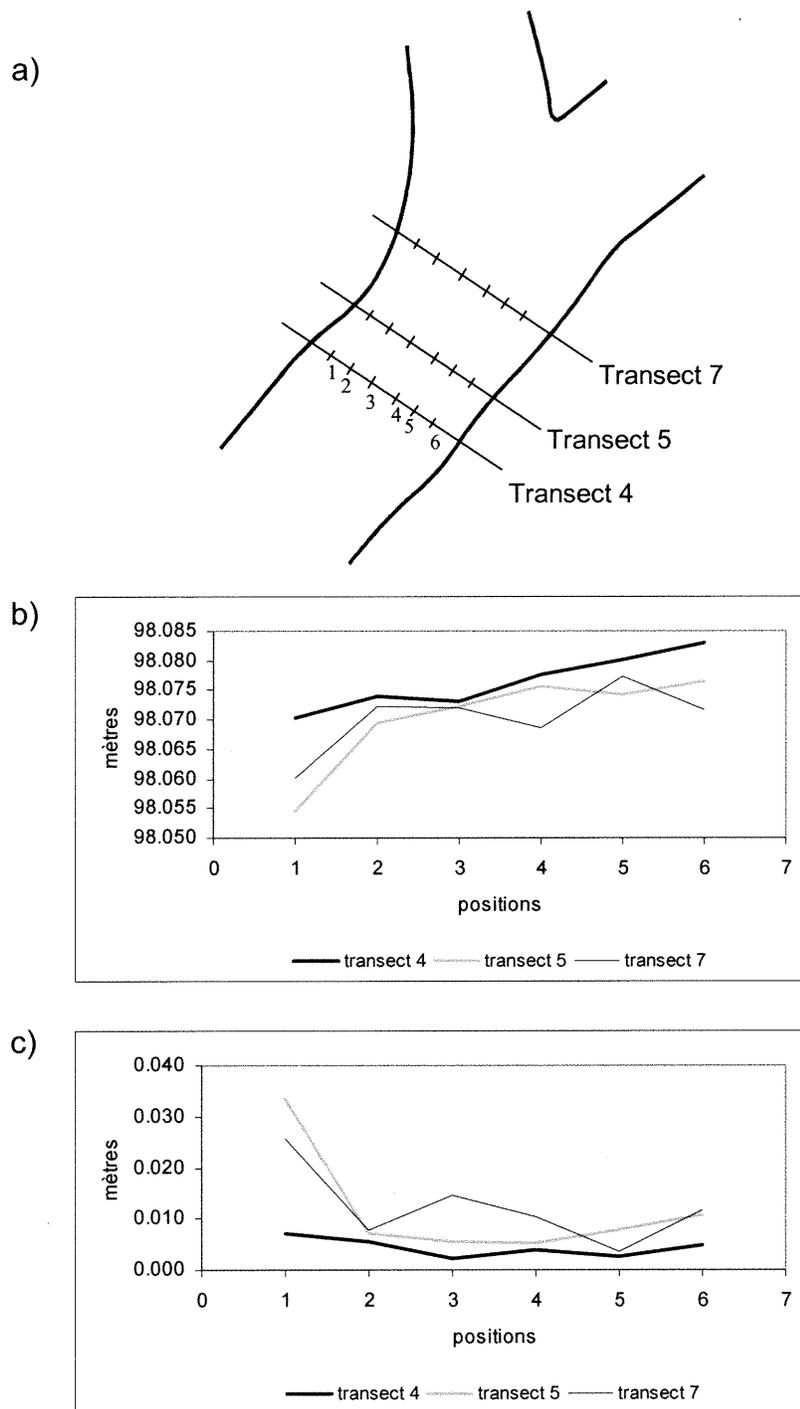


Figure 3.5: (a) La positions des transects 4, 5 et 7 lors de l'échantillonnage du 28 avril (niveau d'eau élevé) ainsi que les variations dans la hauteur de la surface de l'eau le long des transects (b) et les valeurs d'écart-type à ces positions (c).

surface autour de l'apex du confluent, au-dessus du plan de mélange et du côté gauche du chenal qui résulte en une pente latérale. La surélévation près de la rive gauche du chenal parental s'étend sur une dizaine de mètres à l'aval de la jonction. De plus, dans la section aval de la zone d'étude, on retrouve encore une fois une petite zone surélevée contre la rive droite où des bouillons ont été observés à la surface.

### **Bas niveau**

La topographie de la surface de l'eau pour l'ensemble des bas niveaux de l'écoulement présente des caractéristiques communes (Figure 3.4c-f). Premièrement, la région en amont de l'apex semble être une zone qui est toujours surélevée. De plus, cette surélévation persiste pour quelques mètres en aval du confluent où elle se situe au-dessus du plan de mélange. Ensuite, dans le chenal parental, la surface de l'eau est plus élevée du côté gauche du plan de mélange que du côté droit. Cette zone surélevée longe la rive gauche du confluent sur presque toute la section d'étude. Enfin, une petite zone surélevée se trouve près de la rive droite à l'extrémité aval de la zone d'échantillonnage (Figure 3.4c-e).

Parmi les conditions de bas niveau, on remarque que les patrons à la surface de l'eau présentent plusieurs similarités mais aussi certaines différences qui semblent être liées à la morphologie du lit. D'abord, les quatre conditions présentent une zone surélevée autour de l'apex du confluent, dans la zone de stagnation et du côté gauche de chenal de la Berthier. Ensuite, à l'aval immédiat de l'apex, la zone surélevée se prolonge sur quelques mètres au-dessus du plan de mélange avant d'occuper tout le côté gauche du chenal parental. Enfin, on observe que la zone surélevée au-dessus de la zone de résurgence semble disparaître progressivement à mesure que le banc d'accumulation avance à l'intérieur du confluent. Cette caractéristique a déjà été documentée par Leclair et Roy (1997) et ils proposent que l'avancement du banc d'accumulation nuit au développement d'une zone de résurgence en aval du confluent.

## Sommaire

Une carte sommaire présente les principaux résultats qui caractérisent la topographie de la surface de l'eau pour l'ensemble des conditions de l'écoulement (Figure 3.6). Cette carte a été conçue à partir d'une analyse visuelle de la position moyenne des zones surélevées et déprimées pour toutes les cartes de surface de l'eau. Trois caractéristiques principales ressortent des patrons spatiaux de la surface de l'eau. D'abord, la surface de l'eau autour de l'apex semble être généralement surélevée. Cette surélévation correspond approximativement à la position de la zone de stagnation proposée par Best (1987). Ensuite, la surface de l'eau du côté gauche du chenal parental se maintient surélevée sur presque toute la section étudiée. Une surélévation similaire a déjà été observée par Rhoads (1996), à un confluent asymétrique, qu'il a associé à la force centrifuge qui se développe sous l'effet de la déviation de l'écoulement en provenance du chenal tributaire. Enfin, bien que la surface de l'eau soit généralement plus faible du côté droit du plan de mélange, il semble y avoir des petites zones surélevées qui se situent complètement à l'aval de la section d'étude ainsi qu'au-dessus du front du banc d'accumulation sous des conditions de l'écoulement élevées. Ces deux zones surélevées correspondent à la position de bouillons qui apparaissent à la surface par la résurgence de fluide de la Bayonne. Cette structure de l'écoulement est typique des confluits asymétriques à lits discordants (Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1996a; De Serres *et al.*, 1999).

Il est difficile d'établir une relation évidente entre les caractéristiques des patrons spatiaux observés et une variable hydraulique. La superficie relative des zones surélevées et déprimées ne semble pas être influencée par le débit ni le rapport de la quantité de mouvement entre les rivières. La superficie relative des zones surélevées semble demeurer constante sous les différents débits tandis que les zones déprimées semblent être plutôt variables d'une condition à l'autre (Figure 3.7a). Cette tendance est très similaire à ce que l'on retrouve entre la superficie relative et le rapport de la quantité de mouvement (Figure 3.7b). Par ailleurs, on remarque également que la morphologie du lit ne semble pas influencer la superficie relative d'aucune zone (Figure 3.7c). Sur cette figure, on remarque que l'avancement du banc d'accumulation dans le confluent, représenté par la distance vers

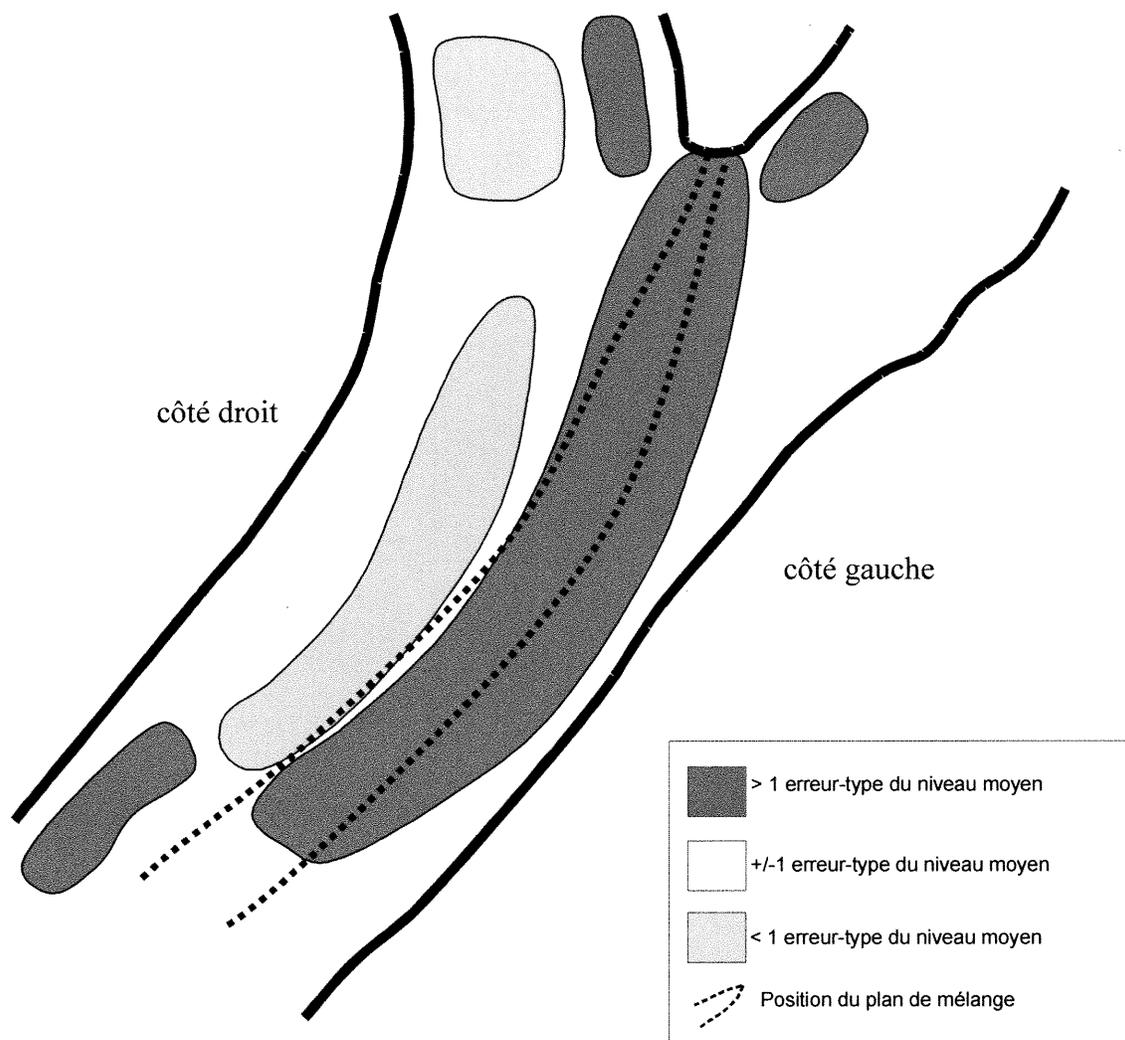


Figure 3.6: Carte sommaire des caractéristiques de la surface de l'eau.

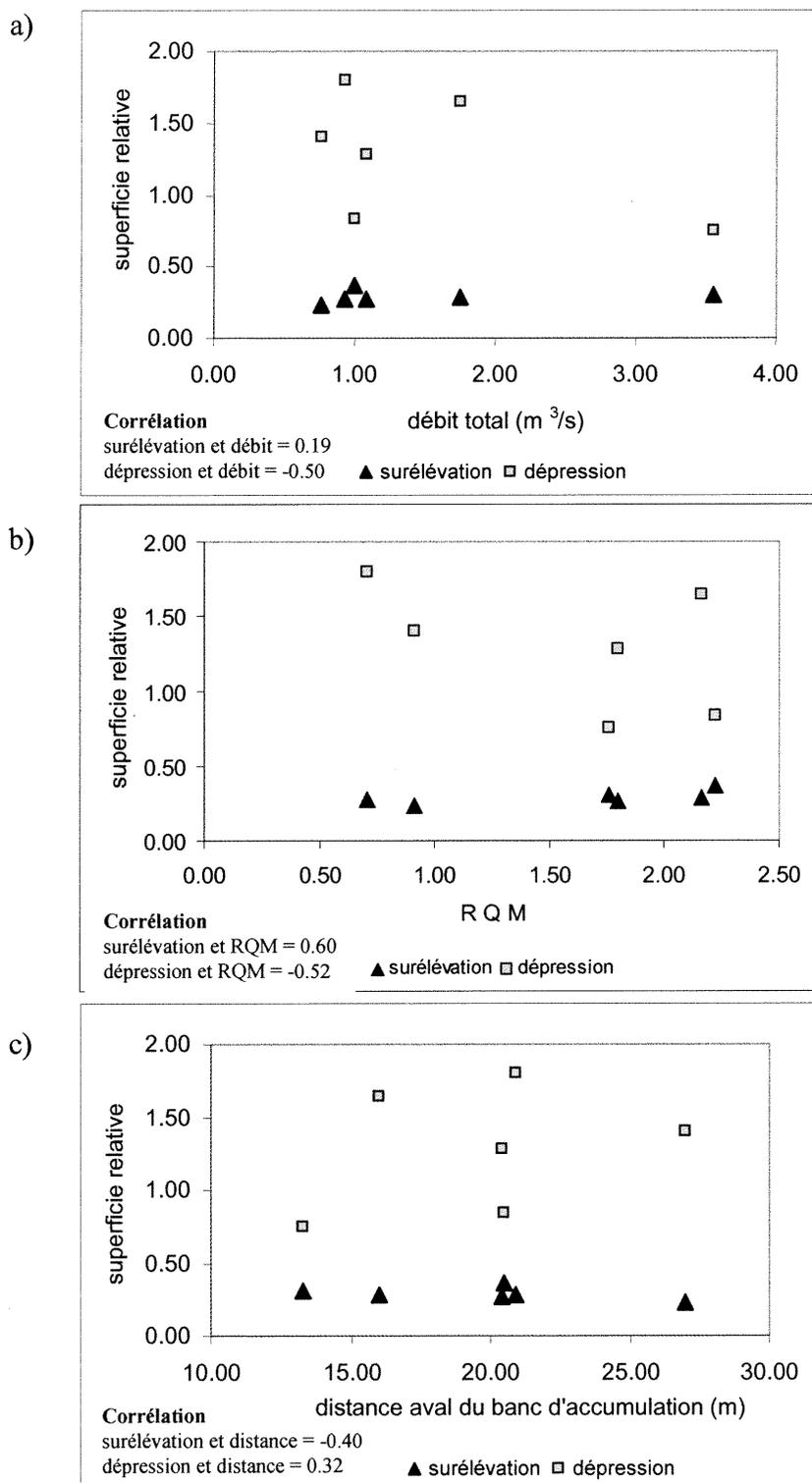


Figure 3.7: a) Relation entre la superficie relative (superficie surélévation/superficie dépression) des surélévations et dépressions et a) le débit total, b) le rapport de la quantité de mouvement et c) la distance en aval du banc d'accumulation.

l'aval qu'a atteint le banc d'accumulation par rapport à l'apex, n'affecte pas la superficie relative des zones surélevées. Bien que l'on ne puisse pas quantitativement établir de relations entre ces variables, il est possible d'en déceler quelques-unes après une analyse visuelle plus approfondie des cartes de la surface de l'eau. D'une part, sur ces cartes, on remarque que la pleine expansion du banc d'accumulation dans le chenal parental semble réduire progressivement la zone surélevée qui est associée à la résurgence de fluide (Figure 3.4a-f). Cette caractéristique n'est pas étonnante puisque l'étude de Leclair et Roy (1997) a montré que la progression du banc d'accumulation élimine la zone de résurgence de fluide en aval de la jonction. D'autre part, il est possible de voir sur les cartes de la surface de l'eau que la progression du banc d'accumulation dans le confluent semble restreindre la zone surélevée de plus en plus contre la rive gauche du chenal en aval de la jonction. Bien qu'aucune relation ne ressorte de façon significative, nous pouvons quand même suggérer que la morphologie du lit est une variable importante qui influence les patrons spatiaux des zones surélevées et déprimées de la surface de l'eau.

### **3.1.4- Variabilité spatiale : écarts types de la surface de l'eau**

La variabilité de la surface de l'eau est représentée par les écarts-types des distributions à chaque position d'échantillonnage. Les résultats dans cette section sont présentés dans le même ordre que ceux de la section précédente (Figure 3.8).

#### **Niveau élevé**

Pour cette condition d'écoulement, la variation moyenne de la surface de l'eau est de 8,3 mm. En amont du confluent, la surface de l'eau des tributaires est plutôt stable puisque les écarts-types sont inférieurs à 5 mm (Figure 3.8a). Toutefois, à l'intérieur du chenal parental, la surface de l'eau devient beaucoup plus variable. À l'embouchure de la Berthier, on retrouve au-dessus du front du banc d'accumulation une zone à forte variabilité. L'amplitude des variations mesurées dans cette zone est supérieure à 20 mm. De plus, au-dessus du plan de mélange, la surface de l'eau est caractérisée par de fortes variations qui dépassent parfois 20 mm. Enfin, pour le reste de la section étudiée, la surface varie généralement de 10 mm ou moins.

### **Niveau moyen**

L'amplitude des fluctuations observées à la surface pour ce niveau d'eau est plus faible que celle mesurée au niveau plus élevé, ce qui explique la diminution de la variation moyenne à 3,3 mm (Figure 3.8b). En fait, l'amplitude des variations a diminué de moitié, c'est-à-dire qu'elle se situe entre les classes de 0 à 7,5 mm, ce qui est plus faible qu'attendu par rapport aux amplitudes obtenues au bas niveau. À l'exception des variations légèrement plus élevées du côté gauche du plan de mélange, aucun autre patron spatial clair ne ressort.

### **Bas niveau**

Les patrons spatiaux observés pour l'ensemble des conditions de bas niveau présentent plusieurs différences mais ils montrent aussi quelques éléments communs (Figure 3.8c-f). Les variations moyennes de la surface de l'eau pour ces conditions varient entre 2,9 et 5,4 mm ce qui est légèrement plus élevé que pour le niveau moyen. Encore une fois, la surface de l'eau à l'amont du confluent semble être plus stable qu'en aval de la jonction. Ensuite, au contact des deux écoulements, c'est-à-dire dans le plan de mélange, la surface devient plus variable et c'est généralement dans cette zone que l'on enregistre l'amplitude maximale des fluctuations (10 mm). Enfin, à l'aval du confluent, on retrouve une plus grande variabilité de la surface du côté gauche du plan de mélange tandis que les fluctuations sont plus faibles et varient entre 0 et 5 mm près de la rive droite.

Parmi les conditions de bas niveau d'eau, on remarque que les patrons spatiaux se caractérisent plutôt par leurs différences. Toutefois, on distingue certains éléments communs, notamment que la surface de l'eau semble être plus variable autour du plan de mélange. Par ailleurs, l'amplitude des variations pour ces quatre conditions de bas niveau est bien comparable.

### **Sommaire**

Il ne semble pas ressortir des patrons nets dans la distribution spatiale des valeurs d'écart-types à la surface de l'eau d'une condition à l'autre. On note une zone à plus forte variabilité qui se situe généralement à proximité du plan de mélange. Les structures

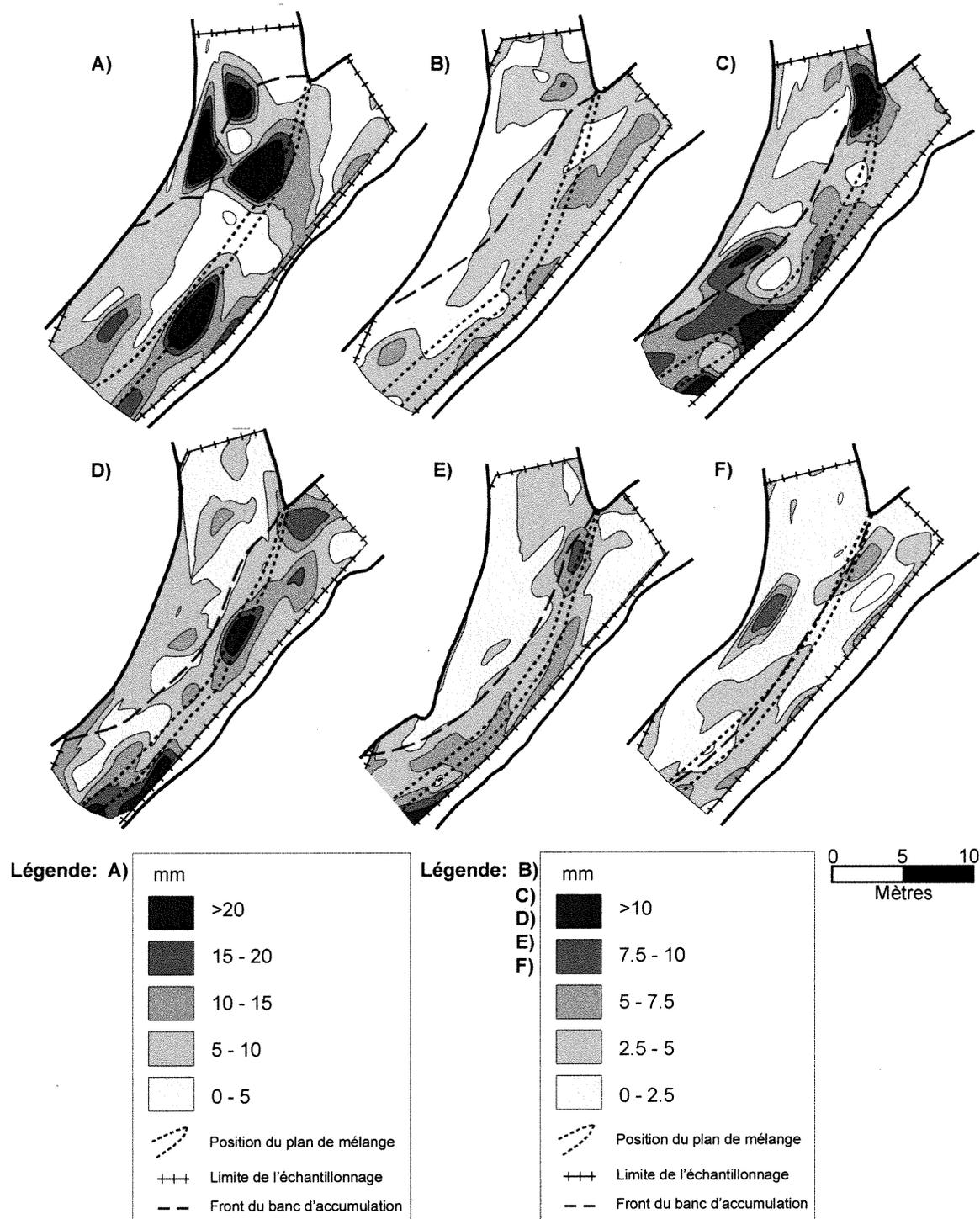


Figure 3.8: Cartes des écarts-types de la surface de l'eau du (a) 28 avril, (b) 5 mai, (c) 8 mai, (d) 9 mai, (e) 10 mai et (f) le 19 novembre 2000.

turbulentes qui se développent dans la zone de mélange pourraient être liées à ces fluctuations puisque les travaux de Shi *et al.* (2001) ont montré que ces structures peuvent parfois provoquer une déformation de la surface. Par ailleurs, on remarque que les changements du débit ne semblent pas avoir d'influence sur le coefficient de variation de la moyenne des écarts-types (Figure 3.9). Ceci indique que le rapport entre l'écart-type des fluctuations et la moyenne des fluctuations de la surface ne change pas en fonction des conditions de l'écoulement. Toutefois, lorsque l'on examine la relation entre la profondeur de la colonne d'eau et les fluctuations de la surface de l'eau, il semble y avoir une relation. On remarque que les valeurs médianes des écarts-types semblent augmenter avec la profondeur. Ces caractéristiques pourraient être liées aux dimensions des structures turbulentes puisque leur taille est fonction de la profondeur de l'écoulement (Jackson, 1976). De plus, il semble que la dispersion des valeurs des écarts-types soit liée à la profondeur. La faible résolution temporelle associée à cette méthode ne permet pas d'examiner à fond cette question. Par contre, les mécanismes qui contrôlent les variations temporelles de la surface de l'eau à ce confluent seront examinés dans la seconde partie de cette étude.

