

**APPLICATIONS GÉOMATIQUES  
ADAPTÉES POUR L'EXPLORATION  
DES RESSOURCES ET  
DES RISQUES NATURELS**

PROJET GÉOIDE #27

*Rapport de recherche No R-840-f*

*Avril 2007*



**APPLICATIONS GÉOMATIQUES ADAPTÉES POUR L'EXPLORATION  
DES RESSOURCES ET DES RISQUES NATURELS**

**Rapport Final**

**PROJET GÉOIDE #27**

**RES # LON**

**Par**

**Bernard LONG et Régis XHARDÉ**

**INRS-ETE**

**Avec la collaboration de**

**Maude Boucher, Hocine Bouheraoua et Déborah Draï**

**Pour**

**Ministère des Transports du Québec**

**Rapport de recherche N° R- 840-f**

**Avril 2007**

*ISBN : 978-2-89146-544-1*

# ÉQUIPE DE TRAVAIL

## COORDINATION

---

**Bernard Long** : responsable du projet GEOIDE#27 (RES#LON), DSc. (géologie), professeur titulaire en dynamique sédimentaire et sismostratigraphie, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

## MESURES DE TERRAIN

---

- **Bernard Long** : D.Sc. (géologie), professeur titulaire en dynamique sédimentaire et sismostratigraphie, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)
- **Donald Forbes** : Ph.D. (géomorphologie), Chercheur, NRCan, CGC-Atlantique
- Régis Xhardé : étudiant au doctorat, INRS-ETE
- Maude Boucher : étudiante à la maîtrise, INRS-ETE
- Karine Nault : étudiante à la maîtrise, INRS-ETE
- Hocine Bouheraoua : étudiant à la maîtrise, Université Laval, Géomatique
- Jacques Labrie : ingénieur informatique, INRS-ETE
- Caroline Roberge : étudiante à la maîtrise, INRS-ETE
- Jean-François Crémer : étudiant postdoctoral, INRS-ETE
- Francis Moore : étudiant à la maîtrise, INRS-ETE
- Caroline Richard : stagiaire, étudiante génie civil, Université Laval
- Suzanne Dufour : étudiant postdoctoral, ISMER-UQAR

## RÉDACTION ET RECHERCHE

---

- **Bernard Long** : DSc (géologie), professeur titulaire en dynamique sédimentaire et sismostratigraphie, INRS-ETE
- Régis Xhardé : étudiant au doctorat, INRS-ETE
- Maude Boucher : étudiante à la maîtrise, INRS-ETE
- Karine Nault : étudiante à la maîtrise, INRS-ETE
- Hocine Bouheraoua : étudiant à la maîtrise, Université Laval, Géomatique
- Jacques Labrie : ingénieur informatique, INRS-ETE



# TABLE DES MATIÈRES

<b>TABLE DES MATIÈRES .....</b>	<b>V</b>
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>XIII</b>
<b>1. LE PROJET DE RECHERCHE .....</b>	<b>1</b>
<b>2. SITE D'ÉTUDE .....</b>	<b>5</b>
2.1 ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE.....	5
2.1.1 Le substratum rocheux .....	5
2.1.2 Les dépôts quaternaires .....	5
2.1.3 Le système côtier actuel .....	6
2.2 ENVIRONNEMENT PHYSIQUE.....	6
2.2.1 La marée.....	7
2.2.2 Les houles.....	7
2.2.3 Les conditions météorologiques.....	7
2.2.4 Les conditions hydriques.....	8
2.3 ÉVOLUTION QUATERNAIRE DE LA BAIE DES CHALEURS .....	8
2.4 LE LITTORAL DE LA BAIE DES CHALEURS .....	9
2.4.1 Le secteur de Maria .....	10
2.4.2 Le secteur de Saint-Siméon .....	11
2.4.3 Le secteur de Bonaventure .....	11
2.4.4 Le secteur de Paspébiac.....	12
2.4.5 Le secteur de Saint-Godefroi - Shigawake .....	13
2.4.6 Le secteur de Pabos .....	13
2.4.7 Le secteur de l'Anse-à-Beaufils .....	14
2.4.8 Le secteur de La Malbaie .....	15
2.4.9 Le secteur de Percé - Pointe-Saint-Pierre.....	15
<b>3. MÉTHODOLOGIE.....</b>	<b>17</b>
3.1 LE LiDAR .....	17
3.2 LA VIDÉOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE 3D.....	21
3.3 LES CAMPAGNES AÉRIENNES .....	24
3.4 LES CAMPAGNES DE TERRAIN.....	27
3.4.1 Des mesures de profils de plage .....	27
3.4.2 Une série de points de contrôle .....	28
3.4.3 Un échantillonnage de surface.....	28
3.4.4 Une campagne de carottage.....	29
3.4.5 Des prélèvements de surface .....	29
3.4.6 Des mesures géotechniques.....	29
3.5 ANALYSE DES DONNÉES.....	30
3.5.1 Traitement et analyse des données LiDAR.....	30
3.5.2 Traitement et analyse des données vidéogrammétriques.....	34

<b>4. RISQUES NATURELS LIÉS À L'ÉROSION CÔTIÈRE.....</b>	<b>39</b>
4.1 ÉVALUATION DE LA TECHNIQUE VIDÉOGRAMMÉTRIQUE ET SES APPLICATIONS À L'ÉTUDE DE L'ÉROSION CÔTIÈRE.....	40
4.1.1 Résultats.....	40
4.1.2 Discussion.....	49
<b>5. ÉVALUATION DE LA TECHNIQUE LiDAR ET SES APPLICATIONS À L'ÉTUDE DE L'ÉROSION CÔTIÈRE.....</b>	<b>55</b>
5.1 RÉSULTATS.....	55
5.1.1 Exactitude horizontale.....	55
5.1.2 Exactitude verticale.....	58
5.1.3 Couverture des falaises.....	61
5.1.4 Discussion.....	65
<b>6. DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE MULTI-SOURCES DES RISQUES NATURELS CÔTIERS.....</b>	<b>81</b>
6.1 LES RISQUES NATURELS CÔTIERS.....	81
6.1.1 La définition des risques.....	81
6.1.2 Les indices de vulnérabilités.....	82
6.1.3 Les indices modifiés.....	84
6.1.4 L'apport des techniques aéroportées.....	87
<b>7. APPLICATIONS DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ CÔTIÈRE.....</b>	<b>105</b>
7.1 SECTEUR DE MARIA.....	105
7.2 SECTEUR DE SAINT-SIMÉON.....	107
7.3 SECTEUR DE BONAVENTURE.....	109
7.4 SECTEUR DE PASPÉBIAC.....	111
7.5 SECTEUR DE SAINT-GODEFROI – SHIGAWAKE.....	112
7.6 SECTEUR DE PABOS.....	114
7.7 SECTEUR DE L'ANSE-À-BEAUFILS.....	116
7.8 SECTEUR DE LA MALBAIE.....	119
7.9 SECTEUR DE PERCÉ-POINTE-SAINT-PIERRE.....	120
7.10 DISCUSSION.....	122
7.11 DISCUSSION GÉNÉRALE.....	123
7.11.1 Limites et applications des techniques LiDAR et vidéogrammétrie.....	123
7.11.2 Complémentarité des techniques LiDAR et vidéogrammétrie.....	125
7.11.3 Vers une intégration de données multi-sources.....	129
<b>8. MESURES D'INTENSITÉ DU SIGNAL DE RETOUR.....</b>	<b>133</b>
8.1 MÉTHODOLOGIE.....	133
8.1.1 L'intensité du signal de retour LiDAR.....	133
8.1.2 L'étude de terrain.....	134
8.1.3 L'échantillonnage.....	134
8.1.4 Les analyses en laboratoire.....	135
8.1.5 La scanographie.....	135
8.1.6 Méthodologie d'analyse des résultats.....	136
8.2 RÉSULTATS.....	138
8.2.1 Intensité du signal de retour LiDAR sur les environnements meubles.....	138
8.2.2 Intensité du signal de retour LiDAR sur les faciès solides.....	141
8.2.3 Variabilité de l'intensité du signal de retour sur l'ensemble des milieux.....	142

8.3	DISCUSSION .....	143
8.3.1	Les relations entre les données aéroportées LiDAR et la nature du matériel au sol.....	143
8.3.2	Relations entre les données aéroportées et les facteurs physiques.....	146
<b>9.</b>	<b>LA BASE DE DONNÉES.....</b>	<b>149</b>
9.1	MODE DE FONCTIONNEMENT .....	149
9.1.1	Gestion des données LIDAR .....	149
	<b>CONCLUSIONS.....</b>	<b>157</b>
	<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>161</b>

## **ANNEXES SUR DVD**

- 1 - Modèles numériques de terrain (MNT et MIT)
- 2 - MSc Maude Boucher
- 3 - MSc Hocine Bouheraoua
- 4 - Canevas de la base de données de Déborah Draï
- 5 - Comptes-rendus de la présentation de R. Xhardé et al. à CCC05 Halifax
- 6 - Comptes-rendus de la présentation de M. Boucher et al. à CCC05 Halifax
- 7 - Comptes-rendus de la présentation de R. Xhardé et al. à IGARSS06 Denver
- 8 - Comptes-rendus de la présentation de B. Long et al. à IGARSS06 Denver
- 9 - Comptes-rendus de la présentation de R. Xhardé et al. à ICCE06 San Antonio



## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 :	Localisation de la zone d'étude, le long de la côte sud de la péninsule gaspésienne sur la baie des Chaleurs.....	2
Figure 3.1 :	Principe de télémétrie par RADAR et LiDAR. <i>La distance <math>D</math> entre la source (émetteur) et le réflecteur est obtenue par mesure du temps écoulé entre l'émission de l'impulsion électromagnétique et la réception de son "écho".</i> .....	18
Figure 3.2 :	Schéma d'un système LiDAR.....	19
Figure 3.3 :	Description du système vidéogrammétrique.....	22
Figure 3.4 :	Cube de calibrage de la caméra vidéographique.....	22
Figure 3.5 :	Système de stéréo-vision par ordinateur.....	23
Figure 3.6 :	Avion Navajo utilisé pour les relevés aériens.....	25
Figure 3.7 :	Logiciel d'acquisition vidéographique Kronos®.....	26
Figure 3.8 :	Exemple de prise de vue vidéographique verticale et oblique (secteur de l'Anse-à-Beaufils).....	27
Figure 3.9 :	Repères colorés utilisés comme points de contrôle.....	28
Figure 3.10 :	Exemple de TIN – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.....	32
Figure 3.11 :	Exemple de MNT – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.....	32
Figure 3.12 :	Exemple de MNI – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.....	33
Figure 3.13 :	Logiciel d'analyse vidéogrammétrique Cyclop-3D Analyst® développé par la compagnie geo-3D Inc.....	35
Figure 5.1 :	MNI permettant de distinguer différentes structures pouvant servir à l'évaluation de l'exactitude horizontale.....	56
Figure 5.2 :	Exemple où la localisation précise de la ligne centrale est difficile.....	57
Figure 5.3 :	Corrélation entre les données altimétriques laser et les élévations du terrain.....	59
Figure 5.4 :	Exemple de profil LiDAR et terrestre. Les plus grandes erreurs verticales s'observent dans les parties présentant les plus fortes pentes de terrain.....	60
Figure 5.5 :	Corrélation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente du terrain.....	61
Figure 5.6 :	Localisation géographique des 17 zones tests utilisées pour déterminer l'influence de la pente du terrain sur la densité de mesure laser collectées (secteur de l'Anse-à-Beaufils).....	62
Figure 5.7 :	Densité moyenne de mesures LiDAR, exprimées en nombre de données par m <sup>2</sup> , en fonction de la pente du terrain exprimée en degrés. <i>Les barres d'erreurs représentent l'écart-type.</i> .....	63

Figure 5.8 :	Diagramme montrant les variations de densité de mesures observées pour chacune des 7 classes de pentes et les deux zones optimales.....	64
Figure 5.9 :	Comparaison entre les erreurs observées par <i>Kraus et Pfeifer</i> et les erreurs obtenues dans cette étude.....	68
Figure 5.10 :	Comparaison entre erreurs prédites par relation linéaire et par relation utilisant la tangente.....	71
Figure 5.11 :	Erreur verticale dans une falaise (a) dans le cas de mesures effectuées avec un angle d'incidence nul (b) et non nul.....	72
Figure 5.12 :	Cas limite à partir duquel l'erreur verticale ne dépend plus de la pente du terrain mais de l'élévation du point de mesure.....	73
Figure 5.13 :	Relation distance entre points de mesure et pente pour des angles d'incidence nul et maximal.....	77
Figure 5.14 :	Relation entre densité de mesure et pente pour des angles d'incidence nul et maximal.....	78
Figure 5.15 :	Exemple de mauvaise classification du pied de falaise (secteur de l'anse-à-Beaufils, 2003). <i>Les données classées comme "sol" sont en bleu, celles classées comme "végétation" sont en rouge. Les éboulements au pied de la falaise se trouvent dans cette dernière classe.</i> .....	79
Figure 6.1 :	Décomposition du cordon oriental de Paspébiac en trois sous-systèmes, ou cellules, selon leur dynamique entre 2003 et 2004.....	90
Figure 6.2 :	Exemple de zones sensibles sur lesquelles se concentre l'érosion (secteur des talus de Saint-Siméon).....	92
Figure 6.3 :	Affaissement de terrain mis en évidence par le LiDAR le long de la route nationale 132, au niveau d'un talus du secteur de Maria.....	92
Figure 6.4 :	Exemple d'application des données altimétriques LiDAR à la détection des risques côtiers. <i>Ces données révèlent en 2003 l'existence d'une fracture courant parallèlement au bord de la falaise dans la partie sommitale, ainsi qu'un petit cône de débris sur la plage témoignant de l'instabilité de cette portion de falaise et des risques importants à court terme. Cela est confirmé par les données laser de 2004 qui montrent l'effondrement d'un pan de falaise d'environ 6545 m<sup>3</sup>. L'accumulation est encore clairement visible sur la plage, au pied de la falaise.</i> .....	93
Figure 7.1 :	Histogramme des fréquences des IVC (tout sites).....	105
Figure 7.2 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Maria).....	106
Figure 7.3 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Maria.....	107
Figure 7.4 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Siméon).....	108
Figure 7.5 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Siméon.....	109
Figure 7.6 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Bonaventure).....	110
Figure 7.7 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Bonaventure.....	110

Figure 7.8 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Paspébiac). .....	111
Figure 7.9 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Paspébiac. ....	112
Figure 7.10 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake). ....	113
Figure 7.11 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake. ....	113
Figure 7.12 :	Zone présentant un des IVC les plus élevés du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake. ....	114
Figure 7.13 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Pabos). ....	115
Figure 7.14 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Pabos. ....	115
Figure 7.15 :	Zone présentant l’IVC le plus élevé du secteur de Pabos. Cette zone cumule une base particulièrement exposées aux vagues, une encoche profonde et la proximité d’une faille. ....	116
Figure 7.16 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de l’Anse-à-Beaufils). ....	117
Figure 7.17 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de l’Anse-à-Beaufils. ....	117
Figure 7.18 :	Zone présentant l’IVC le plus élevé du secteur de l’Anse-à-Beaufils. Cette zone se caractérise par de hautes falaises de calcaire présentant un pendage vertical et dont la base est soumise en permanence à l’action des vagues. C’est également là que se trouvent deux des principales failles du secteur. ....	118
Figure 7.19 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de la Malbaie). ....	119
Figure 7.20 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de la Malbaie. ....	120
Figure 7.21 :	Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre). ....	121
Figure 7.22 :	Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre. ....	121
Figure 7.23 :	Exemple de classification de terrain basée sur les données d’intensité de retour LiDAR. L’image du haut montre le MNI non classifié du marais intertidal de Saint-Siméon. L’image du bas montre la répartition des teneurs en eau pour ce site. (source : <i>Boucher, 2007</i> ). ....	126
Figure 7.24 :	Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (port de l’Anse-à-Beaufils). ....	128
Figure 7.25 :	Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (lit de la rivière Shigawake). L’exagération verticale de ce MNT est de 1,5. ....	128
Figure 7.26 :	Exemple de limitation lors de la fusion de données LiDAR et vidéographiques à haute résolution (secteur de l’Anse-à-Beaufils). La partie inférieure des falaises présente un profil vertical qui n’est pas couvert par les prises de vue vidéographiques verticales. Par conséquent, lors de la fusion, une distorsion de l’image se produit, la zone de l’image correspondant à la plage de galets étant étirée et projetée sur la portion verticale de la falaise. ....	129

Figure 7.27 :	Relevés bathymétriques SHOALS du secteur du barchois de Paspébiac. Ceux-ci révèlent que le cordon oriental n'est que la partie émergée d'une structure sédimentaire plus importante dont le front prograde vers la haute mer. Un champs de dunes sous-marines et une barre-d'avant-côte bien formée sont visibles sur ces relevés (source : Optech Inc.).	131
Figure 8.1 :	Modèle numérique d'intensité. Ou image d'intensité du site de l'île barrière de Barchois présentant les profils sur lesquels les courbes d'intensité du signal de retour <i>LiDAR</i> ont été mesurées afin d'évaluer la variation latérale due à l'angle de balayage du faisceau laser.	137
Figure 8.2 :	Variation latérale de l'intensité du signal de retour <i>LiDAR</i> , due à l'angle de balayage du faisceau laser, en fonction de la distance au sol sur la largeur de la trace de la ligne de vol (île barrière de Barchois).	140
Figure 8.3 :	Variation latérale de l'intensité su signal de retour <i>LiDAR</i> (ISRL) en fonction de la morpho-topographie (flèche sableuse de Paspébiac), MH : marée haute; MB : marée basse	140
Figure 8.4 :	Figure 8.4. Images scanographiques des échantillons de Barchois : échantillons BA1-E8 (Conglomérat), BA1-E10 (grès fin) et BA2-E3 (enrochement).	142
Figure 8.5 :	L'intensité du signal de retour <i>LiDAR</i> (ISRL) en fonction de la teneur en eau pour tous les sites d'échantillonnages (2003 et 2004).	144
Figure 8.6 :	Images scanographiques des différents faciès sédimentaires retrouvés dans la zone d'étude : sables moyens, graviers, mélange sables et galets, et mélange sables et graviers.	145
Figure 8.7 :	L'intensité du signal de retour <i>LiDAR</i> (ISRL) en fonction de la moyenne granulométrique ( $\Phi$ ).	145
Figure 8.8 :	L'intensité du signal de retour <i>LiDAR</i> en fonction de l'intensité scanographique pour tous les sites d'échantillonnages (2003 et 2004).	146
Figure 9.1 :	Formulaire "Menu Principal".	151
Figure 9.2 :	Formulaire "Menu LIDAR".	151
Figure 9.3 :	Formulaire "Métadonnées Importation".	152
Figure 9.4 :	Formulaire "Requêtes".	152
Figure 9.5 :	Formulaire "Résultats <i>LiDAR</i> ".	153
Figure 9.6 :	Formulaire "Vidéogrammétrie".	153
Figure 9.7 :	Formulaire "Terrain".	154
Figure 9.8 :	Formulaire "Sections de carotte".	154
Figure 9.9 :	Formulaire "Granulométrie".	155

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 :	Débit des rivières .....	10
Tableau 2 :	Caractéristiques techniques des relevés LiDAR .....	25
Tableau 3 :	Estimation des erreurs de positionnement selon les directions X, Y et Z dues au pointage.....	41
Tableau 4 :	Inexactitude des positionnements vidéogrammétriques pour les sites de Barachois et de Bonaventure. L'erreur moyenne, l'écart-type et l'erreur quadratique moyenne (RMS) ont été déterminées .....	42
Tableau 5 :	Résumé des inexactitudes des positionnements après orientation relative .....	43
Tableau 6 :	Inexactitudes des positionnements après orientation relative .....	44
Tableau 7 :	Inexactitudes des positionnements avec orientation absolue, en fonction du nombre de points de contrôle utilisés pour cette orientation.....	45
Tableau 8 :	Influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf les bases qui sont exprimées en nombre de vues .....	47
Tableau 9 :	Influence de la valeur de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques .....	48
Tableau 10 :	Influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques .....	49
Tableau 11 :	Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques sans orientation en fonction de l'échelle des images ( <i>Larouche, com. pers.</i> ) .....	50
Tableau 12 :	Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques avec orientation absolue en fonction de l'échelle des images ( <i>Larouche, pers.com.</i> ) .....	50
Tableau 13 :	Exemple d'enregistrement des angles de roulis, de tangage, de cap et d'azimut enregistrés au cours d'une ligne de vol.....	53
Tableau 14 :	Variations moyennes de cap, de tangage, de roulis et d'azimut pour une ligne de vol subies sur un intervalle de temps de 2 secondes. L'échantillonnage N ayant servi à calculer ces statistiques est de 9507 mesures d'attitude. ....	53
Tableau 15 :	Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude. Les valeurs sont exprimées en mètres. L'imprécision de la numérisation a été déterminée en numérisant deux fois de suite le même secteur .....	57
Tableau 16 :	<i>Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude, excepté Saint-Siméon, Saint-Godefroi et Percé-Pointe-Saint-Pierre. Les valeurs sont exprimées en mètres .....</i>	<i>58</i>
Tableau 17 :	Exactitude verticale du LiDAR pour les différents relevés.....	59
Tableau 18 :	Exactitude verticale du LiDAR en fonction de la pente du terrain. ....	60

Tableau 19 :	Densité de mesures LiDAR en fonctions de la pente du terrain et de la distance séparant la ligne de vol de la falaise. <i>Les valeurs sont exprimées en données/m<sup>2</sup></i> .....	63
Tableau 20 :	Résumé des différentes équations permettant de déterminer l'erreur verticale moyenne à partir des erreurs systématiques du LiDAR et de l'angle de pente du terrain considéré, ainsi que leurs limites d'applications .....	73
Tableau 21 :	Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur de mesure verticale du LiDAR et de la pente du terrain .....	75
Tableau 22 :	Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur des erreurs de mesure horizontale et verticale du LiDAR, de sa résolution spatiale et de la rupture de pente du terrain.....	76
Tableau 23 :	Classification des risques côtiers sur base de 13 variables climatiques, terrestres et marines développée par <i>Gornitz et al. (1994)</i> .....	83
Tableau 24 :	Synthèse des différents indices de risques utilisés en Amérique du nord. Remarque: il y a de toute évidence une erreur dans la cotation des risques liés au marnages en ce qui concerne les indices développés par l'USGS ( <i>Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000a et 2000b</i> ). .....	85
Tableau 25 :	Classification utilisée dans ce travail pour évaluer la vulnérabilité des côtes canadiennes à l'érosion en prenant en considération les nouvelles informations fournies par le LiDAR.....	95
Tableau 26 :	Synthèse des paramètres utilisés dans ce travail pour évaluer les risques côtiers ainsi que les sources d'acquisitions recommandées pour chaque variable. ....	99
Tableau 27 :	Résultats généraux pour l'ensemble des sites pour les années d'échantillonnage 2003 et 2004 (HP : haut de plage, MP : moyenne plage, BP : bas de plage).....	138
Tableau 28 :	Données des échantillons de roches à Barachois .....	141
Tableau 29 :	Variation de l'intensité du signal de retour LiDAR en fonction du type de faciès sédimentaire ou anthropique. ....	143

# 1. LE PROJET DE RECHERCHE

---

Les risques naturels tel l'érosion côtière représentent le domaine le plus sensible des sciences de la terre vis à vis des différents paliers des gouvernements au Canada et dans le monde. Les corridors côtiers telles les falaises et les plages, constituent des zones de fortes interactions entre les écosystèmes et les différents pôles d'attraction relatifs aux activités humaines. Les dommages dus à l'érosion côtière concernent la destructions de biens immobiliers, d'infrastructures de transports (routes, voies ferrées) ou industrielles (ports) sur l'ensemble des littoraux. Les risques naturels reliés à ces environnements représentent les clés de l'intervention gouvernementale comme se fut le cas au cours d'évènements extrêmes tel les crues du Saguenay, de la rivière Rouge dans les Prairies et la future montée des eaux dans le cadre des changements climatiques.

