

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**DÉVELOPPEMENT ET APPLICATION D'UN
SYSTÈME MOBILE DE LASER TERRESTRE POUR
QUANTIFIER LE BILAN SÉDIMENTAIRE DES
PLAGES**

**MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE**

**PAR
STÉFANIE VAN-WIERTS**

JANVIER 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Mes plus grands remerciements vont à mon directeur de recherche, Pascal Bernatchez, pour m'avoir transmis sa passion pour la recherche et la géomorphologie côtière. Merci pour ta confiance, ta patience et ton temps investi dans ce projet depuis le début. Surtout, merci de m'avoir laissé entre les mains le soin de développer et d'adapter notre *Princesse mobile*.

Un merci inestimable à l'équipe de soutien technique de la firme Trimble Canada (Géo-3D Inc.) à Montréal, principalement Nicolas Blanchet et Normand Demers, pour leurs nombreux conseils et leur aide indispensable tout au long de ce projet. Merci à Claude Laflamme pour les commentaires et les suggestions sur la méthodologie. Je remercie aussi Antonio Silva et Catherine Morin qui m'ont donné l'aide nécessaire au début de ce projet.

Merci à Simon Bélanger de m'avoir transmis la flamme du télédéacteur lors de mon mémoire de baccalauréat.

Ce projet n'aurait pu exister sans le soutien financier du gouvernement du Québec, dans le cadre de la Chaire de recherche en géoscience côtière.

Merci aux Caisses populaires Desjardins pour le soutien financier par la Bourse d'excellence des Caisses populaires Desjardins des secteurs Forillon et des Monts pour des études axées sur les risques naturels.

Merci Maman, pour ton soutien, autant moral que financier!

Merci à Danielle et Raoul Bernatchez qui m'ont accueillie à bras ouverts tant de fois à Pointe-Lebel.

Merci aux assistants de terrain, Geneviève Boucher-Brossard, Steeve Dugas, David Lacombe et Tarik Toubal. Je remercie particulièrement Sébastien Pomerleau pour sa présence lors des premiers travaux sur le terrain, sans qui je ne me serais probablement pas sortie de la moitié de nos mésaventures!

Merci à tous ceux qui ont pris part à mes réflexions : Susan Drejza, David Didier, Audrey Mercier-Rémillard, Thomas Buffin-Bélanger, Sylvio Demers, Isabel Lemus-Lauzon, Yvon Jolivet, Chantal Quintin et Simon Tolszczuk.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	ix
RÉSUMÉ.....	x
CHAPITRE I	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	11
1.1 Problématique.....	11
1.2 Objectifs	13
CHAPITRE II	
CADRE THÉORIQUE.....	14
2.1 La zone côtière	14
2.1.1 La ligne de rivage.....	14
2.1.2 Effets de l’artificialité sur la géomorphologie et la sédimentologie des plages	16
2.2 Méthodes d’acquisition et de calcul d’un bilan sédimentaire.....	21
2.3 Instrumentation – les principes généraux	25
2.3.1 GPS.....	25
2.3.2 LiDAR	27
CHAPITRE III	
SITE D’ÉTUDE	29
3.1 Conditions hydrodynamiques.....	29
3.2 Caractéristiques de la zone côtière	30
3.3 Lithologie des plages.....	31

CHAPITRE IV

MATÉRIEL ET DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE.....	33
4.1 Campagne sur le terrain.....	33
4.1.1 Caractéristiques du système mobile de laser terrestre	33
4.1.2 Période de levé	37
4.1.3 Validation sur le terrain	38
4.2 Traitement des données des différents capteurs	39
4.2.1 Calibration et positionnement.....	40
4.2.2 Exactitude des données du LiDAR.....	43
4.3 Traitement cartographique.....	45
4.3.1 Caractérisation côtière	45
4.3.2 Disponibilité sédimentaire.....	47

CHAPITRE V

RÉSULTATS	51
5.1 Erreur systématique	51
5.2 Variabilité spatiale du bilan sédimentaire	53
5.2.1 Cellule de Pointe-aux-Outardes.....	53
5.2.2 Cellule de Baie-Saint-Ludger	56
5.2.3 Cellule de la pointe Paradis	59
5.2.4 Cellule de Pointe-Lebel	62
5.3 Intervalle des profils.....	65

CHAPITRE VI

DISCUSSION	66
6.1 Erreurs résultantes	66
6.2 Variabilité spatiale de la disponibilité sédimentaire.....	69
6.3 Impacts de l'intervalle des profils d'IBSP.....	77

CHAPITRE VII	
CONCLUSION GÉNÉRALE	79
RÉFÉRENCE	81
ANNEXE 1.....	90
ANNEXE 2.....	92

LISTE DES FIGURES

Figure 2. 1 Limites de la ligne de rivage répertoriées dans la littérature.	15
Figure 2. 2 Effets possibles sur la ligne de rivage et la plage causés par une structure de protection rigide	17
Figure 2. 3 Principe de la télémétrie laser entre l'émetteur et le récepteur.	27
Figure 2. 4 Sources d'erreurs systématiques.	28
Figure 3. 1 Localisation du site d'étude.	30
Figure 3. 2 Observation visuelle de la lithologie des plages.	32
Figure 4. 1 Système mobile de laser terrestre (SMLT).....	34
Figure 4. 2 Système mobile de laser terrestre et système de navigation.	36
Figure 4. 3 Site de calibration.	37
Figure 4. 4 Niveau d'eau prédit pour la période du 10 au 14 août 2010.	37
Figure 4. 5 Points de validation.	39
Figure 4. 6 Schéma méthodologique synthèse.	40
Figure 4. 7 Traitement de données du LiDAR.	42
Figure 4. 8 Traitement des modèles numériques d'altitude.	42
Figure 4. 9 Méthode de mesure de l'exactitude de l'altitude des données du LiDAR.	44
Figure 4. 10 Schéma de la formule de l'indice de bilan sédimentaire.	48

Figure 4. 11 Limites utilisées pour calculer le volume sédimentaire des plages.	50
Figure 5. 1 Différence verticale entre les données acquises par le SMLT et les points de contrôle pris au D-GPS, selon leur position sur la plage.....	52
Figure 5. 2 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-aux- Outardes.	55
Figure 5. 3 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Baie-Saint- Ludger.	58
Figure 5. 4 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis.....	61
Figure 5. 5 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe- Lebel.....	64
Figure 5. 6 Impacts de l'intervalle des profils sur le résultat obtenu de l'IBSP.....	65
Figure 6. 1 Secteur du quai de Pointe-aux-Outardes.....	71
Figure 6. 2 Résurgence sur la plage à la base d'une falaise sableuse à sommet tourbeux.....	72
Figure 6. 3 Vue en coupe de trois milieux morphologiquement différents.....	75

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2. 1 Synthèse des sources d'erreur associée au GPS.....	26
Tableau 3. 1 Pourcentage de côte artificialisée et type de structure par cellule hydrosédimentaire.....	31
Tableau 4. 1 Paramètres techniques du LiDAR Riegl LMS-Q120-80.....	35
Tableau 4. 2 Bras de levier et angles des capteurs.....	41
Tableau 4. 3 Table d'attributs de la caractérisation côtière	46
Tableau 4. 4 Classes de l'indice de bilan sédimentaire.....	49
Tableau 5. 1 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-aux-Outardes	53
Tableau 5. 2 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Baie-Saint-Ludger	56
Tableau 5. 3 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis.....	59
Tableau 5. 4 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire Pointe-Lebel	62
Tableau 6. 1 Erreur associée aux systèmes laser répertoriée dans la littérature.....	68
Tableau 6.2 Largeur et volume sédimentaire des plages pour chaque cellule hydrosédimentaire.....	76

LISTE DES ABRÉVIATIONS

BMIGM : Basse mer inférieure de grande marée

D-GPS: *Differential Global Positioning System*

GPS: *Global Positioning System*

IBSP : Indice de bilan sédimentaire

IMU: Centrale inertielle (*Inertial Measurement Unit*)

LDGIZC : Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières

LiDAR : Détection et télémétrie par ondes lumineuses (*Light Detection and Ranging*)

m : mètre

m³ : mètre cube

m² : mètre carré

µm : micromètre

NMM : Niveau moyen des mers

NRCAN : Ressources naturelles Canada

MNI : Modèle numérique d'intensité

MNA : Modèle numérique d'altitude

MPO : Ministère des Pêches et Océans Canada

MTQ : Ministère des Transports du Québec

Nm : nanomètre

PMSGM : Pleines mers supérieures de grande marée

PPP : *Precise Point Positioning*

PPS : Pulsation par seconde (*Pulse per second*)

RTK : Mode cinématique en temps réel (*Real time kinematic*)

SCRS : Système canadien de référence spatial

SMLT : Système mobile de laser terrestre

UQAR : Université du Québec à Rimouski

RÉSUMÉ

Au Québec maritime, l'érosion côtière est une problématique d'envergure, notamment sur les côtes de formations meubles. Les plages ont un rôle de zone tampon ayant comme fonction naturelle d'absorber l'énergie des vagues et donc d'assurer l'équilibre de certains écosystèmes et le maintien de l'écoumène en réduisant l'érosion de la côte. Les méthodes d'acquisition conventionnelles ne permettent pas de quantifier convenablement les changements morphosédimentaires d'une plage à l'échelle des cellules hydrosédimentaires. Le manque de méthode d'acquisition fiable et de données quantitatives mène à une surestimation ou à une sous-estimation de la disponibilité sédimentaire d'un système côtier. Pour contrer ces lacunes et afin de minimiser les coûts d'acquisition, un nouveau système mobile de LiDAR terrestre a été mis en place, permettant d'acquérir des données topographiques de l'estran, de la haute plage et des falaises. Le système multicapteurs comprend un LiDAR, un système de navigation à haute précision (IMU et D-GPS) et une caméra. L'ensemble des instruments et capteurs sont montés sur un véhicule de type tout-terrain. Le système a été évalué sur la zone côtière de la péninsule de Manicouagan. La comparaison des données LiDAR avec 1 050 points de référence géopositionnés au D-GPS montre une erreur verticale moyenne de 0,1 m sur les secteurs de plage. Les résultats montrent que le volume sédimentaire moyen des plages devant les zones où la ligne de rivage présente un ouvrage de protection en enrochement ($12 \text{ m}^3/\text{m}$) est plus de trois fois plus faible que devant les secteurs à l'état naturel ($35,5 \text{ m}^3/\text{m}$). La moyenne des secteurs en transition, constituant les segments où une zone artificielle et une zone naturelle se chevauchent présentent un volume moyen de $28 \text{ m}^3/\text{m}$. Aussi, les plages devant les secteurs anthropisés sont en moyenne près de 2 fois plus étroites ($12,7 \text{ m}$) que devant les secteurs naturels ($25,4 \text{ m}$). Un indice de bilan sédimentaire des plages a été testé et il constitue un excellent proxy pour évaluer la disponibilité sédimentaire des plages ainsi qu'identifier les secteurs déficitaires. La réalisation d'une couverture complète au LiDAR a permis de constater que des profils de plage réalisés à un intervalle de plus de 200 m sur des côtes diversifiées mènent à des résultats significativement différents de la réalité. Par contre, il semble que l'intervalle des profils à peu d'impact sur de longs secteurs de plages uniformes.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La problématique ayant mené à l'existence de ce projet de maîtrise est présentée en introduction générale. Celle-ci est élaborée en deux volets complémentaires. Tout d'abord, le manque de données quantitatives en géomorphologie côtière, notamment pour évaluer l'impact réel de la présence de structures de protection rigides sur les plages sableuses, est une lacune majeure dans les études scientifiques. Ensuite, les méthodes d'acquisition actuelle sont très peu adaptées à la réalité en milieu littoral. Les objectifs de recherche sont par la suite présentés.

1.1 Problématique

Au Québec maritime, l'érosion côtière est une problématique importante, notamment en raison des incidences qu'elle engendre sur l'aménagement d'un territoire côtier et sur les infrastructures routières, résidentielles et commerciales. Pour cette région, le recul annuel des côtes de formations meubles varie de 0,5 à 2 m/an (Bernatchez et Dubois, 2004). Le mode d'érosion le plus couramment observé et quantifié est l'érosion latérale, où la ligne de rivage recule sous l'action de processus gravitaires ou hydrodynamiques. Pour protéger les infrastructures côtières contre l'attaque des vagues ou les mouvements de masse, des ouvrages de protection rigides parallèles à la côte, tels que des enrochements et des murets, sont souvent installés sur la partie supérieure de la plage. Un changement dans la structure du transport sédimentaire est souvent observé face et à proximité des structures, provoquant ainsi des modifications de la géomorphologie des plages (Grenier, 1993; Griggs et Tait, 1988). Ces modifications dans le transit sédimentaire, induites par la présence des structures rigides, sont aussi étroitement associées à une augmentation de la réflectivité de

l'environnement aux vagues. La réflexion des vagues amplifie l'érosion verticale devant les ouvrages de protection et réduit de manière significative la largeur du haut estran (Bernatchez et Fraser, sous presse; Bernatchez *et al.*, 2011). L'abaissement de la plage augmente la fréquence de submersion au pied des falaises, ce qui entraîne l'accélération du sapement du pied de celle-ci. Sur les côtes basses, la diminution du volume de sédiments des plages devant les ouvrages de protection réduit la résilience de la côte face aux tempêtes (Hill *et al.*, 2004) tout en augmentant le risque de submersion (Bernatchez *et al.*, 2011). Même si l'érosion verticale des plages joue un rôle important dans le rythme de recul de la côte, elle est rarement quantifiée. De nombreuses études ont montré que les structures de protection rigides ont un impact sur les plages, mais très peu ont quantifié le volume sédimentaire des plages devant ces structures et les ont comparés spatialement à des secteurs naturels au sein d'une même cellule hydrosédimentaire.

Différentes méthodes d'acquisition de données topographiques sont utilisées dans l'étude de la variabilité topographique des plages sableuses (Rosati, 2005). Récemment, les deux méthodes d'acquisition les plus utilisées sont le D-GPS et le LiDAR. Les profils perpendiculaires au trait de côte réalisés avec un D-GPS sont généralement utilisés pour quantifier le comportement de la plage et pour calculer un volume de sédiments (Ruggiero *et al.*, 2005). Cette méthode permet de comprendre les changements topographiques à un endroit précis en quantifiant les variations verticales et horizontales d'une plage (Bruzzi et Provansal, 1996; Zhou et Xie, 2009) et de générer des modèles de variabilité spatiale à différentes échelles temporelles. Par ailleurs, la distance entre les profils transversaux ne permet pas toujours de repérer les caractéristiques géomorphologiques et d'étudier leur évolution (Ruggiero *et al.*, 2005). D'autre part, les relevés au LiDAR ont grandement augmenté la faisabilité des relevés topographiques à haute résolution spatiale sur un grand secteur côtier. La réalisation de bilans sédimentaires sur un secteur permet de connaître le comportement de la zone littorale et de quantifier le volume de sédiments perdu ou gagné pour une période de temps donnée (Gares, Wang et White, 2006; Xhardé, Long et Forbes, 2011; Young et Ashford, 2006; Zhou et Xie, 2009). En comparaison avec les relevés manuels, les relevés au LiDAR sont plus adaptés pour quantifier un volume ou un

changement topographique puisque l'interpolation entre les points est minime. Par ailleurs, le coût des relevés aéroportés est relativement élevé et le LiDAR terrestre est rarement adapté pour effectuer des relevés mobiles puisqu'il est fixé sur un tripode (Alshawa *et al.*, 2007). Le temps d'acquisition des levés au LiDAR terrestre fixe est souvent long pour couvrir une cellule hydrosédimentaire, ce qui constitue une limite importante en milieu côtier en raison des marées. Les systèmes de *mobile mapping* ont été largement utilisés dans d'autres domaines et ont fait leurs preuves, notamment en milieu urbain (Kutterer, 2010). Afin de contrer ces inconvénients et de maximiser les avantages des deux modes de levés, un système mobile multicapteurs est adapté sur un véhicule tout-terrain pour les levés en zones littorales.

1.2 Objectifs

Ce mémoire a pour principal objectif d'évaluer le potentiel d'un système mobile multicapteurs pour caractériser la topographie d'une plage et de quantifier le bilan sédimentaire d'un système côtier.

Les objectifs spécifiques de l'étude sont de:

- Connaître l'erreur verticale d'un système d'acquisition mobile dans un environnement côtier ;
- Analyser la variabilité de la disponibilité sédimentaire au sein des cellules hydrosédimentaires ;
- Tester différents intervalles de mesure de profil de plage et comparer avec un relevé surfacique ;
- Quantifier l'impact des structures de protection rigides sur le bilan sédimentaire d'une plage.

CHAPITRE II

CADRE THÉORIQUE

Différents concepts liés à la zone côtière sont tout d'abord présentés, notamment les différentes définitions de la ligne de rivage citées dans la littérature et l'impact des structures de protection sur les plages sableuses. Ensuite, les méthodes d'acquisition et de calcul de bilan sédimentaire répertorié dans la littérature sont exposées. Enfin, les principes généraux des instruments et capteurs sont présentés.

2.1 La zone côtière

2.1.1 La ligne de rivage

Au contact du continent et de l'océan, la ligne de rivage est une des entités géomorphologiques des plus dynamiques sur la planète, constamment modifiée par l'impact des vagues, la variation du niveau d'eau due à la marée, des tempêtes côtières, de la géomorphologie de la plage et de l'eau souterraine ainsi que par les interventions humaines (Boak et Turner, 2005; Johnson, 1919; Rocha, Araújo et Mendoça, 2009; Xhardé, 2007). La connaissance de la dynamique de cette entité géomorphologique s'avère importante dans l'optique où cette limite est généralement utilisée dans le cadre de la gestion et l'aménagement de la zone côtière (Liu, Sherman et Gu, 2007; Provencher et Dubois, 2010; Rocha, Araújo et Mendoça, 2009). En ce sens, elle est utilisée pour définir la zone constructible, la conception des structures de protection contre l'érosion littorale, dans l'étude de l'érosion et de l'accumulation d'un système côtier ainsi que pour l'analyse du transit et du bilan sédimentaire (Liu, Sherman et Gu, 2007). La définition exacte de la ligne de rivage est encore confuse au sein de la littérature et varie selon les différents auteurs. Boak et Turner (2005) ont réalisé une revue de littérature sur la définition et la limite utilisée par les auteurs. Il existe deux groupes de classification des indicateurs de la ligne de rivage : (1) les limites

basées sur des éléments observables et (2) les limites basées sur des niveaux d'eau (Boak et Turner, 2005; Pajak et Leatherman, 2002). Selon les auteurs, la variable pour définir la limite est généralement choisie en fonction du contexte de l'étude. Les seize limites répertoriées dans la littérature par Boak et Turner (2005) sont présentées à la figure 2.1. D'autres auteurs définissent plutôt la ligne de rivage comme une limite mobile, variant dans la zone intertidale selon la hauteur de la marée (Bird, 2008; Johnson, 1919). La plus communément utilisée dans la littérature est la ligne des hautes eaux qui correspond au changement de teinte laissé par la venue du jet de rive lors de la marée haute puisqu'elle est facilement reconnaissable sur le terrain et par photo-interprétation (Boak et Turner, 2005; Grenier et Dubois, 1992; Morton et Speed, 1998; Pajak et Leatherman, 2002; Rosati, 2005).

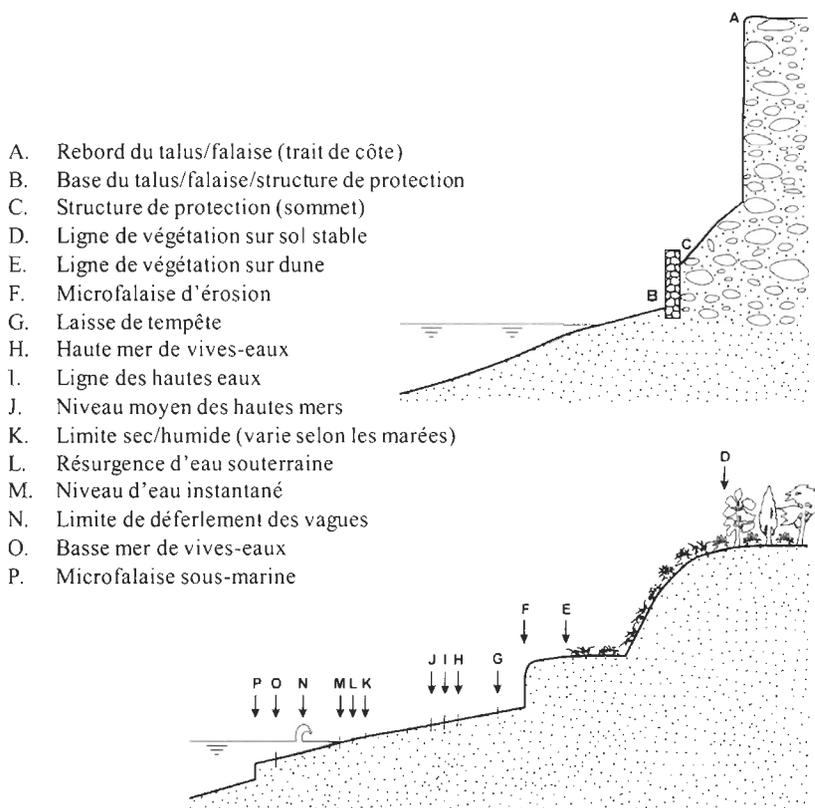


Figure 2. 1 Limites de la ligne de rivage répertoriées dans la littérature (adapté de Boak et Turner, 2005).

Les indicateurs privilégiés pour définir la ligne de rivage lorsqu'il est question d'aménagement du territoire varient selon les pays. Par exemple, en Nouvelle-Zélande, l'indicateur utilisé est le niveau moyen des hautes eaux de printemps (Boak et Turner, 2005). Aux États-Unis, la limite légale correspond au niveau moyen des hautes eaux (Bird, 2008; Liu, Sherman et Gu, 2007; Pajak et Leatherman, 2002). Au Québec, selon la politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables et la loi sur la Qualité de l'environnement, la limite légale utilisée est la ligne des hautes eaux (MDDEP, 1987; MDDEP, 2007; Provencher et Dubois, 2010). Par ailleurs, la ligne de rivage utilisée dans la plupart des études scientifiques sur l'évolution du littoral des côtes basses (terrasse de plage, flèche littorale, tombolo, cordon littoral) est la limite de la végétation dense, de la microfalaise ou d'une structure de protection (Bernatchez et Fraser, 2011; Grenier et Dubois, 1992). Cette limite correspond généralement à la ligne des pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM) ou encore au niveau moyen des hautes eaux maximales. Pour les côtes à falaise, le trait de côte, situé sur le rebord de la falaise, est la limite utilisée (Comité d'experts scientifiques sur l'érosion des berges, 2010; Grenier et Dubois, 1992).

2.1.2 Effets de l'artificialité sur la géomorphologie et la sédimentologie des plages

« ... seawalls increase erosion and destroy the beach »

Cette phrase, citée par le professeur en géologie Orrin H. Pilkey de l'Université de Duke, résume bien la nouvelle ère de pensées apparue à la fin des années 1970 face à l'impact des structures de protection rigides sur les plages (Basco, 2006). Généralement utilisées comme moyen de défense privilégié face à l'érosion des côtes, ces structures anthropiques présentent un réel impact sur le bilan sédimentaire des plages sableuses (Bernatchez et Fraser, sous presse). Basco (2006) utilise un tableau synthèse, tiré de Dean (1987) pour illustrer les neuf effets possibles sur la plage par une structure de protection rigide construite dans un secteur de plage sableuse (figure 2.2). Ces mêmes impacts sur le système côtier sont inventoriés par

plusieurs auteurs (Bernatchez, 2003; Bernatchez *et al.*, 2010; Blott et Pye, 2004; Griggs et Tait, 1988; Sanchez-Badorrey, Losada et Rodero, 2008).

No.	Possible Effect	Sketch
1	Causes local scour (a) Toe of seawall (b) Endwall effects	(a) section: seawall, MSL, toe scour (b) plan: seawall, shoreline, endwall scour, waves
2	Causes beach fronting seawall to diminish in width	(a) Barrier Island Retreat: year 1, year 2, retreat rate, fixed wall, plan (b) Seawall: year 1, year 2, retreat rate, fixed wall, plan
3	Causes acceleration of beach erosion rate	(a) natural: MLW, year 1, year 2, erosion rate, fixed dune, plan (b) seawall: MLW, year 1, year 2, increased erosion rate, fixed wall, plan
4	Causes downdrift erosion	updrift accretion, seawall, downdrift erosion, normal shoreline position, protruding seawall, waves, plan
5	Causes delay in post-storm beach recovery	normal (land recovered) profile, storm profile, WS, section
6	Causes beach profile to steepen	WS, normal beach profile, steeper, section
7	Serves no purpose if located well back on stable beach	seawall, berm, beach face, WS, section
8	Causes increase in longshore sediment transport rate	natural dune, seawall, natural dune, $Q_2 > Q_1$, waves, plan
9	Causes sand trans- port substantial distance offshore	WS, storm profile, normal profile, section
10	Other	

Figure 2. 2 Effets possibles sur la ligne de rivage et la plage causés par une structure de protection rigide (Source: Deam (1987) in Basto (2006))

Différents auteurs ont observé un changement dans le transport sédimentaire face et à proximité des structures parallèles à la ligne de rivage, provoquant ainsi des modifications à la morphologie des plages (Grenier, 1993; Griggs et Tait, 1988; Sanchez-Badorrey, Losada et Rodero, 2008). Ces modifications dans le transit sédimentaire, induites par la présence des structures rigides, sont aussi étroitement associées à une augmentation de la réflectivité de l'environnement aux vagues. En effet, la réflexion des vagues amplifie l'érosion verticale devant les ouvrages de protection (Bernatchez, 2003; Sanchez-Badorrey, Losada et Rodero, 2008), ayant ainsi un impact direct sur le haut estran. Dans certains cas, la largeur moyenne du haut estran est 10 fois plus élevée pour un secteur de plages naturelles que pour un secteur anthropisé par une structure de protection rigide, et ce à l'intérieur d'une même unité hydrosédimentaire (Bernatchez *et al.*, 2010). La réflexion des vagues devant les structures est plus prononcée lors des conditions de grandes marées ou de vagues de tempête. Étant donné que les vagues de tempête ont leur plus grande envergure durant la saison hivernale, il existe un impact considérable sur les changements de profils de plage saisonniers face aux ouvrages rigides. En ce sens, conditionné par les états atmosphériques et marégraphiques, le cycle saisonnier des changements géomorphologiques des plages est influencé par la présence de structure de protection (Griggs et Tait, 1988). Les plages devant les structures ont tendance à atteindre leur profil d'hiver, soit une diminution marquée de la quantité de sédiments sur l'estran, bien avant les plages situées dans des zones naturelles alors que ces dernières sont encore bien engraisées (Griggs et Tait, 1988). Par contre, lorsque le profil d'hiver est atteint aussi devant les secteurs naturels, il n'y a plus de distinction observable entre les profils naturels et anthropiques (Griggs et Tait, 1988). À l'inverse, au printemps, ce sont les profils d'été, signifiant un engraissement marqué de la plage, qui se construisent bien en avance dans les secteurs de plages naturelles que sur les profils anthropiques.