### 3.1.5- Synthèse des résultats

L'analyse de la distribution spatiale de la micro-topographie de la surface montre que la surface de l'eau suit un patron bien organisé. Les caractéristiques de ce patron sont d'abord une surélévation autour de l'apex et du côté gauche du chenal parental, ainsi qu'au-dessus du plan de mélange et des zones de résurgence de fluide. L'échantillonnage à différentes conditions de débit nous a permis de montrer que certaines de ces caractéristiques de la surface de l'eau sont relativement stables dans le temps tandis que d'autres apparaissent lorsque le banc d'accumulation de la Berthier ne pénètre pas dans la zone de confluence. Cette dernière caractéristique est mise en évidence par la séquence de trois conditions de bas niveau où l'on voit la surélévation dans la zone de résurgence disparaître progressivement à mesure que le banc d'accumulation avance dans le confluent. De plus, la distribution spatiale des écarts-types de la surface de l'eau a révélé que les fluctuations de la surface de l'eau sont généralement plus importantes à proximité du plan de mélange.

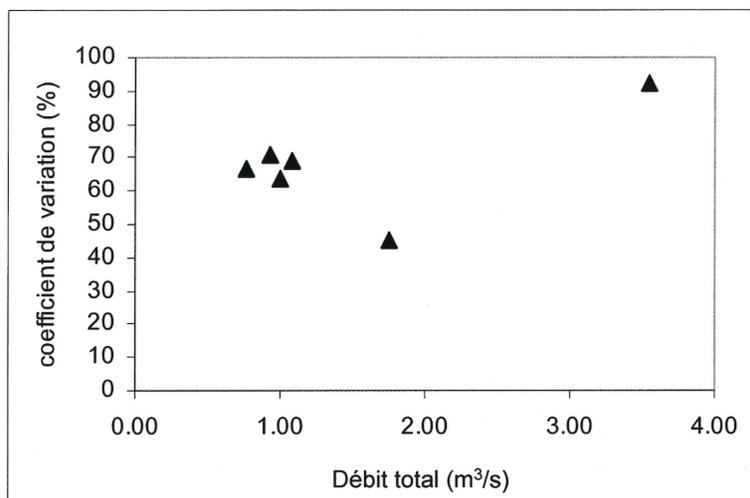


Figure 3.9: Relation entre le coefficient de variation de la moyenne des écarts-types et le débit total.

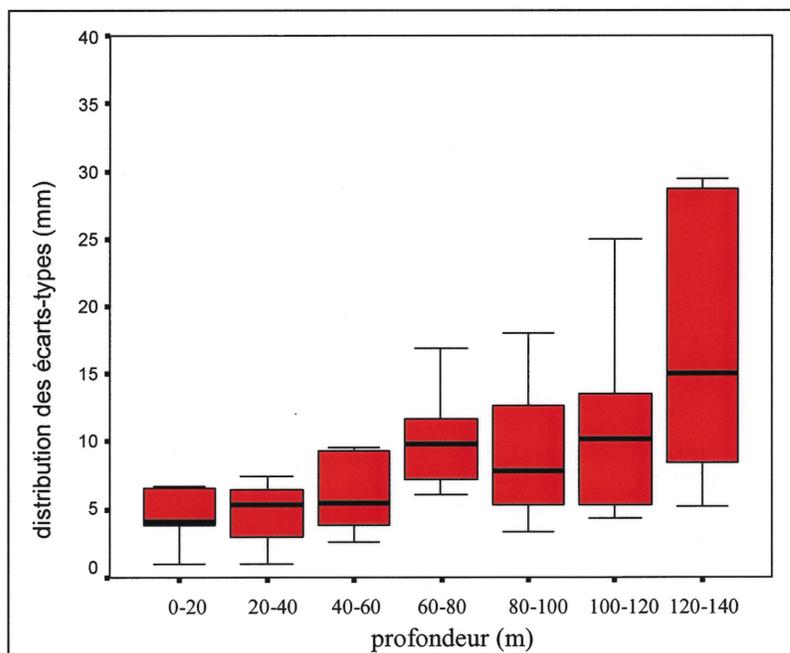


Figure 3.10: Relation entre la distribution des écarts-types de la surface de l'eau et la profondeur du chenal sous les positions échantillonnées pour l'ensemble des conditions de l'écoulement.

## **3.2- DEUXIÈME VOLET : VARIATIONS TEMPORELLES DE LA SURFACE DE L'EAU ET DES VITESSES DE L'ÉCOULEMENT.**

### **3.2.1- Conditions de l'écoulement**

Les données pour cette recherche ont été recueillies le 6 novembre 2001 pendant que le niveau d'eau était relativement stable avec un abaissement d'environ 3 cm des deux tributaires au courant de la journée (Figure 3.11). Cette condition représente 30% du niveau plein bord, ce qui correspond à un débit total est de  $2,55 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , et le rapport de quantité de mouvement est de 0,54 (Tableau 3.1). La dominance de la Bayonne a des répercussions sur la topographie du lit et sur les structures de l'écoulement. D'une part, la morphologie du lit est caractérisée par une zone de surcreusement située au centre du chenal et par le recoupement du front du banc d'accumulation de la Berthier (Figure 3.12). Cette morphologie est typique des confluents asymétriques à lits discordants et elle peut se comparer à celle du 28 avril décrite précédemment. D'autre part, le plan de mélange se situe dans la région centrale du chenal parental et nous avons noté la présence d'une zone de résurgence de fluide et des bouillons à la surface du côté droit du plan de mélange (Figure 3.12).

### **3.2.2- Traitement des données**

Nous avons échantillonné 18 positions à la surface de l'eau. Ces positions suivent trois transects à l'intérieur du chenal parental comme l'illustre la Figure 3.13. Après avoir recueilli les séries temporelles de la surface de l'eau, nous avons d'abord procédé à une analyse visuelle des données. Cette analyse avait pour but d'identifier des pics anormalement élevés ou encore un abaissement du niveau de l'eau qui serait supérieur à celui mesuré aux stations de jaugeage. Dans les 18 séries temporelles recueillies, aucune d'entre-elles ne présentaient des pics élevés ou une tendance quelconque. La Figure 3.14 montre un exemple typique d'une série temporelle de la surface de l'eau. Par la suite, nous avons parfois échantillonné la même position avec différents senseurs pour voir comment les niveaux moyens et les périodicités obtenues se comparaient entre deux senseurs indépendants (Figure 3.13). En comparant le niveau moyen mesuré à 60 secondes de la fin des séries temporelles originales à celui mesuré lors des 60 premières secondes de la

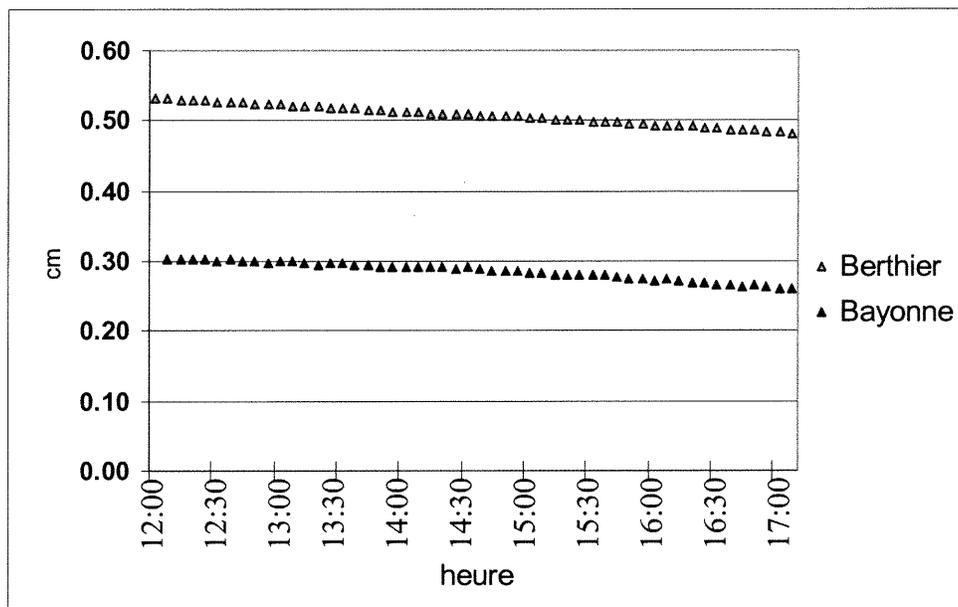


Figure 3.11: Variation du niveau de l'eau durant la période d'échantillonnage du 6 novembre 2001. Le niveau de base des deux rivières sur cette figure est arbitraire.

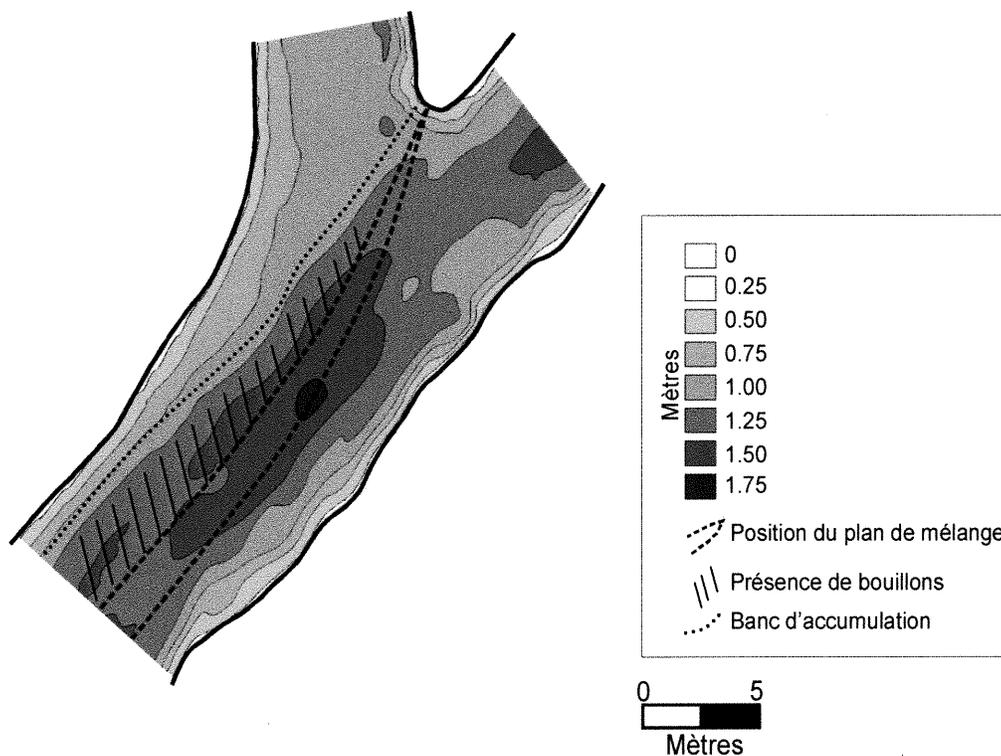


Figure 3.12: Morphologie du lit du 6 novembre 2001. La profondeur a été estimée à partir du niveau de l'eau.

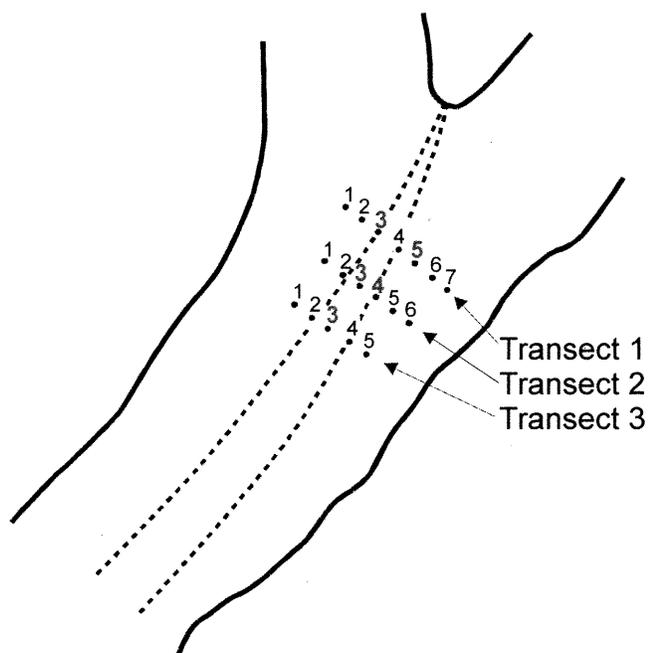


Figure 3.13: Localisation des transects et position des points d'échantillonnage à l'intérieur du chenal parental. Le plan de mélange est représenté par la ligne pointillée. Les chiffres en rouge représentent les positions où nous avons échantillonné un réplicat.

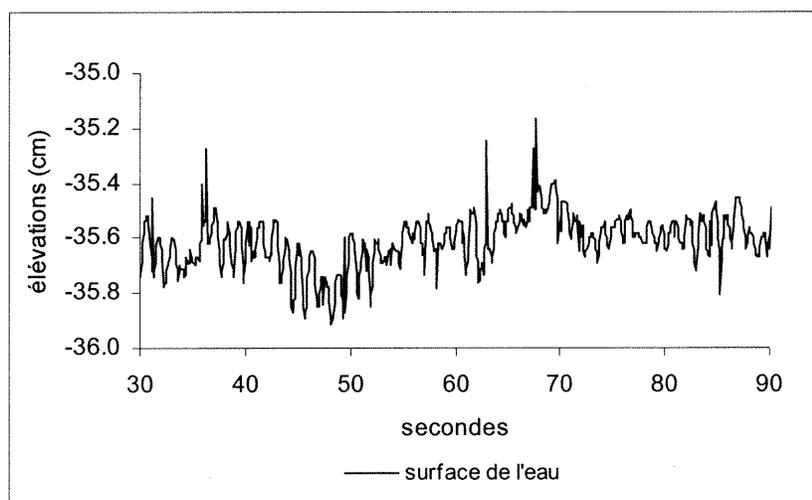


Figure 3.14: Exemple d'une série temporelle de la surface de l'eau de la position 2 du premier transect.

réplique, nous avons pu constater qu'ils correspondaient généralement à la même valeur. Ceci nous a permis de s'assurer que les différences d'élévations mesurées d'une berge à l'autre n'étaient pas un artefact de mesure. De plus, les périodicités détectées à certaines positions dans la série temporelle originale se retrouvaient dans les répliques (Figure 3.15). Les similarités entre les résultats d'autocorrélation nous indiquent que le temps nécessaire pour déplacer les senseurs latéralement d'une position était suffisamment court pour que l'on puisse rencontrer des périodicités similaires sous la même position échantillonnée par un autre senseur.

Lors de l'analyse visuelle des séries de vitesses, nous avons remarqué que les vitesses verticales étaient toujours de 10 à 15 cm s<sup>-1</sup> supérieures à ce qui a déjà été documenté pour des conditions similaires à ce site (Biron *et al.*, 1993a; De Serres *et al.*, 1999). Nous avons soupçonné un mauvais alignement des senseurs qui aurait l'effet de diminuer les vitesses longitudinales au profit d'amplifier les vitesses verticales. Par conséquent, nous avons ajusté les données par la méthode de rotation couramment utilisée dans les études sur la turbulence (Roy *et al.*, 1996). La rotation des données a pour but d'ajuster les vitesses de l'écoulement de sorte que les composantes longitudinale et verticale soient réorientées parallèlement et perpendiculairement au lit. La rotation se calcule selon :

$$u'_t = u'_s \cos\phi + v'_s \sin\phi \quad (11)$$

$$v'_t = -u'_s \sin\phi + v'_s \cos\phi \quad (12)$$

où les indices  $t$  et  $s$  représentent respectivement les données transformées et originales tandis que  $\phi$  est l'angle de rotation. Cet angle se trouve par :

$$\phi = \tan^{-1} (\langle v' \rangle / \langle u' \rangle) \quad (13)$$

L'angle de correction dans nos données de vitesses varie entre 2 et 9 degrés. Certaines séries de vitesses n'ont pu être corrigées en raison du nombre limité de canaux dans l'accumulateur de données qui ne nous permettait pas toujours de mesurer les deux composantes de l'écoulement. Les séries temporelles de vitesses des positions suivantes

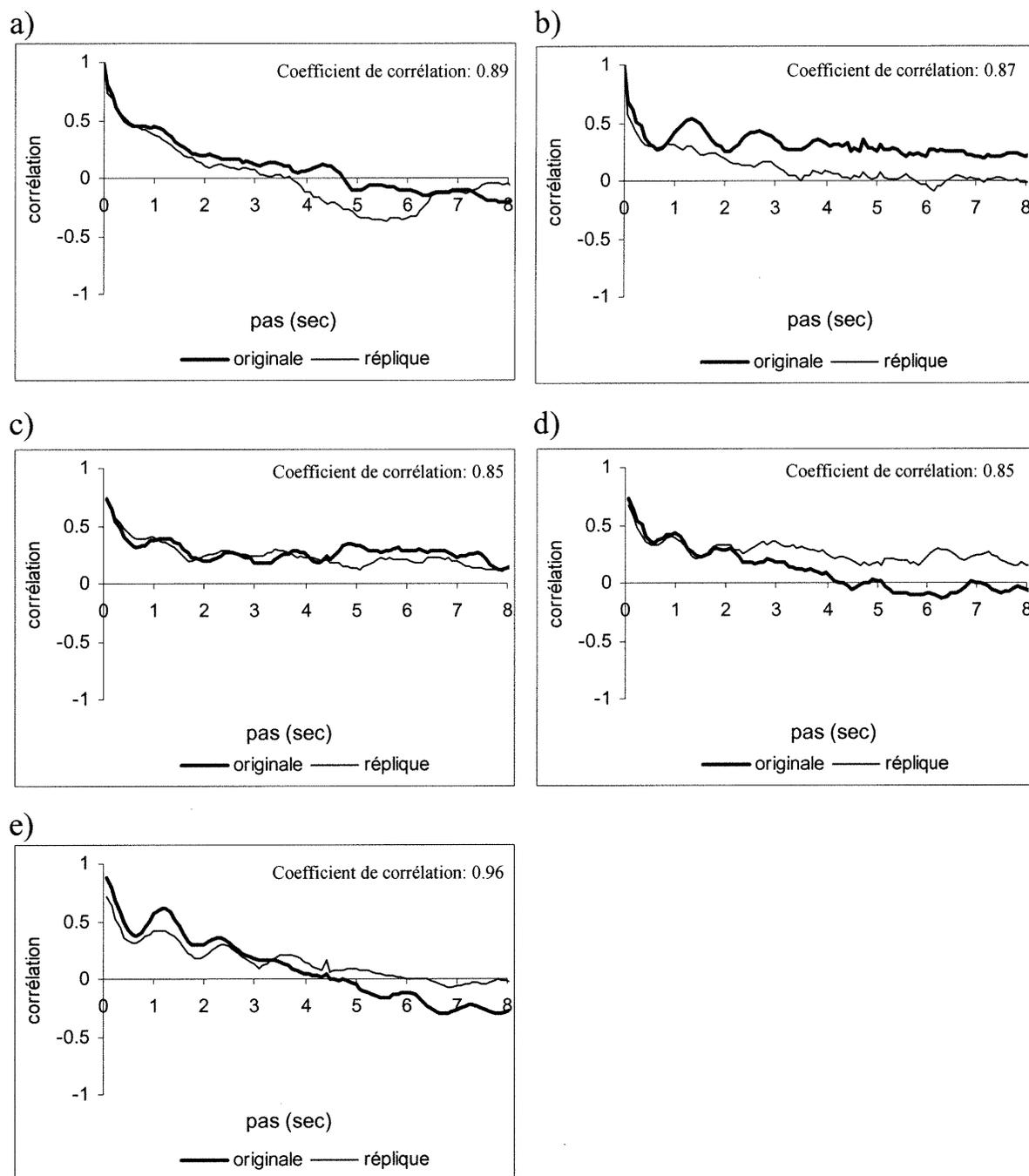


Figure 3.15: Analyse d'autocorrélation sur des séries temporelles échantillonnées par différents senseurs de la position; a) 3 du premier transect; b) 5 du premier transect; c) 3 du deuxième transect; d) 4 du deuxième transect; e) 3 du troisième transect. Cette analyse a été faite sur la dernière minute d'échantillonnage de la série temporelle originale et la première minute de la réplique. La forte corrélation entre les deux résultats d'autocorrélation suggère que les séries temporelles possèdent la même périodicité.

n'ont pas été utilisées; 1, 4 et 6 du premier transect, 2 et 5 du deuxième transect et 2 du troisième transect. Par ailleurs, certains échantillons de vitesses n'ont pas été utilisés à cause de l'amplitude des fluctuations de vitesses mesurée qui atteignait jusqu'à 15 fois la valeur de l'écart-type autour de la moyenne. Ceci était possiblement lié à la présence de débris dans l'eau. Aucune fluctuation de cette amplitude n'a été documentée dans la littérature sur ce confluent (Biron *et al.*, 1993a; Boyer, 1996; De Serres *et al.*, 1999). Ces fluctuations ont été mesurées aux positions 3 et 4 du troisième transect et par conséquent ces séries temporelles n'ont pas été utilisées.

### **3.2.3- Statistiques descriptives des séries temporelles**

#### **3.2.3.1- Surface de l'eau**

Les séries temporelles de la surface de l'eau font ressortir certaines caractéristiques comparables à celles observées dans le premier volet de l'étude, notamment une inclinaison de la surface vers la rive droite du chenal parental. Au premier transect, il existe une différence de 0,88 cm entre le point 1 et le point 7, ce qui produit une pente latérale de 0,17% (Figure 3.16). Au deuxième transect, la différence d'élévation entre les deux points aux extrémités est de 0,47 cm tandis que la dénivellation mesurée au dernier transect s'élève à 0,92 cm, ce qui représente une pente de 0,22%. Par ailleurs, la différence entre les niveaux moyens des points aux extrémités des transects est toujours statistiquement significative en raison des faibles bandes d'erreur-type (Tableau 3.2). Cette pente latérale de la surface de l'eau correspond à d'autres observations qui ont été faites sur un confluent à angle asymétrique, où la surface de l'eau était surélevée du côté opposé au chenal tributaire (Rhoads, 1996). Enfin, il est important de noter que les niveaux moyens de la surface ne sont pas comparables entre les transects car la distance entre les senseurs et la surface varie de quelques millimètres d'un transect à l'autre.