Au Québec, la région côtière de la péninsule de Gaspé subit une érosion constante de ses falaises. Cette érosion met à terme, en danger, sur plusieurs sites, le long du littoral, la route 138 et dans certains cas des habitations. Les gouvernements provinciaux et municipaux font face à des coûts très élevés pour réparer, maintenir ou déplacer des segments de routes. Le projet se propose de sélectionner plusieurs sites critiques le long de la baie des Chaleurs. Ces secteurs ont été sélectionnés tant pour contribuer au développement des communautés que pour étalonner la technologie de cartographie en 3D des corridors littoraux. Ces exemples serviront aussi à étendre cette méthodologie en comparant nos résultats avec ceux provenant des études entreprises actuellement par la Commission géologique du Canada à l'île du Prince Édouard et ailleurs dans les provinces Maritimes.

Les champs technologiques de cartographie des corridors ont été à l'origine du développement de nouveaux capteurs et à l'émergence d'un développement informatique électronique et géomatique reliés aux données nouvellement acquises. Cette avancée se fait par une collaboration toujours plus intense entre les universités, les industries et les gouvernements, principalement pour la mise au point d'instruments dédiés à l'acquisition des données d'élévation et à la vidéogrammétrie digitale 3D, domaine dans lesquels le Canada fait figure de leader (p.ex. LIDAR, SAR et InSAR).

Ce projet s'inscrit dans cette évolution technologique et a pour but de développer une nouvelle classe de fusion de données et de méthodes d'intégration applicables à la gestion du littoral le long de corridors spécifiques de relevés. Il permet de tester différentes approches de mesures aéroportées afin de développer une nouvelle approche de mesure et de contrôle du trait de côte. De plus il cherche à déterminer les limites de chaque méthode, doit permettre d'accélérer les transferts technologiques entre les laboratoires gouvernementaux et les industries de l'environnement, des ressources et de la géomatique.

Les outils développés par ce projet doivent devenir les outils de gestion future. Il a été défini pour déterminer la vulnérabilité au changement climatique et à l'érosion côtière des infrastructures situées le long de la baie des Chaleurs (Figure 1.1) à partir d'acquisition de données aéroportées à très haute résolution associée à des mesures d'étalonnage de terrain.



**Figure 1.1 : Localisation de la zone d'étude, le long de la côte sud de la péninsule gaspésienne sur la baie des Chaleurs.**

Une série d'outils sont utilisés simultanément lors des relevés aéroportés : la vidéogrammétrie, le système LIDAR et une centrale inertielle. Associée à ces mesures, une série de relevés a été entreprise au sol pour les étalonner.

Ce rapport final couvre l'ensemble des travaux réalisés dans le cadre du projet GEOIDE #27 (RES#LON) afin de répondre aux objectifs suivants :

- 1) Développer une nouvelle classe de fusion de données et de méthodes d'intégration applicables aux géohazard et aux géoressources le long de corridors spécifiques de relevés.
- 2) Accélérer les transferts technologiques entre les agences gouvernementales et les industries de l'environnement, des ressources et de la géomatique à travers une recherche multisectorielle en regroupant des équipes multipartenaires et multidisciplinaire (sédimentologie, géomatique, physique).
- 3) Déterminer la vulnérabilité au changement climatique et à l'érosion côtière des infrastructures situées le long de la baie des Chaleurs à partir d'acquisition de données aéroportées à très haute résolution associées à des mesures d'étalonnage de terrain.

Deux autres objectifs couvraient la deuxième partie du projet qui a pour but la cartographie en trois dimensions des structures géologiques de Moose Mountain en Alberta.

Le rapport reprend principalement les travaux de doctorat de R. Xhardé, tout en mettant en annexe les travaux de maîtrises de M. Boucher et H. Bouheraoua, les comptes rendus des congrès de CCC05 Halifax, de IGARSS06 Denver et de ICCE06 San Diego. De plus l'ébauche de banque de donnée développée par D. Draï fait l'objet d'une annexe et les différent models d'élévation de terrain pour chaque secteurs font l'objet d'une annexe chacun. Chaque annexe est donnée sous forme de DVD.



## 2. SITE D'ÉTUDE

---

### 2.1 ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE

#### 2.1.1 Le substratum rocheux

Le substratum rocheux de la côte sud de la Gaspésie, le long de la baie des Chaleurs appartient aux roches Paléozoïques de l'orogénèse appalachienne (*Williams, 1995; Brisebois et Brun, 1994*). En Gaspésie, les formations appalachiennes recouvrent :

- Le Paléozoïque précoce ou inférieur du Cambro-Ordovicien (zones de Humber et de Dunnage) qui affleure principalement le long de la vallée du Saint-Laurent et en quelques places le long de la baie des Chaleurs. Dans cette dernière zone seule, les formations du Humber interne et du Dunnage interne affleurent respectivement dans la baie de Port-Daniel (Boutonnière de Maquereau-Mictawet de Belledune au Nouveau-Brunswick).
- Le Paléozoïque moyen qui est représenté le long de la baie des Chaleurs par la formation de la ceinture de Gaspé et de la baie des Chaleurs (Ordovicien supérieur -Dévonien). Ces formations sont constituées par les grès de Gaspé qui représentent des dépôts terrigènes (conglomérats, grès et schiste sédimentaires fluviaux et littoraux) et carbonatés. Ces formations n'affleurent que très rarement le long de la baie des Chaleurs.
- Le Paléozoïque tardif ou supérieur (Permo-Carbonifère) affleure le long du littoral, sur la rive québécoise de la baie des Chaleurs en quelques zones. Ces roches sont représentées par les formations de Bonaventure (grès rouges, fluviaux et deltaïques) et de Restigouche. Ces formations sont présentes sur tout le littoral étudié (Maria, Bonaventure, Cap-d'Espoir). Ce sont des roches horizontales formées principalement de clastites grossières de couleur rouge (conglomérats, grès, siltstones et mudstones).

#### 2.1.2 Les dépôts quaternaires

Dans la baie des Chaleurs, les dépôts quaternaires reflètent l'évolution des mouvements relatifs du niveau marin au cours de l'Holocène. En effet, la partie est de l'île-du-Prince-Édouard n'a subit que la remontée marine Holocène alors qu'à l'inverse la région de Rimouski a subit un rebond continu sur plus de 140 m. La baie des Chaleurs constitue un stade intermédiaire. La limite de l'invasion marine date de 13,2 Ka et ce niveau est situé à + 100 m dans la partie interne de la baie, à + 67 m, à 12,4 ka, dans la partie proximale de la baie (*Rampton et al., 1984*) et à + 46 m au milieu de la baie en arrière de Bonaventure (*Gray, 1987*). Au nord-est du Nouveau-Brunswick le niveau maximal atteint par la mer est situé à + 60 m (13,5 ka BP) pour descendre à -18 m (8,5 ka BP) et remonter à - 4 m (4 ka BP) et enfin atteindre le niveau actuel (*Thomas et*

*al.*, 1973). Les travaux récents de Forbes et al. (2004) proposent une remontée de l'ordre de 15 m sur la côte sud de la baie des Chaleurs. Les conséquences de ces fluctuations du niveau marin ont été de déposer différents types de sédiments et de modifier en zone littorale l'agencement de ces différents faciès sédimentaires. Les faciès sédimentaires retrouvés sont constitués de sédiment périglaciaire de fusion les sédiments de faciès régressifs et les sédiments de faciès transgressifs. Les séries périglaciaires de fusion forment des cônes sédimentaires dans la partie sommitale des dépôts, ils sont repris par l'érosion et sont à l'origine des dépôts fluviaux deltaïques.

### **2.1.3 Le système côtier actuel**

Le système côtier actuel est constitué à terre, des dépôts de haut niveau marin et de régression qui sont représentés par des dépôts fluviaux glaciaires comme à l'ouest du site de Maria et au sud-ouest du site de Cap-d'Espoir. Ces sédiments peuvent être partiellement érodés et être à l'origine des cordons des barachois et du littoral de Maria et Bonaventure. En mer, les sédiments grossiers de la surface de transgression forment la majorité des dépôts disponibles. Les différentes unités géomorphologiques littorales sont le reflet des stocks sédimentaires disponibles.

#### **2.1.3.1 L'arrière-plage**

Les faciès sédimentaires peuvent être absents, quand ils existent, ils sont constitués de formations fluvio-glaciaires de sédiments hétérogènes (silts, sable et graviers) ou par des cordons de matériaux grossiers (sables et galets). La proportion de sable reste toujours très faible et aucune plage de sable n'est présente le long du littoral. De même, aucune dune sableuse importante ne forme l'arrière-plage. Les rivières ne charrient pas de quantité importante de sédiments et les sables fluviaux actuels ne constituent pas une source sédimentaire significative.

#### **2.1.3.2 La plage**

La plage est généralement très étroite et est constituée par un soubassement de galets, surmontée par un mélange sable galets. La couverture sableuse est généralement discontinue et ne dépasse pas quelques centimètres d'épaisseur.

## **2.2 ENVIRONNEMENT PHYSIQUE**

La baie des Chaleurs s'étend sur une longueur de 180 km sur une largeur maximale de 38 km pour une superficie totale de 5670 km<sup>2</sup>. L'estuaire est de type partiellement mélangé, influencé par les courants de marée, un apport d'eau douce important et des turbulences induites par les vagues. Cette baie est sous l'influence des houles provenant du golfe du Saint-Laurent dans sa partie orientale alors qu'elle devient sous l'influence des houles locales au fur et à mesure que l'on remonte en amont.

### 2.2.1 La marée

Dans la baie des Chaleurs la marée s'amplifie en pénétrant dans la baie. Le marnage varie en morte eau de 1,09 m à Cap-d'Espoir (partie orientale de la baie) à 2,22 m à Campbellton et 1,89 m à Carleton alors qu'il atteint en vive eau 1,56 m à Cap-d'Espoir et respectivement 3,21 m et 2,67 m à Campbellton et Carleton.

Dans la baie des Chaleurs les marées sont mixtes, de type demi-diurnes. Durant le flot, les courants sont plus intenses sur la rive nord alors que durant le jusant ils sont plus intenses sur la rive sud. Ces deux courants opposés permettent la mise en place d'une gyre cyclonique dans la baie. Les vitesses des courants générées par la marée sont de l'ordre de 15 à 20 cm/s, soit déjà au-dessus du seuil de transport des sables. Ces courants peuvent atteindre 40 cm/s dans certaines zones et même exceptionnellement 1 m/s au niveau des passes (*Renaud, 2000*).

### 2.2.2 Les houles

À l'entrée de la baie des Chaleurs la hauteur significative de la houle de tempête est de 2,1 mètres et sa période est de 9 secondes. Durant les tempêtes exceptionnelles les houles extrêmes peuvent atteindre des hauteurs significatives de plus de 5 mètres et une période de 10,5 secondes à l'entrée de la baie (Anse-à-Beaufils). Ces houles peuvent pénétrer, après diffraction, dans la baie des Chaleurs jusqu'à Paspébiac

Une autre conséquence des tempêtes est la formation de surcotes. Une étude exhaustive (*Forbes et al., 2004*) menée sur les variations du niveau marin depuis le début du siècle, met en évidence qu'en moyenne 5 surcotes par an sont observées depuis 1950, 10 surcotes par an ont été observées 14 fois et 15 par an l'ont été 2 fois. Ces surcotes atteignent en moyenne de 0,6 à 0,9 m mais peuvent atteindre exceptionnellement 1,3 m. Aussi, durant trois tempêtes tropicales majeures (janvier 2000, octobre 2000 et novembre 2001) qui sont remontées le long des provinces Atlantiques, des surcotes de plus de 1,5 m ont été observées; elles ont atteint 2,0 m en janvier 2000, 1,5 m en octobre 2000 et 2,2 m en novembre 2001 à l'île-du-Prince-Édouard. Ces surcotes étaient accompagnées de houles significatives de 7 mètres et de 13,3 secondes de période en octobre 2000.

### 2.2.3 Les conditions météorologiques

Dans la baie des Chaleurs les vents dominants sont d'Ouest-nord-ouest mais ceux qui sont à l'origine des érosions côtières, soufflent des secteurs est et sud-est car ils ont une intensité suffisante pour générer des vagues de 1,5 mètres de hauteur significative et 3 secondes de période et durant les tempêtes extrêmes des vagues de 2,5 mètres de hauteur significative et 7 secondes de période.

L'action des vents ne se traduit pas uniquement par la formation des vagues mais aussi par la formation de courants par cisaillement de la surface des différentes couches d'eau. La vitesse des

courants produits par le vent est estimée à 3 % de la vitesse du vent et peut atteindre 5 % en zone littorale. Ainsi des vents de 10 km/h engendrent des courants de 8 cm/s au large et 13 cm/s sur le littoral.

#### **2.2.4 Les conditions hydriques**

La partie orientale du site de Bonaventure est influencée par la sortie de la rivière Bonaventure. Cette dernière a un débit maximum instantané de 502 m<sup>3</sup>/s, un débit maximum journalier de 487 m<sup>3</sup>/s et un débit d'étiage de 6,06 m<sup>3</sup>/s. Son module est de 59,7 m<sup>3</sup>/s. Le débit d'automne (376 m<sup>3</sup>/s) est de même ordre de grandeur que le débit de printemps (487 m<sup>3</sup>/s). À ce débit s'ajoute le prisme de marée important qui se forme dans le barachois et qui double le volume d'eau qui transite en période de jusant par le chenal externe. Il en résulte la formation au large d'un vaste delta de jusant sableux.

### **2.3 ÉVOLUTION QUATERNAIRE DE LA BAIE DES CHALEURS**

En raison de son type d'environnement sédimentaire et de son évolution post-glaciaire la baie des Chaleurs évolue de manière différente des modèles existants dans la littérature pour décrire le golf du Saint-Laurent.

De manière générale, la zone a subi, depuis la fin de la glaciation quaternaire, une invasion marine qui correspond à la remontée marine mondiale du début de la fonte des glaces. La limite marine supérieure de cet épisode se retrouve actuellement à la cote +15 m. Puis, sur la Gaspésie méridionale, une période de remontée eustatique a succédé à ce premier épisode, elle s'est traduite par une baisse relative du niveau marin jusqu'à une profondeur de probablement 20 m sous le niveau actuel. Par la suite, le niveau marin a suivi la fin de la remontée marine mondiale jusqu'à 2000 ans BP pour se stabiliser depuis au niveau marin actuel. Une nouvelle remontée a peut être débutée récemment; elle est de beaucoup plus faible échelle et est due aux changements climatiques actuels. Néanmoins, cette dernière fluctuation du niveau marin mondial ne se traduit pas par des variations morphologiques significatives le long du littoral septentrional de la baie des Chaleurs. À partir des prédictions énoncées dans le cadre de la modélisation des changements climatiques, certains auteurs prédisent une variation plus significative du niveau marin qui pourrait atteindre entre 0,09 m et 0,88 m d'ici la fin du vingt et unième siècle (*IPCC, 2001*) et pourrait monter de 5 m au cours du prochain millénaire (*Gregory et al., 2004 ; Overpeck et al., 2006*). Mais actuellement, c'est au niveau des conditions hydrodynamiques (réurrence des tempêtes, des surcotes, etc.) que des changements sont perceptibles le long de la baie des Chaleurs.

Ces variations du niveau marin au cours de l'Holocène, ont entraîné des modifications des stocks sédimentaires qui reflétaient les différentes phases des dépôts. Ainsi, durant la baisse du niveau marin certains dépôts ont été abandonnés et érodés par l'action fluviale. Par la suite, durant la remontée marine les dépôts côtiers successifs ont été et sont encore érodés, les anciennes vallées fluviales ennoyées sont comblées et les couches sédimentaires affleurantes sont

remaniées sous l'action des houles et des courants. Il en résulte un réajustement des stocks sédimentaires présents sur l'avant-côte et une érosion des formations sédimentaires qui constituent actuellement le trait de côte.

Au niveau des plages actuelles, un important déficit sédimentaire existe car le stock sédimentaire qui les constituent provient soit de l'érosion des falaises soit des anciens stocks sédimentaires fossiles mis en place durant la régression marine et réactivés durant la transgression. Ces sédiments détritiques sont constitués d'éléments hétérogènes. La fraction fine de ces sédiments est érodée et transportée en suspension. La fraction sableuse est transportée le long du littoral sous l'effet de la dérive littorale. Mais, cette fraction est peu importante dans le stock sédimentaire détritique disponible et il en résulte que la fraction sédimentaire la plus grossière (galets et graviers) constitue la majorité du stock sédimentaire des plages. Cette fraction est généralement stable et en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles.

## 2.4 LE LITTORAL DE LA BAIE DES CHALEURS

Le littoral de la baie des Chaleurs forme un littoral relativement homogène sur lequel les agents hydrodynamiques agissent en fonction des particularités locales de chaque site.

La stabilité du profil de plage et d'avant-côte est fonction de:

- L'apport sédimentaire de l'avant-côte (formations reliques de sable, graviers et galets).
- L'érosion des dépôts sédimentaires de régression qui sont à l'origine des talus (talus fluvio-glaciaires Holocènes sur l'ensemble des sites).
- La densité du couvert végétal qui croît sur l'avant-côte (pelouses de zostères, champs de fucus et de laminaires).
- L'énergie des houles. Un gradient croissant existe entre les sites à l'ouest et ceux à l'est. Les sites septentrionaux sont sous l'influence des vents d'ouest. Or, les fetches augmentent à mesure que l'on s'éloigne à l'est. De plus, les houles qui proviennent du golfe du Saint-Laurent sont de moins en moins atténuées en se rapprochant de l'extrémité est de la baie des Chaleurs.
- La position du substratum rocheux. En de nombreux sites, le substratum rocheux affleure directement sans être recouvert par des sédiments Holocène. Ne pouvant que très difficilement être érodé, il contrôle alors la pente de l'avant-côte. Cette pente dépend de celles des couches qui forment le substratum rocheux et non pas de la pente créée par l'érosion due aux houles au cours de leur déplacement en direction de la côte.

La réponse morphologique de la plage est la conséquence du type et de la taille des sédiments qui la constituent. Sur ces sites, les plages sont formées de matériaux détritiques grossiers. Ces matériaux proviennent principalement de l'érosion des formations détritiques côtières anciennes. Ils peuvent contenir une fraction sableuse plus fine qui représente la fraction sédimentaire en transit. La majorité de cette fraction fine est piégée sur l'avant-côte par les pelouses à zostères ou migre au large en dessous de la limite d'action des houles. La fraction sableuse se déplace soit le

long de la plage sous l'effet de la dérive littorale, soit en fonction des variations de l'énergie des houles, dans le profil perpendiculaire au littoral. Dans ce dernier cas, la fraction sableuse est entraînée au large et piégée dans les pelouses à zostères. La fraction grossière qui est constituée de galets et graviers, reste sur la plage et ne subit que très peu de migration le long de la plage ou en direction du large. Cette fraction constitue le stock fossile de sédiments.

**Tableau 1 : Débit des rivières**

<i>Rivière</i>	<i>Débit moyen</i>	<i>Débit max.</i>	<i>Débit min.</i>
<b>Restigouche</b>	<b>163</b>	<b>3140</b>	<b>11.2</b>
<b>Matapédia</b>	<b>57.2</b>	<b>940</b>	<b>4.9</b>
<b>Bonaventure</b>	<b>46</b>	<b>765</b>	<b>3.5</b>
<b>Cascapédia</b>	<b>41</b>	<b>831</b>	<b>2.9</b>
<b>Petit Cascapédia</b>	<b>29.9</b>	<b>493</b>	<b>3.2</b>

#### **2.4.1 Le secteur de Maria**

Il occupe la rive ouest de la baie de la rivière Cascapédia. Il est limité à l'ouest par les falaises des Caps de Maria et à l'est par l'embouchure de la Rivière Verte. Il s'agit d'une portion du littoral relativement rectiligne d'une longueur de 10 km et orientée sud-ouest nord-est. Les falaises des Caps de Maria, situées dans la partie occidentale de ce secteur, sont des falaises vives composées de lits argileux, sableux et graveleux alternés (*Ulmann et Long, 2003*). Ces falaises peuvent atteindre une hauteur de 10 mètres mais elles diminuent progressivement vers l'est pour être remplacées par des talus de sédiments meubles cohésifs (argile, sable) qui s'étendent jusqu'à l'endroit où la route nationale 132 commence à longer la côte. Ces falaises et ces talus sont soumis à l'action des vagues à marée haute et présentent de nombreuses niches d'arrachement et loupes de glissement de matériaux meubles, provoquant un recul marqué du trait de côte au détriment des propriétés installées au sommet.

