

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iii
RÉSUMÉ.....	iv
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES FIGURES	x
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Mise en contexte	1
1.2 Problématique	2
1.3 Objectifs et hypothèses	4
CHAPITRE II	
REVUE DE LITTÉRATURE	6
2.1 Principe de la dynamique fluviale	6
2.2 Le concept d'équilibre dynamique des cours d'eau	7
2.3 Le débit à plein bord	8
2.4 Évolution actuelle des débits de crues	9
2.5 Prévision de l'évolution des débits en fonction des changements climatiques ..	10
2.6 Évolution spatio-temporelle de la morphologie des rivières	11
2.7 Évolution spatio-temporelle de la morphologie des rivières au Québec	13
2.8 Relation entre les indices climatiques, les débits et la morphologie	15
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	16
3.1 Présentation des sites à l'étude	16
3.1.1 Rivière Bécancour.....	17
3.1.2 Rivière Châteauguay	20
3.2 Traitement et analyse des photographies aériennes	23
3.3 Analyse des données morphologiques.....	33
3.4 Traitement et analyse des données hydrologiques.....	34

3.5	Traitement et analyse des indices climatiques.....	40
3.6	Analyse de la relation entre les indices climatiques, les débits et les changements morphologiques	42
CHAPITRE IV		
RÉSULTATS.....		44
4.1	Analyse hydrologique de la rivière Châteauguay	44
4.1.1	Variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers	44
4.1.2	Fréquence de dépassement des crues.....	47
4.1.3	Relation entre les indices climatiques et les débits maximums	51
4.1.4	Analyse comparative entre les périodes sèches et humides des débits et les anomalies positives et négatives des indices climatiques.....	52
4.2	Analyse géomorphologique de la rivière Châteauguay	56
4.2.1	Analyse de la variabilité longitudinale de la largeur à plein bord	56
4.2.2	Analyse de la variabilité temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité du chenal.....	57
4.2.3	Analyse temporelle de l'évolution des îlots.....	61
4.3	Analyse hydrologique de la rivière Bécancour.....	63
4.3.1	Variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers	63
4.3.2	Fréquence de dépassement des crues.....	66
4.3.3	Relation entre les indices climatiques et les débits maximums	70
4.3.4	Analyse comparative entre les périodes sèches et humides des débits et les anomalies positives et négatives des indices climatiques.....	70
4.4	Analyse géomorphologique de la rivière Bécancour.....	73
4.4.1	Analyse de la variabilité longitudinale de la largeur à plein bord	73
4.4.2	Identification d'importantes modifications anthropiques	74
4.4.3	Analyse de la variabilité temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité du chenal.....	79
4.4.4	Analyse temporelle de l'évolution des îlots.....	83
CHAPITRE V		
DISCUSSION		87
5.1	Variabilité interannuelle des débits maximums.....	87
5.2	Relation entre les indices climatiques et les débits maximums	90
5.3	Évolution morphologique des chenaux	92

CHAPITRE VI	
CONCLUSION.....	101
BIBLIOGRAPHIE.....	103

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1	Caractéristiques des photographies aériennes – Rivière Bécancour 25
3.2	Caractéristiques des photographies aériennes – Rivière Châteauguay 25
3.3	Erreur RMS des photos aériennes de chacune des décennies 29
3.4	Valeurs des paramètres de la loi régionale dans les trois régions hydrologiques homogènes 40
3.5	Définition des cinq indices climatiques 42
4.1	Analyse de la tendance à long terme des séries de débits maximums de la rivière Châteauguay. Test de Mann-Kendall 44
4.2	Résultats de l'analyse du test de Lombard appliqué aux séries de débits maximums de la rivière Châteauguay 45
4.3	Débits des différentes récurrences de la rivière Châteauguay estimés au moyen de la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998) 48
4.4	Analyse de corrélation entre les débits maximums saisonniers de la rivière Châteauguay et les indices climatiques saisonniers 51
4.5	Localisation de la rupture de la moyenne de la largeur à plein bord du tronçon de la rivière Châteauguay au moyen du test de Lombard 56
4.6	Résultats du test de Kruskal-Wallis – Rivière Châteauguay 59
4.7	Analyse de la tendance à long terme des séries de débits maximums de la rivière Bécancour. Test de Mann-Kendall 63
4.8	Résultats de l'analyse du test de Lombard appliqué aux séries de débits maximums de la rivière Bécancour 64
4.9	Débits des différentes récurrences de la rivière Bécancour estimés au moyen de la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998) 67
4.10	Analyse de corrélation entre les débits maximums saisonniers de la rivière Bécancour et les indices climatiques saisonniers 70

4.11	Localisation de la rupture de la moyenne de la largeur à plein bord du tronçon de la rivière Bécancour au moyen du test de Lombard	73
4.12	Résultat du test de Kruskal-Wallis (Section anthropique) – Rivière Bécancour	76
4.13	Résultats du test de Kruskal-Wallis – Rivière Bécancour	81

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
2.1	Trinité de la dynamique fluviale (Leeder, 1983)	6
2.2	Balance de Lane (1955) (Figure tirée de Latapie, 2011)	8
3.1	Localisation des bassins versants.....	17
3.2	Bassin versant de la rivière Bécancour	19
3.3	Bassin versant de la rivière Châteauguay	22
3.4	Étapes de la mesure de la largeur à plein bord (ex. : rivière Bécancour)	32
3.5	Méthode du « Transfert par bassin versant ».....	34
3.6	Coefficients mensuels de débits des rivières Châteauguay et Bécancour.....	36
4.1	Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux – Rivière Châteauguay.....	45
4.2	Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers – Rivière Châteauguay.....	46
4.3	Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux – Rivière Châteauguay.....	46
4.4	Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux – Rivière Châteauguay.....	47
4.5	Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d’Anctil <i>et al.</i> (1998).....	49
4.6	Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d’Anctil <i>et al.</i> (1998).....	49
4.7	Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d’Anctil <i>et al.</i> (1998).....	50

4.8	Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998).....	50
4.9	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OAM hivernaux – Rivière Châteauguay	53
4.10	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OA hivernaux – Rivière Châteauguay.....	54
4.11	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums printaniers et des indices OA printaniers – Rivière Châteauguay	54
4.12	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums printaniers et des indices ONA printaniers – Rivière Châteauguay	55
4.13	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums automnaux et des indices OAM automnaux – Rivière Châteauguay	55
4.14	Variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du chenal du tronçon de la rivière Châteauguay.....	57
4.15	Variation temporelle de la largeur moyenne à plein bord du chenal – Rivière Châteauguay	60
4.16	Variation temporelle de la superficie de l'îlot A – Rivière Châteauguay	62
4.17	Variation temporelle de la superficie de l'îlot B – Rivière Châteauguay	62
4.18	Variation temporelle de la superficie de l'îlot C – Rivière Châteauguay	62
4.19	Variation temporelle de la superficie de l'îlot D – Rivière Châteauguay	63
4.20	Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux – Rivière Bécancour	64
4.21	Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers – Rivière Bécancour	65
4.22	Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux – Rivière Bécancour	65
4.23	Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux – Rivière Bécancour	66
4.24	Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998).....	68

4.25	Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998).....	68
4.26	Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998).....	69
4.27	Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil <i>et al.</i> (1998).....	69
4.28	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OAM hivernaux – Rivière Bécancour.....	71
4.29	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OA hivernaux – Rivière Bécancour.....	72
4.30	Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices ONA hivernaux – Rivière Bécancour.....	72
4.31	Variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du chenal du tronçon de la rivière Bécancour.....	74
4.32	Évolution de la section ayant subi des modifications anthropiques entre 1950 et 1985.....	77
4.33	Limite de la section anthropique et évolution de l'érosion des berges suite à la déviation du chenal (Photographie aérienne de 1964).....	78
4.34	Variation temporelle de la largeur moyenne à plein bord du chenal – Rivière Bécancour.....	82
4.35	Variation temporelle de la superficie de l'îlot A – Rivière Bécancour.....	84
4.36	Variation temporelle de la superficie de l'îlot B – Rivière Bécancour.....	84
4.37	Variation temporelle de la superficie de l'îlot C – Rivière Bécancour.....	84
4.38	Variation temporelle de la superficie de l'îlot D – Rivière Bécancour.....	85
4.39	Variation temporelle de la superficie de l'îlot E – Rivière Bécancour.....	85
4.40	Comparaison de l'évolution des îlots A, B et C entre 1950 et 1964.....	86
5.1	Variabilité interannuelle des niveaux d'eau moyens annuels du Lac Saint-Louis.....	98

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

Il est démontré depuis déjà plusieurs années que les changements climatiques occasionneront des impacts environnementaux, sociaux et économiques (IPCC, 2013; Ouranos, 2010). Selon les prédictions globales des modèles climatiques (IPCC, 2013), ces changements modifieront plus ou moins profondément les régimes hydrologiques et l'évolution morphologique des chenaux. Ainsi, davantage de travaux sont consacrés à la prédiction de l'effet des changements climatiques sur l'évolution morphologique des chenaux (p. ex., Bogaart *et al.*, 2003; Boyer *et al.*, 2010a,b; Coulthard et Macklin, 2001; Gomez *et al.*, 2009; Gray *et al.*, 2014; Lane *et al.*, 2007; Thodsen *et al.*, 2008; Verhaar *et al.*, 2008, 2010, 2011).

Cependant, plusieurs incertitudes persistent quant aux impacts du réchauffement climatique sur les débits des rivières. Une grande variabilité géographique existerait à travers le globe (IPCC, 2013; Kundzewicz *et al.*, 2005). Dans le contexte régional du Québec, un certain consensus existe par rapport à l'évolution des débits quant aux changements climatiques. Leurs impacts hydrologiques seront différents en fonction des saisons (Boyer *et al.*, 2010a; CEHQ, 2013, 2015). Selon les plus récentes simulations hydroclimatiques, la magnitude des débits de crues diminuerait au printemps alors qu'elle augmenterait durant les trois autres saisons (été, automne et hiver) (Boyer *et al.*, 2010a ; CEHQ, 2013, 2015; Guay *et al.*, 2015; Verharr *et al.*, 2011). La diminution des débits de crues printanières serait causée par la diminution du couvert de neige en hiver tandis que l'augmentation des débits hivernaux serait reliée à la hausse des températures, des épisodes de gel/dégel et des événements de pluie lors de cette saison (Boyer *et al.*, 2010a; CEHQ, 2013, 2015; Guay *et al.*, 2015). Quant aux augmentations des crues

estivales et automnales, elles seraient, vraisemblablement, le résultat d'une hausse des évènements de pluie de forte intensité durant ces saisons.

1.2 Problématique

Les changements hydroclimatiques pourraient induire d'importantes répercussions au niveau de la morphologie des tributaires du fleuve Saint-Laurent. Combinés à la baisse des niveaux d'eau du fleuve Saint-Laurent qui constitue le niveau de base des affluents, ces changements hydrologiques devraient engendrer une reprise généralisée de l'érosion des tributaires (Boyer *et al.*, 2010b). Toutefois, l'ampleur de l'évolution morphologique variera d'un affluent à l'autre.

Au Québec, la hausse de la température est observée depuis la décennie 1970 (Yagouti *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2000). Cette hausse de température a pu influencer l'évolution des débits maximums annuels, ces derniers étant des débits morphogènes soit ceux ayant le plus d'impacts sur la morphologie des chenaux. Une augmentation de ces débits peut induire plusieurs conséquences morphologiques, dont l'élargissement du chenal, le creusement de son lit et la diminution de la sinuosité (Ashmore et Church, 2001).

Par ailleurs, en ce qui a trait au climat, il est bien établi que les indices climatiques influencent la variabilité de la température, des précipitations et des débits à plusieurs échelles. Ainsi, de par leurs fluctuations, ces indices climatiques peuvent influencer indirectement l'évolution morphologique des chenaux. Dans cette perspective, Viles et Goudie (2003) avaient déjà souligné l'importance de l'utilisation de ces indices climatiques pour expliquer l'évolution morphologique des chenaux à différentes échelles temporelles. Cependant, malgré cette importance, il existe encore très peu d'études sur la relation entre les indices climatiques et l'évolution morphologique des chenaux (p. ex., Gray *et al.*, 2014). Pourtant, l'analyse de cette relation peut présenter plusieurs avantages sur le plan morphologique.

- Les incertitudes sur la prédiction des indices climatiques par les modèles climatiques sont beaucoup plus faibles que celles des précipitations et des débits. L'utilisation de ces indices climatiques pour prédire éventuellement l'évolution morphologique des chenaux dans le contexte de réchauffement climatique peut conduire à de meilleures prédictions que l'utilisation des précipitations et des débits.
- Les données des indices climatiques existent sur des périodes relativement longues contrairement aux données des débits et des précipitations. Par conséquent, l'utilisation de ces indices climatiques pourrait permettre éventuellement de reconstituer l'évolution morphologique des chenaux sur une période relativement longue.
- Enfin, les impacts hydroclimatiques des indices climatiques affectent des échelles spatiales beaucoup plus vastes contrairement aux impacts de précipitations et des débits. Ainsi, en l'absence des données des précipitations et des débits dans un bassin versant donné, l'évolution morphologique des chenaux de ce bassin versant peut être expliquée au moyen des indices climatiques.

Il est donc intéressant d'analyser l'évolution de la magnitude des crues en relation avec les indices climatiques et de vérifier la réponse morphologique des rivières par rapport à ces changements. La connaissance des trajectoires morphologiques historiques d'une rivière permet de mieux cerner la dynamique de celle-ci et de prédire l'impact morphologique d'un type de changement. Dans le cas présent, une meilleure compréhension de la relation historique entre les indices climatiques, les débits maximums et la morphologie du chenal permettrait de mieux prédire l'évolution du chenal quant aux changements hydrologiques envisagés par rapport aux changements climatiques. L'étude de la relation entre la variabilité interannuelle des débits, les indices climatiques et l'évolution morphologique des chenaux est donc primordiale dans un contexte de changements climatiques.

1.3 Objectifs et hypothèses

À la lumière de ces considérations, cette étude vise à analyser la relation entre la morphologie des chenaux, le débit des rivières et les indices climatiques. Pour ce faire, le projet de recherche poursuit les objectifs suivants :

1. Analyser l'évolution morphologique des chenaux des rivières Châteauguay et Bécancour en relation avec la variabilité interannuelle des débits maximums à l'échelle saisonnière.

À la lumière des connaissances actuelles, l'hypothèse suivante sera retenue quant à l'évolution hydrologique:

La magnitude des débits maximums printaniers a diminué dans le temps alors que celle des débits maximums d'été, d'automne et d'hiver a augmenté dans le temps.

Sur le plan morphologique, ces changements du régime des crues saisonnières permettent de formuler plusieurs hypothèses.

- a) Le changement hydrologique du régime des crues combiné à la possible baisse du niveau de base soit le niveau du fleuve Saint-Laurent pourrait provoquer une phase d'érosion des chenaux de ses affluents.
- b) Si l'on ne prend pas en considération la baisse du niveau d'eau du fleuve, on peut formuler l'hypothèse suivante : les effets morphologiques induits par la diminution de la magnitude des crues printanières pourraient être compensés en partie par ceux induits par l'augmentation des crues estivales et automnales. Le pouvoir érosif de ces dernières étant moindre que celui des crues printanières, il en résulterait ainsi une certaine stabilité du chenal. Cependant si l'augmentation des crues en été et en automne est faible, la capacité de transport et d'érosion de celles-ci pourrait ne pas être suffisamment élevée pour contrebalancer l'effet de la diminution des débits printaniers. Dans ce cas, le chenal serait en phase de sédimentation, ce qui

pourrait occasionner un rétrécissement de ce dernier et un engraissement des îlots et des bancs ainsi qu'une augmentation de la sinuosité des chenaux (Schumm, 1969).

2. Analyser la relation entre les indices climatiques, la variabilité des débits et l'évolution morphologique des chenaux de ces deux rivières.

L'hypothèse qui sous-entend cet objectif est la suivante :

Les indices climatiques ONA, OA et OAM influencent la variabilité des débits de crues au Québec. Par conséquent, ces indices peuvent expliquer l'évolution morphologique des chenaux au Québec à différentes échelles temporelles.

CHAPITRE II

REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Principe de la dynamique fluviale

Le système fluvial défini par Schumm (1977) est l'ensemble des éléments d'un bassin versant, dont la pente, le réseau hydrographique et les plaines inondables, qui forment un système complexe. Ces éléments sont reliés ensemble au moyen des processus de transport de l'eau et des sédiments qui dicteront leur dynamique et leur évolution. Au niveau de la dynamique fluviale, cette interaction entre les divers éléments du système peut être illustrée par la trinité de Leeder (1983). Les trois principaux groupes d'éléments influençant la dynamique d'un cours d'eau que sont l'écoulement de l'eau, le transport des sédiments et la morphologie du chenal sont perpétuellement sous l'influence l'un de l'autre (Figure 2.1). Les relations entre l'écoulement et le transport des sédiments de même que ceux entre la morphologie et le transport des sédiments sont mutuels. Seule la morphologie possède un lien unidirectionnel, puisque l'influence de l'écoulement sur cette variable se fait au moyen de l'érosion et de la sédimentation qui sont associées aux transports des sédiments.

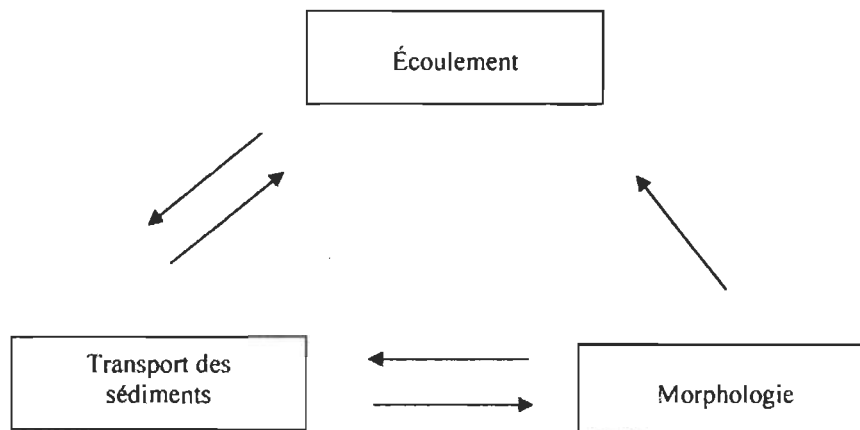


Figure 2.1 Trinité de la dynamique fluviale (Leeder, 1983).

De façon plus détaillée, selon Schumm (1977), il y a deux types de variables qui influencent la dynamique fluviale. Il y a les variables « extrinsèques » qui s'imposent directement à la rivière et contrôlent l'évolution physique de celle-ci. Ces variables vont s'ajuster à l'échelle du bassin versant et sont influencées par des variables externes comme le climat et l'occupation du territoire. Les deux principales variables de ce type sont le débit et la charge sédimentaire. Le deuxième type est composé des variables « intrinsèques » qui sont les variables à l'échelle du chenal qui vont s'ajuster en fonction des variables « extrinsèques ». La largeur, la forme et la pente du cours d'eau font partie de ces dernières et vont évoluer en fonction du débit et de la charge sédimentaire.

2.2 Le concept d'équilibre dynamique des cours d'eau

Le débit et la charge sédimentaire sont donc les deux principales variables influençant la dynamique et l'évolution morphologique d'un cours d'eau. Lane (1955) a illustré qu'un cours d'eau cherche un état d'équilibre au travers des fluctuations de ces deux variables. Le schéma de l'équilibre réalisé par cet auteur résume bien ce concept (Figure 2.2). Ainsi, d'un côté se trouvent le débit et la pente du cours qui régissent l'écoulement et de l'autre côté se trouvent le volume et la taille des sédiments qui représentent la charge sédimentaire. Le cours d'eau sera en équilibre si la puissance de l'écoulement est en équilibre avec la charge en sédiment qu'il doit transporter. Dans ce cas, il n'y a pas prédominance de l'érosion ou de la sédimentation. Le chenal est donc dans un état de stabilité. S'il y a perturbation d'une de ces variables, alors cela occasionnera des processus d'érosion ou de sédimentation selon le cas. La morphologie du chenal est perpétuellement sous l'effet de ces fluctuations puisqu'elle cherche à atteindre un certain équilibre en fonction de ceux-ci.

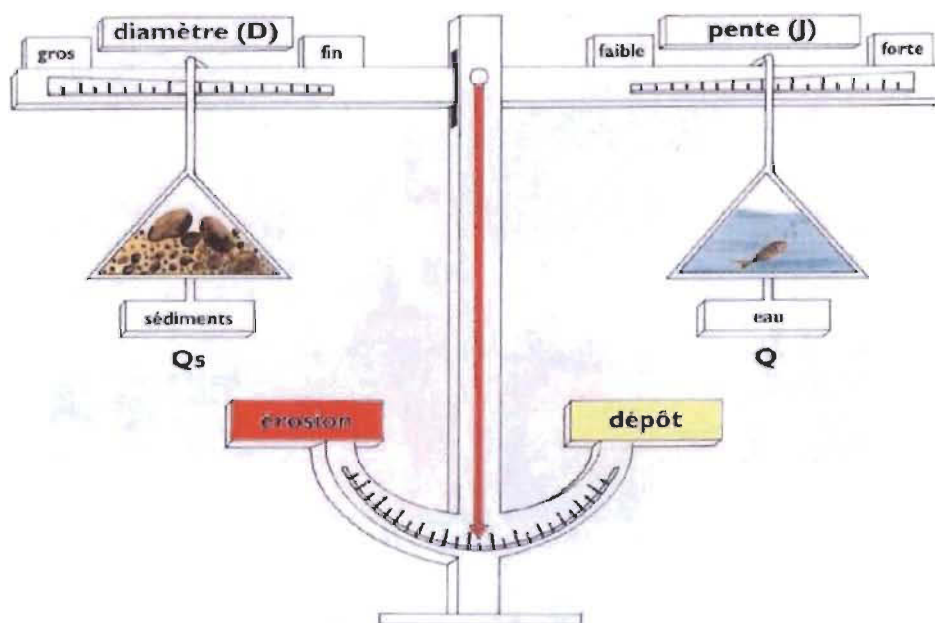


Figure 2.2 Balance de Lane (1955) (Figure tirée de Latapie, 2011).

2.3 Le débit à plein bord

Le débit efficace (effective discharge) est celui qui peut transporter la plus grande charge sédimentaire. Wolman et Miller (1960) ont attribué ce type de débit au débit à plein bord puisqu'ils ont établi une relation entre ce dernier et l'évolution morphologique des cours d'eau. Le débit à plein bord (bankfull discharge) est défini comme le débit pour lequel le niveau d'eau atteint la limite supérieure des berges avant d'inonder la plaine inondable (Knighton, 1998). Ce débit est considéré comme morphogène soit celui ayant le plus d'impact sur la morphologie des chenaux. La récurrence d'un tel débit serait d'environ 1 à 2 ans. Cependant, ces deux types de débits ne sont pas toujours équivalents et la récurrence ne correspond pas toujours à cet intervalle (Knighton, 1998). Cumulativement, le débit à plein bord possède la plus grande capacité de transport et par conséquent le plus grand potentiel de changer la forme du chenal (Wolman et Miller, 1960). Individuellement, un débit causant une inondation a un potentiel d'érosion et de transport plus élevé que le débit à plein bord,

cependant leur plus faible fréquence résulte en un plus faible effet cumulatif sur la morphologie.

2.4 Évolution actuelle des débits de crues

Plusieurs études se sont attardées à vérifier l'influence du climat et de l'occupation du territoire sur l'évolution temporelle des débits. En ce qui a trait aux débits maximums, leur analyse est d'autant plus importante puisque l'évolution de ceux-ci peut conditionner un changement dans la morphologie du chenal et avoir des répercussions sur le risque d'inondation. De façon globale, les changements climatiques produiront un climat plus humide et une hausse des événements de précipitations extrêmes (IPCC, 2013). Cela devrait avoir un impact direct sur l'évolution des débits maximums et plusieurs études se sont intéressées à leur évolution future (Arnell, 1999, 2014; Milly, 2005). L'ensemble de ces études de même que l'IPCC en viennent à la conclusion que l'impact du réchauffement climatique sur les précipitations et les débits de crues variera spatialement à travers les régions du monde.

L'évolution temporelle historique des débits de crues a fait l'objet de plusieurs analyses à travers le monde. Kundzewicz *et al.* (2005) ont analysé l'évolution temporelle des débits maximums annuels de 195 stations réparties à travers le globe. Cette étude a conclu à l'absence d'une tendance généralisée (hausse ou baisse) dans l'évolution de ce type de débit. Une grande disparité existe à l'échelle mondiale et même régionale, malgré la hausse de température actuelle observée.

Dans un contexte plus régional, une hausse des précipitations extrêmes a été observée en Amérique du Nord (Villarini *et al.*, 2011; Westra *et al.*, 2013). Au Canada, une hausse des précipitations totales annuelles a été observée depuis le début du dernier siècle (Zhang *et al.*, 2000). De plus, Yagouti *et al.* (2008) ont aussi démontré une hausse du nombre de jours de pluie sur le territoire québécois. Cette hausse des événements de pluie peut provoquer celle de la magnitude et de la fréquence des débits maximums. Selon les études de Villarini *et al.* (2009, 2010), une dualité existe dans l'évolution des

débites de crues aux États-Unis. Certaines rivières ont subi une diminution de leurs crues alors que d'autres, une augmentation. Dans une étude concentrée sur la côte Est américaine, Villarini *et al.* (2010) notent d'ailleurs que la majorité des stations ayant subi une augmentation des débits se situent au nord-est du pays. Cependant, ils concluent qu'il est difficile de statuer si la cause de ce changement est d'origine climatique ou anthropique.

Cundelik et Ouarda (2009) se sont penchés sur l'évolution des débits de crues au Canada, cependant très peu de stations hydrométriques du Québec ont été analysées dans cette étude. Au Canada, les débits maximums annuels sont principalement causés par la fonte de la neige au printemps. Ces auteurs concluent que pour certaines rivières, les débits maximums ont subi une baisse de la magnitude, mais une occurrence précoce dans la saison. À l'échelle du Québec, Assani *et al.* (2010) ont observé une hausse significative des débits maximums annuels seulement sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent. Quant aux crues printanières, Mazouz *et al.* (2012) ont noté des changements dans les caractéristiques des débits printaniers sur certaines rivières de la province. Par ailleurs, Assani *et al.* (2011a) ont constaté une hausse des précipitations et des débits maximums en automne dans la partie sud-est du Québec dont font partie les rivières Châteauguay et Bécancour. De plus, Beauchamp *et al.* (2015) ont remarqué une augmentation quasi généralisée des débits maximums hivernaux dans le sud du Québec en raison probablement de la fonte précoce de la neige vers la fin de la saison hivernale.

2.5 Prévion de l'évolution des débits en fonction des changements climatiques

Selon les simulations du Centre d'expertise hydrique du Québec (2013), la magnitude et le volume des crues printanières devraient diminuer dans la partie sud du Québec en fonction des changements climatiques. De plus, la période d'occurrence de cette crue serait devancée d'une à deux semaines. Boyer *et al.* (2010a) ont obtenu des résultats similaires lors de la simulation des débits de quatre tributaires du fleuve Saint-Laurent. Selon ces auteurs, la baisse des débits printaniers serait causée par la diminution du couvert de neige en hiver. D'autre part, la magnitude des débits hivernaux

subirait une augmentation due à la hausse des températures, des épisodes de gel/dégel et des événements de pluie qui occasionneraient davantage de ruissellement en raison de l'absence d'infiltration durant cette saison (Boyer *et al.*, 2010a; Guay *et al.*, 2015; Verharr *et al.*, 2011). Les changements climatiques engendreraient également une hausse de la fréquence et de la magnitude des crues hivernales selon Boyer *et al.* (2010a) et Verharr *et al.* (2011). Au niveau des crues d'été et d'automne, bien que le niveau d'incertitude reste élevé, les crues d'une récurrence de 20 ans devraient augmenter sur l'ensemble du Québec et ceux d'une récurrence de 2 ans devraient augmenter dans la partie nord du Québec méridional (CEHQ, 2013, 2015).

2.6 Évolution spatio-temporelle de la morphologie des rivières

La morphologie des rivières peut être influencée par deux types de variables externes soit le climat et l'occupation du territoire. Ces dernières vont ainsi conditionner les caractéristiques des débits et de la charge sédimentaire. Au niveau de l'effet du climat sur la morphologie, des changements mineurs peuvent conduire à d'importants changements dans les débits à plein bord et ainsi avoir un impact sur la morphologie (Knox, 1993). En fonction d'analyses paléohistoriques, Blum et Tornqvist (2000) en viennent à la conclusion que l'évolution morphologique des rivières variera spatialement d'un endroit à l'autre en réponse aux changements climatiques. De plus, l'impact morphologique associé aux changements climatiques sera différent entre les rivières à cause de la sensibilité et de l'état initial de celles-ci au niveau morphologique.

L'étude de la relation entre le climat et le débit est fréquente dans la littérature (Assani *et al.*, 2006, 2010, 2011b; Enfield *et al.*, 2001; Kingston *et al.*, 2006; Villarini *et al.*, 2013). Cependant, le lien entre ces deux variables et l'évolution morphologique des rivières a fait l'objet de relativement peu d'études. Rumbys et Macklin (1994) ont statué qu'il existait un lien entre la circulation atmosphérique et les débits et que l'interaction de ces derniers détermine la phase morphologique, érosion ou sédimentation, de la rivière Tyne en Angleterre. Ils en viennent à la conclusion que les périodes climatiques dominées par une circulation méridionale sont associées à une

augmentation de la fréquence et de la magnitude des crues de récurrence de plus de 20 ans et par conséquent d'une phase d'érosion du lit du chenal. D'autre part, les périodes dominées par une circulation zonale sont associées à une augmentation de la fréquence des crues de faibles intensités, ce qui aurait causé de l'érosion latérale et un remaniement des sédiments, causant une accrétion du lit de la rivière. Dans un même ordre d'idée, Amsler *et al.* (2005) ont établi qu'il y avait eu deux phases humides et une phase sèche au niveau climatique durant le dernier siècle dans le bassin versant de la rivière Paraná en Argentine. Leur analyse démontre que les périodes humides sont associées avec des débits efficaces plus élevés. Cela se répercute par une augmentation de la largeur, de la sinuosité, du ratio largeur/profondeur et du volume du chenal. La relation inverse est observée pour le débit et l'ensemble des paramètres morphologiques lors de la période sèche.

L'impact anthropique sur la morphologie des chenaux a fait l'objet de plusieurs études dans la littérature. Ces impacts peuvent être, entre autres, attribués à la construction d'un barrage, la canalisation d'un cours d'eau, la diversion d'un cours d'eau et à des changements dans l'utilisation du territoire (Gregory, 2006). L'ensemble de ces interventions résulte tous en un impact morphologique sur les chenaux. Cependant, il est difficile d'établir un consensus par rapport à la direction du changement, érosion ou accumulation, associé à certaines perturbations anthropiques. L'article synthèse de Gregory (2006) répertorie les résultats de plusieurs études portant sur différentes perturbations anthropiques et illustre bien ce constat. Au niveau des études portant sur l'impact de la régularisation hydraulique par un barrage, 73 % de celles-ci concluent à une réduction du chenal. L'urbanisation, la canalisation et la modification des activités sur les rives, le changement d'utilisation du sol et le transfert d'eau sont tous associées à une augmentation du chenal respectivement dans 72 %, 52 %, 61 % et 82 % des cas. Même s'il y a une certaine tendance dans les résultats, il existe une dualité dans la réponse morphologique des rivières à un type de changement. Cette non-linéarité des réponses à une perturbation met bien en évidence le principe de la réponse complexe du système fluvial comme l'a défini Schumm (1977).