D'une manière générale, les écarts-types de la surface de l'eau varient entre 0,07 et 0,11 cm. Cependant, un élément intéressant qui ressort pour l'ensemble des transects est que la surface est plus variable du côté de la Berthier comme le montrent les profils d'écart-type (Figure 3.16). Cette tendance est particulièrement évidente pour les deux

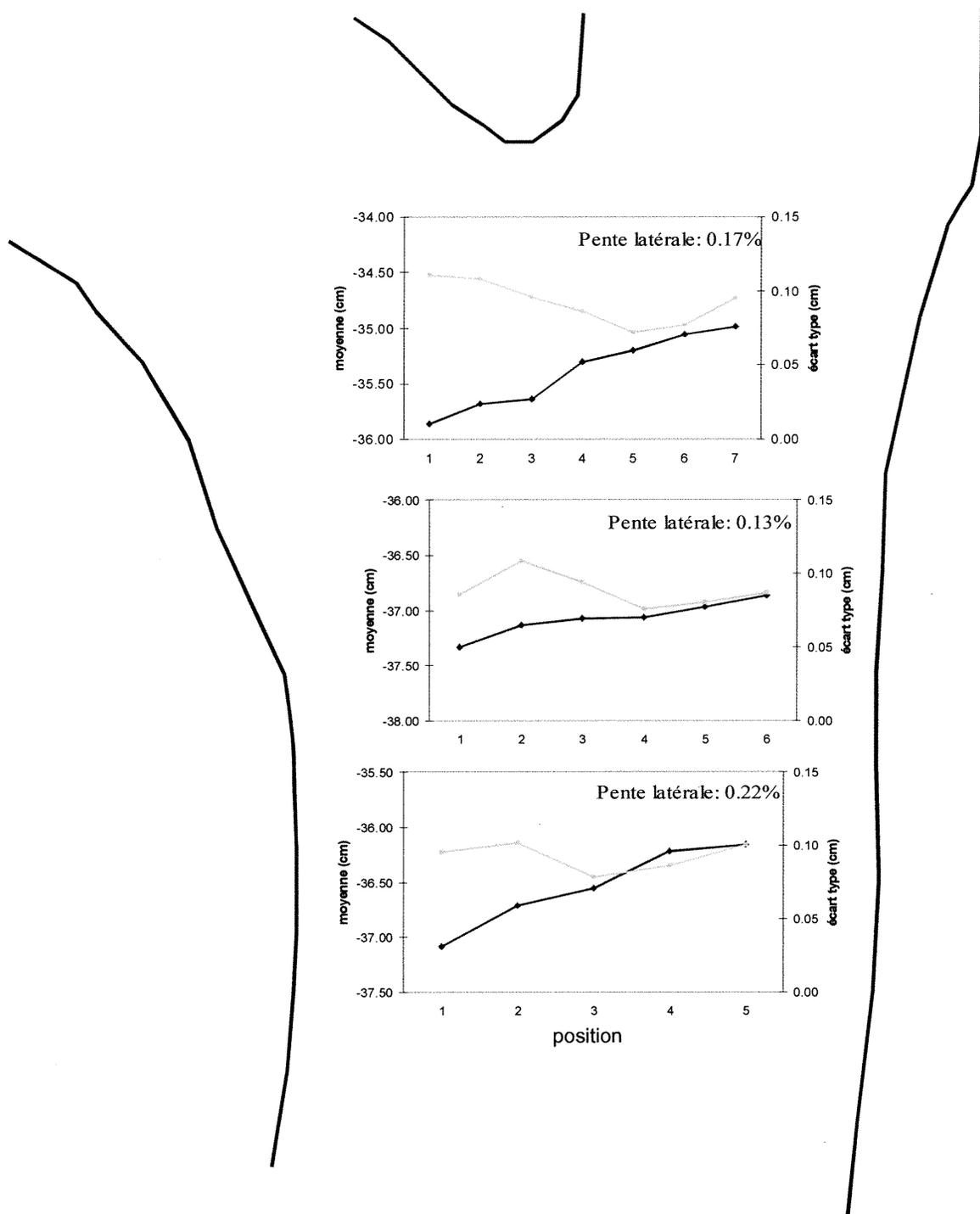


Figure 3.16: Niveau moyen de la surface de l'eau (courbes noires) et les écarts-types (courbes grises) à chaque position d'échantillonnage. L'ordre des graphiques respecte la position des transects.

<b>Transect 1</b>		<b>Transect 2</b>		<b>Transect 3</b>		<b>Transect 1</b>		<b>Transect 2</b>		<b>Transect 3</b>	
<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>	
moyenne (cm)	1 -35.863	2 -35.680	3 -35.843	4 -35.306	5 -35.205	6 -35.052	7 -34.985	dénivellation (cm)	0.88		
écart-type (cm)	0.111	0.108	0.096	0.086	0.072	0.077	0.095	Pente surface latérale (%)	0.17		
erreur type de la moyenne	0.0017	0.0017	0.0015	0.0013	0.0011	0.0012	0.0014				
Bande d'erreur (95%)	0.0044	0.0043	0.0038	0.0034	0.0028	0.0030	0.0037				
asymétrie	0.98	0.04	0.35	0.42	0.11	0.74	0.41				
kurtose	1.94	0.55	1.20	1.21	2.25	4.07	2.15				
normalité (p)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)				
nombre de mesures	3600	3600	3600	3600	3600	3600	3600				
<b>Transect 2</b>		<b>Transect 3</b>		<b>Transect 1</b>		<b>Transect 2</b>		<b>Transect 3</b>		<b>Transect 1</b>	
<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>	
moyenne (cm)	1 -37.334	2 -37.135	3 -37.074	4 -37.064	5 -36.970	6 -36.868		dénivellation (cm)	0.47		
écart-type (cm)	0.086	0.108	0.094	0.076	0.081	0.087		Pente surface latérale (%)	0.13		
erreur type de la moyenne	0.0013	0.0016	0.0014	0.0012	0.0012	0.0013					
Bande d'erreur (95%)	0.0033	0.0042	0.0036	0.0030	0.0031	0.0034					
asymétrie	0.38	0.20	0.65	0.61	1.11	0.80					
kurtose	0.71	0.67	2.50	3.24	4.61	3.19					
normalité (p)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)					
nombre de mesures	3600	3600	3600	3600	3600	3600					
<b>Transect 3</b>		<b>Transect 1</b>		<b>Transect 2</b>		<b>Transect 3</b>		<b>Transect 1</b>		<b>Transect 2</b>	
<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>		<b>positions</b>	
moyenne (cm)	1 -37.08	2 -36.71	3 -36.55	4 -36.22	5 -36.16			dénivellation (cm)	0.92		
écart-type (cm)	0.095	0.102	0.079	0.086	0.100			Pente surface latérale (%)	0.22		
erreur type de la moyenne	0.0015	0.0016	0.0012	0.0013	0.0015						
Bande d'erreur (95%)	0.0037	0.0040	0.0031	0.0034	0.0039						
asymétrie	0.37	0.39	0.16	0.64	0.25						
kurtose	0.65	0.86	0.97	1.98	2.03						
normalité (p)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)	non (0.000)						
nombre de mesures	3600	3600	3600	3600	3600						
										<i>plan de mélange</i>	

Tableau 3.2: Caractéristiques des séries temporelles de la surface de l'eau. Les positions des senseurs dans le plan de mélange sont identifiées en gris.

premiers transects où les écarts-types varient autour de 0,11 cm du côté de la Berthier et 0,08 cm près de la rive de la Bayonne. Les bouillons, visibles à la surface du côté droit du plan de mélange, pourraient être responsables de ces fluctuations plus importantes. De plus, au-dessus du plan de mélange, il ne semble pas y avoir de fluctuations importantes de la surface puisque les valeurs des écarts-types sont plus faibles. Ceci semble être en désaccord avec les résultats obtenus au premier volet de cette étude où des zones de forte variation de la hauteur de la surface de l'eau se situaient généralement au-dessus du plan de mélange.

Les histogrammes des distributions des hauteurs d'eau montrent que l'ensemble des points possèdent une légère asymétrie vers la droite (Figure 3.17). Les valeurs d'asymétrie varient entre 0,10 et 0,98 au premier transect, 0,20 et 1,11 au deuxième transect et 0,16 et 0,64 au troisième transect (Tableau 3.2). Même lorsque les coefficients sont faibles, aucune des séries temporelles échantillonnées à la surface de l'eau ne possède une distribution qui est conforme à la loi normale ( $p < 0,001$ ) (Tableau 3.2). En ce qui a trait aux coefficients d'aplatissement (kurtose), les valeurs les plus élevées se situent généralement du côté gauche du plan de mélange. Pour les trois transects les maxima sont de 4,07, 4,6 et 2,03 pour les points échantillonnés du côté gauche du plan de mélange (Tableau 3.2). Toutefois, pour l'ensemble des transects, les valeurs de kurtose sont toujours positives, ce qui signifie que les distributions sont toutes leptokurtiques mais à des degrés différents.

### 3.2.3.2- Vitesses de l'écoulement

Les séries temporelles des vitesses révèlent que les caractéristiques de l'écoulement à l'intérieur de la zone de mélange diffèrent des positions échantillonnées à l'extérieur de cette zone (Figure 3.18). À l'intérieur du plan de mélange on retrouve un ralentissement des vitesses longitudinales, des fluctuations importantes des vitesses longitudinales et verticales et une forme asymétrique des distributions (Tableau 3.3).

Pour l'ensemble des transects, les vitesses longitudinales moyennes à l'extérieur du plan de mélange sont généralement plus élevées qu'à l'intérieur du plan de mélange (Figure 3.19). À l'extérieur du plan de mélange, les vitesses se situent entre 40,1 et 53,1 cm s<sup>-1</sup>

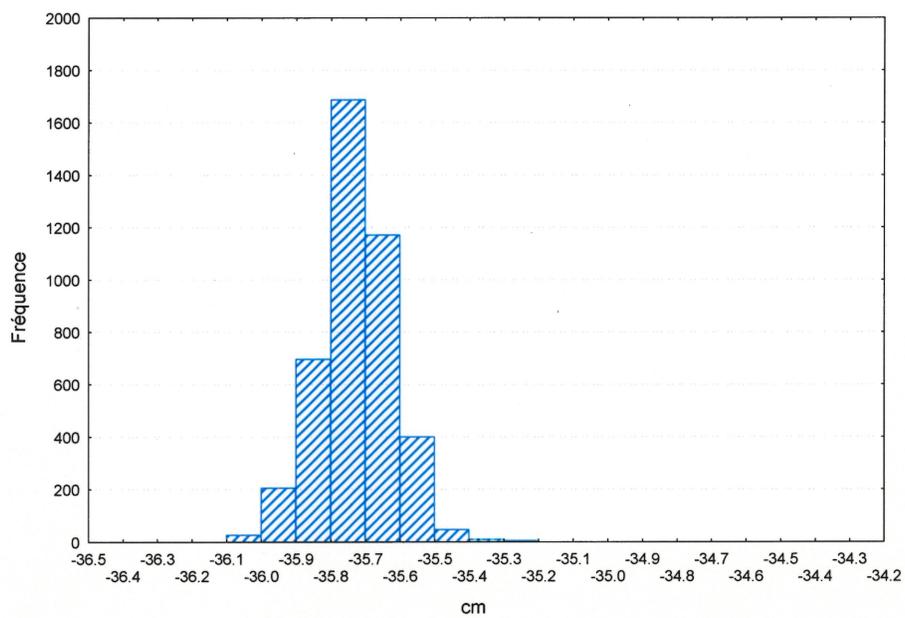


Figure 3.17: Exemple d'un histogramme des hauteurs de la surface de l'eau pour la position 2 du premier transect.

**Transect 1**

positions	1	2	3	4	5	6	7
<b>Vitesse longitudinale</b>							
moyenne (cm/s)	47.99		29.19		48.55		53.06
écart-type (cm/s)	3.68		17.30		3.08		4.51
asymétrie	-0.39		-0.53		0.02		-0.08
kurtose	0.53		10.71		0.02		0.15
normalité (p)	non (0.003)		non (0.000)		oui (0.827)		oui (0.188)
<b>Vitesse verticale</b>							
moyenne (cm/s)	-0.19		14.97		-4.01		-0.65
écart-type (cm/s)	4.53		27.01		2.52		3.22
asymétrie	0.01		1.44		0.04		0.10
kurtose	0.29		1.75		0.25		0.16
normalité (p)	oui (0.254)		non (0.000)		oui (0.195)		oui (0.367)

**Transect 2**

positions	1	2	3	4	5	6
<b>Vitesse longitudinale</b>						
moyenne (cm/s)	48.25		35.05	38.962		51.316
écart-type (cm/s)	4.15		13.60	8.718		4.244
asymétrie	-0.62		-0.28	-2.015		-0.285
kurtose	1.03		1.88	8.84		0.13
normalité (p)	non (0.000)		non (0.000)	non (0.000)		oui (0.035)
<b>Vitesse verticale</b>						
moyenne (cm/s)	0.20		20.41	3.31		1.816
écart-type (cm/s)	4.55		27.64	12.46		2.494
asymétrie	0.36		1.01	2.04		0.171
kurtose	3.03		0.67	33.54		0.30
normalité (p)	non (0.007)		non (0.000)	non (0.000)		oui (0.055)

**Transect 3**

positions	1	2	3	4	5
<b>Vitesse longitudinale</b>					
moyenne (cm/s)	44.58				40.07
écart-type (cm/s)	4.27				3.14
asymétrie	-2.88				-0.28
kurtose	39.73				0.22
normalité (p)	non (0.000)				non (0.009)
<b>Vitesse verticale</b>					
moyenne (cm/s)	-0.25				-0.01
écart-type (cm/s)	7.49				2.38
asymétrie	5.25				-0.03
kurtose	42.22				0.69
normalité (p)	non (0.000)				oui (0.376)
<i>plan de mélange</i>					

Tableau 3.3: Caractéristiques des séries temporelles des vitesses de l'écoulement. Les positions des vélocimètres dans le plan de mélange sont identifiées en gris.

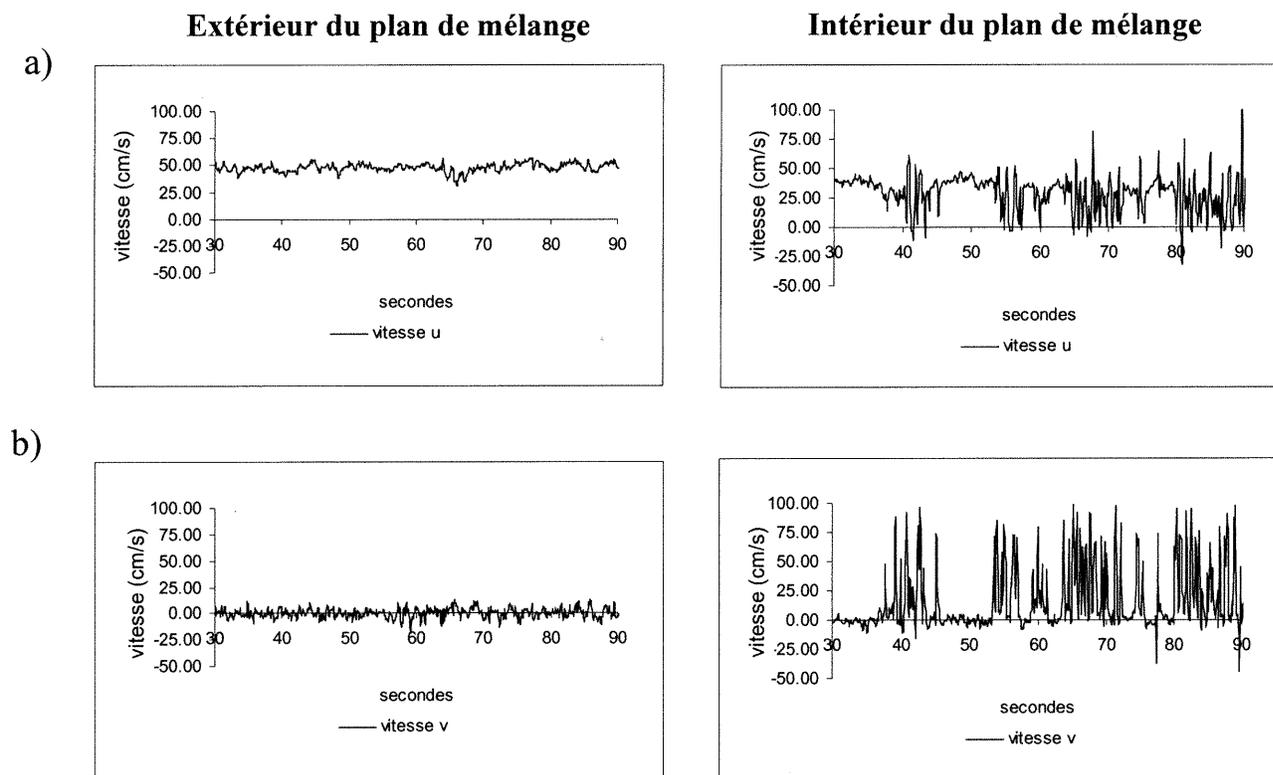


Figure 3.18: Exemples de séries temporelles des vitesses de l'écoulement pour la composante longitudinale (a) et verticale (b). Les signaux à l'extérieur et à l'intérieur du plan de mélange proviennent respectivement de la position 1 et 3 du premier transect (voir Figure 3.13). L'oscillation du plan de mélange explique l'alternance des périodes de fortes et faibles fluctuations enregistrées par le vélocimètre.

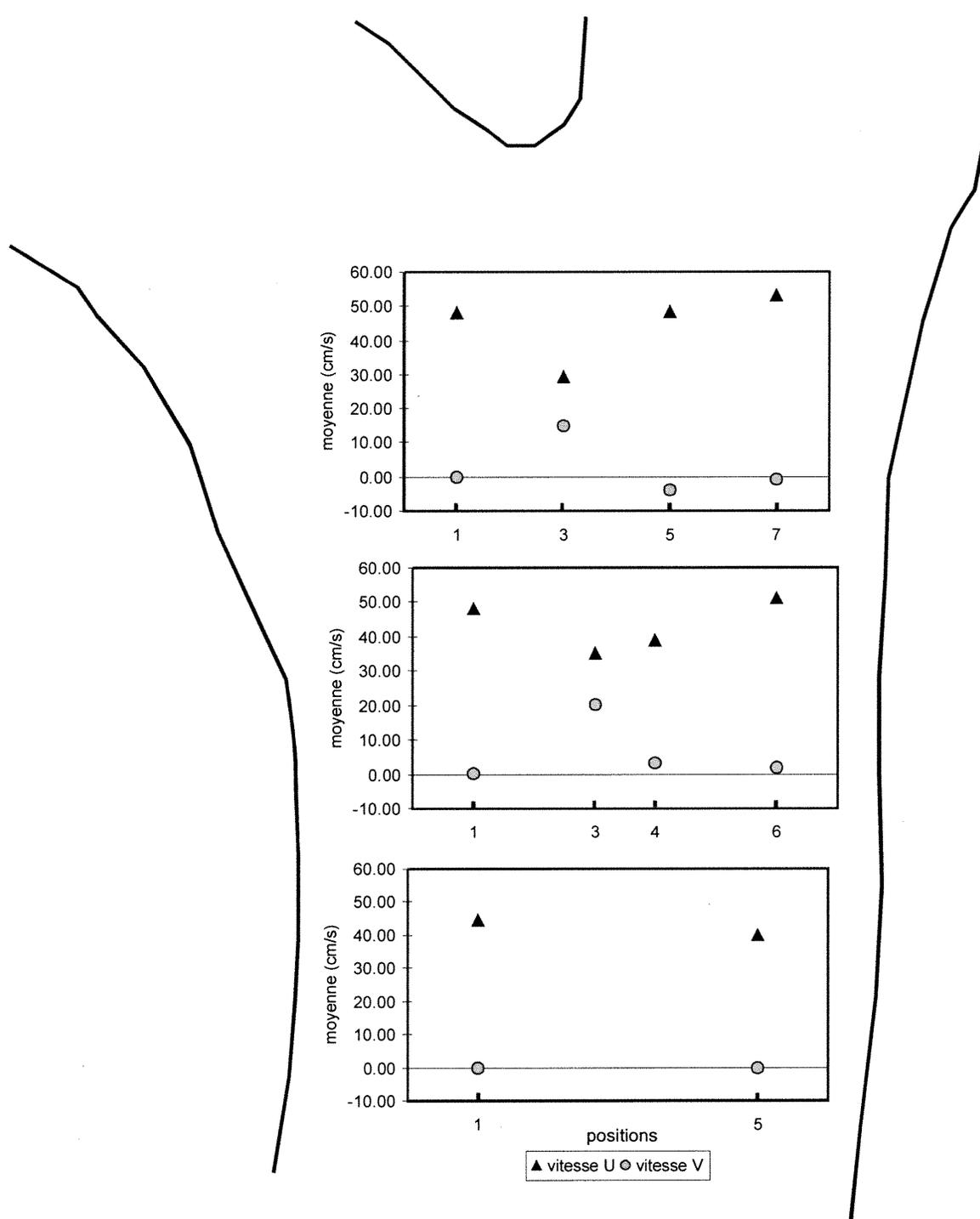


Figure 3.19: Vitesses moyennes longitudinales et verticales des positions échantillonnées. L'ordre des graphiques respecte la position des transects.

tandis qu'à l'intérieur elles varient entre 29,2 et 39,0 cm s<sup>-1</sup>. Ce ralentissement de l'écoulement correspond bien aux résultats de De Serres *et al.* (1999) qui ont également mesuré des vitesses longitudinales plus lentes à l'intérieur de la zone de mélange. Par ailleurs, les vitesses verticales sont plus élevées à l'intérieur du plan de mélange et varient de 3,3 à 20,4 cm s<sup>-1</sup>, alors qu'elles s'étendent de -4,0 à 1,8 cm s<sup>-1</sup> à l'extérieur de cette zone.

Les valeurs des écarts-types des composantes longitudinale et verticale de l'écoulement pour les trois transects échantillonnés atteignent des valeurs plus élevées à l'intérieur du plan de mélange (Figure 3.20). Les vitesses longitudinales possèdent un écart-type de 17,3 et 13,6 cm s<sup>-1</sup> à l'intérieur du plan de mélange au premier et deuxième transect tandis qu'à l'extérieur de la zone de mélange, ils se situent entre 2,52 et 4,5 cm s<sup>-1</sup>. Les écart-types des vitesses verticales sont de 1,4 à 1,58 fois plus élevés que ceux des vitesses longitudinales aux positions échantillonnées à l'intérieur du plan de mélange et varient entre 12,5 et 27,6 cm s<sup>-1</sup> comparativement à 2,4 et 4,6 cm s<sup>-1</sup> de part et d'autre de la zone de mélange. La variation plus importante des vitesses à l'intérieur du plan de mélange est une caractéristique de l'écoulement qui a déjà été documentée dans l'étude de Biron *et al.* (1993a) à ce confluent. Dans cette étude, l'écart-type des vitesses à l'intérieur du plan de mélange s'élevaient à 24,2 et 31,3 cm s<sup>-1</sup> pour la composante longitudinale et verticale de l'écoulement alors qu'à l'extérieur, ces valeurs s'élevaient seulement à 6,9 et 6,5 cm s<sup>-1</sup> pour la composante longitudinale et verticale.