L'effet de bout, défini par un recul de la ligne de rivage ou du trait de côte aux extrémités d'une structure rigide, a été relevé par plusieurs auteurs comme une conséquence directe de la mise en place de structures de protection rigides (Basco, 2006; Bernatchez *et al.*, 2010; Griggs et Tait, 1988; Komar et McDougal, 1988). Dans certains cas, l'impact aux extrémités a été évalué à 70 % de la longueur totale de l'environnement (McDouglas *et al.*, 1987), alors

que dans d'autres cas, l'impact correspondrait plutôt à 50 % de la longueur totale (Griggs et Trait, 1988). Basco (2006) propose quatre mécanismes expliquant chacun en partie l'effet de bout : (1) la présence de pièges à sédiments; (2) la présence de courants de retour; (3) le blocage du transit sédimentaire et (4) la présence d'un système de plage parabolique (réflective).

Malgré la multitude d'effets négatifs sur la géomorphologie des plages, les structures de protection rigides parallèles à la ligne de rivage peuvent s'avérer efficaces dans certains cas (Griggs et Tait, 1988). Les ingénieurs côtiers présentent cinq contraintes à respecter lorsqu'un ouvrage de protection de la côte doit être mis en place : (1) prendre en compte le savoir scientifique et d'ingénierie; (2) respecter les ressources économiques disponibles; (3) évaluer les impacts environnementaux; (4) respecter les contraintes sociales et politiques et (5) assurer l'esthétisme de la structure. Différents facteurs influencent l'impact des structures de protection sur la géomorphologie des plages, notamment la géométrie et la perméabilité de la structure, l'angle d'approche des vagues et la hauteur de la marée (Griggs et Tait, 1988). La position de la structure de protection sur le profil de plage est aussi un paramètre important à considérer (Bernatchez et Fraser, sous presse; Ruggiero, 2010).

Les épis transversaux sont les ouvrages perpendiculaires au trait de côte les plus utilisés pour stabiliser la côte. Ils sont construits avec l'objectif de bloquer le transit sédimentaire de la dérive littorale afin de piéger les sédiments pour engraisser la plage (Antoniou, Kyriakidou et Anagnostou, 2009; Poff *et al.*, 2004). Très peu d'études ont été réalisées sur l'impact des épis transversaux sur le système côtier (Poff *et al.*, 2004). Suite à l'observation des structures de pêche à fascine qui contribuaient à l'accumulation du sable sur la plage, J-P. Savard et L. Maltais ont développé une nouvelle technique d'épi, le Système d'Épis Maltais-Savard (SEMS). Cette technique consiste en une rangée de troncs d'épinettes reliés avec de la fascine tressée (Bernatchez, 2000; Bozcar-Karakiewick et Romanczyk, 2000). Cette technique a été testée sur une période huit ans à Baie-Saint-Ludger dans le but de stabiliser la falaise. Les conclusions de cette étude ont montré que trois facteurs sont essentiels au bon fonctionnement du système : (1) l'orientation du système par rapport au trait de côte, (2) la

porosité et (3) la rugosité (Bozcar-Karakiewick et Romanczyk, 2000). Poff *et al.* (2004) ont aussi testé un système d'épis perméable en bois. Ils relèvent quelques éléments bénéfiques à leur utilisation : (1) les coûts de construction et de maintenance sont faibles, (2) facilité d'installation, (3) impact minimal sur l'environnement, (4) forme un intérêt pour les poissons et la vie marine, (5) rehausse le profil de plage et (6) plus grande efficacité que les systèmes d'épis imperméables. Pour assurer de meilleurs résultats, il est recommandé d'insérer une série d'épis afin de maximiser le piégeage de sédiments. Bernatchez *et al.* (2008) et Grenier (1993) ont observé une augmentation de la largeur des plages à l'amont d'épis transversaux rocheux dans un secteur où des structures rigides parallèles au trait de côte étaient déjà installées. Les épis peuvent aussi être utilisés lors de projets de recharge en sable de plages afin de fixer les sédiments et d'éviter leur évacuation par la dérive littorale (Bird, 2008; Poff *et al.*, 2004; Groupe Roche, 2011). Dans certains cas, il est recommandé d'effectuer une recharge en sable périodique afin de remplacer les sédiments, mais des études de modélisation hydraulique peuvent s'avérer nécessaires pour confirmer cette affirmation (Groupe Roche, 2011). Le principal désavantage de cette méthode est que, malgré une accumulation du côté amont de l'épi, le côté aval présente un fort déficit, ce qui ne fait que transférer le problème (Grenier, 1993; Paskoff, 1998). Par contre, l'utilisation d'épis perméables, permettant aux sédiments et à l'eau de les traverser, peut contribuer à diminuer cet effet (Bozcar-Karakiewick et Romanczyk, 2000). La localisation des épis au sein de la cellule hydrosédimentaire a aussi un impact considérable. Malgré les nombreux effets positifs répertoriés dans la littérature, certaines études questionnent l'efficacité de ces méthodes puisque la hausse du volume de sédiments sur la plage attendue à la suite de la mise en place d'épis transversaux n'a pas été observée (Antoniou, Kyriakidou et Anagnostou, 2009). En ce sens, les trois facteurs à prendre en compte cités précédemment s'avèrent des éléments importants à considérer (Bozcar-Karakiewick et Romanczyk, 2000).

2.2 Méthodes d'acquisition et de calcul d'un bilan sédimentaire

L'acquisition de données topographiques, la cartographie des changements géomorphologiques et des processus actifs ont longtemps été des barrières pour les chercheurs, entre autres les géomorphologues côtiers (French et Burningham, 2009), notamment par le manque de méthode d'acquisition de données quantitatives adaptées aux environnements côtiers. Ces méthodes ont beaucoup évolué dans les 50 dernières années. La première méthode quantitative d'acquisition de données topographiques répertoriée est la méthode d'Emery, où il utilise l'horizon pour obtenir une ligne de niveau et deux jalons calibrés à chaque extrémité d'un profil pour mesurer la distance et l'altitude relative (Emery, 1961). Cette méthode correspond à l'acquisition des premiers profils de plage, qui deviendra la méthode la plus utilisée pendant plusieurs décennies pour connaître la variabilité géomorphologique des plages. La méthode consiste à prendre un point topographique à un intervalle régulier sur le profil de plage, entre le trait de côte et le bas estran afin de connaître sa topographie et les changements géomorphologiques (Baptista *et al.*, 2008; Griggs et Tait, 1988; Morton *et al.*, 1993). La méthode d'Emery a rapidement connu une amélioration avec l'arrivée des premiers instruments de mesure, notamment le niveau à stadia, diminuant ainsi l'erreur associée au relevé (Birkemeier, 1981; Morton *et al.*, 1993). Le théodolite et la station totale ont ensuite été utilisés, permettant de connaître l'altitude et la distance par la mesure des angles verticaux et horizontaux, diminuant encore l'erreur associée au relevé.

Avec l'apparition de la télédétection et des nouvelles technologies associées, des chercheurs de différents domaines ont rapidement exploré de nouvelles avenues pour adapter ces techniques à leur réalité. Les géomorphologues côtiers ont alors commencé à utiliser cette technologie afin de mieux quantifier leurs études par des données bathymétriques, topographiques et par l'imagerie satellitaire (French et Burningham, 2009). L'arrivée du GPS (*Global Positioning System*) puis du D-GPS (*Differential Global Positioning System*) en géomorphologie a remplacé le niveau à stadia, le théodolite et la station totale, principalement lors d'études utilisant des profils de plage pour connaître les changements morphosédimentaires des plages (Baptista *et al.*, 2008; Dornbusch, 2010). La limite de cette

méthode la plus souvent exprimée par les auteurs est le temps d'acquisition élevé (Baptista *et al.*, 2008; Gares *et al.*, 2006; Morton *et al.*, 1993). Face à ce problème, différents auteurs ont installé un D-GPS sur des véhicules tout terrain (VTT) ou sur des systèmes à roue qu'ils ont adaptés pour les relevés sur les plages (Baptista *et al.*, 2008; Bernstein *et al.*, 2003; Morton *et al.*, 1993; Rocha, Araújo et Mendonça, 2009; Ruggiero *et al.*, 2005, Sallenger *et al.*, 2003). Aussi, le D-GPS utilisé en mode cinématique en temps réel (RTK), où les données sont corrigées en différentiel par ondes radio lors du relevé diminue le post-traitement et accélère le temps de relevé (Bernstein *et al.*, 2003; Morton *et al.*, 1993). Pour augmenter la densité de points topographiques, certains auteurs préfèrent réaliser des relevés surfaciques plutôt que des relevés ponctuels de profils de plage (Baptista *et al.*, 2008; Bernstein *et al.*, 2003; Huang *et al.*, 2002; Ruggiero *et al.*, 2005). Cette méthode augmente la densité de points et la précision lorsque ces relevés sont interpolés en modèles d'altitude (Bernstein *et al.*, 2003; Dornbusch, 2010). Les relevés surfaciques augmentent cependant le temps d'acquisition, ceux-ci pouvant atteindre deux fois le temps pris pour des relevés ponctuels de profils (Bernstein *et al.*, 2003). D'autres auteurs mentionnent l'augmentation de l'erreur dans les résultats de volumes sédimentaires calculés lorsque la méthode utilisée est l'interpolation des profils de plage (Irish, Lillycrop et Parson, 1997).

La plus récente approche utilisée pour calculer le volume sédimentaire d'un système côtier est le LiDAR. Cette technique permet de représenter, à une haute résolution spatiale, la topographie de la plage sur de longs secteurs ainsi que la variation de la ligne de rivage par la comparaison de plusieurs relevés (Gares, Wang et White, 2006; Sallenger *et al.*, 2003; Zhou et Xie, 2009). Les études basées sur des relevés au LiDAR en géomorphologie utilisent pour la plupart des systèmes aéroportés. Cette nouvelle technique permet de quantifier les changements géomorphologiques, qu'ils soient naturels ou anthropiques, et ce, à différentes échelles spatiales et temporelles (Gares, Wang et White, 2006). Les relevés au LiDAR servent surtout à analyser les changements volumétriques et le bilan sédimentaire de systèmes côtiers (Gares, Wang et White, 2006; Zhou et Xie, 2009). Pour calculer le volume sédimentaire, la limite supérieure de la plage utilisée est généralement la ligne de rivage. La limite inférieure, quant à elle, correspond souvent à la limite des données LiDAR acquises,

sans spécifier une limite géomorphologique précise. Dans une revue de la littérature sur le volume sédimentaire, Dornbusch (2010) stipule que le niveau de base utilisé devrait être la valeur la plus faible, donc la plus profonde, acquise au cours des relevés d'un même secteur. Cela a pour objectif de maximiser le volume calculé et ainsi diminuer l'erreur associée dans les secteurs où il y a un manque de données. Par contre, si l'étude s'étend sur plusieurs relevés afin d'établir une évolution temporelle, cette donnée ne peut être évaluée avant la fin du dernier relevé. D'autres auteurs calculent seulement le volume sur la plage subaérienne, correspondant à la haute plage, au haut estran et au bas estran lorsque la marée est basse (Klein et Menezes, 2001) et d'autres seulement le haut estran (Bernatchez *et al.*, 2010). Pour positionner le nuage de points, l'emplacement de l'aéronef ainsi que son comportement en vol (roulis, lacet, tangage) sont enregistrés par un système de navigation, intégrant une centrale inertielle (IMU) et un GPS-différentiel (Beraldin, Blais et Lohr, 2010; Foxgrover et Jaffe, 2005; Sallenger *et al.*, 2003; Xhardé, 2007). Installé à bord d'un aéronef, à une hauteur de vol variant selon les études, le système permet d'acquérir la topographie au sol sur une longue distance en un temps restreint (Blott et Pye, 2004; Foxgrover et Jaffe, 2005; Mitasova *et al.*, 2004). Atteignant une précision moyenne variant autour 0,15 m en absolu, cette technique permet de réaliser plusieurs relevés à un intervalle de temps donné et de les comparer en considérant que les résultats représentent de près la réalité (Dornbusch, 2010; Irish, Lyllicrop et Parson, 1997; Klemas, 2011; Sallenger *et al.*, 2003). Le LiDAR enregistre les valeurs acquises dans la partie du spectre électromagnétique du proche infrarouge, le signal ne peut donc pas pénétrer dans l'eau et est altéré lorsque la cible est humide. Par contre, certains LiDAR, conçus pour la réalisation de relevés bathymétriques, enregistrent dans les longueurs d'onde de la bande verte et du proche infrarouge du spectre, et peuvent donc être utilisés afin de combiner la topographie et la bathymétrie (Beraldin, Blais et Lohr, 2010; Bonn et Rochon, 1992; Irish, Lyllicrop et Parson, 1997; Xhardé, Long et Forbes, 2011).

Face aux coûts d'acquisition élevés des relevés aéroportés, obligeant couramment une diminution de la résolution temporelle des relevés, certains auteurs proposent l'utilisation d'un laser terrestre (Pietro, O'Neal et Puleo, 2008). Plusieurs relevés à une échelle temporelle

élevée permettent de connaître les changements à court terme, notamment l'impact d'une tempête sur le volume sédimentaire de la plage. Il existe deux techniques d'acquisition de relevés terrestres : statique et cinématique (Kutterer, 2010). Le modèle statique consiste à installer un laser terrestre sur un tripode. Le positionnement est réalisé à l'aide de plusieurs cibles calibrées à partir d'un seul point connu. Cette technique est peu employée lors d'études en géomorphologie côtière puisque le temps d'acquisition versus la superficie couverte n'est pas avantageux. De plus, étant donné la portée réduite, le laser doit être déplacé de station à station afin d'augmenter la couverture spatiale, de sorte que la modification du niveau d'eau par la marée et les vagues constitue une limite importante de cette approche pour l'étude des plages. Le deuxième mode d'acquisition, cinématique, est divisé en deux méthodes, le *stop-and-go* et *on-the-fly*. La première technique, le *stop-and-go*, ressemble beaucoup au mode statique, mais le laser est monté sur un véhicule, ce qui accélère et facilite le transfert entre deux stations d'acquisition. Cette technique, repérée une seule fois dans la littérature : Pietro, O'Neal et Puleo (2008), l'ont expérimentée lors d'une étude sur la recharge en sable d'une plage. Cette technique avait été privilégiée pour diminuer les coûts d'acquisition afin d'avoir une plus grande résolution temporelle. Le nuage de points acquis a été positionné à l'aide de quatre cibles identifiées au D-GPS à chacune des stations d'acquisition. Les auteurs concluent que cette technique d'acquisition à moindre coût d'acquisition permet une résolution temporelle assez élevée pour évaluer les variations du volume sédimentaire associés aux tempêtes et aux changements saisonniers du régime des vagues. De plus, la connaissance des variations à court terme permet de prendre de meilleures décisions quant à l'intervalle des recharges en sable et leur impact sur le système. Par ailleurs, le temps d'acquisition est élevé et un chevauchement entre chaque levé doit être fait afin de diminuer l'impact associé aux ombres. La deuxième technique en mode cinématique, *on-the-fly*, apparaît aussi une seule fois dans la littérature en géomorphologie côtière dans Barber et Mills (2007). Cette technique, qui est une combinaison entre le mode terrestre et aéroporté, consiste à installer un laser mobile sur un véhicule. Comme pour les levés aéroportés, le laser est synchronisé à un système de navigation intégrant une plate-forme inertielle et un GPS afin de positionner les données acquises. De plus, un appareil vidéographique peut facilement être ajouté à ce type de système. Le principal avantage de ce mode d'acquisition est la rapidité et

la résolution spatiale élevée. Contrairement aux modes statique et cinématique *stop-and-go*, il permet de relever une grande superficie à une échelle temporelle élevée.

2.3 Instrumentation – les principes généraux

2.3.1 GPS

Le GPS (*Global Positioning System*) est un système global de positionnement utilisant une constellation de 24 satellites et leurs stations de contrôle terrestres. Le GPS utilise ces satellites pour calculer une position à une précision métrique et même centimétrique pour certains types de GPS. Pour calculer la position, le principe de triangulation de la distance entre le récepteur et un minimum de quatre satellites est appliqué. La distance correspond au temps de déplacement de l'onde électromagnétique multiplié par la vitesse du signal émis (Trimble, 2007). Pour connaître le temps de transmission du signal, le récepteur et le satellite doivent synchroniser précisément leur trame pseudo-aléatoire. À l'intérieur du satellite, il y a une horloge atomique programmée à une heure très précise, mais compte tenu du coût de ce type d'horloge, aucun récepteur ne peut en contenir une. Pour contrer ce problème, plusieurs satellites peuvent être utilisés pour corriger l'erreur associée au récepteur. Pour effectuer le calcul de triangulation, la position exacte des satellites dans l'espace doit être déterminée. Lorsqu'un satellite est lancé dans l'espace, il est associé à une orbite très précise, faisant partie d'un plan global. À l'intérieur de chaque récepteur terrestre, un almanach est programmé afin de connaître la position de chacun des satellites à chaque instant. Bien que cette position théorique soit assez près de la position réelle, leur orbite est constamment vérifiée par des radars qui acquièrent l'altitude, la position et la vitesse exactes des satellites. Les différences dans le positionnement sont causées par des poussées gravitaires provenant de la Lune et du Soleil et par la pression des radiations solaires sur le satellite. Cette erreur est appelée l'éphéméride et est contenue dans le signal GPS avec la trame pseudo-aléatoire, permettant donc de connaître la distance et la position exacte du satellite.

Différentes sources d'erreur peuvent diminuer la précision du GPS (Bossler *et al.*, 2001; Trimble navigation, 2007). Tout d'abord, les erreurs associées à l'horloge interne et à l'orbite sont considérées. Ces deux erreurs sont très minimales, mais elles doivent être prises en compte puisque l'horloge interne peut subir un léger décalage et l'éphéméride n'est pas calculée à toutes les secondes. Ensuite, puisque le signal traverse l'ionosphère et la troposphère, il peut faire face à des particules et à de la vapeur d'eau qui l'altèrent. Pour minimiser cette erreur, un système à double fréquence peut être utilisé. Deux fréquences, L1 et L2, peuvent être comparées et ainsi réduire l'erreur. Enfin, la dernière source d'erreur est associée aux obstacles que peut rencontrer le signal GPS, provoquant des signaux rebonds. Ces signaux sont généralement assez forts pour brouiller les signaux directs. Malgré toutes ces sources d'erreur, une erreur moyenne de moins de 10 m est atteinte par un GPS (Bossler *et al.*, 2001). Par contre, pour diminuer considérablement l'erreur finale atteinte, un GPS-différentiel peut être utilisé. Le principe du GPS-différentiel consiste à utiliser une base stationnaire terrestre ayant une position connue et un récepteur mobile. La base stationnaire utilise sa position connue pour calculer la distance et ainsi le temps de transmission, alors que le récepteur mobile est utilisé comme un GPS standard. La position calculée par la base est alors utilisée comme facteur de correction pour la série de données acquises par le récepteur mobile et une précision centimétrique peut être atteinte (Huang, Jackson et Cooper, 2002; Trimble Navigation, 2007). Le tableau 2.1 montre l'erreur type atteinte pour un GPS standard et pour un GPS-différentiel associé à chacune des sources d'erreur.

Tableau 2. 1 Synthèse des sources d'erreur associée au GPS

Source d'erreur	GPS standard (m)	GPS-différentiel (m)
Horloge atomique	1,5	0
Erreur de l'orbite	2,5	0
Ionosphère	8	0,4
Troposphère	0,5	0,2
Bruit du récepteur	0,3	0,3
Obstacles	0,6	0,6

Source : Trimble Navigation (2007)

2.3.2 LiDAR

Le terme LiDAR est l'acronyme de *Light Detection And Ranging* et se traduit par *détection et télémétrie par ondes lumineuses*. Le LiDAR émet des impulsions électromagnétiques de courte durée (nanosecondes) dans les longueurs d'onde du proche infrarouge (autour de 1 064 nm) pour les LiDAR topographiques et dans les longueurs d'onde du spectre visible de la bande verte (autour de 532 nm) pour les LiDAR bathymétriques (Beraldin, Blais et Lorh, 2010). Le temps de retour de l'onde entre l'émetteur et le récepteur est calculé par une horloge interne (*Time Interval Meter* ou *TIM*) (Bonn et Rochon, 1992; Jensen, 2007; Xhardé, 2007) (figure 2.3). Pour les systèmes mobiles, la plate-forme d'acquisition intègre une centrale inertielle et un GPS en plus du laser afin de positionner les données acquises. La relation spatiale entre les trois instruments doit être connue précisément. La synchronisation dans le temps est réalisée à l'aide du signal PPS (pulsation par seconde) du GPS qui amorce l'horloge interne du laser. Cette mesure de temps est ensuite utilisée pour faire le lien entre la série de données et la position de la trajectoire de l'aéronef (Beraldin, Blais et Lorh, 2010).

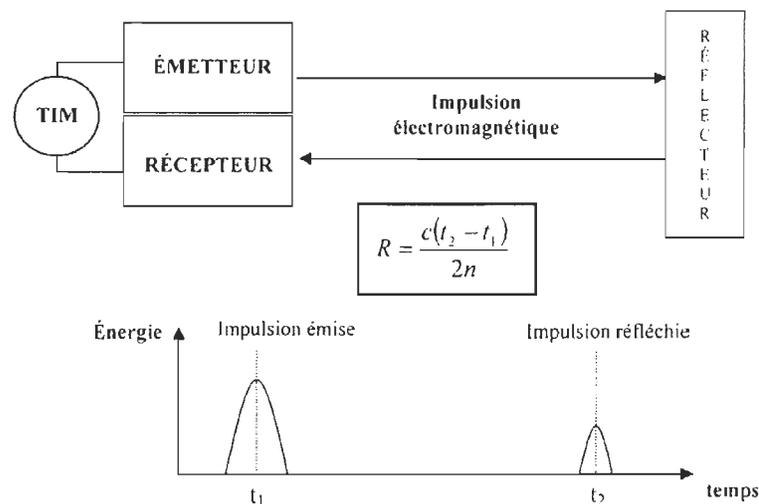


Figure 2. 3 Principe de la télémétrie laser entre l'émetteur et le récepteur (Source : Xhardé, 2007).

Plusieurs sources d'erreurs systématiques sont associées aux systèmes LiDAR intégrés (Lichti et Skaloud, 2010; Glennie, 2007; Sallenger *et al.*, 2003; Xhardé, 2007; Zhou et Xie, 2009). Tout d'abord, la centrale inertielle (IMU) synchronisée peut engendrer une erreur dans l'altitude observée causée par les imprécisions de mesure des angles de roulis, de tangage et de lacet de l'appareil. Ces imprécisions sont minimales et peuvent être corrigées par une calibration très précise. L'erreur associée à l'angle de désalignement est l'incertitude due à l'orientation entre la centrale inertielle et la plate-forme du laser. Les erreurs de distance sont dues aux composantes du laser. Relativement complexe, cette erreur est liée à la précision du décalage (différence de temps) entre l'émission de l'onde et le retour consécutif de cette pulsation. L'erreur de pointage apparaît lors du mouvement de balayage, lorsqu'il y a un désalignement entre l'encodeur et le miroir rotatif. L'erreur des bras de levier consiste à l'imprécision dans la mesure prise entre le centre de phase des instruments et l'origine du système. Glennie (2007) a mesuré le pourcentage associé à chacune des sources d'erreur pour les systèmes terrestres mobiles (figure 2.4).

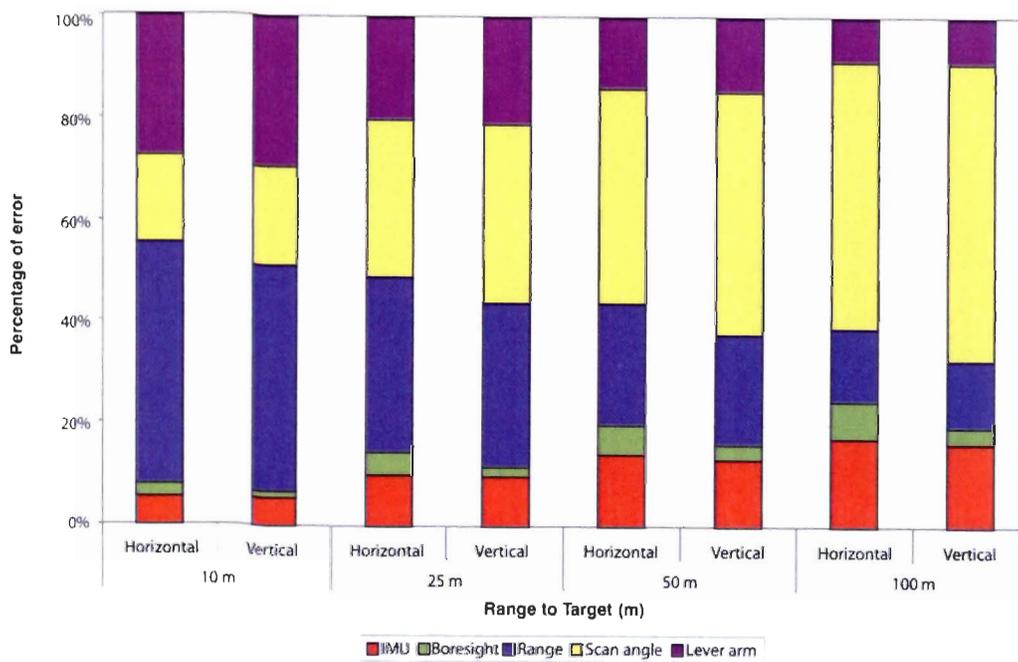


Figure 2. 4 Sources d'erreurs systématiques (Source : Glennie, 2007).