A partir du remblai de la route 132, la majeure partie du secteur, soit environ 7 km, est constituée d'une plage de sable grossier, de graviers et de galets qui s'étend vers l'est jusqu'à l'embouchure de la Rivière Verte. Elle est entrecoupée de petits cônes deltaïques qui se forment sur le bas de plage à l'embouchure des différents cours d'eau mais l'apport sédimentaire reste relativement faible. La zone intertidale est particulièrement étendue et une barre d'avant-côte discontinue est présente sur la plage sous-marine. Le haut de plage est inexistant et un mur de protection continu protège la route nationale 132 de l'action de la mer. Des enrochements sont présents à certains endroits plus sensibles pour renforcer le mur de protection mais leurs extensions restent limitées (3 zones de 150-200 mètres et 3 zones de 10-30 mètres pour un total d'environ 610 mètres de côte protégée par enrochement). Ce secteur est donc particulièrement sensible en raison des risques importants que fait courir l'érosion marine à cette route. Il s'achève à l'est par un vaste marais intertidal situé à l'embouchure des rivières Verte et Cascapédia.

### **2.4.2 Le secteur de Saint-Siméon**

Ce secteur est situé à 40 km à vol d'oiseau à l'est du secteur de Maria et s'étend sur une distance d'environ 6 km. Il est limité à l'ouest par l'embouchure du Ruisseau Leblanc et à l'est par le marais de Saint-Siméon. Il présente un trait de côte assez rectiligne, orienté nord-ouest sud-est. Dans la partie occidentale du secteur, la route longe tout d'abord des falaises vives d'une hauteur moyenne de 12 mètres. Ces falaises sont formées de grès et de silts de la Formation de Bonaventure et subissent une érosion importante. La plage qui les borde est généralement étroite et le haut de plage inexistant. Un mur en bois protège le pied des falaises de l'action de vagues sur une longueur de 1,7 km. L'avant-plage consiste quant à elle en une plate-forme rocheuse rarement recouverte de sédiments. On trouve également dans cette partie du secteur un ancien port de pêche désaffecté au niveau de l'embouchure du Ruisseau Leblanc. Ce port présente un ensablement important causé par les apports terrigènes du ruisseau et perturbe considérablement le transport littoral qui est orienté ouest-est. Plus à l'est, les falaises de grès font place à une succession de hauts talus constitués en majeure partie de matériaux non cohésifs et granulaires tels que sable et graviers. Un nombre important de loupes de glissement témoignent de l'instabilité de ces talus et de processus érosifs intenses. Les plages sablo-graveleuses restent étroites et n'offrent aucune protection contre l'action des vagues. La hauteur des talus diminue ensuite progressivement vers l'est jusqu'à l'embouchure de la rivière Petite-Bonaventure, le principal cours d'eau de ce secteur, où les talus font place à un ancien cordon dunaire fortement urbanisé. L'embouchure de cette rivière est barrée par une flèche sédimentaire bien développée qui dévie les apports sédimentaires fluviaux vers l'est où ils alimentent un important barachois bordé par un cordon littoral mal défini et peu élevé. Les plages sont essentiellement constituées de graviers et de galets tandis que l'avant-plage est occupée par un important système de bancs de sables alimentés par les apports de la rivière Petite-Bonaventure. Ce vaste système de barachois délimite une zone intertidale correspondant à un marais côtier qui constitue désormais le seul site naturel de ce secteur permettant un accès à la mer. Les vestiges d'anciens quais abandonnés et à moitié détruits sont visibles le long du littoral de Saint-Siméon. Ils se présentent sous la forme d'amoncellements de galets s'étendant perpendiculairement au rivage, entre la plage et le large, ou parallèles à la plage plus au large.

### **2.4.3 Le secteur de Bonaventure**

Il est localisé à l'est du secteur de Saint-Siméon. Il débute immédiatement après le marais et est limité à l'ouest par le barachois de la Rivière Bonaventure. Ce secteur est composé presque exclusivement de talus argileux ayant une hauteur variant de 1,5 à 3 mètres et qui ont fait l'objet au cours des dernières décennies de remblayages et de nombreux ouvrages de protections. Des empierrements sont d'ailleurs présents sur pratiquement toute la longueur des talus, soit km. Ces talus disparaissent dans la partie est du secteur où ils sont remplacés par un vaste barachois bien développé qui ferme presque complètement l'embouchure de la rivière Bonaventure et constitue un écosystème à très haute productivité biologique. Il se compose de deux grandes flèches littorales de sédiments grossiers (sable, graviers) et d'un marais estuarien. A l'extrême est du secteur, des falaises de microgrès et de conglomérats stratifiés à faible pendage facilement érodés d'une hauteur de 10 mètres environ délimitent la zone d'étude. La Formation

de Bonaventure constitue généralement la plate-forme d'érosion de l'avant-plage (*Daigneault, 2001*). Des plages de sable grossier, graviers et galets sont présentes tout le long de ce secteur, les plus développées se trouvant à proximité de structures constituant un obstacle à la dérive littorale (épis de protection, jetées). L'arrière-plage est le plus souvent inexistant excepté au niveau du barachois de Bonaventure où il est bien développé et colonisé par des herbacées. Tout comme pour les secteurs de Maria et de Saint-Siméon, ce secteur présente des risques naturels liés à l'érosion côtière particulièrement élevés.

#### 2.4.4 Le secteur de Paspébiac

Il est localisé à environ 20 km à l'est de Bonaventure. Il s'étend de la Pointe Jacques à la Pointe Huntington et couvre une zone d'environ 8 km dans la direction ouest-sud-ouest est-nord-est. Sa principale caractéristique provient de la présence d'un vaste barachois sans apport de rivière formé par deux flèches sableuses, constituées de sable grossier et de graviers et délimitant une lagune triangulaire dont la dynamique n'est contrôlée que par des processus marins. Ce littoral cuspidé émergé est prolongé en mer par une flèche sous-marine qui prend appui sur la pointe marine du triangle et s'étend sur environ 300 mètres en direction du sud-ouest. Cette flèche constitue l'aboutissement du transit sédimentaire le long du littoral et prograde sur des sédiments marins plus fins. Le cordon occidental du barachois est relativement stable malgré la présence d'un port de pêche, formé d'un quai et d'une jetée de protection, et d'aires de récréation qui perturbent et modifient les transports sédimentaires le long de ce cordon. Le cordon oriental, quant à lui, subit un recul important vers l'ouest estimé à 4,16 m/an (*Renaud, 2000*). Ce recul semble être causé par une diminution des apports sédimentaires qui alimentent cette partie du barachois et qui proviennent de l'érosion d'un delta postglaciaire sous-marin situé à quelques kilomètres plus à l'est. Ce secteur présente également un excellent exemple de perturbation de la dérive littorale par un ouvrage humain, un épi rocheux présent sur la plage située juste à l'est du barachois (lieu dit « *la plage à Norbert* ») provoquant une modification typique de la dynamique sédimentaire de la plage. Cela se traduit par une accumulation de sédiments en amont de l'obstacle et par une érosion en aval (*Komar, 1976*). *Long et Renaud (1999)* ont évalué cette accumulation à 26000 m<sup>3</sup> de sédiments répartis sur une distance de 325 mètres en aval de l'épi. L'érosion annuelle du trait de côte directement en amont de l'épi est quant à elle estimée à 3m (*Long et Renaud, 1999*). Enfin, le barachois est bordé à l'est et à l'ouest par des talus de sédiments meubles non cohésifs et granulaires contenant surtout du sable et des graviers (*Logimer, 1984*) et qui se prolongent, à l'est, par des falaises de grès rouge de la Formation de Bonaventure présentant un très faible pendage vers le sud et un nombre élevé de diaclases (*Daigneault, 2001*). Le haut de falaise est entaillé en plusieurs endroits par de petits cours d'eau présentant des débits assez faibles et irréguliers. Les plages au pied des falaises sont en général peu développées, sauf aux environs immédiats du barachois, et consistent essentiellement en une mince pellicule de graviers et de galets recouvrant les grès rouges et les conglomérats de la Formation de Bonaventure. Le haut de plage est inexistant et le pied des falaises est soumis à l'action des vagues à marée haute. Des encoches d'abrasion bien développées y sont présentes. Ce secteur est donc particulièrement intéressant car il combine à la fois une grande diversité d'environnements littoraux (barachois, lagune, plages, talus, falaises sédimentaires), de

nombreux processus érosifs différents ainsi que des variations annuelles importantes du trait de côte.

#### **2.4.5 Le secteur de Saint-Godefroi - Shigawake**

Il est situé à environ 3 km à l'est du site de Paspébiac et s'étend de la Pointe à Ritchie jusqu'à l'Anse à Sullivan. Il correspond à une côte rocheuse assez découpée présentant de nombreux caps et anses. La longueur de côte couverte dans ce secteur est d'environ 8 km et la zone comprend plusieurs environnements côtiers. A l'est, une flèche littorale sableuse barre l'embouchure de la Rivière Paspébiac et délimite un petit marais intertidal présentant une productivité biologique élevée. Cette flèche a subi une érosion importante au cours des dernières décennies en raison de la destruction d'un quai situé à son extrémité sud-ouest. Auparavant, ce quai constituait un obstacle à la dérive littorale portant à cet endroit au sud-ouest et avait ainsi permis le développement de cette flèche. Depuis sa disparition, la flèche a subi des modifications morphologiques importantes ce qui s'est traduit par un recul de 12 à 14 m du trait de côte entre 1965 et 1992. Plusieurs aménagements de protection (murs en bois, épis, enrochements) sont depuis présent sur cette flèche afin de limiter son recul et de préserver ainsi la route qui passe dessus. Le barachois est bordée au sud-ouest par des falaises vives de grès rouge de la Formation de Bonaventure et au nord-est par des talus argileux d'environ 10 mètres de hauteur qui s'étendent sur une distance de quelques mètres. Ces derniers sont soumis à une érosion marine particulièrement intense, les plages de ce secteur, comme la plupart des plages de la région, n'étant pas suffisamment larges pour offrir une protection efficace contre l'action des vagues. Le pied de ces talus est d'ailleurs empierré sur une distance d'environ 200 m. Ces talus cèdent ensuite progressivement la place à des falaises vives de 20 à 30 mètres de hauteur en moyenne appartenant elles-aussi à la Formation de Bonaventure, très présente dans toute cette région. Ces falaises s'étendent ensuite sur une distance de plusieurs km, constituant ainsi, à de rares exceptions près, le faciès côtier dominant de ce secteur. De nombreuses encoches d'abrasion ainsi que surplombs peuvent être observés tout le long de ce littoral. Les plages situées au pied des falaises consistent là encore en de minces placages de sédiments grossiers (graviers ou galets sur sable grossier) jonchés de débris et de blocs provenant de l'érosion et de l'effondrement des parties supérieures de la falaise et qui recouvrent avec peine le socle rocheux affleurant. Ces falaises ne disparaissent qu'au niveau de l'embouchure de la rivière Shigawake et à proximité des quais de la pointe Trachy et de la pointe Smith.

#### **2.4.6 Le secteur de Pabos**

Il est localisé à environ 10 km au nord-est de Chandler. Il s'agit d'une portion de côte assez rectiligne de 4 km de long orientée ouest-sud-ouest est-nord-est et comprise entre l'anse à la Chaloupe et l'anse des Basques. Ce secteur est composé exclusivement de falaises de 10 à 20 mètres de hauteur, constituées de conglomérats et de grès stratifié de la Formation de Bonaventure. L'érosion y est particulièrement bien marquée, les encoches d'abrasion sont bien développées et des accumulations de blocs provenant de l'effondrement des surplombs jonchent la plage. De petites plages étroites formées de débris très grossiers et découvertes uniquement à

marée basse bordent le pied des falaises. Le socle rocheux est visible au niveau de la plage à plusieurs endroits. Le nombre de diaclases dans les falaises est très élevé et dépasse parfois  $100/m^3$  (Daigneault, 2001) fragilisant ainsi les roches. L'érosion dans ce secteur est très active et la route 132 est particulièrement exposée en plusieurs endroits. Plusieurs empierrements ont été réalisés, notamment à l'embouchure de la rivière Grand Ruisseau où l'érosion est très marquée sur une portion de côte d'environ 100 mètres. Cependant, la longueur de côte protégée reste très faible dans ce secteur avec un total de seulement 260 m répartis sur trois zones principales.

#### **2.4.7 Le secteur de l'Anse-à-Beaufils**

Il s'étend de la plage de Cap d'Espoir, à 15 km au sud-ouest de Percé, jusqu'au Cap Blanc. Il s'agit d'une côte plus ou moins rectiligne orientée sud-sud-ouest nord-nord-est. Ce secteur se distingue des autres sites d'étude par la variété des genres pétrographiques présents. Le Cap Blanc est essentiellement composé de carbonates ordoviciens verticaux formés de strates de 15 à 30 cm, homogènes et résistants qui forment une falaise blanchâtre dont la hauteur varie entre 40 et 50 mètres. Les restes d'éboulis au pied de ces falaises sont assez rares et très localisés, de sorte que cette unité est soumise en permanence à l'action de la mer. On observe peu d'encoches d'érosion au pied des falaises, mais plutôt des zones de décrochement sommital ancien. Le nombre de diaclases est important et oscille autour de  $25/m^3$  (Daigneault, 2001). Au sud du Cap Blanc et jusqu'à Cap d'Espoir, une série d'escarpements de couleur rougeâtre apparaît. Ils sont constitués d'une alternance de conglomérats polygéniques et de grès grossiers à fins (avec matrice de calcaire) présentant un comportement variable face à l'érosion. Lorsque les bancs de conglomérats se trouvent en position basale et que les grès occupent une position sommitale, l'érosion marine est considérablement ralentie et les falaises se caractérisent par une érosion plus marquée de la partie sommitale. Celle-ci présente alors une pente de  $45$  à  $75^\circ$  tandis que les parties basale et intermédiaire soutiennent un profil vertical (Daigneault, 2001). Dans le cas contraire, les falaises présentent des encoches d'abrasion bien développées et les bancs conglomératiques sommitaux forment des surplombs. L'érosion se fait alors essentiellement par sapement du pied des falaises et par mouvements gravitaires (chute de blocs ou chute du surplomb, Daigneault, 2001). La hauteur de ces falaises varie entre 20 et 25 mètres près du Cap Blanc et diminue en direction de l'ouest pour ne plus atteindre que 2 mètres à proximité de la plage de l'Anse-à-Beaufils. Cette portion de la falaise est soumise en permanence à l'action des vagues, à marée haute comme à marée basse, comme en témoigne le sous-cavage des pieds de falaise. Des dépôts de débris grossiers forment, au pied de ces falaises, des plages étroites exposées seulement à marée basse. On observe peu de talus. La plate-forme d'érosion est essentiellement rocheuse sauf au niveau des baies où cette plate-forme est recouverte d'un placage sédimentaire (mélange de sable et de galets).

#### **2.4.8 Le secteur de La Malbaie**

Il est situé à 5 km au nord de Percé. Il s'étend sur 9 km et peut être subdivisé en deux sous-secteurs: le premier est formé par un barachois sableux d'une longueur de 7.5 km et orienté nord-sud. Le second est composé de falaises orientées sud-ouest nord-est (1.5 km) et situées dans la partie nord du secteur. Les littoraux situés à proximité barachois sont quaternaires, et essentiellement meubles. Leur mise en place peut être attribuée en grande partie au régime fluvial de la rivière Malbaie. Il s'agit d'un barachois typique formé d'un cordon de dépôts sédimentaires grossiers qui délimite une vaste lagune peu profonde. Un chenal de marée coupe ce cordon à son extrémité nord. Cette barre est surtout formée de graviers et de galets centimétriques. Bien que *Daigneault (2001)* mentionne que ce barachois ne pose pas de problèmes majeurs d'érosion, le système reste particulièrement sensible aux élévations du niveau marin provoquée par les tempêtes. Des débordements, des ruptures de cordon, des déplacements du chenal de marée et des envasements de la lagune peuvent se produire lors de ces surcotes de tempêtes, perturbant le fragile équilibre écologique. Un enrochement continu a d'ailleurs été disposé sur toute la longueur du cordon du barachois afin de protéger de ces débordements la voie de chemin de fer et la route. Des problèmes liés à l'érosion ont cependant été constatés au cours de la dernière décennie au niveau de la plage située directement au nord du chenal de marée sur une distance d'environ 300 m.

#### **2.4.9 Le secteur de Percé - Pointe-Saint-Pierre**

Il est localisé à 8 km au nord-est de l'embouchure de la rivière Malbaie et s'étend sur environ 1,5 km entre Pointe-Saint-Pierre et Saint-Georges-de-Malbaie. Ce secteur correspond à une portion de côte rocheuse caractérisée par une succession de caps et de baies peu développées, ces dernières s'étendant généralement sur une distance comprise entre 200 et 400 m. Le fond des baies est occupé par des plages de graviers et galets n'offrant qu'une protection très limitée contre l'action des vagues. Les falaises quant à elles sont composées essentiellement de grès et de conglomérats datant du Dévonien moyen et appartenant à la Formation de Malbaie (Séquence de Grès de Gaspé). Bien que ce secteur ne présente que de très rares encoches basales, plusieurs zones de décrochements et d'écroulements ont été identifiées. La proximité de la route 132 à certains endroits (parfois moins de 15 mètres) accroît les risques encourus, d'où l'intérêt de ce site.



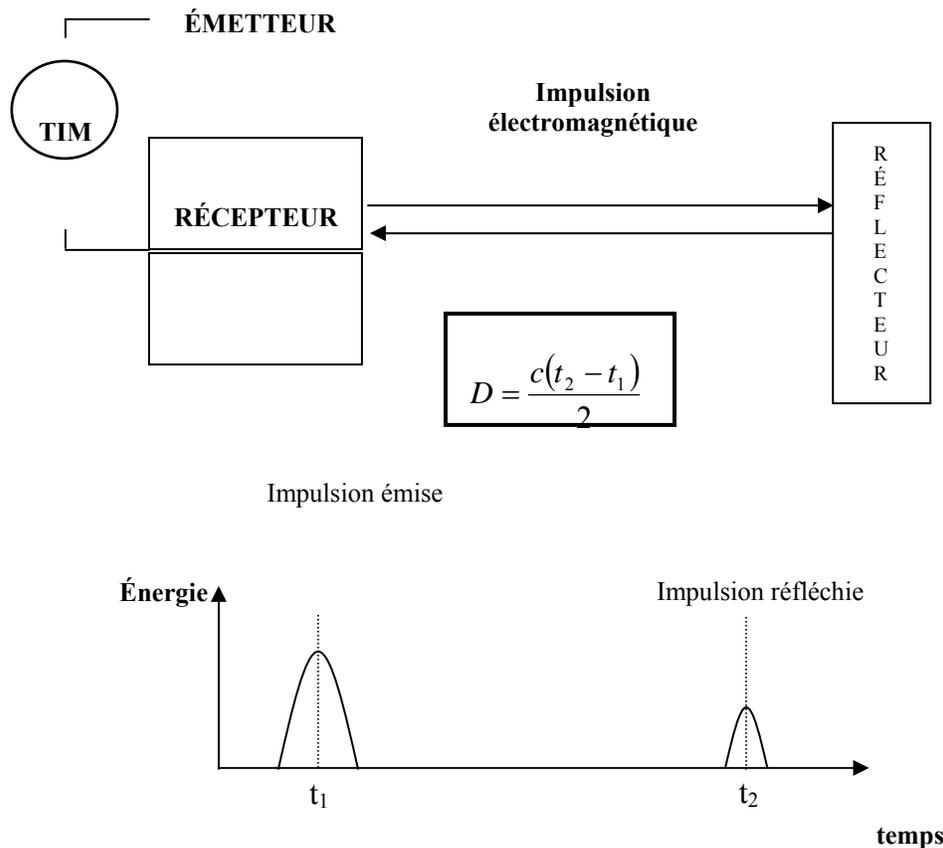
## 3. MÉTHODOLOGIE

---

### 3.1 LE LiDAR

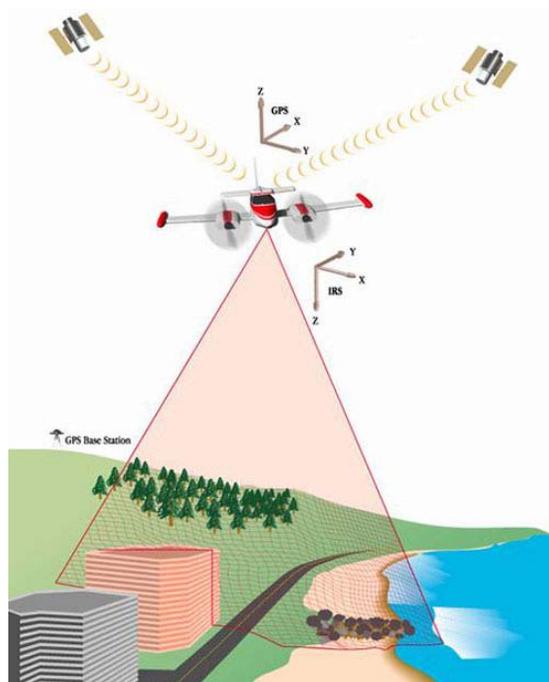
Le terme LiDAR est l'acronyme de « *Light Detection And Ranging* » et désigne un système de télédétection par laser. Si les LiDAR sont utilisés depuis les années 1960 dans les domaines de la météorologie et de la physique atmosphérique, ce n'est qu'au cours des 15 dernières années qu'ils ont commencé à être employés pour réaliser des relevés topographiques précis (*Krabill et al., 1995*). Avant cela, les systèmes de positionnement spatial, de stockage et de traitement de données ne permettaient pas d'effectuer des relevés topographiques LiDAR de manière efficace et satisfaisante.

Le principe de base des systèmes altimétriques laser est relativement simple et est identique à celui des systèmes RADAR (Figure 3.1). Des impulsions électromagnétiques de très courte durée (quelques nanosecondes) et ayant une longueur d'onde située dans le domaine visible ou proche infrarouge (entre 500 et 1500 nm pour les LiDAR les plus couramment utilisés selon *Baltsavias, 1999a*) sont émises en direction du sol à un rythme élevé au moyen d'un laser pulsé (entre 5 et 100 kHz). Afin d'accroître la surface de la zone couverte, ces impulsions sont tout d'abord envoyées vers un miroir rotatif permettant d'obtenir un mouvement de balayage du sol (Figure 3.2). Lorsqu'une de ces impulsions laser rencontre un obstacle, une petite partie de l'énergie de l'impulsion est réfléchiée en direction du système LiDAR. En plus de l'émetteur laser, celui-ci est également équipé d'un récepteur optique suffisamment sensible pour permettre la détection de cet « écho » lumineux. L'intervalle de temps qui s'est écoulé entre l'émission de l'impulsion laser et la réception de son écho est alors mesuré avec précision par une horloge interne (*Time Interval Meter*).