La forme des distributions des vitesses présente plusieurs caractéristiques intéressantes (Figure 3.21). Premièrement, la composante longitudinale pour l'ensemble des positions possède généralement une asymétrie négative qui varie entre -0,28 et -2,88 (Tableau 3.3). La composante verticale, toutefois, possède généralement un coefficient d'asymétrie positif qui varie entre 0,01 et 5,25 (Tableau 3.3). Pour les deux premiers transects, les valeurs maximales positives et négatives d'asymétrie se trouvent à l'intérieur du plan de mélange (Tableau 3.3). Deuxièmement, aux transects 1 et 2, le coefficient d'aplatissement pour les deux composantes de l'écoulement est généralement plus élevé à l'intérieur du plan de mélange (Tableau 3.3). La composante longitudinale pour la position

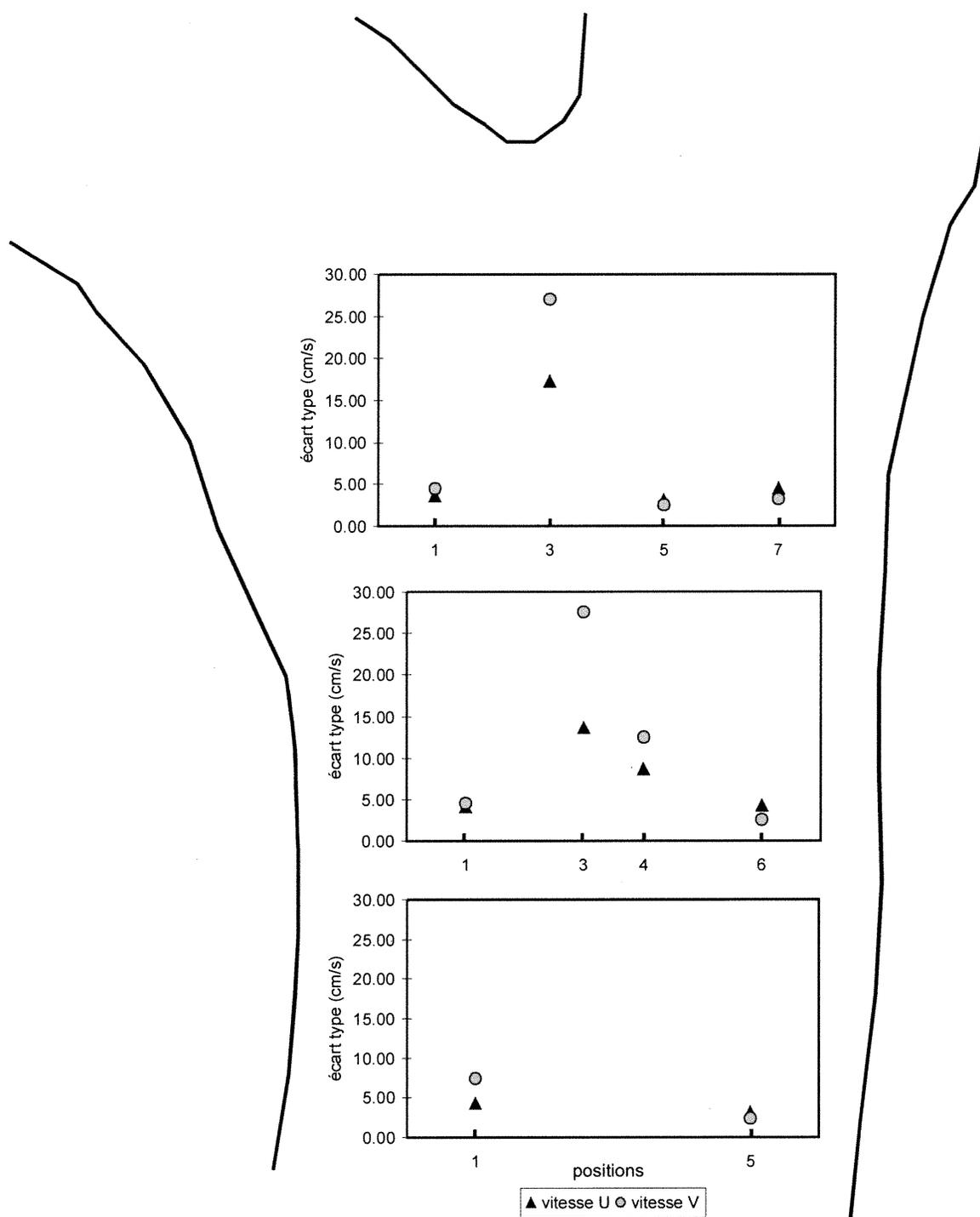


Figure 3.20: Écart-types des séries temporelles des vitesses longitudinales ( $u$ ) et verticales ( $v$ ) de l'écoulement des positions échantillonnées. L'ordre des graphiques respecte la position des transects.

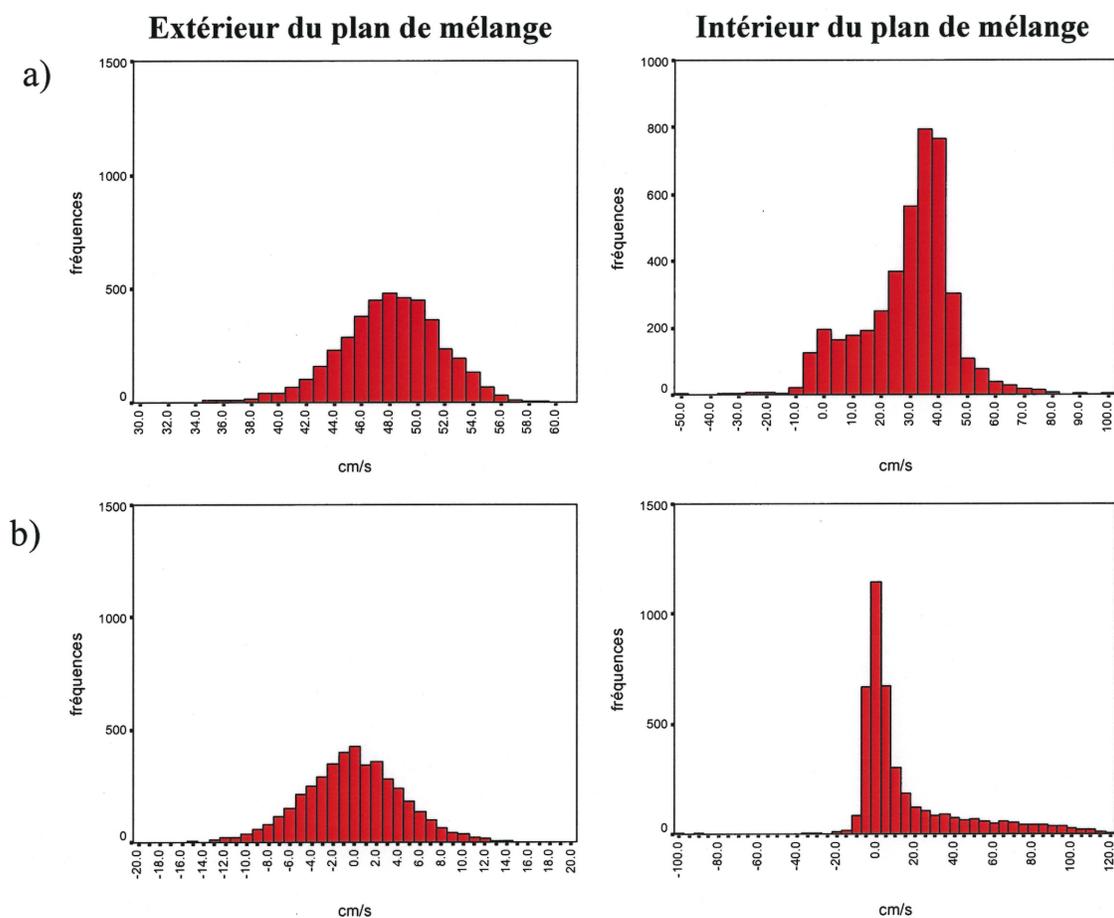


Figure 3.21: Exemple d'histogrammes de la distribution des vitesses de l'écoulement pour les composantes longitudinale (a) et verticale (b) de l'écoulement. Les positions à l'extérieur et à l'intérieur du plan de mélange correspondent aux positions 1 et 3 du premier transect respectivement (voir Figure 3.13)

3 du premier transect possède un coefficient d'aplatissement de 10,71 tandis qu'il est de 33,54 pour la composante verticale de la position 4 du deuxième transect. On retrouve également un coefficient d'aplatissement très élevé à la position 1 du troisième transect pour les deux composantes de l'écoulement (Tableau 3.3). Les formes des distributions ont probablement été influencées par la présence d'une résurgence de fluide qui se situait à cette position. Enfin, les vitesses longitudinales et verticales pour la plupart des positions situées à l'extérieur du plan de mélange aux transects 1 et 2 possèdent des histogrammes de distributions normaux ( $p > 0,01$ ) (Tableau 3.3). Cependant, à l'intérieur du plan de mélange et pour les positions 1 et 2 du troisième transect, peu des séries temporelles présentent des données qui sont distribuées normalement ( $p < 0,01$ ).

Ces résultats confirment qu'il existe des différences marquées entre les caractéristiques de l'écoulement à l'intérieur et à l'extérieur du plan de mélange. Ces différences ont déjà été observées dans plusieurs études sur les confluent de rivières en milieu naturel et en laboratoire (Biron *et al.*, 1993a,b, 1996a,b; Weber *et al.*, 2001).

### **3.2.3.3- Caractéristiques turbulentes des séries de vitesses de l'écoulement**

Les résultats sur les caractéristiques turbulentes des séries temporelles de vitesses portent sur l'intensité turbulente, la contrainte de cisaillement de Reynolds et les analyses de quadrants. Pour l'ensemble des transects, la plus forte activité turbulente se présente à l'intérieur du plan de mélange (Tableau 3.4). Dans la zone de mélange, l'intensité turbulente atteint presque 60% au premier transect et 40% au deuxième, ce qui est très élevé. Les positions échantillonnées de part et d'autre du plan de mélange possèdent des valeurs d'intensité turbulente qui s'élèvent seulement à 10%, ce qui est typique des valeurs observées dans une couche-limite turbulente (Townsend, 1976). L'étude de Biron *et al.* (1996a) a montré, dans une expérience en laboratoire, que les valeurs maximales de l'intensité turbulente dans une jonction de rivières se retrouvaient à l'intérieur de la zone de mélange en raison du développement des structures Kelvin-Helmholtz qui produisent des fluctuations importantes des vitesses de l'écoulement.

Les fortes fluctuations des vitesses de l'écoulement à l'intérieur du plan de mélange se reflètent également au niveau du cisaillement de Reynolds moyen dans cette zone. Le cisaillement de Reynolds moyen est généralement un ordre de grandeur plus élevé à l'intérieur qu'à l'extérieur du plan de mélange (Tableau 3.5). À l'extérieur de la zone de mélange, il varie entre  $-2,4 \text{ Nm}^{-2}$  et  $4,83 \text{ Nm}^{-2}$  tandis qu'à l'intérieur ces valeurs vont de  $-70,16 \text{ Nm}^{-2}$  à  $61,87 \text{ Nm}^{-2}$ . Cependant, lorsque l'on examine le cisaillement de Reynolds en terme d'événements turbulents à l'intérieur du plan de mélange, l'analyse des quadrants nous révèle que ce sont les quadrants 1 et 2 où l'on retrouve les plus fortes magnitudes de cisaillement. Les deux premiers quadrants se caractérisent par des événements turbulents qui possèdent des fluctuations verticales de vitesses supérieures à la moyenne. L'étude de Biron *et al.* (1993a) a montré que près du lit, c'est principalement le deuxième quadrant qui produit le cisaillement de Reynolds le plus important. Ceci indique donc que, près de la surface, les structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange, comme les instabilités Kelvin-Helmholtz, produisent des fluctuations de vitesses de très fortes magnitudes qui sont orientées vers la surface.

En revanche, la fréquence de ces événements suggère que ceux-ci ne surviennent qu'une fraction du temps durant une période de cinq minutes. Lorsque l'on examine le temps de résidence par quadrant des événements turbulents à l'intérieur de la zone de mélange, on remarque que le quadrant 4 domine avec un temps de résidence qui varie entre 46% et 49%. Les événements du quadrant 1 et 2 ne se produisent qu'entre 10% et 22% du temps (Tableau 3.5). Par ailleurs, à l'extérieur du plan de mélange, les événements turbulents sont plus isotropes, c'est-à-dire que les événements de chaque quadrant occupent environ 25% du temps lors d'un échantillonnage de 5 minutes, avec une légère dominance des quadrants 1 et 3. Cette dernière caractéristique n'est pas usuelle puisque l'étude de Biron *et al.* (1993a) a montré une légère dominance du quadrant 2 et 4 à l'extérieur du plan de mélange, bien que l'échantillonnage ait été effectué près du lit alors qu'ici les données de vitesses sont recueillies à dix centimètres sous la surface. En ce qui a trait aux temps de résidence par quadrant à l'intérieur du plan de mélange, nos données correspondent bien à celles obtenues par l'étude de Biron *et al.* (1993a).

positions	1	2	3	4	5	6	7
Transect 1	8%		59%		6%		8%
Transect 2	9%		39%	22%		8%	
Transect 3	10%		<i>plan de mélange</i>		8%		

Tableau 3.4: Intensité turbulente de l'écoulement aux positions échantillonnées. Les zones grises représentent les positions échantillonnées à l'intérieur du plan de mélange.

<b>Transect 1</b>				
	1	3	5	7
Q1 ( $u' > 0, v' > 0$ )	-1.31 (28)	-70.16 (14)	-0.62 (26)	-0.92 (26)
Q2 ( $u' < 0, v' > 0$ )	1.09 (23)	61.87 (14)	0.40 (24)	0.82 (23)
Q3 ( $u' < 0, v' < 0$ )	-1.09 (27)	-19.79 (26)	-0.52 (26)	-1.02 (27)
Q4 ( $u' > 0, v' < 0$ )	0.71 (22)	15.00 (46)	0.47 (24)	0.88 (24)
<b>Transect 2</b>				
	1	3	4	6
Q1 ( $u' > 0, v' > 0$ )	-1.21 (27)	-36.6 (11)	-10.29 (10)	-0.76 (27)
Q2 ( $u' < 0, v' > 0$ )	1.38 (22)	46.40 (22)	15.08 (14)	0.55 (22)
Q3 ( $u' < 0, v' < 0$ )	-1.01 (26)	-17.88 (21)	-5.47 (27)	-0.77 (26)
Q4 ( $u' > 0, v' < 0$ )	0.95 (25)	14.49 (46)	2.39 (49)	0.59 (25)
<b>Transect 3</b>				
	1		5	
Q1 ( $u' > 0, v' > 0$ )	-2.40 (22)		-0.47 (25)	
Q2 ( $u' < 0, v' > 0$ )	4.83 (18)		0.45 (25)	
Q3 ( $u' < 0, v' < 0$ )	-1.02 (28)		-0.51 (24)	
Q4 ( $u' > 0, v' < 0$ )	1.02 (32)		0.46 (26)	

Tableau 3.5: Cisaillement de Reynolds moyen et temps de résidence (en % de la durée totale du signal) des événements turbulents par quadrant. Les zones grises représentent les positions échantillonnées à l'intérieur du plan de mélange.

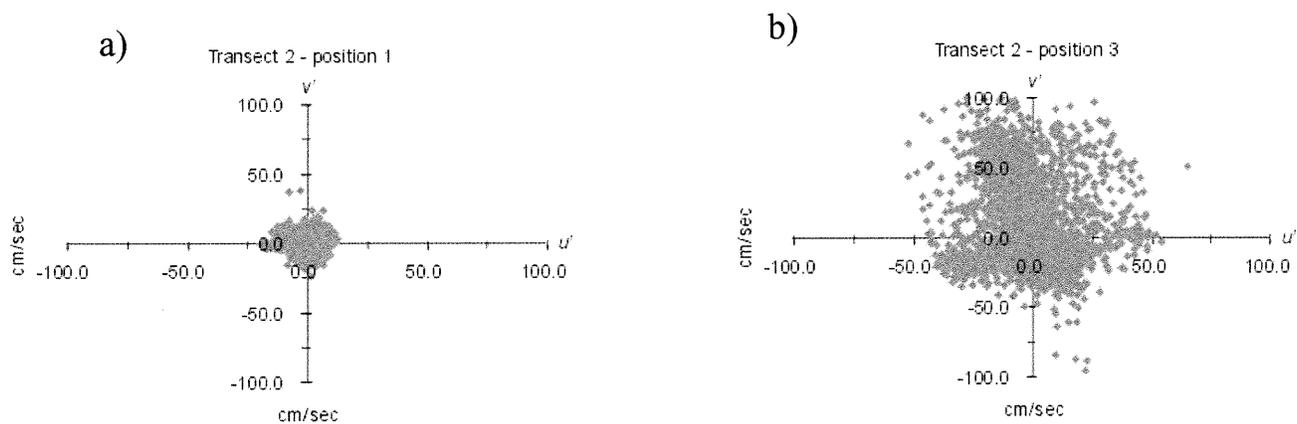


Figure 3.22: Exemple d'analyse de quadrants (a) de la position 1 du transect 2 (extérieur du plan de mélange) et (b) de la position 3 du transect 2 (intérieur du plan de mélange). On remarque que les fluctuations des vitesses sont beaucoup plus importantes à l'intérieur du plan de mélange.

Afin de mieux visualiser la distribution des événements turbulents lors de la période d'échantillonnage, la Figure 3.22 présente les résultats de deux analyses de quadrants aux positions 1 et 3 du deuxième transect. Nous voyons que les événements turbulents à l'extérieur du plan de mélange sont situés autour de la moyenne des deux composantes de l'écoulement tandis qu'ils sont plus dispersés et souvent orientés vers des valeurs verticales positives à l'intérieur du plan de mélange. D'après l'étude de Biron *et al.* (1993a), les structures turbulentes à l'intérieur de la zone de mélange pourraient être responsables des fortes fluctuations de vitesses que nous observons dans nos données.

### **3.2.4- Analyse spatio-temporelle :**

#### **3.2.4.1- Séries temporelles**

##### **Surface de l'eau**

Les analyses spectrales et d'autocorrélation ont détecté la présence d'une périodicité bien marquée dans les séries temporelles de la surface de l'eau. D'abord, les spectres de puissance montrent tous la présence d'un pic entre 0,7 Hz et 1 Hz (Figure 3.23). Ceci indique qu'une périodicité dans les fluctuations de la hauteur de la surface de l'eau existe dans cette fourchette de fréquences dans les séries temporelles. La Figure 3.24 examine de plus près les résultats de la densité spectrale maximale atteinte à chaque position dans l'espace. La densité spectrale est élevée du côté de la Berthier, plus faible au-dessus du plan de mélange et remonte à nouveau du côté de la Bayonne (Figure 3.24a). Ceci signifie que la périodicité est légèrement moins marquée au-dessus du plan de mélange. Le transect 2, toutefois, possède une densité spectrale maximale plus élevée du côté de la Bayonne, contrairement aux transects 1 et 3. La fréquence où survient la densité spectrale maximale varie aussi selon la position mais les trois transects possèdent les mêmes tendances (Figure 3.24b). La densité spectrale maximale au-dessus du plan de mélange correspond à une fréquence qui varie entre 0,93 et 0,97 Hz tandis que de part et d'autre de ce dernier, les densités spectrales maximales surviennent à des fréquences légèrement plus faibles, soit entre 0,8 et 0,85 Hz du côté de la Berthier et 0,7 et 0,73 Hz du côté de la Bayonne. Seul le point 6 du transect 2 a une fréquence de la densité spectrale maximale comparable à celle observée au-dessus du plan de mélange.

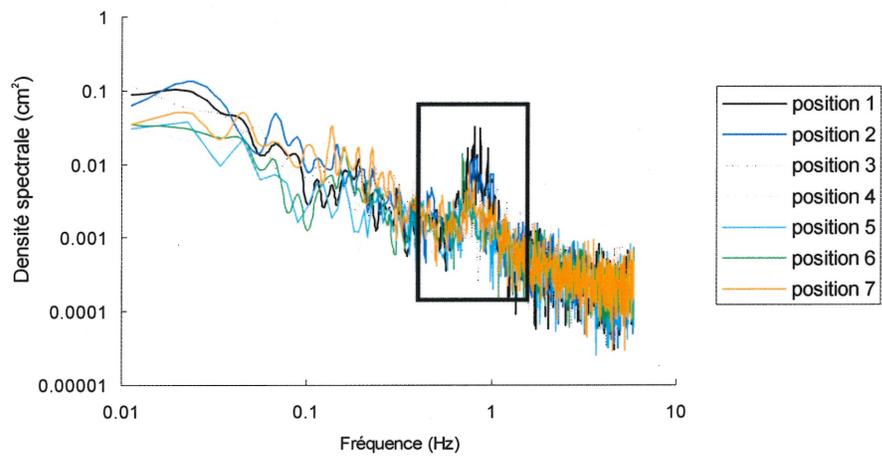
Les résultats des analyses d'autocorrélation permettent d'identifier sensiblement les mêmes périodicités révélées par l'analyse spectrale (Figure 3.25). Bien que ces deux analyses soient mathématiquement liées, l'autocorrélation permet d'examiner l'intensité de la périodicité par rapport au coefficient de corrélation. Le tableau 3.6 montre les différentes périodicités détectées à la surface de l'eau et la valeur du coefficient de corrélation correspondante. On remarque au premier et deuxième transect que les périodicités varient selon leur position à l'intérieur du chenal. Par contre, au troisième transect, la périodicité dominante se retrouve sur presque toute la largeur. Sur le côté droit du plan de mélange au premier transect, elle varie entre 1,00 à 1,17 secondes (0,85 à 1,00 Hz) tandis que de l'autre côté elle varie entre 1,17 et 1,33 secondes (0,75 à 0,85 Hz). Au deuxième transect, la périodicité dominante à la surface semble être de 1,08 secondes puisqu'elle se trouve à quatre des six positions. La surface de l'eau aux positions situées au-dessus du plan de mélange pour les transects 1 et 2 ne possède pas une périodicité évidente, notamment à la position 4 du transect 1 (Figure 3.25) et à la position 3 du transect 2 (Tableau 3.6). Cependant, au troisième transect, on retrouve une périodicité de 1,17 secondes à la surface qui se manifeste sur presque toute la section échantillonnée.

Donc, il existe une certaine ressemblance entre les résultats de ces deux analyses. D'abord en amont, les périodicités à la surface de l'eau entre les côtés gauche et droit du plan de mélange sont différentes. Ensuite, au-dessus de la zone de mélange pour les deux premiers transects, la périodicité ne semble jamais être aussi évidente qu'à l'extérieur de cette zone. Enfin, de l'amont vers l'aval, la périodicité présente à la surface de l'eau tend à s'uniformiser autour de 1,17 secondes sur toute la largeur du chenal.