CHAPITRE III

SITE D'ÉTUDE

Le site d'étude de ce mémoire de maîtrise a été choisi en fonction des conditions hydrodynamiques et des caractéristiques de la zone côtières (type de côte, état de la côte, énergie à la côte et lithostratigraphie) qui permettent une approche d'analyse par cellule hydrosédimentaire. Une connaissance approfondie de l'environnement étudié permettra de bien comprendre la variabilité spatiale de la disponibilité sédimentaire et la mettre en lien avec les caractéristiques de la côte.

3.1 Conditions hydrodynamiques

La péninsule de Manicouagan est située sur la côte nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent au Québec, Canada (figure 3.1). Cette région correspond à une unité hydrosédimentaire limitée par deux grands systèmes fluviaux, la rivière aux Outardes à l'ouest et la rivière Manicouagan à l'est (Dubois, 1979). Cette unité primaire est subdivisée en quatre cellules définies par la divergence de courants de dérives littorales principales (Bernatchez, 2003). La marée de type semi-diurne présente un marnage de 3 m lors de la marée moyenne et de 4,3 m lors de marées de vive-eau (Service hydrographique du Canada). Située dans une région tempérée froide, la zone d'étude est soumise aux processus glaciels qui peuvent contribuer largement aux changements morphologiques des plages et à leur évolution (Dionne, 1973 ; Lessard et Dubois, 1984 ; Moign, 1972).

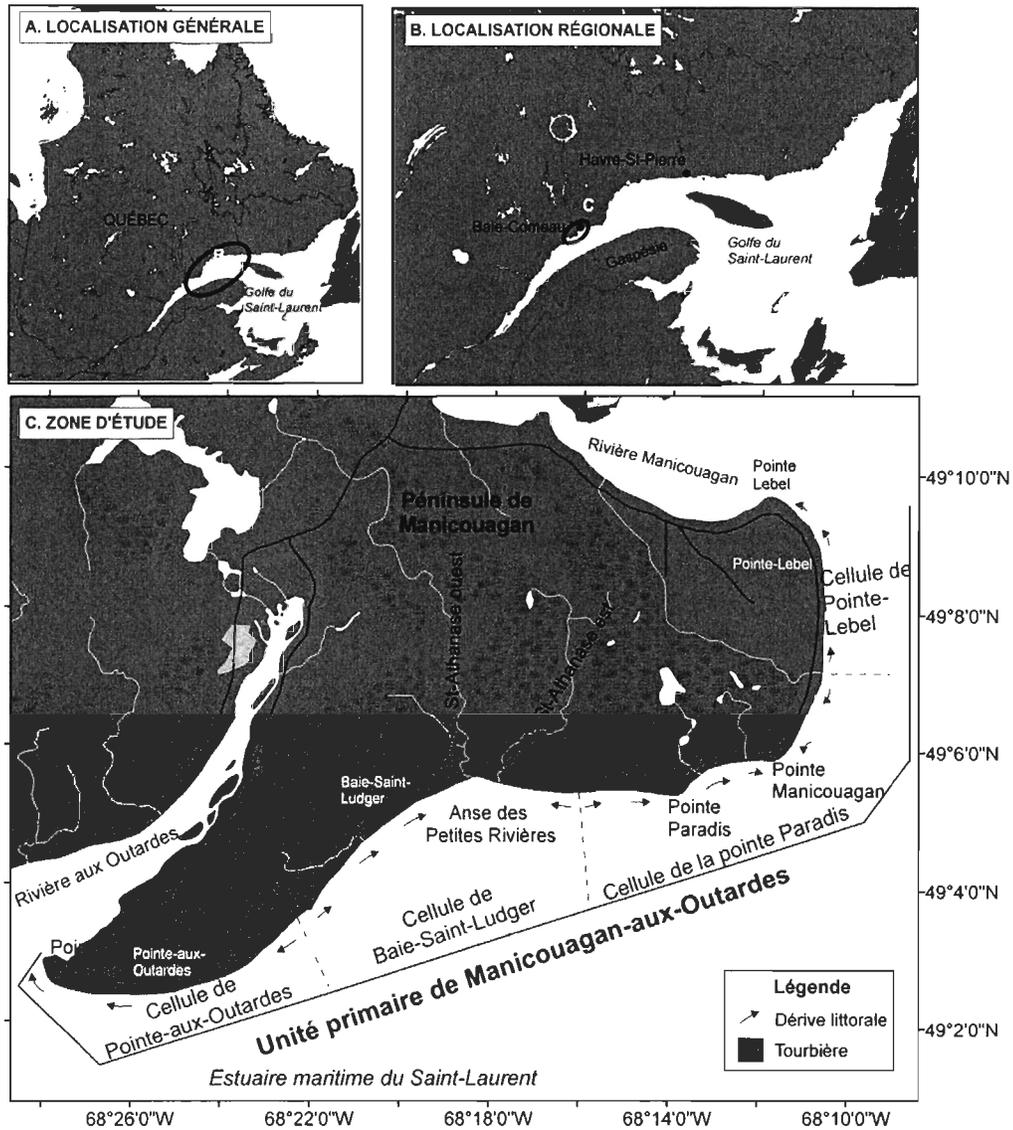


Figure 3. 1 Localisation du site d'étude (modifié de Bernatchez, 2003).

3.2 Caractéristiques de la zone côtière

Le secteur d'étude correspond au complexe deltaïque de Manicouagan-aux-Outardes (Bernatchez, 2003). La péninsule de Manicouagan possède de vastes tourbières, dont deux bordant le littoral dans les secteurs de Pointe-Label et de Baie-Saint-Ludger. Les falaises

meubles littorales ont une hauteur variant de 4 à 15 m. La lithostratigraphie de la ligne de rivage est sableuse sur 59 % de sa longueur. Plus de la moitié de cette côte sableuse correspond à des zones à falaise (56 %) alors que le reste est caractérisée par des terrasses de plage (44 %). La batture de la zone varie entre 1 et 3,5 km. La largeur du haut estran varie entre 0 et 65 m avec une moyenne de 22 m. Le littoral de la péninsule de Manicouagan a été fortement anthropisé au cours des dernières années, passant de < 1 % à 32 % d'artificialisation entre 1931 et 2010 (Carrier, 2001; Bernatchez, 2003). Le tableau 3.1 présente le pourcentage de longueur de la ligne de rivage affecté par une structure de protection ainsi que le type de structure observé pour chacune des cellules hydrosédimentaires à l'été 2010 et pour l'ensemble de la péninsule de Manicouagan pour les années 1931, 1965, 1978/1979, 1996, 2000 et 2010.

Tableau 3. 1 Pourcentage de côte artificialisée et type de structure par cellule hydrosédimentaire

Cellules	1931 [†]	1965 ^{††}	1978 / 1979 ^{††}	1996 ^{††}	2000 ^{††}	2010	Structure de protection
Pointe-aux-Outardes	nd	nd	nd	nd	nd	33%	Enrochement Épis transversaux
Baie-Saint-Ludger	nd	nd	nd	nd	nd	11%	Enrochement Épis transversaux
Pointe Paradis	nd	nd	nd	nd	nd	32%	Enrochement Brise-lame
Pointe-Lebel	nd	nd	nd	nd	nd	54%	Enrochement Recharge en sable
Péninsule de Manicouagan	< 1 %	2%	3%	19%	25%	32%	

[†] Source: Bernatchez (2003)

^{††} Source: Carrier (2001)

3.3 Lithologie des plages

De manière générale, la texture de la plage de la péninsule de Manicouagan est assez homogène. L'estran est généralement sableux, mais le bas estran est constitué principalement de silt prodeltaïque recouvert d'une mince couche de sable fin à moyen (Bernatchez, 2003). Visuellement, il est possible d'observer des différences de granulométrie et de teinte dans les sédiments. La figure 3.2 montre quelques exemples de lithologie selon l'emplacement sur la

zone côtière, soit : sur le bas estran, sur le haut estran et sur le haut de plage. Tout d'abord, sur le bas estran, la granulométrie est généralement fine, représentée par des sables fins et du silt. Par contre, quelques graviers sont parfois présents, principalement juste en dessous de la flexure. La teinte varie selon la source sédimentaire et des rides de courants sont observées dans certains secteurs. Sur le haut estran, la granulométrie générale est des sables moyens. À la limite supérieure, près du haut de plage, des graviers peuvent être observés. À la limite inférieure, près de la flexure, des sédiments fins et du silt sont quelques fois observés ainsi que la présence de graviers. Sur le haut de plage, la granulométrie du sable est principalement moyenne et grossière. Puisque cette partie de la zone côtière est submergée seulement lors des tempêtes ou surcotes, des rides créées par le vent peuvent être présentes.

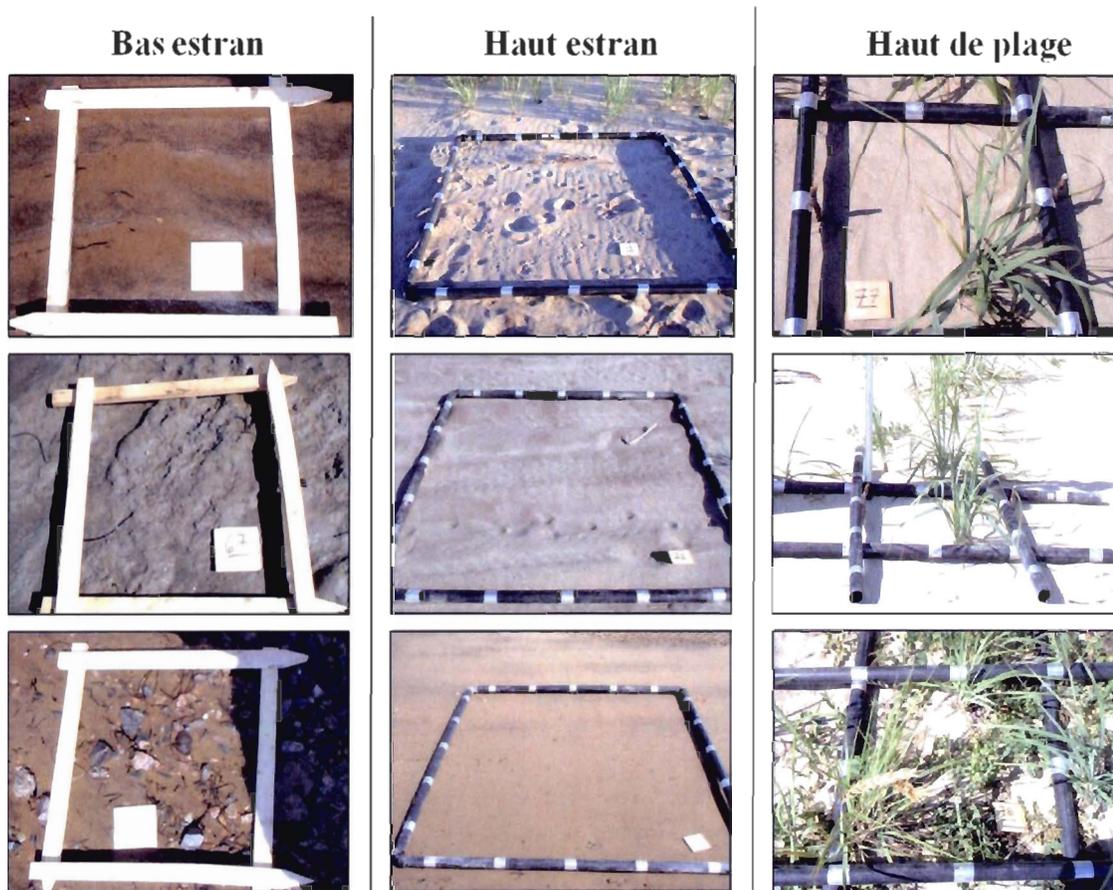


Figure 3. 2 Observation visuelle de la lithologie des plages.

CHAPITRE IV

MATÉRIEL ET DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE

La démarche méthodologique est une partie importante de ce mémoire de maîtrise. Ce chapitre est divisé en trois sections. Tout d'abord, la campagne sur le terrain, incluant les caractéristiques du matériel utilisé et la description des méthodes appliquées. Ensuite, les différents traitements de données provenant des capteurs et enfin, le traitement cartographique effectué est décrit.

4.1 Campagne sur le terrain

4.1.1 Caractéristiques du système mobile de laser terrestre

Le système mobile de laser terrestre (SMLT) est constitué de trois composantes principales: un balayeur laser, un système de navigation inertiel GPS-INS (composé d'un IMU et d'un récepteur GPS) et une caméra (figure 4.1). Le balayeur laser est un Riegl Q120i à miroir rotatif. La caméra couleur est la PointGrey Grasshopper GRAS-50S5C-C à une résolution de 5 MP. Les métadonnées sont disponibles en annexe 1. Le système de navigation (Novatel SPAN) est composé du récepteur GPS ProPak-3 de Novatel et de l'IMU HG1700 d'Honeywell (figure 4.2). Un récepteur statique positionné sur un point géodésique connu permet la correction de la trajectoire du système de navigation mobile par post-traitement des données GPS-INS. La position de la base a été définie par le service *SCRS - Precise Point Positioning* (PPP) du ministère des Ressources naturelles du Canada et recalculée pendant un minimum de 6 h d'observation chaque jour de levé. Les instruments sont fixés dans la boîte arrière d'un véhicule tout-terrain Ranger de Polaris, sur une même structure rigide, en acier, de façon à ce que le système inertiel mesure les mouvements des autres capteurs (laser et caméra) (figure 4.1). L'ensemble de ces capteurs est branché à un ordinateur-serveur ainsi qu'à un multiplexeur où converge l'information des différents instruments vers la plate-forme

d'acquisition pour être enregistrée par les logiciels *T3D CAM Capture* et *T3D Laser Capture* conçus par la firme québécoise Géo-3D Inc. (Trimble Canada). Les données GPS et inertielles brutes sont enregistrées dans le logiciel *GPS Solution*. L'angle des capteurs est variable, mais un angle négatif de 15° en tangage et positif de 90° en lacet a été considéré comme optimal pour le relevé de la topographie de la plage. L'angle de roulis est presque nul.



Figure 4. 1 Système mobile de laser terrestre (SMLT) (A. Laser ; B. Caméra ; C. Récepteur GPS mobile ; D. Centrale inertielle ; E. Ordinateur portable)

Le balayeur laser est installé à l'arrière du véhicule vers l'extérieur droit sur une armature métallique. Le capteur laser utilisé pour les relevés est le *Riegl LMS-Q120-80* à miroir rotatif. La fréquence de balayage utilisée est de 40 hertz permettant l'acquisition d'environ 11 250 points/seconde. L'angle de balayage est de 40° vers le bas et de 40° vers le haut totalisant un angle de 80° . Ce laser enregistre une valeur dans le proche infrarouge pour chacun des points

acquis. Les paramètres techniques sont présentés au tableau 4.1. La hauteur d'acquisition correspond à la hauteur du capteur laser par rapport au sol.

Tableau 4. 1 Paramètres techniques du LiDAR Riegl LMS-Q120-80

Paramètres techniques	
Longueur d'onde	0.9 μm
Angle de balayage	80°
Hauteur d'acquisition	2 m
Exactitude	25 mm
Vitesse d'acquisition	5 à 100 scan/sec
Acquisition	11 000 pts /sec

Source : Riegl (2010)

Le système de navigation inertiel GPS-INS est installé sur le SMLT afin de connaître la position et les mouvements du véhicule. Ces données sont ensuite utilisées par les fonctions photogrammétriques et lors de calculs des nuages de points. Le D-GPS utilisé sur le SMLT est le Propak-3 du modèle SPAN de Novatel. Sa précision théorique est de l'ordre de 2 cm lorsqu'utilisé en post-traitement avec une base GPS située dans un rayon de quelques kilomètres du récepteur mobile. Afin de corriger les données acquises par le récepteur mobile installé sur le SMLT, le deuxième récepteur est posé sur une base d'acquisition statique. Le système D-GPS fonctionne par triangulation entre le récepteur et les satellites. Un minimum de 3 satellites est nécessaire pour trianguler la position du récepteur. L'utilisation d'une base statique sur un point aux coordonnées connues conjointement à un récepteur mobile permet d'améliorer grandement la précision du système (figure 4.2). La centrale inertielle utilisée pour ce relevé est le IMU-HG1700 (manufacturier Honeywell) du système SPAN de Novatel. Ce système de navigation permet de mesurer les angles de tangage, de roulis et de lacet du véhicule lors du relevé. D'après la fiche technique de l'appareil, la précision obtenue est de 0,013° au tangage et au roulis et de 0,04° au lacet. Pour compléter la plate-forme inertielle, un GPS est installé afin de connaître la position exacte du véhicule et des instruments lors du relevé.

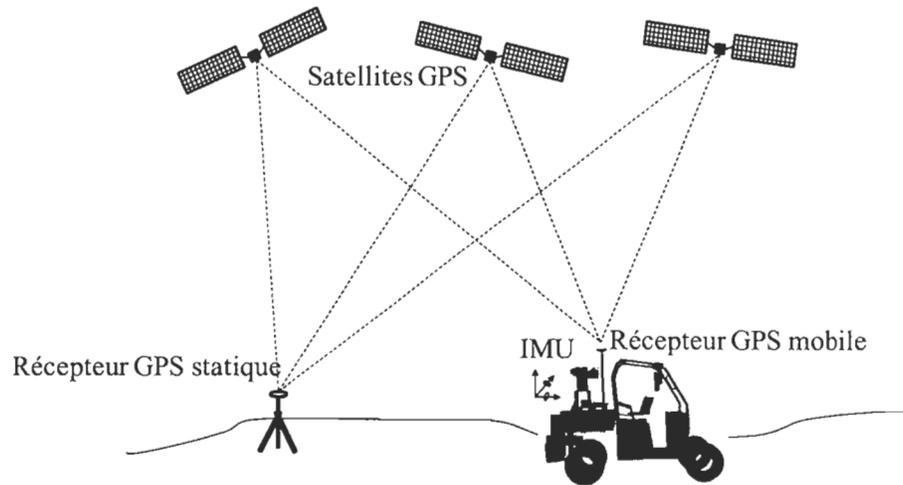


Figure 4. 2 Système mobile de laser terrestre et système de navigation.

Une caméra couleur vidéographique numérique a été installée au-dessus du laser de façon à ce que la distance latérale entre le laser et la lentille de la caméra soit minimale pour minimiser les bras de levier. Le modèle de la caméra est la PointGrey Grasshopper GRAS-50S5C-C à capteur CCD d'une résolution de 2 448 par 2 048. Ce modèle de caméra peut être ajusté à une vitesse atteignant 15 trames par seconde, mais la vitesse utilisée est de 5 trames par seconde. Le logiciel d'acquisition utilisé avec cette caméra est *T3D Cam Capture 4.4*.

La calibration sur le terrain est obtenue à l'aide d'un relevé sur un site où des points de contrôle sont pris à l'aide d'un D-GPS sur des repères connus et reconnaissables lors du levé. Le site de calibration est le stationnement de l'aéroport de Baie-Comeau. Au total, 97 points de contrôle ont été relevés sur les lignes de stationnement et sur les panneaux indiquant le numéro de l'emplacement de stationnement (figure 4.3). Plusieurs lignes de levé laser sont ensuite effectuées avec le SMLT afin d'acquérir différents nuages de points qui se superposent et qui serviront à calibrer les angles des instruments en post-traitement.

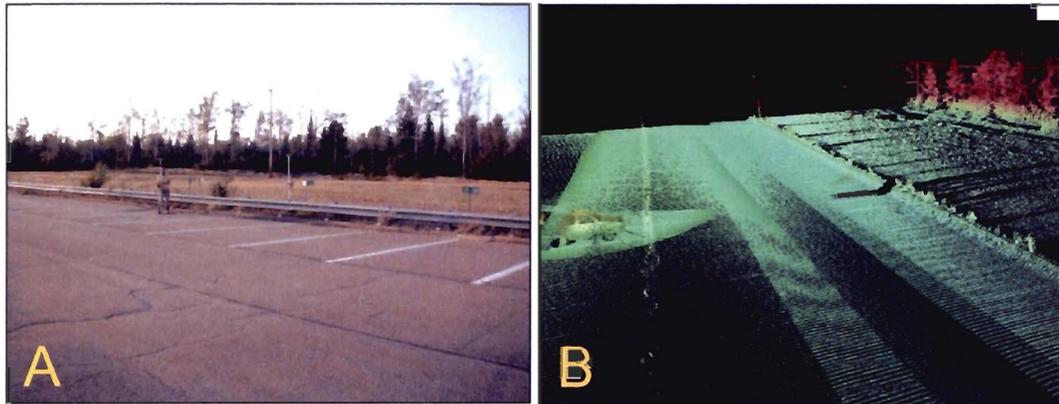


Figure 4. 3 Site de calibration (A. Prise de points au D-GPS; B. Image 3D du site).

4.1.2 Période de levé

Les levés du SMLT ont été réalisés pendant les périodes de basses mers lors de la marée de vives-eaux du 10 au 14 août 2010 (figure 4.4). La période de la marée basse est choisie afin que le bas estran soit découvert.

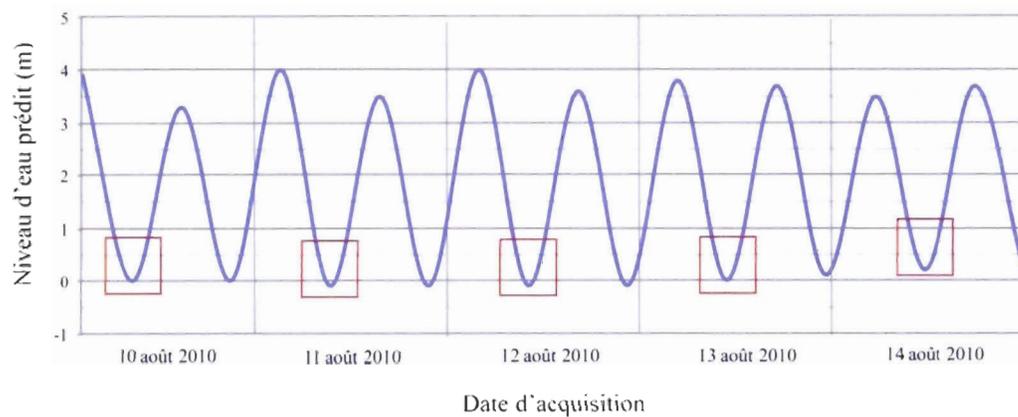


Figure 4. 4 Niveau d'eau prédit pour la période du 10 au 14 août 2010 (les encadrés rouges correspondent aux périodes d'acquisition) (Adapté de : Pêches et Océans Canada, 2010).

4.1.3 Validation sur le terrain

Pour la validation sur le terrain du nuage de points acquis par le laser, des points de contrôle sont pris à l'aide d'un D-GPS sur des cibles fixes. Le D-GPS utilisé pour la validation est le Ashtech ProMark3 (PM3), atteignant une précision verticale théorique en mode mobile de 0,015 m et horizontale de 0,012 m. En mode statique, la précision verticale théorique est de 0,01 m et de 0,005 m horizontalement. Afin de minimiser l'erreur atteinte, trois points géodésiques de haute précision ont été créés puis utilisés comme référence pour les bases afin de ne pas dépasser une distance de 10 km entre le mobile et la base. Les données topographiques acquises sur le terrain ont été corrigées à partir de la base GPS permanente de Baie-Comeau (40151M001) du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. À des fins de comparaison avec les données laser positionnées, les données au D-GPS de hauteur ellipsoïdale ont été transformées en hauteur orthométrique par le modèle HT_2.0 Canada.

Ajoutés aux points de contrôle utilisés pour la calibration, des points du D-GPS de validation ont été pris sur l'ensemble du territoire couvert afin de valider le positionnement du nuage de points. Dans un premier temps, des transects de validation ont été réalisés parallèlement au relevé laser. Pour chaque transects, deux ou trois cibles carrées en PVC de 2,25 m² ont été installées sur le profil de plage : une sur le bas estran, une sur le haut estran et une sur le haut de plage lorsqu'il était présent (figure 4.5 A). Pour chaque cible, un point D-GPS a été pris sur chaque coin de la cible, un sur chaque coin à l'intérieur de la cible et cinq à six points dans la surface intérieure de la cible, directement sur la plage. Pour chacun des transects, la ligne de rivage et la flexure ont été relevées au D-GPS sur une distance d'environ 50 m, à un intervalle de 1 m (figure 4.5 B). Dans un deuxième temps, des points de validation ponctuels ont été pris sur des surfaces fixes, principalement des coins d'escaliers et des rampes de mise à l'eau. Pour chaque point de validation, l'altitude a été comparée à celle du pixel correspondant sur la matrice d'altitude créée à partir des points au laser. La différence moyenne entre les points de validation et les données LiDAR (points et matrice) est considérée comme étant l'erreur de positionnement du nuage de points.

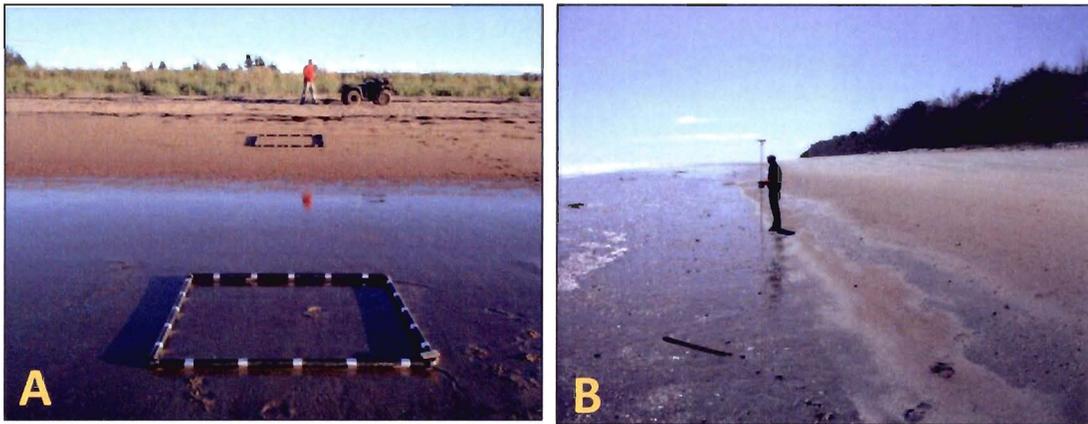


Figure 4. 5 Points de validation (A. Transects de validation; B. flexure).