**Figure 3.1 : Principe de télémétrie par RADAR et LiDAR. La distance  $D$  entre la source (émetteur) et le réflecteur est obtenue par mesure du temps écoulé entre l'émission de l'impulsion électromagnétique et la réception de son "écho".**

Connaissant la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu traversé, la distance entre la source et le réflecteur peut donc être calculée à partir de cette mesure. De plus, si la position de l'émetteur laser par rapport à un système de référence géographique ainsi que l'angle d'incidence du laser sont connus avec précision, il devient alors possible de recalculer la position planimétrique de chaque écho ainsi que son élévation par rapport à un niveau de référence et d'obtenir une topographie précise de la région survolée. Comme le positionnement des échos lumineux est étroitement lié au positionnement et à l'attitude de la plate-forme sur laquelle est monté le LiDAR, ceux-ci doivent être mesurés très précisément. Cela est rendu possible grâce au système de positionnement par D-GPS (*Differential Global Positioning System*) et à l'utilisation d'une centrale inertielle de grande précision (Fowler, 2000).



**Figure 3.2 : Schéma d'un système LiDAR.**

Les modèles les plus récents de LiDAR permettent également d'enregistrer les échos intermédiaires ainsi que l'intensité de chaque signal lumineux réfléchi, fournissant ainsi des informations supplémentaires permettant de déduire certains paramètres environnementaux comme la densité du couvert végétal et la nature du réflecteur (Song *et al.*, 2002 ; Beasy *et al.*, 2005 ; Boucher *et al.*, 2005 ; Brennan & Webster, 2005 ; Long *et al.*, 2006 ; Boucher, 2007 ; Hasegawa, 2006).

Les LiDAR topographiques offrent habituellement une précision verticale comprise entre 15 et 20 cm en terrain plat (Fowler, 2000 ; Krabill *et al.*, 2002 ; Satale et Kulkarni, 2003) mais cette précision devrait se dégrader plus la pente du terrain augmente (Baltsavias, 1999a ; Krabill *et al.*, 2002). Cependant, aucune étude n'a encore été entreprise pour déterminer la précision verticale du LiDAR en terrain accidenté.

Peu d'informations sont également disponibles sur la précision horizontale du LiDAR car beaucoup d'auteurs se basent sur le constat que la précision planimétrique du système GPS est toujours supérieure à sa précision verticale (Krabill *et al.*, 2002) et que, par conséquent, il doit en être de même pour le LiDAR. Pourtant, la précision horizontale ne dépend pas uniquement de la précision du positionnement GPS, elle dépend aussi de la précision avec laquelle sont mesurés les angles de roulis, de tangage et de lacet de l'appareil, ainsi que l'angle d'incidence de l'impulsion laser. Satale et Kulkarni (2003) citent ainsi une précision planimétrique de 1 mètre tandis que Stockdon *et al.* (2002) l'évalue à 1,5 mètres pour une pente de 0,1 et une précision verticale de 0,15 m. Baltsavias (1999a) mentionne pour sa part une précision horizontale valant 2 à 5 fois la précision verticale pour un terrain plat. Bien entendu, ces résultats dépendent fortement de la centrale inertielle utilisée et de l'altitude de vol.

La résolution spatiale des LiDAR dépend, quant à elle, des fréquences d'émission et de balayage ainsi que de la vitesse de vol de l'appareil. Le système laser employé pour cette étude offre une résolution spatiale de 0,3 x 1,5 m, soit aussi bonne que celle offerte par les photographies aériennes. Mais le principal avantage de cette technique face à la photogrammétrie reste la rapidité avec laquelle des Modèles Numériques de Terrain peuvent être produits (*Satale et Kulkarni, 2003*), le traitement des données LiDAR ne nécessitant que 25 à 33% du temps nécessaire par des moyens photogrammétriques. Les autres avantages des systèmes laser habituellement cités sont (1) qu'ils ne dépendent pas, ou très peu, des conditions météorologiques ou d'ensoleillement, (2) contrairement à la photogrammétrie, il n'est pas nécessaire d'avoir un recouvrement de 60 % entre les lignes de vol pour pouvoir réaliser des Modèles Numériques de Terrain, (3) il est capable de fournir des données topographiques, même dans des régions boisées (*Satale et Kulkarni, 2003*).

Cette technologie est employée depuis de nombreuses années dans divers domaines. Les systèmes LiDAR ont été initialement développés pour étudier la composition de l'atmosphère et ses paramètres tels la densité, la température, la turbulence, les vents, la concentration de certains composés (polluants ou non) atmosphériques (*Chanin, 2002 ; Kuntz et al., 2000 ; Kolev et al., 2000 ; Morel et al., 2002*). Il s'agit en général de systèmes terrestres fixes qui mesurent la rétrodiffusion des impulsions laser par les particules atmosphériques (*Chanin, 2002 ; Morel et al., 2002*).

Une première étude avait été menée en 1985 sur les applications topographiques d'un système laser aéroporté (*Drapeau et al., 1984*), mais le calcul manuel des positions LiDAR s'est révélé être le principal obstacle à une utilisation à grande échelle de ce système. A partir de 1991, de nouveaux essais de relevés topographiques utilisant un système laser aéroporté couplé à un système de positionnement GPS sont effectués au Groenland (*Krabill et al., 1995 ; Krabill et al., 2002 ; Abdalati et al., 2002*). Depuis, le développement de la micro-informatique a permis l'automatisation des calculs et autorise l'emploi de cette technique à plus grande échelle. Le LiDAR est alors employé de façon répétitive afin de suivre l'évolution de la calotte glaciaire (*Krabill et al., 2002 ; Abdalati et al., 2002*) ou l'évolution du trait de côte.

Depuis, les LiDAR aéroportés ont été utilisés dans des domaines aussi variés que l'étude des vagues océaniques (*Hwang et al., 2000*), la modélisation des inondations le long de rivières (*Cobby et al., 2001*), la gestion des infrastructures humaines (*Varanasi and Brock, 2001*), la foresterie (*Blair et al., 1999 ; Parker et al., 2001*) et même l'archéologie (*Humme et al., 2006*).

Mais c'est dans le domaine de l'érosion et de la gestion des environnements côtiers à faible relief (plages, estuaires, dunes, flèches littorales, marais côtiers) que le LiDAR a montré sa supériorité face à la photogrammétrie (*Baltsavias, 1999a ; Satale et Kulkarni, 2003*). Aux États-Unis, il a surtout été utilisé sur des îles barrières de Caroline du Nord pour étudier et quantifier les modifications subies par les dunes et les plages après des tempêtes (*Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al., 2001 ; White and Wang, 2002 ; Woolard et Colby, 2002 ; Sallenger et al., 2003a ; Sallenger et al., 2003b*), pour mesurer les modifications de position du trait de côte (*Stockdon et al., 2002*) ainsi que pour évaluer les possibilités de cartographier la végétation de ces îles barrières (*Brock et al., 2001*). Une étude a également été conduite sur une île barrière le long de la côte du Texas afin de quantifier la relation entre les élévations et le type d'habitats (*Gibeaut et al., 2003*). Plusieurs autres études ont aussi porté sur les modifications et l'érosion subies par

certaines plages de la côte ouest des États-unis (états de l'Oregon, de Washington et de Californie) lors de l'évènement climatique El Niño de 1997-98 (*Hapke et al., 1998 ; Sallenger et al., 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al. 2002*). Il faut enfin mentionné les études menées par l'USGS avec un nouveau type de LiDAR utilisant plusieurs lasers de différentes longueurs d'onde (532 et 1064 nm) et permettant d'effectuer aussi bien des relevés topographiques que bathymétriques (*Irish et Lillycrop, 1999 ; Wozencraft et Irish, 2000 ; Guenther et al., 2000 ; Brock et al., 2002 ; Wozencraft et Lillycrop, 2003 ; Long et al., 2007*).

Au Canada, le LiDAR a été utilisé pour modéliser les risques d'inondation côtière à l'Île du Prince Édouard (*Webster et al., 2004a*), au Nouveau-Brunswick (*Webster et al., 2006a*) et le long de la côte sud de la Baie de Fundy (Nouvelle- Écosse ; *Webster et al., 2004b*). Il est également appliqué à l'étude de l'érosion côtière sur la côte nord de l'Île du Prince Édouard et au Nouveau Brunswick (*Forbes et Manson, 2003*).

Par contre, très peu d'études semblent avoir été menées jusqu'à présent sur l'érosion des côtes rocheuses. Seules les études menées sur l'érosion des côtes d'Oregon à la suite de l'évènement climatique El Niño de 1997-98 s'attachent à mesurer l'érosion subies par les falaises sédimentaires situées en arrière des plages (*Hapke et al., 1998 ; Sallenger et al., 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al. 2002*). Cependant, ces études portent sur des reculs moyens de plusieurs mètres, pouvant même atteindre 15 mètres par endroits à la suite d'un évènement climatique extrême. Aucune étude n'a encore été entreprise pour étudier de façon détaillée les variations de trait de côte, évaluer les performances des systèmes laser dans des falaises, ou étudier et quantifier de façon précise les processus d'érosion continus et discontinus des côtes rocheuses au moyen d'un système laser.

## 3.2 LA VIDÉOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE 3D

Il s'agit d'une technique assez récente basée sur les principes de la photogrammétrie. Celle-ci est définie comme « *la science ou la technique permettant d'obtenir des informations fiables sur l'espace naturel ou sur des objets physiques par l'enregistrement, la mesure et l'interprétation d'images photographiques ou produites par rayonnements électromagnétiques ou autres phénomènes* » (*Slama et al., 1980*).

La vidéogrammétrie est donc une technique qui permet d'obtenir les coordonnées géographiques d'objets et d'effectuer des mesures tridimensionnelles à partir d'images vidéographiques numériques, sans contraintes mécaniques ou optiques et entièrement gérée par ordinateur. Le système d'acquisition vidéographique (Figure 3.3) se compose en général d'une caméra numérique à haute définition connectée (1) à un ou plusieurs systèmes GPS qui enregistrent la position et l'attitude de la plate-forme (hélicoptère ou avion), assurant ainsi un positionnement précis du dispositif, et (2) à un logiciel d'acquisition permettant de géoréférencer en temps réel les prises de vue numériques (*Larouche et al., 2002*).

De plus, afin d'améliorer au maximum la précision des mesures réalisées sur les images, la caméra est calibrée (Figure 3.4) et ses paramètres d'orientation interne (distance focale, coordonnées du point principal, paramètres de distorsions radiales et tangentielles des lentilles)

sont déterminés afin de corriger les erreurs systématiques liées au système (imperfection des lentilles, imperfection du capteur numérique CCD).



**Figure 3.3 : Description du système vidéogrammétrique.**



**Figure 3.4 : Cube de calibrage de la caméra vidéographique.**

Les images ainsi obtenues sont ensuite exportées vers un logiciel d'analyse où elles peuvent être affichées et visualisées en 3D grâce à un dispositif de stéréovision utilisant des lunettes spéciales (Figure 3.5). Des mesures de position, de distance, de surface et de volume peuvent également être réalisées grâce au logiciel d'analyse (Larouche *et al.*, 2002).



**Figure 3.5 : Système de stéréo-vision par ordinateur.**

Bien que la vidéogrammétrie aérienne n'offre pas une meilleure précision que la photogrammétrie traditionnelle (1 à 3 mètres en planimétrie, selon *Larouche et al., 2002*), elle présente plusieurs avantages face à cette dernière: (1) l'automatisation des procédures de géoréférencement de chaque image à partir des données GPS de l'avion grâce à un logiciel spécialisé simplifie considérablement le traitement des données et constitue un gain de temps appréciable, (2) cette procédure de géoréférencement présente également l'avantage de ne pas nécessiter de points de contrôle, ce qui constitue également un gain en temps et en travail non négligeable, (3) son taux d'acquisition élevé (5 images/secondes) assure un recouvrement entre images successives de plus de 90 %, ce qui permet des plans de vols moins contraignants, (4) son dispositif de stéréovision permet une visualisation en trois dimensions (3D) des images à partir d'un écran d'ordinateur ordinaire, ce qui facilite grandement leur interprétation, (5) l'utilisation d'une caméra numérique à haute définition lors de vols à très basse altitude (habituellement entre 100 et 250 mètres en fonction de la largeur de corridor souhaitée) permet d'acquérir des images à très haute résolution spatiale, (6) la saisie d'images directement sous forme numérique permet de s'affranchir des distorsions liées au film et aux procédures de développement chimique et de numérisation des photographies.

En résumé, la vidéogrammétrie aérienne a la qualité de la photogrammétrie aérienne et son utilisation est plus aisée et plus rapide grâce à une automatisation des procédures de géoréférencement des images.

Les techniques vidéogramétriques sont utilisées dans des domaines très variés comme l'étude et la gestion des écosystèmes sous-marins (*Williams et al., 1998 ; Cocito et al., 2003 ; Harvey et al., 2002 ; Brown et al., 2002*), la gestion des ressources forestières (*Um et Wright, 1998*), l'étude de la banquise arctique (*Markus et al., 2003*), le suivi des infrastructures routières (*Geo-3D Inc., 2003*), la gestion des catastrophes en milieu urbain (*Montoya, 2003*), l'étude des rides sableuses sous-marines (*Doucette et al., 2002*), des modifications géomorphodynamiques des flèches sableuses (*Livingstone et al., 1999*) ou encore l'étude et la gestion de risques naturels liés à l'érosion (*Larouche et al., 2002*).

Cette technique semble cependant avoir du mal à s'imposer dans le domaine de l'érosion côtière, la préférence restant à la photogrammétrie traditionnelle (Kaminsky *et al.*, 1999 ; Moore *et Griggs*, 2002). Bien qu'elle soit parfois utilisée dans une approche qualitative et descriptive des rivages (Taylor *et Frobel*, 2001), cette technique n'a pas encore pleinement convaincu par ses applications quantitatives. Aucune étude, en dehors de celles menées par le constructeur (Larouche *et al.*, 2002), ne semble avoir encore été réalisée pour évaluer de façon précise les performances et les limites des systèmes vidéographiques aéroportés et leurs éventuels apports à l'étude de l'érosion littorale

### 3.3 LES CAMPAGNES AÉRIENNES

Deux campagnes aériennes ont été réalisées à un an d'intervalle afin de mettre en évidence l'érosion côtière annuelle pour les neuf sites d'étude. Le mois de mai a été retenu car c'est le moment le plus favorable pour la réalisation de relevés topographiques dans cette région: la couverture de glace et de neige a disparu mais la végétation n'a pas encore eu le temps de se développer et permet toujours une bonne pénétration du laser dans le couvert végétal. Bien que la zone à couvrir ne soit pas particulièrement étendue (environ 120 kilomètres de côtes répartis sur une distance maximale de 200 kilomètres) et aurait pu être couverte en une seule journée par l'avion, les relevés ont été effectués sur deux jours afin de laisser le temps aux équipes de terrain de couvrir tout les sites et d'effectuer leurs mesures au moment précis du passage de l'avion au-dessus de leurs sites respectifs (cf. § 3.4). Chaque relevé a été effectué lors de la marée basse des marées de vives-eaux afin d'englober une plus grande zone côtière. Le premier relevé a donc eu lieu les 17 et 18 mai 2003 tandis que le second relevé a été réalisé les 6 et 8 mai 2004.

Les relevés LiDAR ont été réalisés par la société Lasermap Image Plus au moyen d'un système laser ALTM-2050 d'Optech Inc. utilisant un laser infrarouge pulsé ayant une longueur d'onde de 1064 nm. La fréquence d'émission des impulsions laser était de 50000 Hz (soit 50000 mesures par seconde). La fréquence de balayage était fixée à 17 Hz et l'angle maximal de balayage à 15° la première année et 20° la seconde (Tableau 2). Compte tenu de l'altitude moyenne de vol, ces paramètres permettaient ainsi de couvrir une zone d'environ 200 mètres de part et d'autre de la ligne de vol en 2003, et d'environ 300 mètres en 2004. Pour chaque impulsion laser émise, les coordonnées géographiques ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) du premier et du dernier écho ainsi que l'intensité de chacun de ces deux signaux de retour ont été enregistrés.

**Tableau 2 : Caractéristiques techniques des relevés LiDAR**

<b>Longueur d'onde du laser</b>	<b>1064 nm</b>
<b>Énergie moyenne des impulsions</b>	<b>110 µJ</b>
<b>Durée de l'impulsion</b>	<b>6 ns</b>
<b>Fréquence d'émission des impulsions</b>	<b>50,000 Hz</b>
<b>Fréquence de balayage</b>	<b>17 Hz</b>
<b>Angle d'incidence maximal</b>	<b>15° (2003)</b> <b>20° (2004)</b>
<b>Hauteur de vol</b>	<b>800 m</b>
<b>Largeur du corridor</b>	<b>430 m (2003)</b> <b>580 m (2004)</b>
<b>Diamètre de l'empreinte laser au sol</b>	<b>0,16 m</b>
<b>Résolution spatiale</b>	<b>0,3 x 1,5 m</b>

Le système était installé à bord d'un avion de type *Navajo* (Figure 3.6) dont la position géographique était déterminée au moyen d'un GPS embarqué *Trimble® 4000 ssi* fonctionnant à 2 Hz et d'une station GPS fixe de la Garde Côtière située au sol et enregistrant à 1 Hz. L'attitude de l'appareil était quant à elle déterminée grâce à une centrale inertielle de marque *Applanix®* fonctionnant à 200 Hz et ayant une précision de mesure angulaire de 0,005° pour le roulis et le tangage, et de 0,015° pour le cap.

La position des lignes de vol ainsi que l'altitude ont été déterminés de façon à ce que le corridor balayé par le laser couvre à la fois les environnements côtiers étudiés mais aussi la route nationale 132 qui longe la côte. Une altitude de vol de 800 mètres et une largeur de corridor d'environ 400 mètres ont été retenues. Lors du premier relevé, en mai 2003, un seul survol par zone a été effectué. En 2004, les lignes de vol réalisées lors de la première campagne ont été à nouveau couvertes afin de disposer de données topographiques sur les mêmes zones à une année d'intervalle. A cela, de nouvelles lignes de vols, parallèles aux premières mais décalées d'environ 125 mètres vers le large, ont été ajoutées afin de permettre un meilleur balayage par le laser des parois verticales dans les falaises et donc une meilleure représentation topographique des falaises et des processus d'érosion qui s'y déroulent. Des lignes de vol perpendiculaire au trait de côte ont également été ajoutées sur certaines plages afin d'étalonner les intensités du signal de retour.



**Figure 3.6 : Avion Navajo utilisé pour les relevés aériens.**

Lors de la campagne de mai 2003, des relevés vidéogrammétriques à haute définition ont également été menés afin d'évaluer les capacités de cette technique à mettre en évidence l'érosion côtière annuelle. Par facilité, le système de vidéogrammétrie, opéré par la société Géo-3D Inc., et le système LiDAR ont été montés en parallèle dans le même appareil et les deux relevés ont été réalisés en même temps. Ce choix a obligé la société Géo-3D Inc. à réaliser son relevé à une altitude de vol beaucoup plus élevée que d'habitude (800 mètres au lieu de 150-200 mètres). Le système de vidéogrammétrie de la société Géo-3D Inc. est composé d'une caméra digitale SONY-DFW SX-900 équipée d'une lentille 12 mm, et du logiciel d'acquisition et de géoréférencement KRONOS<sup>®</sup>. Ce logiciel a été spécialement développé afin de capter les images numériques à haute définition et de les synchroniser en temps réel avec les données GPS enregistrées lors des relevés aériens (Figure 3.7). Les séquences vidéographiques enregistrées peuvent ensuite être exportées en format **.avi** ou **.jpg** en vue de traitements ultérieurs.

Lors de la campagne de 2003, un second survol a été réalisé à une altitude de 250 mètres et des séquences vidéographiques obliques ont été prises sous un angle de 45° avec une caméra digitale SONY-DFW SX-900 équipée d'une lentille de 8 mm. Ces vues obliques (Figure 3.8) devaient permettre d'obtenir des informations qualitatives détaillées sur la structure des falaises et des côtes (stratigraphie, pendage, failles, traces de mouvements gravitaires, ouvrages de protection). Aucun relevé vidéogrammétrique n'était prévu en 2004.

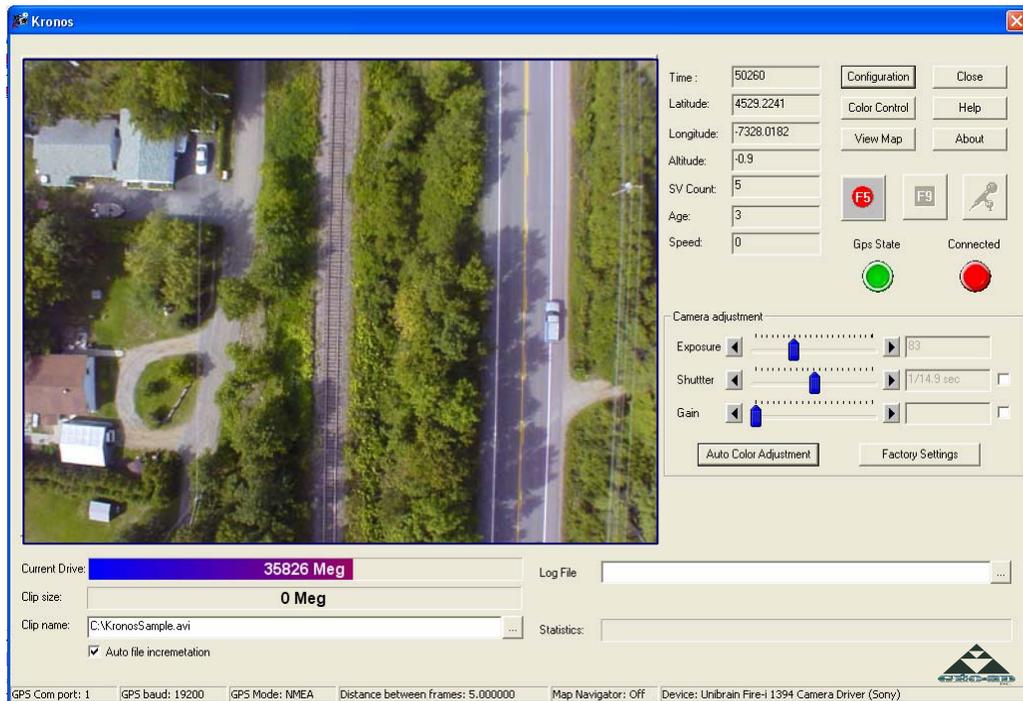


Figure 3.7 : Logiciel d'acquisition vidéographique Kronos<sup>®</sup>.