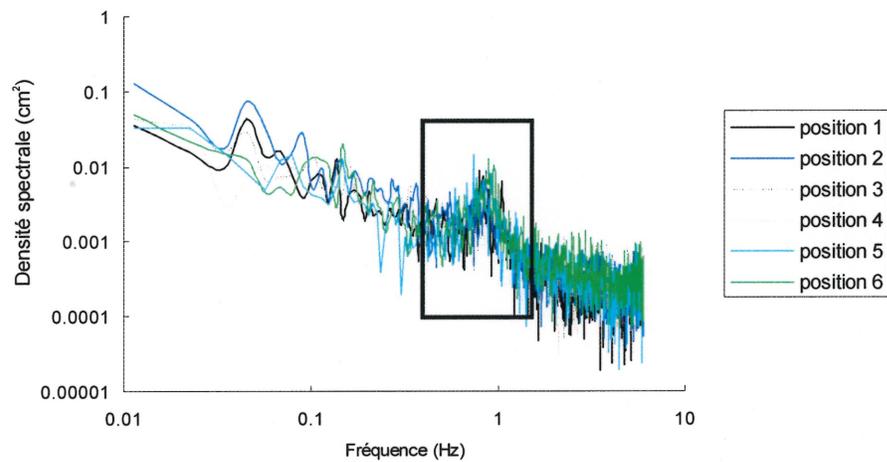
### **Vitesses de l'écoulement**

Les spectres de puissance des vitesses longitudinales à l'intérieur et à l'extérieur du plan de mélange présentent des caractéristiques différentes (Figure 3.26). D'abord, la densité spectrale dans les basses fréquences des spectres de la composante longitudinale de l'écoulement à l'intérieur du plan de mélange est plus élevée, soit entre  $200 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  et  $800 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ , contrairement aux positions à l'extérieur qui se situent entre  $10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  et  $100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Ensuite, les spectres de puissance pour les positions à l'intérieur du plan de mélange se

Transect 1



Transect 2



Transect 3

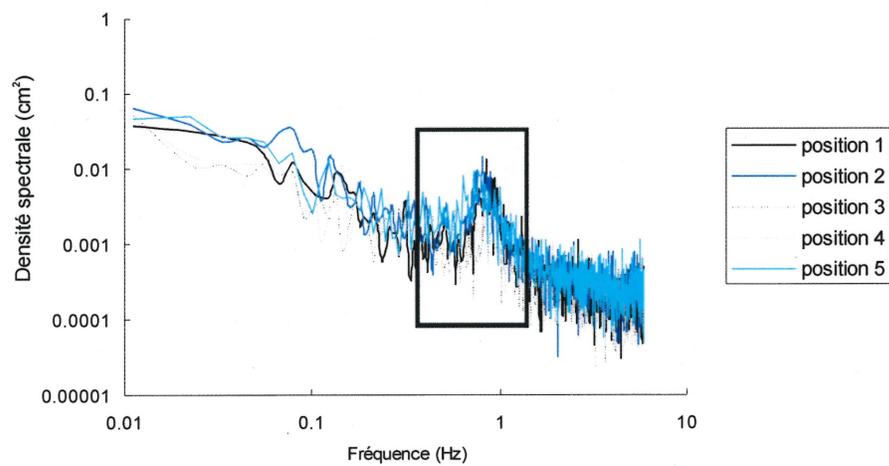


Figure 3.23: Spectres de puissance des séries temporelles de la surface de l'eau.

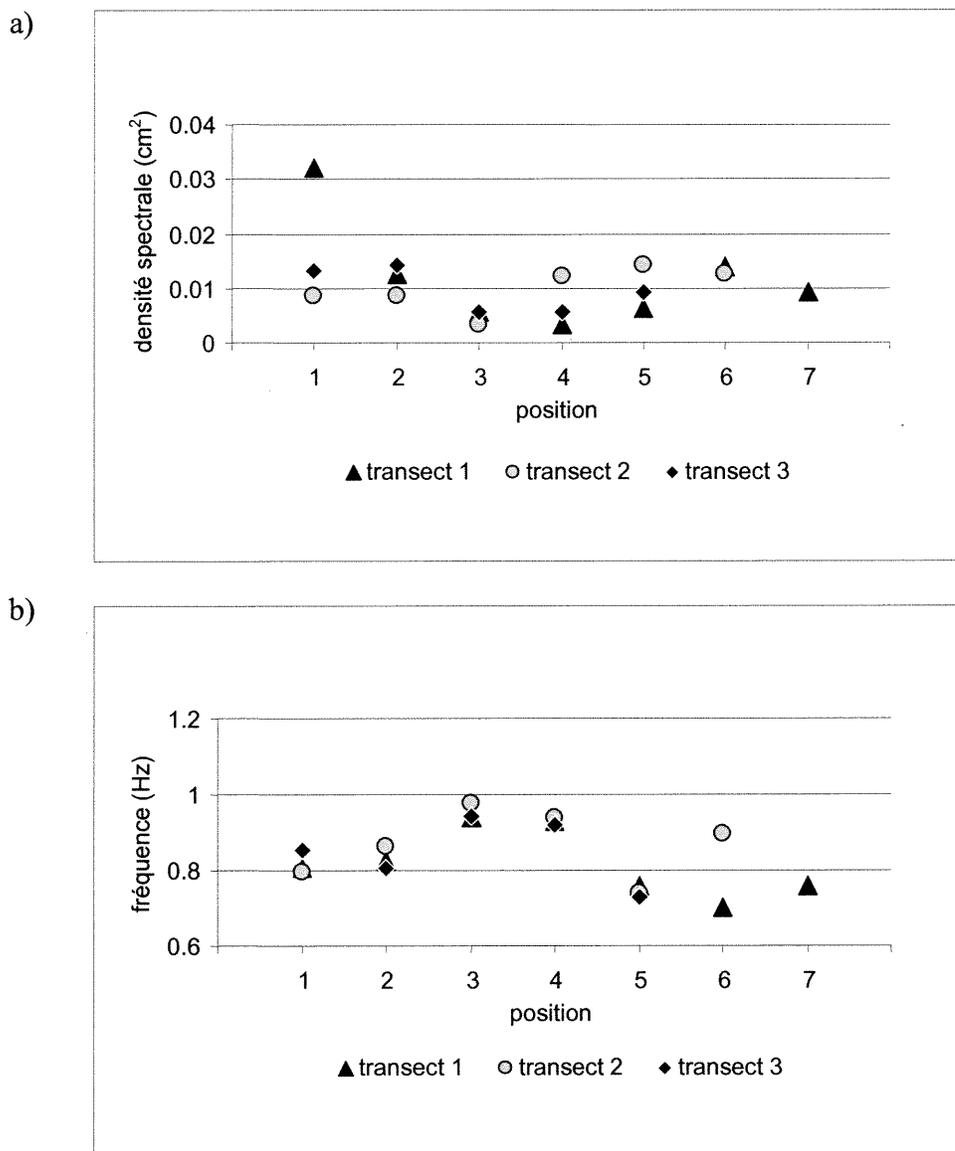


Figure 3.24: (a) Valeur de la densité spectrale maximale du pic dans la fenêtre de 0,7 – 1 Hz (voir Figure 3.23) et (b) la fréquence correspondant à la valeur maximale de densité spectrale dans le pic. Ces graphiques présentent les valeurs en fonction de leur position d'échantillonnage.

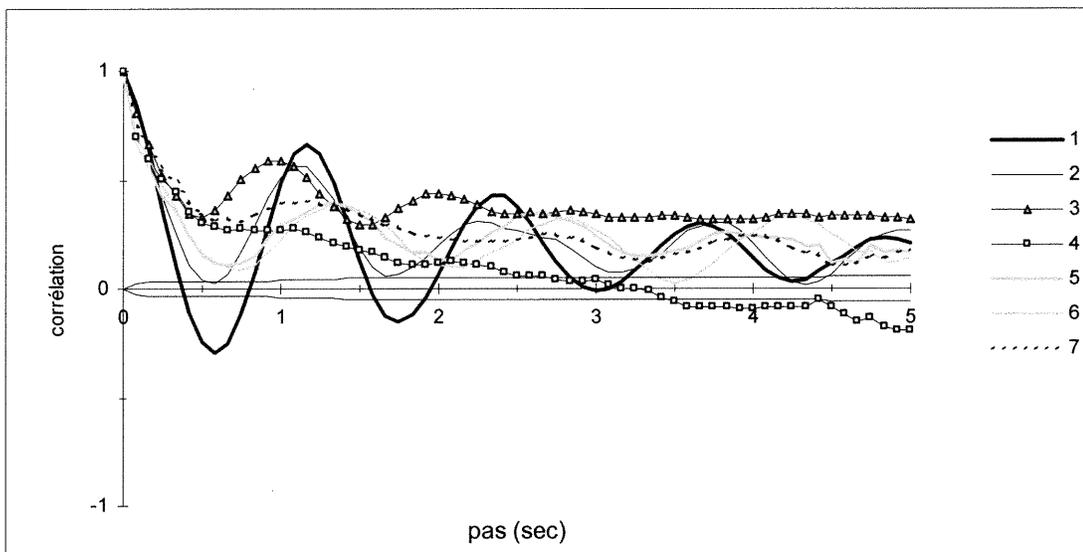


Figure 3.25: Autocorrélation des séries temporelles de la surface du premier transect.

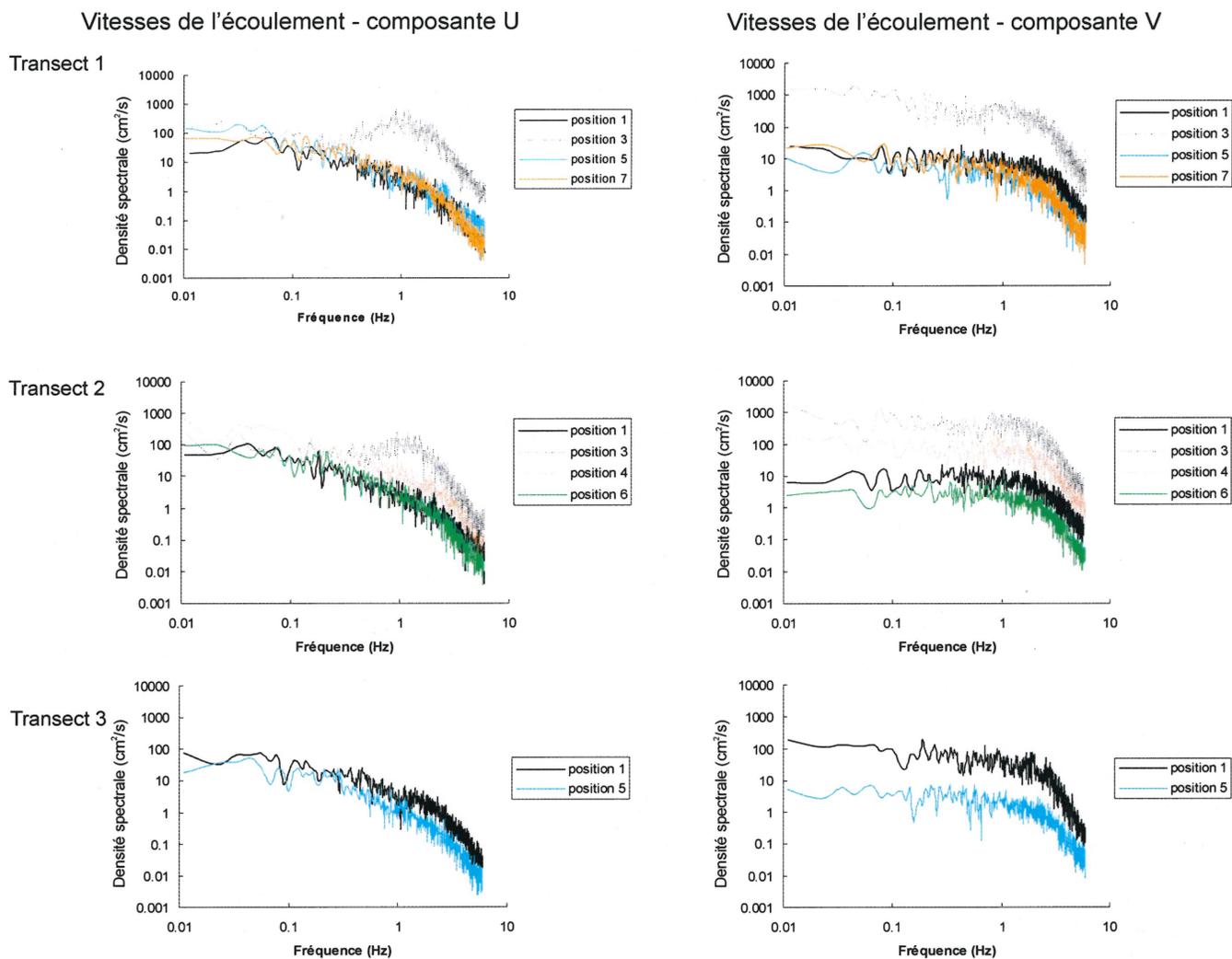


Figure 3.26: Spectres de puissance des vitesses longitudinales (U) et verticales (V) de l'écoulement. Les positions à l'intérieur du plan de mélange sont identifiées par des lignes pointillées.

maintiennent à une densité spectrale plus élevée que les autres positions dans le chenal. Cette caractéristique est typique du spectre de puissance des vitesses longitudinales à l'intérieur du plan de mélange (Biron *et al.*, 1993a; Sukhodolov et Rhoads, 2001). Enfin, la forme générale des courbes aux positions à l'extérieur de la zone de mélange est semblable tandis qu'à certaines positions dans la zone de mélange, on retrouve un léger pic vers la fréquence de 1 Hz. Ce pic dans le spectre se remarque surtout à la position 3 du premier et du deuxième transect.

Les spectres de puissance pour la composante verticale de l'écoulement ne présentent pas de différences majeures quant à la forme des courbes entre les positions à l'intérieur et à l'extérieur du plan de mélange. Par contre, les densités spectrales à l'intérieur du plan de mélange sont supérieures par un ou deux ordres de grandeur (Figure 3.26).

#### **3.2.4.2- Fluctuations de la surface à différentes positions**

Les séries temporelles de la surface recueillies simultanément à trois positions espacées de 1,2 m présentent, dans certains cas, des fluctuations concomitantes enregistrées par les trois senseurs. La Figure 3.27 présente un exemple de trois séries temporelles de la surface de l'eau échantillonnées simultanément à différentes positions du côté gauche du plan de mélange. Bien que certaines similarités existent entre les signaux, les coefficients de corrélations croisées ne dépassent pas 0,40 (Tableau 3.7). Tous les coefficients de corrélation supérieurs à 0,04 sont significativement différents de zéro à un seuil de confiance de 95%. Les résultats de l'analyse de corrélation croisée montrent que la plus forte corrélation entre les signaux survient généralement à un temps autre que 0 (Tableau 3.7). Le décalage entre les signaux du premier transect varie de  $-0,25$  à  $0,17$  secondes, entre  $-0,17$  et  $0,50$  dans le deuxième transect et entre  $-0,33$  et  $0,33$  dans le dernier transect. Le décalage entre les signaux suggère que les fluctuations instantanées de la surface dans l'espace ne sont pas enregistrées au même moment dans le temps par deux senseurs voisins. Cependant, dans certains cas, la corrélation maximale entre les signaux survient au temps zéro, notamment entre les positions 1 et 2 ainsi que 1 et 3 du deuxième transect.

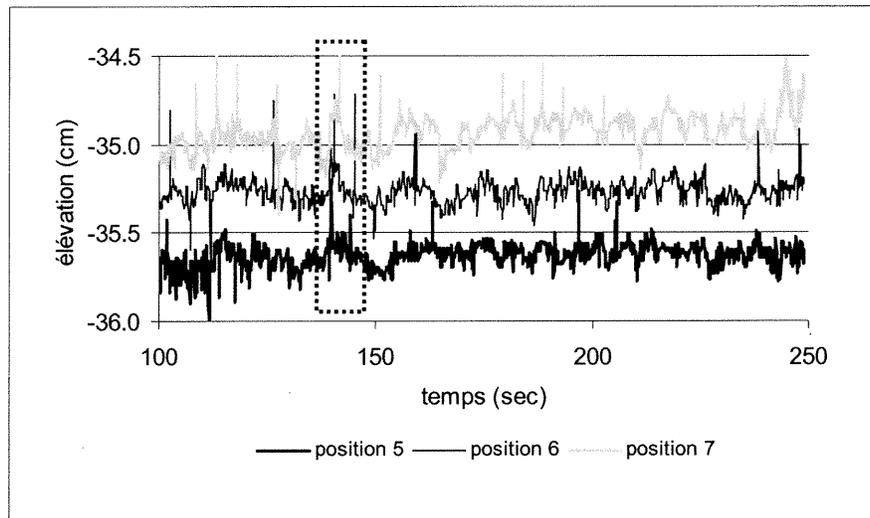


Figure 3.27: Extrait de trois séries temporelles de la surface de l'eau échantillonnées simultanément à différentes positions (transect 1: positions 5-6-7). Dans ce graphique, les hauteurs d'eau des trois séries temporelles ont été décalées afin de faciliter la comparaison entre elles. La position du rectangle représente un moment où les trois séries temporelles sont synchrones.

transect	position	périodicité (sec)	coefficient de corrélation
1	1	1.17	0.67
	2	1.08	0.56
	3	1.00	0.59
	4	-	-
	5	1.33	0.39
	6	1.33	0.40
	7	1.17	0.40
2	1	1.08	0.44
	2	1.08	0.48
	3	0.92	0.25
	4	1.08	0.49
	5	1.25	0.45
	6	1.08	0.42
3	1	1.08	0.60
	2	1.17	0.55
	3	1.17	0.49
	4	1.17	0.35
	5	1.33	0.37

Tableau 3.6: Résultat de l'analyse d'autocorrélation des séries temporelles de la surface de l'eau. Ce tableau présente les périodicités dominantes ainsi que la valeur maximale du coefficient de corrélation.

transect	position	pas (sec)	coefficient de corrélation
1	1-2	0.17	0.24
	1-3	0.08	0.22
	2-3	0.17	0.25
	3-4	-0.25	0.29
	3-5	-0.05	0.27
	4-5	0.20	0.40
	5-6	-0.08	0.34
	5-7	0.17	0.29
	6-7	-0.25	0.33
2	1-2	0.00	0.19
	1-3	0.00	0.13
	2-3	0.50	0.19
	4-5	-0.17	0.30
	4-6	0.17	0.30
	5-6	0.08	0.20
3	1-2	0.33	0.27
	3-4	-0.08	0.05
	3-5	-0.17	0.05
	4-5	-0.33	0.20

Tableau 3.7: Résultat de l'analyse de corrélation croisée entre les séries temporelles de la surface de l'eau. Ce tableau présente le décalage en secondes où l'on retrouve la corrélation maximale par rapport au temps 0.

Les séries temporelles de la surface de l'eau échantillonnées à 12 Hz présentent de nombreuses fluctuations à haute fréquence qui peuvent masquer des corrélations à plus grande échelle temporelle entre les signaux. En utilisant une moyenne mobile des valeurs dans une fenêtre de temps, certaines similarités ressortent. Dans cette étude, nous avons opté pour une fenêtre de cinq secondes suite à des tests réalisés sur les séries temporelles de la surface de l'eau. Après avoir appliqué cette analyse pour des tailles de fenêtres de 1, 2, 5, 10, 15, 20, 30 et 45 secondes, nous avons remarqué qu'au delà de 5 secondes le coefficient de corrélation entre les signaux ne s'améliorait pas de façon significative. De plus, cette taille de fenêtre correspond également au résultat du même test effectué, dans la section suivante, entre les séries temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement où nous avons remarqué que c'est à 5 secondes que l'on retrouve le coefficient de corrélation qui maximise la relation entre ces deux séries (Figure 3.28). Ainsi, il était plus simple d'utiliser dans cette étude une taille de fenêtre commune à toutes les séries temporelles afin de faciliter les comparaisons et les interprétations. La Figure 3.29 montre un exemple d'une analyse par fenêtre mobile. Cette figure reprend les séries temporelles de la Figure 3.27 après avoir calculé la moyenne mobile dans une fenêtre de 5 secondes. Les similitudes entre les séries temporelles échantillonnées simultanément à différentes positions ressortent plus nettement.

Généralement, les signaux entre deux senseurs voisins présentent les plus fortes corrélations. Celles-ci varient entre 0,45 et 0,81 au premier transect, entre 0,07 et 0,88 au deuxième transect et entre 0,18 et 0,69 au dernier transect (Tableau 3.8). Les faibles corrélations entre les senseurs voisins se retrouvent souvent du côté droit du plan de mélange, particulièrement au deuxième et au troisième transect, où l'on a observé des bouillons à la surface produits par la résurgence de fluide. En revanche, la surface de l'eau du côté gauche du plan de mélange possède généralement les mêmes tendances puisque les signaux sont fortement corrélés. Par ailleurs, les signaux entre les positions au-dessus et à côté du plan de mélange possèdent souvent une corrélation élevée (Tableau 3.8). Dans le deuxième transect, le coefficient de corrélation entre les fluctuations aux positions 3 et 5, situées au-dessus et à gauche du plan de mélange, s'élève à 0,79 alors que pour les positions 3 et 4, situées toutes les deux au-dessus du plan de mélange, le coefficient est de

0,81. Cela indique donc qu'il n'y a pas de différence majeure entre les pulsations de la surface de l'eau au-dessus et à côté du plan de mélange à l'intérieur d'une fenêtre de 5 secondes. On aurait pu s'attendre à ce qu'il y ait une différence entre les pulsations à cette échelle de temps puisque le plan de mélange referme plusieurs structures turbulentes de taille variable qui pourraient influencer la surface de l'eau d'une façon particulière que l'on ne retrouverait pas à l'extérieur de cette zone.

Un désavantage associé à l'examen des séries temporelles dans une fenêtre mobile de 5 secondes est qu'il oblitère le signal quant au décalage dans le temps décrit plus tôt lorsqu'on les compare ponctuellement. La différence entre ces deux échelles d'observations se rapporte surtout aux mécanismes qui influencent la surface de l'eau. Dans une échelle de temps de 5 secondes, on pourrait retrouver un amalgame de petites structures turbulentes qui affecteraient de façon individuelle la surface de l'eau à l'échelle de la fraction de secondes.

#### **3.2.4.3- Liens vitesse-surface**

Les séries temporelles de la surface de l'eau et de la composante longitudinale de l'écoulement semblent montrer une relation inverse. L'analyse de corrélation croisée fait ressortir une relation négative entre ces deux séries temporelles puisque les valeurs du coefficient de corrélation au pas zéro sont toujours négatives et atteignent des valeurs de -0,22 (Tableau 3.9). Bien que les valeurs moyennes de corrélations soient faibles, certaines sections des signaux montrent une relation claire entre la vitesse longitudinale et la surface de l'eau (Figure 3.30). Lorsque la surface de l'eau augmente, les vitesses sont plus faibles, et vice-versa. Toutefois, l'analyse de corrélation croisée n'a pas montré de relations fortes entre les séries temporelles de la surface de l'eau et les vitesses verticales de l'écoulement (Tableau 3.9).

L'analyse par fenêtre mobile montre qu'une échelle de temps de 5 secondes fait ressortir les relations plus clairement. D'abord, le niveau moyen de la surface de l'eau et les vitesses longitudinales moyennes montre une relation négative semblable à celle observée avec la corrélation croisée réalisée sur le signal original. Les valeurs du

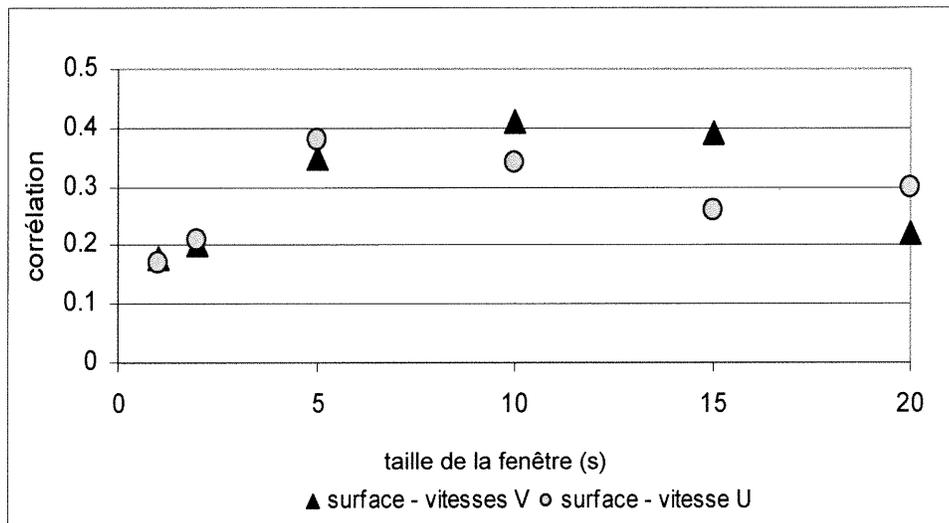


Figure 3.28: Effet de la taille de la fenêtre sur l'intensité de la relation entre la moyenne de la surface et l'écart-type des vitesses longitudinales. Les séries temporelles dans cet exemple proviennent de la position 3 du premier transect.