2.7 Évolution spatio-temporelle de la morphologie des rivières au Québec

L'étude de l'hydrogéomorphologie des rivières et de l'évolution spatio-temporelle des chenaux au Québec fait l'objet de relativement peu d'études comparativement à certaines régions du monde où cette discipline est davantage connue et étudiée. Par exemple, cette discipline est implantée dans les stratégies gouvernementales de gestion de l'eau de la France (Montané *et al.* 2015). En ce qui a trait à l'évolution spatio-temporelle de la morphologie des chenaux au Québec, trois études ont analysé l'évolution du chenal de rivières régularisées pour déterminer l'effet morphologique de la présence d'un barrage (Alibert *et al.*, 2011; Vadnais *et al.*, 2012; Aubry *et al.*, 2013).

Plus précisément, Alibert *et al.* (2011) ont analysé l'évolution morphologique du chenal de la rivière Matawin situé en amont du réservoir Taureau, un réservoir de type inversion. Ce type de réservoir induit une hausse rapide de son niveau de l'eau (le niveau de base du chenal) au printemps en raison du stockage de celle-ci lors de la fonte des neiges. L'objectif de l'étude était d'analyser si cette hausse rapide du niveau de base avait influencé l'évolution morphologique du chenal depuis la construction du barrage. Aucun changement significatif de la largeur moyenne à plein bord et de la sinuosité du chenal ne fut observé. Pour leur part, Vadnais *et al.* (2012) ont étudié l'évolution morphologique de la rivière Saint-Maurice en aval du barrage la gabelle sur la période 1948-2008. Ils conclurent à l'absence de changements significatifs de la largeur moyenne à plein bord du chenal. Cependant, une augmentation de la superficie des îlots situés à la confluence de la rivière a été observée. L'absence d'un changement généralisé dans la largeur à plein bord du chenal serait causée par la diminution des débits maximums durant les saisons du printemps, de l'été et de l'automne ainsi qu'à la faible pente du chenal sur cette section. En ce qui a trait à l'augmentation de la superficie des îlots, ils suggèrent qu'elle serait causée par l'accumulation de sédiments provenant de l'érosion locale des berges reliées aux modifications anthropiques de celles-ci sur certaines portions. Une seconde hypothèse est que l'accumulation serait causée par l'érosion potentielle du lit du chenal. Quant à Aubry *et al.* (2013), ils ont comparé l'évolution morphologique du chenal de la rivière Ouareau en aval du barrage Rawdon à celle d'une section du chenal d'une rivière non régularisée, la rivière

L'Assomption. La rivière Ouareau est le principal affluent de la rivière L'Assomption. Les résultats ont démontré que la largeur à plein bord du chenal de la rivière Ouareau n'a pas subi de changements significatifs dans le temps, alors que celle de la rivière L'Assomption a subi une diminution significative. Malgré des superficies similaires de leur bassin versant, les débits maximums de la rivière Ouareau sont significativement supérieurs à ceux de la rivière L'Assomption. De plus, la largeur à plein bord de la rivière Ouareau est presque deux fois supérieure à celle de la rivière L'Assomption, malgré des conditions similaires de leur bassin versant. La largeur à plein bord supérieure de la rivière Ouareau serait attribuable à la magnitude des débits maximums plus élevés et à la plus faible sinuosité de cette dernière. La combinaison de ces facteurs aurait provoqué un élargissement du chenal.

Dans un autre ordre d'idées, Boyer *et al.* (2010b) ont analysé l'évolution historique de la confluence de deux tributaires du fleuve Saint-Laurent, les rivières Richelieu et Saint-François. Ils ont ensuite simulé l'évolution morphologique du lit de la rivière en fonction du changement climatique à l'aide d'une bathymétrie de référence et d'un modèle hydrosédimentologique. L'analyse historique a démontré la progression du delta de la rivière Saint-François. La baisse du niveau de base soit le niveau d'eau du fleuve Saint-Laurent serait une des principales causes de cette progression. Effectivement, les périodes de fortes progressions du delta sont survenues lors des périodes où le niveau d'eau du fleuve était moindre. De plus, cette étude conclut à une occurrence quasi synchrone entre la hausse de la fréquence des crues printanières et les faibles niveaux d'eau du fleuve. Ce qui augmente la capacité de transport et contribue à l'accumulation de sédiments dans les deltas. En ce qui a trait à la rivière Richelieu, les auteurs en viennent à la même conclusion bien que l'évolution du delta de cette dernière était moins évidente en raison de travaux de dragage.

Les résultats des simulations hydrosédimentologiques indiquent qu'il y aura une augmentation de la fréquence des débits de crues survenant lors d'un plus faible niveau du fleuve. Ce phénomène serait attribuable à la diminution des niveaux d'eau du fleuve projetée en fonction des changements climatiques (Mortsch *et al.*, 2000; Croley, 2003;

Boyer *et al.*, 2010b). Ainsi, malgré la baisse de la magnitude des débits de crues printanières envisagées, les tributaires seraient dans une phase d'érosion causée par cet abaissement du niveau de base qui aurait comme effet d'augmenter la puissance d'écoulement. Au niveau morphologique, les changements climatiques entraîneraient donc une hausse de l'érosion qui pourrait modifier la morphologie des tributaires et favoriser l'accroissement des deltas en raison d'un surplus sédimentaire venant s'accumuler à la confluence. De plus, la hausse des débits en hiver résulterait aussi en celle des débits excédant le seuil permettant le transport des sédiments, donc produisant de l'érosion et pouvant avoir un rôle sur la morphologie du chenal. Dans le même ordre d'idées, Verhaar *et al.* (2011) ont conclu au moyen de ce modèle hydrosédimentologique à une hausse des événements de crues extrêmes de faibles récurrences qui provoqueraient une augmentation de la fréquence et de la durée des événements capables de transporter les sédiments du lit du chenal.

2.8 Relation entre les indices climatiques, les débits et la morphologie

Les changements dans la circulation atmosphérique ont un impact sur la magnitude et les fréquences des crues (Blum et Tornqvist, 2000). De par leur fluctuation, ils peuvent conduire à plusieurs changements environnementaux qui peuvent avoir un impact au niveau géomorphologique. Les indices climatiques ont la capacité d'induire des périodes sèches ou humides qui impactent les débits et par conséquent peuvent influencer la morphologie des cours d'eau (Viles et Goudie, 2003).

Au Québec, quelques études ont analysé le lien entre les indices climatiques et les débits (Anctil et Coulibaly, 2004; Assani *et al.*, 2006, 2010, 2011b; Mazouz *et al.*, 2012, 2013). Dans le contexte régional, les indices climatiques ayant le plus d'influence sur les débits maximums seraient l'oscillation nord-atlantique (ONA), l'oscillation arctique (OA), l'oscillation atlantique multidécennale (OAM) (Assani *et al.*, 2010; Mazouz *et al.*, 2013).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Présentation des sites à l'étude

Les rivières Bécancour et Châteauguay sont situées sur la Rive-Sud du fleuve Saint-Laurent. Ces deux rivières possèdent des caractéristiques qui sont typiques de plusieurs rivières de cette région. De plus, les caractéristiques physiographiques de leurs bassins versants sont comparables, ce qui permettra une analyse plus juste des résultats. En effet, les sections amonts des bassins versants des rivières Bécancour et Châteauguay font respectivement partie des régions physiographiques des Appalaches et du Bouclier canadien (les Adirondacks), soit des régions aux reliefs similaires, alors que la partie plus en aval se situe dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Au niveau de l'occupation du territoire, leur bassin versant est principalement forestier, mais l'agriculture prédomine dans la partie des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Les deux tronçons étudiés sont circonscrits dans la région physiographique des Basse-Terres du Saint-Laurent. Le tronçon de la rivière Bécancour se situe sur les 37 premiers kilomètres à partir de l'embouchure. L'analyse de ce dernier fut réalisée pour les années 1950, 1964, 1985, 1997 et 2010. Quant à la rivière Châteauguay, les années 1964, 1983, 1997 et 2011 ont été analysées sur une distance de 26 km à partir de l'embouchure du chenal principal, soit à l'amont de l'îlot A. L'année 1949 a été analysée sur une distance de 17 km en raison de l'absence de photographies sur la dernière portion du chenal en amont.

Ces tronçons ont des caractéristiques morphologiques similaires. Ils peuvent être classés comme étant de type alluvial dû à leur lit principalement composé de sédiments fins (sable, limon et d'argile). Au niveau de leur forme morphologique, ils peuvent être catégorisés comme sinueux et leur pente est très faible. Cette dernière a été estimée à

1,9 m/km pour le tronçon de la rivière Bécancour et 0,5 m/km pour celui de la rivière Châteauguay. L'occupation du territoire avoisinant les tronçons est dominée par l'agriculture et est faiblement urbanisée à son embouchure.

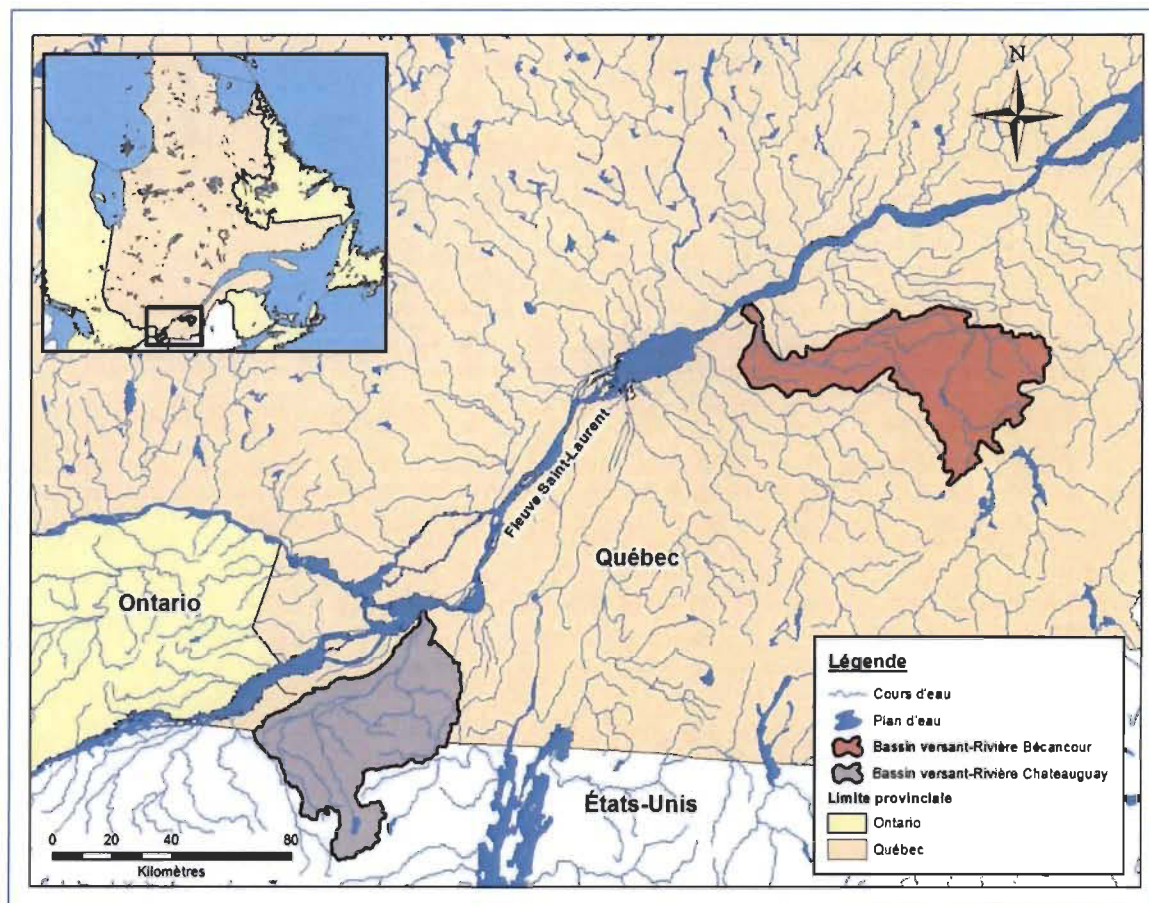


Figure 3.1 Localisation des bassins versants.

3.1.1 Rivière Bécancour

La rivière Bécancour s'écoule sur une distance de 196 km à partir de sa source, le Lac Bécancour, avant d'atteindre le fleuve Saint-Laurent. Le bassin versant de cette dernière occupe une superficie de 2610 km² et recoupe les régions administratives du Centre-du-Québec et de Chaudière-Appalaches.

Au niveau géologique, le bassin versant repose sur la province géologique des Appalaches en amont et celle de la Plate-forme du Saint-Laurent dans la partie aval.

La province géologique des Appalaches est constituée de roches sédimentaires et volcaniques datant du Cambrien au Carbonifère qui ont été plissées et faillées lors du processus de formation durant l'ère géologique du Paléozoïque. La formation géologique des Appalaches repose sur la plate-forme du Saint-Laurent par l'entremise de la faille de Logan. La Plate-forme du Saint-Laurent est quant à elle constituée de roches sédimentaires très peu déformées datant des périodes du Cambrien au Dévonien. Ces dernières sont principalement du grès, du calcaire et du shale.

Le bassin versant de la rivière Bécancour occupe deux régions physiographiques soit les Appalaches dans la partie amont et les Basses-Terres du Saint-Laurent dans la partie aval. La région physiographique des Appalaches peut être divisée en deux parties en ce qui a trait à sa topographie. Une première section plus en aval, soit entre la faille de Logan et la municipalité de Princeville, est composée d'élévation se situant entre et 100 et 150 mètres. En amont de cette section, le relief y est plus accidenté et l'altitude varie de 150 à 600 mètres. Les dépôts meubles de cette région sont constitués principalement de till glaciaire et de quelques dépôts fluvio-glaciaires. La région des Basses-Terres du Saint-Laurent est une plaine dont l'altitude y est rarement supérieure à 100 mètres. Les dépôts meubles sont composés d'argile marine laissée lors du retrait de la mer de Champlain, ce qui en fait des terres agricoles de choix. Plus précisément, la majorité des dépôts sont composés de sables épais reposant sur l'argile marine selon la classification du cadre écologique de référence du Québec.

L'occupation du sol dans le bassin versant est majoritairement forestière avec 58 % de milieux forestiers, tandis que les terres agricoles occupent 39 % de la superficie. Les milieux urbains représentent, pour leur part, 3 % du territoire. (GROBEC, 2008).



Légende

- Municipalité
- Tronçon à l'étude
- Bassin versant
- Cours d'eau

Couverture du sol

- | | | |
|--------------------|---------------|-------------------|
| Forêt de conifères | Herbacée | Territoire urbain |
| Forêt de feuillus | Milieu humide | Plan d'eau |
| Forêt mixte | Agriculture | |
| Arbuste | Terre stérile | |

Sources:
Gouvernement du Québec
(CEHQ), 2005
NALCMS, 2005

Projection cartographique:
NAD 1983 Québec Lambert

Figure 3.2 Bassin versant de la rivière Bécancour.

3.1.2 Rivière Châteauguay

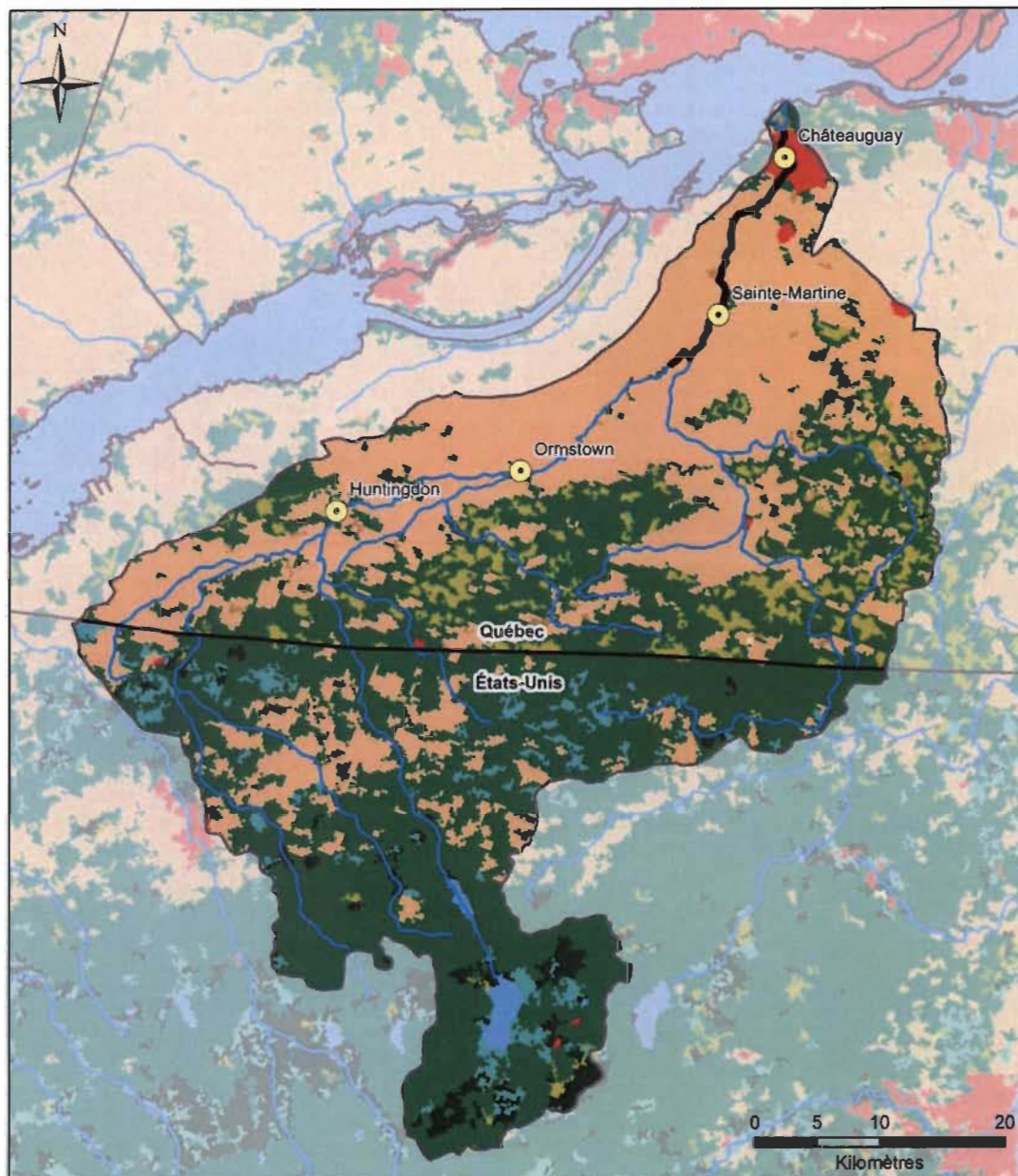
Le bassin versant de la rivière Châteauguay occupe une superficie d'environ 2543 km². C'est un bassin versant transfrontalier dont approximativement 60 % du territoire est situé au Québec (Canada) et 40 % dans l'état de New York (États-Unis). La source de la rivière Châteauguay est le lac Upper Châteauguay situé aux États-Unis dans l'état de New York. Elle s'écoule sur une distance de 121 km jusqu'à son embouchure le Lac Saint-Louis, un élargissement du fleuve Saint-Laurent. Sur cette distance, 53 km sont situés dans l'état de New York, alors que la portion québécoise est de 61 km. La portion québécoise du bassin versant est d'une superficie de 1440 km² soit 57 % du territoire et est entièrement incluse dans la région administrative de la Montérégie.

La géologie du bassin versant fait partie de la province géologique de la plate-forme du Saint-Laurent sur environ la moitié de son parcours à partir de l'embouchure. En amont de la plate-forme se trouvent les Adirondacks, une chaîne de montagnes juxtaposée aux Appalaches, mais faisant partie du Bouclier canadien. Par conséquent, la constitution géologique des Adirondacks est de même nature que celle de la province géologique de Greenville. La quasi-totalité de la partie québécoise du bassin versant se situe sur la Plate-forme du Saint-Laurent.

Deux régions physiographiques recoupent le bassin versant de la rivière Châteauguay soit les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Adirondacks. Celles-ci occupent chacune environ la moitié du bassin versant. Les Adirondacks sont situés de l'amont du bassin jusqu'à environ la moitié du parcours de la rivière, alors que les Basses-Terres occupent l'autre moitié jusqu'à l'embouchure. Les Adirondacks ont un relief très apparenté à la région physiographique des Appalaches, mais font partie de la région du Bouclier canadien. L'élévation y varie de 400 mètres, à la source, à un peu plus de 100 mètres à la transition avec la région des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les dépôts meubles sont majoritairement constitués de tills.

La portion québécoise du bassin versant est quasi entièrement circonscrite dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent. Le territoire de cette région possède une dénivellation très faible avec des altitudes de moins de 100 mètres. Les dépôts meubles sont typiques de cette région physiographique étant en majorité de l'argile, du limon et du sable.

L'occupation du sol est constituée à 38 % de milieux forestiers alors que l'agriculture représente 34 % du territoire. Les milieux urbains et les sols nus occupent 9 % de la superficie. Les milieux forestiers sont majoritairement concentrés en amont du bassin dans la partie américaine alors que les milieux agricoles le sont dans la partie québécoise plus en aval. Ainsi, la portion québécoise est dominée par l'agriculture qui représente 59 % de la superficie du bassin versant québécois. La forêt constitue 32 % de ce territoire et est souvent sous forme d'îlots fragmentés (Côté *et al.* 2010; SCABRIC, 2011).



Légende

	Municipalité		Forêt de conifères		Herbacée		Territoire urbain
	Tronçon à l'étude		Forêt de feuillus		Milieu humide		Plan d'eau
	Cours d'eau		Forêt mixte		Agriculture		
	Bassin versant		Arbuste		Terre stérile		

Sources:
Gouvernement du Québec
(CEHQ), 2005
NALCMS, 2005

Projection cartographique:
NAD 1983 Québec Lambert

Figure 3.3 Bassin versant de la rivière Châteauguay.

3.2 Traitement et analyse des photographies aériennes

L'analyse de l'évolution morphologique des chenaux des rivières à l'étude fut réalisée au moyen d'une analyse diachronique des photographies aériennes. Pour chacune des rivières, une série de photos aériennes de chaque décennie couvrant la période 1950 à nos jours a été analysée afin de reconstruire l'évolution morphologique du chenal à travers le temps. Pour ce faire, la forme du chenal a été tracée pour chacune des décennies et une comparaison spatio-temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité a ensuite été réalisée. L'étude des changements morphologiques des rivières au moyen d'une analyse temporelle de photographies aériennes est répandue dans la littérature (Galster *et al.*, 2008; Gurnell, 1997; Magliulo *et al.*, 2013; Winterbottom *et al.*, 2000). Cependant, il est important de bien contrôler les erreurs liées aux traitements et que ces dernières soient plus faibles que les changements observés (Downward *et al.*, 1994; Hughes *et al.*, 2006). La photographie aérienne est donc un outil permettant de bien repérer certains phénomènes à travers le temps.

Afin d'extraire et de pouvoir manipuler l'information des photographies aériennes, quelques traitements doivent être réalisés. Les principales étapes à suivre sont les suivantes : l'acquisition des photographies, la numérisation de celles-ci, la création d'un modèle numérique d'élévation et l'orthorectification.

Acquisition des données

La première étape a été de procéder à l'acquisition des photos aériennes nécessaires au projet. Pour ce qui est de la rivière Bécancour, les années 1950, 1964, 1985, 1997 et 2010 ont été traitées. L'échelle des clichés est de 1 :15 000 pour les années 1950, 1985 et 1997, tandis que ceux de l'année 1964 ont une échelle de 1:15 840. L'année 2010 est, pour sa part, au format numérique sous la forme de mosaïques d'orthophotos couleur ayant une résolution de 20 cm.

En ce qui a trait à la rivière Châteauguay, nous avons acquis les photographies aériennes des années 1949, 1964-1965, 1983, 1997 et 2009-2011. Les photos de 1983 et

1997 sont à l'échelle 1 :15 000. Les années 1964-1965 et 1949 ont respectivement une échelle de 1 :15 840 et de 1 : 1 :20 000. De façon identique à la rivière Bécancour, l'année la plus récente a été obtenue au format numérique. Celle-ci est composée d'orthophotographies couleur d'une résolution de 30 cm et 25 cm prises en 2009 et en 2011.

Outre les orthophotos de format numérique, l'ensemble des autres clichés est au format papier et de type monochrome noir et blanc. Les photographies aériennes ont été obtenues par l'entremise de diverses sources soit le réseau des bibliothèques universitaires, la Géomathèque, la Photothèque nationale de l'air (PNA) et par la Communauté métropolitaine de Montréal. Les caractéristiques associées aux séries de photographies aériennes utilisées sont illustrées aux tableaux 3.1 et 3.2. Notez que les débits journaliers lors de la prise des photos se situent nettement en dessous du débit à plein bord et sont de magnitude similaire. Cela permet de réaliser une photo-interprétation plus juste de la morphologie du chenal et, par conséquent, une meilleure analyse de l'évolution morphologique des chenaux.

Tableau 3.1

Caractéristiques des photographies aériennes – Rivière Bécancour

Série	Date	Échelle	Débit (m ³ /s)	Source
A12658	09-07-1950	1 :20 000	17,18	PNA
A12660	09-07-1950		17,18	
A12662	10-07-1950		17,83	
A12801	18-07-1950		16,53	
Q64541	07-09-1964	1 :15 840	9,4	PQ
Q64542				
Q64543				
Q64544				
Q85334	28-05-1985	1 :15 000	8,94	PQ
Q85335	26-05-1985		10,9	
Q85337	26-05-1985		10,9	
Q85836	28-05-1985		8,94	
Q85845	28-05-1985		8,94	
Q85888	22-06-1985		38,6	
HMQ97130	27-06-1997	1 :15 000	27,9	PQ
HMQ97132	29-06-1997		14,23	
HMQ97133	29-06-1997		14,23	
CDQ10001	30-04-2010	20 cm	30,28	PQ
CDQ10005	13-05-2010		24,1	
CDQ10010	26-04-2010		18,12	
CDQ10011	30-04-2010		30,28	
CDQ10012	30-04-2010		30,28	

Tableau 3.2

Caractéristiques des photographies aériennes – Rivière Châteauguay

Série	Date	Échelle	Débit (m ³ /s)	Source
A12012	20-06-1949	1 :20 000	8,72	PNA
Q64509	11-06-1964	1 :15 840	9,34	PQ
Q64511	11-06-1964		9,34	
Q65100	21-04-1965		39,4	
Q65101	21-04-1965		39,4	
Q65102	25-04-1965		41,4	
Q65104	25-04-1965		41,4	
Q83304	09-06-1983		1 :15 000	
Q83305	09-06-1983	26,9		
Q83307	09-06-1983	26,9		
Q83333	10-07-1983	7,48		
HMQ97103	02-06-1997	1 :15 000	16,88	PQ
HMQ97104	02-06-1997		16,88	
HMQ97113	03-06-1997		15,82	
HMQ97114	03-06-1997		15,82	
Q9022	23-06-2009	30 cm	9,23	PQ
Q9030	27-08-2009	30 cm	5,28	PQ
Mosaïque	Juillet 2011	25 cm	7,22	CMM

Numérisation

La première étape réalisée fut de numériser la totalité des photographies de format papier afin de pouvoir éventuellement les incorporer aux logiciels géomatiques servant à l'orthorectification. Chacun des clichés fut numérisé en format TIFF à une résolution de 600 points par pouce (dot per inch) et à une profondeur de couleur de 8 bits. Avec ces paramètres de numérisation, la résolution est de 0,64 m pour les photos prises à l'échelle 1 :15 000, de 0,67 m pour l'échelle 1 :15 840 et de 0,85 m pour celles à l'échelle 1 :20000.

Création des modèles numériques d'élévation

Dans le but de réaliser l'orthorectification, un modèle numérique d'élévation a été construit. Un modèle numérique d'élévation peut se définir comme étant une représentation spatiale de l'élévation terrestre d'un territoire. Ce dernier est produit grâce à une interpolation faite à partir de valeurs d'altitude comme des courbes de niveau ou des points d'altitude. La création des MNE s'est fait au moyen du logiciel ArcGIS (V10.1) et de diverses couches d'information géographique. Ces dernières ont été projetées dans la projection WGS 1984 UTM Zone 18N, la même qui a été utilisée pour l'orthorectification. Le système de référence WGS 1984 fut choisi pour réaliser l'ensemble des manipulations géomatiques, car il est bien traité par le logiciel PCI Géomatica, comparativement au NAD 1983.

La méthode de validation croisée a été utilisée pour s'assurer de la qualité du MNE et pour comparer différentes méthodes d'interpolation entre elles. Cette technique repose sur la division du fichier de points d'interpolation en deux parties soit des points « training » qui servent à l'interpolation et des points « tests » qui sont utilisés pour mesurer l'erreur du MNE par rapport à ces points d'altitude. Le choix de la méthode d'interpolation pour chacun des sites à l'étude a été fait en fonction de l'erreur RMS (*root mean square*) issue de l'application de la technique de validation croisée et d'une évaluation visuelle réalisée sur diverses méthodes d'interpolation.

Le modèle numérique d'élévation choisi pour réaliser l'orthorectification des photos de la rivière Bécancour a été produit avec la méthode d'interpolation des réseaux de triangles irréguliers « *TIN* ». Les couches d'information géographiques d'isolignes de la *Base de données topographiques du Québec (BDTQ) 1:20 000* et le réseau hydrographique linéaire orienté du *Cadre de référence hydrologique du Québec (CRHQ)* ont été utilisés pour produire le MNE. Les isolignes ont été transformées en fichier de points par la fonction « *Feature vertices to points* » afin de réaliser l'interpolation et la technique de validation croisée. Le réseau hydrographique a été utilisé en option comme ligne de fracture lors de la création du « *TIN* ». L'utilisation de lignes de fracture dans la création du « *TIN* » permet de représenter les discontinuités abruptes dans la pente de surface.

En ce qui a trait à la rivière Châteauguay, le modèle numérique d'élévation a été réalisé avec la technique d'interpolation « *Topo to raster* ». Les fichiers numériques d'isolignes transformés en points de la *BDTQ* ont été employés et le réseau hydrographique linéaire orienté du *CRHQ* a été incorporé au modèle numérique d'élévation. De plus, les points d'élévations de la couche d'information géographique de la *CanVec* à l'échelle 1:50 000 produits par Ressources naturelles Canada furent ajoutés à ceux issus des isolignes de la *BDTQ*. Cette manipulation fut réalisée, car la densité des points d'élévation en utilisant seulement le fichier de la *BDTQ* était très faible. La combinaison des deux fichiers a permis d'avoir une densité plus grande de points d'élévations sur ce territoire de faible topographie. Une vérification de la compatibilité des deux sources de données sur le territoire à l'étude a préalablement été réalisée. Celle-ci a été effectuée via la comparaison des valeurs d'élévation de points voisins entre les 2 sources de données et par la comparaison des MNE avec et sans l'ajout des données de la *CanVec*. De plus, la combinaison de ces deux sources de données d'élévation lors de la création des MNE a aussi été utilisée par Gauthier (2008).

Il convient de mentionner que les données de type lidar pour les territoires à l'étude étaient indisponibles lors du commencement de ce projet. Les MNE produits à partir de données lidar représentent la topographie du territoire avec une haute précision.

Par conséquent, ils seraient particulièrement bénéfiques pour les territoires de faible topographie. De ce fait, l'utilisation de ce type de MNE serait pertinente dans la réalisation de futures études nécessitant l'orthorectification de photographies aériennes.

Orthorectification

L'orthorectification des photographies aériennes a été réalisée à l'aide du logiciel PCI Geomatica (Géomatica, 2013). L'orthorectification est un type de géoréférencement qui corrige les distorsions spatiales inhérentes à l'inclinaison du capteur et aux reliefs du terrain. Cette correction est obtenue grâce aux paramètres de calibration de la caméra, des différents points de références (X,Y,Z) et du modèle numérique d'élévation (Alibert, 2007). Cette technique permet donc une représentation spatiale plus précise que le simple géoréférencement (Mount *et al.*, 2003). Pour réaliser ce processus, il a fallu choisir la projection (WGS1984 UTM zone 18N) dans laquelle les photos allaient être orthorectifiées, entrer les données de calibration de la caméra, identifier les points fiduciaux de chaque cliché, et finalement entrer les points de contrôle au sol « *Ground control point (GCP)* ».