**Figure 3.8 : Exemple de prise de vue vidéographique verticale et oblique (secteur de l'Anse-à-Beaufils).**

### **3.4 LES CAMPAGNES DE TERRAIN**

Des campagnes de terrain ont également été menées afin de permettre de valider et de compléter les données aériennes. Ces mesures de terrain ont été effectuées lors du passage de l'avion par quatre équipes réparties sur 3 ou 4 sites d'étude simultanément. Tous les échantillons et toutes les mesures ont été positionnés au moyen d'un GPS *Trimble® Pro XRS* en mode différentiel (précision planimétrique moyenne: 0,30 m ; précision verticale moyenne: 0,40 m) en utilisant les stations fixes de la Garde Côtière. Ces campagnes de terrain comprenaient en 2003:

#### **3.4.1 Des mesures de profils de plage**

Ces profils s'étendent depuis le haut de plage (incluant les talus) jusqu'en bas de la zone intertidale. Ces mesures ont été effectuées au moyen d'un théodolite *TOPCON DT 104*. Ces profils d'élévation ont ensuite été comparés aux données LiDAR et vidéogrammétrique afin d'évaluer l'exactitude des positionnements verticaux fournis par les systèmes aéroportés.

### 3.4.2 Une série de points de contrôle

Cette série répartie sur l'ensemble des sites d'études, ont été identifiés et leur position relevée à l'aide d'un GPS de marque *Trimble*<sup>®</sup>, modèle *Pro XRS*, utilisé en mode différentiel. La précision moyenne obtenue en mode différentiel est de 0,3 mètres en X, Y et de 0,4 mètres en Z. Lors de la première campagne de mesures, seuls 16 points de contrôles ont été relevés (Figure 3.9). Ils s'agissait de carrés de tissus de couleur vive (blanc ou rose) disposés par la compagnie Geo-3D Inc. sur la plage et le sommet des talus avoisinant afin de servir de points de contrôle.



Figure 3.9 : Repères colorés utilisés comme points de contrôle.

Cependant, seuls 2 sites ont été pourvus de tels dispositifs à raison de 8 points par site: Percé, au niveau de l'embouchure de la rivière Malbaie, et Bonaventure, au niveau de l'embouchure de la rivière du même nom. Ce nombre apparaissant largement insuffisant pour réaliser une évaluation correcte et rigoureuse de l'exactitude de toutes les lignes de vol, une seconde série de points de contrôle a été acquise durant le mois d'août 2003. Ils consistaient essentiellement en points remarquables localisés le long de la route 132 ou dans les pâtés de maisons avoisinants et préalablement identifiés sur les séquences vidéographiques (coins d'allées, de trottoirs, de toit de maison, etc...). Au final, 86 points de contrôle ont été mesurés et utilisés afin d'évaluer l'exactitude des positionnements horizontaux et verticaux fournis par les données vidéogrammétriques.

### 3.4.3 Un échantillonnage de surface

Des échantillonnages des sédiments de surface dans la zone intertidale ainsi que sur les hauts de plage, ont été réalisés le long de transects au moment précis du survol. L'heure de prélèvement de chaque échantillon a été notée. Ces prélèvements ont servi à déterminer la granulométrie des sédiments à différents niveaux de la plage. Selon *Komar (1976)* la pente d'une plage varie en fonction de la granulométrie du sédiment qui la compose. Cette pente varie également selon que la plage est en érosion, en accrétion ou en équilibre (*Komar, 1976*). Ces mesures permettront

donc de déterminer si la pente de la plage correspond à la pente d'une plage en équilibre, en érosion ou en accrétion ;

### 3.4.4 Une campagne de carottage

Des carottes ont été prélevées le long de transects au moyen de tubes en aluminium de 15 ou 30 cm de long et de 10 cm de diamètre au moment des survols. Chaque carotte a été fermée hermétiquement et l'heure de prélèvement a été relevée. Ces carottes ont ensuite été analysées par scannographie afin d'apporter des informations supplémentaires sur la composition de la plage et l'épaisseur du placage sableux.

### 3.4.5 Des prélèvements de surface

Des prélèvements de sédiments de surface à différents niveaux de la zone intertidale ont été réalisés le long de transects au moment précis du survol. L'heure de prélèvement de chaque échantillon a été notée. La teneur en eau de ces échantillons a été ensuite mesurée en laboratoire en vue de l'étalonnage des intensités des signaux de retour LiDAR.

### 3.4.6 Des mesures géotechniques

Des mesures du niveau de compaction et de cohésion du sédiment des plages ont été réalisées le long des transects à différents niveaux de la zone intertidale au moment du survol. Des mesures de compaction des roches sédimentaires constituant les falaises ont également été effectuées. Enfin, des mesures similaires ont été faites au niveau des talus. Toutes ces mesures ont été effectuées au moyen de pénétromètres de poche *SOILTEST CL-700* et de scissomètres *SOILTEST CL-600*.

Ces 2 derniers types de mesures et d'échantillonnages ont été effectués en vue de réaliser une calibration des intensités de retour LiDAR en fonction de divers paramètres géotechniques. Cette calibration sort cependant du cadre de cette thèse et a fait l'objet d'une maîtrise séparée (*Boucher, 2007*).

Lors de la campagne de terrain réalisée en 2004, la méthodologie de travail utilisée en 2003 a été conservée à l'exception des modifications suivantes:

- les mesures de profils de plage ont été effectuées au moyen d'un système de positionnement GPS RTK (*Real Time Kinematic*) appartenant à la Commission Géologique du Canada. Ces profils d'élévation ont une fois encore été comparés aux données LiDAR afin d'évaluer l'exactitude des positionnements verticaux fournis ;
- les échantillonnages des sédiments de surface dans la zone intertidale ainsi que sur les hauts de plage ont été réalisés selon un quadrillage au moment précis du survol afin d'inclure la

variabilité des paramètres géotechniques le long de la plage dans le processus de calibration des intensités (Boucher, 2007). L'heure de prélèvement de chaque échantillon a été notée. Ces prélèvements ont servi à déterminer la granulométrie et la teneur en eau des sédiments à différents niveaux de la plage ;

- Aucun point de contrôle n'a été acquis car aucun relevé vidéogrammétrique n'était prévu.

## 3.5 ANALYSE DES DONNÉES

### 3.5.1 Traitement et analyse des données LiDAR

Une fois les relevés aéroportés terminés, la société Lasermap Image Plus s'est chargée du prétraitement des données LIDAR. Lors de cette étape, il s'agit d'améliorer la précision des positionnements du GPS installé dans l'avion en utilisant les données d'une station de base et de classer les points LIDAR en deux catégories: sol et végétation (cette dernière classe comprend cependant également les bâtiments et autre structures humaines). Cette classification est généralement effectuée de façon automatique à l'aide d'algorithmes basés sur les variations rapides d'élévations et de pentes. Ces algorithmes ont cependant révélé leurs limites dans les falaises, comme cela sera discuté ultérieurement dans le chapitre 6, et une classification manuelle a été nécessaire dans ces secteurs. Les données ont finalement été livrées sous forme de fichiers ASCII contenant les coordonnées géographiques  $x$ ,  $y$  et  $z$  ainsi qu'une valeur d'intensité codée  $i$  comprise entre 1 et 4096 pour chaque écho laser.

#### 3.5.1.1 Conversion des fichiers

La première étape du travail a consisté à convertir ces fichiers en tables de données puis à les importer dans le logiciel de traitement et d'analyse de données géographiques *ArcGIS* 8.3. Trois produits ont été réalisés pour chaque secteur d'étude et pour chaque année:

##### - Création des TIN

Les TIN (acronyme de ***Triangulated Irregular Network***) sont des représentations vectorielles d'une surface dans l'espace, utilisant un réseau de noeuds irrégulièrement espacés et connectés entre eux par des lignes délimitant des facettes triangulaires. Chaque point du réseau est localisé dans l'espace par ses trois coordonnées spatiales  $x$ ,  $y$  et  $z$  et la surface peut être visualisée en 2,5D (Figure 3.10). La méthode de triangulation utilisée par le logiciel *ArcGIS* 8.3 est la méthode de triangulation de Delaunay qui consiste à construire les facettes triangulaires en utilisant trois points circonscrits à un même cercle de façon à ce qu'aucun autre point ne soit inclus à l'intérieur de ce cercle.

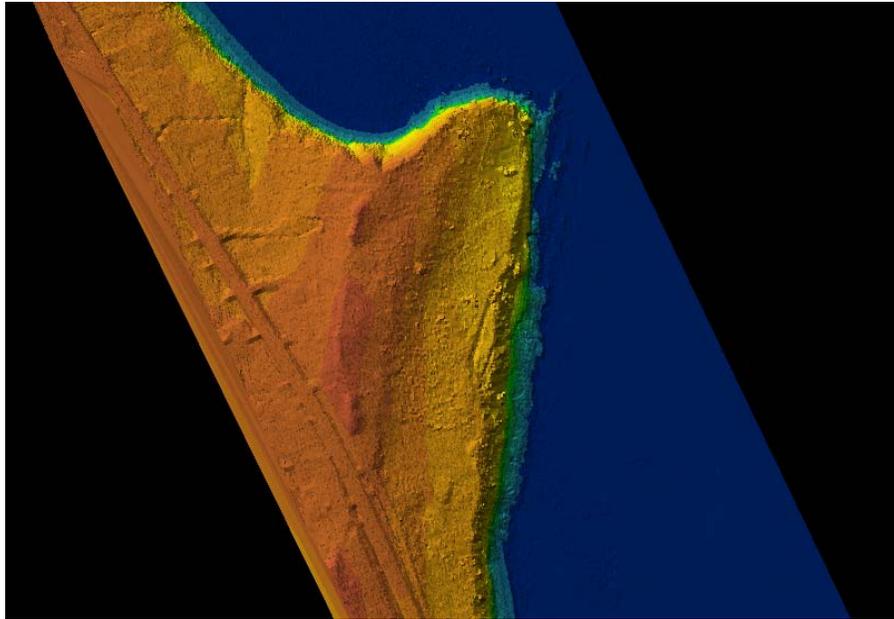
- Création des MNT

Les MNT (acronyme de **Modèle Numérique de Terrain**): représentent une sous forme numérique du relief d'une zone géographique. Ce modèle numérique se présente sous la forme d'une image canevas (*raster*) composée de cellules (pixels) régulièrement espacées. Chaque cellule est localisée par ses coordonnées planimétriques  $(x,y)$  et une valeur numérique représentant l'élévation du terrain à cet endroit lui est attribuée. Cette élévation peut ensuite être traduite visuellement par un code couleur.

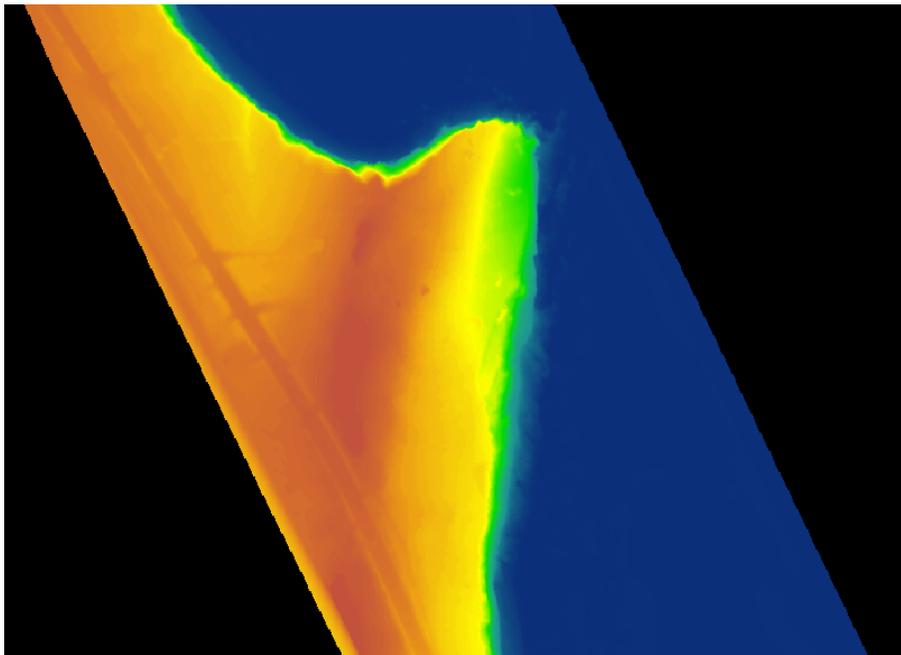
- Création des MNI

Les MNI (acronyme de **Modèle Numérique d'Intensité**) représentent une sous forme numérique de l'intensité du signal de retour du LiDAR. Ce modèle numérique se présente lui aussi sous la forme d'une image canevas composée de cellules régulièrement espacées où l'intensité du signal de retour est représentée par une valeur numérique et traduite par un code couleur.

Comme les mesures laser présentent un espacement moyen au sol de 0,3 mètres perpendiculairement à la ligne de vol et de 1,5 mètres parallèlement à celle-ci, les MNT et MNI ont été réalisés avec la plus grande résolution spatiale offerte par le système LiDAR (soit 0,3 mètres) afin de tirer parti du maximum de données laser acquises. Il faut cependant noter que, puisque les représentations sous formes de MNT et de MNI sont basées sur une répartition régulière en cellules, l'attribution à chacune d'elles d'une valeur nécessite une interpolation lorsque la distribution spatiale des données est irrégulière comme c'est le cas avec les données LiDAR. Toutefois, l'énorme quantité de données laser ainsi que les capacités de mémoire et de calcul limitées des ordinateurs et des logiciels de traitement restreignent fortement les possibilités d'interpolation. Dans le cas de ce travail, seule la méthode d'interpolation au plus proche voisin (*Natural Neighbour Interpolation*) a pu être utilisée. Cette méthode peut sembler inappropriée au premier abord pour une représentation détaillée et à haute résolution de la topographie du sol, mais ce désavantage est en grande partie compensé par la très haute densité de données laser acquises. Quant aux MNI, la méthode d'interpolation au plus proche voisin est la seule envisageable car les intensités de retour laser ne sont pas caractérisées par une continuité spatiale comme le sont les élévations.



**Figure 3.10 : Exemple de TIN – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.**



**Figure 3.11 : Exemple de MNT – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.**

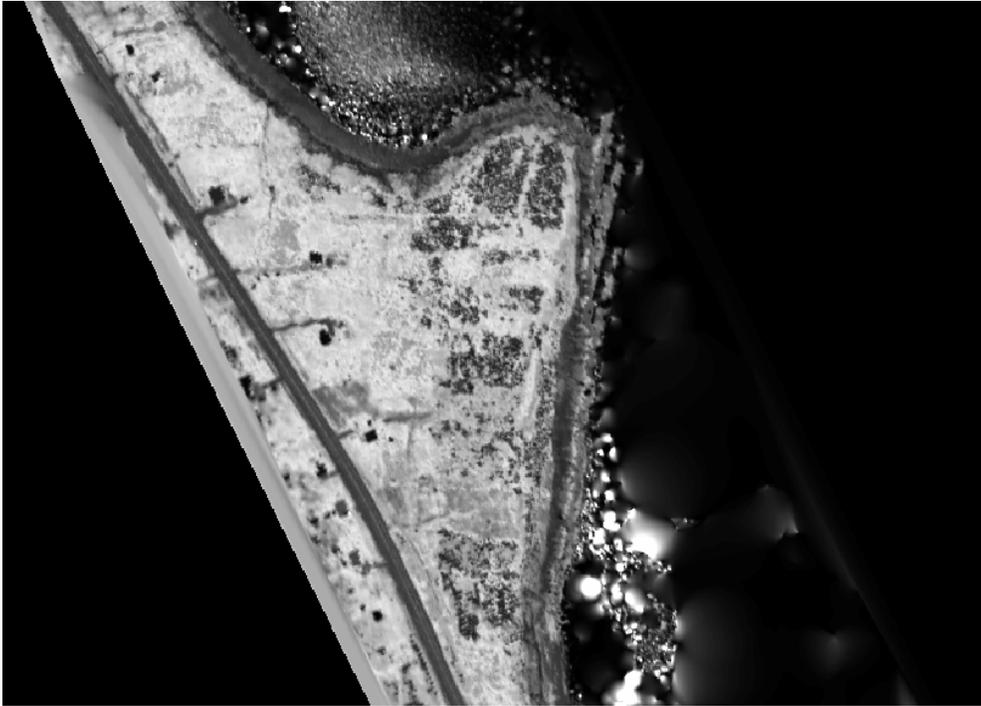


Figure 3.12 : Exemple de MNI – Secteur de Pointe-Saint-Pierre.

### 3.5.1.2 Le contrôle de qualité

La seconde étape du travail a consisté à évaluer la précision et l'exactitude, aussi bien horizontale que verticale, des données altimétriques LiDAR ainsi que les limites d'application de cette nouvelle technologie de télédétection aérienne afin de connaître précisément ses avantages et/ou ses inconvénients par rapport aux techniques de relevés existantes (photogrammétrie aérienne, arpentage). Il est en effet essentiel de connaître de telles informations afin d'intégrer efficacement les données laser aux données déjà existantes et de les combiner de façon adéquate entre elles afin d'améliorer la gestion des risques naturels côtiers.

Pour ce faire, plusieurs analyses ont été réalisées. Tout d'abord la précision verticale du système laser aéroporté a été évaluée en comparant les élévations de surfaces artificielles relativement planes (comme des routes, des aires de stationnements ou des allées de garage) fournies par le LiDAR en 2003 avec celles obtenues aux mêmes endroits lors du survol de 2004. Comme les élévations de telles surfaces ne sont pas supposées avoir changé en si peu de temps, les différences mesurées représentent donc la précision verticale du système.

L'exactitude verticale a ensuite été déterminée en comparant chaque profil topographique relevé sur le terrain avec le profil topographique LiDAR mesuré à la même localisation géographique. Comme un profil de terrain est composé d'une série de points de mesure, l'écart vertical entre chacun de ces points et le profil LiDAR correspondant a été déterminé, cet écart représentant l'erreur verticale commise en ce point.

L'exactitude horizontale du LiDAR a été plus difficile à évaluer étant donné la nature même des données altimétriques laser. En effet, leur caractère ponctuel et discret ainsi que l'absence de toute information autre que géographique ne permet pas d'identifier clairement l'élément réflecteur. Il est par conséquent extrêmement difficile, pour ne pas dire impossible, d'établir une correspondance exacte entre un point de contrôle et une donnée LiDAR spécifique. Dans cette étude cependant, chaque donnée altimétrique laser était aussi accompagnée d'une valeur d'intensité du signal de retour pouvant servir à préciser la nature du réflecteur. En étudiant les MNI réalisés, il est apparu que diverses structures humaines étaient clairement identifiables et pouvaient servir à évaluer l'exactitude horizontale du système. Il s'agissait principalement du marquage routier sur la route 132, des allées privées asphaltées ainsi que des contours des toits de certains bâtiments localisés le long de cette même route. La position géographique exacte de ces éléments est en effet connue grâce à des relevés d'arpentage précis réalisés par des arpenteurs-géomètres professionnels du MTQ et mis à notre disposition pour ce travail.

La méthode retenue pour évaluer l'exactitude du LiDAR a donc été la suivante: la ligne centrale de la route 132 a été numérisée à partir des MNI réalisés pour tout les sites d'étude et pour les deux années. Sa position a été comparée avec celle fournie par les relevés d'arpentage. L'erreur de positionnement horizontal a été mesurée tout les 25 mètres afin d'obtenir une erreur moyenne. De plus, la précision avec laquelle la ligne centrale a été numérisée a été évaluée en numérisant cette ligne deux fois de suite dans les mêmes conditions et en mesurant l'écart moyen entre les deux lignes numérisées. Enfin, comme les données LiDAR ont été acquises dans le but de faire des comparaisons interannuelles, l'écart moyen entre la position de la ligne centrale sur les MNI de 2003 et sa position sur les MNI de 2004 a également été mesuré afin d'évaluer l'erreur de positionnement horizontale relative.

### **3.5.1.3 La résolution spatiale**

La troisième et dernière partie de cette évaluation a porté sur les problèmes de couverture et de résolution spatiale rencontrés avec les données LiDAR.

Les résultats sont présentés et discutés en détail dans les sections suivantes (chapitre 5).

## **3.5.2 Traitement et analyse des données vidéogrammétriques**

Les données vidéographiques fournies par la société Géo-3D Inc. se présentent sous forme de fichiers vidéo numériques en format **.avi** non géoréférencés. Ceux-ci sont accompagnés de fichiers (**.gps** et **.c3d**) contenant les paramètres d'orientation interne de la caméra employée ainsi que les positions fournies par le GPS de l'avion. Ces fichiers sont nécessaires pour la géoréférencement automatique des prises de vues par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*.

### 3.5.2.1 Extraction des données

Le but de ce travail n'étant pas de donner une description détaillée et exhaustive de ce logiciel de traitement vidéogrammétrique, nous nous contenterons de reprendre brièvement les différentes étapes nécessaires à l'extraction de données topographiques.

- Toutes les mesures vidéogrammétriques effectuées avec ce logiciel reposent sur le principe de la stéréoscopie (Figure 3.13) et nécessitent donc l'emploi de deux images prises sous deux points de vue différents et présentant un recouvrement d'au moins 60 %. Chaque séquence vidéographique étant constituée par une succession de vues fixes acquises au fur et à mesure du déplacement de l'avion, deux vues d'une même séquence vidéo peuvent ainsi être utilisées comme couple stéréoscopique. La première étape consiste donc à définir de tels couples stéréoscopiques en choisissant l'identifiant des vues couvrant la zone d'intérêt. Le nombre d'images séparant les deux vues du couple correspond alors à la base stéréoscopique et peut être exprimée aisément en mètres comme suit:

$$B(m) = N * v / f \quad \text{Équation 1}$$

où  $B(m)$  représente la base stéréoscopique exprimée en mètres,  $N$  correspond au nombre de vues constituant la base stéréoscopique,  $f$  est la fréquence d'acquisition de vues par la caméra numérique et  $v$  exprime la vitesse de déplacement de l'avion en mètre par seconde. Par exemple, dans le cas de cette étude:  $v = 65$  m/s et  $f = 5$  Hz. Donc si  $N = 10$ , alors  $B(m) = 130$  m.