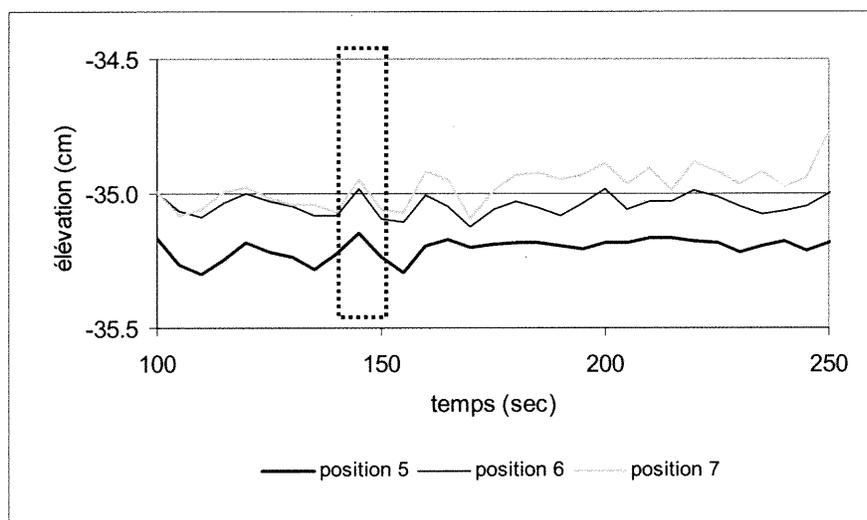


Figure 3.29: Analyse utilisant une fenêtre mobile de cinq seconde sur les séries temporelles de la surface de l'eau pour la même période représentée à la Figure 3.27. La position du rectangle représente la période synchrone identifiée à la Figure 3.27.

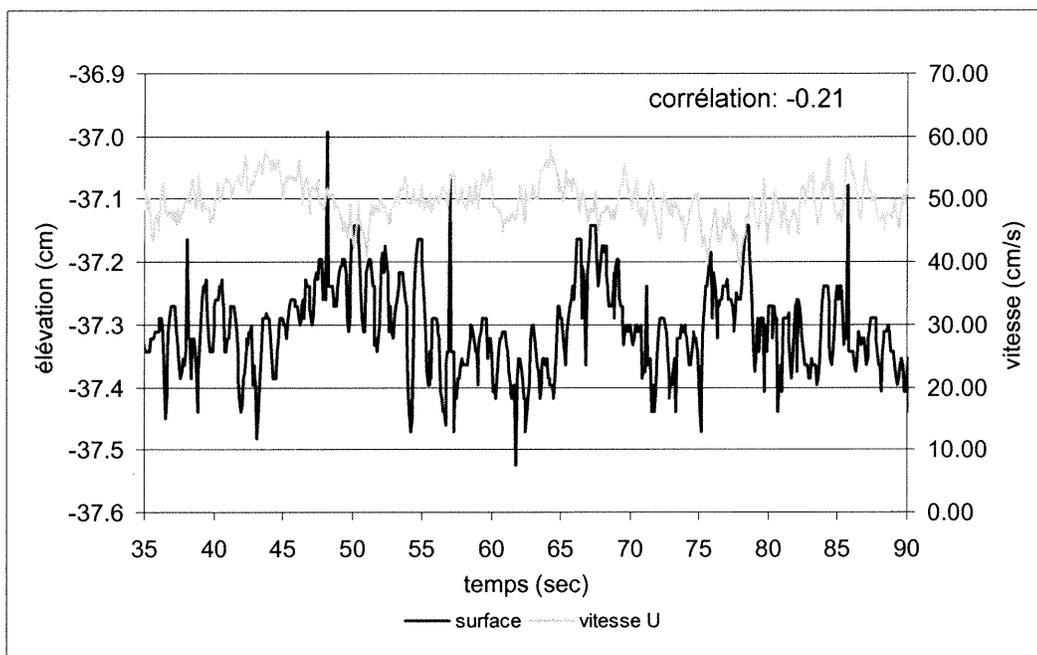


Figure 3.30: Séries temporelles d'une minute de la surface de l'eau (ligne grise) et des vitesses longitudinales (ligne noire) échantillonnées à la position 1 du deuxième transect.

transect	position	coefficient de corrélation
1	1-2	0.77
	1-3	0.36
	2-3	0.45
	3-4	0.48
	3-5	0.44
	4-5	0.81
	5-6	0.75
	5-7	0.59
2	6-7	0.64
	1-2	0.17
	1-3	-0.04
	2-3	0.07
	3-4	0.81
	3-5	0.79
	4-5	0.88
3	4-6	0.73
	5-6	0.61
	1-2	0.18
	1-3	0.46
	2-3	0.46
	3-4	0.45
3	3-5	0.32
	4-5	0.69

Tableau 3.8: Corrélation entre les séries temporelles suite à une analyse par fenêtres mobiles de cinq secondes.

transect	position	coefficient de corrélation	coefficient de corrélation
		surface - vitesses U	surface - vitesses V
1	1	-0.13	0.03
	3	-0.14	0.13
	5	-0.22	0.04
	7	-0.15	-0.09
2	1	-0.21	-0.01
	3	-0.01	0.05
	4	-0.16	0.00
3	6	-0.21	-0.04
	1	-0.21	0.03
	5	-0.08	-0.04

Tableau 3.9: Valeurs des corrélations entre les séries temporelles de la surface de l'eau et les vitesses longitudinales (U) et verticales (V) de l'écoulement.

coefficients de corrélation sont toutefois plus élevés et vont jusqu'à  $-0,48$  (Tableau 3.10). Cependant, la relation entre la surface et les vitesses verticales moyennes n'est toujours pas forte. Par contre, l'analyse par fenêtres mobiles montre qu'il existe une relation entre le niveau moyen de la surface et les écarts-types des vitesses longitudinales et verticales. D'abord, la position 3 du premier transect, située à la limite droite du plan de mélange, possède un coefficient de corrélation qui s'élève à  $0,38$  avec la composante longitudinale et  $0,35$  avec la composante verticale de l'écoulement (Figure 3.31). Cette relation indique que les événements turbulents qui produisent de fortes fluctuations de vitesses orientées vers la surface, comme les événements des quadrants 1 et 2, peuvent produire un gonflement de la surface tel que documenté par Shi *et al.* (2001). La position 4 du deuxième transect, située à la limite gauche du plan de mélange, montre une relation négative entre le niveau moyen de la surface et l'écart-type de la composante longitudinale et verticale de l'écoulement (Tableau 3.11a,b). Enfin, la corrélation entre les écarts-types de la composante longitudinale de l'écoulement et le niveau moyen de la surface de l'eau s'élève à  $0,44$  et  $0,30$  du côté droit du plan de mélange au deuxième et troisième transect. La résurgence de fluide, observée à ces positions, pourrait expliquer cette relation puisque l'ascension lente des poches de fluide vers la surface produit des fluctuations importantes des vitesses longitudinales.

### 3.2.5- Synthèse des résultats

Les résultats de ce volet ont mis en évidence plusieurs caractéristiques qui permettent de mieux comprendre la dynamique de la surface de l'eau à ce confluent. D'abord, les données temporelles sur la surface de l'eau ont permis de confirmer la présence d'une pente latérale de la surface qui est inclinée vers la rive droite du confluent. De plus, il existe une périodicité des fluctuations de la hauteur de la surface de l'eau qui varie entre  $0,7$  et  $1,00$  Hz mais semble devenir plus homogène vers l'aval. Ensuite, l'analyse par fenêtre mobile a permis de montrer que les fluctuations de la surface de l'eau semblent être plus fortement corrélées entre elles du côté gauche du plan de mélange. Cette caractéristique est associée à la surface irrégulière que l'on retrouve du côté droit du plan de mélange produite par les bouillons qui apparaissent à la surface au-dessus de la zone de résurgence (Figure 3.32). Enfin, la comparaison entre les fluctuations de la surface de

a)

position	transect 1	transect 2	transect 3
1	-0.19	-0.44	-0.20
2	-	-	-
3	-0.30	-0.15	0.00
4	-	0.28	-
5	-0.48	-	-0.20
6	-	-0.05	
7	-0.28		

b)

position	transect 1	transect 2	transect 3
1	-0.26	0.24	0.22
2	-	-	-
3	0.12	0.20	0.12
4	-	-0.28	-
5	-0.16	-	-0.23
6	-	0.08	
7	-0.02		

Tableau 3.10: a) Corrélation entre le niveau moyen de la surface et les vitesses longitudinales moyennes; b) corrélation entre le niveau moyen de la surface et les vitesses verticales moyennes, pour des fenêtres mobiles de cinq secondes.

a)

Position	transect 1	transect 2	transect 3
1	-0.06	0.44	0.30
2	-	-	-
3	0.38	0.16	0.02
4	-	-0.34	-
5	0.02	-	0.15
6	-	-0.14	
7	-0.04		

b)

Position	transect 1	transect 2	transect 3
1	0.08	0.03	0.25
2	-	-	-
3	0.35	0.12	0.05
4	-	-0.36	-
5	-0.02	-	0.15
6	-	0.14	
7	-0.10		

Tableau 3.11: a) Corrélation entre le niveau moyen de la surface et l'écart-type des vitesses longitudinales; b) corrélation entre le niveau moyen de la surface et l'écart-type des vitesses verticales.

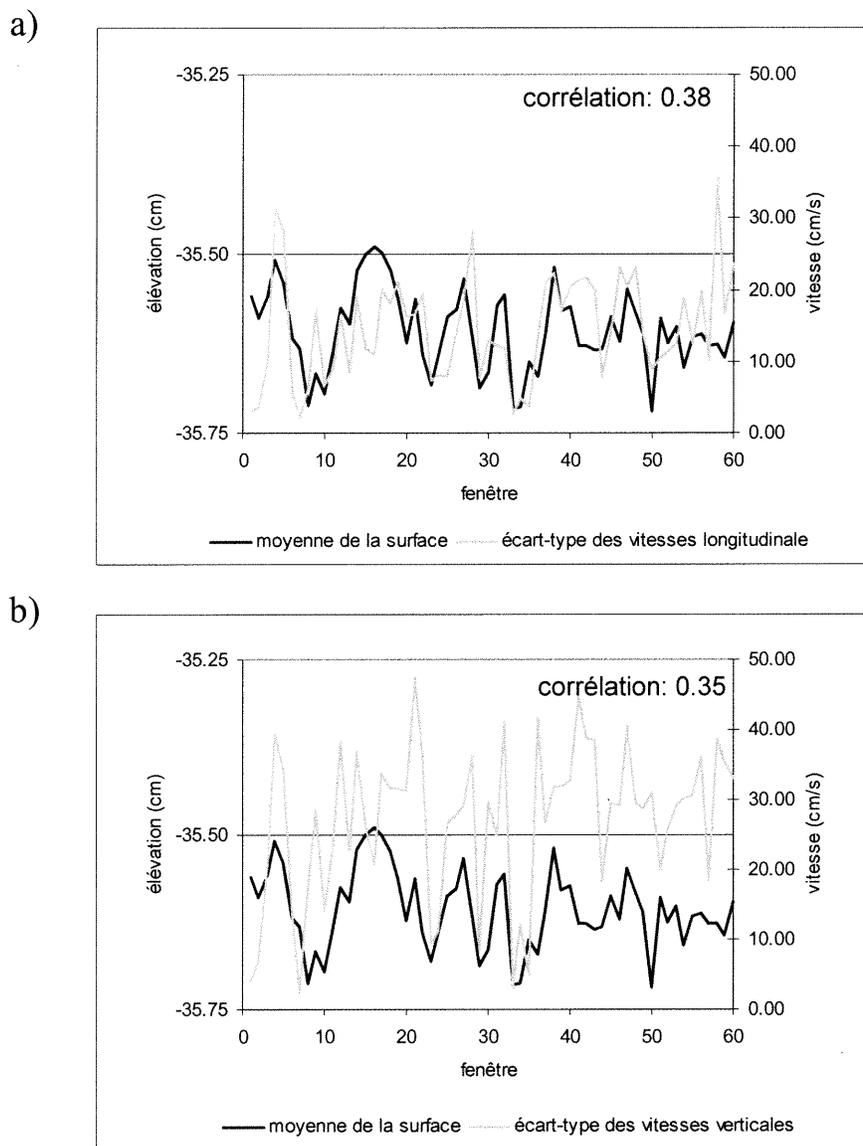


Figure 3.31: Résultat de l'analyse par fenêtres mobiles qui montre la relation entre le niveau moyen de la surface de l'eau et les écarts-types des vitesses (a) longitudinale et (b) verticale de la position 3 du premier transect.

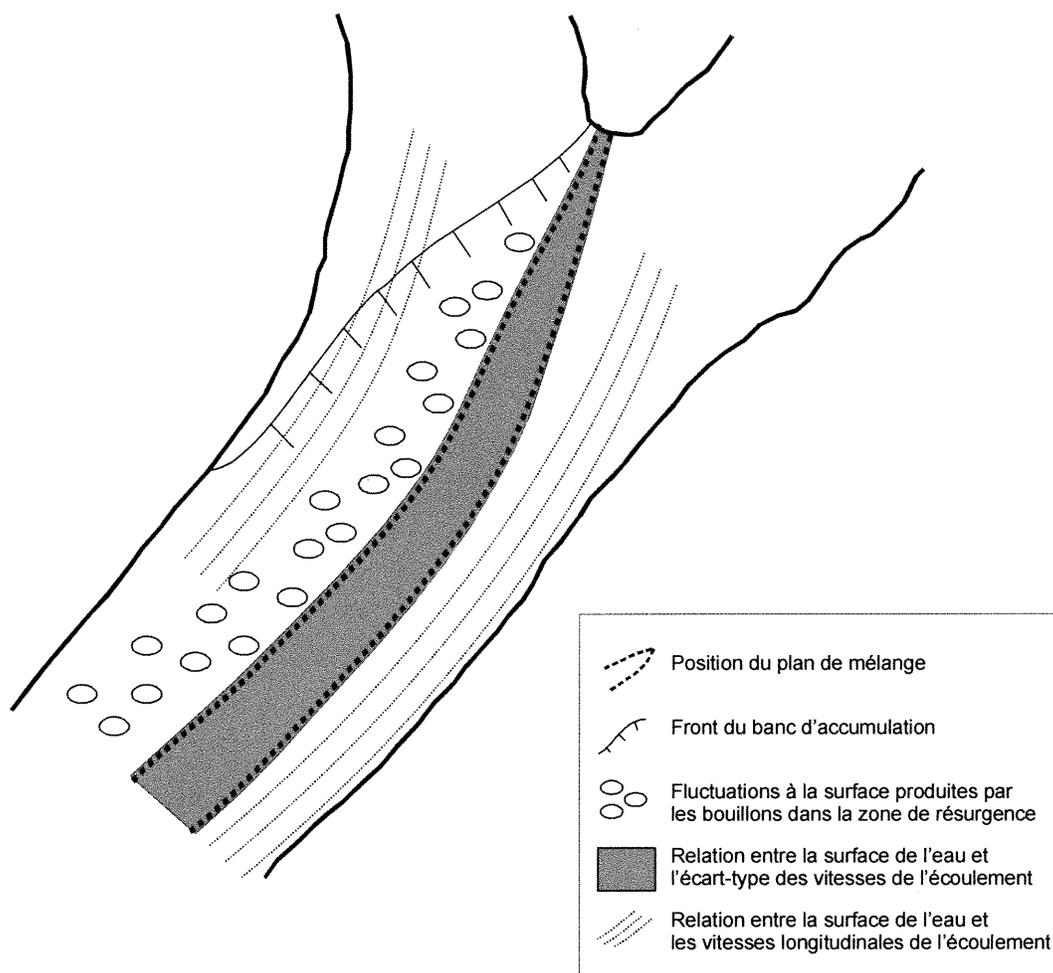


Figure 3.32: Représentation schématique des résultats des séries temporelles de la surface de l'eau et des vitesses de l'écoulement. D'abord, les fluctuations de la surface de l'eau au-dessus du plan de mélange sont liées aux écarts-types des vitesses de l'écoulement. Ensuite, la surface irrégulière du côté droit du plan de mélange est associée aux bouillons à la surface de la zone de résurgence. Enfin, près des rives de chaque côté du chenal parental, les pulsations de la surface de l'eau sont liées aux changements dans les vitesses longitudinales.

l'eau et les vitesses de l'écoulement a révélé que la vitesse longitudinale moyenne est inversement liée au niveau de la surface de l'eau et que les fluctuations de vitesses de l'écoulement à l'intérieur du plan de mélange influencent la surface de l'eau au-dessus de cette zone (Figure 3.32). Puisque l'on peut lier les fluctuations de la surface de l'eau à certaines caractéristiques spécifiques de l'écoulement, comme les changements des vitesses longitudinales ou l'intensité turbulente, cela signifie que la dynamique de la surface de l'eau est possiblement une partie importante des processus de mélange que l'on devra considérer dans les études futures.

### 3.3- CONCLUSION

Les résultats de cette étude montrent, d'une part, que les méthodologies développées pour quantifier la surface de l'eau sont très efficaces et qu'elles pourront servir à d'autres études qui voudront quantifier la surface de l'eau dans une section de rivière naturelle. D'autre part, les résultats révèlent des caractéristiques qui n'ont jamais été observées à un confluent de rivières naturelles auparavant, notamment les périodicités ainsi que la relation entre les vitesses de l'écoulement et les fluctuations de la surface de l'eau.

Les résultats du premier volet nous ont montré que les patrons spatiaux à la surface de l'eau sont organisés dans l'espace puisque l'on observe des surélévations au-dessus de certaines zones de l'écoulement bien spécifiques, comme par exemple la zone de stagnation et la zone de résurgence. De plus, les cartes de la surface de l'eau révèlent que les patrons spatiaux observés possèdent une variabilité temporelle qui est à l'échelle de la saison puisque les patrons spatiaux observés entre la période de crue et d'étiage présente nombreuses caractéristiques différentes. Les résultats du deuxième volet ont permis d'examiner la dynamique de la surface de l'eau à une échelle spatio-temporelle plus fine. Nous avons remarqué qu'à l'échelle de la fraction de seconde, la surface de l'eau aux différentes positions échantillonnées dans l'espace est très variable, contrairement à l'échelle de cinq secondes où les fluctuations de la surface de l'eau se manifestent pour les trois senseurs simultanément. En raison du nombre limité de conditions échantillonnées dans ce volet, il est impossible pour nous de commenter sur la variabilité journalière des périodicités observées à la surface de l'eau.

## 4- Discussion

---

Cette étude est la première à avoir caractérisé la variabilité spatiale et temporelle de la surface de l'eau à une jonction de rivières naturelles. Pour ce faire, cette recherche a développé une méthodologie ingénieuse, utilisant des instruments de pointe et des techniques d'échantillonnage novatrices. L'originalité de l'étude est aussi liée à la combinaison de données de vitesses et de surface de l'eau mesurées simultanément, à haute résolution temporelle, à différentes positions dans le confluent. Ceci a permis de documenter pour la première fois les variations spatio-temporelles de la surface de l'eau et de les lier aux structures turbulentes de l'écoulement.

Dans le premier volet de l'étude, nous avons examiné la variabilité spatiale à la surface de l'eau pour différentes conditions de l'écoulement tandis que le deuxième volet s'est penché sur la variabilité temporelle de la hauteur de la surface de l'eau simultanément à différentes positions dans le confluent. Les résultats de ces deux volets peignent un portrait de la surface de l'eau qui est à la fois relativement complexe mais aussi cohérent au niveau de la structure spatiale de la micro-topographie. D'une part, les résultats du premier volet suggèrent que la surface de l'eau est caractérisée par plusieurs zones surélevées ainsi qu'une pente latérale à l'intérieur du chenal parental. D'autre part, le second volet montre la présence d'une périodicité bien marquée à la surface de l'eau sur toute la largeur du chenal parental. De plus, au-dessus du plan de mélange, les fluctuations de la surface de l'eau semblent être associées aux fortes variations de vitesses de l'écoulement produites par les structures turbulentes au contact des deux rivières, tandis qu'à l'extérieur de cette zone, les fluctuations de la surface sont liées aux variations des vitesses longitudinales. Aucune de ces caractéristiques n'avait auparavant été documentée dans les études sur des confluent en milieu naturel. Cette discussion aborde plusieurs aspects que l'on remettra en contexte afin de bien montrer la contribution de cette recherche.

### 4.1- MÉTHODOLOGIE

Le premier objectif de cette étude visait à développer une méthode permettant de mesurer les variations spatiales et temporelles de la surface de l'eau pour un confluent

naturel. La cohérence dans les patrons observés à la surface de l'eau ainsi que la convergence des résultats obtenus par deux méthodes différentes permettent d'affirmer que cet objectif a été atteint. Les résultats des deux différentes méthodes de mesure de la surface de l'eau, soit par la station totale ou à l'aide de senseurs ultrasoniques, concordent sur trois plans. D'abord, les deux méthodes ont détecté une pente latérale à la surface du confluent qui varie entre 0,12% et 0,23% avec la station totale et entre 0,13% et 0,21% avec les senseurs ultrasoniques. Bien que ces pentes soient obtenues sous des conditions de l'écoulement légèrement différentes (voir Tableau 3.1), le fait d'obtenir des pentes latérales très similaires indique que les méthodes sont suffisamment précises pour détecter une dénivellation latérale dans l'ordre de 0,50 cm. Ensuite, les variations de la surface de l'eau mesurées par les deux méthodes sont similaires. On remarque que les écarts-types des cartes de surface de l'eau mesurés avec la station totale (Figure 3.8a) se comparent bien à l'amplitude des variations que l'on observe dans les séries temporelles de la surface de l'eau enregistrées par les senseurs ultrasoniques (Figure 3.14). Pour des conditions de l'écoulement similaires, l'amplitude des variations mesurées par les senseurs ultrasoniques atteint 0,60 cm le 19 novembre tandis qu'avec la station totale l'écart-type moyen pour le 28 avril est de 0,80 cm. Nous ne pouvons pas comparer directement les écarts-types des deux méthodes en raison de la différence dans le nombre de mesures échantillonnées qui est de cinq dans le premier volet mais de 3600 dans le deuxième volet. Ce nombre plus élevé pourrait contribuer à la diminution de la valeur de l'écart-type. Enfin, la détection d'une périodicité dans l'ordre de 1 Hz, plutôt qu'à la minute, nous indique que la stratégie d'échantillonnage dans le premier volet est fiable. Lorsque l'on prend cinq mesures à différents moments d'une position à la surface de l'eau, il est préférable que les pulsations de la surface de l'eau possèdent une fréquence élevée puisque on ne s'inquiète plus de l'intervalle de temps entre deux mesures. Étant donné que les pulsations sont de hautes fréquences, le radeau devrait ressentir l'effet de cette pulsation à chaque mesure que nous prenons. C'est pour cette raison que nous pouvons dire que l'intervalle de temps qui s'écoule entre deux mesures devient alors moins important.