4.2 Traitement des données des différents capteurs

Le traitement des données provenant des différents capteurs a été réalisé en trois étapes (figure 4.6). Tout d'abord, les bras de levier ont été mesurés lors de l'acquisition. Les angles entre le laser et le système de navigation ainsi que ceux de la caméra par rapport au système de navigation ont ensuite été établis par une calibration dynamique sur un site de 102 points de validation géopositionnés à l'aide d'un D-GPS Thales PM3. Cette technique peut aussi contribuer à corriger une part des erreurs d'installation. La suite du traitement a permis d'appliquer les résultats du post-traitement GPS-INS (positionnement et angles) à l'aide des logiciels *T3D GPS* et *T3D Analyst* de Trimble. Ceci a permis de créer des fichiers LAS et AVI positionnés. Les différentes étapes sont décrites précisément dans les sous-sections suivantes.

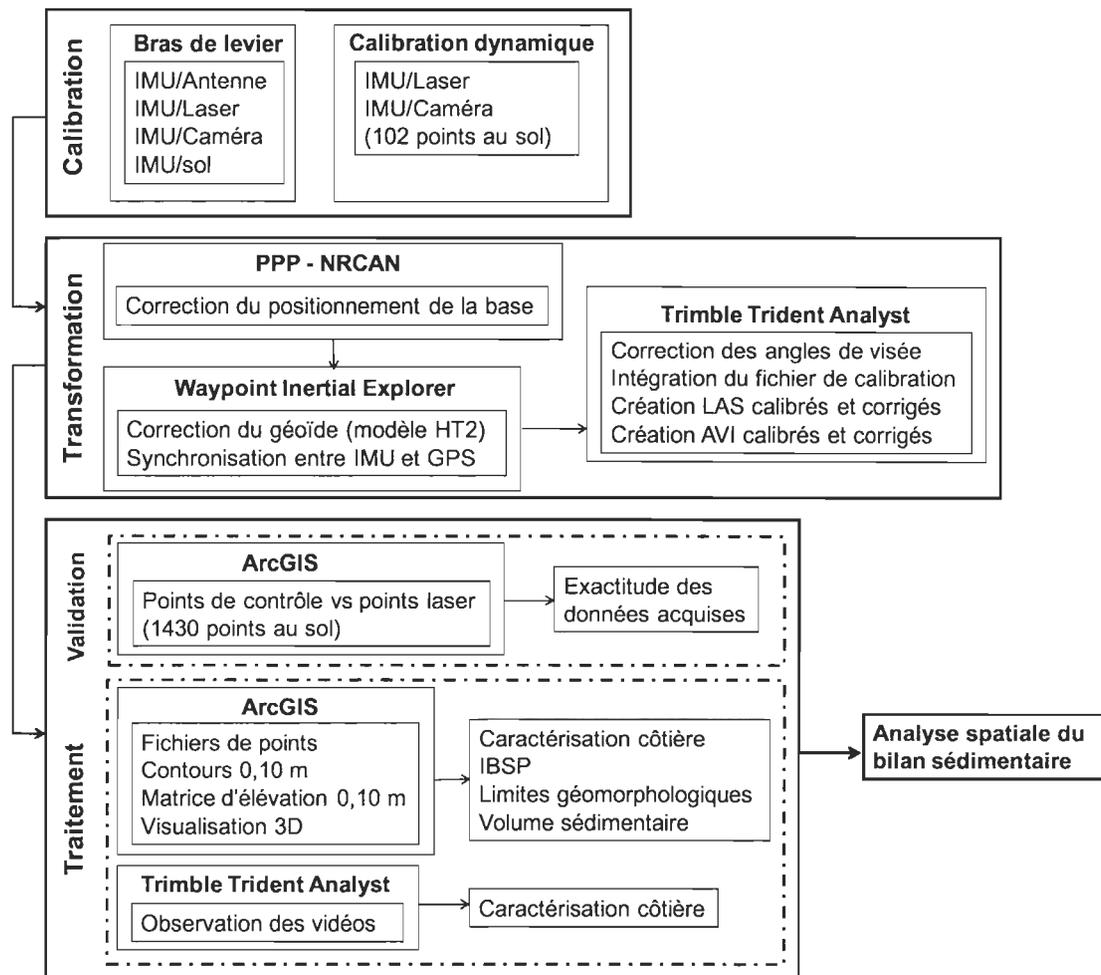


Figure 4. 6 Schéma méthodologique synthèse.

4.2.1 Calibration et positionnement

La correction des traces au GPS est effectuée dans deux applications. Tout d'abord, les données du GPS et du IMU doivent être traitées dans l'application *Waypoint Inertial Explorer* afin de post-traiter les données de la station de base et du mobile du GPS-INS et de créer un fichier contenant la trajectoire et les mesures d'angle améliorées du véhicule. Les fichiers GPS sont corrigés en post-traitement à partir des données de la base où la position exacte est calculée à partir du système canadien de référence spatiale (*SCRS-PPP Precise*

Point Positioning). Le post-traitement dans *Waypoint Inertial Explorer* combine à la fois les données du GPS et du IMU. Dans un premier temps, le post-traitement GPS est effectué. Par la suite, un filtre de Kalman est appliqué sur les données du GPS post-traitées et les données du IMU, ce qui en résulte par une trajectoire et des mesures d'angles améliorées. Ensuite, un fichier texte corrigé de chacune des journées d'acquisition est généré afin d'effectuer la correction sur chacune des lignes d'acquisition de cette même journée dans l'application *GPSAnalyst33*. Le point d'origine du système est le IMU et les distances sont mesurées vers le centre de phase du capteur 1 (caméra), le centre de phase du capteur 2 (laser), l'antenne GPS et le sol. Les angles d'acquisition sont mesurés seulement pour les deux capteurs. Le tableau 4.2 présente ces éléments de mesure.

Tableau 4. 2 Bras de levier et angles des capteurs

Distances (m)			
	X	Y	Z
Origine et capteur 1	0,34	0,06	0,81
Origine et capteur 2	0,356	-0,03	0,57
Origine et antenne GPS	0,56	0,28	0,88
Origine et sol			1,13
Angles (°)			
	Tangage	Lacet	Roulis
Capteur 1	-11,75	94,85	0,15
Capteur 2	-12,85	90,23	0,27

Lorsque les traces au GPS sont corrigées, c'est-à-dire que les données prises en temps réel sont remplacées par les données post-traitées, la calibration peut être effectuée afin de positionner les nuages de points et les images (figure 4.7). La calibration des images et du nuage de points a été réalisée dans l'application *Trident (T3D) Analyst 4.6* développée par la firme *GEO-3D Inc.* Afin d'appliquer la correction des angles, des bras de levier et du positionnement, un fichier texte de type C3D est associé à chacun des fichiers LAS pour les données du laser et à chacun des fichiers AVI pour les données vidéographiques. L'extension *LP360 QCoherent* conçue pour le traitement des données du LiDAR dans *ArcGIS®* a été utilisée pour transformer les données au laser flottantes en format LAS 1.2 compatible à *ArcGIS®*.

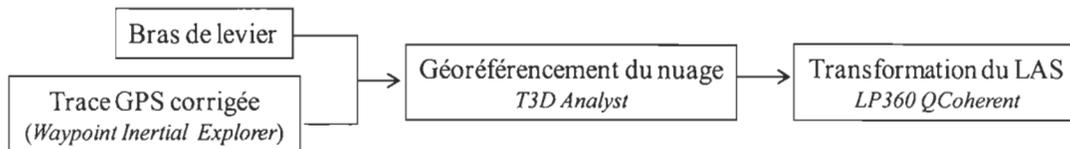


Figure 4. 7 Traitement de données du LiDAR.

Les modèles numériques d'altitude sont réalisés à partir des nuages de points au laser positionnés et corrigés. Les étapes de la transformation du nuage de points du laser en modèles numériques d'altitude sont schématisées à la figure 4.8. Tout d'abord, les fichiers de données au laser en format LAS 1.2 sont transformés en matrices d'intensité (réflectance) et d'altitude à une résolution spatiale de 0,1 m dans l'extension *LP360* du logiciel *ArcGIS*®. La matrice d'altitude est ensuite utilisée pour extraire la pente, l'ombrage (*hillshade*) et les contours dans l'extension *Spatial Analyst* du logiciel *ArcGIS*®. Un nouveau modèle numérique est alors créé pour ces trois types de données extraites de la matrice d'élévation. Les résultats de ces différents traitements n'ont pas tous été utilisés pour l'analyse finale dans le cadre de ce projet, mais le secteur de la rampe de mise à l'eau de la cellule de Pointe-Label est présenté en annexe 2 à titre informatif.

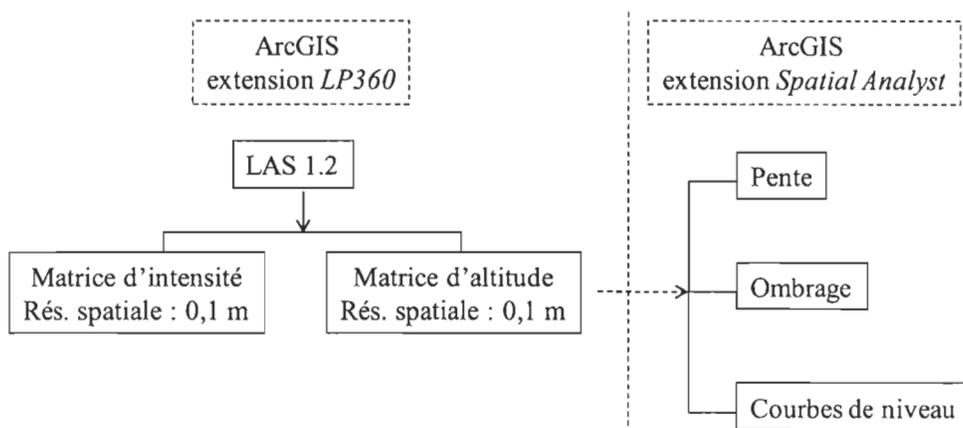


Figure 4. 8 Traitement des modèles numériques d'altitude.

4.2.2 Exactitude des données du LiDAR

La différence d'altitude entre les points de contrôle acquis au D-GPS et le levé au laser a été calculée selon deux méthodes différentes, et ce pour une multitude de types de surface en milieu côtier. Tout d'abord, les points de référence acquis au D-GPS sur le terrain ont été superposés à la matrice d'altitude à une résolution spatiale de 0,1 m. Pour chacun des points, la valeur du pixel de la matrice a été extraite de façon automatique par l'outil *Extract Values to points* de l'extension *Spatial Analyst* du logiciel *ArcGIS*[®]. Les valeurs d'altitude obtenues ont ensuite été transférées dans une feuille *Excel*[®]. La colonne des valeurs d'altitude issue de la matrice d'élévation a été soustraite à la colonne des valeurs d'altitude des 1050 points de contrôle du D-GPS. Les cases C et D de la figure 4.9 montrent la matrice d'élévation (C) et un rapprochement (*zoom*) sur quelques pixels de 0,1 m où les valeurs ont été extraites à partir de l'emplacement des points D-GPS (D). La deuxième technique consiste à mesurer la différence d'altitude entre les points de référence acquis au D-GPS et le point laser le plus près pour chacun des points de validation. Les cases E et F illustrent cette méthode où en E, les points violets sont la totalité des points laser captés autour des points de validation en vert. La case F est un rapprochement (*zoom*) de ces deux catégories de points. La distance entre les points de contrôle et les points laser les plus près a été inscrite. Ce processus a été réalisé manuellement dans *ArcGIS*[®].

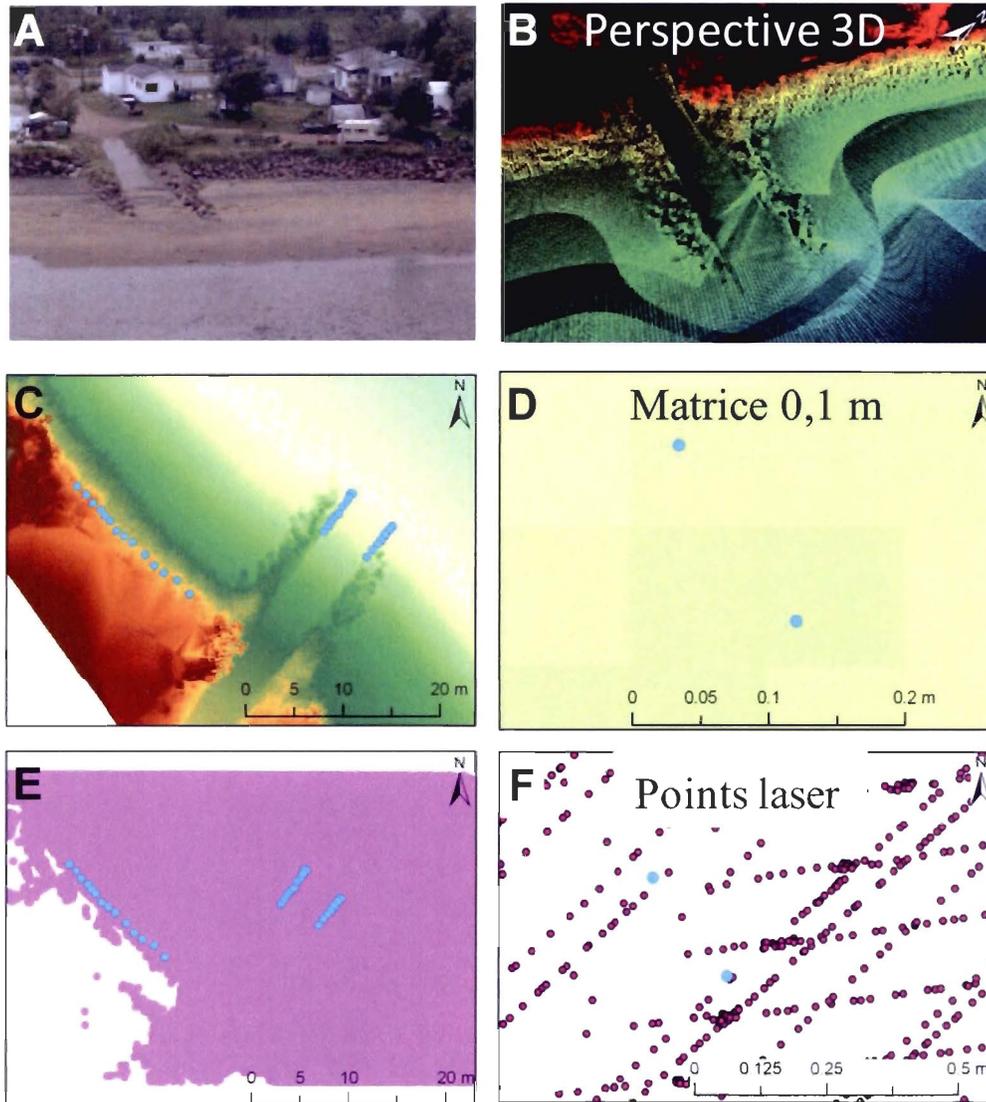


Figure 4. 9 Méthode de mesure de l'exactitude de l'altitude des données du LiDAR

A. Photographie couleur du site; B. Modèle 3D du site; C. Matrice d'altitude à une résolution spatiale de 0,1 m; D. Matrice d'altitude et points de validation au D-GPS (bleu); E. Nuage de points du LiDAR (violet) et points de validation D-GPS (bleu) ; F. Nuage de points du LiDAR (violet) et points de validation au D-GPS (bleu).

4.3 Traitement cartographique

4.3.1 Caractérisation côtière

La caractérisation côtière a été réalisée à partir de la vidéographie positionnée et du relevé au laser. À partir des images et du nuage de points 3D, des segments homogènes sont délimités en fonction des différentes variables sur la ligne de rivage, sur la falaise (ou microfalaise) côtière et sur la plage. Le tableau 4.3 présente les variables à l'étude ainsi que les classes de caractérisation associées à chacune d'elles. La segmentation est réalisée sur la ligne de rivage qui a été tracée sur le nuage de points 3D, où un nouveau segment est créé lorsqu'une des variables subit un changement. Le positionnement en *polylines* est effectué dans le logiciel *Trident Analyst* à partir de la carte 3D et de la vidéographie. Le traçage s'effectue directement dans la carte 3D sur les points au laser et la vidéographie est utilisée comme outil d'aide à l'interprétation dans une autre fenêtre. Lorsque l'interprétation du terrain s'avère difficile, une superposition de la vidéographie sur le nuage de points laser dans la carte 3D est possible. Pour la ligne de rivage, la limite de la végétation dense pour les côtes basses végétalisées est utilisée alors que, pour les côtes actives, le bas du talus ou de la microfalaise indique l'emplacement de la ligne de rivage. Pour les zones artificialisées par des structures de protection, la ligne de rivage correspond au bas de l'enrochement ou du muret. Ensuite, les *polylines* sont exportées en fichiers de forme (*shapefiles*) compatibles au logiciel *ArcGIS*®. Pour chacun des segments, chaque variable est caractérisée dans une table d'attributs intégrée dans le système d'information géographique *ArcGIS*® à des fins de cartographie spatiale.

Tableau 4. 3 Table d'attributs de la caractérisation côtière

Variable	Caractéristique	Abbréviation
État de la ligne de rivage	Actif	A
	Semi-végétalisé	SV
	Stable ou végétalisé	V
	Artificiel	Art
Artificialité sur la ligne de rivage	Enrochement	Enr
	Ballots de foin	F
	Muret	M
Énergie de la côte	Sans falaise	SF
	Microfalaise	MF
	Basse falaise	BF
	Moyenne falaise	MoF
	Haute falaise	HF
Statigraphie	Sable	S
	Silt	Si
	Tourbe	To
	Remblai	R
Artificialité sur la plage	Recharge en sable	RS
	Brise-lame	BL
	Épis transversaux	ET

La ligne de rivage a été caractérisée en quatre classes en fonction de son état d'instabilité : actif, semi-végétalisé, végétalisé et artificiel. L'état actif correspond à l'absence de végétation et les processus d'érosion sont généralement actifs. La ligne de rivage semi-végétalisée est caractérisée par la présence de végétation éparses où sa répartition totalise entre 25 et 75 % de la superficie de la surface de la falaise ou de la microfalaise. Cet état indique une réactivation ou une stabilisation de la côte et est généralement transitoire entre un état stable ou actif. L'état végétalisé indique un milieu stable où la végétation correspond à plus de 75 % de la superficie de la surface de la falaise ou de la microfalaise. Sur la péninsule de Manicouagan, deux types d'ouvrages de protection rigides sont utilisés : les enrochements et les murets. Un type de structure plus souple pour protéger la base des falaises contre l'impact des vagues est aussi utilisé dans certains cas : la mise en place de ballots de foin à la base des falaises actives.

L'énergie à la côte est caractérisée en quatre classes variant en fonction de la hauteur de la terrasse. Tout d'abord, les côtes sans falaise présentent généralement un état stable et végétalisé. Les côtes à microfalaise présentent une hauteur de moins de 1,5 m. La microfalaise est souvent associée à l'érosion de la terrasse et à l'abaissement de la plage. Les falaises sont divisées en trois catégories, les basses falaises d'une hauteur variant entre 1,5 et 5 m, les moyennes falaises variant entre 5 et 10 m et les hautes falaises caractérisées par une hauteur de plus de 10 m.

La lithostratigraphie des falaises et des microfalaises est utilisée puisqu'elle a un impact considérable dans le type de processus actifs qui, eux, jouent un rôle majeur sur la variabilité géomorphologique des plages, soit par la présence de résurgences, de glissements de terrain ou de suffosion. Puisque le terrain à l'étude est un complexe deltaïque, la stratigraphie dominante est sableuse et une unité de silt à la base est observée à certains endroits. Dans certaines zones, une couche de tourbe couvre le sommet des falaises. Dans les zones artificielles, certains secteurs contiennent des matériaux de remblai.

Pour les plages, seules les structures de protection ont été intégrées comme variable pour la segmentation côtière puisqu'elles ont un impact important sur la dynamique sédimentaire des plages. Deux types de structures ont été relevés : les épis transversaux et les brise-lames. Les recharges en sable sont aussi incluses dans cette catégorie.

4.3.2 Disponibilité sédimentaire

La topographie détaillée des données du LiDAR, juxtaposée à la vidéographie, a tout d'abord permis de tracer les limites géomorphologiques de la plage en trois dimensions. Les limites utilisées sont la ligne de rivage pour la partie supérieure et la flexure pour la partie inférieure (figures 4.10 et 4.11). L'emplacement de la ligne de rivage est défini par la limite de la végétation dense ou la base de la microfalaise pour les côtes basses et le bas du talus pour les côtes à falaise. La flexure se caractérise par le point d'inflexion et le changement de granulométrie, démarquant les haut et bas estrans. Les banques de données du LiDAR et de la

vidéographie ont aussi été utilisées pour caractériser, à haute résolution spatiale, la ligne de rivage en se basant sur les attributs de l'état, de la stratigraphie, de l'énergie à la côte et du type d'artificialité lorsqu'il y a lieu. Ces limites ont été utilisées pour calculer un indice de bilan sédimentaire des plages et le volume sédimentaire du haut estran.

Tout d'abord, un indice de bilan sédimentaire des plages (IBSP), déterminé par Bernatchez *et al.* (2011) a été modifié et calculé à un intervalle de 50 m, pour un total de 616 profils sur l'ensemble de la zone d'étude. Cet indice est principalement utilisé pour connaître la répartition du bilan sédimentaire du système côtier. Il permet d'identifier les secteurs déficitaires et en accumulation. Plus la valeur résultante de l'indice est faible, plus la disponibilité sédimentaire de la plage est faible, ce qui se traduit généralement par un déficit sédimentaire. L'IBSP se traduit par l'équation 1 et est schématisé à la figure 4.10.

(eq. 1)

$$\text{IBSP} = ((z_{LR} - z_F) * LP) / 2$$

où z_{LR} : altitude de la ligne de rivage

z_F : altitude de la flexure

LP : largeur du haut estran

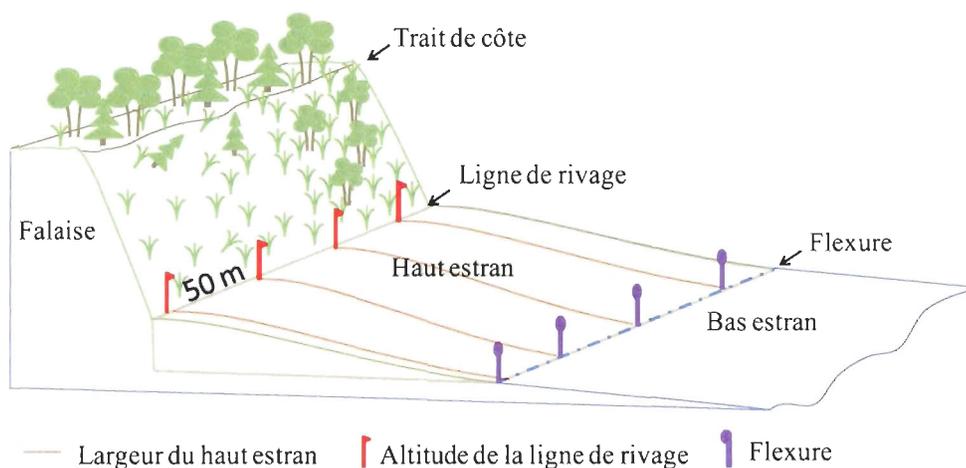


Figure 4. 10 Schéma de la formule de l'indice de bilan sédimentaire.

La largeur du haut estran correspond à la distance entre la ligne de rivage et la flexure. L'extension *Digital Shoreline Analysis System* (Thieler *et al.*, 2005) est utilisée pour générer automatiquement des transects à un intervalle fixe de 50 m et pour mesurer la largeur du haut estran. L'altitude des limites supérieure et inférieure du haut estran est extraite pour chacun des transects à l'aide de l'extension *Spatial Analyst* de ArcGIS®.

L'IBSP est défini selon cinq classes à partir de la moyenne et de l'écart type de l'ensemble des transects du système côtier de la péninsule de Manicouagan. L'étendue des données varie entre 0 et 90,5, la moyenne étant de 28 et l'écart type de 16. Le tableau 4.4 montre les 5 classes de l'indice, allant de très faible à très élevé. Afin de connaître la variabilité spatiale de la disponibilité sédimentaire, une cartographie des résultats de l'indice est réalisée ainsi que des analyses statistiques sur l'influence des variables utilisées lors de la segmentation côtière sur les résultats de l'IBSP obtenues. Puisque les profils de plage réalisés à un intervalle prédéfini est généralement la technique la plus utilisée pour calculer le bilan sédimentaire en géomorphologie côtière, nous avons testé l'impact du choix de l'intervalle entre les profils pour sept distances différentes, jusqu'à un maximum de 2 km. Afin de connaître l'impact de l'intervalle des transects sur les résultats, la même technique est utilisée à des intervalles de 100 m, 500 m, 1 km et de 2 km.

Tableau 4. 4 Classes de l'indice de bilan sédimentaire

Classes	Valeurs
Très faible	0 à 4
Faible	4,01 à 20
Modéré	20,01 à 36
Élevé	36,01 à 52
Très élevé	52,01 à 90,5

Pour calculer le volume sédimentaire du haut estran, la zone d'étude a été divisée en 303 polygones à intervalle fixe de 100 m de longueur à partir de la ligne de rivage. Pour chacun des polygones, l'altitude de la flexure a été établie à partir d'une moyenne de dix points afin de déterminer le niveau de base utilisé pour le calcul du volume. L'outil de calcul de volume de l'extension *3D Analyst* de *ArcGIS*® permet d'extraire le volume donné sous une matrice d'altitude. Le facteur d'élévation utilisé est de un ($z = 1$). Le volume obtenu a ensuite été normalisé par la longueur de la zone pour obtenir le volume moyen (m^3) par mètre linéaire. Ainsi, le volume obtenu pour chaque segment de 100 m linéaire a été divisé par 100. La figure 4.11 montre les différentes limites utilisées pour le calcul du volume. Il faut mentionner que, pour trois compartiments (LE_04, LE_06 et LE_08), les fichiers de traitement sont corrompus et il a été impossible de calculer le volume sédimentaire.