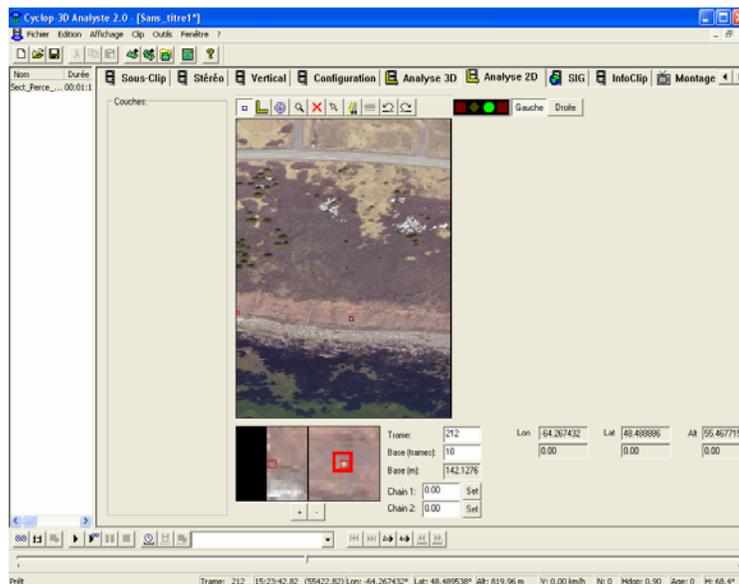


Figure 3.13 : Logiciel d'analyse vidéogrammétrique Cyclop-3D Analyst® développé par la compagnie geo-3D Inc.

- Une fois que le couple stéréoscopique est sélectionné, il est nécessaire de procéder à un alignement horizontal des images afin de prendre en compte la direction de déplacement de l'avion et de rendre l'affichage stéréoscopique plus confortable. Cet alignement se fait simplement en marquant sur chacune des deux vues du couple stéréoscopique, un même élément du paysage. Ce décalage est alors traduit automatiquement par le logiciel en valeur numérique correspondant à la correction stéréoscopique à apporter.
- Bien que le logiciel soit sensé charger automatiquement les paramètres d'orientation interne de la caméra, les paramètres moyens de navigation (vitesse de vol, cap, roulis, tangage, azimuth) et les paramètres de correction d'alignement du système (distance entre la caméra et l'antenne GPS, distance entre la caméra et la centrale inertielle, etc...), certaines de ces informations doivent être encodées manuellement, comme par exemple le modèle de caméra et la lentille utilisée.
- L'étape suivante consiste à définir l'orientation relative et l'orientation absolue du couple stéréoscopique. Bien que d'après Geo-3D Inc., il soit possible d'effectuer des mesures et de positionner des objets sans avoir recours à cette procédure, elle est cependant fortement recommandée afin d'accroître la précision du système (Geo-3D Inc., 2003). L'orientation relative consiste à déterminer les angles de roulis, de tangage et de lacet entre les deux vues du couple et à déterminer la distance séparant leur centre de perspectives respectives. Pour ce faire, l'algorithme du logiciel nécessite la détermination visuelle et manuelle d'un minimum de 5 points homologues sur les vues du couple stéréoscopique. L'orientation absolue consiste pour sa part à orienter le couple par rapport à un repère géographique lié au terrain. Pour cela, un seul point de contrôle suffirait (Geo-3D Inc., 2003), la procédure consistant simplement à identifier ce point sur le couple stéréoscopique et à encoder manuellement ses coordonnées géographiques précises. Il est cependant recommandé d'utiliser un plus grand nombre de points de contrôle afin d'améliorer le géopositionnement.

### 3.5.2.2 L'analyse des données

Une fois ces diverses opérations effectuées, le travail d'analyse sur image peut commencer à proprement parler, un certain nombre d'outils étant à la disposition de l'utilisateur. Parmi les diverses applications possibles les plus intéressantes sont: la mesure de distances (planimétriques ou spatiales), la mesure de surfaces, la mesure de volumes, la numérisation sous forme de points, de lignes ou de polygones de divers éléments du paysage ainsi que l'exportation sous forme de couches vectorielles (.shp) des éléments numérisés. Toutes ces mesures peuvent être réalisées en mode de visualisation 2D (par affichage conventionnel des images sur l'écran d'ordinateur) ou 3D (ce qui requiert l'emploi de lunettes spéciales stéréoscopiques).

Tout comme pour l'évaluation du système LiDAR, la précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de cette nouvelle technologie ont été évalués afin de connaître précisément les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie du travail a porté essentiellement sur la détermination de la précision et de l'exactitude des positionnements en  $x$ ,  $y$  et  $z$  dont dépendent toutes les autres mesures. Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés:

- détermination des erreurs de positionnements de points remarquables (points de contrôle) en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*<sup>®</sup> sans aucune correction d'orientation (relative ou absolue) et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain (cf. 3.4). Ce test a pour but de voir s'il n'est pas possible de se passer des procédures d'orientations afin d'accélérer la procédure de traitement et de la rendre moins contraignante.
- détermination des erreurs de positionnements de points remarquables (points de contrôle) en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*<sup>®</sup> avec correction d'orientation relative seulement et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain. Ce test a été réalisé en utilisant respectivement 5, 10, 15 et 20 points homologues lors de l'orientation relative afin de déterminer le nombre optimal de points homologues à utiliser et d'évaluer l'amélioration des positionnements par rapport au cas sans orientations.
- détermination des erreurs de positionnements de points remarquables (points de contrôle) en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*<sup>®</sup> avec correction d'orientation relative et absolue et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain. Ce test a été réalisé en utilisant respectivement 1, 2, 3, 4, 5 et 6 points de contrôle lors de l'orientation absolue afin de déterminer le nombre optimal de points de contrôle à utiliser et de quantifier l'amélioration des positionnements par rapport au cas avec orientation relative seulement ;
- détermination de l'influence des erreurs de pointage sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à mesurer 100 fois la position géographique d'un point de contrôle avec le logiciel *Cyclop-3D Analyst*<sup>®</sup>, l'erreur moyenne représentant l'imprécision moyenne des mesures dans ce logiciel.
- détermination de l'influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test *iii* avec des bases de allant de 5 à 15 vues respectivement ;
- détermination de l'influence de l'alignement horizontal sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test *iii* avec des corrections stéréoscopiques de 400, 437, 443, 449 et 456 respectivement ;
- détermination de l'influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test précédent avec quatre couples de vues différentes de la même zone.

Les résultats de ces tests sont présentés et discutés en détail dans la section suivante de ce travail (chapitre 4).



## 4. RISQUES NATURELS LIÉS À L'ÉROSION CÔTIÈRE

---

Afin de quantifier plus précisément les risques naturels liés à l'érosion côtière, des informations sur les différents paramètres intervenant dans ce processus ont été collectées et combinées dans le but de produire un indice de risque reflétant la sensibilité du littoral et la vulnérabilité des constructions humaines à l'érosion.

Les paramètres pris en considération pour quantifier les risques naturels sont les suivants:

- Nature des roches et des sédiments constituant le littoral
- Pente des terrains
- Présence de faiblesses structurales (failles)
- Hydrodynamisme local
- Hydrologie locale
- Évolution à court terme du littoral
- Évolution à long terme du littoral
- Présence d'ouvrages de protection

Des informations sur la nature et l'état des roches et des sédiments (densité, homogénéité, altération) ont été obtenues en analysant les échantillons prélevés lors des campagnes de terrain. Des analyses granulométriques des sédiments ont été réalisées.

Les informations concernant les faiblesses macrostructurales des falaises seront obtenues à partir d'observations de terrain, des données vidéographiques et de travaux antérieurs (*Daigneault, 2001*).

Des informations concernant la dynamique côtière seront fournies par l'étude granulométrique des échantillons de sédiments collectés sur les plages, par l'étude scannographique des carottes prélevées, par des travaux antérieurs (*Long et Renaud, 1999 ; Renaud, 2000 ; Daigneault, 2001 ; Ulmann et Long, 2002*).

Les différentes structures humaines (route nationale, jetées, épis, enrochements) seront numérisées afin de fournir des informations sur leur localisation et leur sensibilité face à l'érosion côtière. Les cartes d'aménagement du territoire seront également consultées. Les cours d'eau seront eux aussi numérisés et des informations sur leurs débits obtenues dans la littérature afin de connaître leur influence sur l'érosion et la sédimentation côtière.

Des informations sur l'évolution à long terme du littoral (taux moyens de recul annuel) seront obtenues par analyse photogrammétrique des photographies aériennes existantes, grâce aux

relevés annuels d'arpentage réalisés par le Ministère des transports du Québec, par des travaux antérieurs (*Logimer Inc., 1984 ; Long et Renaud, 1999 ; Renaud, 2000 ; Ulmann et Long, 2002*). Ces données ne prenant pas en compte l'hétérogénéité des processus érosifs, des informations sur l'évolution à court terme du littoral seront obtenues grâce aux données LIDAR et vidéogrammétriques.

Les variations du trait de côte et l'érosion subie en une année pour les différents environnements côtiers seront déterminées et mesurées en combinant les MNT de 2003 avec ceux de 2004. Ces MNT sont des images 2D géoréférencées où la valeur de chaque pixel est égale à l'élévation du terrain à cet endroit. Il est donc possible d'effectuer des opérations mathématiques automatisées entre ces images pixel par pixel. En soustrayant la valeur du pixel du MNT 2003 de celle du pixel homologue dans le MNT de 2004, on obtient la variation d'élévation subie entre ces deux années (positive si il y a eu accrétion, et négative s'il y a eu érosion). Les variations horizontales seront quant à elles obtenues en comparant les cartes topographiques de 2003 et 2004.

Enfin, un indice de risques sera déterminé pour les différentes zones côtières. Pour cela, une certaine valeur serait attribuée à chaque paramètre selon qu'il réduit les risques naturels (valeur 0) ou qu'il les favorise (valeur maximale) puis en les additionnant. Le résultat constituerait l'indice de risques naturels.

Cependant, comme l'intégration des données LiDAR aux autres données existantes ainsi que la réalisation de l'indice de risque constituent les objectifs principaux de cette thèse, cette partie sera décrite de façon plus détaillée dans la suite de ce travail (chapitres 6 et 7).

## **4.1 Évaluation de la technique vidéogrammétrique et ses applications à l'étude de l'érosion côtière**

Comme cela a été dit dans le chapitre précédent, la précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de la vidéogrammétrie ont été évalués afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie du travail a consisté essentiellement à mesurer la précision et l'exactitude des positionnements spatiaux ( $x, y, z$ ) dont dépendent toutes les autres mesures (longueur, surface, volume). Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés et les résultats sont présentés ci-après. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf lorsque d'autres unités sont spécifiquement indiquées.

### **4.1.1 Résultats**

En premier lieu, la précision avec laquelle les mesures de positionnement peuvent être réalisées au moyen du logiciel Cyclop-3D Analyst<sup>®</sup> a été estimée. Pour cela, deux facteurs ont été pris en considération: d'une part la résolution spatiale des images vidéographiques utilisées et d'autre part les erreurs de positionnement introduites lors du pointage d'un objet quelconque sur une de ces images.

Le premier peut être calculé assez simplement à partir de la distance focale de la caméra (12 mm), du nombre de pixels composant le capteur CCD et de l'altitude de vol (800 mètres). On trouve dans ce cas précis une résolution spatiale d'environ 30 cm.

Le second facteur influençant la précision des mesures a été estimé en pointant successivement le même objet de l'image une centaine de fois. L'écart  $\sigma$  par rapport à la position moyenne a ensuite été déterminé, cet écart étant considéré comme représentatif de l'erreur de pointage pouvant être commise pour cet objet. Cette mesure a été effectuée sur 24 points répartis sur différentes images (tableau 3). L'erreur de pointage moyenne obtenue est de 21 cm en X, 23 cm en Y et de seulement 4 cm en Z. Cependant, ces valeurs ne sont basées que sur un seul écart-type et présentent donc un intervalle de confiance de seulement 68 %. Un intervalle de confiance de 95 %, soit  $2 \sigma$ , est préférable. C'est pourquoi dans la suite de cette évaluation, la précision retenue pour tous les positionnements faits dans Cyclop-3D Analyst® sera de 42 cm en X, 46 cm en Y et 8 cm en Z.

**Tableau 3 : Estimation des erreurs de positionnement selon les directions X, Y et Z dues au pointage**

# Point	$\sigma_x$	$\sigma_y$	$\sigma_z$
1	0,210	0,262	0,019
2	0,199	0,142	0,050
3	0,228	0,189	0,036
4	0,266	0,204	0,070
5	0,255	0,295	0,073
6	0,303	0,237	0,005
7	0,237	0,224	0,079
8	0,213	0,218	0,070
9	0,205	0,259	0,018
10	0,157	0,275	0,040
11	0,151	0,165	0,031
12	0,185	0,191	0,005
13	0,163	0,187	0,065
14	0,174	0,262	0,016
15	0,148	0,214	0,029
16	0,150	0,170	0,033
17	0,213	0,202	0,005
18	0,242	0,247	0,074
19	0,254	0,240	0,082
20	0,243	0,370	0,022
21	0,184	0,270	0,039
22	0,197	0,229	0,042
23	0,200	0,229	0,003
24	0,240	0,271	0,090
<b>Moyenne</b>	<b>0,21</b>	<b>0,23</b>	<b>0,04</b>

Il faut également rappeler que le positionnement géographique des points de contrôle sur le terrain a été fait avec une précision planimétrique d'environ 30 cm et une précision altimétrique d'environ 40 cm. Par conséquent, toute différence de coordonnées inférieure à ces valeurs sera considérée comme non significative.

Dans la seconde étape de cette évaluation, l'exactitude de la géoréférencement automatique effectuée par le logiciel Cyclop-3D Analyst<sup>®</sup> a été évaluée pour chacun des deux sites-tests, à savoir Barachois et Bonaventure. Aucune procédure manuelle d'orientation relative ou d'orientation absolue n'a eu lieu pour cette partie du test. Les trois composantes de l'erreur de positionnement  $dx$ ,  $dy$  et  $dz$  ont été mesurées pour chaque point de contrôle (Ground Control Point ou *GCP*) et l'erreur moyenne de positionnement, l'écart type ainsi que l'erreur quadratique moyenne (RMS) ont été calculé à partir de ces mesures. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.

L'erreur moyenne observée en mode de mesure 2D est de  $-0,24 \pm 0,79$  m en X,  $1,01 \pm 1,42$  m en Y et  $10,04 \pm 3,38$  m en Z. Les RMS sont respectivement de 0,83 m, 1,74 m et 10,60 m en X, Y et Z. En mode 3D, les erreurs observées sont sensiblement les mêmes qu'en mode 2D avec une erreur moyenne de  $-0,33 \pm 0,78$  m en X, de  $1,12 \pm 1,05$  m en Y et de  $9,99 \pm 3,58$  m en Z. Les erreurs quadratiques moyennes sont quant à elles respectivement de 0,81 m, 1,48 m et 10,19 m.

**Tableau 4 : Inexactitude des positionnements vidéogrammétriques pour les sites de Barachois et de Bonaventure. L'erreur moyenne, l'écart-type et l'erreur quadratique moyenne (RMS) ont été déterminées**

Site	GCP #	Mode 2D			Mode 3D		
		$dx$	$dy$	$dz$	$dx$	$dy$	$dz$
Barachois	1	0,80	1,14	14,58	0,43	1,37	15,81
	2	0,55	0,62	9,23	0,25	0,76	8,85
	3	-1,53	5,54	12,95	-1,42	4,09	10,09
	4	1,05	0,48	11,42	1,07	1,05	13,80
	5	-0,27	0,23	9,06	-0,20	0,40	9,70
	6	-1,30	0,67	7,57	-1,63	0,72	6,62
	7	0,13	0,32	8,51			
Bonaventure	1	-0,22	0,04	14,08	-0,28	0,16	13,25
	2	-0,64	0,55	7,67	-0,89	0,46	6,93
	3	-1,23	1,30	4,47	-0,91	1,38	6,40
	4	-0,38	2,01	5,70	-0,39	2,16	5,92
	5	-0,62	-0,25	9,30	-0,57	0,15	6,77
	6	0,48	0,42	16,00	0,57	0,77	15,70
	<b>Moyenne</b>	<b>-0,24</b>	<b>1,01</b>	<b>10,04</b>	<b>-0,33</b>	<b>1,12</b>	<b>9,99</b>
	<b>Écart-type</b>	<b>0,79</b>	<b>1,42</b>	<b>3,38</b>	<b>0,78</b>	<b>1,05</b>	<b>3,58</b>
	<b>RMS</b>	<b>0,83</b>	<b>1,74</b>	<b>10,6</b>	<b>0,81</b>	<b>1,48</b>	<b>10,19</b>

Ces premiers résultats révèlent que la technique vidéogrammétrique offre une exactitude planimétrique « brute » de l'ordre de 1 à 2 mètres, ce qui est assez semblable à celle obtenue par des méthodes photogrammétriques conventionnelles (*Baltsavias, 1999*). Toutefois, les erreurs entachant les mesures d'élévation sont beaucoup plus importantes que les erreurs planimétriques et atteignent la dizaine de mètres. De telles inexactitudes verticales se révèlent tout à fait inadéquates pour une modélisation précise des littoraux et constituent, à première vue, une limitation majeure à l'emploi de la vidéogrammétrie dans le cadre de relevés topographiques.

La seconde partie de ce test a eu pour objectif d'estimer l'amélioration éventuelle apportée par la procédure manuelle d'orientation relative. Pour ce faire, l'orientation relative a été réalisée avec différents nombres de points homologues (5, 10, 15 et 20 points) et les composantes de l'erreur de

positionnement  $dx$ ,  $dy$  et  $dz$  ont une nouvelle fois été mesurées pour chaque point de contrôle disponible sur les deux zones de test. Les résultats sont résumés dans le tableau 5 et présentés en détail dans le tableau 6.

Ceux-ci montrent clairement qu'aucune amélioration n'est observée à la suite de la procédure d'orientation relative, que ce soit en  $X$ , en  $Y$  ou en  $Z$ , et quel que soit le nombre de points homologues employés. Les erreurs quadratiques moyennes horizontales restent d'environ 0,8 m en  $X$  et 1,7 m en  $Y$  tandis que les erreurs verticales restent comprises entre 10 m et 10,6 m.

Après l'orientation relative, l'étape suivante a consisté à évaluer l'amélioration éventuelle des positionnements avec la procédure manuelle d'orientation absolue. Pour cela, une orientation relative avec 20 points homologues a tout d'abord été faite. Puis l'orientation absolue a été réalisée en utilisant un nombre variable de points de contrôle (entre 1 et 6 points) et les composantes de l'erreur de positionnement  $dx$ ,  $dy$  et  $dz$  ont une fois encore été mesurées pour les différents points de contrôle. Les résultats sont présentés dans le tableau 7. Cette fois-ci, une amélioration significative selon  $Y$  et selon  $Z$  est observée dès que l'orientation absolue est entreprise, même si celle-ci ne repose que sur un seul point de contrôle. Les RMS passent alors respectivement de 1,7 m à 1,1 m en  $Y$  et de 10,6 m à 3,7 m en  $Z$ . L'amélioration est particulièrement marquée pour les élévations avec une réduction des erreurs d'environ 65 %. Par contre l'erreur quadratique moyenne en  $X$  ne connaît pas d'amélioration significative et tenterait même à augmenter légèrement. Cet accroissement reste cependant en dessous de l'imprécision déterminée précédemment (42 cm) Bien que l'augmentation des erreurs quadratiques moyennes soit plus marquée pour des orientations absolues basées sur 2 points (+ 44 cm en  $X$ , +17 cm en  $Y$  et + 25 cm en  $Z$ ) elle reste proche du seuil d'imprécision des mesures et ne se révèle pas significative une fois encore. Ce n'est qu'avec une orientation absolue de 4 points ou plus que les erreurs horizontales diminuent clairement selon la direction  $X$ , passant de 0,84 m sans orientation absolue à 0,47 m avec une orientation absolue de 6 points et ne peut donc pas être considéré comme significatif. De même, les erreurs de positionnement selon  $Y$  et selon  $Z$  connaissent une nouvelle baisse significative lorsqu'un minimum de 4 points de contrôle sont employés lors de la procédure d'orientation absolue.