Par ailleurs, nous avons développé des stratégies d'échantillonnage spécifiques qui permettraient de réduire l'erreur associée au changement des conditions de l'écoulement.

Les cartes de la surface de l'eau produites lors du premier volet de l'étude sont essentiellement une représentation virtuelle d'un phénomène qui change dans le temps puisque les patrons spatiaux qui apparaissent dans la micro-topographie sont issus d'un échantillonnage ponctuel. L'unique moyen d'éliminer cette limite est d'obtenir une image instantanée de toute la surface de l'eau à plusieurs moments différents. Puisque cette technologie est coûteuse et qu'elle n'est pas suffisamment précise pour les objectifs de notre étude, nous avons représenté la surface de l'eau par l'échantillonnage répété de plusieurs positions à différents moments dans le temps. Pour réduire davantage l'erreur, nous avons séparé la surface du confluent en transects afin de limiter l'effet de possibles changements du niveau de l'eau au cours de l'échantillonnage. Dans le deuxième volet de l'étude, les principales limites sont associées d'une part au nombre de points que nous avons échantillonnés simultanément et, d'autre part, au fait que nous n'avons pu mesurer qu'une seule condition de l'écoulement. De plus, nous ne pouvons pas connaître réellement les fluctuations simultanées de la surface de l'eau sur toute la largeur du chenal, à moins de déployer un très grand nombre de senseurs. En échantillonnant à trois positions à la fois, il est possible de reconstruire les patrons de variations de la surface de l'eau à l'intérieur d'un transect en effectuant quelques translations latérales des instruments. Enfin, nous avons aussi obtenu une réplique de la dernière position échantillonnée à chaque translation afin d'établir si la surface de l'eau avait changé depuis la dernière translation latérale (Figure 3.15). De toutes les répliques échantillonnées, il n'y en avait aucune qui présentait des différences avec les séries temporelles originales.

#### **4.2- VARIABILITÉ SPATIALE DE LA SURFACE DE L'EAU**

Les principales caractéristiques que l'on retrouve à la surface de l'eau du confluent de la rivière Bayonne et Berthier sont : 1- une surélévation autour de l'apex du confluent (Figure 3.6), 2- l'inclinaison latérale de la surface où le point le plus haut se situe du côté gauche du chenal parental et 3- une zone surélevée du côté droit du chenal parental près de la limite aval de la section étudiée. De plus, les cartes des écarts-types montrent que les zones qui montrent les plus fortes fluctuations se situent généralement près du plan de mélange (Figure 3.8).

Bien qu'il soit difficile d'isoler l'effet de tous les mécanismes qui produisent des patrons spatiaux de la surface de l'eau, le fait que l'on retrouve des zones nettes nous permet d'associer les principales manifestations de la surface de l'eau à des processus spécifiques. Tout d'abord, la surélévation de la surface située autour de l'apex de la jonction est associée à deux mécanismes: la force centrifuge et la stagnation de l'écoulement. En effet, à quelques mètres en amont le long de la rive gauche de la Berthier, on suppose que la surélévation que l'on observe est liée à la force centrifuge en raison du tracé curviligne du chenal. La surélévation de la surface le long de la rive concave est une caractéristique bien connue des chenaux sinueux que l'on explique par la force centrifuge (Bathurst *et al.*, 1979; Bridge et Jarvis, 1982; Dietrich *et al.*, 1979, 1983, 1989). Puisque le chenal de la Berthier est courbe, il est possible que ce soit cette force qui soit responsable de la surélévation. Le deuxième mécanisme qui pourrait expliquer la surface surélevée autour de l'apex est lié à une zone de haute pression que l'on retrouve au contact des écoulements. Ceci correspond à la zone de stagnation dans le modèle de l'écoulement de Best (1987). Dans cette zone, l'eau stagnante engendre une haute pression, d'après le principe de Bernoulli, qui produirait un gradient de pression dans l'écoulement. Par conséquent, le gradient de pression entre l'apex et le centre du chenal pourrait se manifester par une légère différence d'élévation à la surface de l'eau. Plusieurs études sur les confluent ont aussi observé une surélévation de la surface de l'eau dans la zone de stagnation près de l'apex (Rhoads, 1996; Huang *et al.*, 2002).

Dans toutes les cartes (Figure 3.4a-f), on note la présence d'une pente latérale inclinée vers la rive droite du chenal parental. Une inclinaison similaire de la surface de l'eau a déjà été rapportée dans d'autres études sur les confluent asymétriques (Weerakoon *et al.*, 1991; Rhoads, 1996; Bradbrook *et al.*, 2000, 2001). Le mécanisme responsable de cette inclinaison de la surface de l'eau pourrait également être lié à la force centrifuge. Les travaux de Ashmore et Parker (1983) et Rhoads (1996) ont montré que la déviation des lignes de l'écoulement au contact des deux masses d'eau pouvait générer une force centrifuge et par conséquent une surélévation de la surface de l'eau. Contrairement au modèle de Mosley (1976), qui suggère une surélévation au centre du chenal dans les confluent symétriques, la surface de l'eau dans ce confluent asymétrique est surélevée du

côté gauche du chenal parental. Cette caractéristique s'explique par la géométrie en plan du confluent qui montre que l'écoulement en provenance de la Berthier subit la plus importante déviation par rapport à sa trajectoire initiale au contact de la Bayonne, surtout lorsque la Bayonne est dominante. D'après les expériences de Bradbrook *et al.* (2001), la surélévation de la surface aux jonctions asymétriques survient du côté du chenal opposé au tributaire. Généralement, c'est l'écoulement du chenal tributaire qui subit la plus importante déviation et par conséquent les vecteurs de la force centrifuge seront orientés de l'autre côté du chenal, ce qui donnera une pente latérale comparable à celle d'un méandre. Pour l'ensemble des conditions de l'écoulement, l'effet de la force centrifuge semble se faire sentir sur presque toute la section étudiée puisque la surface du côté gauche du chenal se maintient surélevée sur une distance de plus de 20 mètres en aval du confluent.

Une troisième caractéristique de la surface de l'eau à ce confluent est la présence d'une zone surélevée du côté droit du chenal parental (Figure 3.4). Le fait que nous ayons observé des bouillons à la surface de l'eau dans ces zones surélevées laisse croire que la résurgence de fluide résultant de la discordance entre les lits est responsable de cette surélévation. Sans avoir pu quantifier l'ampleur du phénomène, de nombreuses études ont noté que la résurgence de fluide dans cette zone influence la surface de l'eau (Best et Roy, 1991; Biron *et al.*, 1996a,b; Bradbrook *et al.*, 1998). De plus, les bouillons observés au-dessus du front du banc d'accumulation du 28 avril sont également responsables de la surélévation que l'on retrouve à la surface de cette zone (Figure 3.4a). L'étude de Leclair et Roy (1997) a montré que l'avancement du banc d'accumulation à l'intérieur du confluent limite le développement de la résurgence de fluide vers la surface. Cette caractéristique explique pourquoi on ne retrouve pas de zone de résurgence lorsque le niveau est plus faible et que le banc d'accumulation est bien avancé dans le confluent. C'est aussi pourquoi la superficie de la zone surélevée, au-dessus de la zone de résurgence, tend à décroître progressivement avec l'avancement du banc d'accumulation à l'intérieur du confluent.

En ce qui concerne les fluctuations de la surface de l'eau, on remarque sur les cartes d'écart-type que les zones à fortes variations se trouvent généralement près du plan de

mélange (Figure 3.8a-f). Les fluctuations plus fortes dans le plan de mélange pourraient être liées à la forte intensité turbulente due au cisaillement entre les écoulements. L'étude de Shi *et al.*, (2001) a montré que les structures turbulentes qui se développent à l'intérieur du plan de mélange pouvaient faire gonfler légèrement le plan d'eau lorsqu'elles atteignent la surface. Par ailleurs, à des débits plus élevés (28 avril), on retrouve une zone de forte variation située au-dessus du front du banc d'accumulation de la Berthier. Comme nous l'avons mentionné plus tôt, cette zone correspond à la résurgence de fluide où la présence de bouillons produit des fluctuations à la surface de l'eau. La position plus reculée du banc d'accumulation à cette date permettrait le développement de bouillons de plus grande ampleur dans cette zone.

Dans ce premier volet de l'étude, nous avons quantifié suffisamment de conditions de l'écoulement pour connaître l'ajustement temporel de la micro-topographie de la surface de l'eau. Nous avons remarqué que la position des zones surélevées et déprimées varie dans le temps en fonction des structures de l'écoulement. Lorsque le niveau d'eau est élevé, le plan de mélange se situe près du centre parental et les bouillons à la surface sont très actifs au-dessus de la zone de résurgence. Ces caractéristiques se reflètent au niveau de la micro-topographie de la surface de l'eau puisque, premièrement, la surélévation du côté gauche du chenal parental occupe une plus grande largeur et, deuxièmement, la surface de l'eau est surélevée au-dessus de la zone de résurgence. À mesure que le niveau d'eau s'abaisse, le plan de mélange se déplace vers la rive gauche du chenal et le banc d'accumulation du lit de la Berthier s'avance de plus en plus loin à l'intérieur du confluent. Ces changements ont comme conséquence de repousser la zone surélevée à gauche du plan de mélange plus près de la rive et de réduire progressivement la surélévation au-dessus de la zone de résurgence. Cette relation montre que la cartographie de la surface de l'eau pourrait être un moyen de connaître la position générale des structures de l'écoulement aux confluents de rivières.

#### 4.3- VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE LA SURFACE DE L'EAU ET DES VITESSES DE L'ÉCOULEMENT SIMULTANÉMENT À DIFFÉRENTES POSITIONS

Les séries temporelles de la surface de l'eau confirment que le plan d'eau possède une pente latérale qui est surélevée du côté gauche du plan de mélange et est affaissée du côté droit. Les valeurs des pentes atteignent 0.21%, ce qui indique une dénivellation d'environ 1 cm par 5 mètres de distance. Des pentes similaires ont été mesurées dans le premier volet de cette étude (Figure 3.5). Bien que les dénivellations soient relativement faibles, elles sont du même ordre que dans les méandres où les chercheurs considèrent l'effet de la surélévation du plan d'eau sur la dynamique de l'écoulement (Dietrich et Smith, 1983; Bathurst *et al.*, 1979). Les séries temporelles de la surface de l'eau ont montré que l'inclinaison persiste sur une échelle journalière. Durant toutes les périodes d'échantillonnage les niveaux enregistrés du côté droit du plan de mélange n'atteignent jamais les hauteurs d'eau observées du côté gauche. De plus, les faibles valeurs d'écart-type autour des niveaux moyens suggèrent également que le plan d'eau est demeuré relativement stable lors des échantillonnages. On peut alors croire que la force centrifuge, qui est responsable de cette inclinaison, est un mécanisme important qui maintient la surface de l'eau inclinée de façon quasi-permanente à l'échelle de la journée et probablement à des échelles temporelles plus longues. Cette interprétation expliquerait pourquoi nous avons observé une surface inclinée à plusieurs niveaux d'eau lors du premier volet de l'étude. D'autres études ont également documenté que la surélévation de la surface pouvait se maintenir à l'échelle de la journée en milieu naturel (Ashmore et Parker, 1983).

Par ailleurs, les séries temporelles de la surface de l'eau montrent que le plan d'eau est légèrement plus variable du côté droit que du côté gauche du plan de mélange. Le côté droit du plan de mélange était caractérisé par la présence de bouillons à la surface en raison de la résurgence de fluide. Cette caractéristique correspond aux zones de forte variation que nous avons observées sur les cartes des écarts-types du 28 avril présentées dans le premier volet (Figure 3.8a,c). Les bouillons de surface sont le résultat de la dissipation de structures turbulentes qui remontent vers la surface. Ces bouillons sont composés de plusieurs petits tourbillons à forte composante verticale, ce qui explique pourquoi ils

provoquent un gonflement de la surface de l'eau (Jackson, 1976). De plus, nous pouvons supposer que l'ampleur des variations de la surface dans la zone de résurgence est fonction de la profondeur d'eau du chenal (Figure 3.10). Dans certaines rivières à lit sablonneux, la résurgence de fluide vers la surface peut provoquer un gonflement momentané du plan d'eau de 0,5 à 10 cm (Jackson, 1976). L'ampleur du gonflement augmente avec la profondeur qui contrôle la taille et l'intensité des structures turbulentes.

Les séries temporelles des oscillations de la surface de l'eau ont révélé une périodicité nette. Aucune autre étude n'a documenté une périodicité de ce genre auparavant à la surface d'un confluent en milieu naturel. Bien qu'elle ne soit pas omniprésente dans les séries temporelles, cette périodicité semble être commune mais aussi relativement complexe. Elle se caractérise par une fréquence qui varie entre 0,7 et 1 Hz en fonction de la position dans le chenal et par un asynchronisme des fluctuations instantanées entre les séries temporelles mesurées à différentes positions.

Au premier transect, la périodicité est d'une fréquence qui varie entre 0,7 et 1 Hz mais, vers l'aval, ces fréquences tendent à s'uniformiser autour de 0.85 Hz, ce qui correspond à 1,17 secondes, sur toute la largeur du chenal. Un enregistrement vidéo de la surface de l'eau, produit à l'automne 2000 sur ce confluent, confirme la présence de cette périodicité à trois différentes positions dans le confluent sous une condition de faible niveau. Les positions enregistrées se situaient à dix mètres en aval de l'apex du confluent et à deux mètres à l'amont de chacun des tributaires (Figure 4.1). Une règle graduée devant la caméra vidéo permettait d'évaluer l'ampleur et la fréquence de ces fluctuations. L'amplitude des fluctuations variaient entre 0,2 et 0,7 mm et leurs fréquences variaient entre 2 et 10 dans une période de 10 secondes. Il n'y avait pas de vagues de surface créées par le vent lors de l'enregistrement vidéo, ce qui indique que les pulsations sont d'une nature hydraulique. Les séries temporelles révèlent toutefois que cette périodicité ne se maintient pas toujours (Figure 4.2). L'enregistrement vidéo ne permet malheureusement pas de confirmer cette caractéristique puisque la durée de l'échantillonnage n'était que de 2,5 minutes. L'atténuation de la périodicité peut difficilement être liée à une erreur de l'instrument puisque nous observons cette caractéristique à plusieurs positions, plus

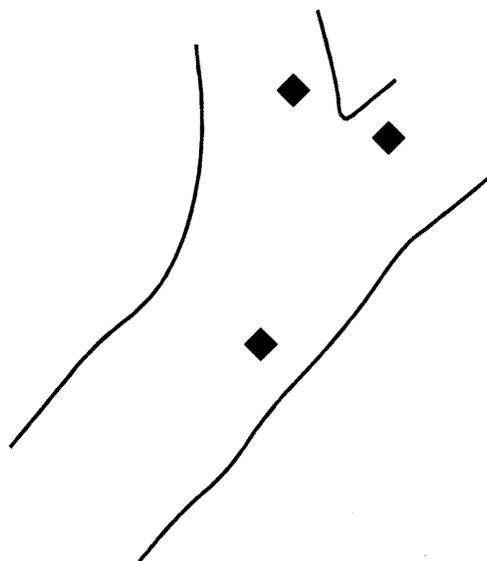


Figure 4.1: Positions des trois enregistrements vidéo de la surface de l'eau.

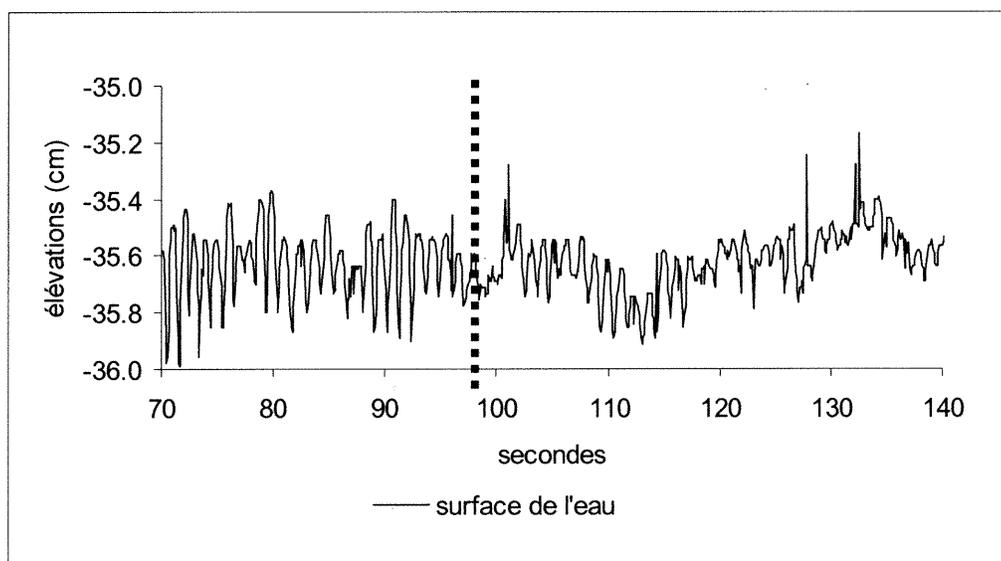


Figure 4.2: Extrait de la série temporelle de la surface de l'eau provenant de la position 1 du premier transect. On remarque que la périodicité bien marquée au début de la série commence à disparaître après la marque de 98 secondes, identifiée par la ligne pointillée.

particulièrement aux positions 1 et 2 des deux premiers transects, qui ont été échantillonnées par différents senseurs. Des observations vidéos ainsi que des séries temporelles de longue durée (environ 20 minutes) seraient requises pour clarifier cette observation qui reste pour l'instant difficile à expliquer. Enfin, bien que les périodicités à la surface de l'eau soient sensiblement de la même fréquence, elles ne sont toutefois pas synchrones dans le confluent. Les résultats des corrélations croisées ont montré un décalage de 0,20 secondes en moyenne dans les fluctuations de la surface à différentes positions dans l'espace (Tableau 3.7). Ceci indique qu'à l'échelle de la seconde les pulsations de la surface de l'eau possèdent une oscillation qui est de l'ordre du mètre puisque deux senseurs séparés de 0,85 m détectent la même périodicité mais avec un léger décalage dans le temps.

À la lumière de toutes ces caractéristiques, il nous est difficile d'établir la cause de ces périodicités. Une explication pourrait se trouver dans les séries temporelles de vitesses mais, malheureusement, aucune d'entre elles ne présente une périodicité qui correspond à celle observée à la surface de l'eau, c'est-à-dire entre 0,7 et 1 Hz. Bien que nous ayons des preuves visuelles et quantitatives de cette périodicité il nous est difficile de l'associer à une variable hydraulique compte tenu qu'il n'y a qu'une seule condition d'écoulement dans ce volet. Une hypothèse est que cette périodicité soit associée à une pulsation naturelle du plan d'eau qui serait contrôlée par une structure de l'écoulement qui ne semble pas pouvoir être détectée en raison de notre déploiement des courantomètres électromagnétiques ou de l'oblitération du signal causé par l'ampleur de la turbulence.

Dans une échelle temporelle de cinq secondes, les mécanismes qui contrôlent les fluctuations de la surface de l'eau varient en fonction de la position à l'intérieur du confluent. Il semblerait que la surface de l'eau aux positions situées à l'extérieur du plan de mélange soit influencée par les changements dans la vitesse longitudinale tandis qu'au-dessus du plan de mélange, la surface varie en fonction de l'écart-type des vitesses longitudinales et verticales dans l'écoulement (Figure 3.32). De plus, même les pulsations de la surface de l'eau à l'échelle de 5 secondes ne semble pas être synchronisées sur toute la largeur du chenal.

D'abord, dans les séries temporelles de la surface échantillonnées hors du plan de mélange, nous avons observé que la surface de l'eau s'abaisse au moment où les vitesses longitudinales augmentent. Ce type de relation a été décrit dans un chenal expérimental en laboratoire (Levi, 1983) et sur une rivière à lit graveleuse (Kirkbride, 1994). D'après ces études, l'alternance de fronts de vitesses rapides et lents est accompagnée d'une série de vagues à la surface de l'eau. La présence de zones surélevées et de dépressions à la surface d'une section de cours d'eau produit une alternance de zones de forte et faible pression qui sont responsables de l'accélération et de la décélération de l'écoulement (Figure 4.3). Toutefois, les travaux de Kirkbride (1994) n'ont pu établir clairement un lien entre la surface de l'eau et les vitesses de l'écoulement en milieu naturel. Il est difficile de détecter ces vagues à la surface en milieu naturel parce qu'elles sont parfois de très faible amplitude. Les senseurs ultrasoniques utilisés dans cette étude possèdent une résolution spatio-temporelle suffisamment fine pour détecter les variations du niveau de l'eau, ce qui nous a permis de montrer qu'il existe effectivement une relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et les fluctuations de la surface de l'eau à l'extérieur de la zone de mélange.

Ensuite, à l'intérieur de la zone de mélange, la surface de l'eau semble être plus sensible aux fluctuations des vitesses de l'écoulement plutôt qu'aux vitesses longitudinales moyennes. Cette relation est particulièrement évidente au premier transect où nous avons noté que durant les périodes de forte intensité turbulente, caractérisées par des valeurs d'écart-types élevées, le niveau moyen de la surface augmentait (Figure 3.31). Certaines études ont montré que les structures turbulentes à l'intérieur du plan de mélange peuvent être dissipées par les forces visqueuses de l'eau (McLelland *et al.*, 1996) et aussi par les variations verticales de la surface de l'eau (Shi *et al.*, 2001). D'après l'étude de Shi *et al.* (2001), les forces visqueuses ne réussissent qu'à dissiper une partie de l'énergie cinétique turbulente et les vortex qui atteignent la surface peuvent causer une déformation de la surface de l'eau. Toutefois, cette relation ne semble pas être aussi évidente dans les transects en aval, ce qui est attendu puisque les variations des vitesses de l'écoulement et l'intensité turbulente sont généralement plus faibles (Tableau 3.11a,b).

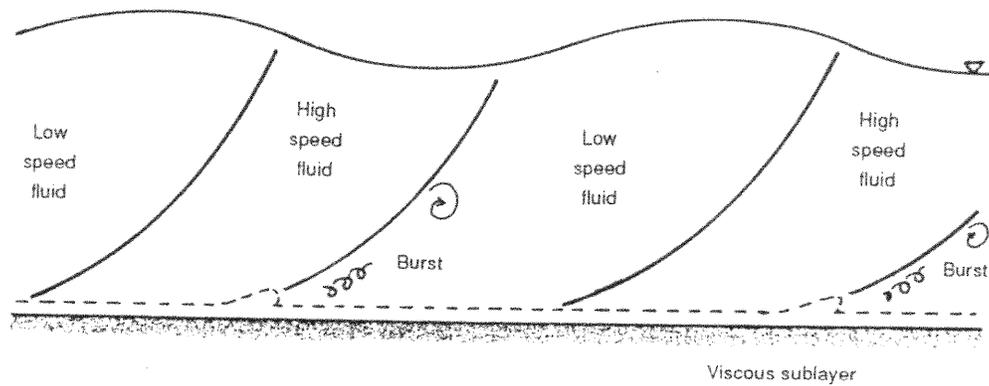


Figure 4.3: Coupe longitudinale d'une section de rivière montrant la relation entre l'alternance des vitesses rapides et lentes et les fluctuations de la surface de l'eau (tirée de Levi, 1983).