Ces derniers ont été sélectionnés à partir des orthophotographies (2010; 2009-2011) les plus récentes de chaque rivière. Préalablement, ces orthophotographies de références ont été reprojctées dans la projection (WGS1984 UTM zone 18N) à l'aide du logiciel ArcGIS (V10.1). L'option de rééchantillonnage bilinéaire fut utilisée pour la reprojection.

Comme le suggèrent Hugues *et al.* (2006), une moyenne de huit points de contrôle par photos fut collectée. Ces derniers étaient des points fixes dans le temps, principalement des intersections routières. Les points de contrôle ont été sélectionnés, autant que possible, à proximité du chenal pour avoir une meilleure précision de la position de celui-ci (Hugues *et al.*, 2006). De plus, des points de superposition « *Tie point* » ont été ajoutés dans les zones de chevauchement entre deux photos. Ces étapes ont mené à l'obtention d'une mosaïque d'orthophotographies pour chacune des séries de photos aériennes. Une fois orthorectifiées, les mosaïques et photos d'une même année

furent assemblées en une mosaïque globale. Ces dernières ont été créées dans le format TIFF pour être compatibles avec le logiciel ArcGIS (V10.1). L'erreur RMS (root mean square) du géoréférencement de chaque photo est de moins de deux mètres. Le calcul de l'erreur RMS permet de mesurer l'erreur globale d'un modèle, dans le cas présent l'erreur de géoréférencement moyenne en un point donné.

Tableau 3.3

Erreur RMS des photos aériennes de chacune des décennies
(Moyenne de l'erreur RMS des différentes séries d'une année)

Rivière Bécancour				
Années	1950	1964	1985	1997
RMS	1,25 m	0,99 m	1,05 m	0,82 m

Rivière Châteauguay				
Années	1949	1964	1983	1997
RMS	0,94 m	0,94 m	0,80 m	0,68 m

Mesure de la variation morphologique des chenaux

L'analyse spatio-temporelle de la morphologie des tronçons à l'étude sera réalisée au moyen d'une comparaison de la largeur à plein bord et de la sinuosité. L'analyse de la largeur à plein bord est de façon générale la méthode adoptée dans la littérature, car elle permet de contrer les effets reliés aux variations de débits entre les différentes dates de prises de vues des photographies aériennes.

Pour déterminer la largeur à plein bord, la vectorisation de la limite supérieure des chenaux a été produite avec le logiciel ArcGIS pour chacune des années. Cette limite fut tracée en fonction d'une analyse visuelle de la végétation riveraine et de la rupture de pente de la berge. Une fois les limites des chenaux créées, l'axe médian de ceux-ci a été généré à l'aide de la fonction « *TIN* » du logiciel ArcGIS. Cette fonction permet de faire une interpolation linéaire entre les vecteurs de la limite du chenal, en attribuant une

valeur d'égale distance à ceux-ci (Ex. : 1 et 3). Par la suite, un axe fut produit à la valeur médiane (Ex. : 2) de l'interpolation entre les rives au moyen de la fonction « *Contour* ».

Dans un premier temps, cet axe médian a servi à mesurer la sinuosité du chenal. Cette dernière a été mesurée au moyen de l'indice de sinuosité (Schumm, 1969) :

$$S=L/l$$

Dans cette équation, S représente la sinuosité et est défini par le ratio de la longueur réelle sur la longueur géométrique. « L » est la longueur réelle du chenal alors que « l » est la longueur à vol d'oiseau entre les deux extrémités du tronçon.

Dans un deuxième temps, l'axe médian a servi à mesurer la largeur à plein bord du chenal. Pour ce faire, l'axe médian de l'année la plus représentative de l'état moyen de la sinuosité au cours de la période analysée fut sélectionné pour la création de segments perpendiculaires au chenal. La création des perpendiculaires par rapport à cet unique axe médian permet de mesurer la largeur à plein bord du chenal au moyen du même segment perpendiculaire à travers le temps. Cette méthode se justifie par le fait qu'aucun grand changement de sinuosité, par exemple le recoupement d'un méandre, ne s'est produit sur les tronçons analysés. Il va de soi que dans le contexte d'une rivière ayant subi d'importants changements au niveau de sa sinuosité et de sa forme en plan, cette méthode n'aurait pu être appliquée.

La seule exception est le chenal de l'année 1950 de la rivière Bécancour dont une section du chenal a été déviée (voir sous-section 4.4.2). Pour l'analyse de cette année, les segments perpendiculaires de cette section ont donc été modifiés manuellement pour correspondre à la forme du chenal. Par conséquent, une partie des perpendiculaires de cette portion ne sont pas les mêmes que ceux des autres années. Aussi, cette dernière possède 11 transects perpendiculaires de plus que les autres années dues à la plus grande longueur du chenal avant la déviation. Les segments perpendiculaires situés immédiatement en aval et en amont de cette portion sont les mêmes pour l'ensemble des années.

Les segments perpendiculaires ont été générés automatiquement à chaque 20 m au moyen de l'outil complémentaire « *Transect tool* » (Cooley et Ferreira, 2015, GIS4Geomorphology: <http://gis4geomorphology.com/> (consulté le 1^{er} novembre 2015)) qui fut ajouté dans le logiciel ArcGIS. Ce module permet la création automatique de perpendiculaires à une distance fixe par rapport à une polyligne, dans le cas présent l'axe médian. Il est à noter que la fonction « *Simplify line* » de ArcGIS a préalablement été utilisée pour simplifier la géométrie de l'axe médian. Cette manipulation a permis de diminuer le nombre de perpendiculaires ne représentant pas la réalité du chenal et nécessitant un ajustement manuel.

L'ensemble des segments perpendiculaires générés a fait l'objet d'une évaluation visuelle. Certaines perpendiculaires n'étaient pas conformes par rapport à leur voisine et ont été ajustées manuellement pour mieux refléter la réalité. Ensuite, les perpendiculaires ont été découpées en fonction de la limite des chenaux de chacune des années, ce qui a résulté en la création des segments représentant la largeur à plein bord du chenal.

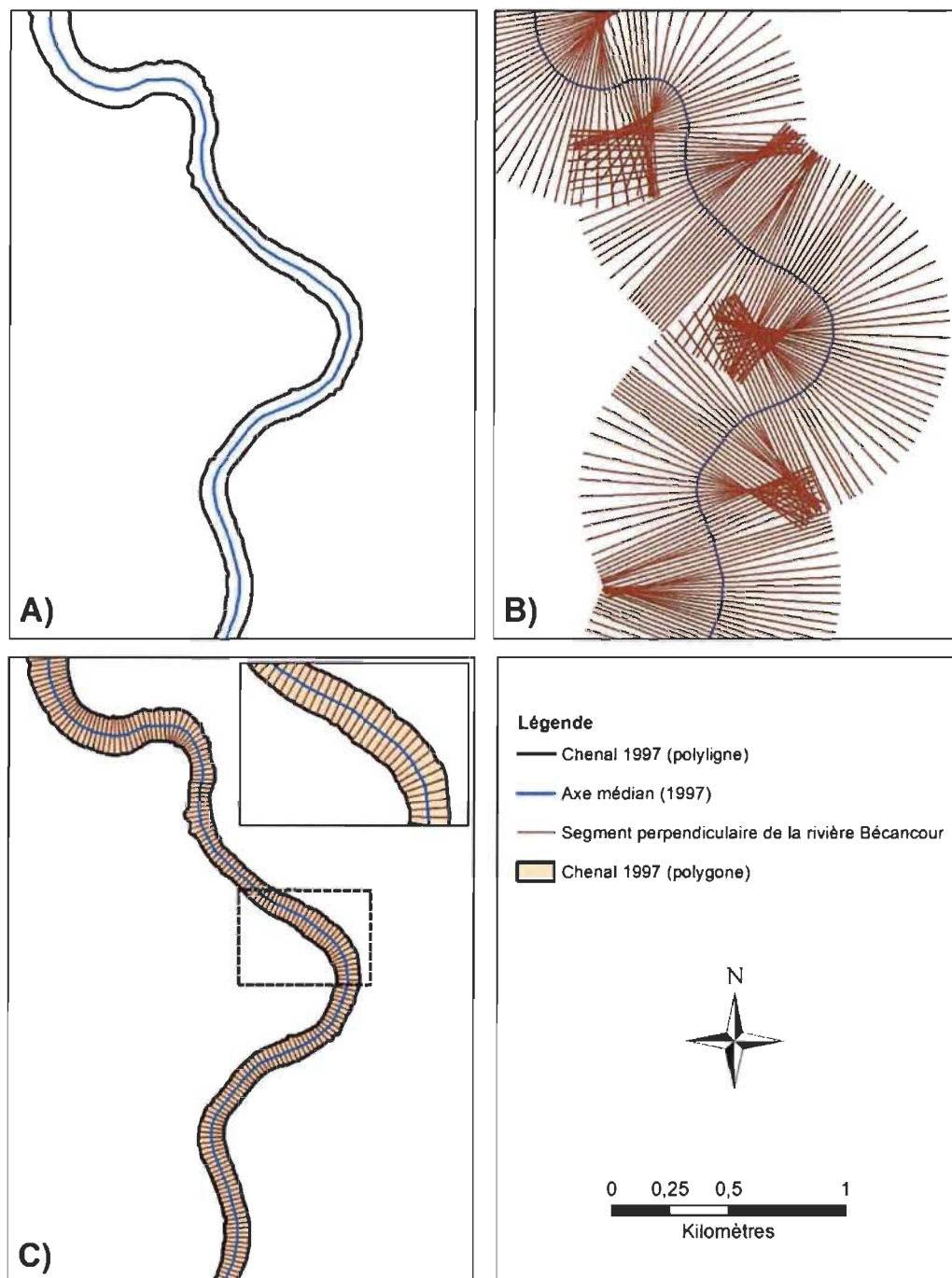


Figure 3.4 Étapes de la mesure de la largeur à plein bord (ex. : rivière Bécancour).

A) Vectorisation du chenal (polyligne) et création de l'axe médian.
 B) Choix de l'axe médian le plus représentatif de l'état moyen du chenal (ex. : 1997) et création de segments perpendiculaires par rapport à cet unique axe.
 C) Transformation du chenal en polygone et découpage du fichier de formes des perpendiculaires par rapport au chenal de chacune des années.

3.3 Analyse des données morphologiques

Variabilité longitudinale de la largeur à plein bord

La variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du chenal fut analysée au moyen du test de Lombard. Cette méthode permet de détecter un changement significatif de la moyenne de la largeur à plein bord à l'échelle spatiale, c'est-à-dire, la variabilité de la largeur de l'aval à l'amont. L'objectif de cette analyse était de définir des tronçons homogènes du chenal par rapport à la largeur à plein bord.

Analyse temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité du chenal

La comparaison temporelle des valeurs de largeur à plein bord a été réalisée avec le test statistique non paramétrique de Kruskal-Wallis. Ce test statistique transforme les données en rang et détermine si la moyenne des rangs des différents groupes est significativement différente. Il détermine si les données des groupes sont issues de la même distribution. Ce test a été choisi puisque les séries de la largeur du chenal ne respectent pas la normalité des données (des résidus), soit une condition d'utilisation de l'analyse de variance ANOVA. Dans ce cas, il est souvent utilisé comme alternative à cette dernière. Lorsque le test déterminait un changement significatif, le test post-hoc de Dunn's fut appliqué pour déterminer quels groupes étaient significativement différents entre eux. L'analyse statistique a été appliquée sur les mesures de la longueur totale analysée du chenal des rivières ainsi que sur celles des différents tronçons homogènes. D'autre part, l'indice de sinuosité du chenal a été comparé à travers les années et permettra de vérifier l'évolution du style fluvial.

Analyse temporelle de l'évolution des îlots

Pour mieux comprendre la dynamique d'érosion et de sédimentation associée à chaque rivière, l'évolution des îlots présents dans le chenal de celle-ci fut analysée. Le contour des îlots fut tracé dans une couche d'information géographique vectorielle dans le logiciel ArcGIS. Ceci a permis de déterminer la superficie et la forme des îlots pour chaque année. Ensuite, une comparaison temporelle de la superficie et la forme de

ceux-ci a été effectuée. En raison de la similarité des débits lors de la prise de vue des photographies aériennes, les variations du niveau d'eau ne devraient pas avoir d'influence sur l'interprétation des îlots.

3.4 Traitement et analyse des données hydrologiques

Les séries hydrologiques ont été réalisées à partir des données du site internet du *Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ)*. Les séries de débits de la rivière Bécancour ont été constituées au moyen de deux stations hydrologiques. Dans la présente étude, la première station (024001) comporte les années 1921 à 1966 et la superficie du bassin versant à la station est de 1410 km². La seconde station (024003) inclut les années 1967 à 2010 et la superficie du bassin versant est de 914 km². La méthode du « *Transfert par bassin versant* » tel que défini par le *Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ)* a été appliquée pour combiner les débits des deux stations en une série couvrant la période 1921 à 2010 (Figure 3.5). Cette méthode permet d'estimer le débit à un autre endroit de la rivière au moyen de la superficie du bassin versant. Dans le présent cas, les débits de la station la plus ancienne (024001) furent transposés à l'endroit de la station la plus récente (024003). La valeur de 1 fut utilisée pour l'exposant *a* comme suggérer par la World Meteorological Organization (2008) et le *CEHQ* lors de l'absence de données se chevauchant entre les deux stations, permettant de déterminer ce dernier.

$$Q_{T1} = \left(\frac{A_1}{A_2} \right)^a Q_{T2}$$

Q_{T1} : débit au site étudié;

Q_{T2} : débit au site jaugé;

A₁ et A₂ : superficies des bassins versants, respectivement au site étudié et au site jaugé;

a : exposant régional.

Figure 3.5 Méthode du « *Transfert par bassin versant* ».

Quant à la rivière Châteauguay, les débits analysés sont ceux des stations hydrométriques (030901) et (030905). La station (030901) possède les mesures de débits des années 1920 à 1971 et la station (030905) ceux de 1970 à aujourd'hui. En fait, la station hydrologique (030901) fut déplacée à l'endroit actuel de la station (030905). Ces dernières sont situées sur la portion aval de la rivière, le bassin versant à l'endroit de la station (030901) est de 2440 km² alors que celui de la station (030905) est de 2492 km². Les données des deux stations ont été assemblées pour constituer des séries hydrologiques sur la période 1921-2011. L'assemblage des débits maximums de ces deux stations a déjà été employé par Lapointe (1980) et Awadallah *et al.* (1999). Tel que mentionné par ce dernier, les débits de l'année 1971 ont été pris à la station (030905).

L'analyse des débits a été réalisée à l'échelle saisonnière. Une série de débits maximums pour chacune des saisons a été constituée. La série consiste en le débit moyen journalier le plus élevé mesuré chaque saison pour chacune des années. Les saisons ont été divisées de la manière suivante : hiver (décembre (de l'année précédente) à février), printemps (mars à mai), été (juin à août) et automne (septembre à novembre). Cette classification diffère de celle généralement utilisée au Québec. Le choix de la présente classification saisonnière se justifie par le fait que la crue annuelle des deux rivières se produit plus souvent entre les mois de mars à mai qu'entre les mois d'avril à juin (Figure 3.6). Ainsi, si le mois de mars avait été inclus dans la saison hivernale une partie de la crue printanière reliée à la fonte des neiges aurait été incluse dans cette saison.

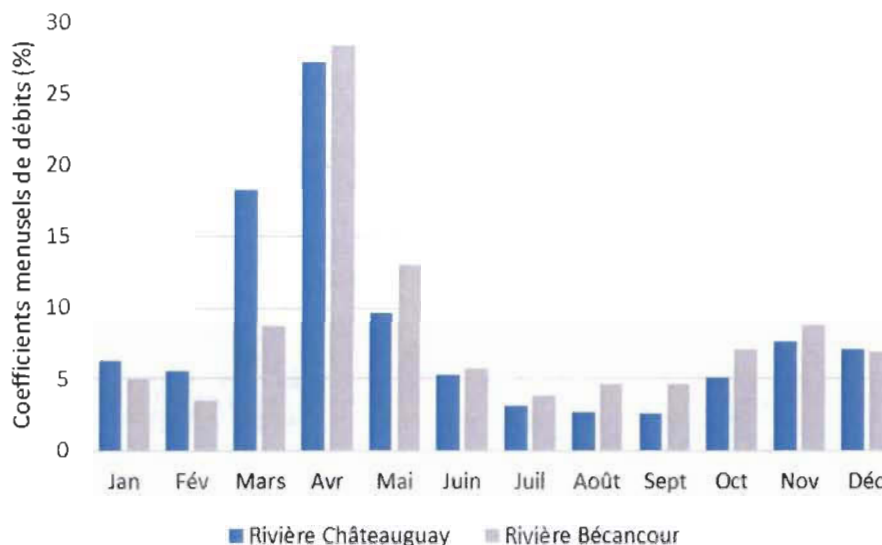


Figure 3.6 Coefficients mensuels de débits des rivières Châteauguay et Bécancour.

Analyse de la variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers

Pour déterminer le choix des méthodes statistiques utilisées pour l'analyse de la stationnarité des séries hydrologiques, certaines propriétés statistiques ont été vérifiées. La première étape fut d'observer si les données de chaque série étaient issues d'une population normale au moyen du test de Shapiro-Wilk. La seconde étape fut de vérifier l'indépendance des observations. Celle-ci fut vérifiée au moyen de la fonction d'autocorrélation (ACF) et de la fonction d'autocorrélation partielle (PCAF). Dans la présente étude, la totalité des séries hydrologiques n'était pas distribuée de façon normale et seulement la série des débits maximums hivernaux de la rivière Châteauguay présentait une autocorrélation supérieure au seuil de 5 %. Cependant, le coefficient d'autocorrélation de 0,3 est relativement faible.

La variabilité interannuelle des débits a été analysée au moyen de tests statistiques déterminant la tendance et la stationnarité des données. Le test non paramétrique de Mann-Kendall a été utilisé pour analyser la tendance à long terme des séries de débits maximums saisonniers. Le test de Mann-Kendall est un test non paramétrique largement utilisé dans les études hydrologiques et climatiques pour détecter une tendance à la hausse ou à la baisse dans une série temporelle (Gocic et Trajkovic, 2013; Kundzewicz

et Robson, 2004; Kundzewicz *et al.*, 2005; Villarini *et al.*, 2009; Yue *et al.*, 2002). Ce test ne nécessite pas que les données soient normalement distribuées, ce qui est souvent le cas des séries hydrologiques et dans la présente étude. Cependant, les données doivent être indépendantes les unes des autres (absence d'autocorrélation entre les observations.) Au niveau de l'interprétation du test, une valeur positive de Z indique une tendance à la hausse alors qu'une valeur négative de celui-ci indique une tendance à la baisse. Lorsque la valeur de Z est plus élevée (basse) que la valeur théorique de 1,96 (-1,96), l'hypothèse nulle soit l'absence de tendance est rejetée, ce qui indique la présence d'un changement significatif à un seuil de probabilité de 5 %.

Cependant, la méthode de Mann-Kendall ne permet pas de déterminer si le changement de tendance à long terme est affecté par des ruptures de la moyenne et/ou de la variance de la série statistique. Le test de Lombard fut appliqué puisqu'il permet de déterminer la nature (changement brusque ou progressif) et la date du changement qui affecte la moyenne et la variance des séries hydrologiques étudiées.

Supposons une série d'observations, dénotées X_1, \dots, X_n où X_i est l'observation au temps $T=i$. Ces valeurs sont supposées indépendantes. Une question intéressante consiste à vérifier si la moyenne de cette série a changé. Si μ_i est la moyenne théorique de X_i , alors un scénario possible est donné par le « smooth-change model » de Lombard, c'est-à-dire :

$$\mu_i = \begin{cases} \theta_1, & \text{if } 1 \leq i \leq T_1; \\ \theta_1 + \frac{(i - T_1)(\theta_2 - \theta_1)}{T_2 - T_1}, & \text{if } T_1 < i \leq T_2; \\ \theta_2, & \text{if } T_2 < i \leq n. \end{cases} \quad (1)$$

Ainsi, la moyenne passe graduellement de θ_1 à θ_2 entre les temps T_1 et T_2 . Un cas particulier est la rupture abrupte, lorsque $T_2 = T_1 + 1$.

Pour tester formellement si la moyenne d'une série est stable ou suit le modèle (1), on peut utiliser la procédure statistique de Lombard. À cette fin, soit R_i , le rang de X_i

parmi X_1, \dots, X_n . Prenons la fonction score de Wilcoxon, c'est-à-dire $\phi(u) = 2u - 1$, et définissons le score de X_i par :

$$Z_i = \frac{1}{\sigma_\phi} \left\{ \phi \left(\frac{R_i}{n+1} \right) - \bar{\phi} \right\}, \quad i \in \{1, \dots, n\}, \quad (2)$$

où

$$\bar{\phi} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \phi \left(\frac{i}{n+1} \right) \quad \text{et} \quad \sigma_\phi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \phi \frac{i}{n+1} - \bar{\phi} \right\}^2 \quad (3)$$

La statistique du test de Lombard est :

$$S_n = \frac{1}{n} \sum_{T_1=1}^{n-1} \sum_{T_2=T_1+1}^n L_{T_1 T_2}^2, \quad (4)$$

où

$$L_{T_1 T_2} = \sum_{j=T_1+1}^{T_2} \sum_{i=1}^j Z_i \quad (5)$$

Au niveau de signification de 5 %, si $S_n > 0,0403$, on conclut que la moyenne de la série a changé de façon significative selon un modèle de la forme (1). La valeur de 0,0403 correspond au seuil critique de signification du test de Lombard. À noter que le test est adéquat pour détecter tous les types de changements induits par le modèle (1), incluant les changements abrupts. Une étude complète sur la puissance et la robustesse de S_n et de cinq autres statistiques de test a été effectuée par Quessy *et al.* (2011). Le test de Lombard requiert l'indépendance des observations, donc l'absence d'autocorrélation entre les données des séries hydrologiques analysées.

Analyse de la fréquence de dépassement des crues

Dans le but d'avoir une meilleure compréhension de l'évolution des débits maximums, la fréquence des crues de diverses récurrences fut analysée. Les débits

associés à une récurrence de 2 ans (Q_2), 5 ans (Q_5), 10 ans (Q_{10}), 20 ans (Q_{20}), 50 ans (Q_{50}) et 100 ans (Q_{100}) furent estimés à partir de la méthode de l'analyse hydrologique régionale développée par Anctil *et al.* (1998). Ensuite, la fréquence de dépassements des débits des diverses récurrences fut analysée. Ci-dessous les principales étapes de cette analyse.

1. Localiser la station (rivière) dans l'une de trois régions hydrologiques homogènes.
2. Calculer la moyenne des débits maximums annuels.
3. Estimer le quantile normalisé régional au moyen de la formule 1.
4. Calculer le quantile au site du choix au moyen de la formule 2.

$$Q_T = \beta + \frac{\alpha \cdot \{1 - [-\ln B]^\kappa\}}{\kappa} \quad (1)$$

$$B = [(T - 1)/T] \quad (2)$$

- Q_T est le quantile normalisé régional
- κ est le paramètre de forme de la loi GEV régionalisée
- α est le paramètre de localisation de la loi GEV régionalisée
- β est le paramètre d'échelle

Ces trois paramètres sont des fonctions des moyennes régionales des moments L normalisés.

- T est la période de retour correspondant à un quantile donné

$$Q_e = Q_T \cdot Q_m \quad (3)$$

Q_e est le quantile estimé correspondant à la période de retour T

Tableau 3.4

Valeurs des paramètres de la loi régionale dans les trois régions hydrologiques homogènes

Région hydrologique homogène	β	α	κ
I	0,8397	0,2819	0,0086
II	0,8659	0,2754	0,0993
III	0,8910	0,2308	0,1173

Succession des périodes hydrologiques

Les séries de débits maximums ont été analysées via l'application d'une moyenne mobile simple sur onze termes (ans). Préalablement, les séries de débits ont été standardisées pour faciliter la comparaison avec les données des indices climatiques. La moyenne mobile a permis de déterminer les périodes humides et sèches via l'élimination de la variabilité interannuelle des débits. Ces dernières ont été comparées aux phases positives et négatives des indices climatiques pour mieux cerner la relation entre ceux-ci et les débits. Par ailleurs, l'évolution morphologique des chenaux est théoriquement influencée par ces différentes périodes hydrologiques. Ces dernières ont donc été comparées à l'évolution morphologique des chenaux. La période de 11 ans pour le lissage a été choisie en fonction des photographies aériennes qui ont été prises approximativement tous les 10 ans.

3.5 Traitement et analyse des indices climatiques

En ce qui concerne les indices climatiques, on a retenu cinq indices dont l'influence sur la variabilité spatio-temporelle des variables hydroclimatiques en Amérique du Nord a déjà été démontrée (Anctil et Coulibaly, 2004; Assani *et al.*, 2010a, 2010b; 2011b; Coulibaly et Burn, 2005; Curtis, 2008; Déry et Wood, 2004; Enfield *et al.*, 2001; McCabe *et al.*, 2004). Il s'agit des indices climatiques suivants : l'oscillation arctique (OA), l'oscillation nord-atlantique (ONA), l'oscillation atlantique multidécennale (OAM), l'oscillation pacifique décennale (OPD) et l'oscillation australe

(OAU). Les valeurs des indices climatiques OAM et OPD ont été extraites du site : <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List> (consulté le 10-06-2013), celles de ONA du site : <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html> (consulté le 08-10-2011), celles de OA du site : <http://jisao.washington.edu/data/ao/> (consulté le 06-10-2011) et celles de OAU du site : <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html> (consulté le 27-08-2011).

Les définitions de ces cinq indices sont consignées dans le tableau 3.5. Une série de valeurs des indices climatiques pour chacune des saisons a été constituée. Ces séries consistent en la moyenne des valeurs mensuelles des indices climatiques d'une saison. La division des saisons et les années comprises dans les séries sont les mêmes que celles des séries de débits.

Succession des phases positives et négatives

De façon identique aux séries de débits, une moyenne mobile sur une période de 11 ans fut appliquée sur les séries pour déterminer les phases positives et négatives des indices climatiques. Cela a permis de faire l'analyse du lien entre ces phases et celle des débits.

Tableau 3.5

Définition des cinq indices climatiques

Indice climatique	Localisation du phénomène	Mode de calcul de l'indice
Oscillation atlantique multidécennale (OAM)	Océan atlantique nord	Variabilité interannuelle des indices de température de surface de l'océan atlantique nord
Oscillation arctique (OA)	Hémisphère nord extratropicale	Différence des pressions d'une année à l'autre entre le pôle nord et le parallèle de 45°N
Oscillation nord-atlantique (ONA)	Zone nord-atlantique extratropicale	Différence des pressions entre le Sud (Péninsule Ibérique) et le nord (Islande) du bassin nord-atlantique
Oscillation pacifique décennale (OPD)	Océan pacifique nord (au 20°N)	Variation interannuelle des indices de température de surface de l'océan atlantique nord
Oscillation australe (OAU)	Océan austral tropical	Variation mensuelle de la différence de pressions entre le pacifique austral occidental Darwin (Australie), et le pacifique austral central (Tahiti)

3.6 Analyse de la relation entre les indices climatiques, les débits et les changements morphologiques

Analyse statistique de la relation entre les indices climatiques et les débits

L'analyse du lien entre les divers indices climatiques et les débits a été faite au moyen de l'analyse de la corrélation entre les séries de ces deux variables. La corrélation a été appliquée entre les séries standardisées des débits et celles des indices climatiques. Deux tests statistiques de corrélation ont été appliqués soit la corrélation de Pearson et la corrélation de Spearman. Les résultats de ces tests ont été comparés pour obtenir une meilleure compréhension de la corrélation entre ces variables.

Analyse statistique de la relation entre les indices climatiques, les débits et les changements morphologiques

Finalement, on comparera l'évolution temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité à la variabilité des débits et des indices climatiques. L'objectif de cette analyse est de comparer les phases positives et négatives des indices climatiques aux anomalies négatives (périodes sèches) et positives (périodes humides) des débits ainsi qu'aux changements de la largeur et de la sinuosité des chenaux.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

4.1 Analyse hydrologique de la rivière Châteauguay

4.1.1 Variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers

La variabilité interannuelle des séries hydrologiques des débits maximums est présentée aux figures 4.1 à 4.4. Les résultats de l'analyse de tendance du test de Mann-Kendall indiquent la présence d'une tendance significative à la hausse des débits maximums durant trois saisons (hiver, été et automne). Ces tendances à la hausse sont toutes significatives au seuil de 1 % (Tableau 4.1). En ce qui concerne le test de Lombard, l'ensemble des résultats est présenté dans le tableau 4.2. Des ruptures significatives des moyennes des séries hydrologiques analysées ont été détectées. Après ces ruptures, les moyennes des débits ont significativement augmenté. Cette hausse des moyennes fut graduelle en hiver (de 1943 à 1983) et en été (de 1963 à 2004). En revanche, elle fut abrupte en automne (1960-1961). Aucune rupture de la moyenne ne fut observée au printemps.

Tableau 4.1

Analyse de la tendance à long terme des séries de débits maximums de la rivière Châteauguay. Test de Mann-Kendall

Échelle temporelle	Z	p-value
Hiver	5,270*	0,000
Printemps	0,041	0,967
Été	3,812*	0,000
Automne	3,250*	0,001

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %.

* Valeurs significatives au seuil de 1 %.

Tableau 4.2

Résultats de l'analyse du test de Lombard appliqué aux séries de débits maximums de la rivière Châteauguay

Échelle temporelle	Sn	T1	T2
Hiver	0,2712	1943	1983
Printemps	0,0001	----	----
Été	0,1500	1963	2004
Automne	0,1168	1960	1961

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 % ($S_n > 0,0403$). T1 et T2 indiquent la date du début et de la fin du changement dans la moyenne.

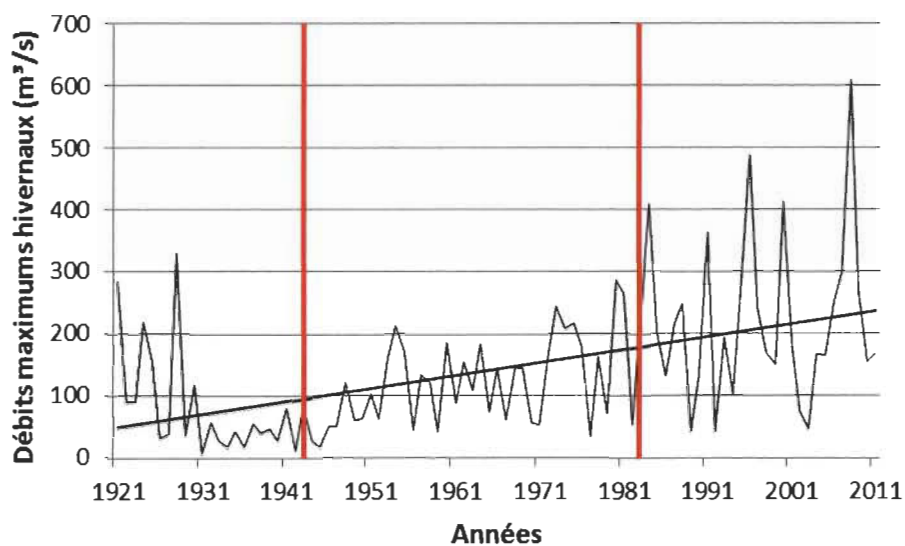


Figure 4.1 Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux – Rivière Châteauguay.
Les barres verticales indiquent le début et la fin du changement de la moyenne.