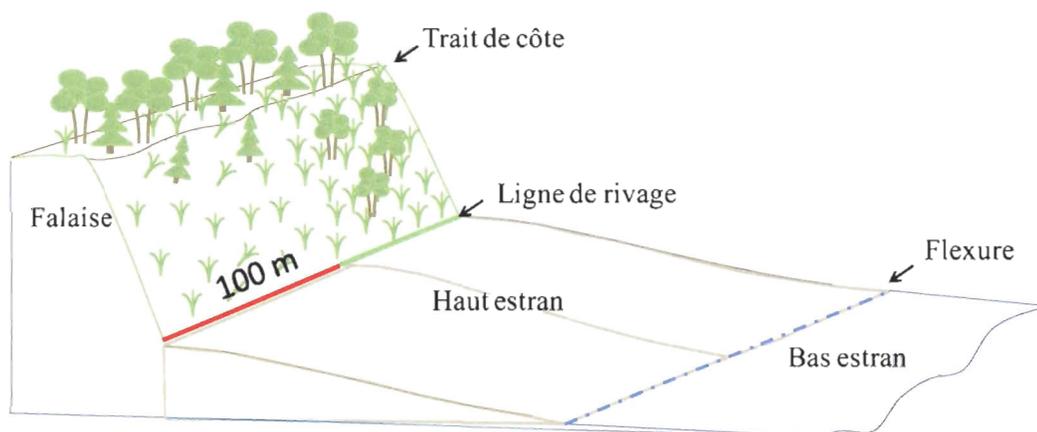


Figure 4. 11 Limites utilisées pour calculer le volume sédimentaire des plages.

CHAPITRE V

RÉSULTATS

Afin d'évaluer l'erreur atteinte par le système mobile de laser terrestre et de connaître la disponibilité sédimentaire de la péninsule de Manicouagan, différents types de résultats ont été extraits des banques de données acquises. Tout d'abord, l'erreur moyenne du système a été calculée en fonction de son emplacement sur la zone littorale. Ensuite, la disponibilité sédimentaire spatiale est présentée à l'aide de carte pour chaque des quatre cellules hydrosédimentaires. Enfin, l'impact de l'intervalle des profils de l'indice de bilan sédimentaire des plages est évalué.

5.1 Erreur systématique

La figure 5.1 montre l'étendue de l'erreur verticale (z) calculée qui équivaut à la différence entre les points de contrôle pris au D-GPS et les données au laser acquises par le SMLT. La résolution spatiale élevée du nuage de points acquis a permis de comparer les points de validation et les points au laser à une distance linéaire de moins de 0,12 m dans tous les cas. L'étendue des erreurs calculées pour chaque surface et limites géomorphologiques sur la plage est présentée sur le diagramme de boîte à moustaches de la figure 5.1. Les valeurs à l'extérieur représentent des valeurs anormales, soit éloignées ou extrêmes. Les valeurs éloignées correspondent aux valeurs qui se situent entre 1,5 et 3 longueurs de la boîte dans l'intervalle interquartile et les valeurs extrêmes sont supérieures à 3 longueurs. Ces valeurs extrêmes et éloignées sont principalement observées sur la ligne de rivage et le haut de plage. La présence de végétation explique la différence marquée entre les données laser et les points de contrôle au D-GPS. La moyenne de l'erreur d'altitude calculée entre les points au laser et les points de validation est en moyenne sous-estimée de 0,11 m lorsque l'ensemble des points de validation est pris en compte, peu importe la surface cible. Les points au laser sont donc généralement positionnés plus bas que la réalité. Par ailleurs, si seulement les points pris sur

la plage (ligne de rivage, estran, flexure) sont considérés, cette erreur moyenne diminue à 0,1 m. Dans la même optique, si les points pris sur les limites géomorphologiques sont enlevés et que seulement les surfaces sableuses de l'estran (haut et bas) sont utilisées, cette erreur moyenne diminue encore à 0,09 m. La différence moyenne entre les points de validation et la matrice d'altitude est de 0,13 m. Si seulement les points sur les plages sont considérés, l'erreur diminue légèrement à 0,12 m. Par ailleurs, si les limites géomorphologiques (ligne de rivage et flexure) sont exclues, la différence diminue considérablement pour atteindre 0,1 m. Étant donné que les résultats entre les deux méthodes utilisées sont très semblables, il n'est pas possible de distinguer une méthode meilleure que l'autre. En ce sens, la méthode la plus pratique selon le type de résultats requis peut être utilisée sans contrainte d'erreur.

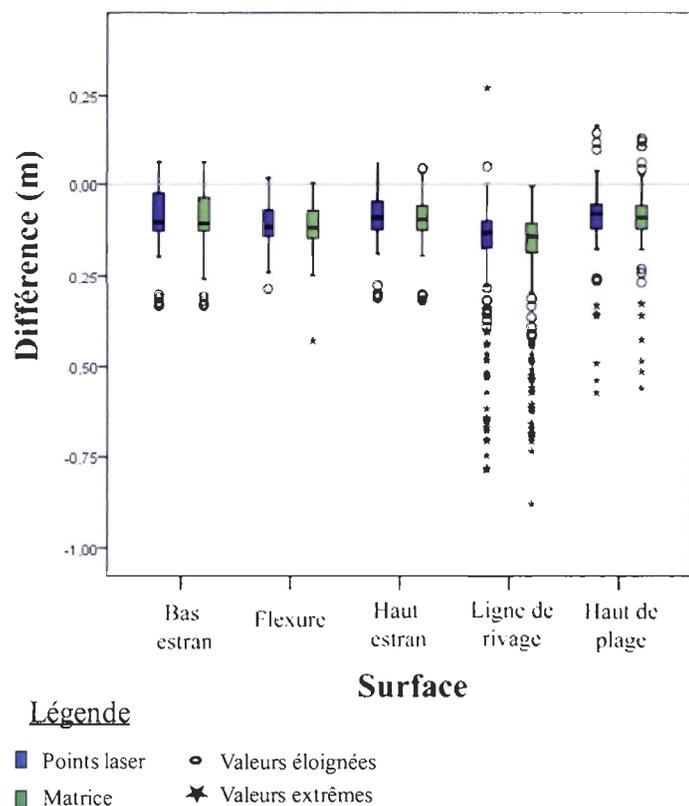


Figure 5. 1 Différence verticale entre les données acquises par le SMLT et les points de contrôle pris au D-GPS, selon leur position sur la plage.

5.2 Variabilité spatiale du bilan sédimentaire

5.2.1 Cellule de Pointe-aux-Outardes

La cellule hydrosédimentaire de Pointe-aux-Outardes s'étend de l'estuaire de la rivière aux Outardes jusqu'à un point de divergence de la dérive littorale à l'ouest de la Grosse Pointe (figure 5.2). Pour l'ensemble de la cellule, la dérive littorale transite de l'est vers l'ouest. Les caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de cette cellule sont présentées au tableau 5.1. La largeur de plage moyenne, calculée à partir de 167 transects, est de 24,4 m. Le volume sédimentaire moyen du haut estran calculé par segment de 100 m linéaire pour cette cellule hydrosédimentaire est de 37,4 m³/m. La valeur moyenne de IBSP est de 34,4, se situant près de la limite supérieure de la classe *modéré*. Les valeurs de l'IBSP varient entre les classes *très faible à élevé*. Le volume minimal calculé de 4,4 m³/m se situe dans un secteur anthropisé et le volume maximal est de 119,1 m³/m sur la pointe du Bout, située à l'extrémité ouest de la cellule.

Tableau 5. 1 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-aux-Outardes

Indicateurs	Artificielle			Naturelle			Transition			Ensemble de la cellule		
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne
Largeur de la plage (m)	8.1	27.8	12.1	18.9	53.7	29.7	12.9	31	24.1	8.1	53.4	24.4
Volume du haut estran (m ³ /m)	4.4	53.2	10.6	22.2	119.1	48.6	7.2	55.6	38.8	4.4	119	37.4
IBSP	2	49.4	10.7	16.9	90.6	44.7	1	56.1	36.1	1	90.1	34.4

Le secteur où le volume sédimentaire de la plage est le plus faible se situe à l'aval d'un ancien quai, devant une falaise enrochée d'un peu moins de 10 m de hauteur. Pour cette zone de 2 km de longueur, le volume moyen calculé est de 7,3 m³/m. Cette zone a un IBSP généralement *faible*, à l'exception de quelques profils à valeurs *très faibles*. Par ailleurs, sur l'ensemble de la cellule, la moyenne des secteurs enrochés est de 10,6 m³/m et l'IBSP moyen est de 10,7, se situant dans la classe *faible*. En moyenne, les secteurs naturels ont un volume

plus de quatre fois plus élevé (48,6 m³/m) que ceux avec des ouvrages de protection (10,6 m³/m). Le secteur de la pointe du Bout est celui où le volume moyen est le plus élevé avec une moyenne de 73 m³/m calculés sur une zone de 500 m linéaire. Pour ce même secteur, l'IBSP est *très élevé*. L'impact du quai de Pointe-aux-Outardes sur le transit sédimentaire est important. En effet, de larges plages sont situées du côté est du quai, à l'amont du transit, alors que du côté ouest, les plages sont très étroites. En plus d'être privées en partie du transit sédimentaire, ces plages sont situées devant des falaises sableuses enrochées, où l'apport sédimentaire provenant de la falaise est bloqué par la structure de protection. À titre comparatif, les premiers 500 m anthropisés en aval du quai ont un volume près de sept fois plus faible que la zone naturelle de 500 m en amont. La zone à l'amont du quai est presque entièrement naturelle et en partie active, à l'exception de quelques petits segments enrochés. Cette zone active au début de la cellule hydrosédimentaire est une source de sédiments importante pour la partie aval de la cellule. L'anthropisation de petits segments de moins de 150 m au sein d'une grande zone naturelle ne semble pas avoir d'impact majeur sur le volume des plages, notamment pour les compartiments autour de PO_57 et de PO_65. Le transit sédimentaire effectué par la dérive littorale provenant du nord-est semble suffisant pour compenser la perte de l'apport sédimentaire de la falaise enrochée. Cependant, le segment PO_11 présente un IBSP *très faible* et un volume sédimentaire de 7,2 m³/m malgré qu'il soit entouré de secteurs naturels. Cette dynamique pourrait être expliquée par un long historique d'artificialité à la base de cette falaise. De plus, la présence de quelques épis transversaux dans les compartiments PO_47 à PO_49 crée une accumulation sur la plage en bloquant une partie du transit sédimentaire et contribue à augmenter la disponibilité sédimentaire à l'aval, notamment pour le segment PR_51. Le volume de sable élevé de la pointe du Bout s'explique par sa position avantageuse face au transit sédimentaire en étant à l'extrémité de la cellule hydrosédimentaire, où le transit se termine. Cette pointe est une zone d'accumulation naturelle.

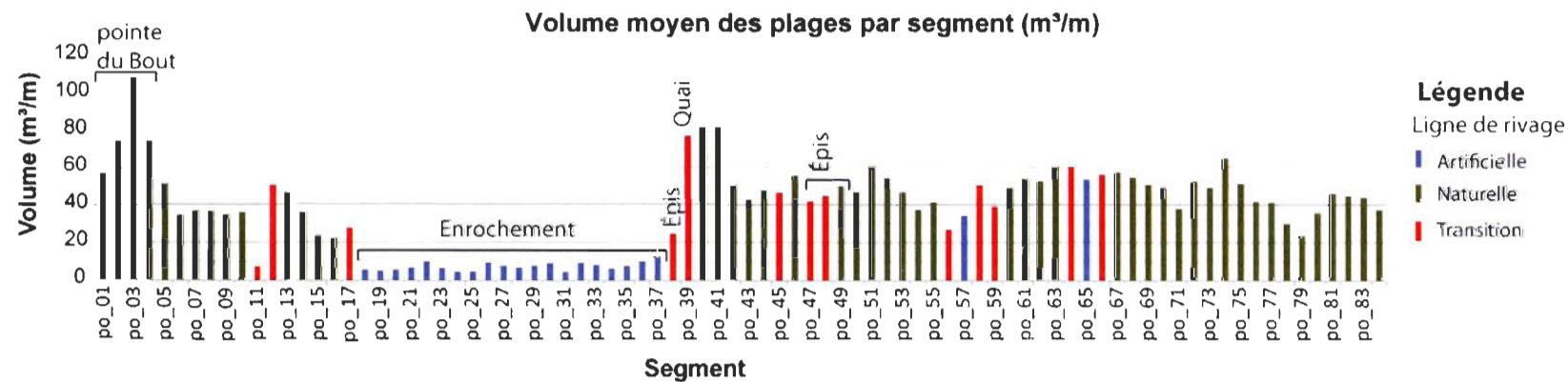
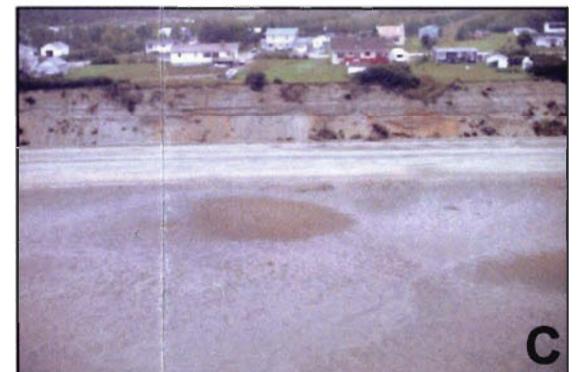
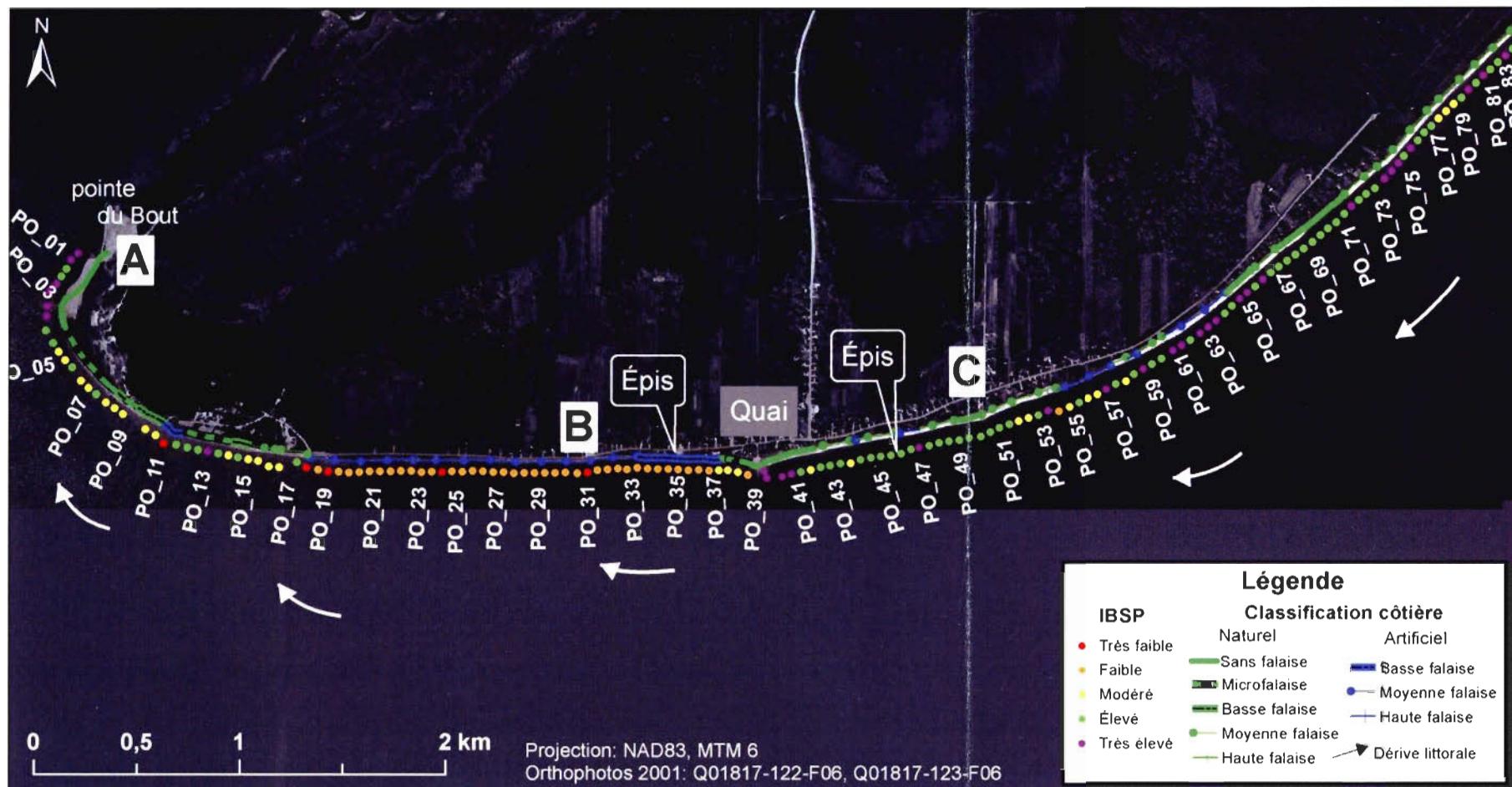


Figure 5. 2 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-aux-Outardes.

5.2.2 Cellule de Baie-Saint-Ludger

La cellule hydrosédimentaire de Baie-Saint-Ludger s'étend de la limite de la zone d'influence des rivières Saint-Athanase et Saint-Athanase Ouest jusqu'à un point de divergence de dérives littorales à l'ouest de la Grosse Pointe. Les caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de cette cellule hydrosédimentaire sont présentées au tableau 5.2. Les deux dérives littorales convergent vers l'anse des Petites Rivières. La largeur moyenne de la plage calculée à partir de 168 transects générés à un intervalle de 50 m est de 23,9 m. Le volume moyen du haut estran calculé par segment de 100 m linéaire est de 31,1 m³/m. La valeur moyenne de l'IBSP est de 31,4, se situant dans la classe *modéré*. Le volume minimal calculé de 4,7 m³/m se situe dans un secteur en transition et le volume maximal de 58,2 m³/m est situé à l'extrémité ouest de la cellule devant une falaise naturelle de hauteur moyenne.

Tableau 5. 2 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Baie-Saint-Ludger

Indicateurs	Artificielle			Naturelle			Transition			Ensemble de la cellule		
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne
Largeur de la plage (m)	10.6	14.3	12.2	13.5	47.6	25.2	9	21.3	16.7	9	47.6	23.9
Volume du haut estran (m ³ /m)	6	12.8	9.2	11.2	58.2	33.5	4.7	28.7	17.5	4.7	58.2	31.1
IBSP	1.6	21.2	9.6	6.8	60	33.6	0.2	35.8	19.1	0.2	60.1	31.4

Près de 95 % de la ligne de rivage de la cellule est caractérisée comme étant naturelle ou en transition. Les plages les plus larges se trouvent devant le secteur de terrasse de plage près du camping de Baie-Saint-Ludger et sur la Grosse Pointe, à la limite ouest de la cellule. Le secteur directement à l'est de la rivière Saint-Athanase (BSL_61 à BSL_76) est avantagé par sa position à la convergence de deux courants de dérive littorale où les sédiments transportés par la dérivé littorale du côté ouest sont remaniés et contribuent à engraisser ce secteur. Aussi, ce secteur reçoit des sédiments transportés par la dérive littorale provenant de l'est. Par ailleurs, les secteurs naturels sont principalement des falaises actives ou végétalisées. À l'intérieur de cette cellule, de nombreux processus terrestres actifs, tels que des glissements

de terrain et de la suffosion, ont un impact positif sur l'apport sédimentaire vers la plage, notamment devant les falaises naturelles à sommet tourbeux (BSL_01 à BSL_23) (figure 5.3-A). Ce secteur a un volume moyen de $37,5 \text{ m}^3/\text{m}$ et des plages d'une largeur moyenne de 29,6 m. En plus des apports sédimentaires provenant de la falaise, ce secteur reçoit aussi des sédiments par le transport de la dérive littorale vers l'est. Par ailleurs, au sein de ce secteur, les segments BSL_11 à BSL_17 présentent une disponibilité sédimentaire un peu plus faible. Devant le segment BSL_40, le volume de sédiments du haut estran est d'à peine $4,7 \text{ m}^3/\text{m}$ et présente un IBSP *très faible*. Ce petit segment est situé à l'emplacement d'une cicatrice d'un important glissement de terrain datant de 1964 et est enroché depuis plusieurs années. Le secteur où le volume sédimentaire et l'IBSP sont les plus faibles se situe entre BSL_45 et BSL_51, qui correspond à un secteur enroché sur une distance linéaire d'environ 600 m (figure 5.3-B). Ce secteur comporte aussi les plages les plus étroites. Ce secteur de falaise active a un long passé d'érosion et d'artificialisation (Bernatchez, 2000). La première structure à être mise en place est l'enrochement au bas de la falaise à la fin des années 1990 dans l'optique de protéger des résidences face à un risque d'érosion intense. Les principaux processus d'érosion à cette époque étaient : les décrochements, la suffosion et le sapement basal par les vagues. En 1992, les premiers épis transversaux ont été installés sur cette zone afin de bloquer le transit sédimentaire et créer une accumulation de sable sur la plage. En 1996 et 1997, l'enrochement à la base de la falaise a été allongé et, au même moment, des épis transversaux rocheux ont été installés sur la plage. Malgré ces infrastructures, le volume sédimentaire ne dépasse pas les $16 \text{ m}^3/\text{m}$ et l'IBSP de ce secteur varie entre *faible* et *très faible*. Ce déficit sédimentaire peut être expliqué par l'absence d'alimentation en sédiments provenant de la falaise autrefois active. Aussi, bien qu'un élargissement de la plage ait été observé suite à la mise en place des épis transversaux, la disponibilité sédimentaire s'avère plutôt faible en raison de la très faible épaisseur de sable accumulé au-dessus de l'unité silto-argileuse. L'extrémité est de la cellule hydrosédimentaire (BSL_77 à BSL_83) est caractérisé par un volume sédimentaire moyen de $24,4 \text{ m}^3/\text{m}$ ce qui est plus faible que la moyenne des secteurs naturels de $33,5 \text{ m}^3/\text{m}$. Ceci peut être expliqué par son emplacement à la limite de deux courants de dérive littorale divergents. En ce sens, peu de sédiments sont disponibles transportés au début de la cellule hydrosédimentaire.

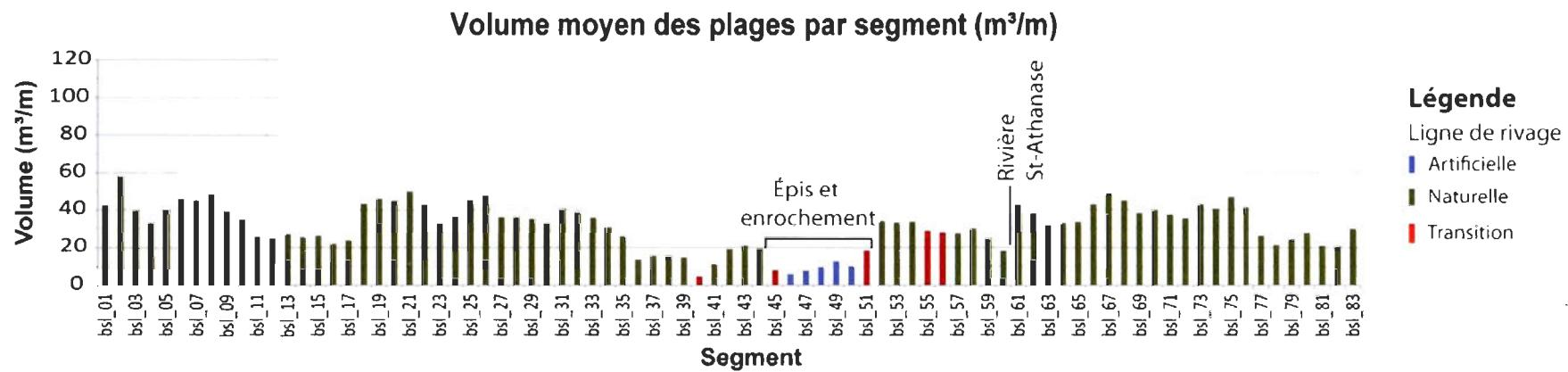
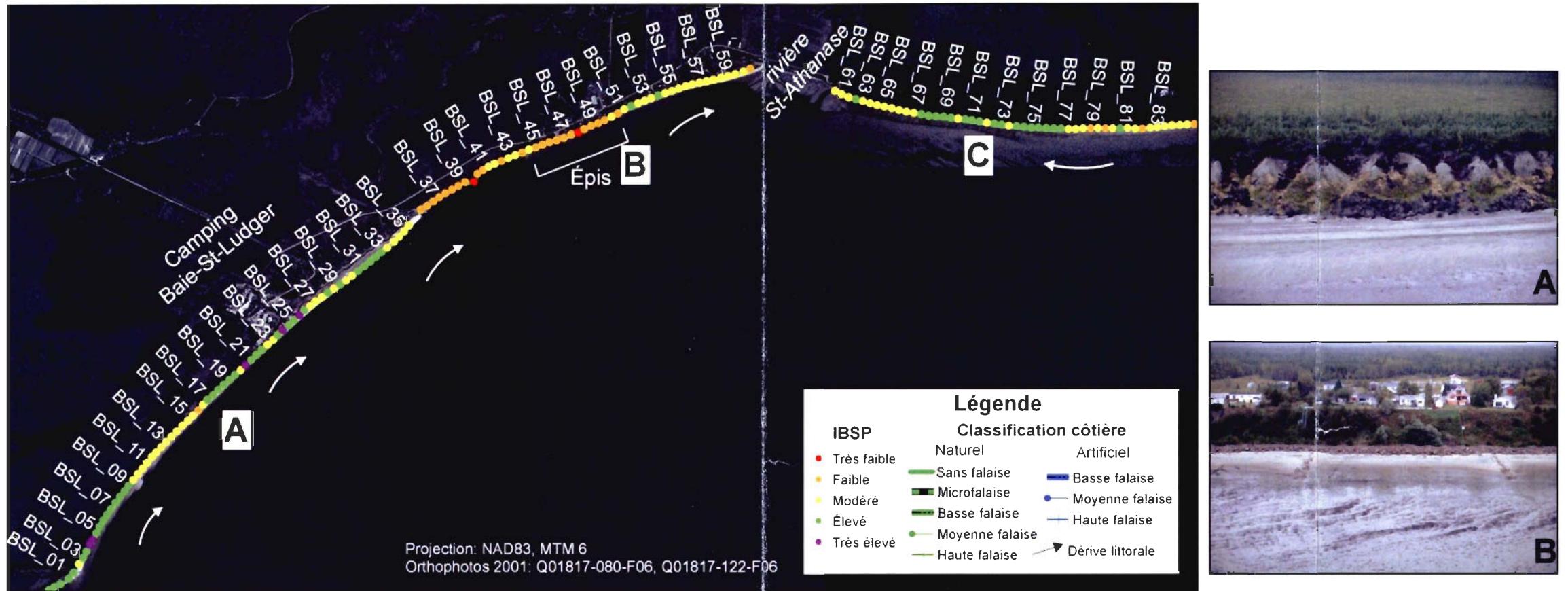


Figure 5. 3 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Baie-Saint-Ludger.