Enfin, nous avons remarqué que la surface de l'eau du côté droit du plan de mélange est très irrégulière, même après l'analyse par fenêtre mobile (Tableau 3.8). D'après cette analyse, toutes les positions situées du côté gauche du plan de mélange fluctuent de façon similaire tandis que la surface du côté droit fluctue à plus petite échelle spatiale. Sur le côté gauche du plan de mélange, les variations de la surface de l'eau sont plus synchronisées puisqu'elles seraient liées aux changements des vitesses longitudinales, comme expliqué plus tôt, qui pourraient se manifester simultanément sur une largeur de quelques mètres dans une fenêtre de cinq secondes. En revanche, les fluctuations de la surface de l'eau à plus petite échelle spatiale seraient causées par l'apparition de bouillons à la surface de la zone de résurgence, en l'occurrence du côté droit du plan de mélange. Puisque les bouillons apparaissent aléatoirement à la surface de l'eau, ceci expliquerait pourquoi l'on retrouve une surface irrégulière qui s'étend sur plus de quinze mètres dans la zone de résurgence en aval du confluent.

Nous avons vu que les jonctions de rivières possèdent une dynamique de l'écoulement complexe qui est composée de nombreuses structures turbulentes. Les bouillons qui apparaissent à la surface de la zone de résurgence et les instabilités Kelvin-Helmholtz à l'intérieur du plan de mélange sont des éléments qui font partie des nombreux modèles de l'écoulement des confluent de rivières (Best et Roy, 1991; De Serres *et al.*, 1999). Ces deux structures turbulentes sont indépendantes puisqu'elles sont issues de processus différents. Comme décrit dans le premier chapitre de cette étude, les bouillons à la surface naissent par le chevauchement des écoulements lorsque les lits sont discordants tandis que les instabilités Kelvin-Helmholtz se développent au contact des écoulements des deux rivières. Toutefois, cette étude a identifié la présence de pulsations dans les vitesses longitudinales de l'écoulement qui n'avaient jamais été documentées auparavant dans les jonctions de rivières. En raison de l'absence de documentation sur cette caractéristique de l'écoulement, le lien entre ces pulsations dans les vitesses et les structures turbulentes décrites plus tôt n'est pas tout à fait clair. Puisque nous avons identifié les variations de vitesses longitudinales seulement sur le côté gauche du plan de mélange, nous pouvons

supposer que celles-ci sont oblitérées par la présence de structures turbulentes à forte intensité retrouvées dans la zone de résurgence et au contact des deux masses d'eau.

#### **4.4- IMPORTANCE ET GENERALISATION DES RESULTATS**

Les résultats de cette étude ont montré qu'il est possible de quantifier la surface de l'eau à une jonction de rivières naturelles et, de plus, que le plan d'eau est caractérisé par une micro-topographie particulière et des périodicités nettes. D'abord, sur le plan méthodologique, cette étude a innové en développant deux techniques qui permettent de quantifier la surface de l'eau à des résolutions spatio-temporelles différentes. Ces techniques pourront servir à des études futures qui tenteront d'examiner la surface de l'eau dans d'autres types de chenaux. Ensuite, sur le plan dynamique, les résultats de cette étude ont mis en lumière des caractéristiques de la surface de l'eau entièrement nouvelles qui n'avaient jamais été documentées auparavant. Avant cette étude, aucune donnée n'existait sur la variabilité temporelle de la micro-topographie du plan d'eau ni sur les pulsations à haute fréquence présentes à la surface des jonctions de rivières. Bien que les résultats de cette étude soient novateurs, il demeure plusieurs questions restées en suspens, notamment en ce qui a trait aux fluctuations périodiques de la surface de l'eau. Néanmoins, les mécanismes expliquant la dynamique de la surface de l'eau aux jonctions de rivières sont plus clairs et seraient liés à la force centrifuge et aux structures de l'écoulement associées à la zone de résurgence et aux instabilités Kelvin-Helmholtz.

Les résultats de cette étude serviront surtout aux recherches dans le domaine de la modélisation hydrodynamique. Les modèles numériques de l'écoulement sont des outils de recherche qui sont de plus en plus utilisés par les géomorphologues dans le but de reproduire la dynamique de l'écoulement que l'on retrouve aux jonctions de rivières en laboratoire et en milieu naturel. Ces modèles manquent présentement d'information sur la surface de l'eau afin de valider les résultats des simulations. Mis à part les modèles numériques, les résultats de cette étude pourront également servir à mieux comprendre la dynamique du transport de sédiments aux jonctions de rivières. Les cartes de surfaces de l'eau pourront être combinées à des cartes de forces tractrices au lit pour voir si certains patrons spatiaux convergent, comme cela a été fait dans les méandres.

Certains résultats de cette étude pourront possiblement être généralisables à d'autres confluents du même type, c'est-à-dire asymétrique à lits discordants. Dans le premier volet de l'étude, nous avons quantifié suffisamment de conditions de l'écoulement pour pouvoir affirmer que la micro-topographie de la surface de l'eau s'ajuste dans le temps et dans l'espace en fonction de la position des structures de l'écoulement, comme le plan de mélange et la zone de résurgence. Puisque ces structures de l'écoulement issues du mélange entre les écoulements s'observent à différentes échelles (par exemple dans le bassin de l'Amazone, Sternberg, 1976), il est possible que la dynamique de la surface de l'eau observée dans cette étude soit généralisable à d'autres échelles spatiales et temporelles et que seule l'amplitude des variations augmente. Toutefois, la généralisation des résultats du deuxième volet de l'étude demeure très spéculative puisque nous avons échantillonné une seule condition de l'écoulement.

## 5- Conclusion

---

En l'absence d'études détaillées sur la dynamique de la surface de l'eau aux confluents de rivières naturelles, cette recherche contribue de manière significative à l'avancement des connaissances sur le sujet. D'une part, nous avons développé deux méthodologies permettant de mesurer la surface de l'eau à des échelles spatio-temporelles différentes. Ceci répond à une des difficultés premières dans l'étude de la surface de l'eau. Le premier volet de l'étude utilisait une station totale et un prisme monté sur un radeau pour mesurer le niveau moyen à différentes positions. Cette technique s'est avérée très efficace et a permis de cartographier, sous différentes conditions de l'écoulement, la surface entière d'un confluent en peu de temps. Le deuxième volet utilisait des senseurs ultrasoniques pour mesurer les fluctuations de la surface de l'eau simultanément à différentes positions au-dessus de la surface. De plus, un système de rail mobile permettait de prendre des mesures de vitesses de l'écoulement simultanément sous chaque senseur. Ces deux méthodes constituent un outil prometteur en ce qui a trait à la cartographie de la surface de l'eau pour différents types de chenaux en milieu naturel.

D'autre part, les objectifs de cette étude étaient de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la surface de l'eau à un confluent de rivières naturelles. Les résultats de la première partie de l'étude ont montré qu'il existe des patrons spatiaux à la surface de l'eau qui sont cohérents dans le temps à l'échelle de la saison. Les patrons spatiaux semblent être influencés tant par l'évolution de la morphologie du lit que par les structures turbulentes de l'écoulement. La micro-topographie de la surface de l'eau se caractérise par une zone surélevée autour de l'apex et au-dessus de la zone de résurgence, ainsi que par une pente latérale dans le chenal parental qui peut atteindre une inclinaison de 23% vers la rive droite. La deuxième partie de l'étude a révélé qu'il existe des périodicités bien marquées, d'une fréquence proche de 1 Hz, à la surface de l'eau ainsi que des pulsations synchronisées, particulièrement du côté gauche du plan de mélange. Ces pulsations semblent être influencées par l'intensité turbulente dans le plan de mélange tandis qu'à l'extérieur de cette zone elles sont liées aux changements dans les vitesses longitudinales de l'écoulement.

Bien que cette étude ait permis de mieux comprendre les variations spatiales de la micro-topographie de la surface de l'eau pour différentes conditions de l'écoulement, plusieurs questions restent toujours en suspens. D'abord, est-ce que les périodicités observées à la surface de l'eau seraient présentes à d'autres niveaux d'eau au confluent de la rivière Bayonne et Berthier, ou encore à d'autres confluent de rivières à plus grande échelle? Des séries temporelles plus longues sous différentes conditions de l'écoulement permettront sans doute de mieux comprendre l'origine des pulsations ainsi que les mécanismes qui les contrôlent. Le protocole expérimental pourrait être modifié afin de mesurer simultanément des positions dans l'axe longitudinal plutôt que latéral, permettant ainsi de mesurer la propagation de structures turbulentes vers l'aval. Ceci pourrait apporter certains éléments de réponse quant à l'origine des périodicités observées à la surface de l'eau. Enfin, il reste à examiner la relation qui existe entre la surface de l'eau, la contrainte de cisaillement et le transport des sédiments au lit. L'étude de Boyer (1996) a examiné la distribution spatiale des forces de cisaillement au lit de ce même confluent sans toutefois avoir mesuré la micro-topographie ou les fluctuations de la surface de l'eau. Les patrons spatiaux des zones surélevées dans le confluent pourraient peut-être refléter la distribution spatiale des forces de cisaillement au lit, et par conséquent le transport des sédiments. De plus, les fluctuations temporelles de la surface de l'eau pourraient possiblement expliquer la variabilité temporelle du transport de sédiments à différentes échelles qui demeure jusqu'à présent une dynamique mal connue dans les rivières naturelles.

**BIBLIOGRAPHIE**

---

- Ashmore, P.E. and Parker, G. (1983). Confluence scour in coarse braided streams. *Water Resources Research*, 19, 392-402.
- Ashmore, P.E., Ferguson, R.I., Prestagard, K.L., Ashworth P.J. and Paola, C. (1992). Secondary flow in anabranch confluences of a braided, gravel-bed stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 299-312.
- Ashworth, P., Best, J.L., Bennett, S.J. and McLelland, S.J. (1996). *Coherent Flow Structures in Open Channels*. Wiley, Chichester, 733 pages.
- Bathurst, J.C., Thorne, C.R. and Hey, R.D. (1979). Direct measurement of secondary currents in river bends. *Journal of the Hydraulic Division*, 105, HY10, 1277-1293.
- Best, J.L. (1985). *Flow dynamics and sediment transport at river channel confluences*. Thèse de doctorat non-publiée, Birbeck College, University of London, 396 pages.
- Best, J.L. (1986). The morphology of river channel confluences. *Progress in Physical Geography*, 156-174.
- Best, J.L. (1987). Flow dynamics at river channel confluences: implications for sediment transport and bed morphology. *Dans: Ethridge, F.G., Fores, R.M. and Harvey, M.D. (Éditeurs): Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special publications 39, 27-35.
- Best, J.L. (1993). On the interaction between turbulent flow structures, sediment transport and bedform development: some considerations from recent experimental research. *Dans: Clifford, N.J., French, J.R. and Hardisty, J. (Éditeurs): Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. Wiley, Chichester, 61-92.
- Best, J.L. and Ried, I. (1984). Separation zone at open channel junctions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 1588-1594.
- Best, J.L. and Roy, A.G. (1991). Mixing-layer distortion at the confluence of channels of different depth. *Nature*, 350, 6367, 411-413.
- Best, J.L. and Bristow, C.S. (1993). *Braided Rivers*. Geological Society Special Publication No. 75. Londres, 419 pages.
- Biron, P.M., De Serres, B., Roy, A.G. and Best, J.L. (1993a). Shear Layer turbulence at an unequal depth channel confluence. *Dans: Clifford, N.J., French, J.R. and Hardisty, J. (Éditeurs): Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. Wiley, Chichester, 197-213.

- Biron, P.M., Roy, A.G., Best, J.L. and Boyer, C.J. (1993b). Bed morphology and sedimentology at the confluence of unequal depth channels. *Geomorphology*, 8, 115-129.
- Biron, P.M., Best, J.L. and Roy, A.G. (1996a). Effects of bed discordance on flow dynamics at open channel confluences. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122, 12, 676-682.
- Biron, P.M., Roy, A.G. and Best, J.L. (1996b). Turbulent flow structure at concordant and discordant open-channel confluences. *Experiments in Fluids*, 21, 437-446.
- Boyer, C. (1996). *Turbulence, transport des sédiments et charge de fond et forme du lit à un confluent de cours d'eau naturels*. Thèse de doctorat non-publiée, Université de Montréal, 371 pages.
- Bradbrook, K.F., Biron, P.M., Lane, S.N., Richards, K.S. and Roy, A.G. (1998). Investigation of controls on secondary circulation and mixing processes in a simple confluence geometry using a three-dimensional numerical model. *Hydrological Processes*, 12, 1371-1396.
- Bradbrook, K.F., Lane, S.N. and Richards, K.S. (2000). Numerical simulation of three-dimensional, time-averaged flow structure at river channel confluences. *Water Resources Research*, 36, 9, 2731-2746.
- Bradbrook, K.F., Lane, S.N., Richards, K.S., Biron, P.M. and Roy, A.G. (2001). Role of bed discordance at asymmetrical river confluences. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127, 5, 351-368.
- Bradshaw (1985). *An introduction to turbulence and its measurement*. Pergamon Press, Oxford, 218 pages.
- Bridge, J.S. (1993). The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. Dans : Best, J.L. and Bristow, C.S. (Éditeurs): *Braided Rivers. Geological Society Special Publication*, 75, 13-71.
- Bridge, J.S. and Jarvis, J. (1982). The dynamics of a river bend: A study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology*, 29, 499-541.
- Bridge, J.S. and Gabel, S.L. (1992). Flow and sediment dynamics in a low sinuosity braided river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology*, 39, 125-142.
- Browand, F.K. and Troutt, T.R. (1985). The turbulent mixing layer: geometry of large vortices. *Journal of Fluid Mechanics*, 158, 489-509.
- Brown, G.L. and Thomas, S.W. (1977). Large structure in a turbulent boundary layer. *The Physics of Fluids*, 20, 10, s243-s252.

Buffin-Bélanger, T. (2000). *Structure d'un écoulement turbulent dans un cours d'eau à lit de graviers en présence d'amas de galets*. Thèse de doctorat non publiée, Université de Montréal, 242 pages.

Buffin-Bélanger, T., Lamarre, H., Roy, A.G. and Kirkbride, A.D. (2000). Size and shape of large scale turbulent flow structures in a gravel bed river. *Gravel Bed Rivers V*, Nouvelle-Zélande.

Butler, D.R. et Malanson, G.P. (1994). Beaver Landforms. *Le Géographe canadien*, 38, 1, 76-79.

Chandler, J.H., Lane, S.N. and Richards, K.S. (1996). The determination of water surface morphology at river channel confluences using automated digital photogrammetry and their consequent use in numerical flow modelling. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing XXXI*, Part B7, Vienna, 99-104.

Chu, V.H. and Babarutsi, S. (1988). Confinement and bed-friction effects in shallow turbulent mixing layers. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114, 1257-1274.

Clifford, N.J, French, J.R. and Hardisty, J. (1993). *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. Wiley, Chichester, 360 pages.

Clifford, N.J. and French, J.R. (1993). Monitoring and analysis of turbulence in geophysical boundaries: some analytical and conceptual issues. Dans: Clifford, N.J., French, J.R. and Hardisty, J. (Éditeurs): *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. Wiley, Chichester, 93-120.

De Serres, B., Roy, A.G., Biron, P.M. and Best, J.L. (1999). Three dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. *Geomorphology*, 26, 313-335.

Dietrich, W.E., Smith, J.D. and Dunne, T. (1979). Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology*, 87, 305-315.

Dietrich, W.E. and Smith, J.D. (1983). Influence of the point bar on flow through curved channels. *Water Resources Research*, 19, 5, 1173-1192.

Dietrich, W.E. and Whiting, P.J. (1989). Boundary shear stress and sediment transport in river meanders of sand and gravel. Dans: Ikeda, S. and Parker, G. (Éditeurs): *River meandering*, 1-50.

Drouin, D. (1999). *Génération d'un modèle numérique d'élévation adéquat pour la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant*. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 175 pages.

Gaudet, J.M. and Roy, A.G. (1995). Effects of bed morphology on flow mixing length at river confluences. *Nature*, 373, 138-139.

Gaudet, J.M. (1996). *Le mélange des écoulements à l'aval des confluent de cours d'eau*. Thèse de Doctorat. Université de Montréal, 175 pages.

Heathershaw A.D. (1979). The turbulent structure of the bottom boundary layer in a tidal current. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58, 394-430.

Huang, J., Webber, L.J. and Lai, Y.G. (2002). Three-dimensional numerical study of flows in open-channel junctions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128, 3, 268-280.

Jackson, G. (1976). Sedimentological and fluid-dynamic implication of the turbulent bursting phenomenon in geophysical flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 77, 531-560.

Kennedy, B.A. (1984). On Playfair's law of accordant junctions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 291-307.

Kustachuck, R.A. and Church, M.A. (1993). Macroturbulence generated by dunes: Fraser river, Canada. *Sedimentary Geology*, 85, 25-37.

Lane, S.N., Richards, K.S. and Waburton, J. (1993). Comparison between high-frequency velocity records obtained with spherical and discoidal electromagnetic current meters. Dans: Clifford, N.J., French, J.R. and Hardisty, J. (Éditeurs): *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*. Wiley, Chichester, 121-163.

Lane, S., Biron, P.M., Bradbrook, K.S., Chandler, J.H., Crowell, M.D., McLelland, S.J., Richards, K.S. and Roy, A.G. (1998). Three-dimensional measurement of river channel flow processes using acoustic doppler velocimetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1247-1267.

Lane, S., Bradbrook, K.S., Richards, K.S., Biron, P.M. and Roy, A.G. (1999). Time-averaged flow structure in the central region of a stream confluence: a discussion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 361-367.

Lane, S.N., Bradbrook, K.F., Richards, K.S., Biron, P.M. and Roy, A.G. (2000). Secondary circulation cells in river channel confluences: measurement artefacts or coherent flow structures? *Hydrological Processes*, 14, 2047-2071.

Lapointe, M. (1992). Burst-like sediment suspension events in a sand bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 253-270.

Lapointe, M., De Serres, B., Biron, P.M. and Roy, A.G. (1996). Using spectral analysis to detect sensor noise and correct turbulence intensity and shear stress estimates from EMCM flow records. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 195-203.

Leclair, S. et Roy, A.G. (1997). Variabilité de la morphologie et des structures sédimentaires du lit d'un confluent de cours d'eau discordant en période d'étiage. *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 2, 125-139.

Legendre, P. and Legendre, L. (1998). *Numerical Ecology*, Elsevier, Oxford, 853 pages.

Leopold, L. B. (1982). Water surface topography in river channels and implications for meander development. Dans: Hey, R.D. (Éditeur): *Gravel Bed Rivers*. Wiley, Chirchester.

Lu, S.S. and Willmarth, W.W. (1973). Measurements of the structure of the Reynolds stress in a turbulent boundary layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 60, 481-511.

Massonnet, D., Vadon, H. and Rossi, M. (1996). Reduction of the need for phase unwrapping radar interferometry. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 2, 489-497.

McLelland, S.J., Ashworth, P.J. and Best, J.L. (1996). The origin and downstream development of coherent flow structures at channel junctions. Dans: Ashworth, P., Best, J.L., Bennett, S.J. and McLelland, S.J. (Éditeurs): *Coherent Flow Structures in Open Channels*. Wiley, Chichester, 461-489.

Mosley, M.P. (1976). An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology*, 84, 535-562.

Nakagawa, H. and Nezu, I. (1981). Structure of space-time correlations of bursting phenomena in an open-channel flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 104, 1-43.

Néro, K. (1997). *Impacts de l'utilisation du sol sur les débits et le transport en suspension pour deux bassins-versants mitoyens*. Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal, 168 pages.

Paola, C. (1997). When streams collide. *Nature*, 387, 232-233.

Reid, I., Best, J.L. and Frostick, L.E. (1989). Floods and flood sediments at river confluences. Dans: Beven, K. L. and Carling, P. (Éditeurs): *Floods, Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. Wiley, Chichester, 135, 150.

Rhoads, B.L. and Kenworthy, S.T. (1995). Flow structure at an asymmetrical stream confluence. *Geomorphology*, 11, 273-293.

Rhoads, B.L. (1996). Mean structure of transport-effective flows at an asymmetrical confluence when the main stream is dominant. Dans: Ashworth, P., Best, J.L., Bennett, S.J. and McLelland, S.J. (Éditeurs): *Coherent Flow Structures in Open Channels*. Wiley, Chichester, 491-517.

Rhoads, B.L. and Kenworthy, S.T. (1998). Time-averaged flow structure in the central region of a stream confluence. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 2, 171-191.

- Rhoads, B.L. and Sukhodolov, A.N. (2001). Field investigation of three-dimensional flow structure at stream confluences: 1. Thermal mixing and time-averaged velocities. *Water Resources Research*, 37, 9, 2393-2410.
- Roy, A.G., Roy, R. and Bergeron, N. (1988). Hydraulic geometry and changes in flow velocity at a river confluence with coarse bed material. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 583-598.
- Roy, A.G., Biron, P.M. and De Serres, B. (1996a). On the necessity of applying a rotation to instantaneous velocity measurements in river flows. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 817-827.
- Roy, A.G., Buffin-Bélanger, T. and Deland, S. (1996b). Scales of turbulent coherent flow structures in a gravel bed river. *Dans: Ashworth, P., Best, J.L., Bennett, S.J. and McLelland, S.J. (Éditeurs): Coherent Flow Structures in Open Channels.* Wiley, Chichester, 147-164.
- Roy, A.G., Biron, P.M. and Lapointe, M.F. (1997). Implications of low-pass filtering on power spectra and autocorrelation functions of turbulent velocity signals. *Mathematical Geology*, 29, 653-668.
- Sherikar, S.V. and Chevray, R. (1982). Aerosol formation in a mixing layer. *Dans: Bradbury, L.J., Durst, F., Launder, B.E., Schmith, F.W. and Whitelaw, J.H. (Éditeurs). Turbulent shear flows 3, Selected papers.* Springer-Verlag, New-York, 124-131.
- Shi, J., Thomas, T.G. and Williams, J.J.R. (2001). Influence de la surface libre dans l'écoulement à nombre de Froude et nombre de Reynolds modérés. *Journal of Hydraulic Research*, 38, 6, 465-474.
- Sternberg, H.O. (1975). *The Amazon river of Brazil.* 74, Steiner, Weisbaden, Allemagne.
- Sukhodolov, A.N. and Rhoads, B.L. (2001). Field investigation of three-dimensional flow structure at stream confluences. *Water Resources Research*, 37, 9, 2411-2424.
- Thompson, D.M. (1999). Velocity reversals and sediments sorting in pools and riffles controlled by channel constrictions. *Geomorphology*, 27, 229-241.
- Tritton, D.J. (1988). *Physical Fluid Dynamics.* Clarendon Press, Oxford, 519 pages.
- Townsend, A.A. (1976). *The Structure of Turbulent Shear Flow.* Cambridge University Press, Cambridge, 429 pages.
- Uijtewaal, W. and Booij, R. (2000). Effects of shallowness on the development of free surface mixing layers. *Physics of Fluids*, 12, 392-402.
- Weber, L.J., Schumate, E.D. and Mawer, N. (2001). Experiment on flow at a 90 degree open channel junction. *Journal of hydraulic engineering*, 127, 5, 340-350.

Weerakoon, S.B., Kawahara, Y. and Tamai, N. (1991). Three dimensional flow structure in channel confluences of rectangular sections. *Proceedings XXIV Congress, International Association for Hydraulic Research*, A373-s380.

Winant, C.D. and Browand, F.K. (1974). Vortex pairing: the mechanism of turbulent mixing layer growth at moderate Reynolds numbers. *Journal of Fluid Mechanics*, 63, 237-255.