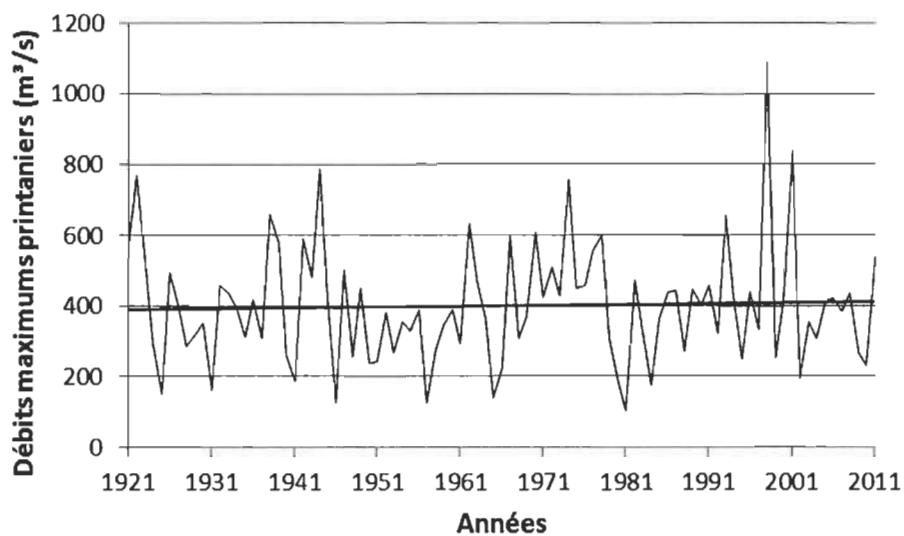


Figure 4.2 Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers – Rivière Châteauguay.

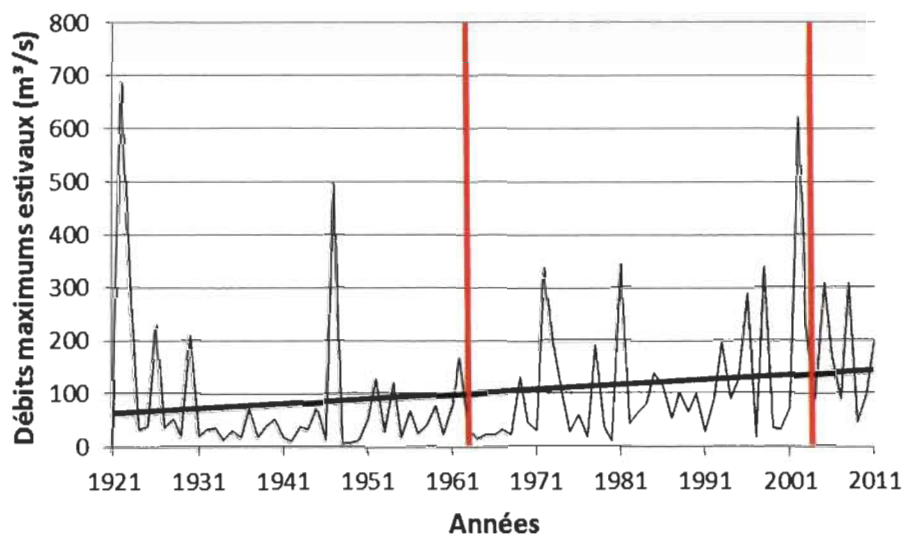


Figure 4.3 Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux – Rivière Châteauguay.
Les barres verticales indiquent le début et la fin du changement de la moyenne.

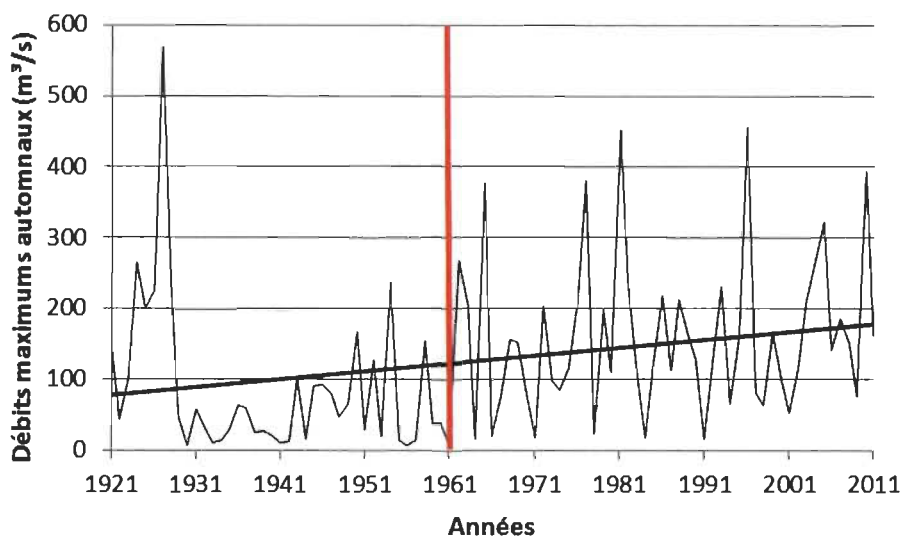


Figure 4.4 Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux – Rivière Châteauguay.
La barre verticale indique le début et la fin du changement de la moyenne (changement abrupt).

4.1.2 Fréquence de dépassement des crues

Les débits de diverses récurrences estimés au moyen de la méthode d'Anctil *et al.* (1998) sont illustrés aux figures 4.5 à 4.8 et au tableau 4.3. Ces débits de récurrences sont estimés à partir de la série des débits maximums annuels. Ainsi, les débits franchissant le seuil de ces récurrences correspondent aux débits ayant un fort potentiel érosif. Par exemple, la récurrence Q_2 correspond environ aux débits à plein bord. L'analyse de la fréquence de dépassement des débits de diverses récurrences est réalisée sur les séries de débits maximums saisonniers pour vérifier l'évolution de celle-ci lors de ces saisons. En ce qui concerne la saison hivernale, la crue de récurrence Q_2 a été atteinte chaque décennie depuis 1980. De plus, durant l'hiver 2008 une crue a franchi le seuil de récurrence de 10 ans. Ces fortes crues sont survenues après la rupture de la moyenne, ce qui expliquerait l'augmentation de la fréquence. Au printemps, il y a eu peu de changements quant à la fréquence des diverses crues. Néanmoins, la décennie 1970 a connu l'occurrence de nombreuses fortes crues. De fait, 9 crues sur 10 ont dépassé le seuil du Q_2 . Par ailleurs, les débits de récurrence de 100 ans sont survenus deux fois dans un laps de temps relativement courts soit en 1998 et en 2001. En été, aucune

tendance ne fut observée par rapport à la fréquence de dépassement des diverses récurrences. Cela indique que malgré l'augmentation significative de la magnitude des débits maximums lors de cette saison, celle-ci n'a pas été assez élevée pour hausser le nombre de crues dépassant le seuil des différentes récurrences. Ce résultat suggère que cette hausse de la moyenne résulterait de celle des crues d'intensité relativement modérée (crues de récurrence inférieures à Q_2). Un constat similaire s'applique pour les débits maximums automnaux. Toutefois, on note tout de même une crue de récurrence biennale (Q_2) lors des décennies 1980 et 1990 alors qu'elle n'avait franchi ce seuil qu'en 1927.

Tableau 4.3

Débits des différentes récurrences de la rivière Châteauguay estimés au moyen de la méthode d'Anctil *et al.* (1998)

Q_2	405,6 m ³ /s
Q_5	525,4 m ³ /s
Q_{10}	597,4 m ³ /s
Q_{20}	661,8 m ³ /s
Q_{50}	738,4 m ³ /s
Q_{100}	792,2 m ³ /s

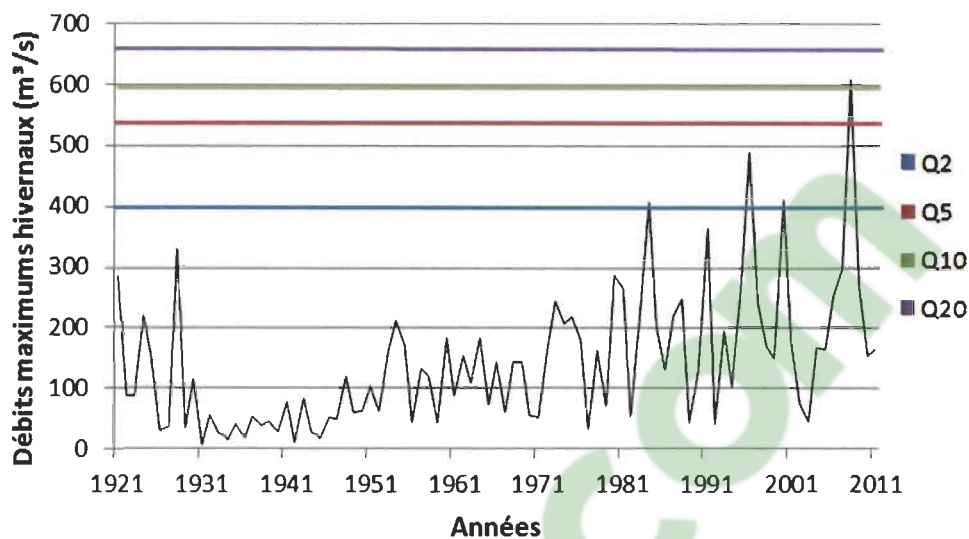


Figure 4.5 Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).
Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

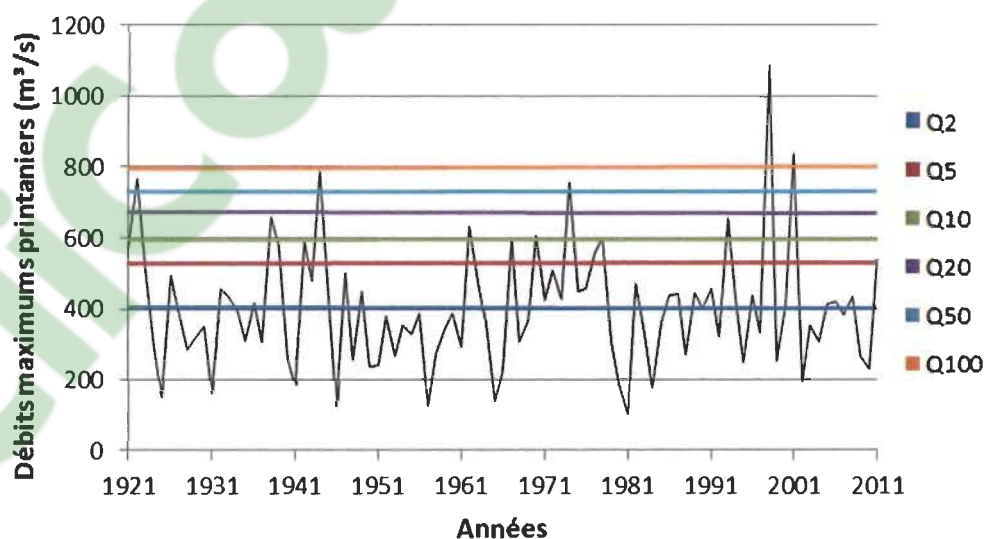


Figure 4.6 Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).
Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

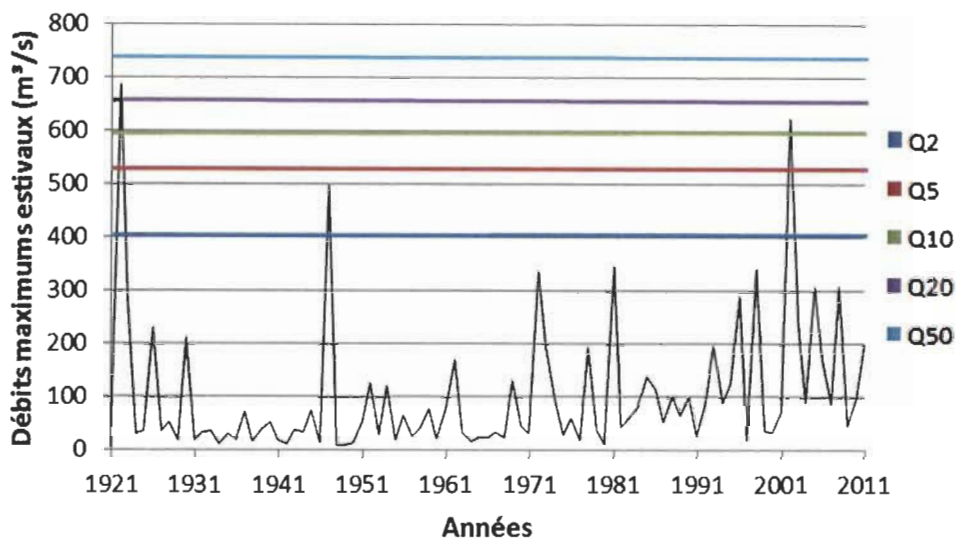


Figure 4.7 Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).
Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

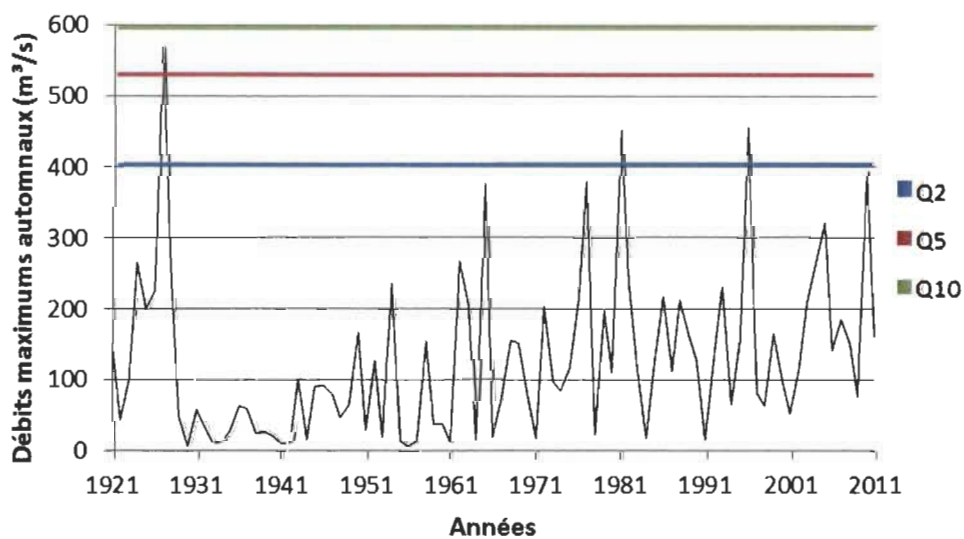


Figure 4.8 Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux de la rivière Châteauguay et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).
Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

4.1.3 Relation entre les indices climatiques et les débits maximums

L'analyse de la corrélation entre les séries d'indices climatiques saisonniers et les séries des débits maximums saisonniers a permis de mettre en évidence des corrélations significatives lors des saisons d'hiver, du printemps et de l'automne (Tableau 4.4). Une corrélation positive significative existe entre OA et les débits maximums en hiver selon les tests de Spearman et de Pearson. De plus, le test de Spearman a détecté une corrélation négative significative avec OAM lors de cette même saison. Au moyen du test de Pearson, cette corrélation est toujours négative, mais non significative. Les débits maximums printaniers sont aussi corrélés positivement à l'indice climatique OA. Une seconde corrélation positive significative entre ces débits et l'indice ONA a été détectée par le test de Spearman. De façon similaire à la saison hivernale, une corrélation négative significative fut détectée uniquement par le test de Spearman entre OAM et les débits maximums automnaux. Aucune corrélation ne fut détectée entre les indices climatiques et les débits maximums durant l'été. Bien que certaines corrélations soient significatives, les coefficients de corrélations sont globalement faibles.

Tableau 4.4

Analyse de corrélation entre les débits maximums saisonniers de la rivière Châteauguay et les indices climatiques saisonniers

Indice climatique	Rivière Châteauguay							
	Hiver		Printemps		Été		Automne	
	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>
OAM	-0,165	-0,241	-0,080	-0,150	-0,104	-0,035	-0,177	-0,276
OA	0,244	0,257	0,236	0,328	0,015	0,040	-0,125	-0,053
ONA	0,182	0,186	0,172	0,261	0,195	0,112	-0,157	-0,123
OPD	-0,115	-0,145	-0,075	-0,131	0,005	0,113	0,014	0,031
SOI	0,104	0,032	0,026	0,129	0,023	0,010	-0,014	0,001

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %.

4.1.4 Analyse comparative entre les périodes sèches et humides des débits et les anomalies positives et négatives des indices climatiques

L'analyse comparative entre les phases positives et négatives des débits maximums et celles des indices climatiques au moyen de l'application de la méthode des moyennes mobiles simples met en évidence des résultats similaires à ceux obtenus au moyen de l'analyse de corrélation. En hiver, la relation négative entre OAM et les débits maximums est aussi présente lors de l'analyse des phases. Les débits maximums hivernaux sont constitués de deux grandes phases (Figure 4.9). La comparaison des phases permet de remarquer que lors de la transition entre la phase positive et négative de OAM durant la décennie 1960, les débits maximums ont augmenté puis changé de phase passant d'une phase négative à une phase positive. Cependant, l'indice est revenu dans une phase positive à partir des années 2000 et aucune baisse des débits ne s'est produite. Quant à la relation positive avec l'indice climatique OA, celle-ci est moins évidente. On peut noter que lorsque OA est passé à une phase davantage positive, les débits ont aussi augmenté. (Figure 4.10).

Au printemps, le lien entre les périodes positives et négatives des deux variables est moins perceptible. Un lien positif entre les débits et l'indice OA est principalement perceptible avant 1960 (Figure 4.11). Le même constat s'applique pour la comparaison avec l'indice climatique ONA (Figure 4.12). En ce qui concerne la saison estivale, tout comme les résultats de l'analyse de corrélation, aucune relation n'est observée entre les débits maximums et les indices climatiques lors de cette saison. Finalement, à l'automne, la comparaison de successions des phases démontre aussi une relation négative entre l'indice OAM et les débits maximums (Figure 4.13). Cela confirme donc les résultats de la corrélation simple. De la même façon que lors de la saison hivernale, lors du changement de la phase positive à celle négative de OAM, les débits ont eu la relation inverse passant d'une phase négative à positive.

L'analyse des différentes phases vient appuyer les résultats de la corrélation simple entre les débits maximums et les indices climatiques saisonniers. La majorité des résultats sont similaires à ceux de cette analyse. En effet, les corrélations que nous

pouvons noter entre les phases des débits et celles des indices climatiques sont lors des mêmes saisons et avec les mêmes indices climatiques que celles détectées par l'analyse de la corrélation simple.

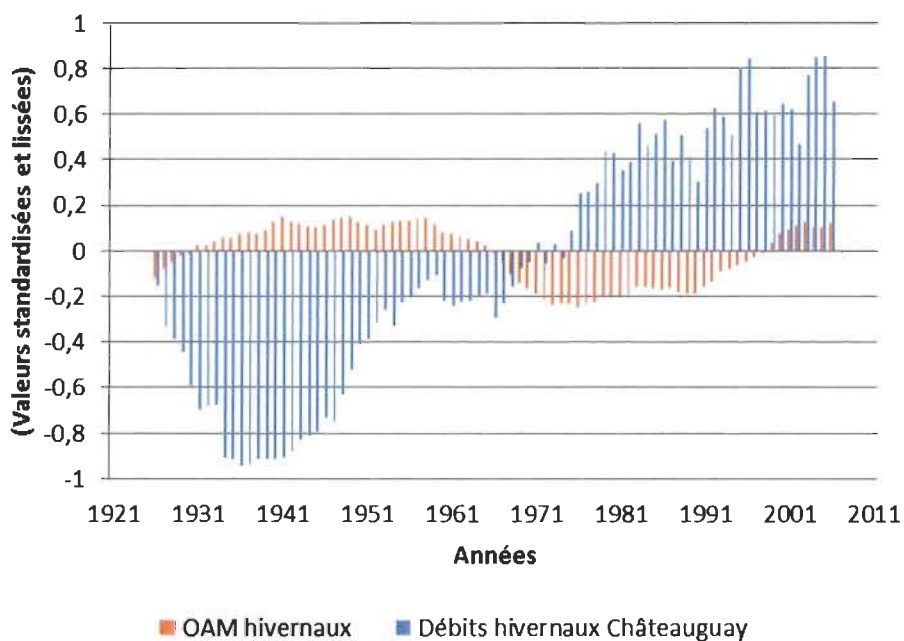


Figure 4.9 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OAM hivernaux – Rivière Châteauguay.

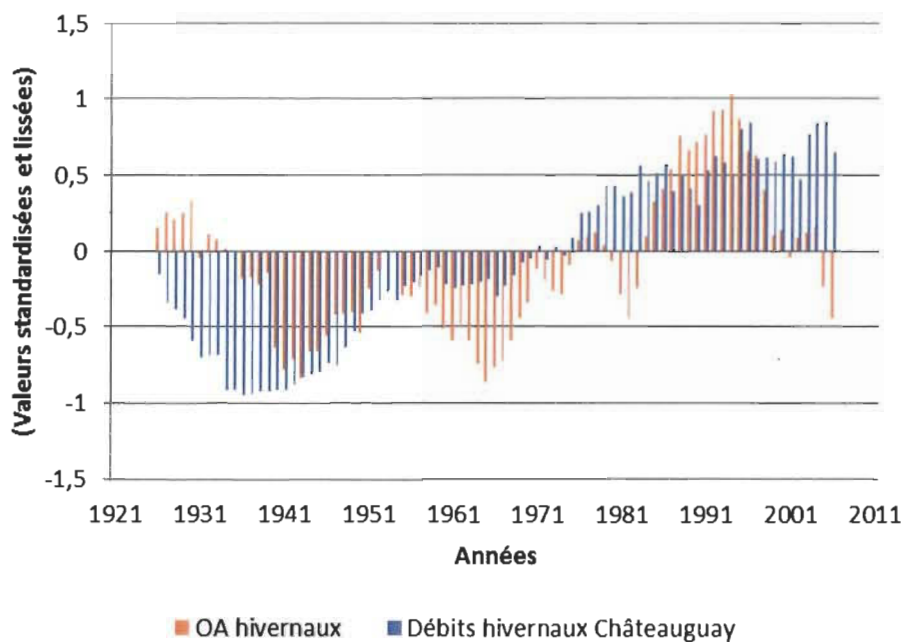


Figure 4.10 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OA hivernaux – Rivière Châteauguay.

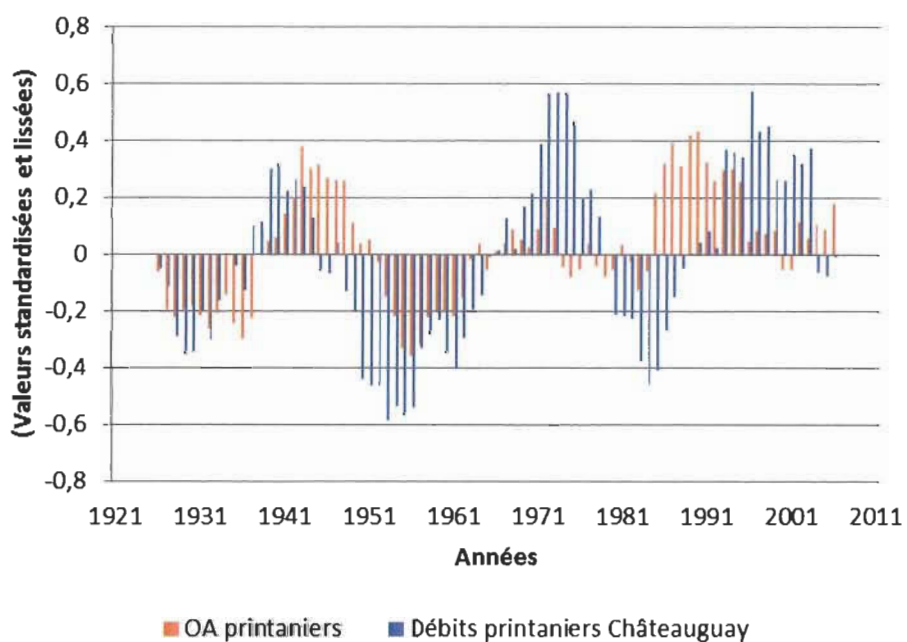


Figure 4.11 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums printaniers et des indices OA printaniers – Rivière Châteauguay.

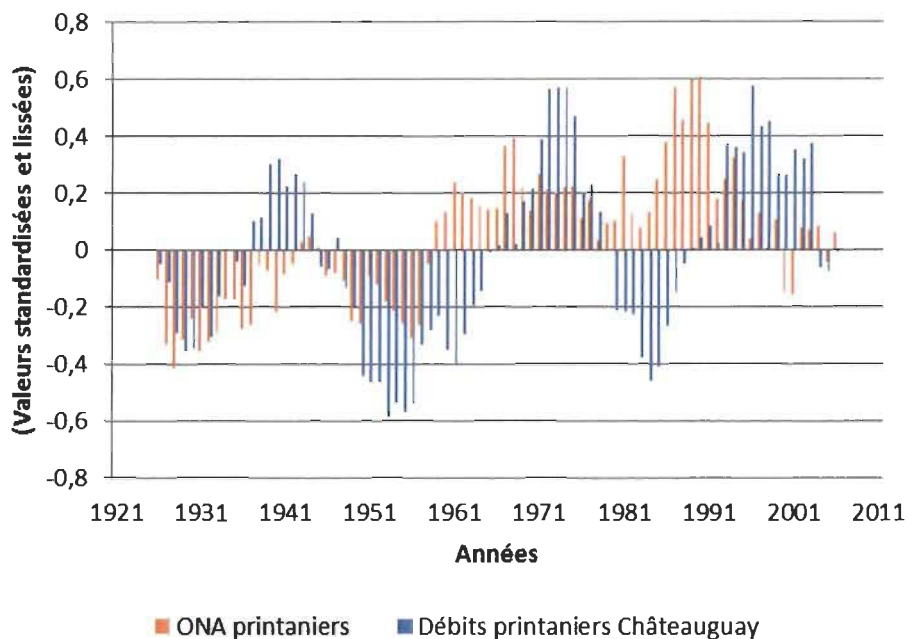


Figure 4.12 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums printaniers et des indices ONA printaniers – Rivière Châteauguay.

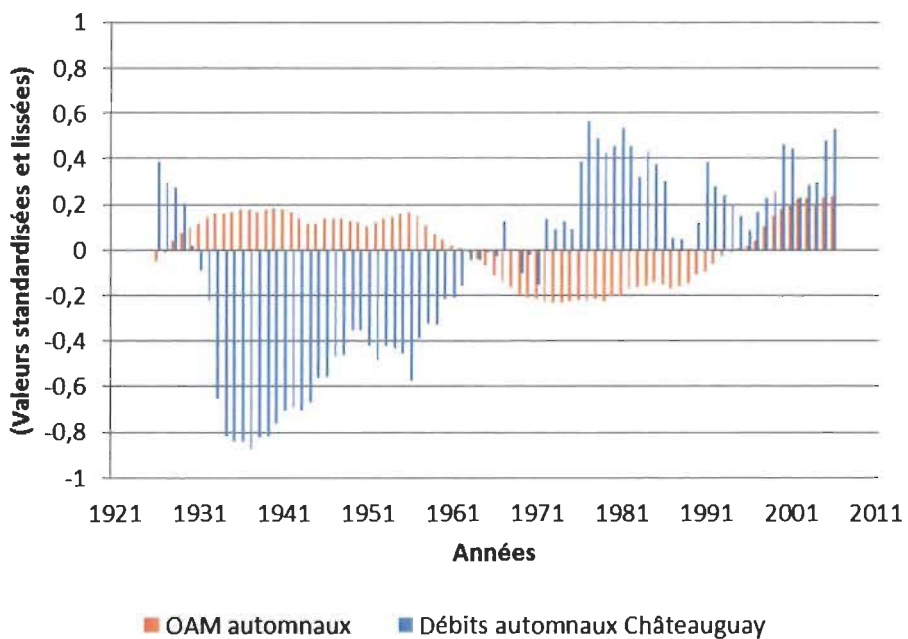


Figure 4.13 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums automnaux et des indices OAM automnaux – Rivière Châteauguay.

4.2 Analyse géomorphologique de la rivière Châteauguay

4.2.1 Analyse de la variabilité longitudinale de la largeur à plein bord

La variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du tronçon analysé de la rivière Châteauguay est présentée à la figure 4.14. Le test de Lombard a détecté un changement significatif de la moyenne de type abrupt à environ 2 km de la limite aval du tronçon analysé (Tableau 4.5). Ce changement indique une augmentation de la largeur à plein bord du chenal de l'amont vers l'aval à partir de cette rupture. Cela a permis de subdiviser le chenal en deux grandes sections homogènes. La moyenne de la largeur à plein bord en amont de la rupture (Section 2) est 105,1 m tandis que celle en aval (Section 1) est de 205,7 m. Cette augmentation de la largeur correspond à l'élargissement naturel de la rivière à son embouchure et à la présence d'un élargissement ponctuel de la rivière, ayant la forme d'un bassin, sur cette portion du chenal.

Tableau 4.5

Localisation de la rupture de la moyenne de la largeur à plein bord du tronçon de la rivière Châteauguay au moyen du test de Lombard

Sn	T1	T2
0,4822	1880 m	2020 m

T1 et T2 indiquent la distance du début et de la fin du changement à partir de l'extrémité aval du tronçon.

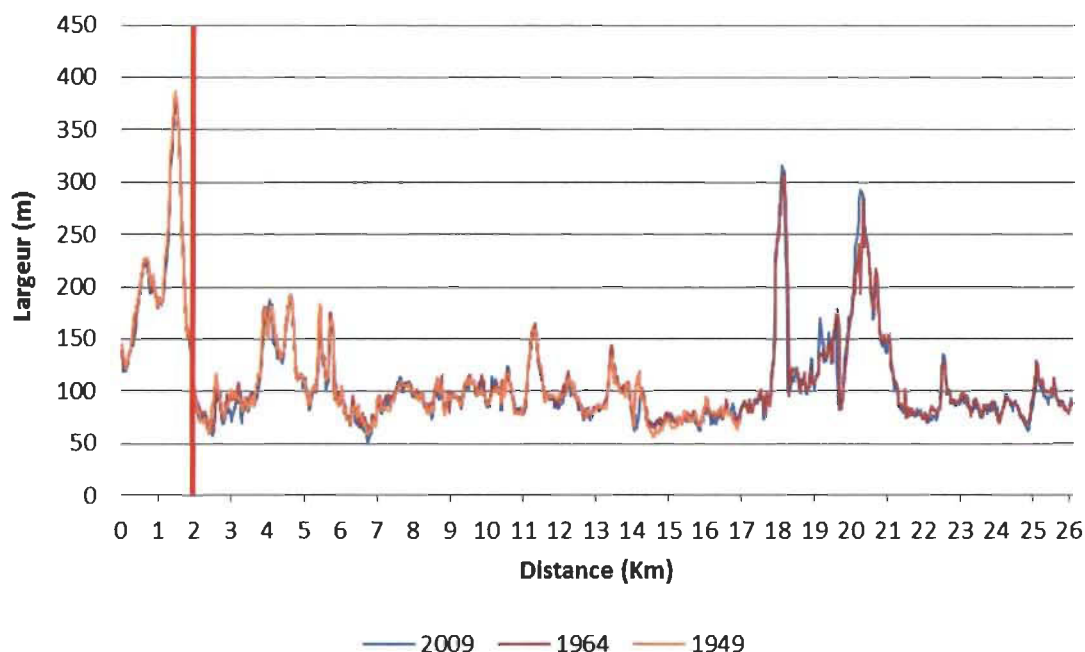


Figure 4.14 Variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du chenal du tronçon de la rivière Châteauguay.

La barre verticale indique l'endroit du changement de la moyenne de la largeur à plein bord du chenal.