5.2.3 Cellule de la pointe Paradis

La cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis s'étend d'un point de divergence des dérives littorales au nord de la pointe Manicouagan à l'est jusqu'à la limite de la zone d'influence des rivières Saint-Athanase et Saint-Athanase Ouest (Bernatchez, 2003). Dans cette cellule, deux dérives littorales convergentes viennent alimenter la pointe Manicouagan (figure 5.4). Les caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis sont présentées au tableau 5.3. La largeur de plage moyenne, calculée à partir de 157 transects est de 20,3 m. Les plages les plus larges correspondent au secteur d'avancée sableuse de la pointe Manicouagan, ainsi que devant l'embouchure d'un ruisseau, situé au centre de l'anse à la Peinture. Le volume moyen du haut estran calculé pour cette cellule hydrosédimentaire est de 25,6 m³/m. La valeur moyenne de l'IBSP est de 24; se situant dans la classe *modéré*. Le volume maximal de 79,2 m³/m est observé dans un secteur en constante accumulation, sur la pointe Manicouagan. Le volume minimal calculé est de 1,4 m³/m à la limite est de la cellule hydrosédimentaire.

Tableau 5. 3 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis

Indicateurs	Artificielle			Naturelle			Transition			Ensemble de la cellule		
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne
Largeur de la plage (m)	0.4	39.7	14.7	11.9	39	22.8	16.6	22.2	20.1	0.4	39.7	20.3
Volume du haut estran (m ³ /m)	1.4	39.4	16.8	11.9	79.2	29.4	13.6	35.4	28	1.4	79.2	25.6
IBSP	0	41.5	12.9	6.6	63.7	28.4	9.3	38.9	25.8	0	63.7	24

Dans cette cellule, un secteur artificiel présente des résultats différents des autres cellules de la péninsule de Manicouagan. En effet, l'anse à la Peinture est un des rares secteurs enrochés qui préserve un volume sédimentaire élevé de 30 m³/m, ce qui est deux fois plus que la moyenne générale des secteurs anthropisés qui est de 11,9 m³/m. Aussi, les valeurs d'IBSP se rapprochent de celles observées dans les secteurs naturels malgré la présence d'un enrochement sur plus de 1 km linéaire (PL_41 à PL_51). La présence d'un ruisseau ainsi que

le sens de la dérive littorale apportant les sédiments accumulés sur la pointe Paradis peuvent en grande partie expliquer cette accumulation (figure 5.4-A). En effet, il est possible que les sédiments de la pointe Paradis soient transportés par le courant de dérive littorale et ensuite remaniés à l'embouchure du ruisseau pour créer une accumulation sur la plage. Le volume minimal calculé est de $1,4 \text{ m}^3/\text{m}$ et se situe dans le secteur anthropisé à l'extrémité nord de la cellule hydrosédimentaire, devant les hautes falaises sableuses à base silteuse enrochées à partir de PR_64 jusqu'à la limite est. Dans ce secteur, la plage est quasi-inexistante. Cette falaise est située à la limite entre les cellules hydrosédimentaires de la pointe Paradis et de Pointe-Lebel, là où il y a une divergence de dérive littorale. En ce sens, les sédiments présents dans ce secteur sont transportés vers l'ouest et contribuent à engraisser la pointe Manicouagan. Dans ce même secteur, un système de trois brise-lames a été mis en place afin de capter le sable et de recréer une partie du haut estran (figure 5.4-C). À la convergence de deux courants de dérive littorale, la pointe Manicouagan présente le plus fort volume sédimentaire de la cellule, atteignant jusqu'à $79,2 \text{ m}^3/\text{m}$ (figure 5.4-B). La moyenne du volume sédimentaire des secteurs naturels de la cellule hydrosédimentaire est de $29,4 \text{ m}^3/\text{m}$. Le secteur entre les compartiments PR_01 à PR_27 est caractérisé par une haute falaise deltaïque naturelle. La stratigraphie est caractérisée par une couche tourbeuse au sommet reposant sur une unité sableuse et une unité silto-argileuse à la base. À cet endroit, plusieurs processus terrestres, tels que les résurgences, la suffosion et les glissements de terrain, se joignent aux processus hydrodynamiques (dérive littorale, marées et vagues) pour engraisser la plage. Par ailleurs, malgré le caractère actif de ce secteur, les segments PR_01 à PR_17 présentent un volume moyen plutôt faible $21,4 \text{ m}^3/\text{m}$ et un IBSP oscillant entre *faible* et *modéré*. Cette disponibilité sédimentaire assez faible pour un milieu naturel dans cette cellule peut être expliquée par la présence d'un état presque complètement végétalisé sur l'ensemble de cette zone. En effet, la végétation peut être considérée comme une protection contre l'érosion littorale mais empêche un transit sédimentaire terrestre vers le littoral. Les segments PR_34 et PR_35 présentent un IBSP *faible* et un volume sédimentaire du haut estran de $11,8 \text{ m}^3/\text{m}$ et $15 \text{ m}^3/\text{m}$. Cette faible disponibilité sédimentaire sur le haut estran est expliquée par le blocage du transit sédimentaire par la dérive littorale allant de l'ouest vers l'est par le ruisseau situé juste à l'ouest des deux segments.

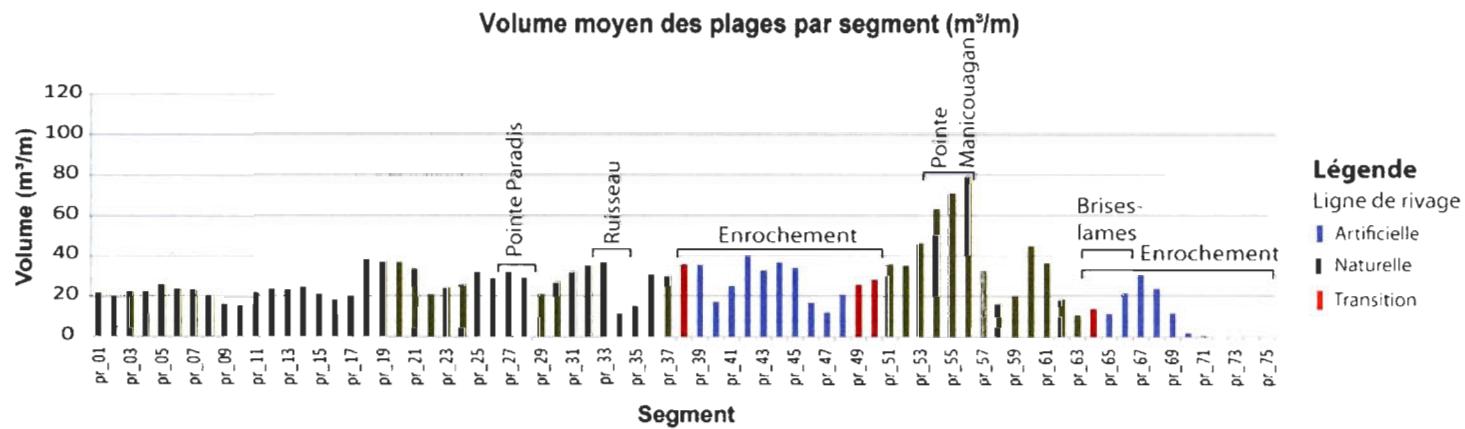
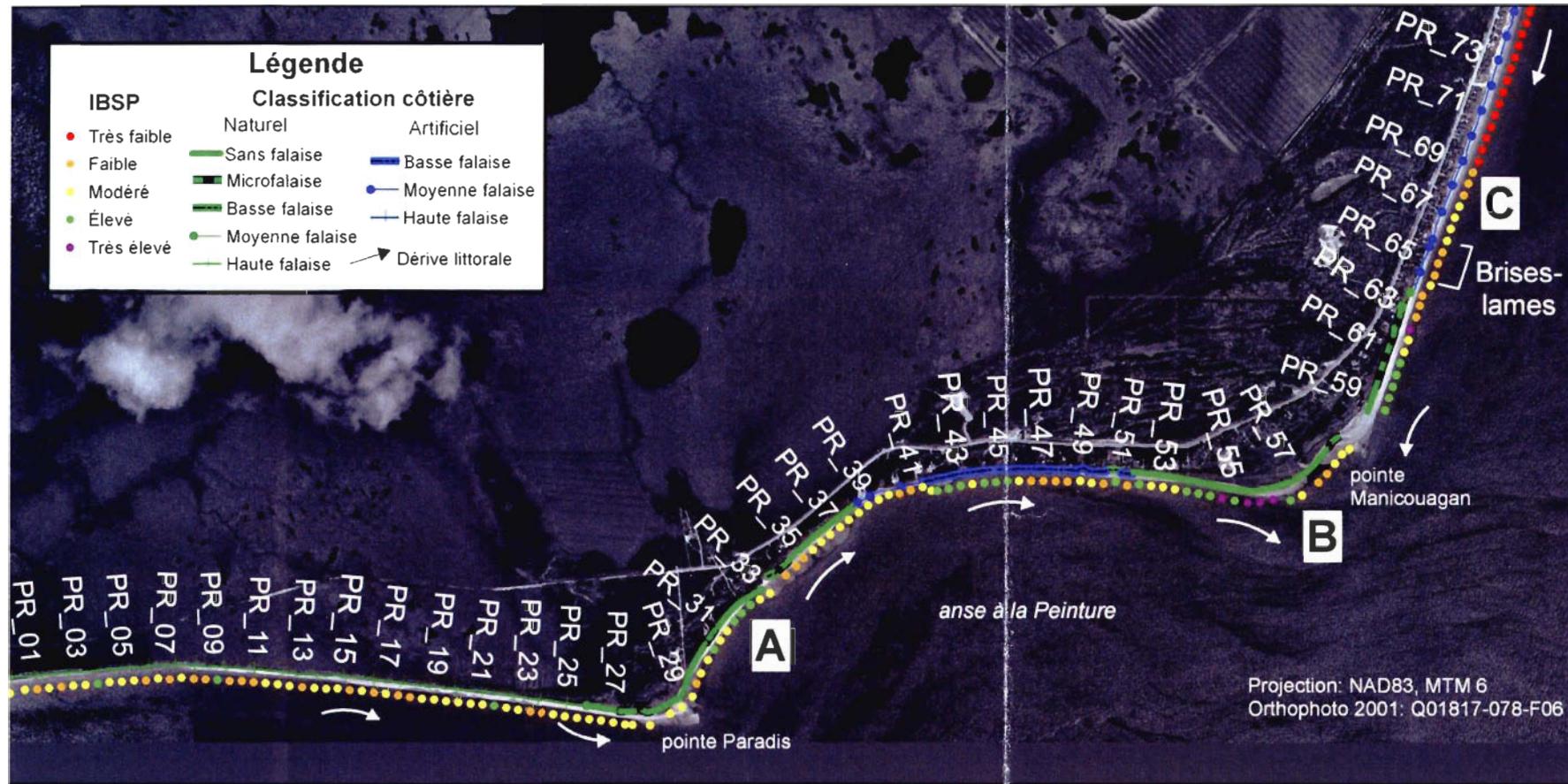


Figure 5. 4 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis.

5.2.4 Cellule de Pointe-Lebel

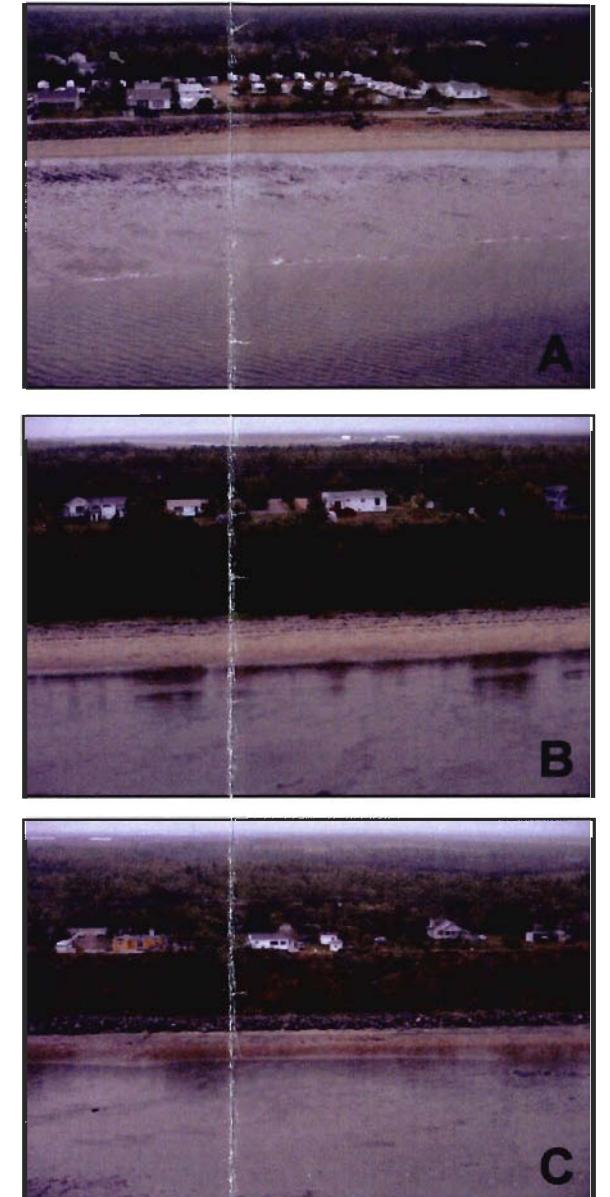
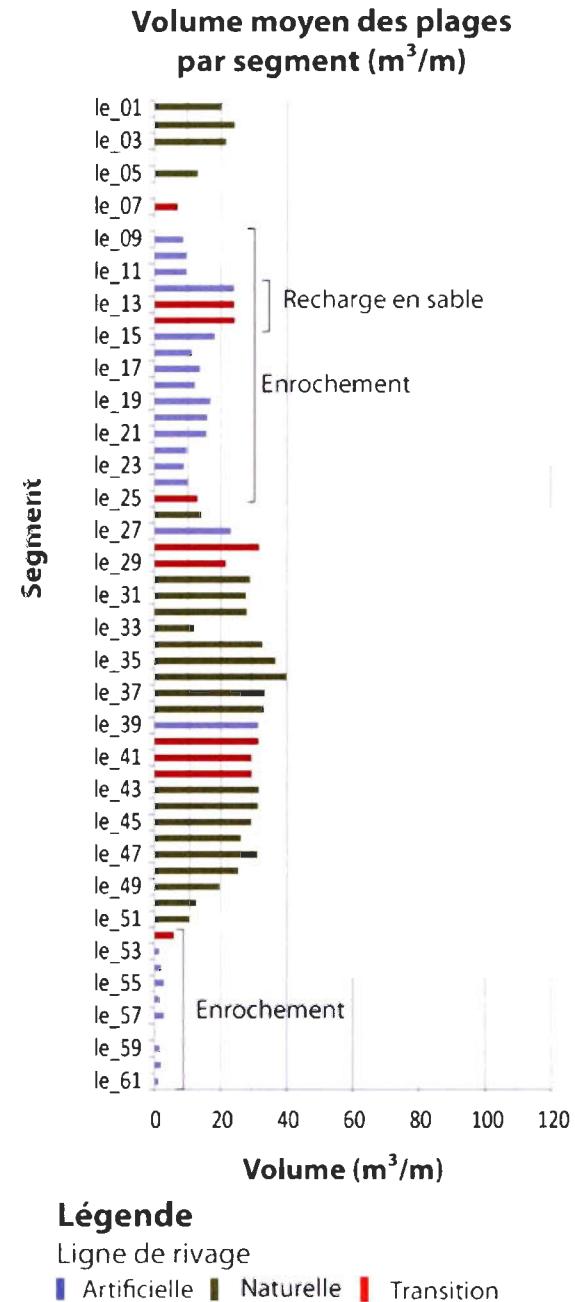
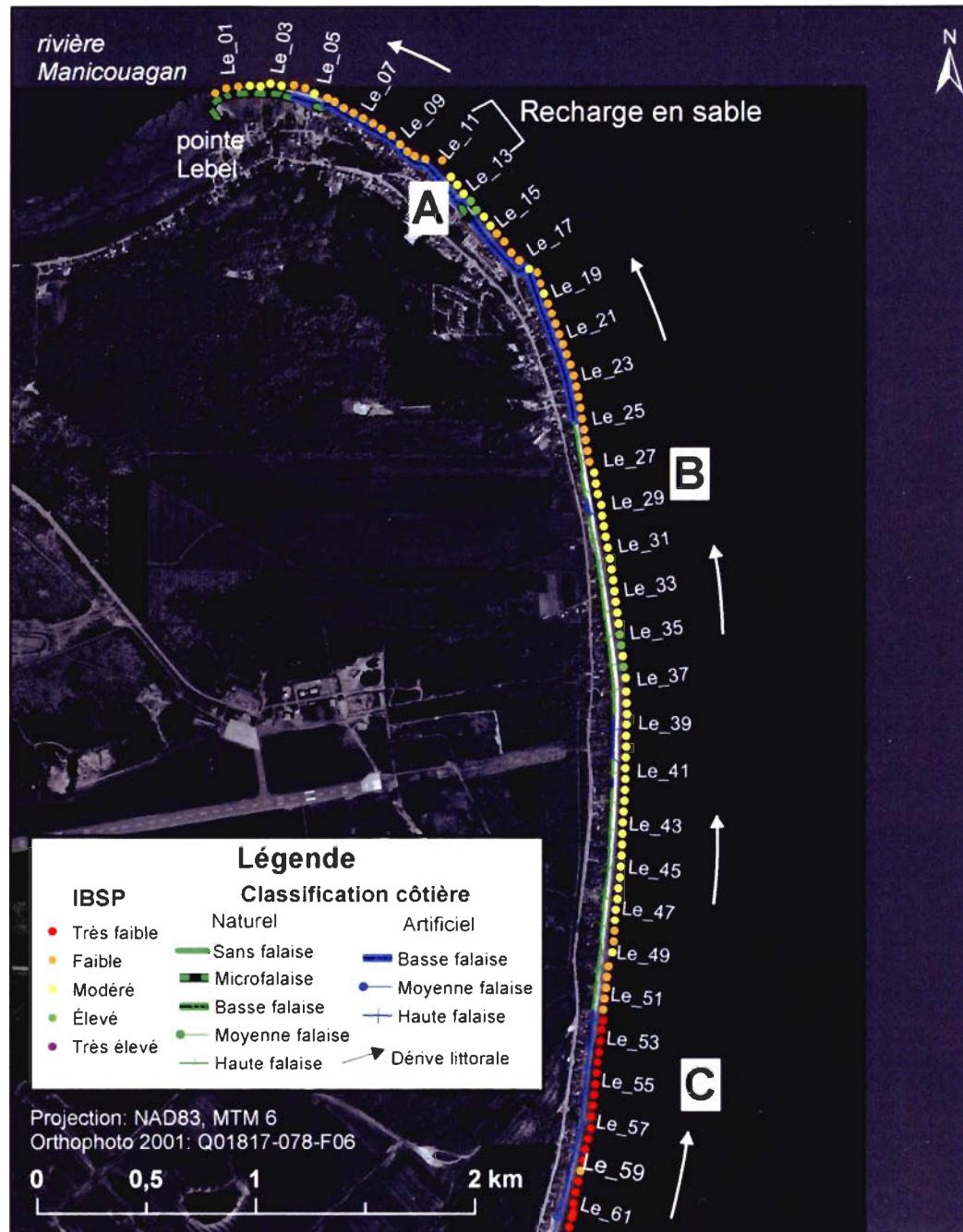
La cellule hydrosédimentaire de Pointe-Lebel s'étend de l'estuaire de la rivière Manicouagan, jusqu'à un point de divergence de deux dérives littorales situé au nord de la pointe de Manicouagan (Bernatchez, 2003). La dérive littorale s'effectue principalement du sud vers le nord, jusqu'à la pointe Lebel qui est alimentée par cette dérive. Comme les tempêtes sont principalement du NE, les sédiments sableux du delta actuel de la rivière Manicouagan viennent alimenter la cellule hydrosédimentaire (Bernatchez, 2003). Il y a ainsi un échange sédimentaire entre la plate-forme littorale et la plage selon une circulation horaire des sédiments. Les caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de cette cellule hydrosédimentaire sont présentées au tableau 5.4. La largeur de plage moyenne, calculée à partir de 123 transects générés à un intervalle de 50 m est de 17,2 m. Le volume moyen du haut estran calculé par segment de 100 m linéaire pour la cellule hydrosédimentaire de Pointe-Lebel est de 18,2 m³/m. La valeur moyenne de l'IBSP est de 18,9, se situant dans la classe *faible*.

Tableau 5. 4 Caractéristiques générales de la disponibilité sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire Pointe-Lebel

Indicateurs	Artificielle			Naturelle			Transition			Ensemble de la cellule		
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne
Largeur de la plage (m)	2	23.7	11.5	13.1	26.6	21.6	10.4	29.2	21.3	2	29.2	17.2
Volume du haut estran (m ³ /m)	2.9	31.5	9.6	10.4	39.7	25.8	5.9	31.6	22.3	2.9	39.7	18.2
IBSP	0	31.2	10.6	7.6	42.2	25.4	2.4	48.3	25.9	0	48.2	18.9

Le volume minimal calculé est inférieur à 1 m³/m et se situe dans le secteur anthropisé le plus au sud, où la plage est quasi-inexistante devant le secteur de falaises sableuses à base silteuse enrochées. La cellule hydrosédimentaire de Pointe-Lebel est celle qui présente le bilan sédimentaire le plus déficitaire de la péninsule de Manicouagan avec des volumes généralement faibles et un indice de bilan sédimentaire des plages dépassant rarement la classe *modéré*. Cette cellule est la plus artificialisée avec près de 50 % de la ligne de rivage protégée par des enrochements. Malgré la présence d'un enrochement, les segments LE_12 à

LE_14 présentent une disponibilité sédimentaire assez élevée puisqu'ils ont bénéficié d'une recharge en sable d'environ 500 m³ quelques semaines avant le relevé avec le SMLT (figure 5.5-A). Ces segments sont aussi situés directement à l'amont d'une rampe de mise à l'eau pouvant bloquer en partie le transit sédimentaire vers l'aval et donc créer une accumulation à l'amont de la structure. La section la plus déficitaire LE_53 à LE_61, présentant un volume sédimentaire moyen de 1,8 m³/m, correspond à une zone artificialisée sur plusieurs centaines de mètres consécutifs, où tout apport sédimentaire terrestre est bloqué. De plus, la structure de protection rigide a un impact négatif sur la disponibilité sédimentaire de cette zone (figure 5.5-C). Le volume sédimentaire augmente significativement à partir de la zone de transition (LE_52) vers le secteur naturel. Par ailleurs, il faut mentionner qu'un petit segment artificialisé (LE_39) à l'intérieur d'un long segment naturel ne semble pas présenter d'impact négatif significatif sur la disponibilité sédimentaire. Les plages les plus larges et le volume maximal de 39,7 m³/m sont situés dans un secteur de falaise sableuse naturelle au centre de la cellule. Ce secteur naturel est positionné entre deux très longs secteurs protégés par des structures de protection rigides présentant un volume sédimentaire moyen de 26,4 m³/m, ce qui est beaucoup plus faible que la moyenne des secteurs naturels des trois autres cellules qui est de 36,8 m³/m. Dans ce cas-ci, il est possible de croire que les deux secteurs anthropisés ont un impact négatif sur celui naturel, notamment en bloquant l'apport sédimentaire provenant des falaises. De plus, le transit hydrosédimentaire s'avère faible puisque les plages autour du segment naturel ont très peu de sable, ne permettant pas un transport sédimentaire élevé par la dérive littorale.



*Les volumes des segments le_04, le_06 et le_08 ne sont pas disponibles

Figure 5.5 Synthèse du bilan sédimentaire de la cellule hydrosédimentaire de Pointe-Lebel.

5.3 Intervalle des profils

Différents intervalles de profils de l'IBSP ont été comparés afin de connaître à quelle distance les profils peuvent être réalisés pour obtenir un résultat valide et représentatif du bilan sédimentaire d'un système côtier donné, et ce en fonction d'une distance de référence de 50 m. La figure 5.6 montre la différence entre la moyenne par intervalle calculé et la valeur de référence pour chaque cellule hydrosédimentaire. Pour la cellule de Pointe-aux-Outardes, l'intervalle commence à avoir un impact dès qu'une distance de plus de 200 m entre deux profils est atteinte où une différence moyenne de quatre unités est observée. Cette cellule atteint la différence la plus élevée à 2 km avec une différence de plus de 10 unités. Pour les trois autres cellules, l'impact se fait sentir à partir de 1 km et n'atteint pas plus de 4 unités de différence à l'exception de la cellule de Baie-Saint-Ludger à 2 km. Il en vaut de même pour le calcul effectué sur l'ensemble des cellules hydrosédimentaires réunies.