**Tableau 5 : Résumé des inexactitudes des positionnements après orientation relative**

Nombre de points homologues		Mode 2D			Mode 3D		
		$dx$	$dy$	$dz$	$dx$	$dy$	$dz$
5	<i>Moyenne</i>	-0,25	1,00	9,79	-0,30	1,25	9,70
	<i>Écart-type</i>	0,80	1,34	3,38	0,86	1,20	4,38
	<i>RMS</i>	0,84	1,67	10,35	0,91	1,73	10,64
10	<i>Moyenne</i>	-0,24	1,02	9,88	-0,23	1,20	10,43
	<i>Écart-type</i>	0,80	1,39	3,46	0,74	1,17	3,67
	<i>RMS</i>	0,84	1,73	10,47	0,78	1,68	11,06
15	<i>Moyenne</i>	-0,27	0,99	9,79	-0,31	1,28	10,43
	<i>Écart-type</i>	0,79	1,34	3,41	0,86	1,36	4,07
	<i>RMS</i>	0,84	1,67	10,36	0,91	1,87	11,20
20	<i>Moyenne</i>	-0,16	1,00	10,19	-0,22	1,22	9,99
	<i>Écart-type</i>	0,76	1,36	3,38	0,76	1,26	3,23
	<i>RMS</i>	0,78	1,69	10,73	0,79	1,75	10,50

Tableau 6 : Inexactitudes des positionnements après orientation relative

Nombre de points homologues	Site	GCP	Mode 2D			Mode 3D		
		#	dx	dy	dz	dx	dy	dz
5	Barchois	1	0,77	1,16	14,06	0,53	1,46	13,91
		2	0,58	0,59	9,07	0,39	0,48	6,94
		3	-1,55	5,21	12,48	-1,70	5,02	11,98
		4	1,05	0,46	11,00	0,99	0,70	11,87
		5	-0,28	0,27	8,99	-0,56	0,35	7,81
		6	-1,29	0,68	7,88	-1,47	0,95	8,50
		7	0,10	0,37	8,05	-0,22	0,65	8,40
	Bonaventure	1	-0,23	0,11	13,78	0,39	0,88	17,06
		2	-0,66	0,60	7,28	-0,66	0,71	6,91
		3	-1,16	1,36	4,85	-1,60	1,59	2,56
		4	-0,61	2,04	4,79	-0,58	2,12	4,01
		5	-0,64	-0,32	8,79	-0,16	0,36	8,60
		6	0,60	0,49	16,21	0,74	0,95	17,54
		<b>Moyenne</b>	<b>-0,25</b>	<b>1,00</b>	<b>9,79</b>	<b>-0,30</b>	<b>1,25</b>	<b>9,70</b>
		<b>Écart-type</b>	<b>0,80</b>	<b>1,34</b>	<b>3,38</b>	<b>0,86</b>	<b>1,20</b>	<b>4,38</b>
		<b>RMS</b>	<b>0,84</b>	<b>1,67</b>	<b>10,35</b>	<b>0,91</b>	<b>1,73</b>	<b>10,64</b>
10	Barchois	1	0,751	1,227	13,852	0,401	1,536	15,812
		2	0,559	0,586	8,632	0,285	0,611	8,852
		3	-1,585	5,452	12,520	-1,539	4,842	11,980
		4	1,019	0,370	10,855	0,863	0,441	9,925
		5	-0,319	0,237	8,620	-0,264	0,490	9,710
		6	-1,327	0,658	7,419	-1,509	0,721	8,509
		7	0,102	0,348	8,637	-0,167	0,448	8,407
	Bonaventure	1	-0,058	0,138	14,948	0,127	0,524	15,198
		2	-0,576	0,644	7,460	-0,233	0,997	10,690
		3	-1,216	1,331	4,791	-1,110	1,474	4,451
		4	-0,545	2,015	5,189	-0,396	2,143	5,919
		5	-0,583	-0,227	9,254	-0,231	0,354	8,614
		6	0,596	0,540	16,318	0,796	1,023	17,518
		<b>Moyenne</b>	<b>-0,24</b>	<b>1,02</b>	<b>9,88</b>	<b>-0,23</b>	<b>1,2</b>	<b>10,43</b>
		<b>Écart-type</b>	<b>0,8</b>	<b>1,39</b>	<b>3,46</b>	<b>0,74</b>	<b>1,17</b>	<b>3,67</b>
		<b>RMS</b>	<b>0,84</b>	<b>1,73</b>	<b>10,47</b>	<b>0,78</b>	<b>1,68</b>	<b>11,06</b>
15	Barchois	1	0,721	1,143	14,102	0,516	1,350	15,822
		2	0,607	0,606	8,922	0,415	0,973	10,762
		3	-1,560	5,251	12,050	-1,840	5,648	11,930
		4	1,138	0,473	11,085	1,130	0,938	13,805
		5	-0,296	0,152	8,330	-0,370	0,584	9,730
		6	-1,297	0,741	7,709	-1,579	0,679	8,509
		7	0,065	0,393	8,417	-0,145	0,414	8,397
	Bonaventure	1	-0,236	0,060	14,198	0,015	0,527	15,118
		2	-0,774	0,509	7,170	-0,356	0,921	8,800
		3	-1,149	1,335	4,621	-1,282	1,361	4,471
		4	-0,582	1,903	4,989	-0,726	2,255	4,049
		5	-0,471	-0,132	9,534	-0,482	0,107	6,764
		6	0,370	0,428	16,128	0,698	0,915	17,488
		<b>Moyenne</b>	<b>-0,27</b>	<b>0,99</b>	<b>9,79</b>	<b>-0,31</b>	<b>1,28</b>	<b>10,43</b>
		<b>Écart-type</b>	<b>0,79</b>	<b>1,34</b>	<b>3,41</b>	<b>0,86</b>	<b>1,36</b>	<b>4,07</b>
		<b>RMS</b>	<b>0,84</b>	<b>1,67</b>	<b>10,36</b>	<b>0,91</b>	<b>1,87</b>	<b>11,2</b>
20	Barchois	1	0,738	1,206	14,702	0,454	1,542	15,822
		2	0,547	0,612	9,062	0,318	0,628	6,942
		3	-1,553	5,330	12,290	-1,701	5,189	11,950
		4	1,135	0,495	11,595	0,916	0,424	9,925
		5	-0,287	0,205	8,440	-0,356	0,542	9,730
		6	-1,319	0,686	7,439	-1,695	0,798	6,619
		7	0,073	0,369	8,487	-0,058	0,355	8,417
	Bonaventure	1	-0,044	0,104	14,508	-0,109	0,398	13,258
		2	-0,506	0,528	7,850	-0,297	0,881	8,800
		3	-0,496	1,043	7,141	-0,683	1,591	6,381
		4	-0,496	2,036	5,089	-0,314	2,176	5,909
		5	-0,607	-0,224	8,874	0,045	0,601	10,414
		6	0,671	0,638	16,928	0,636	0,734	15,718
		<b>Moyenne</b>	<b>-0,16</b>	<b>1</b>	<b>10,19</b>	<b>-0,22</b>	<b>1,22</b>	<b>9,99</b>
		<b>Écart-type</b>	<b>0,76</b>	<b>1,36</b>	<b>3,38</b>	<b>0,76</b>	<b>1,26</b>	<b>3,23</b>
		<b>RMS</b>	<b>0,78</b>	<b>1,69</b>	<b>10,73</b>	<b>0,79</b>	<b>1,75</b>	<b>10,5</b>

**Tableau 7: Inexactitudes des positionnements avec orientation absolue, en fonction du nombre de points de contrôle utilisés pour cette orientation**

Nombre de GCP		<i>dx</i>	<i>dy</i>	<i>dz</i>
<b>1</b>	<i>moyenne</i>	0,51	0,21	0,89
	<i>Écart-type</i>	0,77	1,05	3,61
	<i>RMS</i>	0,92	1,07	3,72
<b>2</b>	<i>moyenne</i>	0,51	0,30	0,78
	<i>Écart-type</i>	1,17	1,17	3,90
	<i>RMS</i>	1,28	1,20	3,97
<b>3</b>	<i>moyenne</i>	0,66	0,20	1,96
	<i>Écart-type</i>	0,83	0,56	4,14
	<i>RMS</i>	1,06	0,59	4,58
<b>4</b>	<i>moyenne</i>	0,47	0,01	2,34
	<i>Écart-type</i>	0,37	0,47	2,88
	<i>RMS</i>	0,59	0,47	3,71
<b>5</b>	<i>moyenne</i>	0,36	-0,13	0,99
	<i>Écart-type</i>	0,32	0,47	2,49
	<i>RMS</i>	0,48	0,49	2,68
<b>6</b>	<i>moyenne</i>	0,22	-0,10	-0,21
	<i>Écart-type</i>	0,42	0,55	3,19
	<i>RMS</i>	0,47	0,56	3,20

Elles tombent alors à environ 0,5 m en Y, soit une amélioration d'environ 55 % par rapport à l'orientation absolue avec un seul point de contrôle et un gain de 70 % par rapport à l'orientation relative, tandis que les erreurs verticales restent comprises entre 2,7 m et 3,7 m.

Par conséquent, bien que le recours à un seul et unique point de contrôle lors de l'orientation absolue soit déjà suffisant pour améliorer grandement l'exactitude des mesures, tout particulièrement celle des élévations, l'utilisation d'un maximum de points de contrôle apparaît préférable afin de bénéficier aussi d'une réduction substantielle des erreurs planimétriques. Malheureusement, cette nécessité représente également une contrainte importante et un obstacle à l'application de la vidéogrammétrie à la topographie ou à la modélisation des environnements côtiers comme cela sera discuté ultérieurement.

Enfin, pour terminer cette évaluation de la technique vidéogrammétrique, et afin d'être complet, l'influence que certains paramètres du logiciel Cyclop-3D Analyst<sup>®</sup> peuvent avoir sur l'exactitude des mesures de positionnement a été étudiée afin d'éliminer tout biais méthodologique et de déterminer les paramètres optimaux si cela se révèle nécessaire. Les paramètres pris en considération sont au nombre de trois. Comme ils doivent être réglés manuellement par l'opérateur avant toute mesure, ils sont donc susceptibles d'influencer les mesures du logiciel et d'introduire des erreurs dans la géoréférencement des images vidéographiques. Ces paramètres sont les suivants: la base stéréoscopique, la correction stéréoscopique intervenant dans l'alignement horizontal du couple stéréoscopique et le couple stéréoscopique lui-même.

L'influence du choix de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements a été déterminée pour des bases allant de 5 à 15 vues d'intervalle, ce qui correspond approximativement à des longueurs de base de 70 m à 210 m. Pour chaque base, une orientation

relative utilisant 20 points a été réalisée mais aucune orientation absolue n'a pu être faite en raison d'un nombre insuffisant de points de contrôle disponibles. Les composantes de l'erreur de positionnement  $dx$ ,  $dy$  et  $dz$  ont une fois encore été mesurées pour différents points de contrôle. Les résultats sont présentés dans le tableau 8.

Aucune variation significative de l'erreur quadratique moyenne n'est constatée en ce qui concerne la composante planimétrique selon X même si une légère augmentation de cette erreur avec la base semble exister. Celle-ci varie entre 69 cm pour une base de 5 vues et 104 cm pour une base de 15 vues ce qui reste inférieur à l'imprécision déterminée précédemment et qui était de 42 cm. Par contre, une diminution significative des RMS en Y et en Z en fonction de la longueur de base utilisée est observée. L'erreur en Y passe ainsi de 100 cm avec une base de 5 vues à seulement 42 cm pour une base de 14 vues et 51 cm pour un intervalle de 15 vues. De même, l'erreur quadratique moyenne verticale chute de 10 m à 6,5 m lorsque la base utilisée passe de 5 vues à 15 vues.

Au vu de ces résultats, il semble donc bien que le choix de ce paramètre ait un impact sur l'exactitude des positionnements et des mesures, particulièrement en Y et en Z, et que les longues bases soient recommandées afin de réduire les erreurs verticales et horizontales au maximum.

Cette observation est en accord avec la théorie qui stipule que « *Pour conserver une sensibilité stéréoscopique acceptable pour satisfaire à la qualité de la mesure, la stéréophotogrammétrie, dans sa phase de prise de vues, exagère volontairement l'angle d'intersection des deux visées. Pour ce faire, le rapport entre la distance séparant les deux points de vue (base) et la distance à l'objet (éloignement) est choisi proche de 2, de façon à obtenir un angle d'intersection proche de 90°* » (Drap, 1997). Puisque l'axe de visée de la caméra numérique utilisée dans cette étude est orienté à la verticale, l'éloignement de l'objet peut être considéré en première approximation comme égal à la hauteur de vol H. La base optimale pour une bonne discrimination des élévations serait donc de 2H, soit environ 1600 m. Une telle base est malheureusement inenvisageable ici compte tenu du faible champ de vue couvert par la caméra, celui-ci limitant la distance maximale pouvant séparer deux vues d'un même élément de terrain. Dans le cas de ce relevé, cette distance maximale est d'environ 280 m. Cependant, l'accroissement de la base se traduit aussi par une diminution de la surface de recouvrement entre les deux vues du couple stéréoscopique, seule zone des images où les mesures vidéogramétriques peuvent être réalisées. Ainsi, pour une base de 15 vues (210 m), la surface de recouvrement n'est que de 25 % environ, ce qui correspond à une bande de terrain de seulement 70 m de large et réduit considérablement les possibilités de mesures. Or, une surface de recouvrement de 60 % est généralement recommandée. Par conséquent, une base de 10 à 12 vues (140 à 168 m) semble dans ce cas-ci plus indiquée. Elle permet d'avoir une surface de recouvrement satisfaisante (entre 40 % et 50 % par couple, chaque image pouvant appartenir à deux couples différents et totaliser ainsi 80 à 100 % de surface de recouvrement) tout en conservant des erreurs de positionnements réduites (environ 80 cm en Y et environ 8,7 m en Z).

**Tableau 8 : Influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques.**  
 Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf les bases qui sont exprimées en nombre de vues

<i>bases</i>	X		
	moyennes	écarts types	RMS
5	-0,10	0,69	0,69
6	-0,21	0,72	0,75
7	-0,07	0,80	0,81
8	-0,06	0,78	0,78
9	0,08	0,83	0,84
10	0,03	0,72	0,72
11	-0,03	0,81	0,81
12	0,16	0,84	0,85
13	0,18	0,88	0,90
14	-0,03	0,90	0,90
15	-0,23	1,02	1,04
<i>bases</i>	Y		
	moyennes	écarts types	RMS
5	0,88	0,47	1,00
6	1,08	0,50	1,19
7	0,85	0,51	0,99
8	0,75	0,31	0,81
9	0,73	0,40	0,83
10	0,81	0,44	0,92
11	0,70	0,35	0,78
12	0,53	0,37	0,65
13	0,52	0,53	0,74
14	0,15	0,39	0,42
15	0,46	0,20	0,51
<i>Bases</i>	Z		
	moyennes	écarts types	RMS
5	9,72	2,54	10,04
6	9,77	4,00	10,56
7	8,25	3,19	8,84
8	10,60	2,88	10,98
9	7,70	2,81	8,20
10	8,23	2,42	8,58
11	9,43	2,26	9,70
12	7,70	2,17	8,00
13	6,61	2,21	9,97
14	8,16	1,46	8,29
15	6,24	1,80	6,49

L'influence de la correction stéréoscopique a ensuite été étudiée. Comme nous l'avons déjà mentionné, cette correction intervient lors de la procédure d'alignement horizontal des images et vise à prendre en compte la direction de déplacement de l'avion et à rendre l'affichage stéréoscopique plus confortable. Comme cette correction est réalisée manuellement par l'opérateur, elle constitue une source potentielle d'erreur, C'est pourquoi, l'exactitude du positionnement de plusieurs points de contrôle a une nouvelle fois été déterminée pour 5 corrections stéréoscopiques différentes (400, 437, 443, 449 et 456). Ces valeurs correspondent à

des variations réalistes pouvant se produire d'une correction à l'autre ou d'un opérateur à l'autre (tableau 9).

En ce qui concerne les erreurs planimétriques  $dx$  et  $dy$ , aucune variation significative n'est observée, ces erreurs restant constantes à 0,5 m environ quelle que soit la correction stéréoscopique utilisée. Par contre en ce qui concerne les erreurs altimétriques, des variations de l'ordre de 1 mètre à 1,4 mètres sont constatées. Cependant, aucune tendance nette ne se dégage de ces résultats de sorte que ces variations apparaissent plus comme des fluctuations aléatoires résultant d'imprécisions de mesures qu'à une influence significative de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des élévations.

**Tableau 9 : Influence de la valeur de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques**

Corr. Stereo.		dx	dy	dz
400	moyenne	0,44	-0,27	0,51
	Ecart-type	0,30	0,39	1,78
	RMS	0,54	0,48	1,85
437	moyenne	0,38	-0,02	-0,15
	Ecart-type	0,37	0,50	3,06
	RMS	0,53	0,50	3,06
443	moyenne	0,39	0,00	0,08
	Ecart-type	0,29	0,41	2,18
	RMS	0,48	0,41	2,18
449	moyenne	0,22	-0,10	-0,21
	Ecart-type	0,42	0,55	3,19
	RMS	0,47	0,56	3,20
456	moyenne	0,17	-0,12	-0,65
	Ecart-type	0,49	0,45	2,47
	RMS	0,52	0,47	2,55

Pour finir, le dernier test réalisé dans le cadre de cette évaluation technique a eu pour objectif de mettre en évidence une éventuelle influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des mesures vidéogrammétriques. Pour ce faire, les mêmes mesures d'erreurs ont été répétées sur cinq couples stéréoscopiques différents couvrant tous le même secteur, à savoir la zone test de Bonaventure. La même base de 10 vues (140 m) a été utilisée pour chaque couple afin d'éviter les biais et une orientation relative ainsi qu'une orientation absolue ont été effectuées. Les résultats sont présentés dans le tableau 10.

**Tableau 10 : Influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques**

Couple		dx	dy	dz
91-101	moyenne	0,422	-0,140	-0,135
	Écart-type	0,54	0,25	2,84
	RMS	0,69	0,28	2,85
93-103	moyenne	0,448	0,008	3,086
	Écart-type	0,61	0,7	2,83
	RMS	0,75	0,7	4,18
95-105	moyenne	0,086	-0,094	-0,362
	Écart-type	0,28	0,58	3,16
	RMS	0,29	0,59	3,18
97-107	moyenne	-0,085	-0,155	0,282
	Écart-type	0,41	0,45	2,54
	RMS	0,42	0,48	2,56
99-109	moyenne	0,044	-0,012	0,426
	Écart-type	0,26	0,61	1,67
	RMS	0,26	0,61	1,73

En X, une baisse de l'erreur quadratique moyenne peu être observée pour certains couples stéréoscopiques, celle-ci passant de 75 cm à 26 cm. Une telle variation reste cependant très proche du seuil de précision des mesures et ne peut donc pas être considéré comme clairement significatif. De même, les RMS en Y ne connaissent que de petites variations (entre 28 cm et 70 cm) qui restent elles aussi en-deça de la limite de précision des positionnements et n'indiquent aucune influence significative du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des mesures. En Z par contre, les variations observées sont plus importantes avec des RMS compris entre 1,7 m et 4,2 m. Cependant, aucune tendance significative ne se dégage de ces résultats et l'on peut en conclure que le choix du couple n'a aucune influence marquée sur l'exactitude des mesures effectuées.

#### 4.1.2 Discussion

Très peu d'études ont déjà été réalisées concernant la technique vidéogrammétrique utilisée dans ce travail. Les seules à notre disposition sont l'étude conduite par la société de développement Geo-3D Inc. elle-même (*Larouche et al., 2002*) et le travail de maîtrise effectué par *Bouheraoua (2003)* dans le cadre de ce projet et visant à évaluer la fiabilité de cette technique. Cependant, cette dernière étude était basée sur un nombre plus restreint de points de contrôle et ne concernait que le seul site test de Barachois. En outre, le logiciel de traitement et d'analyse des données vidéographiques Cyclop-3D Analyst<sup>®</sup> a subi plusieurs mises à jour successives après que le travail de *Bouheraoua* ait mis en lumière certains défauts de conception. Cette version modifiée et améliorée du logiciel a été utilisée ici. Le présent travail s'inscrit donc dans la continuité de l'essai de *Bouheraoua* et vise à donner une estimation plus complète et actualisée de la technique vidéogrammétrique.

Tout d'abord, les erreurs de positionnements planimétriques observées dans ce travail se révèlent en accord avec les travaux précédents. *Bouheraoua (2003)* mentionnait ainsi des erreurs moyennes d'environ 0,6 m en X et de 0,9 m en Y aussi bien sans orientation relative ou absolue qu'avec une orientation absolue. Ces valeurs sont assez proches de nos propres résultats qui montrent l'existence d'erreurs d'environ 0,84 m en X et de 1,7 m en Y sans aucune orientation et à des erreurs de 0,47 m en X et 0,5 m en Y avec orientation absolue. Ces valeurs sont également en accord avec les estimations fournies par Geo-3D Inc. (tableaux 11 et 12) qui prévoyaient une précision planimétrique de 2,45 m sans orientation et de 0,75 m avec une orientation absolue. Bien souvent, les résultats obtenus apparaissent même plus précis que les attentes.

En ce qui concerne les erreurs entachant la mesure des élévations, celles-ci, bien que très élevées, restent aussi dans les limites de précision auxquelles on peut s'attendre pour une telle altitude de vol (tableaux 11 et 12).

**Tableau 11 : Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques sans orientation en fonction de l'échelle des images (*Larouche, com. pers.*)**

Hauteur Vol (m)	Focale (m)	Facteur échelle des images	Précision en mode relatif					
			(données post-traitées)			(données brutes)		
Altitude (H)	Focale (f)	Échelle (H / f)	Planimétrie	Planimétrie	Altimétrie (Z)	Planimétrie	Planimétrie	Altimétrie (Z)
			Distance (m)	% Erreur	Z (m)	Distance (m)	% Erreur	Z (m)
800	0,012	66666,667	2,450	2,693	7,329	3,484	3,843	7,612
400	0,012	33333,333	1,225	1,346	3,665	1,742	1,921	3,806
200	0,012	16666,667	0,612	0,673	1,832	0,871	0,961	1,903
100	0,012	8333,333	0,306	0,337	0,916	0,435	0,480	0,951

Une nette amélioration par rapport aux résultats de *Bouheraoua* peut être constatée, les erreurs verticales moyennes sans orientation passant de près de 30 m à 10 m. Cette valeur reste cependant supérieure aux 7,3 m prévus sans orientation même si elle s'en rapproche fortement.

**Tableau 12 : Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques avec orientation absolue en fonction de l'échelle des images (*Larouche, pers.com.*)**

Hauteur Vol (m)	Focale (m)	Facteur échelle des images	Précision en mode absolue avec Orientation absolue			
			(données post-traitées)		(données brutes)	
		(H / f)	Planimétrie (XY)	Altimétrie (Z)	Planimétrie (XY)	Altimétrie (Z)
			XY (m)	Z (m)	XY (m)	Z (m)
800	0,012	66666,667	0,750	1,324	0,834	2,675
400	0,012	33333,333	0,375	0,662	0,417	1,338
200	0,012	16666,667	0,187	0,331	0,209	0,669
100	0,012	8333,333	0,094	0,166	0,104	0,334

Dans le cas de mesures avec orientation absolue, les erreurs verticales restent là encore sensiblement supérieures à celles prévues, avec des inexactitudes comprises entre 2,7 m et 3,7 m au lieu des 1,3 m attendus. Les résultats obtenus se rapprochent plus de la valeur prédite pour des données brutes, sans post-traitement (tableau 11).