4.2.2 Analyse de la variabilité temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité du chenal

La comparaison de la largeur à plein bord de la totalité du chenal au moyen du test de Kruskal-Wallis a été réalisée de deux façons en raison de l'année 1949 qui fut analysée sur une plus courte distance (Tableau 4.6). Premièrement, les années 1949 à 2009 ont été comparées sur une distance de 17 km, soit la distance totale qui fut analysée pour l'année 1949. Dans un deuxième temps, la comparaison fut réalisée entre les années 1964 à 2009 sur 26 km. Dans les deux cas, le test de Kruskal-Wallis a déterminé qu'il n'y avait aucun changement significatif de la largeur entre les années au seuil de probabilité de 5%. Cependant, la comparaison de 1964 à 2009 est significative au seuil de 10 %.

L'analyse temporelle de la section 1 entre les années 1949 et 2009 indique aussi qu'aucun changement significatif de la largeur à plein bord n'est survenu sur cette

portion du chenal. Bien que le changement depuis 1949 ne soit pas significatif, on remarque une tendance à la baisse de la largeur depuis 1983.

La section 2 fut analysée de façon similaire à la totalité du chenal, une première comparaison a été réalisée entre les années 1949 et 2009 et une seconde entre les années 1964 et 2009. La comparaison entre 1949 et 2009 fut effectuée sur une distance de 15 km à partir du début de la section 2. Pour cette dernière, le test de Kruskal-Wallis indique qu'il n'y a pas de différence significative entre les années au seuil de 5 %, mais ce résultat devient statistiquement significatif au seuil de 10 % (p-value de 0,051). La seconde comparaison, réalisée sur une distance de 24 km, entre les années 1964 et 2009 indique la présence d'une différence significative de la largeur pendant cette période (p-value de 0,023). Le test post-hoc de Dunn's indique une différence entre les années 1964 et 1983 puis entre 1964 et 2009. Cependant, on peut déduire que ce résultat est attribuable à l'absence de l'année 1950 dans l'analyse. En effet, à titre comparatif lorsque nous refaisons l'analyse du segment 2 de la section 1949-2009 (15 km) en enlevant l'année 1949 de l'analyse (comparaison 1964-2009), le test de Kruskal-Wallis indique aussi une différence significative entre les mesures de la largeur à plein bord des différentes années. Le test post-hoc de Dunn's indique que la différence est entre la paire 1964 et 2009.

L'analyse comparative des indices de sinuosité ne révèle aucun changement de ce paramètre depuis 1949. L'ensemble des années de 1964 à 2009 a une valeur de 1,30 alors que l'année 1949 a une valeur de 1,28. Cela démontre que le parcours du chenal n'a subi aucun changement majeur. La valeur de l'indice de sinuosité situe la rivière dans le style fluvial de type sinueux.

Tableau 4.6

Résultats du test de Kruskal-Wallis – Rivière Châteauguay

	N	P	1949	1964	1983	1997	2009	p-value
Tronçon total 1949-2009	850	Médiane	95,9	97,4	94,7	95,8	94,4	0,150
		Moyenne	110,7	111,4	110,1	110,2	108,7	
		Écart-type	50,7	49	50,2	49,9	49,2	
Tronçon total 1964-2009	1307	Médiane	-	96,6	94,6	95,2	94,2	0,052
		Moyenne	-	113,1	112,4	113	111,1	
		Écart-type	-	49,3	51,1	51,3	50,6	
Section 1 1949-2009	101	Médiane	198	196,3	195,8	195,5	193,2	0,952
		Moyenne	211,5	208,1	210,3	208,9	205,7	
		Écart-type	72,3	70,9	71,5	71,8	70,7	
Section 2 1949-2009	749	Médiane	93,4	94,1	91,1	91,5	90,4	0,051
		Moyenne	97,1	98,4	96,6	96,9	95,6	
		Écart-type	25,3	25,3	25,2	25	25,8	
Section 2 1964-2009	1206	Médiane	-	94,6	92	92,8	91,9	0,023
		Moyenne	-	105,1	104,2	105	103,2	
		Écart-type	-	37,3	39,2	39,8	39,4	

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %. N= nombre de mesures; P = Paramètres.

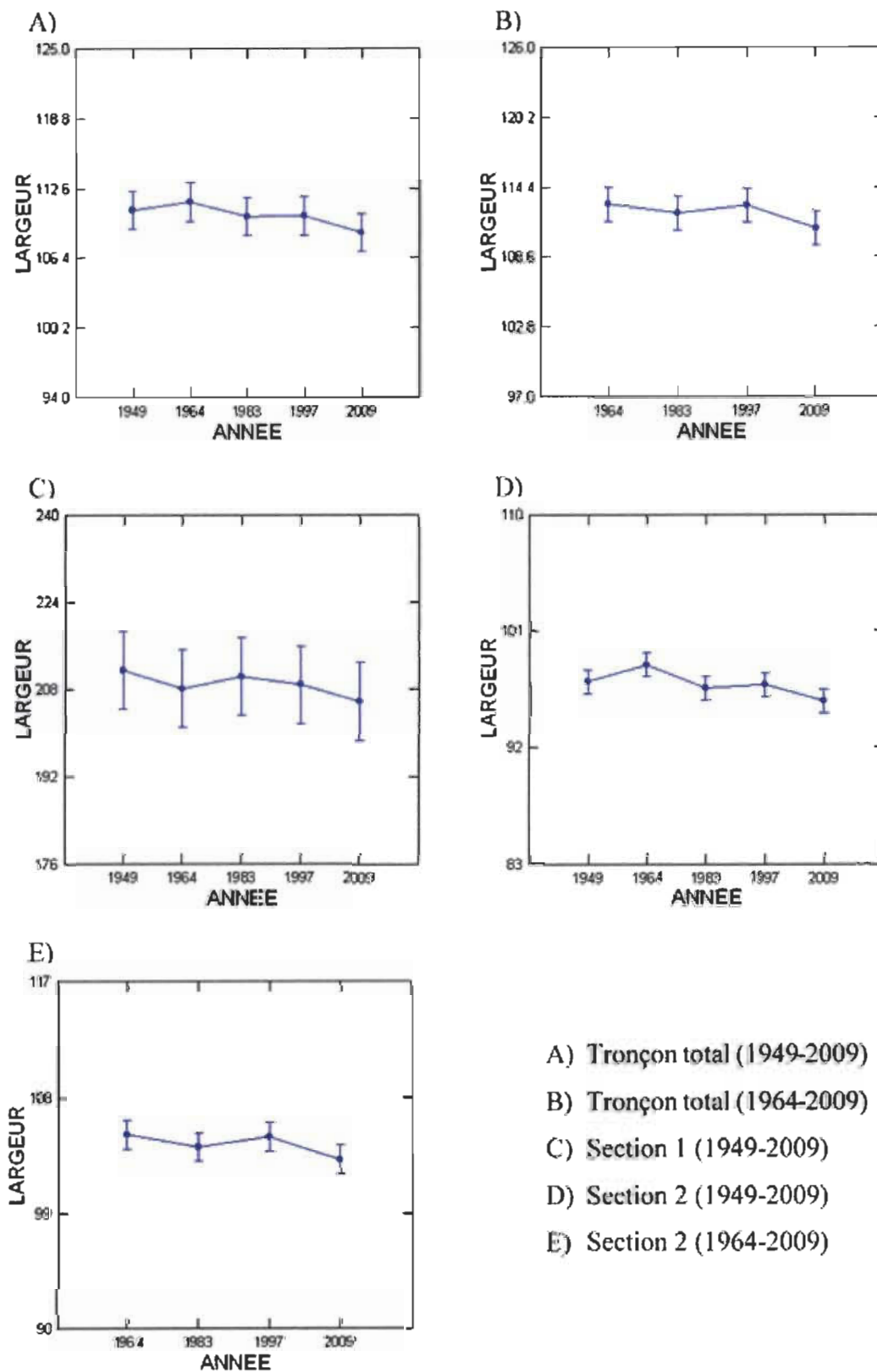


Figure 4.15 Variation temporelle de la largeur moyenne à plein bord du chenal – Rivière Châteauguay.

4.2.3 Analyse temporelle de l'évolution des îlots

Les figures 4.16 à 4.19 présentent l'évolution temporelle de la superficie des quatre îlots analysés (A, B, C et D). Le plus grand îlot de la rivière est l'îlot A (île Saint-Bernard) qui est situé à l'embouchure. À cet endroit, le chenal principal se subdivise en deux chenaux qui longent l'îlot de chaque côté avant d'atteindre le lac Saint-Louis. Au niveau morphologique, cet îlot possède donc les caractéristiques d'un îlot deltaïque. L'analyse temporelle de cet îlot a été faite entre les années 1964 et 2009 en raison de la couverture non complète de l'îlot en 1949. Les résultats démontrent une importante phase d'érosion entre 1964 et 1983 qui a entraîné une diminution de la superficie de 2,9 %. Par la suite, la superficie de l'îlot a augmenté graduellement, mais de façon faible (0,6 % d'augmentation entre 1983 et 2009).

En ce qui a trait à l'îlot B, il est dans une phase d'accumulation depuis 1949. Cependant, on distingue deux périodes d'évolution par rapport à la superficie. La première période se situe de 1949 à 1964 alors que la superficie de l'îlot avoisinait les 5000 m². Ensuite, une phase d'accumulation entre 1964 et 1983 a fait accroître la superficie de l'îlot de 2000 m². Cela a conduit à la deuxième période soit de 1983 à 2009 dont la superficie est de l'ordre de 7000 m².

Quant à l'îlot C, on note une phase d'accumulation qui a fait augmenter la superficie de 3 % entre 1983 et 1997. Avant cette phase, la superficie de l'îlot était stable. Le même constat s'applique à la période située après 1997.

Finalement, l'îlot D a subi de très faibles changements de sa superficie au cours des années. La différence maximale de superficies entre 2 années (1983-1997) est de 136 m². Chronologiquement, on note une phase d'accumulation entre 1964 et 1983, une phase d'érosion entre 1983 et 1997 puis une seconde phase d'accumulation entre 1997 et 2009.

Il est à noter qu'après analyse visuelle des tracées de l'évolution des superficies des îlots, les changements de superficies des îlots C et D sont trop faibles pour être

considérés comme significatif, considérant l'erreur reliée aux traitements et à l'interprétation des photographies aériennes.

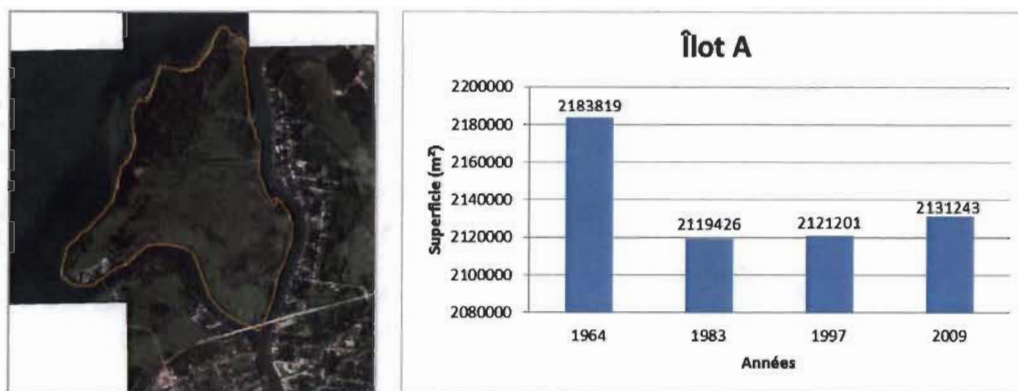


Figure 4.16 Variation temporelle de la superficie de l'îlot A – Rivière Châteauguay.

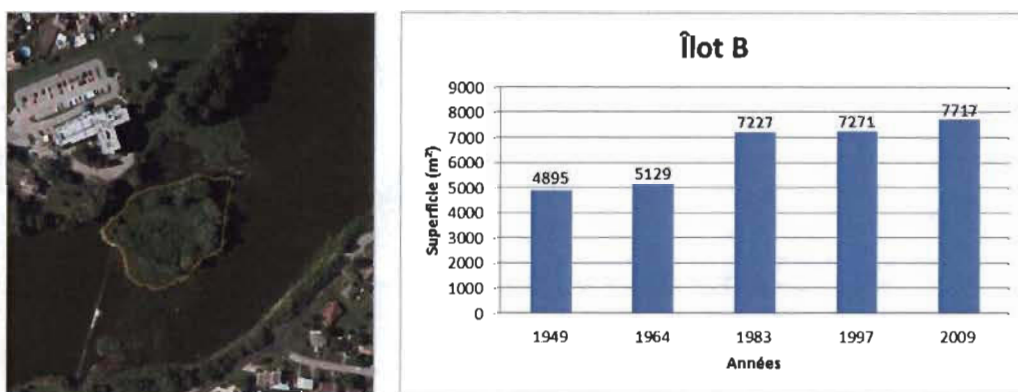


Figure 4.17 Variation temporelle de la superficie de l'îlot B – Rivière Châteauguay.

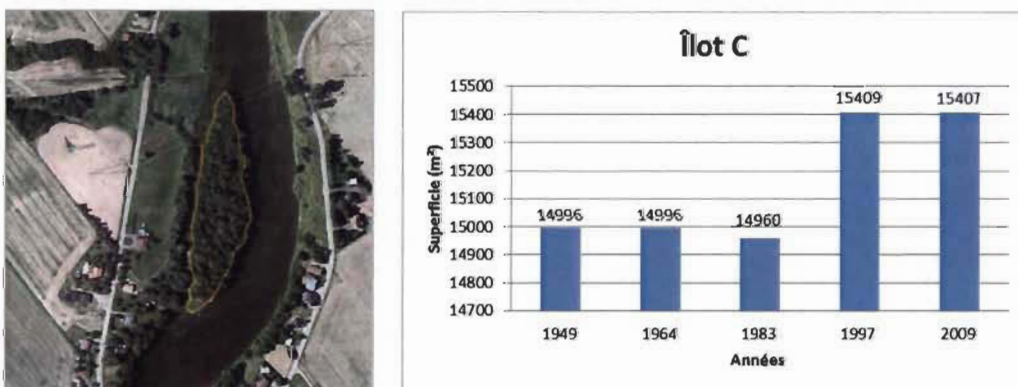


Figure 4.18 Variation temporelle de la superficie de l'îlot C – Rivière Châteauguay.

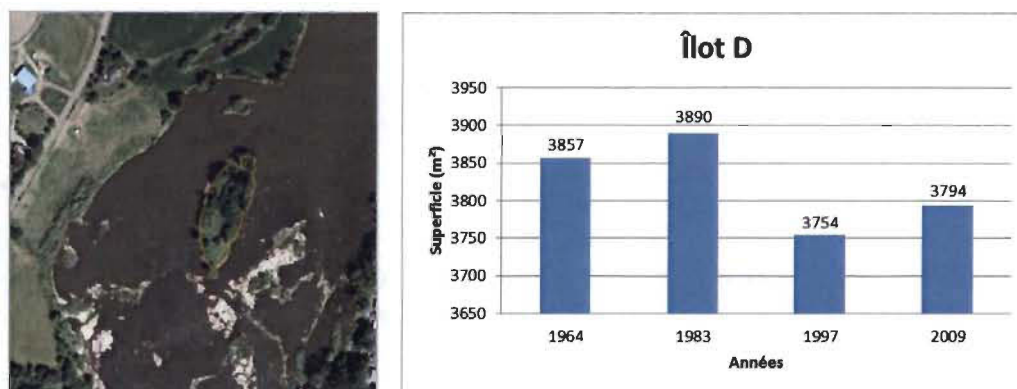


Figure 4.19 Variation temporelle de la superficie de l'îlot D – Rivière Châteauguay.

4.3 Analyse hydrologique de la rivière Bécancour

4.3.1 Variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers

La variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers de la rivière Bécancour est présentée aux figures 4.20 à 4.23. Tel qu'illustré dans ces dernières, seuls les débits maximums hivernaux ont subi un changement significatif. Le test de Mann-Kendall indique une tendance significative à la hausse de ces débits dans le temps. Le résultat du test est significatif au seuil de 1 % (Tableau 4.7). Quant au test de Lombard, il a détecté une rupture significative de la moyenne. Cette rupture est abrupte et s'est produite en 1972 (Tableau 4.8). La moyenne des débits a significativement augmenté après cette rupture.

Tableau 4.7

Analyse de la tendance à long terme des séries de débits maximums de la rivière Bécancour. Test de Mann-Kendall

Échelle temporelle	Z	p-value
Hiver	3,424*	0,001
Printemps	0,645	0,519
Été	1,000	0,317
Automne	-1,049	0,294

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5%. *Valeur significative au seuil de 1 %.

Tableau 4.8

Résultats de l'analyse du test de Lombard appliqué aux séries de débits maximums de la rivière Bécancour

Échelle temporelle	Sn	T1	T2
Hiver	0,1251	1971	1972
Printemps	0,0091	----	----
Été	0,0073	----	----
Automne	0,0084	----	----

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 % ($S_n > 0,0403$). T1 et T2 indiquent la date du début et de la fin du changement dans la moyenne.

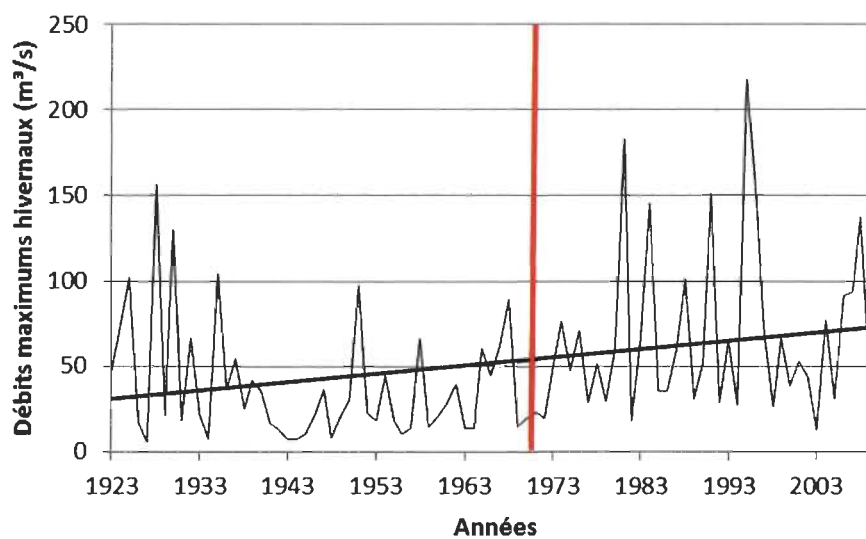


Figure 4.20 Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux – Rivière Bécancour.

La barre verticale indique le début et la fin le changement de la moyenne (changement abrupt).

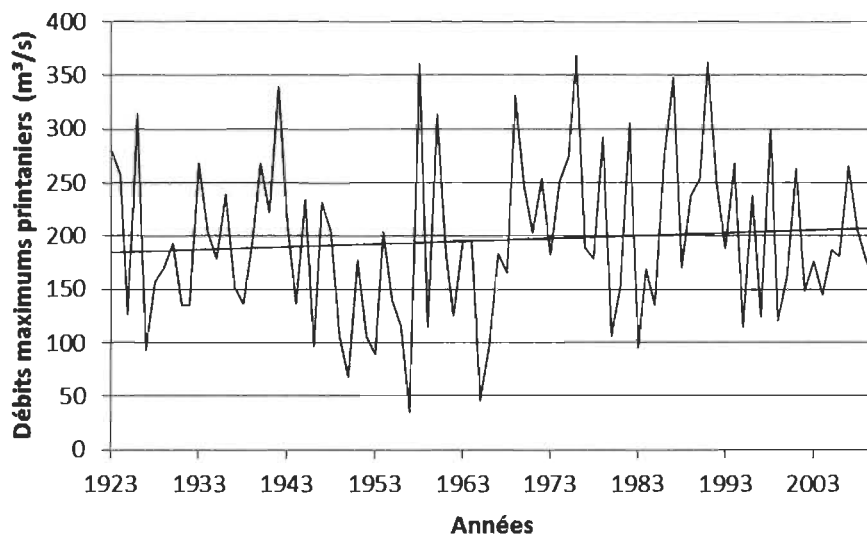


Figure 4.21 Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers – Rivière Bécancour.

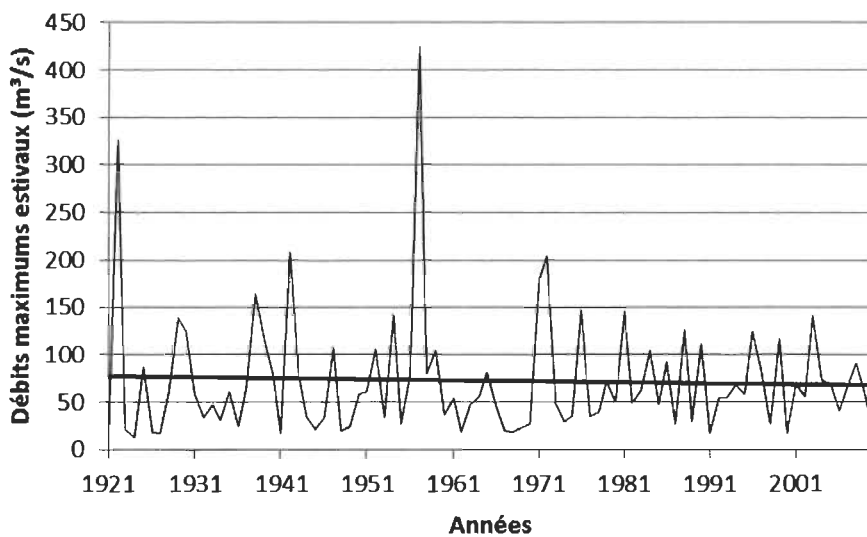


Figure 4.22 Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux – Rivière Bécancour.

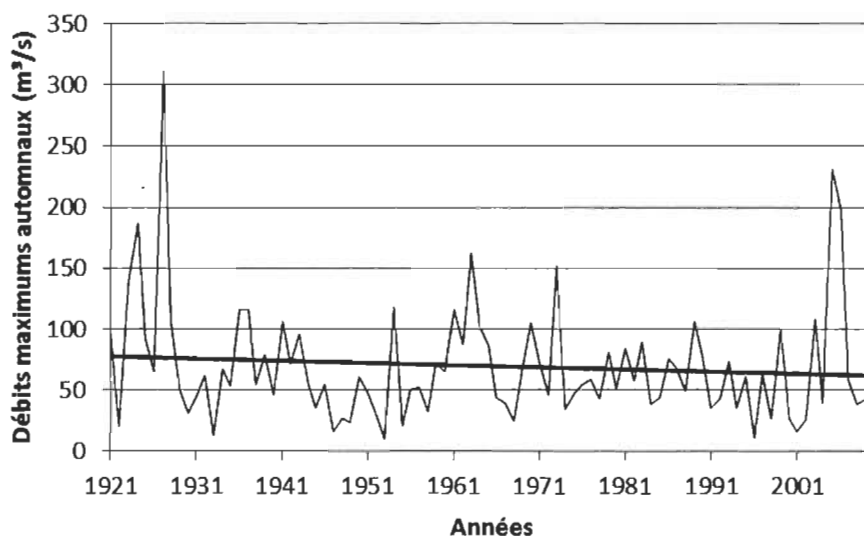


Figure 4.23 Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux – Rivière Bécancour.

4.3.2 Fréquence de dépassement des crues

Les seuils des diverses crues de récurrence de la rivière Bécancour calculés au moyen de la méthode d'Antil *et al.* (1998) sont illustrés aux figures 4.24 à 4.27 et au tableau 4.9. Durant la saison hivernale, seulement une crue de récurrence de 2 ans s'est produite durant la période 1923-2010. Cette dernière est survenue en 1995 soit après la rupture, reliée à l'augmentation des débits, détectée par le test de Lombard. Malgré l'absence de changement significatif de la moyenne des débits maximums printaniers, on remarque cependant une occurrence plus fréquente des crues dépassant les seuils de récurrences Q_2 et Q_5 depuis la décennie 1970. Plus précisément, 17 crues comprises entre les récurrences biennale (Q_2) et quinquennale (Q_5) se sont produites sur la période 1923-1969 (période de 46 ans) et 20 crues se sont produites sur la période 1970-2010 (période de 40 ans). Quant aux crues de récurrence $\geq Q_5$, 8 crues ont été observées durant la période 1923-1969 et 11 crues se sont produites lors de la période 1970-2010.

En ce qui concerne les débits de crues estivaux, on remarque qu'aucune crue n'a franchi le seuil de récurrence Q_2 depuis 1972. Avant cette période, les débits ayant

atteint ou dépassé cette récurrence sont survenus trois fois. Par ailleurs, on remarque que deux crues estivales de forte magnitude se sont produites sur la période 1921-2010. La première est une crue de récurrence de 20 ans et s'est produite au début de la décennie 1920. La deuxième est une crue de récurrence de 100 ans et a eu lieu en 1957. Cette dernière est la seule crue de récurrence centennale survenue durant la période 1921-2010, et ce, pour l'ensemble des saisons. La plus grande crue de la rivière Bécancour est donc reliée à un épisode de pluies de fortes intensités survenu en été et non à la fonte des neiges au printemps. En automne, les crues de récurrence $\geq Q_2$ sont survenues à deux reprises durant la période étudiée. Une première fois en 1927 et une seconde en 2005. La crue de 1927 est d'ailleurs une crue de récurrences 10 ans. Cependant, une crue d'un débit ($197 \text{ m}^3/\text{s}$) très rapproché au seuil Q_2 s'est produite l'année suivante en 2006.

Tableau 4.9

Débits des différentes récurrences de la rivière Bécancour estimés au moyen de la méthode d'Ancil *et al.* (1998)

Q_2	$199,5 \text{ m}^3/\text{s}$
Q_5	$258,4 \text{ m}^3/\text{s}$
Q_{10}	$302,1 \text{ m}^3/\text{s}$
Q_{20}	$325,5 \text{ m}^3/\text{s}$
Q_{50}	$363,2 \text{ m}^3/\text{s}$
Q_{100}	$389,6 \text{ m}^3/\text{s}$

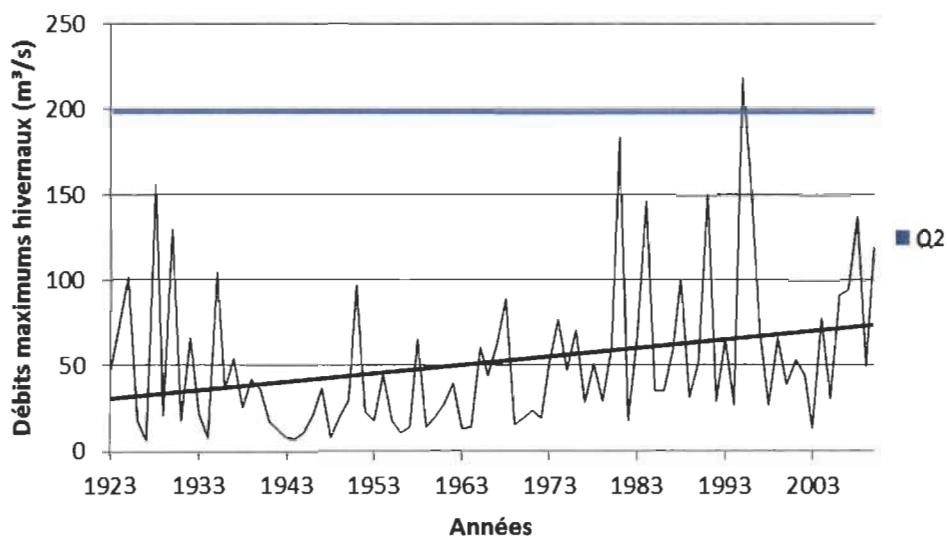


Figure 4.24 Variabilité interannuelle des débits maximums hivernaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

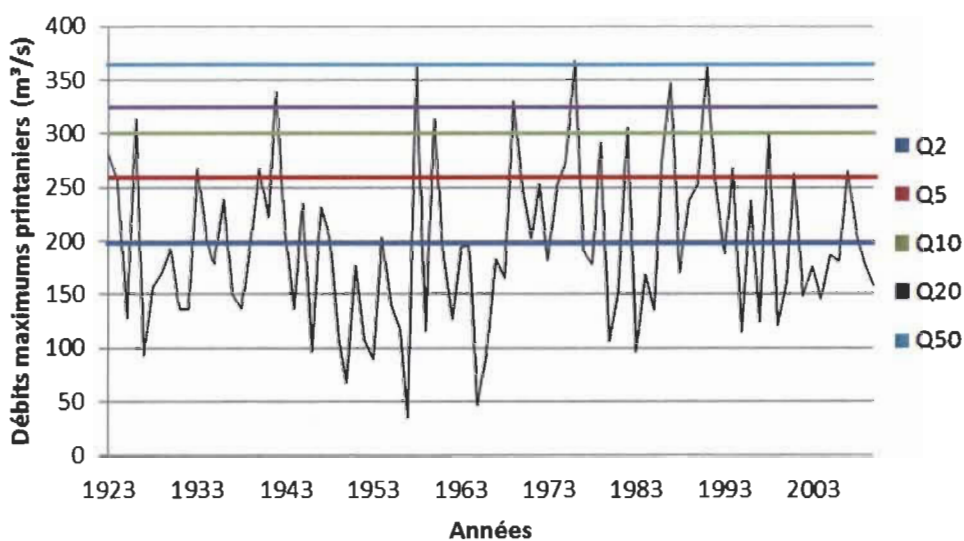


Figure 4.25 Variabilité interannuelle des débits maximums printaniers de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Anctil *et al.* (1998).

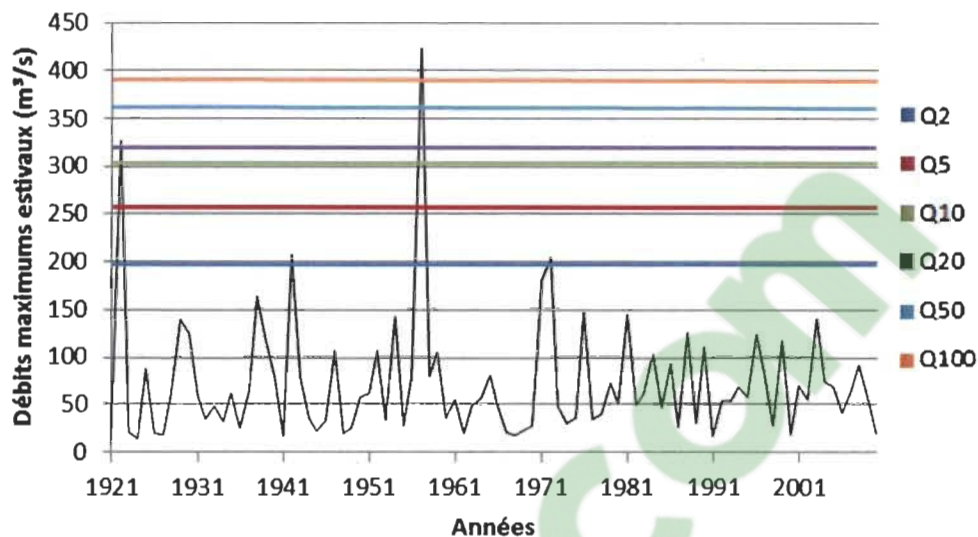


Figure 4.26 Variabilité interannuelle des débits maximums estivaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

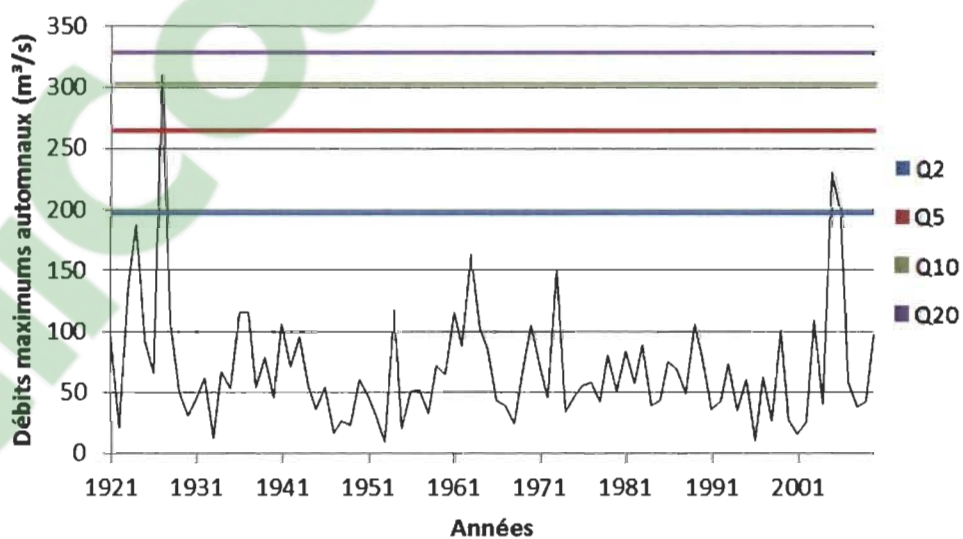


Figure 4.27 Variabilité interannuelle des débits maximums automnaux de la rivière Bécancour et débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

Les barres horizontales indiquent les débits de différentes récurrences estimés par la méthode d'Ancil *et al.* (1998).