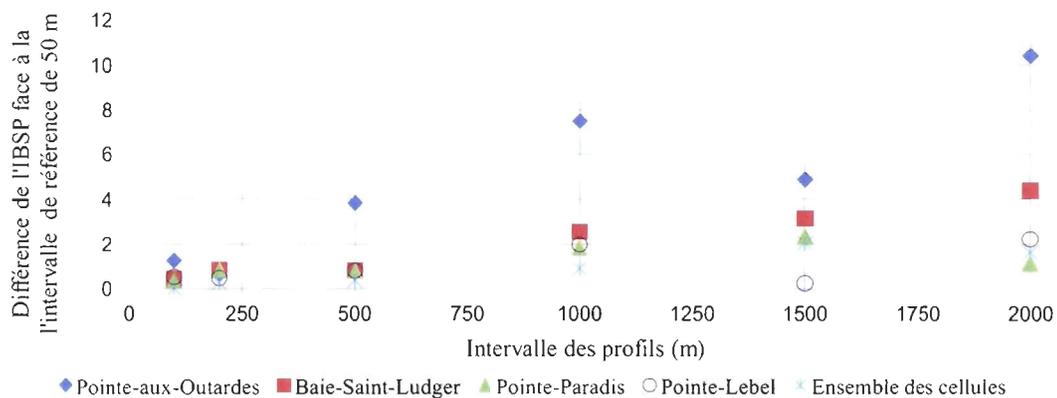


Figure 5. 6 Impacts de l'intervalle des profils sur le résultat obtenu de l'IBSP.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Ce chapitre permet de nuancer les résultats de ce projet. Chacun des principaux résultats sont comparés et discutés avec des propos mentionnés dans la littérature scientifique. Les erreurs résultantes sont tout d'abord discutées. Ensuite, la variabilité de la disponibilité sédimentaire est expliquée et nuancée à partir d'autres études semblables. Enfin, les impacts de l'intervalle des profils de l'indice de bilan sédimentaire sont discutés.

6.1 Erreurs résultantes

L'erreur moyenne de l'altitude calculée à partir des données du LiDAR varie entre 0,09 et 0,1 m pour les secteurs de plage, en fonction de la zone considérée dans l'analyse. Cette erreur est légèrement plus faible que celle habituellement calculée lors d'acquisition avec des systèmes similaires à celui-ci, mais en mode aéroporté, avec des erreurs variant généralement autour de 0,15 m selon les études (voir tableau 6.1). Plusieurs sources d'erreur systématiques sont associées aux systèmes LiDAR, indépendamment de leur utilisation en mode aéroporté ou terrestre (Lichti et Skaloud, 2010; Glennie, 2007; Xhardé, 2007; Zhou et Xie, 2009). L'erreur un peu plus faible atteinte dans le cadre de cette étude que celle répertoriée dans la littérature pourrait être expliquée en partie par le mode d'acquisition différent, soit terrestre. En effet, tel que présenté sur la figure 2.3, les deux sources d'erreur les plus importantes en milieu terrestre sont dues à l'erreur de distance qui représente près de 40 % (lorsque la cible est à moins de 10 m) et à l'erreur associée aux bras de levier qui équivaut à près de 30 % (Glennie, 2007). L'erreur de distance est difficilement contrôlable puisqu'elle est directement associée aux composantes intrinsèques du laser, ce qui a peu d'impact sur la différence entre les résultats de cette étude et celles consultées dans la littérature. Par ailleurs, l'erreur

associée aux bras de levier a été en majeure partie corrigée lors d'une calibration dynamique intégrant plus de 100 points de validation. Cette calibration a aussi permis de corriger une partie de l'erreur de désalignement, mais cette erreur correspond à moins de 5 % de l'erreur systématique totale d'après Glennie (2007). L'erreur calculée peut aussi être associée à l'incertitude de la position du récepteur de base du D-GPS. Pour cette étude, la base est positionnée à partir du service PPP du NRCAN. L'erreur plus faible atteinte par ce système multicateurs terrestre peut aussi être en partie expliquée par la résolution spatiale plus élevée en mode terrestre. La transformation du nuage de points en matrice à haute résolution spatiale ne semble pas avoir d'impact majeur sur la précision des données.

Tableau 6. 1 Erreur associée aux systèmes laser répertoriée dans la littérature

Littérature	Erreur (m)		
	Verticale	Horizontale	Non spécifiée
Blott et Pye (2004)	nd	nd	0,25
Chust <i>et al.</i> (2008)	0,15	nd	nd
Collin <i>et al.</i> (2010)	0,15	nd	nd
Dean et Dalrymple (2002)	0,15	nd	nd
Eamer et Walker (2009)	0,20	nd	nd
Environnement Canada (2006)	0,15	nd	nd
Foxgrover et Jaffe (2005) ⁽¹⁾	0,10 à 0,15	0,2 à 0,6	nd
Foxgrover et Jaffe (2005) ⁽²⁾	0,25 à 0,4	0,2 à 0,6	nd
Gares <i>et al.</i> (2006) ⁽³⁾	0,15	nd	nd
Gutierrez <i>et al.</i> (2001)	0,10 à 0,15	nd	nd
Irish <i>et al.</i> (1997)	0,15	3	nd
Klemas (2001)	0,10 à 0,15	nd	nd
Liu <i>et al.</i> (2007)	0,15	0,08	nd
Mason <i>et al.</i> (2000) ⁽³⁾	0,15	nd	nd
Mitasova <i>et al.</i> (2002)	0,15	nd	nd
Mitasova <i>et al.</i> (2004)	0,15	nd	nd
Sallenger <i>et al.</i> (2003)	0,15	nd	nd
Webster (2006)	0,15	nd	nd
Xhardé (2007)	0,6 à 0,9	0,9	nd
Xhardé <i>et al.</i> (2011)	0,15	3,5	nd
Young et Ashford (2006)	0,21	nd	nd
Zhang <i>et al.</i> (2005) ⁽³⁾	0,10	nd	nd

⁽¹⁾ Précision lorsque la pente du terrain est faible

⁽²⁾ Précision lorsque la pente du terrain est élevée

⁽³⁾ L'erreur a été répertoriée dans la littérature par les auteurs cités

Par ailleurs, la présence de valeurs éloignées et extrêmes sur la ligne de rivage et le haut de plage est principalement expliquée par l'environnement. Aucun filtre n'a été utilisé lors du traitement des données laser afin d'éliminer la végétation basse. Il est possible que certains points de contrôle pris au sol aient été comparés à des points au laser ayant enregistré la valeur d'altitude de la végétation au lieu de l'altitude du sol. Une variété de techniques peut

être utilisée pour éliminer les éléments présents sur le nuage de points initial qui en réalité ne font pas partie de la plage, notamment des humains, des clôtures et des parasols (Pietro, O'Neal et Puleo, 2008). Pietro, O'Neal et Puleo (2008), pour leur part, utilisent deux techniques basées sur le plus proche voisin qui séparent les points au sol en utilisant la relation entre la pente et l'altitude et en éliminant ensuite des groupes de points par des tests statistiques multivariées. Par contre, dans l'étude présente, le problème étant relié à la présence de végétation basse assez près du sol, il s'avère donc difficile d'utiliser un tel filtre puisque la différence d'altitude entre le sol et la végétation est trop faible. Dans le cas présent, une classification manuelle aurait pu permettre d'éliminer la végétation sur la ligne de rivage, mais cette méthode demande beaucoup de temps et n'aurait probablement pas contribué à diminuer l'erreur globale de façon significative.

6.2 Variabilité spatiale de la disponibilité sédimentaire

Plusieurs auteurs ont montré que les structures de protection rigides ont un impact sur la géomorphologie et la dynamique des plages (Bernatchez *et al.*, 2011; Bernatchez et Fraser, sous presse; Griggs et Tait, 1988; Hill *et al.*, 2004; Pilkey et Wright, 1988; Sanchez-Badorey, Losada et Rodero, 2008). Les résultats de cette étude vont dans le même sens et indiquent que :

- (1) le volume sédimentaire est en moyenne trois fois plus faible devant les secteurs enrochés (moyenne de 12 m³/m) que devant les secteurs naturels (moyenne de 35,5 m³/m);
- (2) l'indice de bilan sédimentaire (IBSP) est généralement situé dans les classes *faible* ou *très faible* devant de longs secteurs enrochés ;
- (3) les plages devant les secteurs anthropisés sont en moyenne près de 2 fois plus étroites (12,7 m) que devant les secteurs naturels (25,4 m);
- (4) il existe généralement une zone de transition entre les secteurs naturels et les secteurs protégés par des structures rigides;

(5) les courts segments enrochés (moins de 200 m) au sein d'une longue zone naturelle n'ont pas d'impacts significatifs sur le volume sédimentaire de la plage.

Un des secteurs présentant la plus faible disponibilité sédimentaire de la péninsule de Manicouagan se situe à Pointe-aux-Outardes, en aval du quai. Ce secteur subit l'effet cumulé de deux types de structure anthropique (figure 6.1). Tout d'abord, la présence du quai joue le rôle d'un épi transversal et bloque le transit sédimentaire normalement effectué par les processus hydrosédimentaires, principalement la dérive littorale. Cela provoque une première perte d'apport sédimentaire dans le secteur aval du quai. Ensuite, les apports terrestres provenant naturellement de la falaise ont été bloqués par la mise en place d'un enrochement à la base de cette dernière. Bernatchez (2003) a observé par photo-interprétation, qu'en 1931 et 1965, des structures de pêche à fascine étaient présentes et agissaient comme des épis lorsque les fascines étaient enlevées, mais que les structures de bois sur le haut estran étaient préservées. Carrier (2001) a pour sa part observé la présence d'épis Maltais-Savard à l'aval du quai en 2000. Par contre, en 2010, seuls quelques petits piquets de bois résiduels sont visibles sur la partie supérieure du haut estran, mais ils semblent n'avoir aucun impact sur la dynamique sédimentaire. La conséquence de cette absence d'apport sédimentaire se traduit par un déficit de l'ordre de sept fois plus important à l'aval du quai en comparaison avec celui du secteur à l'amont de la structure (calculé sur 500 m des deux côtés). Bernatchez (2003) avait d'ailleurs observé une diminution de la largeur de la plage passant de 27 m à 12 m de largeur entre 1931 et 1996 dans la portion aval du quai. En 2010, peu de changement a été observé depuis 1996 puisque la largeur moyenne était de 11 m devant les premiers 500 m enrochés.

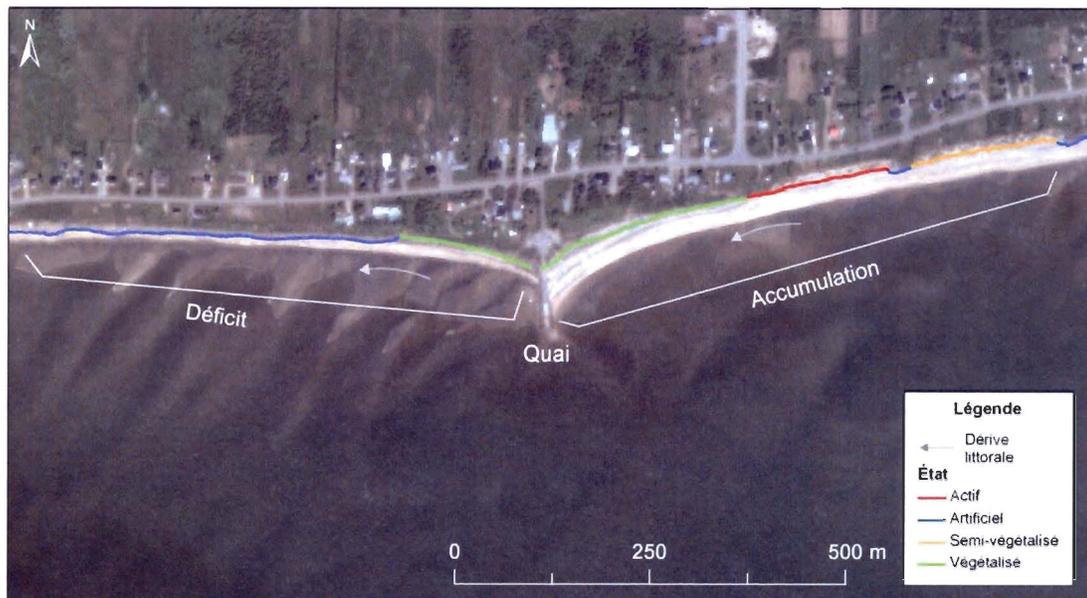


Figure 6. 1 Secteur du quai de Pointe-aux-Outardes. (Source : Photographie satellitaire Quickbird (juillet 2008)).

Le déficit sédimentaire de la cellule de Pointe-Lebel est expliqué par la présence de structures de protection sur plus de 50 % de la ligne de rivage, dont 20 % à la base de hautes falaises. La falaise ne contribue guère à l'apport sédimentaire de la cellule, ce qui explique la faible largeur des plages. Par conséquent, elles ne peuvent plus jouer leur rôle de zone tampon et diminuer l'énergie des vagues. Par ailleurs, l'analyse des quatre cellules hydrosédimentaires a montré, qu'outre les structures de protection, d'autres facteurs contribuent à modifier la disponibilité sédimentaire des plages. Il semble que, devant les falaises naturelles à sommet tourbeux reposant sur une unité sableuse à base silto-argileuse, le bilan sédimentaire soit assez élevé. Ce type de falaise se retrouve principalement à Baie-Saint-Ludger, où le volume moyen est de $37,6 \text{ m}^3/\text{m}$. Sur ce site, certains processus et éléments géomorphologiques contribuant à l'apport de sédiments sur les plages tels que la suffosion, les glissements de terrain et la présence de gros débris ligneux qui ont été observés sur la plage. Les glissements de terrain affectent les milieux côtiers en les perturbant et peuvent créer une accumulation sableuse sur la plage avant d'être remaniés par les agents hydrodynamiques et entraînés vers le large (Desrosiers, Brêthes et Long, 1984; Hapke, 2005; Quilliam et Allard, 1989). Par

ailleurs, il faut mentionner que devant les zones à falaises à sommet tourbeux, la disponibilité sédimentaire diminue un peu. Il été observé que les lobes de glissements peuvent agir comme un épi et capter des sédiments en amont, notamment lorsque des arbres sont incorporés au glissement. Bernatchez (2003) affirme qu'un secteur jusqu'à 500 m en amont du glissement peut être influencé par ce type de processus. Cependant, dans le cadre de cette étude, lors du relevé laser effectué en août 2010, aucun glissement de terrain de grande ampleur n'a été observé, permettant de quantifier ce processus. La présence de gros débris ligneux et organiques sur la plage, qu'on retrouve généralement devant les falaises végétalisées ou actives, peut comporter des effets positifs sur le bilan sédimentaire de celle-ci puisqu'ils contribuent non seulement à une accrétion de la plage, mais aussi une protection à la côte contre l'érosion (Eamer et Walker, 2009). Au contraire, les résurgences d'eau présentes devant les falaises à sommet tourbeux peuvent affecter négativement la disponibilité sédimentaire des plages en transportant les sédiments vers le bas de la plage (Bernatchez, 2003). La photographie de la figure 6.2, prise à la fin du mois d'avril 2010, montre bien le transport de sédiments du haut estran vers le bas estran, causé par les résurgences d'eau sur la plage.



Figure 6. 2 Résurgence sur la plage à la base d'une falaise sableuse à sommet tourbeux.

Le ruisseau situé au centre-ouest de l'anse à la Peinture modifie le transport d'une quantité importante de sédiments et contribue à l'engraissement de la plage. Bernatchez (2003) a observé une accumulation devant le ruisseau à différentes périodes, notamment en 1931 où une petite flèche littorale de 25 m était présente, alors qu'en 1945 et 1965 il y avait à cet endroit un petit delta sous-aquatique créant une accumulation sableuse. Cependant, cette accumulation ne provient pas des sédiments amenés par le ruisseau mais plutôt par ceux transportés par la dérive littorale et qui sont ensuite remaniés à l'embouchure du ruisseau. En effet, le sable amené par la dérive littorale atteint le chenal du ruisseau pour ensuite être évacué vers l'estran. D'autres interventions anthropiques peuvent aussi être jumelées à l'enrochement dans le but de minimiser ces impacts négatifs. Par exemple, une recharge en sable a été faite devant l'enrochement de la plage municipale de Pointe-Lebel afin de contrer la perte de sable vers le large que la structure rigide engendre. Au même titre, les brise-lames de la pointe Paradis et le champ d'épis transversaux de Baie-Saint-Ludger ont été installés dans l'optique de piéger des sédiments devant la structure rigide pour recréer une zone tampon devant la côte. Par contre, plusieurs facteurs doivent être pris en compte lors de la mise en place de ce type de structure, notamment la dynamique hydrosédimentaire et la lithologie de la plage puisque ces interventions ne s'avèrent pas efficaces dans toutes les conditions, tel qu'observé à Baie-Saint-Ludger où le secteur du champ d'épis transversaux est un des plus déficitaires de la péninsule de Manicouagan. Dans ce cas, il est possible que l'enrochement à la base de la falaise ait un impact négatif suffisamment marqué pour annuler en partie les bienfaits des structures transversales. D'autres auteurs ont aussi observé que les épis transversaux ne sont pas efficaces dans tous les cas, et qu'en raison des processus hydrosédimentaires, il n'est pas possible d'installer deux systèmes identiques sur deux plages différentes. Une étude préalable doit donc être réalisée (Antoniou, Kyriakidou et Anagnostou, 2009). Une source de sédiments adéquate doit aussi être disponible sur le site accueillant la structure afin d'augmenter les chances d'accrétion de la plage (Antoniou, Kyriakidou et Anagnostou, 2009; Groupe Roche, 2011).

Les résultats obtenus dans cette étude montrent que l'utilisation du proxy de la largeur de plage permet d'obtenir des résultats similaires à ceux déterminés à partir du volume

sédimentaire du haut estran. À défaut de données LiDAR, il est donc possible d'utiliser l'IBSP et la largeur de plage pour dresser le portrait de la disponibilité sédimentaire des plages et d'identifier les zones déficitaires et en accumulation. Quoique la largeur de la plage soit généralement un bon indicateur du volume sédimentaire de la plage, il arrive dans certains cas que cet indicateur peut être trompeur pour le bilan sédimentaire, comme le soulève aussi Quartel, Kroon et Ruessink (2008). Par exemple, à Baie-Saint-Ludger, 3,5 % de la longueur de la cellule présente des plages anthropisées de largeur variant entre 11 et 20 m pour un volume moyen de $10 \text{ m}^3/\text{m}$ alors que pour la même classe de largeur, le volume est de $20 \text{ m}^3/\text{m}$ devant les zones naturelles (tableau 6.2). Ceci s'explique en partie par le secteur d'épis transversaux qui a permis une certaine accumulation de sable sur la plage pour élargir le haut estran, mais l'épaisseur de celle-ci est relativement faible, ce qui la rend vulnérable lors de tempêtes ou de grandes marées où une grande quantité de ce sable peut être emportée. Au contraire, la partie ouest de la pointe Manicouagan présente un volume relativement élevé (près de $50 \text{ m}^3/\text{m}$) alors que la largeur de plage varie entre 20 et 25 m, ce qui est relativement étroit pour un tel volume. À cet endroit précis, la géomorphologie de la plage pourrait expliquer cette distinction. En effet, une vue en coupe de la plage montre un profil de plage de forme convexe sur le haut estran, ce qui se traduit par un volume de sédiments élevé malgré la largeur plutôt étroite. La figure 6.3 montre la différence du profil de plage pour chacun des trois milieux discutés précédemment.

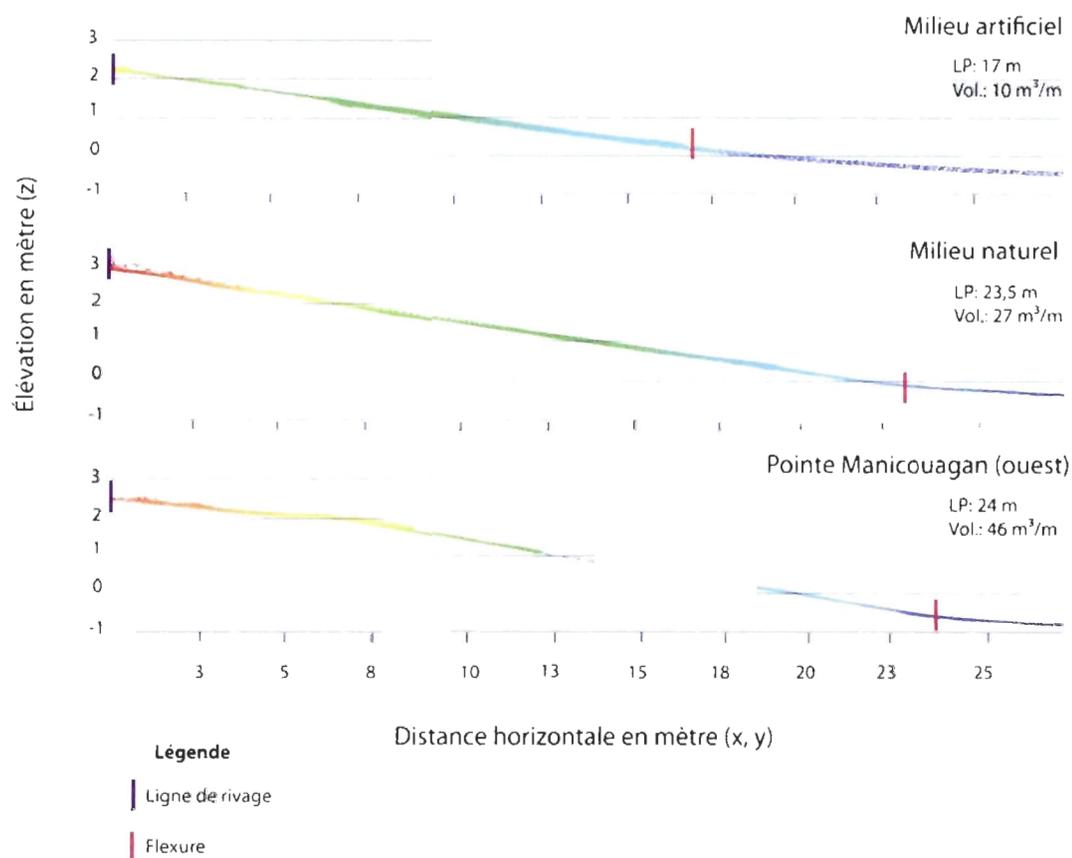


Figure 6.3 Vue en coupe de trois milieux morphologiquement différents.

Les résultats semblent montrer qu'une grande part des sédiments qui alimentent les plages provient de l'érosion des falaises. En effet, l'artificialité des falaises a un impact marqué sur la disponibilité sédimentaire lorsqu'un fort pourcentage de celles-ci est enroché au sein d'une même cellule. Par contre, pour la cellule de Pointe-aux-Outardes, bien que plus du quart de la longueur totale de la côte soit artificiel, un fort pourcentage de falaises sableuses encore naturelles assure un certain équilibre et un apport en sédiments à la plage. En effet, sans les conséquences négatives d'une protection rigide, la plage peut continuellement modifier sa forme et sa pente pour absorber l'énergie des vagues et ainsi protéger la côte (Brampton, 1992). De plus, les secteurs naturels semblent maintenir des plages beaucoup plus stables que les secteurs artificiels, notamment parce que les plages jouent elles-mêmes un rôle de

protection. Ceci renforce aussi l'idée d'utiliser le concept de cellule dans l'analyse du bilan sédimentaire et la gestion de la zone côtière.

Tableau 6.2 Largeur et volume sédimentaire des plages pour chaque cellule hydrosédimentaire

Localisation et largeur de plage*	Artificiel		Naturel		Transition	
	Longueur (%) [†]	Volume moyen (m ³ /m) [‡]	Longueur (%) [†]	Volume moyen (m ³ /m) [‡]	Longueur (%) [†]	Volume moyen (m ³ /m) [‡]
Pointe-aux-Outardes						
0-10	14.5	6	0	n/a	0	n/a
11-20	9.5	9	6.5	34	2	17
21-30	2	44	41	44	9.5	44
31-40	0	n/a	9.5	58	0	n/a
41-50	0	n/a	3.5	63	0	n/a
51 +	0	n/a	2	97	0	n/a
Baie-Saint-Ludger						
0-10	2	8	0	n/a	1	5
11-20	3.5	10	21	20	2	13
21-30	0	n/a	56.5	36	2	28
31-40	0	n/a	10	44	0	n/a
41-50	0	n/a	2	40	0	n/a
Pointe Paradis						
0-10	8	1	0	n/a	0	n/a
11-20	15	18	26.5	21	2.5	21
21-30	6.5	34	35	32	2.5	35
31-40	0	n/a	4	57	0	n/a
Pointe-Lebel						
0-10	17	2	0	2	2	6
11-20	26	14	14	3	3	17
21-30	0	n/a	26	12	12	26

n/a: non applicable.

* La largeur de la plage correspond à la partie du haut estran.

† La longueur correspond au pourcentage de longueur de côte linéaire au sein d'une même cellule hydrosédimentaire. La longueur a été calculée à partir des segments de 100 m et prend en compte les zones de transition, ce qui explique les quelques différences avec les pourcentages de la section «Résultats».

‡ La moyenne du volume est calculée à partir de l'ensemble des segments de 100 m par catégorie pour chaque cellule.