4.3.3 Relation entre les indices climatiques et les débits maximums

Les résultats de l'analyse de corrélation entre les indices climatiques et les débits maximums saisonniers sont présentés au tableau 4.10. Ces résultats indiquent qu'il existe une corrélation significative entre les débits maximums et les indices climatiques uniquement en hiver. Les débits maximums hivernaux sont corrélés positivement de façon significative aux indices climatiques OA et ONA selon les tests de corrélation de Pearson et de Spearman. De plus, une corrélation négative significative existe entre ces débits et l'indice OAM selon le test de Spearman. Cette corrélation est toujours négative, mais n'est pas significative (-0,181) selon le test statistique de Pearson. D'une façon similaire à la rivière Châteauguay, l'ensemble des coefficients de corrélation sont de faible ampleur.

Tableau 4.10

Analyse de corrélation entre les débits maximums saisonniers de la rivière Bécancour et les indices climatiques saisonniers

Indice climatique	Rivière Bécancour							
	Hiver		Printemps		Été		Automne	
	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>	<i>Pearson</i>	<i>Spearman</i>
OAM	-0,181	-0,286	-0,171	-0,194	-0,129	-0,050	0,040	-0,038
OA	0,223	0,291	0,074	0,090	-0,033	-0,004	0,104	0,133
ONA	0,272	0,246	0,123	0,124	0,068	0,084	-0,035	0,031
OPD	0,028	0,001	0,144	0,126	0,012	0,082	0,005	0,113
OAU	0,085	0,098	-0,144	-0,096	0,029	0,037	-0,004	-0,021

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %.

4.3.4 Analyse comparative entre les périodes sèches et humides des débits et les anomalies positives et négatives des indices climatiques

Tel qu'indiqué par l'analyse au moyen des tests de corrélation, une relation négative entre OAM et les débits maximums en hiver est perceptible lors de la comparaison des phases de ceux-ci (Figure 4.28). Tout comme pour la rivière Châteauguay, lorsque l'indice OAM est passé d'une phase positive à une phase négative durant la décennie 1960, les débits maximums ont augmenté puis passé d'une phase

négative à une phase positive. La corrélation positive entre les débits maximums hivernaux et l'indice climatique OA est aussi présente lorsqu'on examine les phases au moyen de la méthode des moyennes mobiles (Figure 4.29). Les différentes phases de cet indice climatique coïncident avec celles des débits sur la majorité de la période à l'étude. Finalement, quant à la corrélation avec l'indice ONA, le lien unissant les deux variables est moins perceptible lors de l'analyse de comparaison de leurs phases. Il existe une relation positive plutôt forte depuis le début de la phase positive de ONA dans les années 1980. Avant cette période la relation entre cet indice et les débits est faible (Figure 4.30).

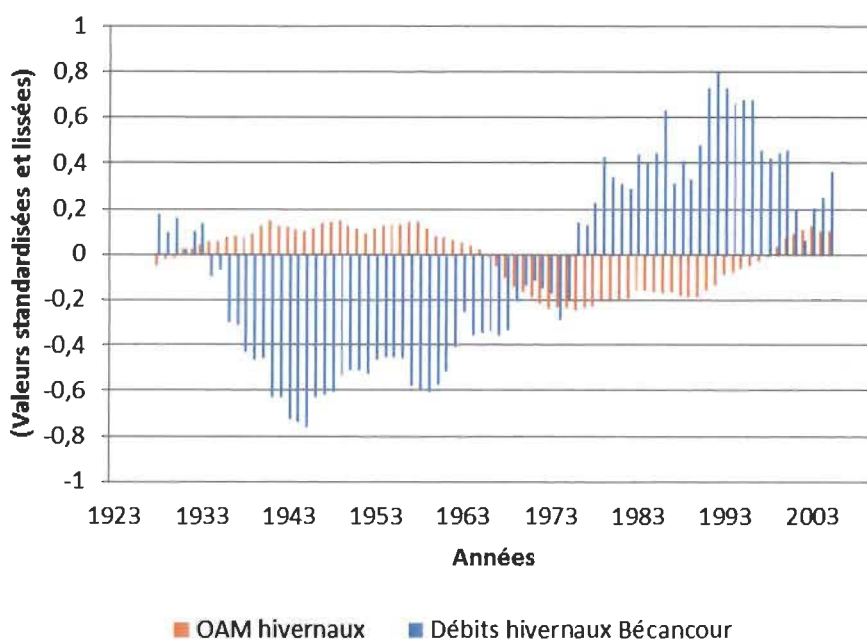


Figure 4.28 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OAM hivernaux – Rivière Bécancour.

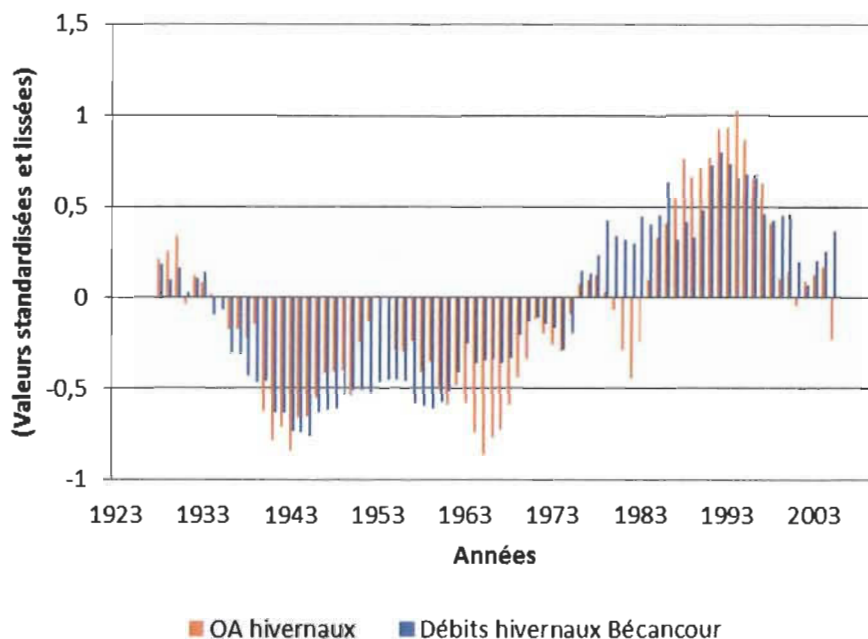


Figure 4.29 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices OA hivernaux – Rivière Bécancour.

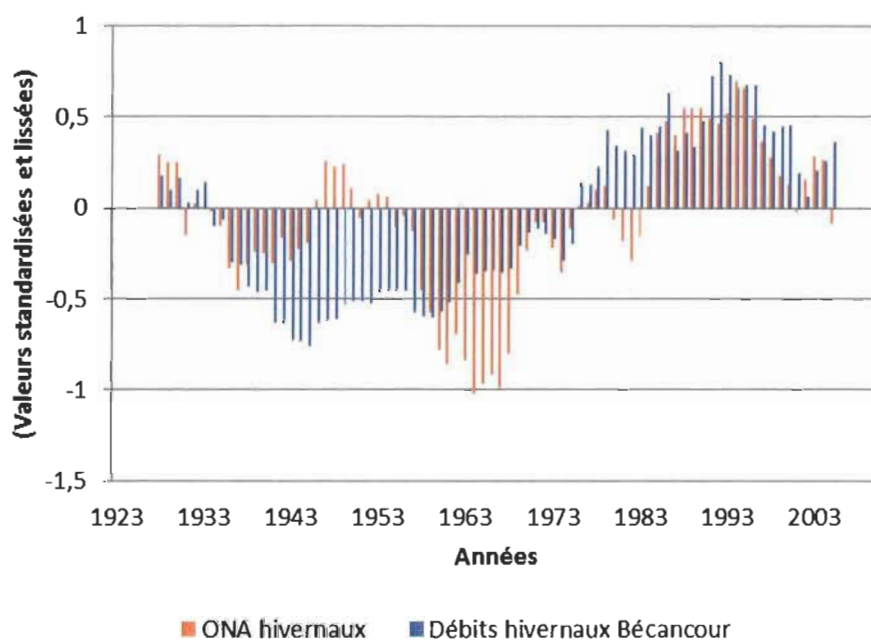


Figure 4.30 Comparaison des phases positives et négatives des débits maximums hivernaux et des indices ONA hivernaux – Rivière Bécancour.

4.4 Analyse géomorphologique de la rivière Bécancour

4.4.1 Analyse de la variabilité longitudinale de la largeur à plein bord

La variabilité longitudinale de la largeur à plein bord de la section à l'étude de la rivière Bécancour ainsi que la rupture détectée par le test de Lombard est illustrée à la figure 4.31. La rupture détectée par le test de Lombard est de type abrupt et se situe à 13,06 km de l'embouchure de la rivière (Tableau 4.11). Ce résultat indique une différence de la largeur moyenne à plein bord du chenal à partir de cette cassure. La moyenne des valeurs de largeur situées en aval de la cassure (Section 1) de 171,5 m est plus élevée que celle des valeurs situées en amont de cette dernière qui est de 98,2 m. Ceci a permis de subdiviser le chenal en deux sections homogènes au niveau de la largeur à plein bord.

Tableau 4.11

Localisation de la rupture de la moyenne de la largeur à plein bord du tronçon de la rivière Bécancour au moyen du test de Lombard

Sn	T1	T2
7,6298	13060 m (654)	13180 m (660)

T1 et T2 indiquent la distance du début et de la fin du changement à partir de l'extrémité aval du tronçon.

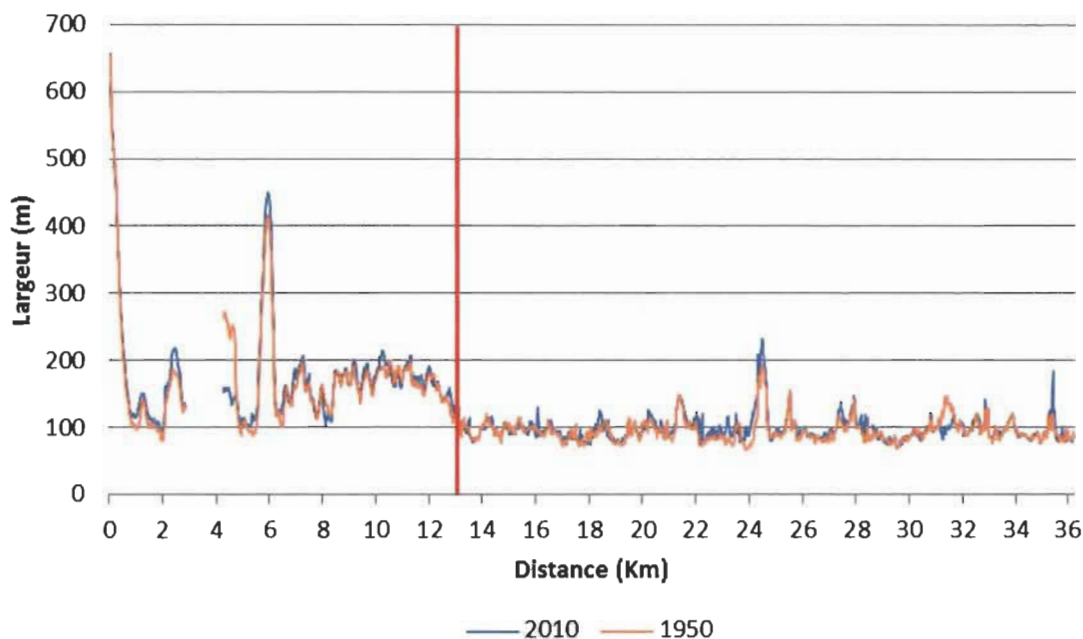


Figure 4.31 Variabilité longitudinale de la largeur à plein bord du chenal du tronçon de la rivière Bécancour.

La barre verticale indique l'endroit de changement de la moyenne de la largeur à plein bord du chenal.

N.B. Les données manquantes entre les kilomètres 2 et 4 sont causées par l'exclusion des valeurs ne provenant pas des mêmes perpendiculaires dus aux changements de la trajectoire du chenal.

4.4.2 Identification d'importantes modifications anthropiques

L'analyse temporelle du chenal de la rivière Bécancour a permis de mettre en évidence d'importantes modifications anthropiques sur une section de celui-ci. La section ayant subi ces modifications se situe à environ 3 km de l'embouchure du chenal et mesure environ 2 km. Plus précisément, elle se situe entre le pont de la route 132 et le pont Savoie-Trahan. Deux principales modifications anthropiques ont été réalisées sur cette portion du chenal. Dans un premier temps, une déviation du chenal de la rivière fut réalisée entre 1950 et 1964 (Figure 4.32). En effet, une digue fut construite au travers du chenal bloquant les deux bras de la rivière situés de chaque côté de l'îlot présent au centre du chenal. Ces bras furent donc fermés à la circulation de l'eau puis un autre chenal fut vraisemblablement creusé dans la plaine alluviale située à l'ouest du chenal original. En effet, sur la base des observations faites sur les photographies

aériennes et sur le terrain, il est peu probablement que le cours d'eau ait lui-même creusé ce chenal suite à la déviation. Les anciens bras de la rivière furent partiellement comblés. Selon l'analyse visuelle des photographies aériennes, une certaine quantité d'eau pénètre dans l'ancien bras principal par l'ouverture de celui-ci sur le chenal dans sa partie nord. La comparaison des photographies de 1950 et 1964 permet aussi de remarquer la fusion des deux principaux îlots de 1950 en un seul et que l'îlot situé le plus au sud s'est agrégé à la rive gauche de la rivière. Cette déviation du chenal a eu comme effet de réduire considérablement la largeur à plein bord sur cette portion. La largeur moyenne de 200,5 m en 1950 du chenal original était beaucoup supérieure à celle de 145,1 m mesurée en 1964 après la déviation.

La deuxième modification sur cette portion du chenal fut réalisée lors de la création de l'autoroute 30. L'îlot au centre du chenal fut surélevé et une partie du chenal secondaire à l'ouest de celui-ci fut remblayé pour servir d'assise aux piliers du pont de l'autoroute 30 (Figure 4.32) (GDG conseil inc *et al.*, 1997). Cette modification a aussi eu comme conséquence de diminuer la largeur à plein bord sur cette portion entre 1964 et 1985.

Une modification de moindre importance est aussi survenue entre 1997 et 2010. Une digue d'une longueur totale de 670 m fut érigée sur la berge droite immédiatement en aval du pont Savoie-Trahan. Cette dernière fut construite dans le but de protéger les riverains des inondations printanières. Effectivement, cette section du chenal a un historique d'inondations printanières causées par la formation d'embâcles de glace. Ces dernières seraient principalement causées par la rupture de pente de la rivière située juste en amont de l'île aux Sauvages (îlot E), soit environ à 1,5 km du pont Savoie-Trahan (GDG conseil inc *et al.*, 1997).

Au fil du temps, cette portion du chenal a subi d'importantes modifications associées à l'action de l'homme, par conséquent nous avons analysé séparément cette section du chenal. La délimitation de la section est illustrée à la figure 4.33. Les résultats de l'analyse comparative temporelle au moyen du test de Kruskal-Wallis indiquent une

différence significative entre les mesures de la largeur à plein bord (Tableau 4.12). Le test de comparaisons multiples de Dunn's indique une différence significative entre toutes les paires à l'exception de celle 1964-1997. Ce résultat indique que la largeur à plein bord du chenal a significativement diminué de 1950 à 1985. Cette diminution est principalement attribuée aux modifications anthropiques. Ensuite, la largeur du chenal a augmenté progressivement de 1985 à 2010. Cette augmentation est principalement causée par l'érosion des berges du nouveau chenal. Ces berges étaient aussi en processus d'érosion sur la période 1964-1985, suite à la déviation du chenal. On remarque une érosion sur une distance de 50 mètres sur la berge gauche et de 30 mètres sur la berge droite entre 1964 et 2010 (Figure 4.33).

Tableau 4.12

Résultat du test de Kruskal-Wallis (Section anthropique) – Rivière Bécancour

	N	P	1950	1964	1985	1997	2010	p-value
Tronçon de la section anthropique 1950-2010	106 (117)	Médiane	165,2	126,8	120,3	128	137,4	0,000
		Moyenne	200,5	145,1	121,7	128,9	135,5	
		Écart-type	82,2	61,8	15,7	15	16	

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %. N= nombre de mesures; P = Paramètres; () = nombre de mesures de l'année 1950.

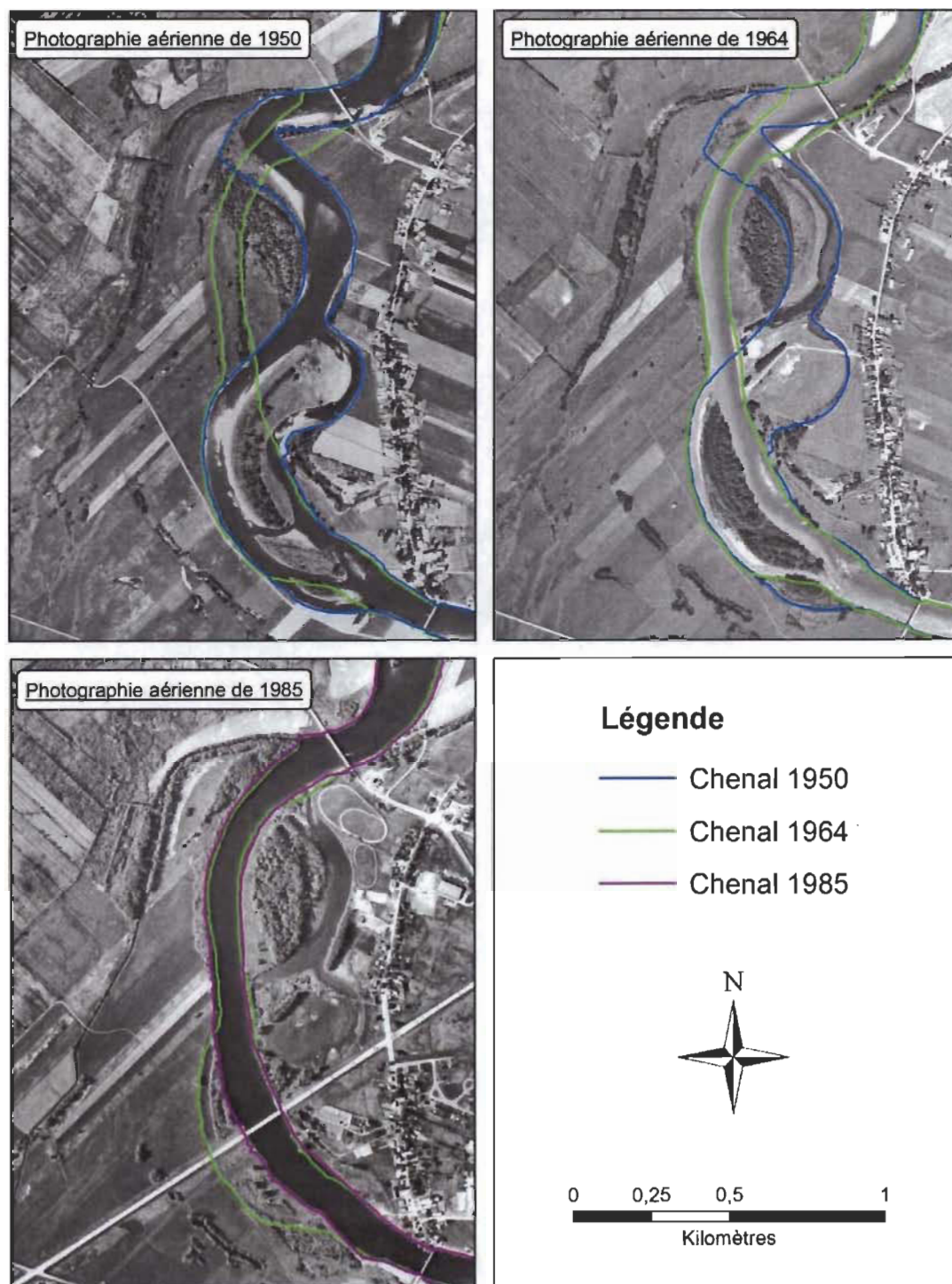


Figure 4.32 Évolution de la section ayant subi des modifications anthropiques entre 1950 et 1985.

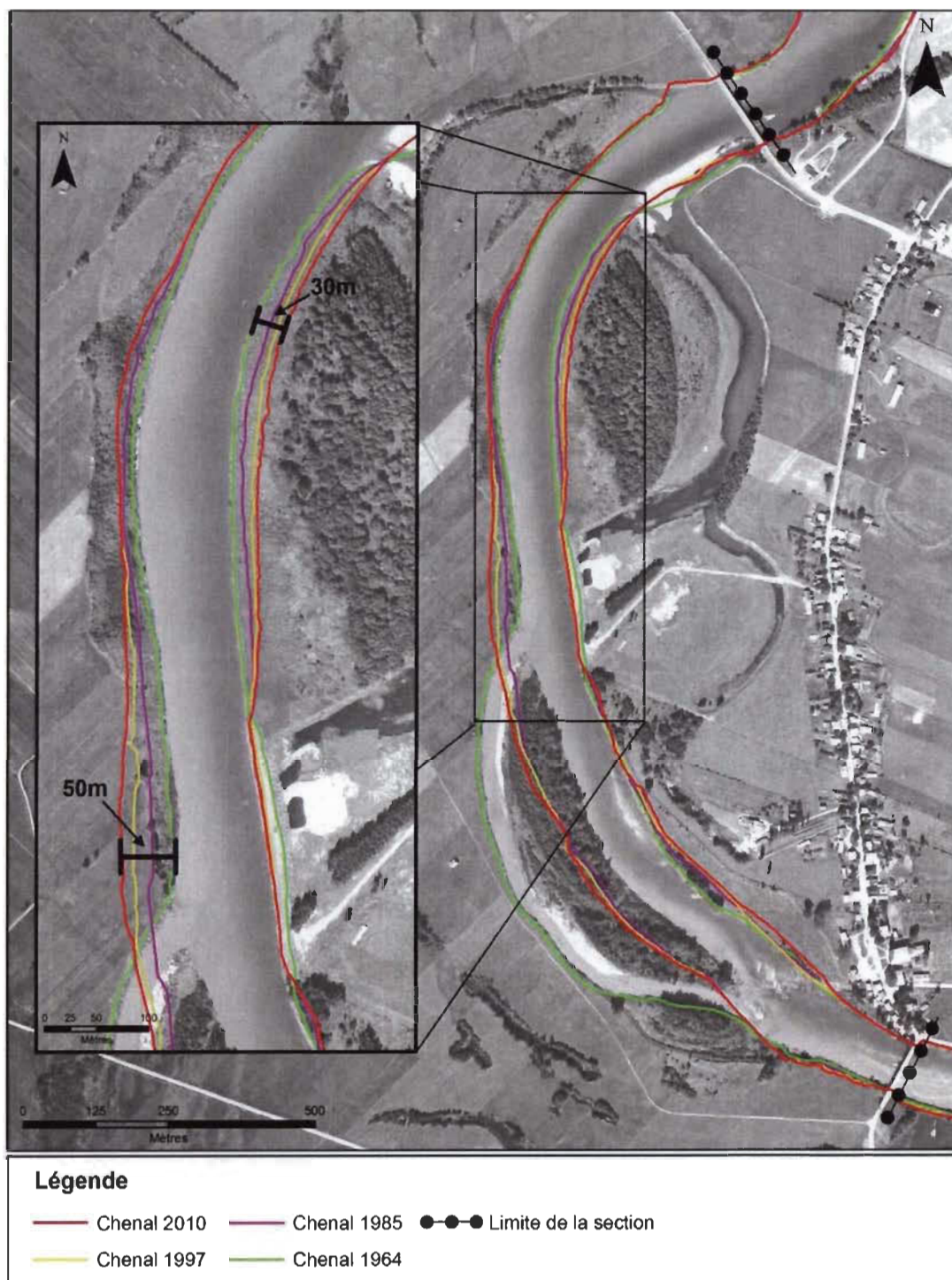


Figure 4.33 Limite de la section anthropique et évolution de l'érosion des berges suite à la déviation du chenal (Photographie aérienne de 1964).

4.4.3 Analyse de la variabilité temporelle de la largeur à plein bord et de la sinuosité du chenal

Dans un premier temps, la comparaison temporelle de la largeur à plein bord fut réalisée sur la longueur totale du chenal analysé. Pour la première analyse, les changements anthropiques identifiés précédemment ne furent pas pris en considération. Par conséquent, la totalité des mesures prises pour chacune des années a été incluse pour réaliser la comparaison temporelle. Le résultat du test de Kruskal-Wallis indique une différence significative entre les mesures de largeur des différentes années (p-value 0,014). La comparaison multiple de Dunn's indique qu'il y a une différence entre les années 1950 et 2010 puis entre 1964 et 2010. Dans un deuxième temps, la section ayant subi plusieurs modifications anthropiques, telle que définie à la section précédente, fut exclue de l'analyse. Cela avait pour but d'éliminer l'impact de la variabilité des mesures de largeurs causée par les modifications du tracé du chenal et par les ajustements morphologiques qui seraient reliés à ces modifications anthropiques. Une différence significative entre les valeurs de largeur a aussi été détectée pour cette analyse (p-value 0,003). Le test de Dunn's a détecté des changements significatifs entre les paires 1950-1985, 1950-1997, 1950-2010 et 1964-2010. Il existe donc une grande différence entre les résultats des deux analyses (Figure 4.34 et Tableau 4.13). En effet, les valeurs de la largeur de l'année 1950 sont plus élevées que celles de l'année 1964 lorsque la section anthropisée est incluse, tandis qu'elles sont moins élevées lorsqu'on exclut cette section. Cela fait en sorte que dans la première analyse, la largeur aurait diminué entre 1950 et 1964 puis une augmentation progressive dans le temps aurait eu lieu. Cependant, lorsqu'on exclut cette section modifiée, le reste du chenal a subi une augmentation de la largeur sur la période 1950-2009. Par conséquent, la différence entre les mesures de largeur détectée lors de la première analyse, sans l'exclusion de la section anthropique, serait causée en grande partie par l'importante modification du chenal survenue entre 1950 et 1964. Ce changement anthropique est important au point d'influencer le résultat des tests statistiques. Il ne représente pas l'évolution naturelle de la majeure partie du tronçon à l'étude.

Ce dernier constat s'applique aussi lors de l'analyse de la section 1 du chenal, dans laquelle est comprise la section anthropique. Lorsque la section antropisée du chenal est incluse, la largeur du chenal est beaucoup plus élevée en 1950 qu'en 1964. Cependant, le test de Kruskal-Wallis n'a pas détecté une différence significative entre les distributions. Au contraire, ce test détecte une différence significative entre les distributions des mesures de la largeur lorsque la section ayant subi des modifications est exclue de l'analyse (p-value 0,008). Selon le test de Dunn's, une différence significative existerait entre les années 1950-1997, 1950-2010, 1964-1997 et 1964-2010. En conclusion, on remarque encore l'effet de la section du chenal ayant subi plusieurs modifications anthropiques sur les résultats du test statistique.

En ce qui a trait à la section 2 du chenal, une différence significative entre les mesures de largeur du chenal des différentes années a été détectée au moyen du test de Kruskal-Wallis (p-value 0,001). Le test post hoc de comparaison multiple de Dunn's a révélé une différence significative entre les années 1950-1985, 1950-1997, 1950-2010, 1964-2010, 1997-2010.

Quant à la comparaison de l'indice de sinuosité du chenal, ce dernier n'a subi aucun changement majeur sur la période 1950-2010. La valeur de l'indice est de 1,38 pour l'ensemble des années entre 1950 à 1997, tandis que l'année 2010 a un indice de 1,39. Ces indices de sinuosité situent le chenal dans le style fluvial sinueux.

Tableau 4.13

Résultats du test de Kruskal-Wallis – Rivière Bécancour

	N	P	1950	1964	1985	1997	2010	p-value
Tronçon total 1950-2010	1811 (1822)	Médiane	102	101,8	104,3	103,6	105,5	0,014
		Moyenne	125	122,3	122,8	123,3	124,8	
		Écart-type	63,6	59,5	60,2	59,38	59,5	
Tronçon total 1950-2010 Section anthropique exclue	1705	Médiane	100,3	101,3	102,2	101,5	103,1	0,003
		Moyenne	119,8	120,9	122,9	123	124,2	
		Écart-type	58,7	59	61,9	61,1	61,1	
Section 1 1950-2010	659 (670)*	Médiane	162,1	157,2	153,8	154,9	157,9	0,063
		Moyenne	175,5	167,2	167,2	169,3	171,5	
		Écart-type	80,5	77,3	78,8	76,1	75,5	
Section 1 1950-2010 Section anthropique exclue	553	Médiane	159,8	160,1	163,9	163,6	164,1	0,008
		Moyenne	170,2	171,4	175,9	177	178,4	
		Écart-type	79,2	79,3	83	80,5	80,3	
Section 2 1950-2010	1152	Médiane	92,1	92,1	92,7	92,2	94,1	0,001
		Moyenne	95,6	96,7	97,4	97,1	98,2	
		Écart-type	17,2	18,3	19,1	18,3	18,6	

Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5 %. N= nombre de mesures; P = Paramètres; (*) = nombre de mesures de l'année 1950.

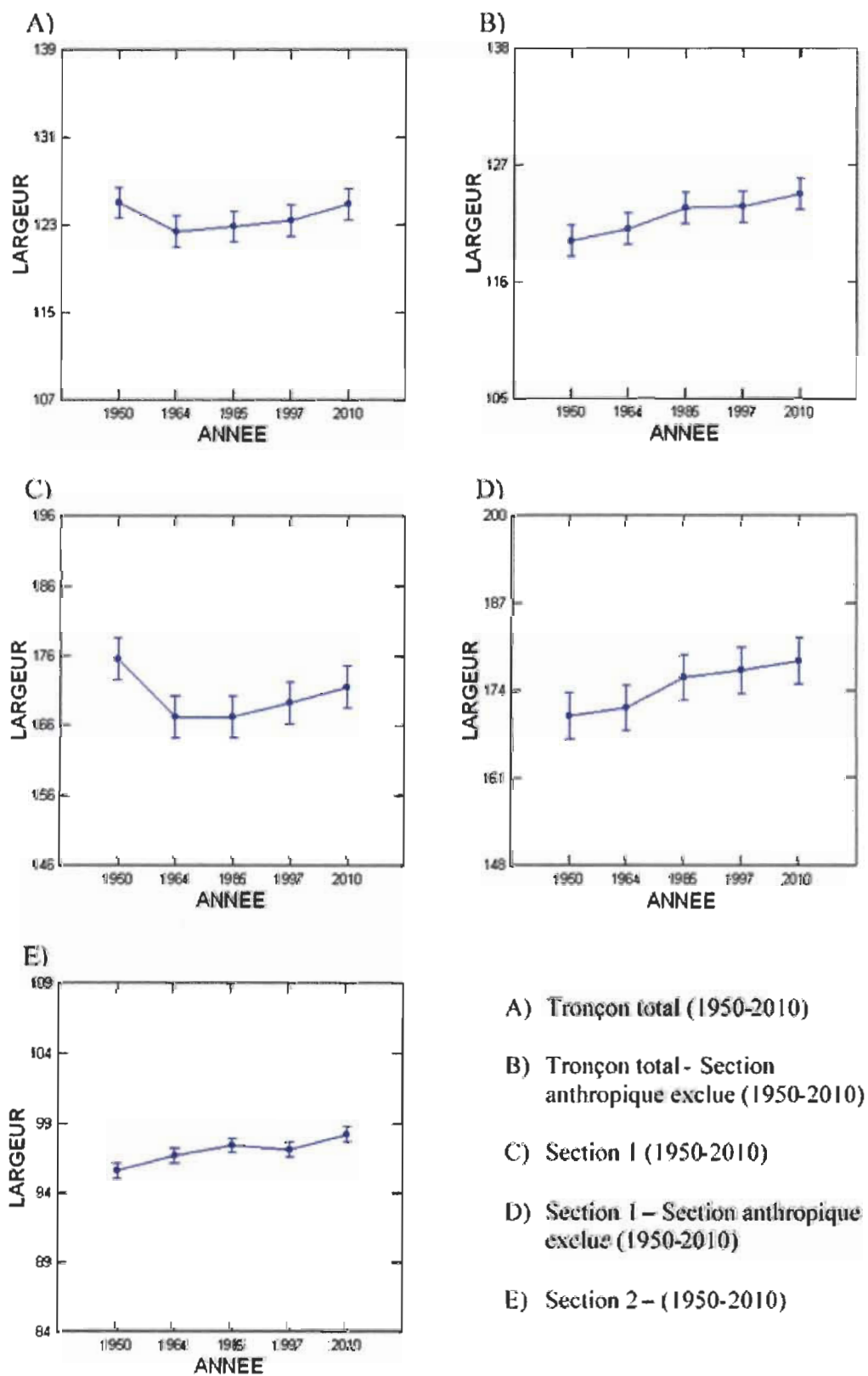


Figure 4.34 Variation temporelle de la largeur moyenne à plein bord du chenal – Rivière Bécancour.

4.4.4 Analyse temporelle de l'évolution des îlots

L'évolution temporelle des îlots de la rivière Bécancour est présentée aux figures 4.35 à 4.39. Dans un premier temps, les îlots A, B et C sont présents à l'embouchure de la rivière et peuvent être considérés comme des îlots deltaïques. L'évolution temporelle de la superficie de ces îlots suit une tendance similaire au travers des années. En effet, le plus grand changement de leur superficie est relié à une importante phase d'accumulation qui a produit une augmentation de celle-ci entre 1950 et 1964. D'ailleurs, l'îlot C fut créé durant cette période puisqu'il n'existait pas en 1950. Aussi, l'îlot B était sous la forme de deux îlots distincts en 1950. Ces derniers se sont assemblés pour former l'îlot B (Figure 4.40). Le second changement majeur est une phase d'érosion qui s'est produite entre 1964 et 1985. Durant cette période, les trois îlots ont subi la plus grande diminution de leur superficie. D'ailleurs, la taille de l'îlot C a diminué de 83 % passant de 2073 m² à 339 m². Par la suite, les îlots A et B ont subi une diminution de leur superficie en 1997 puis une augmentation en 2009. Toutefois, ces deux derniers changements sont de moindre ampleur que les précédents. Quant à l'îlot C, une diminution graduelle de sa superficie s'est produite jusqu'en 2010.

Pour ce qui est de l'îlot D, une faible augmentation de sa superficie s'est produite entre 1950 et 1964. Ensuite, une importante phase d'accumulation a eu lieu entre 1964 et 1985 alors que la superficie de l'îlot a presque doublé, subissant une augmentation de 41 %. Finalement, une phase d'érosion s'est produite et a engendré une diminution graduelle de la superficie de l'îlot entre 1985 et 2010.

Tout comme les autres îlots, la superficie de l'îlot E a augmenté entre 1950 et 1964. Par la suite, l'îlot n'a pas subi de changement entre 1964 et 1985. Durant la période 1985 à 2010, il s'est produit une diminution graduelle de la superficie de l'îlot. L'îlot était donc dans une phase d'érosion à partir de ce moment.

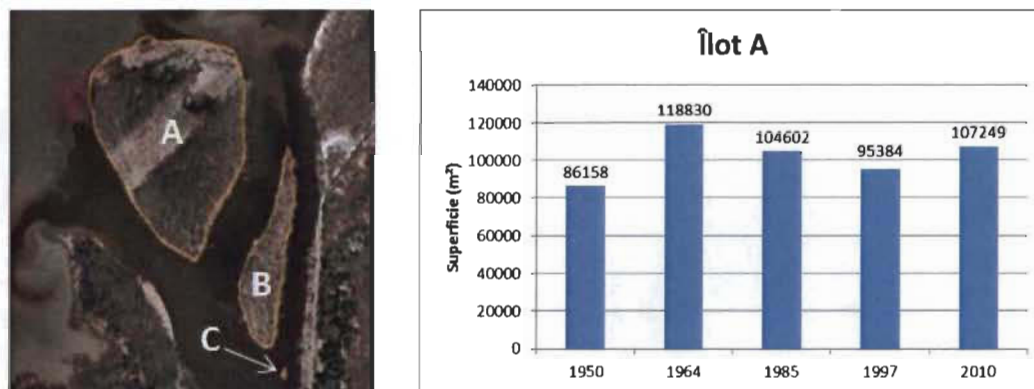


Figure 4.35 Variation temporelle de la superficie de l'îlot A – Rivière Bécancour.

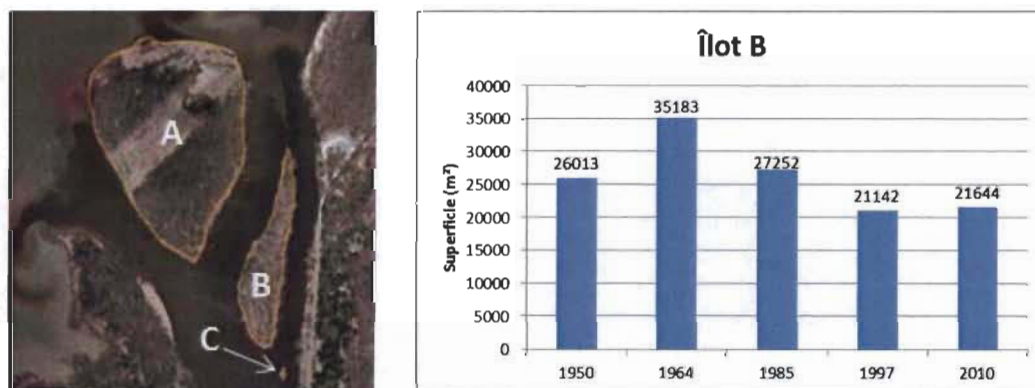


Figure 4.36 Variation temporelle de la superficie de l'îlot B – Rivière Bécancour.

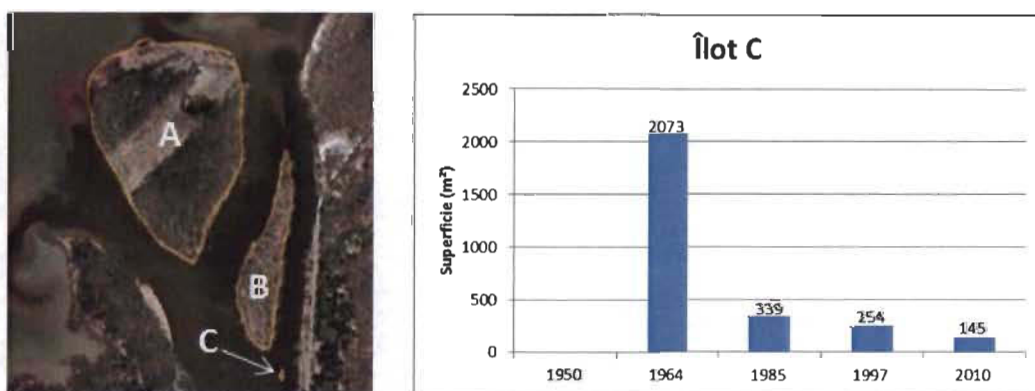


Figure 4.37 Variation temporelle de la superficie de l'îlot C – Rivière Bécancour.

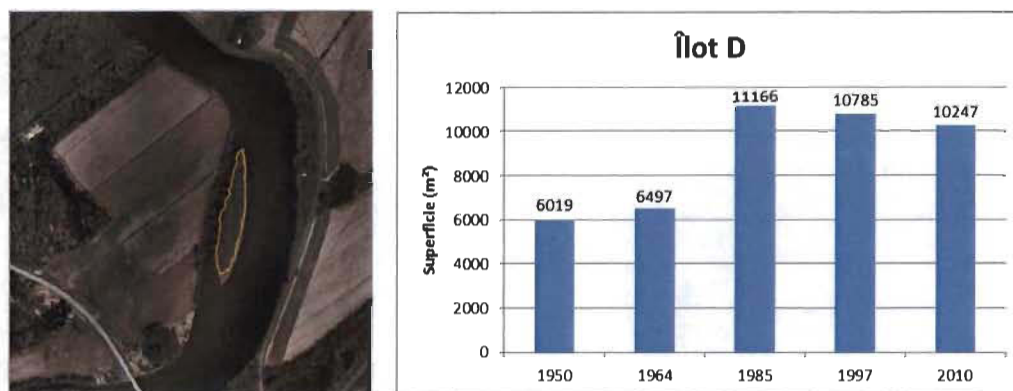


Figure 4.38 Variation temporelle de la superficie de l'îlot D – Rivière Bécancour.

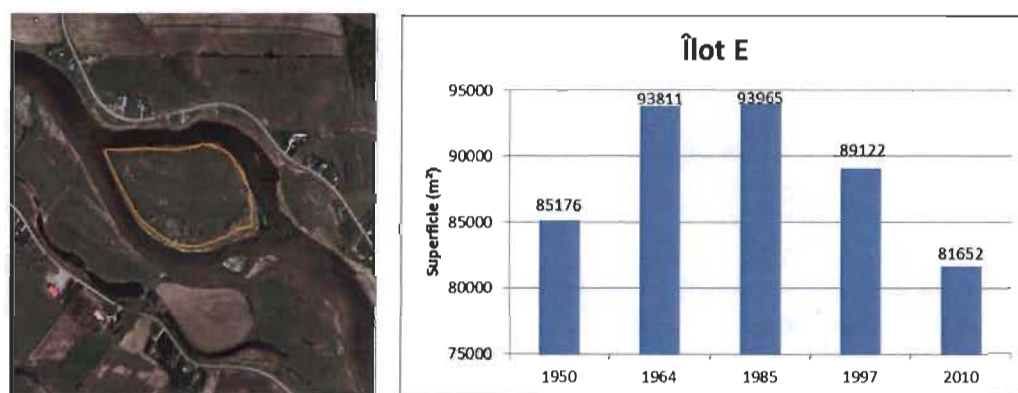


Figure 4.39 Variation temporelle de la superficie de l'îlot E – Rivière Bécancour.

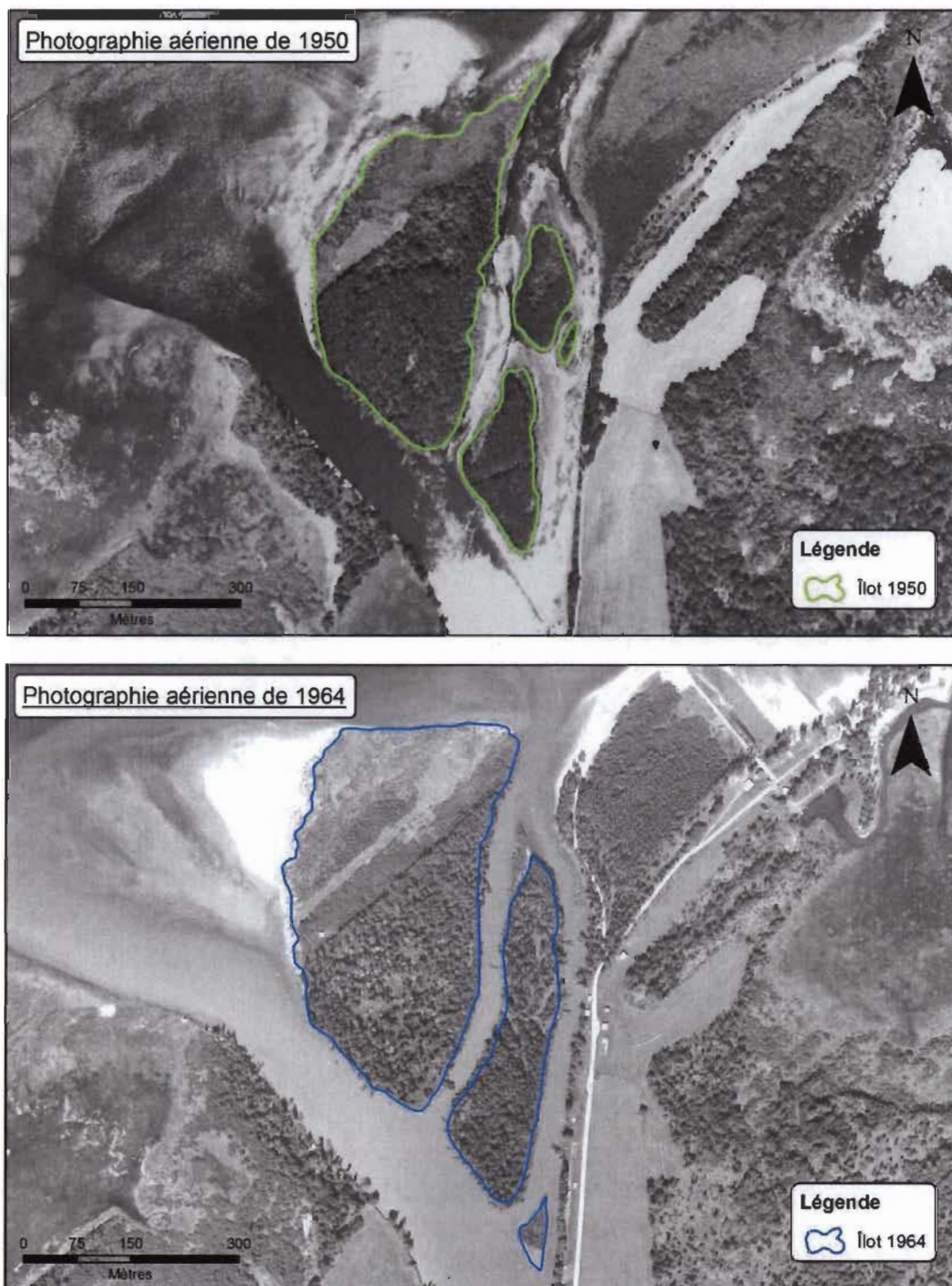


Figure 4.40 Comparaison de l'évolution des îlots A, B et C entre 1950 et 1964.

CHAPITRE V

DISCUSSION

L'objectif de cette étude était d'analyser la relation entre l'évolution morphologique des chenaux, les débits maximums saisonniers et les indices climatiques. Pour ce faire, nous avons analysé la relation entre l'évolution des débits maximums et les indices climatiques puis vérifié la réponse morphologique des rivières Châteauguay et Bécancour par rapport à cette évolution.

5.1 Variabilité interannuelle des débits maximums

Pendant la période analysée (1930-2010), les débits maximums saisonniers des rivières Châteauguay et Bécancour ont significativement augmenté en hiver dans le temps selon le test de Mann-Kendall et le test de Lombard. Ce changement s'est produit entre 1943 et 1983 sur la rivière Châteauguay et entre 1971 et 1972 sur la rivière Bécancour. Au niveau de la fréquence de dépassement des crues, on note une augmentation du nombre de crues de récurrence supérieure à la crue biennale (Q_2) lors de cette saison pour les deux rivières. Depuis la rupture détectée par le test de Lombard, quatre crues sur la rivière Châteauguay et une crue sur la rivière Bécancour ont dépassé ce seuil. Aucune crue n'avait dépassé ce seuil précédemment. Quant aux autres saisons, une augmentation significative des débits maximums estivaux et automnaux fut détectée dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Le constat est moins évident par rapport à l'évolution de la fréquence de dépassement des crues. Le seuil Q_2 a été franchi à deux reprises en automne depuis l'augmentation des débits en 1960-1961 détectée par le test de Lombard, alors qu'il n'avait franchi ce seuil qu'une fois avant cette date. Au contraire de la rivière Châteauguay, aucune différence significative n'a été détectée sur les séries de débits maximums de la rivière Bécancour lors de ces saisons. De plus, aucune tendance ne peut être dressée par rapport à l'évolution de la fréquence des crues.

Quant aux débits maximums printaniers, aucun changement significatif ne fut détecté pour chacune des rivières. Malgré l'absence de changement dans la variabilité interannuelle, on note une augmentation de la fréquence de dépassement des crues Q2 et Q5 sur la rivière Bécancour.

En ce qui concerne l'augmentation des débits maximums hivernaux, cette dernière peut être attribuée à des changements dans la variabilité du climat. Dans un contexte nival, les crues hivernales peuvent être causées par trois phénomènes soit la fonte du couvert de neige, un épisode de pluie en l'absence de neige ou un épisode de pluie sur couvert de neige provoquant le ruissellement de la pluie sur la neige. Par conséquent, l'augmentation des débits maximums hivernaux est principalement reliée à la variabilité climatique. Au Québec, une hausse de la température, des précipitations sous forme de pluie et une diminution des précipitations de neige a été observée en hiver (Brown, 2010; Guerfi *et al.*, 2015; Yagouti *et al.*, 2008). Dans ce contexte, Beauchamp *et al.* (2015) ont analysé la variabilité temporelle des débits maximums hivernaux de plusieurs rivières du Québec. Les résultats de cette étude démontrent une hausse significative des débits pour la majorité des rivières. Cette hausse est survenue durant la décennie 1970 pour plusieurs rivières. Ils concluent que l'augmentation des débits serait principalement attribuable à la fonte précoce de la neige se produisant à la fin de l'hiver (mois de mars). La hausse des débits maximums hivernaux observés sur les rivières Châteauguay et Bécancour concorde avec les changements observés sur d'autres rivières du Québec. Cela suggère que ce changement est de nature régionale et serait causé par les changements climatiques.

Cependant, Beauchamp *et al.* (2015) ont inclus le mois de mars dans l'analyse des débits maximums hivernaux. Au contraire, ce mois fut exclu de la saison hivernale dans la présente étude, car une partie de la crue printanière semblait souvent se produire durant ce mois selon les coefficients mensuels de débits. Par conséquent, la hausse des débits maximums hivernaux des rivières Châteauguay et Bécancour serait aussi reliée à une augmentation des épisodes de pluies en hiver et/ou à des épisodes ponctuels de fonte durant l'hiver. Ce résultat concorde avec ceux des simulations hydroclimatiques qui

prédisent une hausse de la magnitude des débits en hiver reliée à l'augmentation de la fréquence des épisodes de pluies (Boyer *et al.*, 2010a).

Pour ce qui est de l'augmentation des débits automnaux et estivaux de la rivière Châteauguay, il a été démontré qu'une hausse des débits moyens et maximums en automne avait eu lieu dans le sud-ouest du Québec soit la région de la rivière Châteauguay (Assani *et al.*, 2011a; Assani *et al.*, 2012). Selon ces auteurs, cette augmentation serait reliée à la hausse des précipitations observées lors de cette saison. De plus, les simulations hydroclimatiques prédisent une hausse des crues induites par la pluie reliée à l'augmentation du nombre d'épisodes de pluies de forte intensité. L'augmentation des débits serait donc reliée à la hausse de ce type d'évènement (CEHQ, 2013). L'absence de changement dans la magnitude des débits printaniers va de pair avec les tendances globales à l'échelle du Québec. En effet, les études sur la variabilité temporelle des crues printanières de nombreuses rivières au Québec n'ont détecté aucun changement statistiquement significatif de leur magnitude (Assani *et al.*, 2010; Mazouz *et al.*, 2012).

Le second facteur pouvant avoir causé l'augmentation des débits est un changement de l'utilisation des sols dans le bassin versant. Plusieurs études ont démontré que l'utilisation du sol dans un bassin versant peut avoir une influence sur le débit des cours d'eau, et ce, à l'échelle du globe et en Amérique du Nord (Andréassian, 2004; Caissie *et al.*, 2002; Lavigne *et al.*, 2004; Quilbé *et al.*, 2008). Un changement dans l'utilisation du sol du bassin versant pourrait donc expliquer l'augmentation observée des débits. Cependant, dans le cas de la rivière Châteauguay l'utilisation du territoire a subi peu de changement entre 1930 et 1995 selon Brissette *et al.* (2003). Ce facteur ne peut donc expliquer la hausse des débits observée lors des saisons d'hiver, d'été et d'automne.

Le second facteur anthropique pouvant avoir influencé l'évolution des débits est les travaux de drainage agricole. Dans le but de favoriser les récoltes agricoles, plusieurs travaux favorisant l'écoulement de l'eau des terres agricoles furent réalisés au Québec.

Ainsi, l'aménagement des cours d'eau (ex. : rectification de cours d'eau, création de fossés de drainage, drainage souterrain) a été réalisé de façon mécanique à partir de 1928 par le Ministère de l'Agriculture. Cette pratique a atteint son apogée entre 1974 et 1978 avec une moyenne de 11 millions de dollars de travaux réalisés par année. On estime que dans le sud du Québec la densité de drainage du réseau hydrographique a pratiquement doublé comparativement au réseau naturel (Beaulieu, 1999). Par conséquent, il est possible que l'augmentation de la densité de drainage ait influencé l'évolution des débits maximums à la hausse. Une étude de l'évolution historique du réseau de drainage semblable à celle de Rhoads *et al.* (2016) permettrait de mieux évaluer l'impact de celui-ci sur l'évolution des débits et la morphologie des chenaux. Cependant, il semble qu'une partie des modifications au réseau de drainage ait eu lieu avant les premières couvertures étendues de photographies aériennes pour le territoire québécois. En effet, on remarque qu'une partie de celui-ci est déjà artificialisée sur les photographies de 1950. Une analyse de documents historiques serait alors nécessaire. Néanmoins, une comparaison du réseau de drainage sur la période de l'étude permettrait de mieux déterminer l'influence de ce facteur.

5.2 Relation entre les indices climatiques et les débits maximums

L'analyse de la relation entre les indices climatiques saisonniers et les débits maximums saisonniers a mis en évidence que ces derniers sont principalement influencés par les indices climatiques OA, ONA et OAM.

L'analyse de corrélation entre les deux variables lors de la saison hivernale a révélé que les deux rivières sont influencées de façon similaire par les indices climatiques OA (corrélation positive) et OAM (corrélation négative). De plus, dans les deux cas l'indice OA présente la plus forte corrélation lors de cette saison. La rivière Bécancour est aussi corrélée positivement à l'indice ONA alors que cette relation n'est pas présente pour la rivière Châteauguay.

La relation entre les débits maximums hivernaux et les indices climatiques reste relativement peu étudiée au Québec. Au moyen d'une analyse de corrélation canonique, Beauchamp *et al.* (2015) ont noté une corrélation entre la magnitude des débits maximums hivernaux et l'indice climatique OPD. Le résultat obtenu dans la présente étude ne confirme pas cette corrélation. Cela peut être causé par la différence d'échelle d'analyse employée dans les études. Les rivières de plusieurs régions différentes furent incluses dans l'analyse de Beauchamp *et al.* (2015), ce qui peut expliquer la différence de résultats. Néanmoins, les rivières Châteauguay et Bécancour sont situées sur la Rive-ud du fleuve Saint-Laurent dans la partie sud-est du Québec et présentent des corrélations similaires avec OA et OAM. Cela suggère que les débits maximums des rivières de cette région sont influencés par ces indices climatiques.

L'absence de relation significative avec ONA sur la rivière Châteauguay peut être causée par le fait que OA et ONA sont des représentations similaires du même phénomène, mais ne sont pas toujours corrélés l'un à l'autre (Anctil et Coulibaly, 2004; Kingston *et al.*, 2006). Cela peut expliquer pourquoi cet indice est corrélé significativement avec la rivière Bécancour en hiver, mais pas au printemps, alors que l'inverse se produit sur la rivière Châteauguay.

Au printemps, des corrélations significatives entre les indices climatiques et les débits maximums ont été observées seulement sur la rivière Châteauguay. Les résultats de l'analyse de corrélation démontrent une relation positive entre les débits et les indices climatiques OA et ONA. La corrélation avec ONA est seulement significative au moyen de la corrélation de Spearman. Ce résultat est conforme à celui d'Assani *et al.* (2010) qui ont aussi observé une corrélation positive significative entre les débits maximums annuels et OA sur les rivières de la région du sud-est du Québec. Cependant, aucune corrélation significative n'a été détectée entre les débits maximums printaniers de la rivière Bécancour et ces indices.

Durant la saison de l'automne, il existe une corrélation négative significative entre les débits maximums et l'indice climatique OAM sur la rivière Châteauguay.

Cette relation a aussi été observée par Assani *et al.* (2011a), sur les rivières de la région du sud-est lors de cette saison.

Plusieurs études ont démontré l'influence des indices climatiques OA et OAM sur le climat et les débits des rivières en Amérique du Nord. Les mécanismes de relation entre OA et OAM et les débits ont été suggérés par certains auteurs. Selon le modèle de Kingston *et al.* (2006) quand OA/ONA est dans une phase positive, une augmentation de la température des eaux de surface de l'océan atlantique est observée, ainsi qu'une influence réduite des dépressions sur la côte Est. Cela a pour effet d'augmenter la fréquence du flux d'air venant du Sud, ainsi la trajectoire des tempêtes coïncide plus souvent avec la côte. Par conséquent, les précipitations et les débits augmentent. Ce mécanisme est suggéré pour la région nord-est des États-Unis. Les corrélations positives observées entre ces indices et les débits suggèrent que ces derniers sont influencés de façon similaire à ceux de cette région. De plus, l'amont des bassins versants des rivières à l'étude est situé dans cette portion des États-Unis. Quant à l'indice OAM, plusieurs auteurs ont proposé des mécanismes climatiques pour expliquer l'influence de cet indice en Amérique du Nord (Curtis, 2008; McCabe *et al.*, 2004; Sutton et Hodson, 2005). Dans les régions qui présentent une corrélation négative entre OAM et les débits puis les précipitations, quand l'indice est dans une phase positive, une baisse des activités cycloniques et de la vapeur d'eau en hiver est observée dans les parties basses de l'atmosphère. Cela a pour effet de diminuer les précipitations et les débits.

5.3 Évolution morphologique des chenaux

L'analyse de l'évolution morphologique des rivières à l'étude a démontré une absence de changement de la largeur à plein bord du chenal de la rivière Châteauguay en dépit de la hausse significative des débits maximums lors des saisons d'hiver, d'été et d'automne. Au contraire, la largeur à plein bord du chenal de la rivière Bécancour a subi une augmentation significative dans le temps, alors que seuls les débits maximums en

hiver ont significativement augmenté. Aucun changement de la sinuosité de deux rivières n'a été observé.

Plusieurs facteurs jouent un rôle dans l'évolution morphologique des rivières. Dans le cadre de cette étude, les principaux facteurs ayant pu influencer l'évolution temporelle sont :

L'évolution des débits maximums saisonniers

L'absence de changement morphologique du chenal de la rivière Châteauguay peut être expliquée par l'absence de changement dans les débits maximums printaniers. En effet, les débits morphogènes soit les débits ayant les plus grands potentiels d'érosion correspondent approximativement à une crue d'une récurrence de 1 à 2 ans (Wolman et Miller, 1960). Au Québec, ce type de crues correspond aux débits maximums printaniers occasionnés par la fonte des neiges. Ainsi, l'absence de changements dans les séries de débits maximums printaniers indique que les débits les plus morphogènes de la rivière n'ont pas changé. L'évolution de la fréquence des crues abonde dans le même sens puisqu'aucune tendance ne peut être dressée par rapport à celle-ci. La stabilité du chenal au fil des années peut donc être le résultat de l'absence de tendance dans les débits maximums printaniers.

L'absence de changement morphologique suggère que l'augmentation significative des débits maximums lors des saisons d'hiver, d'été et d'automne n'a pas eu d'effet significatif sur la morphologie de la rivière Châteauguay. Bien que leur capacité à éroder le chenal soit moindre que ceux des débits printaniers, une augmentation des débits lors de ces saisons devrait se traduire par une hausse de la capacité érosive de ceux-ci. Dans le cas présent, cela suppose que la hausse de la magnitude des débits observés n'a pas été assez élevée pour augmenter significativement la capacité de transport et d'érosion de ceux-ci sur le chenal et par conséquent produire un changement significatif de la largeur à plein bord et de la sinuosité. La végétation des berges est un autre facteur qui a pu influencer l'évolution morphologique de la rivière (Gurnell, 2014). Le système racinaire des plantes augmente la résistance à l'érosion

fluviale et la stabilité des berges (Smith, 1976; Docker et Hubble, 2008; Pollen-Bankhead et Simon, 2010). Par conséquent, la végétation a pu contribuer à la protection des berges et inhiber l'érosion de celles-ci.

Toutefois, l'analyse de la fréquence de dépassement des crues a démontré une augmentation du nombre de crues franchissant le seuil Q_2 en hiver et dans une moindre part à l'automne. Ce type de crues devrait théoriquement avoir un fort potentiel érosif sur la rivière. Ce résultat suggère que malgré l'augmentation de la fréquence de ces crues, elles n'ont pas été assez fréquentes pour produire une hausse de la largeur à plein bord du chenal.

L'évolution des îlots renseigne aussi sur la dynamique morphologique d'une rivière. Les îlots A et B ont subi des modifications à travers le temps. L'îlot A est dans une phase d'accumulation depuis 1983. Auparavant, l'érosion de cet îlot est survenue entre 1964 et 1983. La plus grande superficie de l'îlot en 1964 a probablement été causée par le faible niveau d'eau du lac Saint-Louis durant cette période (voir la prochaine section). Cependant, ce changement est d'une ampleur beaucoup moindre que celui des îlots deltaïques de la rivière Bécancour. Quant à l'îlot B, il est en phase d'accumulation depuis 1949. Cette accumulation sédimentaire dans la section aval du chenal suggère une potentielle hausse de la charge sédimentaire de la rivière.

L'évolution de la rivière Châteauguay en relation avec la variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers permet de mettre en évidence les hypothèses suivantes par rapport à l'absence de changement :

- Les berges de la rivière Châteauguay possèdent une certaine résistance face à l'érosion fluviale.
- Une augmentation de la charge sédimentaire s'est produite sur la période d'analyse.

La relation entre les changements morphologiques et les débits maximums saisonniers observés sur la rivière Bécancour présente un portrait différent de celui de la rivière Châteauguay. La hausse de la largeur à plein bord du chenal peut être reliée à celle des débits maximums observés en hiver. La fréquence de dépassement des crues Q_2 n'a cependant pas augmenté de façon marquante puisque seulement une crue a dépassé ce seuil. Malgré qu'aucune augmentation des débits maximums printaniers ne fût détectée, une augmentation de la fréquence des crues dépassant le seuil Q_2 a été observée lors de cette saison. Cette augmentation indique une hausse de la fréquence des crues ayant un fort pouvoir érosif (morphogène). Par conséquent, la combinaison de ces changements hydrologiques peut avoir provoqué l'augmentation de la largeur à plein bord du chenal. Cependant, l'augmentation de la largeur à plein bord entre 1950 et 1964 ne peut être expliquée par l'augmentation des débits, car cette dernière est survenue après cette période. Une crue centennale durant l'été 1957 a cependant pu être un facteur dans cette augmentation.