6.3 Impacts de l'intervalle des profils d'IBSP

Les résultats des différents intervalles spatiaux de l'IBSP ont montré l'influence de la variabilité des caractéristiques de la ligne de rivage au sein d'une cellule. Connaître l'erreur associée à la variabilité de l'intervalle peut entre autres permettre d'éviter des dépenses superflues lors de recharges en sable (Irish, Lillycrop et Parson, 1997). Plus une côte est diversifiée, plus la longueur de l'intervalle est déterminante dans la représentativité des résultats. En ce sens, la cellule hydrosédimentaire présentant la variabilité la plus faible est celle de Pointe-Lebel, où 54 % de la zone est enrochée et 36 % est en hautes falaises naturelles et végétalisées, de sorte que l'écart dans les résultats en fonction de la longueur de l'intervalle est faible. À l'inverse, la cellule de Pointe-aux-Outardes est celle où la ligne de rivage est la plus diversifiée avec la présence d'une terrasse littorale naturelle sur 26 % de sa longueur, 38 % de falaises naturelles et 33 % de zones enrochées. Ainsi, dès que les profils sont effectués avec un intervalle de plus de 200 m, les résultats obtenus sont significativement différents de ceux obtenus avec un intervalle de 50 m. Or, les levés de profils de plage sur un long système sont rarement réalisés avec un intervalle aussi rapproché (Ruggiero *et al.*, 2005). Les résultats indiquent aussi que les cellules à faible disponibilité sédimentaire ont peu de variabilité dans la largeur et dans le volume de sable. Aussi, dans plusieurs cas, l'artificialité de la ligne de rivage sur un long secteur tend à uniformiser les caractéristiques géomorphologiques des plages, notamment pour les secteurs de PO_18 à PO_37 et LE_53 à LE_61. Une analyse de largeur de plage pourrait donc servir à évaluer l'homogénéité de la plage dans un premier temps pour identifier la nécessité ou non d'effectuer un relevé surfacique afin d'obtenir une couverture totale. Une telle analyse au début d'une étude pourrait aussi permettre d'identifier les secteurs problématiques afin de rentabiliser l'investissement, notamment dans le cadre d'études sur la recharge en sable d'un secteur ou la mise en place d'une structure de protection rigide. Par contre, il faut mentionner que l'analyse est basée sur la moyenne, ce qui ne représente pas la réalité dans tous les cas. Par exemple, la figure 5.6 montre très peu de différence à l'intervalle de 1 km alors que visuellement, il est possible d'observer une variabilité au sein d'une même cellule hydrosédimentaire sur les cartes des figures 5.2 à 5.5. Entre autres, dans la cellule de Pointe-

aux-Outardes, il y a peu de très longs segments homogènes, à l'exception du secteur enroché entre PO_18 et PO_35. Cette cellule présente plutôt de nombreux segments hétérogènes, alternant entre secteurs naturels et artificiels avec des volumes sédimentaires, IBSP et largeurs de plage variables. En ce sens, l'utilisation d'un intervalle trop élevé entre les profils d'analyse pourrait être trompeuse.

CHAPITRE VII

CONCLUSION GÉNÉRALE

Connaître la variabilité spatiale du volume sédimentaire et de l'IBSP permet d'identifier spatialement les secteurs à forte et à faible disponibilité sédimentaire au sein d'un système côtier. Sur la péninsule de Manicouagan, le secteur le plus déficitaire se situe devant les structures de protection rigides, à la jonction entre les cellules hydrosédimentaires de la pointe Paradis et de Pointe-Lebel. Il faut mentionner que la plage est quasi absente à cet endroit et que la disponibilité sédimentaire est donc nulle. Le secteur des épis transversaux dans la cellule de Baie-Saint-Ludger est aussi très déficitaire malgré la mise en place de cette structure conçue pour le piégeage de sédiments. À la suite de l'analyse des résultats de la variabilité spatiale de la disponibilité sédimentaire de la péninsule de Manicouagan, il a été observé que certains facteurs géomorphologiques influencent cette variabilité. Différents types de paramètres existent, notamment les processus hydrodynamiques tels que la dérive littorale et les facteurs intrinsèques aux systèmes côtiers. Les résultats devant les falaises à sommet tourbeux montrent que les processus actifs ont généralement comme conséquence de contribuer aux apports sédimentaires de la plage. Les terrasses de plage naturelle et les flèches littorales, quant à elles, sont principalement des secteurs en accumulation, telles que la pointe du Bout et la pointe Manicouagan. Les côtes anthropisées par des structures de protection rigides ont plutôt tendance à indiquer une disponibilité sédimentaire faible en raison de la modification des processus hydrodynamiques qu'elles engendrent. Par ailleurs, dans les cellules hydrosédimentaires de Pointe-Lebel et de Pointe-aux-Outardes, de petits segments anthropisés au sein de longs secteurs naturels ont très peu d'impact sur le bilan sédimentaire global du secteur.

Cette étude est la première à utiliser ce système mobile de laser terrestre. Cette première expérience a permis de cibler les avantages et les inconvénients de l'utilisation de ce type de système en milieu côtier.

Avantages :

- Le SMLT permet la réalisation des levés à faible coût comparé aux levés aéroportés;
- Les résultats issus de profils de plage réalisés à un intervalle trop espacé (plus de 200 m) sur des côtes diversifiées s'éloignent de la réalité du terrain contrairement aux profils très rapprochés;
- Les résultats ont montré une précision d'environ 0,08 m et une résolution spatiale très élevée (moins de 0,1 m) ;
- Ce système offre un excellent potentiel pour réaliser des relevés intra-annuels afin de quantifier la variabilité saisonnière ou annuelle du régime sédimentaire des plages ;
- Le SMLT offre un fort potentiel pour les suivis environnementaux lors de la mise en place d'ouvrages de protection.

Inconvénients :

- En raison de la présence de crans rocheux ou d'une couche d'argile liquéfiée sur la plage, certains secteurs sont impossibles à atteindre en VTT ;
- La durée d'un levé sur le terrain est restreinte au temps de la marée basse.

Maintenant que le SMLT a été testé et son efficacité vérifiée, il pourra être utilisé dans de nombreuses autres études, notamment sur la variabilité temporelle et spatiale d'un bilan sédimentaire. Entre autres, cette étude a montré que la géomorphologie de la plage peut clairement modifier l'interprétation du bilan sédimentaire lorsque seule la largeur de la plage est prise en compte. En ce sens, les relevés surfaciques seront utilisés dans le cadre d'analyses géomorphologiques plus détaillées afin d'expliquer cette variabilité dans la forme des plages. Ce type de système peut aussi permettre d'effectuer une cartographie par classification dirigée à partir des valeurs de réflectance du LiDAR sur un environnement côtier. La topographie détaillée peut aussi permettre de cartographier précisément des scénarios de prédictions du risque de submersion sur les côtes basses.

RÉFÉRENCES

Alshawa, M., Smigel, E., Grussenmeyer, P. et Landes, T. 2007. «Integration of a terrestrial LiDAR on a mobile mapping platform: first experiences In *Conference proceeding, 5th International Symposium on Mobile Mapping Technologies*, Italy, 6 p.

Antoniou, P.F., Kyriakidou, H. et Anagnostou, C. 2009. «Cement Filled Geo-Textile Groynes as a Means of Beach Protection against Erosion: A Critique of Applications in Greece». *Journal of Coastal Research*, Special Issue, no 56, p. 463-466

Barber, D. et Mills, J. 2007. «Vehicle based waveform laser scanning in a coastal environment». In *Conference proceeding, 5th International Symposium on Mobile Mapping Technologies*, Italy, 6 p.

Baptista, P., Bastos, L., Bernades, C., Cunha, T. et Dias, J. 2008. «Monitoring sandy shore morphologies by DGPS – A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models». *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 6, p. 1516-1528

Basco, D.R. 2006. «Seawall impacts on adjacent beaches: separating fact from fiction». *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39, p. 741-744

Beraldin, J.A., Blais, F. et Loh, U. 2010. *Laser scanning technology* In Vosselman, G. et Maas, H.G. (dir.) *Airborne and terrestrial Laser scanning*. Whittles Publishing, CRC Press, Scotland, 318 p.

Bernatchez, P. 2000. «Historique de la technique de restauration de plage Maltais-Savard». Rapport préliminaire, Présenté au Comité ZIP de la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent, Baie-Comeau, 12 p.

Bernatchez, P. 2003. «Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives». Thèse de doctorat, Québec, Université Laval, 460 p.

Bernatchez, P. et Dubois, J-M.M. 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime Laurentien. *Géographie physique et Quaternaire*, vol 58, no 1, p.45-71

Bernatchez, P. et Fraser, C. sous presse. «Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada». *Journal of Coastal Research*, doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00189.1

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A. 2008. «Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques». Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et FACC, 256 p.

Bernatchez, P., Fraser, C. et Lefavre, D. 2008. « Effets des structures rigides de protection sur la dynamique des risques naturels côtiers : érosion et submersion». In *4^e Conférence canadienne sur les géorisques*, Université Laval, 20-24 mai 2008, 8 p.

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D. et Dugas, S. 2011. «Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards». *Ocean & Coastal Management*. 10.1016/j.ocecoaman.2011.06.001.

Bernatchez, P., Toubal, T., Van-Wiersts, S., Drejza, S. et Friesinger, S. 2010. *Caractérisation géomorphologique et sédimentologique des unités hydrosédimentaires de la baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, avril 2010, 176 p.

Bernstein, D.J., Jun-Yong Park, Forte, M.F., Gayes, P.T., Freeman, C.W., et Mitasova, H. 2003. «Spatial survey design analysis for 3D mapping of beach and shoreface morphology». *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments 2003*. World Scientific Publishing Corp. and East Meets West Productions, Corpus Christi, Texas, USA., 12 p.

Bird, E. 2008. *Coastal Geomorphology: An Introduction*. 2e édition, Willey, England, 411 p.

Birkemeier, W.A. 1981. Topographic methods. In: Coastal Engineer Field Methods Prospect Course Notebook. Duck, North Carolina, Coastal Engineering Research Center, Field Research Facility. In Delgado, I. et Lloyd, G. 2004. «A simple low cost method for one person beach profiling». *Journal of Coastal Research*, Technical communication, vol. 20, no 4, p. 1246-1252

Blott, S.J. et Pye, K. 2004. «Morphological and sedimentological changes on an artificially nourished beach, Lincolnshire, UK». *Journal of Coastal Research*, vol. 20, no 1, p. 214-233

Boak, E.H. et Turner, I.L. 2005. «Shoreline definition and detection: A review». *Journal of Coastal Research*, vol. 21, no 4, p. 688-703

- Bonn, F. et Rochon, G. 1992. *Précis de télédétection, Volume 1: Principes et méthodes*, Presses de l'Université du Québec et AUPELF, Paris, 485 p.
- Bossler, J.D., Jensen, J.R., McMaster, R.B. et Rizos, C. 2001. *Manual of geospatial science and technology*. Taylor & Francis, 648 p.
- Bozcar-Karakiewick, B. et Romanczyk, W. 2000. *Modèle conceptuel de fonctionnement d'un ouvrage de protection du littoral : système d'épis Maltais-Savard (SEMS), Baie-Saint-Ludger, péninsule de Manicouagan, Québec, Canada*. Rapport remis au Comité ZIP de la rive nord de l'estuaire, Baie-Comeau, 35 p.
- Brampton, A. 1992. «Beaches – the natural way to coastal defence». *Coastal zone planning and management*, ISSN 0-7277-1904-1. p. 221-229
- Bruzzi, C et Provansal, M. 1996. «Impacts morphosédimentaires des tempêtes sur les côtes de Provence». *Quaternaire*, vol. 7, no 2-3, p.129-137
- Carrier, C. 2001. «Évolution de l'artificialité du littoral de la péninsule de Manicouagan de 1965 à 2000». Rapport de baccalauréat en géographie, Sherbrooke, Université de Sherbrooke, 81 p.
- Chust, G., Galparsoro, I., Borja, A., Franco, J. et Uriarte, A. 2008. «Coastal and estuarine habitat mapping, using LIDAR height and intensity and multi-spectral imagery». *Estuarine Coastal and Shelf Science*, vol. 78, no. 4, p. 633-643.
- Comité d'experts scientifiques sur l'érosion des berges. 2010. *Principes et fondements méthodologiques appuyant l'évaluation des marges de recul d'érosion en zone côtière*, Ministère de la sécurité publique du Québec, Document de travail, 42 p.
- Dean, R.C. 1987. «Coastal Armoring : Effects, Principles and Mitigation». In *Proceedings of the 20th International Conference on Coastal Engineering*, Taiwan, p. 1843-1857
- Dean, R.G. et Dalrymple, R.A. 2002. *Coastal processes with engineering applications*, Cambridge University Press, Cambridge, 488 p.
- Delgado, I. et Lloyd, G. 2004. «A simple low cost method for one person beach profiling». *Journal of Coastal Research*, Technical communication, vol. 20, no 4, p. 1246-1252

- Desrosiers, G. Brêthes, J.C.F. et Long, B.F. 1984. «L'effet d'un glissement de terrain sur une communauté benthique médiolittorale du nord du golfe du Saint-Laurent». *Oceanologica Acta*, vol 7, no 2, p.251-258
- Dionne, J-C. 1973. «La notion de pied de glace (icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent». *Cahiers de géographie*, vol. 17, no 41, p.221-250
- Dornbusch, U. 2010. «Ground survey methods for mixed sand and gravel beaches in intertidal environments: a comparison». *Journal of Coastal Research*, vol. 26, no 3, p. 451-464
- Dubois, J.-M.M. 1979. «Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien : la Moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec». Thèse de doctorat, Ottawa, Université d'Ottawa, 754 p.
- Dubois, J.-M. M., Bernatchez, P., Bouchard, J.-D., Daigneault, B., Cayer, D., Dugas, S., 2005. *Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période de 1996-2003*. Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 291 p.
- Eamer, J.B.R et Walker, I.J. 2009. «Quantifying sand storage capacity of large woody debris on beaches using LiDAR». *Geomorphology*, doi.10.1016/j.geomorph.2009.12.2006
- Emery, K.O. 1961. «A simple method of measuring beach profiles». *Limnology and oceanography*, no 6, p.90-93
- Environnement Canada. 2006. *Impacts de l'élévation du niveau de la mer et du changement climatique sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick*. Rapport gouvernemental, Publications de bibliothèque et archives Canada. 646 p.
- Foxgrover, A.C. et Jaffe, B.E. 2005. *South San Francisco Bay 2004 Topographic Lidar survey: data overview and preliminary quality assessment*. USGS, 57 p.
- French, J.R. et Burningham, H. 2009. «Coastal geomorphology: trends and challenges». *Progress in physical geography*, vol. 33, no 1, p. 117-129
- Gares, P.A., Wang, Y. et White, S.A. 2006. «Using LiDAR to monitor a beach nourishment project at Wrightsville Beach, North Carolina, USA». *Journal of Coastal Research*, vol. 22, no 5, p.1206-1219

- Glennie, C. 2007. «Rigorous 3D error analysis of kinematic scanning LiDAR systems». *Journal of Applied Geodesy*, vol. 1, p. 147-157.
- Grenier, A. 1993. «Évolution littorale et impact des structures artificielles aux Îles-de-la-Madeleine, golfe du Saint-Laurent, Québec», Mémoire de maîtrise, Sherbrooke, Université de Sherbrooke, 275 p.
- Grenier, A. et Dubois, J.-M.M. 1992. «Évolution des côtes aux Îles-de-la-Madeleine», p. 59-64, In Dubois, J.-M.M. et J. Gagnon, (éd.), *Les Îles-de-la-Madeleine : un pays à découvrir*. Info GéoGraphes numéro spécial, no 1, 126 p.
- Griggs, G. B. et Tait, J. F. 1988. «The effects of coastal protection structures on beaches along Northern Monterey Bay, California». *Journal of Coastal Research*, Special Issue, no 4, p. 93-111
- Groupe Roche. 2011. *Analyse des solutions en érosion côtière dans la Baie de Plaisance, Île-de-la-Madeleine : Étude hydraulique maritime*. Rapport final, Québec, 267 p.
- Gutierrez, R., Gibeau, J.C., Smyth, R.C., Hepner, T.L. et Andrews, J.R. 2011. «Precise airborne LiDAR surveying for coastal research and geohazards applications». *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol 34, p. 185-192
- Hapke, C.J. 2005. «Estimation of regional material yield from coastal landslides based on historical digital terrain modelling». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, no 6, p. 679-697
- Hill, H.W., Kelley, J.T., Belknap, D.F. et Dickson, S.M. 2004. «The effects of storms and storm-generated currents on sand beaches in Southern Maine, USA». *Marine Geology*, vol. 210, p. 149-168
- Huang, J., Jackson, D.W.T. et Cooper, J.A.G. 2002. «Morphological monitoring of a high energy beach system using GPS and total station techniques, Runkerry, Co. Antrim, Northern Ireland». *Journal of Coastal Research*, p. 390-398
- Irish, J.L., Lillycrop, W.J. et Parson, L. E. 1997. «Accuracy of sand volumes as a function of survey density». *Coastal Engineering*, vol. 3, p. 3736-3749
- Jensen, J.R. 2007. *Remote sensing of the environment: An earth resource perspective*. Pearson Education, 2e édition, 592 p.

- Johnson, D.W. 1919. *Shore processes and shoreline development*. John Wiley and Son, New-York, 584 p.
- Klein, A.H.F. et Menezes, J.T. 2001. «Beach morphodynamics and profile sequence for a Headland bay coast». *Journal of Coastal Research*, vol. 17, no 4, p. 812-835
- Klemas, V. 2011. «Beach profiling and LiDAR bathymetry: an overview with case studies». *Journal of Coastal Research*, doi: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00017.1
- Komar, P.D. et McDougal, W.G. 1988. «Coastal erosion and engineering structures: the Oregon experience». *Journal of Coastal Research*, Special Issue, no. 4, p. 77-92
- Kutterer, H. 2010. *Mobile Mapping* In Vosselman, G. et Maas, H.G. (dir.) *Airborne and terrestrial Laser scanning*. Whittles Publishing, CRC Press, Scotland, 318 p.
- Lessard, G.L. et Dubois, J.M.M. 1984. «Évolution littorale multitemporelle d'une côte récemment déglacée du nord du Golfe du Saint-Laurent». *Revue de géomorphologie dynamique*, vol. 33, no 3, p. 81-96
- Lichti, D. et Skaloud, J. 2010. *Registration and calibration in Vosselman, G. et Maas, H.G. (dir.) Airborne and terrestrial Laser scanning*. Whittles Publishing, CRC Press, Scotland, 318 p.
- Liu, H., Sherman, D. et Gu, S. 2007. «Automated extraction of shorelines from airborne Light Detection and Ranging data and accuracy assessment based on Monte Carlo simulation». *Journal of Coastal Research*, vol. 23, no 6, p. 1359-1369
- Mason, D.C., Gurney, C. et Kennet, M. 2000. «Beach topography mapping – a comparison of techniques». *Journal of Coastal Conservation*, no 6, p.113-124
- McDougal, W.G., Sturtvant, M.A. and Komar, P.D. 1987. *Laboratory and field investigations of the impact of shoreline stabilisation structures on adjacent properties* In Griggs, G. B. et Tait, J. F. 1988. «The effects of coastal protection structures on beaches along Northern Monterey Bay, California». *Journal of Coastal Research*, Special Issue, no 4, p. 93-111
- MDDEP (Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs) 1987. Politique de protection des rives, du littoral et de plaines inondables, c. Q-2, L17.3 dans le

cadre de la Loi sur la qualité de l'environnement (L.R.Q., c. Q-2, a. 2.1), disponible en ligne sur le site des publications du Québec <http://www.publicationsduquebec.gouv.qc.ca>.

MDDEP (Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs) 2007. Politique, Protection des rives, du littoral et des plaines inondables - Guide d'interprétation, 148 p.

Mitasova, H., Drake, T., Harmon, R., Hofierka, J. et McNinch, J. 2002. «Spatio-temporal monitoring of evolving topography using LiDAR, Real Time Kinematic GPS and sonar data». *Proceeding of the Open source GIS – GRASS users conference 2002*, 12 p.

Mitasova, H., Drake, T.G., Bernstein, D. et Harmon, R. 2004. «Quantifying rapid changes in coastal topography using modern mapping techniques and geographic information system». *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 10, no 1, p. 1-11

Moign, Y. 1972. «Étude dynamique d'une plage subarctique : Sept-Îles». Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 303 p.

Morton, R.A., Leach, M.P., Plaine, J.G. et Cardoza, M.A. 1993. «Monitoring beach changes using GPS surveying techniques». *Journal of Coastal Research*, vol. 9, no 3, p. 702-720

Morton, R.A. et Speed F.M. 1998. «Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches». *Journal of Coastal Research*, vol. 14, no 4, p. 1373-1384

MPO (Ministère Pêches et océans Canada) 2010. Marées, courants et niveaux d'eau, disponible en ligne : <http://www.marees.gc.ca/>

Pajak, M.J. et Leatherman, S. 2002. «The high water line as shoreline indicator». *Journal of Coastal Research*, vol. 18, no 2, p. 329-337

Paskoff, R. 1998. *Les littoraux: Impacts des aménagements sur leur évolution*, Armand Colin, Paris, 260 p.

Pietro, L.S., O'Neal, M.A., et Puleo, J.A. 2008. «Developing terrestrial-LIDAR-based digital elevation models for monitoring beach nourishment performance», *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 6, p. 1555-1564

Pilkey, O.H. et Wright III, H.L. 1988. «Seawalls versus beaches». *Journal of Coastal Research*, vol. 4, p. 41-64

Poff, M.T., Stephen, M.F., Dean, R.G. et Mulcahy, S. 2004. «Permeable wood groins: case study on their impact on the coastal system». *Journal of Coastal Research*, Special Issue, no 333, p. 131-144

Provencher, L. et Dubois, J.-M.M. 2010. Proposition d'une nomenclature géomorphologique du rivage lacustre et comparaison avec les rivages côtiers et fluviaux. *Le Naturaliste canadien*, vol. 134, no 1, p. 90-96

Quartel S. Kroon, A. et Ruessink, B.G. 2008. «Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach». *Marine Geology*, no 250, p. 19-33

Quilliam, L. et Allard, M. 1989. «Évolution géomorphologique du glissement de terrain et du marais littoral de Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, no 3, p. 367-376

Riegl 2010. *2D laser scanner LMS-Q120, Data sheet, Riegl laser measurement systems*. 4 p.

Rocha, C.P., Araújo, T.C.M. et Mendonça, F.J.B. 2009. «Methodology for location of shorelines using 3D-GPS positioning: a case study at Sauaçui Beach, Northeast Brazil». *Journal of Coastal Research*, vol. 25, no 4, p. 1052-1058

Rosati, J.D. 2005. «Concepts in sediment budgets». *Journal of Coastal Research*, vol. 21, no 3, p. 307-322

Ruggiero, P., Kaminsky, G.M., Gelfenbaum, G. et Voigt, B. 2005. «Seasonal to interannual morphodynamic high-energy dissipative littoral cell». *Journal of Coastal Research*, vol. 21, no 3, p.553-578

Ruggiero, P. 2010. Impacts of shoreline armoring on sediment dynamics, in Shipman, H., Dethier, M.N., Gelfenbaum, G., Fresh, K.L., et Dinicola, R.S. 2010. *Puget Sound shorelines and the impacts of armoring*. In *Proceedings of a State of the Science Workshop, May 2009: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5254*, p. 179-186.

Sallenger, A.H., Krabill, W.B., Swift, R.N., Brock, J., List, J., Hansen, M., Holman, R.A., Manizade, S., Sontag, J., Meredit, A., Morgan, K., Yunkel, J.K., Frederick, E.B. et Stockdon, H. 2003. «Evaluation of airborne topographic Lidar for quantifying beach changes». *Journal of Coastal Research*, vol. 19, no 1, p. 125-133

Sanchez-Badorrey, E., Losada, M.A. et Rodero, J. 2008. «Sediment transport patterns in front of reflective structures under wind wave-dominated conditions». *Coastal Engineering*, no 55, p. 685-700

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Miller, T.L. 2005. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0: An ArcGIS extension for calculating shoreline change: *U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1304*

Trimble Navigation (2007) GPS tutorial, disponible en ligne : <http://www.trimble.com/gps/index.shtml>

Vosselman, G. et Maas, H.G. (dir.) 2010. *Airborne and terrestrial Laser scanning*, Whittles Publishing, CRC Press, Scotland, 318 p.

Webster, T. Et Dias, G. 2006. «An automate GIS procedure for comparing GPS and proximal LiDAR elevations». *Computers & Geosciences*, no 32, p. 713-726

Xhardé, R., 2007. «Évaluation du potentiel des techniques vidéographiques et LiDAR appliquées à l'étude des risques naturels en milieu côtier», Thèse de doctorat, Québec, INRS, 265 pp.

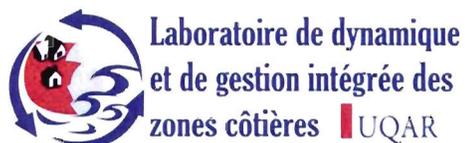
Xhardé, R., Long, B.F. et Forbes, D.L. 2011. «Short-term beach and shoreface evolution on a cusped foreland observed with airborne topographic and bathymetric LiDAR». *Journal of Coastal Research*, Special issue, no 62, p. 50-61

Young, A.P. et Ashford, S.A., 2006. «Application of airborne LiDAR for seacliff volumetric change and beach-sediment budget contributions». *Journal of Coastal Research*, vol. 22, no 2, p. 307-318

Zhang, K., Whitman, D., Leatherman, S. et Robertson, W. 2005. «Quantification of beach changes caused by Hurricane Floyd along Florida's Atlantic Coast using airborne Laser survey». *Journal of Coastal Research*, vol. 21, no 1, p. 123-134

Zhou, G. and Xie, M., 2009. «Coastal 3-D morphological change analysis using LiDAR series data: a case study of Assateague Island», *Journal of Coastal Research*, vol. 25, no 2, p. 435-447

ANNEXE 1



**CHAIRE DE RECHERCHE EN
GÉOSCIENCE CÔTIÈRE, UQAR**

MÉTADONNÉES PROJET LEVÉS LASER TERRESTRES

Nom du projet : Relevés terrestres Péninsule Manicouagan, Projet de maîtrise

INFORMATIONS GÉNÉRALES

Date des relevés : 10 au 14 août 2010

Hauteur : 2 m au sol

Type d'équipement : Laser Riegl LMS-Q120-80

Angle de balayage : 80 degrés

Fréquence de balayage : 40 Hz

Pourcentage de recouvrement des lignes d'acquisition : 50%

Type de véhicule : Véhicule terrestre : Polaris Ranger

Autre type de capteur : Caméra numérique : Sony Grasshopper Pointgrey

INFORMATIONS SUR LES DONNÉES

Système de référence de données : Horizontal NAD83(SCRS) MTM fuseau 6

Vertical : Niveau moyen des mers

Provenance des contrôles terrain : UQAR

Autre produits associés disponibles : Modèle numérique d'élévation
 Courbes de niveau (aux 10 cm)
 Vidéographie numérique géoréférencée

Stéfanie Van-Wierds (UQAR)

DATE Août 2010

ANNEXE 2