Les îlots deltaïques A et B ont subi une diminution de leur superficie entre 1964 et 1997 puis une petite augmentation en 2009. En raison de leur présence à l'embouchure, ces îlots auraient pu subir une phase d'accumulation pendant cette période en raison de l'accumulation des sédiments provenant de l'érosion des berges sur la même période. Cette situation suggère que les débits de la rivière auraient été assez puissants pour transporter cette charge sédimentaire supplémentaire et produire l'érosion des îlots deltaïques. L'augmentation des débits depuis 1971 peut avoir favorisé l'érosion de ces îlots. D'autre part, une importante accumulation sédimentaire s'est produite entre 1950 et 1964 pour les trois îlots. Cependant, l'interprétation de l'évolution morphologique de l'embouchure des affluents est complexe puisqu'ils peuvent aussi être influencés par les variations hydrologiques du cours d'eau récepteur. Dans ce cas précis, les bas niveaux d'eau du fleuve durant cette période et la déviation du chenal pourraient être responsables de cette accumulation. Situés plus en amont, les îlots D et E présentent une évolution quelque peu différente. On note que ces îlots sont dans une phase d'érosion depuis 1985 et que des phases d'accumulation d'intensité différente se sont succédé entre 1950 et 1985. L'interprétation de ces dernières est toutefois difficile.

L'augmentation des débits peut cependant avoir joué un rôle par rapport à la phase d'érosion depuis 1985.

La relation entre l'évolution des débits maximums saisonniers et l'évolution morphologique du chenal de la rivière Bécancour permet de formuler les hypothèses suivantes :

- L'augmentation des débits maximums hivernaux et de la fréquence des crues Q_2 au printemps et en hiver aurait favorisé l'érosion des berges et serait à l'origine de l'élargissement du chenal.
- La hausse de la largeur à plein bord suggère une plus forte sensibilité des berges de la rivière Bécancour à l'érosion que celles de la rivière Châteauguay.

Ces résultats mettent en évidence que l'érosion des berges est un phénomène complexe. Bien que l'évolution du débit soit un des facteurs prédominant dans la dynamique d'érosion des berges, une multitude d'autres facteurs ont un rôle dans la sensibilité de celles-ci à l'érosion. Les caractéristiques spécifiques au site tel que la composition granulométrique, les phases d'humidification/dessiccation, les phases de gel/dégel, la végétation riveraine de même que la hauteur et la pente de la berge sont d'autres variables affectant la stabilité et la sensibilité des berges à l'érosion. (Lawler, 1992; Lawler *et al.* 1997; Simons, 1989) De ce fait, l'érosion des berges peut présenter une grande variabilité spatiale et temporelle. Une meilleure connaissance des caractéristiques des berges permettrait d'améliorer la compréhension de l'évolution morphologique des rivières à l'étude.

Variabilité interannuelle du niveau de base des cours d'eau récepteurs

Plusieurs auteurs ont démontré une baisse des niveaux d'eau du fleuve Saint-Laurent (Assani *et al.*, 2014a, 2014b). Cette baisse du niveau de base de la rivière Bécancour augmente la puissance spécifique des débits et par conséquent la capacité d'érosion de ceux-ci. D'ailleurs, Boyer *et al.* (2010b) ont observé que les débits de crues arrivaient plus souvent à un niveau d'eau du fleuve moins élevé ce qui contribue à

l'érosion du chenal et à l'accumulation sédimentaire à la confluence des tributaires. La baisse des niveaux d'eau du fleuve est donc un autre facteur pouvant expliquer l'érosion du chenal de la rivière Bécancour. Ces auteurs ont aussi attribué l'importante progression du delta de la rivière Saint-François entre 1922 et 1964 à l'effet combiné du bas niveau d'eau du fleuve et aux débits printaniers élevés durant cette période. L'importante augmentation de la superficie des îlots deltaïque (A, B et C) survenue entre 1950 et 1964 supporte les résultats de ces auteurs et serait donc reliée aux bas niveaux d'eau du fleuve durant cette période. Ces faibles niveaux d'eau auraient été causés en partie par la construction de la voie maritime et des divers barrages sur le fleuve Saint-Laurent (Assani *et al.*, 2014a, 2014b). Cependant, une phase d'érosion des îlots deltaïque est survenue après cette période malgré la baisse des niveaux d'eau du fleuve. Cela suggère que les débits de la rivière Bécancour ont ensuite été assez puissants pour évacuer les sédiments et produire l'érosion des îlots.

Les variations du niveau de base peuvent aussi être une des causes de l'absence de changement morphologique de la rivière Châteauguay. Le cours d'eau récepteur de cette rivière est le lac Saint-Louis, un lac fluvial faisant partie du fleuve Saint-Laurent. L'analyse de la variabilité interannuelle des niveaux d'eau moyens du lac révèle une augmentation de ceux-ci (Figure 5.1). Cette hausse du niveau de base a pu contrer l'effet de l'augmentation de la hausse des débits maximums et stabiliser ou diminuer la capacité d'érosion des crues. Cela expliquerait l'absence de changement de la largeur à plein bord de la rivière Châteauguay.

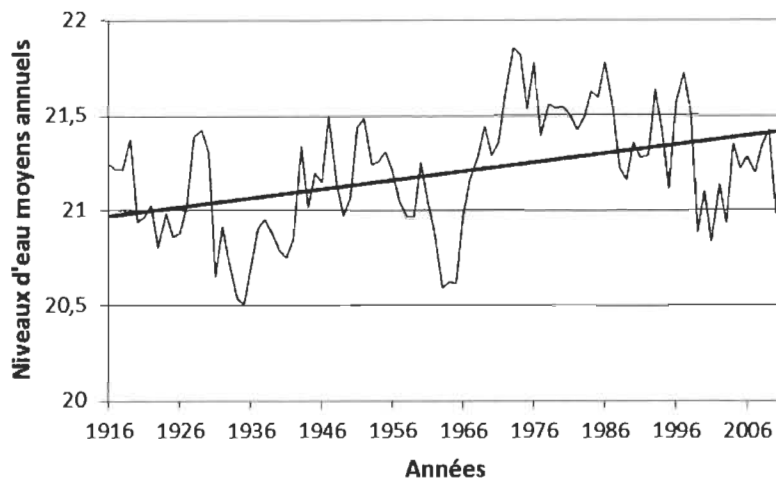


Figure 5.1 Variabilité interannuelle des niveaux d'eau moyens annuels du Lac Saint-Louis.

Les modifications anthropiques du territoire

Les modifications du territoire d'origine anthropique peuvent impacter l'évolution morphologique des rivières (Gregory, 2006). Dans le cas de la rivière Bécancour, les modifications anthropiques du chenal survenues entre 1950 et 1985 ont vraisemblablement joué un rôle dans l'érosion ultérieure de celle-ci. Sur cette section, une part de l'érosion serait reliée à l'ajustement morphologique de la rivière suite à ces modifications anthropiques. Théoriquement, le rétrécissement du chenal aurait augmenté la puissance spécifique du cours d'eau et par conséquent haussé la capacité d'érosion sur cette portion du chenal. Cette modification peut aussi avoir eu un impact sur la dynamique d'érosion de la section du chenal situé en aval de cette dernière. De plus, la déviation du chenal peut aussi avoir contribué à l'accumulation sédimentaire des îlots deltaïques entre 1950 et 1964. Cependant, comme le souligne Gregory (2006), il est difficile de départager l'effet de ces modifications anthropiques par rapport aux autres facteurs qui influencent la morphologie du chenal.

La stabilisation des berges est un autre facteur pouvant avoir un impact sur la morphologie des cours d'eau. Les deux rivières se situent dans un milieu habité par l'homme, alors certaines sections des berges ont probablement subi des modifications dans le but d'enrayer l'érosion locale. Ce type de modifications est cependant difficile à

inventorier dans une analyse de type temporelle. Tout de même, diverses structures semblent avoir été construites au long des années sur les portions aval des tronçons, soit les portions urbanisées.

Les activités agricoles au sein d'un bassin versant peuvent avoir des impacts sur le régime hydrologique des rivières et sur la morphologie des chenaux (Clark et Wilcock, 2000; Leduc et Roy, 1990; Poff *et al.*, 2006; Rhoads *et al.*, 2016; Urban et Rhoads, 2003). Un des principaux facteurs influençant la charge sédimentaire et l'hydrologie d'un bassin versant est le couvert végétal. Par conséquent, les activités agricoles ont comme conséquence géomorphologique d'accélérer l'érosion des sols, de créer du ravinement, des rigoles et des glissements de terrain, ce qui augmente la charge sédimentaire des rivières (Fryirs et Brierley, 2013; Knighton, 1998). De plus, comme mentionné précédemment, l'aménagement des cours d'eau agricoles a potentiellement causé des ajustements morphologiques qui ont pu influencer la charge sédimentaire.

Le type de culture et de pratique culturale influence aussi l'intensité de ces différents impacts (Evans, 2006). Au Québec, la superficie des cultures traditionnelles a diminué et fait place à des cultures intensives (Ruiz et Domon, 2005). Ce type de culture induit davantage de ruissellement et d'érosion des sols.

De ce fait, l'évolution de l'agriculture au fil des années a pu causer une augmentation de la charge sédimentaire des rivières. Celle-ci pourrait être l'une des causes de l'absence de changement morphologique significatif du chenal de la rivière Châteauguay. Cette hypothèse s'explique par le principe d'équilibre dynamique des cours d'eau tel qu'illustré par la balance de Lane (1955). Effectivement, dans un contexte où les débits maximums saisonniers ont augmenté ou n'ont pas changé, et que la charge sédimentaire n'a pas subi de changement, un état d'équilibre ou d'érosion devrait se produire sur le chenal. La charge sédimentaire du tronçon analysé aurait donc assez augmenté pour contrer l'effet de la hausse des débits maximums et créer un nouvel équilibre.

En ce qui a trait à la rivière Bécancour, il est peu plausible que la charge sédimentaire de la rivière ait subi une diminution, provoquant une hausse du pouvoir érosif des débits, en raison du contexte agricole du bassin versant.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

L'analyse de la variabilité interannuelle des débits maximums saisonniers de la rivière Châteauguay a mis en évidence une hausse significative de ces derniers durant l'hiver, l'été et l'automne. Une augmentation de la fréquence de ces crues s'est produite en hiver. D'autre part, les débits maximums de la rivière Bécancour ont augmenté significativement seulement lors de la saison hivernale. Cependant, la fréquence des fortes crues a augmenté en hiver et au printemps. L'analyse de la relation entre les débits maximums et les indices climatiques a démontré que les débits maximums sont influencés par les indices OAM, OA et ONA. Ces derniers présentent une plus grande influence sur les débits maximums lors de l'hiver. Les coefficients de corrélations entre ces deux variables restent toutefois relativement faibles.

En ce qui a trait à l'évolution morphologique du chenal de la rivière Châteauguay, aucun changement significatif de la largeur à plein bord n'a été décelé, malgré la hausse des débits maximums lors de certaines saisons. En revanche, la largeur à plein bord du chenal de la rivière Bécancour a augmenté significativement même si l'augmentation des débits maximums fut détectée seulement en hiver. La hausse de la fréquence des crues dépassant les seuils de récurrences Q_2 et Q_5 a cependant été observée au printemps. La réponse morphologique de ces chenaux pourrait être reliée à la combinaison des changements de débits et des niveaux d'eau des cours d'eau récepteurs, soit le niveau de base des rivières. Les caractéristiques des berges, les modifications anthropiques du chenal et du territoire pourraient aussi être des facteurs expliquant cette différence. En définitive, cette étude met en évidence la difficulté d'interprétation de l'évolution morphologique historique des rivières en raison des multiples facteurs pouvant influencer la dynamique fluviale à l'échelle temporelle.

De ce fait, cette étude soulève plusieurs interrogations quant aux dynamiques morphologiques des rivières analysées. Dans le but d'avoir une meilleure compréhension de l'évolution morphologique de ces rivières, d'autres méthodes d'analyse comme la création de polygones illustrant l'érosion et la sédimentation des berges permettraient possiblement d'améliorer l'interprétation des processus géomorphologiques à l'échelle spatiale. Cela permettrait de mieux comprendre la nature des changements à un niveau local. De plus, une meilleure connaissance des caractéristiques des berges sera nécessaire pour mieux discerner le rôle de celles-ci sur l'évolution morphologique des chenaux. De meilleures connaissances quant à l'utilisation historique du territoire permettraient aussi une meilleure interprétation de la dynamique fluviale historique. D'autre part, l'évolution morphologique du lit des rivières ne peut être étudiée en raison de l'absence de données historiques. Ce type de données permettrait d'améliorer la compréhension de l'évolution morphologique des rivières présentant peu de changements par rapport à la largeur à plein bord et la forme du chenal. Un réseau de suivi de la morphologie du lit des rivières serait bénéfique pour améliorer la compréhension de l'évolution morphologique des rivières au Québec.

BIBLIOGRAPHIE

- Alibert, M., Assani, A. A., Gratton, D., Leroux, D., & Laurencelle, M. (2011). Statistical analysis of the evolution of a semialluvial stream channel upstream from an inversion-type reservoir: The case of the Matawin River (Quebec, Canada). *Geomorphology*, 131(1), 28-34.
- Anctil, F., & Coulibaly, P. (2004). Wavelet analysis of the interannual variability in southern Québec streamflow. *Journal of climate*, 17(1), 163-173.
- Andréassian, V. (2004). Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of hydrology*, 291(1), 1-27.
- Amsler, M. L., Ramonell, C. G., & Toniolo, H. A. (2005). Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century. *Geomorphology*, 70(3), 257-278.
- Arnell, N. W. (1999). Climate change and global water resources. *Global Environmental Change* 9: S31-S49.
- Arnell, N. W., & Gosling, S. N. (2016). The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Climatic Change*, 134(3), 387-401.
- Ashmore, P., & Church, M. (2001). *The Impact of Climate Change on Rivers and River Processes in Canada*. Geological Survey of Canada Bulletin 555. Ottawa, Ontario: Natural Resources Canada.
- Assani, A. A., Lajoie, F., Vadnais, M. È., Benseghir, S., & Bureau, C. (2006). Modes de variabilité temporelle des débits moyens annuels et leurs liens avec les indices climatiques au Québec (Canada). *Géographie physique et Quaternaire*, 60(3), 215-224.
- Assani, A. A., Charron, S., Matteau, M., Mesfioui, M., & Quessy, J. F. (2010). Temporal variability modes of floods for catchments in the St. Lawrence watershed (Quebec, Canada). *Journal of Hydrology*, 385(1), 292-299.
- Assani A. A., Landry R., Quessy J.-F., & Clément, F. (2011a). Temporal Variability of Rain-Induced Floods in Southern Quebec, *Climate Change – Geophysical Foundations and Ecological Effects*, Dr Juan Blanco (Ed.).

- Assani, A. A., Chalifour, A., Légaré, G., Manouane, C. S., & Leroux, D. (2011). Temporal regionalization of 7-day low flows in the St. Lawrence watershed in Quebec (Canada). *Water resources management*, 25(14), 3559-3574.
- Assani, A. A., Landry, R., & Laurencelle, M. (2012). Comparison of Interannual Variability Modes and Trends of Seasonal Precipitation and Streamflow in Southern Quebec (Canada). *River Research and Applications*, 28(10), 1740-1752.
- Assani, A. A., Landry, R., Biron, S., & Frenette, J. J. (2014). Analysis of the interannual variability of annual daily extreme water levels in the St Lawrence River and Lake Ontario from 1918 to 2010. *Hydrological Processes*, 28(13), 4011-4022.
- Assani, A., Landry, R., Labrèche, M., Frenette, J. J., & Gratton, D. (2014b). Temporal variability of monthly daily extreme water levels in the St. Lawrence river at the Sorel station from 1912 to 2010. *Water*, 6(2), 196-212.
- Aubry, L., Assani, A. A., Biron, S., & Gratton, D. (2013). Comparison of the hydromorphological evolution of the L'Assomption and Ouareau river channels (Québec, Canada). *River Research and Applications*, 29(8), 979-990.
- Awadallah, A. G., Rousselle, J., & Leconte, R. (1999). Évolution du risque hydrologique sur la rivière Châteauguay. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 26(4), 510-523.
- Beauchamp, M., Assani, A. A., Landry, R., & Massicotte, P. (2015). Temporal variability of the magnitude and timing of winter maximum daily flows in southern Quebec (Canada). *Journal of Hydrology*, 529, 410-417.
- Beaulieu, R. (1999, révisé en 2001). Historique des travaux de drainage au Québec et état du réseau hydrographique. d. P. e. d. l. A. Ministère de l'Agriculture, Direction régionale de la Montérégie, secteur Ouest. Québec: 12 p.
- Blum, M. D., & Törnqvist, T. E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(s1), 2-48.
- Bogaart, P. W., Tucker, G. E., & De Vries, J. J. (2003). Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology*, 54(3), 257-277.
- Boyer, C., Chaumont, D., Chartier, I., & Roy, A. G. (2010a). Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries. *Journal of hydrology*, 384(1), 65-83.

- Boyer, C., Verhaar, P. M., Roy, A. G., Biron, P. M., & Morin, J. (2010b). Impacts of environmental changes on the hydrology and sedimentary processes at the confluence of St. Lawrence tributaries: potential effects on fluvial ecosystems. *Hydrobiologia*, 647(1), 163-183.
- Brissette, F. P., Leconte, R., Marche, C., & Rousselle, J. (2003). Historical evolution of flooding damage on a USA/Quebec River Basin. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 39(6), 1385-1396.
- Brown, R. D. (2010). Analysis of snow cover variability and change in Québec, 1948-2005. *Hydrological Processes*, 24(14), 1929-1954.
- Caissie, D., Jolicoeur, S., Bouchard, M., & Poncet, E. (2002). Comparison of streamflow between pre and post timber harvesting in Catamaran Brook (Canada). *Journal of Hydrology*, 258(1), 232-248.
- Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), (2013). Atlas hydroclimatique du Québec méridional – Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050. Québec, 2013, 51 p.
- Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), (2015). Atlas hydroclimatique du Québec méridional – Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050. Québec, 2015, 81 p.
- Clark, J. J., & Wilcock, P. R. (2000). Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12), 1763-1777.
- Cooley, S.W., & M. Ferreira GIS4Geomorphology: <http://gis4geomorphology.com/> (Consulté le 1 novembre, 2015).
- Côté, M.-J., Lachance, Y., Lamontagne, C., Nastev, M., Plamondon, R., & Roy, N., 2006. Atlas du bassin versant de la rivière Châteauguay. Collaboration étroite avec la Commission géologique du Canada et l'Institut national de la recherche scientifique – Eau, Terre et Environnement. Québec : ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. 64 p.
- Coulibaly, P., & Burn, D. H. (2004). Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research*, 40(3).
- Coulibaly, P., & Burn, D. H. (2005). Spatial and temporal variability of Canadian seasonal streamflows. *Journal of Climate*, 18(1), 191-210.

- Coulthard, T. J., & Macklin, M. G. (2001). How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 347-351.
- Croley, T. E. (2003). Great Lakes climate change hydrologic impact assessment: IJC Lake Ontario-St. Lawrence River regulation study. Great Lakes Environmental Research Laboratory, US Department of Commerce, National Oceanographic and Atmospheric Administration.
- Cunderlik, J. M., & Ouarda, T. B. (2009). Trends in the timing and magnitude of floods in Canada. *Journal of Hydrology*, 375(3), 471-480.
- Curtis, S. (2008). The Atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season. *Climate Dynamics*, 30(4), 343-351.
- Déry, S. J., & Wood, E. F. (2004). Teleconnection between the Arctic Oscillation and Hudson Bay river discharge. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
- Docker, B. B., & Hubble, T. C. T. (2008). Quantifying root-reinforcement of river bank soils by four Australian tree species. *Geomorphology*, 100(3), 401-418.
- Downward, S. R., Gurnell, A. M., & Brookes, A. (1994). A methodology for quantifying river channel planform change using GIS. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 224, 449-456.
- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080.
- Evans, R. (2006). Curtailing water erosion of cultivated land: an example from north Norfolk, eastern England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(5), 598-605.
- Fryirs, K. A., & Brierley, G. J. (2012). *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. John Wiley & Sons. 360 p.
- Galster, J. C., Pazzaglia, F. J., & Germanoski, D. (2008). Measuring the Impact of Urbanization on Channel Widths Using Historic Aerial Photographs and Modern Surveys. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 44(4): 948-960.

- Gauthier, M-È. (2008). Identification des pontons vulnérables aux épisodes de fortes crues en zone de faibles topographies du sud du Québec. Mémoire. Trois-Rivières, Université du Québec à Trois-Rivières, 54 p.
- GDG Conseil inc., Consultants VFP inc., Bécancour (Québec : Ville) & Ministère de l'environnement et de la faune, QC. (1997). Construction de digues sur la berge est de la rivière Bécancour : étude d'impact sur l'environnement présenté au Ministère de l'environnement et de la faune / par Ville de Bécancour.
- Gocic, M., & Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172-182.
- Gomez, B., Cui, Y., Kettner, A. J., Peacock, D. H., & Syvitski, J. P. M. (2009). Simulating changes to the sediment transport regime of the Waipaoa River, New Zealand, driven by climate change in the twenty-first century. *Global and Planetary Change*, 67(3), 153-166.
- Goudie, A. S. (2006). Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology* 79(3-4): 384-394.
- Gray, A. B., Warrick, J. A., Pasternack, G. B., Watson, E. B., & Goñi, M. A. (2014). Suspended sediment behavior in a coastal dry-summer subtropical catchment: effects of hydrologic preconditions. *Geomorphology*, 214, 485-501.
- Gregory, K. J. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79(3): 172-191.
- Grobec (2008) : Morin, P., & Boulanger, F. (2005). Portrait de l'environnement du bassin versant de la rivière Bécancour (Mise à jour par Paris, A. et L. Chauvette en 2008), Rapport produit par Envir-Action pour le Groupe de concertation du bassin de la rivière Bécancour (GROBEC), Plessisville, Québec, Canada, 247 p.
- Guay, C., Minville, M., & Braun, M. (2015). A global portrait of hydrological changes at the 2050 horizon for the province of Québec. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, 40(3), 285-302.
- Gurnell, A. M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research & Management* 13(1): 13-26.
- Gurnell, A. (2014). Plants as river system engineers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1), 4-25.

- Hughes, M. L., McDowell, P. F., & Marcus, W. A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74(1), 1-16.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013). Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kundzewicz, Z. W., & Robson, A. J. (2004). Change detection in hydrological records-a review of the methodology / Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1), 7-19.
- Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., Maurer, T., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C., & Szwed, M. (2005). Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow/Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 1. Débit maximum annuel. *Hydrological Sciences Journal*, 50(5), 797-810.
- Kingston, D. G., Lawler, D. M., & McGregor, G. R. (2006). Linkages between atmospheric circulation, climate and streamflow in the northern North Atlantic: research prospects. *Progress in Physical Geography*, 30(2), 143-174.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes: A new perspective*. London: Arnold. 383 p.
- Knox, J. C. (1993). Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature* 361(6411): 430-432.
- Lane, E. W. (1955). The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings, ASCE*, 81(745), 1-17.
- Lane, S. N., Tayefi, V., Reid, S. C., Yu, D., & Hardy, R. J. (2007). Interactions between sediment delivery, channel change, climate change and flood risk in a temperate upland environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(3), 429-446.
- Lapointe, Denis. (1980). *Eaux de surface : bassin versant de la Châteauguay*. Québec : Ministère des richesses naturelles, Direction générale des eaux. 78 p.

- Lavigne, M. P., Rousseau, A. N., Turcotte, R., Laroche, A. M., Fortin, J. P., & Villeneuve, J. P. (2004). Validation and use of a semidistributed hydrological modeling system to predict short-term effects of clear-cutting on a watershed hydrological regime. *Earth Interactions*, 8(3), 1-19.
- Latapie, A. (2011). Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial: application à la Loire Moyenne. Thèse. Université François Rabelais - Tours, 2011. 277 p.
- Lawler, D. M. (1992). Process dominance in bank erosion systems. Lowland floodplain rivers: Geomorphological perspectives, 117-143.
- Lawler, D. M., Couperthwaite, J., Bull, L. J., & Harris, N. M. (1997). Bank erosion events and processes in the Upper Severn basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(3), 523.
- Leduc, C., & Roy, A. G. (1990). L'impact du drainage agricole souterrain sur la morphologie des petits cours d'eau dans la région de Cookshire, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 235-239.
- Leeder, M. R. (1983). On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows. *Modern and ancient fluvial systems*, 6, 5-18.
- Lombard, F. (1987). Rank tests for changepoint problems. *Biometrika*, 74(3), 615-624.
- Magliulo, P., Valente, A., & Cartojan, E. (2013). Recent geomorphological changes of the middle and lower Calore River (Campania, Southern Italy). *Environmental earth sciences*, 70(6), 2785-2805.
- Mazouz, R., Assani, A. A., Quessy, J. F., & Légaré, G. (2012). Comparison of the interannual variability of spring heavy floods characteristics of tributaries of the St. Lawrence River in Quebec (Canada). *Advances in Water Resources*, 35, 110-120.
- Mazouz, R., Assani, A. A., & Rodríguez, M. A. (2013). Application of redundancy analysis to hydroclimatology: A case study of spring heavy floods in southern Québec (Canada). *Journal of Hydrology*, 496, 187-194.
- McCabe, G. J., Palecki, M. A., & Betancourt, J. L. (2004). Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(12), 4136-4141.

- Milly, P. C., Dunne, K. A., & Vecchia, A. V. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066), 347-350.
- Montané, A., Vinet, F., Buffin-Béranger, T., Vento, O., & Masson, M. (2015). Cartographie hydrogéomorphologique: émergence d'utilisations règlementaires en France. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 9), 37-60.
- Mortsch, L., Hengeveld, H., Lister, M., Wenger, L., Lofgren, B., Quinn, F., & Slivitzky, M. (2000). Climate Change Impacts on the Hydrology of the Great Lakes-St. Lawrence System. *Canadian water resources journal*, 25(2), 153-179.
- Mount, N. J., Louis, J., Teeuw, R. M., Zukowskyj, P. M., & Stott, T. (2003). Estimation of error in bankfull width comparisons from temporally sequenced raw and corrected aerial photographs. *Geomorphology*, 56(1), 65-77.
- Ouranos. *Savoir s'adapter aux changements climatiques*, rédaction : C. DesJarlais, M. Allard, D. Bélanger, A. Blondlot, A. Bouffard, A. Bourque, D. Chaumont, P. Gosselin, D. Houle, C. Larrivée, N. Lease, A.T. Pham, R. Roy, J.-P. Savard, R. Turcotte et C. Villeneuve, Montréal, 2010, 128 p.
- Poff, N. L., Bledsoe, B. P., & Cuhaciyan, C. O. (2006). Hydrologic variation with land use across the contiguous United States: geomorphic and ecological consequences for stream ecosystems. *Geomorphology*, 79(3), 264-285.
- Pollen-Bankhead, N., & Simon, A. (2010). Hydrologic and hydraulic effects of riparian root networks on streambank stability: Is mechanical root-reinforcement the whole story?. *Geomorphology*, 116(3), 353-362.
- Quessy, J. F., Favre, A. C., Saïd, M., & Champagne, M. (2011). Statistical inference in Lombard's smooth-change model. *Environmetrics*, 22(7), 882-893.
- Quilbé, R., Rousseau, A. N., Moquet, J. S., Savary, S., Ricard, S., & Garbouj, M. S. (2008). Hydrological responses of a watershed to historical land use evolution and future land use scenarios under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 101-110.
- Rhoads, B. L., Lewis, Q. W., & Andresen, W. (2016). Historical changes in channel network extent and channel planform in an intensively managed landscape: Natural versus human-induced effects. *Geomorphology*, 252, 17-31.
- Ruiz, J., & Domon, G. (2005). *Les paysages de l'agriculture en mutation. Paysages en perspective*. Presses de l'université de Montréal, série « Paysages », Montréal, 47-97.

- Rumsby, B. T., & Macklin, M. G. (1994). Channel and floodplain response to recent abrupt climate change: the Tyne basin, northern England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(6), 499-515.
- Scabric (2011) : Audet, G., Blackburn, F., Sullivan, A., Sarr, J. B. et Lapointe, M.-C., 2011. Portrait du bassin versant de la rivière Châteauguay. Scabric, Sainte-Martine (Québec), 289 p.
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*, 74(9), 1089-1100.
- Schumm, S. A. (1969). River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics division*, 95(1), 255-274.
- Schumm S. A. (1977) *The Fluvial System*: New York, John Wiley, 338 p.
- Simon, A. (1989). A model of channel response in disturbed alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 11-26.
- Smith, D. G. (1976). Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological Society of America Bulletin*, 87(6), 857-860.
- Sutton, R. T., Hodson, D. L. (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309(5731), 115-118.
- Thodsen, H., Hasholt, B., & Kjærsgaard, J. H. (2008). The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. *Hydrological Processes*, 22(6), 764-774.
- Urban, M. A., & Rhoads, B. L. (2003). Catastrophic human-induced change in stream-channel planform and geometry in an agricultural watershed, Illinois, USA. *Annals of the Association of American Geographers*, 93(4), 783-796.
- Vadnais, M. È., Assani, A. A., Landry, R., Leroux, D., & Gratton, D. (2012). Analysis of the effects of human activities on the hydromorphological evolution channel of the Saint-Maurice River downstream from La Gabelle dam (Quebec, Canada). *Geomorphology*, 175, 199-208.
- Verhaar, P. M., Biron, P. M., Ferguson, R. I., & Hoey, T. B. (2008). A modified morphodynamic model for investigating the response of rivers to short-term climate change. *Geomorphology*, 101(4), 674-682.

- Verhaar, P. M., Biron, P. M., Ferguson, R. I., & Hoey, T. B. (2010). Numerical modelling of climate change impacts on Saint-Lawrence River tributaries. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(10), 1184-1198.
- Verhaar, P. M., Biron, P. M., Ferguson, R. I., & Hoey, T. B. (2011). Implications of climate change in the twenty-first century for simulated magnitude and frequency of bed-material transport in tributaries of the Saint-Lawrence River. *Hydrological Processes*, 25(10), 1558-1573.
- Villarini, G., Serinaldi, F., Smith, J. A., & Krajewski, W. F. (2009). On the stationarity of annual flood peaks in the continental United States during the 20th century. *Water Resources Research*, 45(8).
- Villarini, G., & Smith, J. A. (2010). Flood peak distributions for the eastern United States. *Water Resources Research*, 46(6).
- Villarini, G., Smith, J. A., Baeck, M. L., Vitolo, R., Stephenson, D. B., & Krajewski, W. F. (2011). On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States. *Journal of Hydrology*, 400(1), 103-120.
- Villarini, G., Smith, J. A., Vitolo, R., & Stephenson, D. B. (2013). On the temporal clustering of US floods and its relationship to climate teleconnection patterns. *International Journal of Climatology*, 33(3), 629-640.
- Viles, H. A., & Goudie, A. S. (2003). Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61(1), 105-131.
- Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26(11), 3904-3918.
- Winterbottom, S. J. (2000). Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, 34(3), 195-208.
- World Meteorological Organization (2008). *Manual on Low-flow. Estimation and Prediction*, Operational Hydrology Report no 50, 136 p.
- Wolman, M. G., & Miller, J. P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology*, 68(1), 54-74.
- Yagouti, A., Boulet, G., Vincent, L., Vescovi, L., & Mekis, E. (2008). Observed changes in daily temperature and precipitation indices for southern Québec, 1960-2005. *Atmosphere-Ocean*, 46(2), 243-256.

- Yue, S., Pilon, P., & Cavadias, G. (2002). Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of hydrology*, 259(1), 254-271.
- Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D., & Niitsoo, A. (2000). Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-ocean*, 38(3), 395-429.