Il est évident que de telles erreurs au niveau des élévations constituent un problème de taille pour toute application faisant intervenir la composante verticale, comme les relevés topographiques, les modélisations de terrains ou de surfaces, le suivi du couvert végétal, le calcul de volumes, etc. Il est vrai toutefois que l'altitude à laquelle les relevés ont été effectués (800 m) ne correspond pas à la hauteur de vol pour laquelle le système vidéogrammétrique a été conçu, les relevés s'effectuant habituellement à très basse altitude. L'étude conduite en 1999 et 2000 par le fabricant Geo-3D Inc. à *La Grande Rivière* indique ainsi une altitude de vol de seulement 150 m pour les relevés vidéographiques verticaux (*Larouche et al., 2002*). Pour une telle hauteur de vol, les erreurs altimétriques théoriques devraient être divisées par 5 et être comprises entre 25 cm et 50 cm (tableau 11). Par conséquent, les paramètres de vol employés dans cette étude-ci ont été particulièrement défavorables pour la vidéogrammétrie et ont sans doute contribué pour une grande part à la détérioration de la précision des mesures d'élévations.

Néanmoins, même à très basse altitude, une telle précision verticale sub-métrique ne peut être obtenue qu'à la suite d'une orientation absolue des couples stéréoscopiques. Or cela nécessite la connaissance d'au minimum un point de contrôle par couple. Nos tests ont montré que ce nombre passe à 4 points minimum si l'on souhaite également accroître sensiblement l'exactitude planimétrique des mesures. Or, compte tenu de la rapidité d'acquisition des vues composant les séquences vidéographiques et du nombre de couples stéréoscopiques potentiels, cela implique la connaissance d'au minimum plusieurs dizaines de points de contrôles répartis tout le long de la zone de relevés. A titre d'exemple, la séquence vidéographique n°44 couvrant le secteur de Maria compte 634 vues. En choisissant les couples stéréoscopiques de façon à ce que deux couples ne couvrent pas la même portion de terrain et en utilisant une base de 10 vues, on obtient ainsi 63 couples d'images. L'orientation absolue de tous ces couples nécessiterait donc la connaissance d'un minimum de 63 points de contrôle le long de ce seul secteur de 6 km, ce nombre augmentant à 252 pour une orientation absolue à 4 points. Quant à l'orientation absolue de la totalité de nos sites d'études, elle nécessiterait rien moins que 1210 points de contrôle ou 4840 points selon qu'elle utilise 1 ou 4 points par couple.

Il apparaît évident, au vu de ces chiffres, que la nécessité de recourir à l'orientation absolue afin d'obtenir une précision altimétrique raisonnable constitue une contrainte importante et un désavantage certain pour cette technique. Le principal intérêt de la technique vidéogrammétrique développée par la compagnie Geo-3D Inc. réside en effet dans l'automatisation de la géoréférencement des prises de vues, simplifiant ainsi les procédures de traitement et permettant une analyse rapide et aisée, même pour un non-spécialiste. La contrainte imposée par l'orientation absolue élimine cet avantage, le traitement s'en trouvant alourdi et l'analyse ralentie. De plus, le nombre important de vues acquises devient lui aussi un désavantage puisque le nombre de couples stéréoscopiques nécessitant une orientation s'en trouve fortement augmenté, de même que le nombre de points de contrôle nécessaires. Dans ces conditions, la vidéogrammétrie peut difficilement être considérée comme une alternative intéressante à la photogrammétrie conventionnelle.

Ces inconvénients disparaissent néanmoins s'il est possible d'obtenir des mesures précises et fiables au moyen de la vidéogrammétrie sans recourir à la procédure d'orientation absolue. Au niveau planimétrique, les résultats de cette étude montrent qu'il est déjà possible d'obtenir des erreurs horizontales de seulement 1 à 2 m sans orientation à partir de relevés à haute altitude, permettant ainsi à cette technique de rivaliser avec les méthodes photogrammétriques

conventionnelles dans les domaines de la cartographie thématique, du suivi et de la gestion des infrastructures humaines ou de toute autre application 2D. Par contre, comme cela a déjà été souligné à plusieurs reprises, les erreurs altimétriques sans procédure d'orientation absolue restent élevées, limitant l'usage de la vidéogrammétrie à des applications pouvant se satisfaire d'une précision verticale allant d'une dizaine de mètres dans le cas de relevés à haute altitude à 1 m (en théorie) pour des relevés à très basse altitude.

Si l'orientation absolue apporte bien une amélioration significative des positionnements planimétriques et altimétriques, les résultats de cette étude indiquent que c'est loin d'être le cas pour l'orientation relative<sup>1</sup>. Les erreurs mesurées après une telle orientation restent en effet aussi importantes qu'avant, avec des erreurs planimétriques de l'ordre de 0,8 m en X, de 1,7 m en Y et des erreurs altimétriques toujours aussi élevées d'environ 10 m. Cette absence d'amélioration des erreurs de mesure après une orientation relative apparaît étrange au premier abord car cette étape devrait déjà permettre à elle seule une réduction des erreurs en corrigeant les orientations des deux vues composant le couple stéréoscopique. Cette inefficacité apparente peut cependant s'expliquer par le faible intervalle de temps séparant l'acquisition des deux vues d'un couple ainsi que par la grande stabilité de l'avion au cours du vol. En effet, cette étude a montré que la base stéréoscopique optimale séparant deux clichés vidéographiques était de 10 à 12 vues. C'est pourquoi, l'ensemble des tests a été réalisé sur des couples avec une base de 10. La fréquence d'acquisition de la caméra numérique étant de 5 vues par seconde, une telle longueur de base correspond donc à un intervalle de temps d'environ 2 secondes. Or, les données d'attitude de l'appareil enregistrées par la centrale inertielle embarquée à bord indiquent les variations d'attitude sur cet intervalle de temps sont extrêmement faibles. Le tableau 13 montre un échantillon de ces données. En 2 secondes, l'angle de roulis change approximativement de 1° à 2°, l'angle de tangage de 0,2° à 0,5°, le cap de 0,001° à 0,01° et l'azimut de 0,01° à 0,7°. Des statistiques plus complètes sur les variations d'attitude subies sur un intervalle de temps de 2 secondes, obtenues à partir des données d'attitude d'une ligne de vol complète et présentées dans le tableau 14, montrent que les variations moyennes sont généralement encore plus faibles. Ces résultats indiquent donc que l'orientation spatiale des repères de chacune des deux vues constituant un couple stéréoscopique quelconque est en général très semblable et que les repères sont déjà quasiment alignés l'un sur l'autre.

La procédure d'orientation relative manuelle effectuée dans Cyclop-3D Analyst<sup>®</sup> ne corrige ainsi que de légers décalages, ce qui ne se traduit par aucune amélioration notable de l'exactitude des mesures. On peut cependant supposer qu'il en irait autrement si les conditions de vol avaient été plus mouvementées. L'orientation relative se révèle donc surtout utile lorsque les relevés vidéogrammétriques sont effectués dans des conditions de vol moins stables (à partir d'un hélicoptère ou par mauvais temps par exemple) car l'orientation des prises de vues peut alors changer de façon significative sur des intervalles de temps de quelques secondes seulement.

---

**1** Pour rappel, l'orientation relative d'un couple d'images consiste à aligner le système de référence d'une de ces images sur le système de référence de l'autre afin de leur donner une même orientation dans l'espace.

**Tableau 13 : Exemple d'enregistrement des angles de roulis, de tangage, de cap et d'azimut enregistrés au cours d'une ligne de vol.**

Temps (s)	Roulis (°)	Tangage (°)	Cap (°)	Azimuth (°)
1,0	-1,54466	3,89495	3,83378	230,34078
1,2	-1,57496	3,88992	3,83651	230,18437
1,4	-1,48813	3,87488	3,83888	230,04860
1,6	-1,41000	3,86481	3,84017	229,97443
1,8	-1,44159	3,83894	3,83996	229,98632
2,0	-1,49678	3,78786	3,83862	230,06356
2,2	-1,47096	3,74910	3,83695	230,15904
2,4	-1,34725	3,73448	3,83652	230,18345
2,6	-1,17940	3,70764	3,83822	230,08616
2,8	-0,94699	3,66733	3,84076	229,94066
3,0	-0,72623	3,65000	3,84272	229,82812
3,2	-0,61486	3,66171	3,84370	229,77243
3,4	-0,57814	3,65814	3,84381	229,76593
3,6	-0,52199	3,61999	3,84395	229,75800
3,8	-0,30010	3,56325	3,84387	229,76225
4,0	0,09353	3,49648	3,84352	229,78243
4,2	0,43680	3,45106	3,84383	229,76474
4,4	0,66134	3,40168	3,84476	229,71168
4,6	0,75583	3,33479	3,84581	229,65125
4,8	0,71773	3,29040	3,84618	229,63000
5,0	0,57077	3,25350	3,84584	229,64987

**Tableau 14 : Variations moyennes de cap, de tangage, de roulis et d'azimut pour une ligne de vol subies sur un intervalle de temps de 2 secondes. L'échantillonnage N ayant servi à calculer ces statistiques est de 9507 mesures d'attitude.**

N=9507	Cap (°)	Tangage (°)	Roulis (°)	Azimuth (°)
<b>moyenne</b>	-0,001	0,004	-0,030	0,050
<b>écart-type</b>	0,012	0,345	1,011	0,675



## **5. ÉVALUATION DE LA TECHNIQUE LiDAR ET SES APPLICATIONS À L'ÉTUDE DE L'ÉROSION CÔTIÈRE**

---

La précision et l'exactitude des données LiDAR ainsi que les limites d'application de l'altimétrie laser ont été évaluées afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie a porté essentiellement sur trois points: la précision et l'exactitude des positionnements horizontaux, la précision et l'exactitude des élévations mesurées et les principales limitations et problèmes rencontrés dans les falaises. Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés et les résultats sont présentés ci-après. Par souci de clarté, la méthode utilisée pour chaque test est rappelée avant la présentation de leurs résultats respectifs.

### **5.1 RÉSULTATS**

#### **5.1.1 Exactitude horizontale**

En premier lieu, l'exactitude horizontale des positionnements a été évaluée. Pour cela, la ligne centrale de la route 132 a été numérisée à partir des MNI réalisés pour les deux années et cela pour chaque site d'étude (Figure 5.1). Comme les données LiDAR ont été acquises dans le but de faire des comparaisons interannuelles, l'écart entre la position de la ligne centrale sur les MNI de 2003 et sa position sur les MNI de 2004 a été mesuré tout les 25 mètres afin d'évaluer l'erreur horizontale relative moyenne. De plus, la précision avec laquelle la ligne centrale a été numérisée a été évaluée en numérisant cette ligne deux fois de suite dans les mêmes conditions (même site) et en mesurant l'écart moyen entre les deux lignes numérisées. Enfin, la position de cette ligne ainsi que celle de certains bâtiments remarquables ont été comparées à des relevés d'arpentage précis du Ministère des Transports du Québec afin de déterminer l'exactitude absolue des positionnements laser. Les résultats sont présentés ci-après. Les valeurs positives indiquent une erreur en direction de la mer tandis que les valeurs négatives représentent un décalage vers l'intérieur des terres. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf lorsque d'autres unités sont spécifiquement indiquées.



**Figure 5.1 : MNI permettant de distinguer différentes structures pouvant servir à l'évaluation de l'exactitude horizontale.**

Le tableau 15 présente les erreurs horizontales relatives pour chaque site. L'erreur due à la procédure de numérisation est estimée à 31 cm, ce qui correspond environ à la taille d'un pixel du DIM. L'erreur horizontale relative moyenne tout sites confondus est de  $-38,5 \pm 38,5$  cm et l'erreur quadratique moyenne (RMS) est de 54 cm. Néanmoins, ces erreurs varient fortement d'un site à l'autre. Six des neuf sites étudiés présentent ainsi des erreurs inférieures à 20 cm qui peuvent s'expliquer par l'imprécision de la numérisation et ne sont donc pas significatives. Pour les trois autres, les erreurs sont plus importantes et atteignent 43 cm à Pointe Saint-Pierre, 58 cm à Saint-Siméon et 94 cm à Saint-Godefroi. Cependant, un examen minutieux de ces trois sites révèle la présence de plusieurs anomalies au niveau du sol et des marquages routiers qui peuvent avoir été à l'origine de plus grandes imprécisions lors de la numérisation de la ligne centrale. Parmi ces anomalies figurent notamment la présence d'importantes portions de route sans marquage routier dans ces secteurs, l'existence par endroits de double lignes centrales ou encore des intensités LiDAR particulièrement faibles sur la route rendant difficile l'identification de la ligne centrale et augmentant donc les risques d'erreurs lors de la numérisation (Figure 5.2). A ces endroits, des erreurs de numérisation de 2 ou 3 pixels (60 cm ou 90 cm) peuvent ainsi être observées. Au vu de ce qui précède, il a été décidé de ne pas tenir compte des résultats de ces trois sites dans le calcul de l'erreur horizontale relative moyenne globale. Dans ce cas, l'erreur moyenne n'est plus que de  $9 \pm 9$  cm et l'erreur RMS passe de 54 cm à 13 cm (tableau 16) ce qui indique clairement qu'aucune erreur horizontale significative ne peut être mise en évidence et que la résolution spatiale du LiDAR reste la principale source d'imprécision en ce qui concerne le positionnement planimétrique.

**Tableau 15 : Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude. Les valeurs sont exprimées en mètres. L'imprécision de la numérisation a été déterminée en numérisant deux fois de suite le même secteur**

<i>sites</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>RMS</i>
Maria	-0,19	0,06	0,19
Saint-Siméon	-0,25	0,53	0,58
Bonaventure	-0,30	0,03	0,30
Paspébiac	0,12	0,12	0,17
Saint-Godefroi	0,89	0,31	0,94
Pabos	0,04	0,14	0,15
Anse-à-Beaufils	0,10	0,10	0,14
La Malbaie	0,06	0,16	0,17
Percé-Pointe-St-Pierre	-0,43	0,07	0,43
Tous les sites	-0,39	0,39	0,54
<i>Imprécision de la numérisation</i>			
Pabos	0,17	0,26	0,31



**Figure 5.2 : Exemple où la localisation précise de la ligne centrale est difficile.**

**Tableau 16 : Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude, excepté Saint-Siméon, Saint-Godefroi et Percé-Pointe-Saint-Pierre. Les valeurs sont exprimées en mètres**

<i>sites</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>RMS</i>
Maria	-0,19	0,06	0,19
Bonaventure	-0,30	0,03	0,30
Paspébiac	0,12	0,12	0,17
Pabos	0,04	0,14	0,15
Anse-à-Beaufils	0,10	0,10	0,14
La Malbaie	0,06	0,16	0,17
Tous les sites	0,09	0,09	0,13

### 5.1.2 Exactitude verticale

L'exactitude verticale relative des données altimétriques laser a tout d'abord été déterminée. Pour ce faire, les élévations LiDAR de surfaces artificielles planes, comme des routes, des aires de stationnement ou des quais, ont été comparées. Ce type de surfaces étant bien plus stable que les terrains naturels, leurs élévations ne doivent pas avoir subi de changement notable entre les deux relevés laser aéroportés. Dans ces conditions, toute différence d'élévation entre les données altimétriques de 2003 et celles de 2004 représente l'erreur verticale relative du système LiDAR. Dans cette étude, une erreur verticale relative moyenne de  $1,8 \pm 4,8$  cm et une erreur quadratique moyenne de 5,1 cm ont été obtenues à partir d'un échantillon de 1742 mesures altimétriques effectuées dans le secteur de Paspébiac. Ces valeurs se révèlent fort semblables à celles mentionnées par *Schenk et al. (2001)* qui trouve des erreurs verticales relatives de l'ordre de 5,7 cm.

Ensuite, l'exactitude verticale absolue des données LiDAR a été déterminée à son tour. Chaque profil topographique réalisé sur le terrain lors des campagnes de mesures a été positionné sur les MNT et les élévations comparées à celles fournies par les données laser. Les erreurs verticales ont été calculées en soustrayant l'élévation de la donnée laser la plus proche de l'élévation mesurée sur le terrain. Les résultats sont présentés ci-dessous.

Comme attendu, les élévations LiDAR apparaissent très étroitement corrélées avec les élévations du terrain, le coefficient de corrélation  $R^2$  atteignant 0,9996 (Figure 5.3). L'erreur verticale moyenne entachant les données laser est de  $11,6 \pm 11,8$  cm en 2003 et de  $9,5 \pm 13,4$  cm en 2004 (tableau 17). L'erreur quadratique moyenne est quant à elle de 16,6 cm en 2003 et de 16,4 cm en 2004, restant sensiblement identique pour les deux relevés aériens. Néanmoins, les erreurs verticales observées varient fortement d'un point de mesure à l'autre et sont comprises entre 0,1 cm et 76,8 cm en 2003, et entre 0 cm et 180,8 cm en 2004.

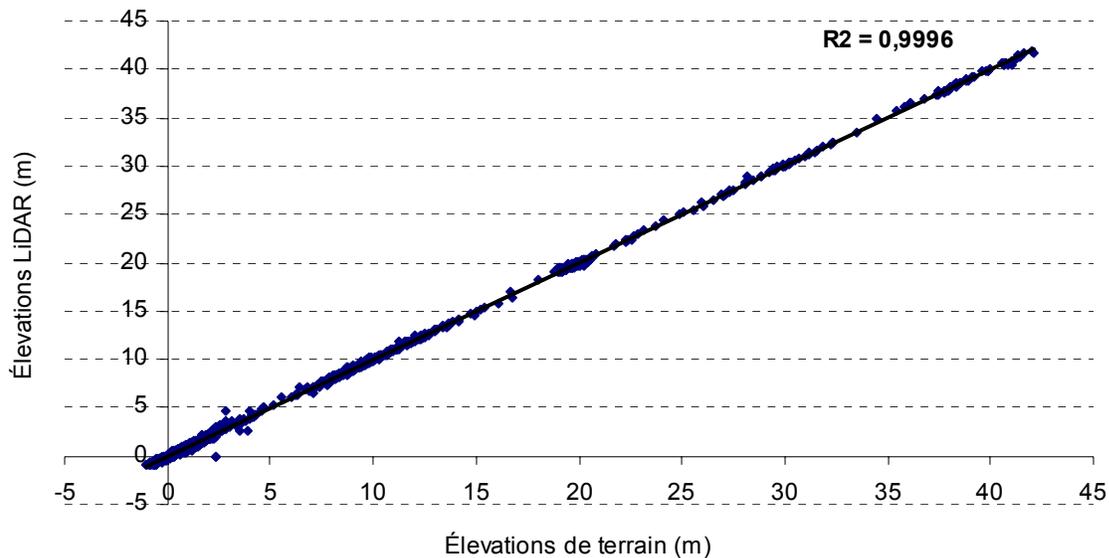


Figure 5.3 : Corrélation entre les données altimétriques laser et les élévations du terrain.

Tableau 17 : Exactitude verticale du LiDAR pour les différents relevés

Année du relevé	Erreur verticale					N
	Moyenne ( $\mu$ )	Écart-type ( $\sigma$ )	Minimum	Maximum	RMSE	
2003	0.116	0.118	0.001	0.768	0.166	513
2004	0.095	0.134	0.000	1.808	0.164	799
total	0.103	0.128	0.000	1.808	0.165	1312

Une observation plus attentive des mesures montre cependant que cette grande variabilité des erreurs verticales est liée à la pente des terrains, les erreurs les plus importantes se rencontrant dans les parties les plus abruptes des profils topographiques (Figure 5.4). Afin de déterminer plus précisément l'influence de la pente des terrains sur l'exactitude verticale des relevés LiDAR, les pentes ont donc été classifiées en cinq classes, correspondant approximativement aux pentes caractéristiques de plusieurs environnements côtiers, et les erreurs moyennes ont été calculées pour chaque classe (tableau 18).

Tableau 18 : Exactitude verticale du LiDAR en fonction de la pente du terrain.

$\beta$ (°)	Environnement côtier	Moyenne ( $\mu$ )	Écart-type ( $\sigma$ )	Minimum	Maximum	RMSE	N
0-1°	Marais	0.06	0.06	0.00	0.63	0.09	443
1-10°	Plage	0.11	0.11	0.00	0.64	0.15	762
10-20°	Dune	0.18	0.16	0.01	0.65	0.24	54
20-55°	Talus	0.35	0.27	0.02	1.26	0.44	41
55-90°	Falaise	0.30	0.52	0.01	1.81	0.58	12

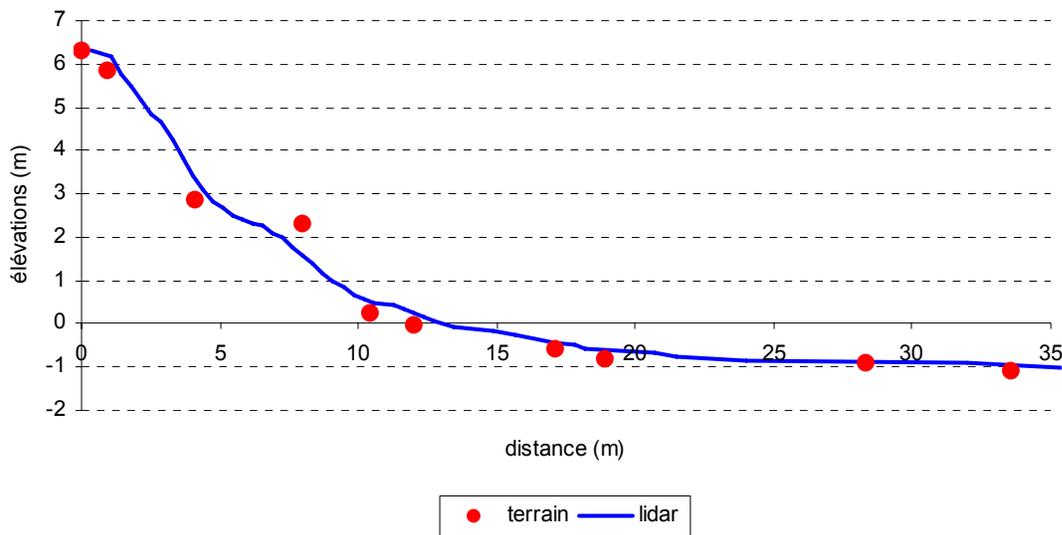


Figure 5.4 : Exemple de profil LiDAR et terrestre. Les plus grandes erreurs verticales s'observent dans les parties présentant les plus fortes pentes de terrain.

Les pentes inférieures à 1° sont caractérisées par des erreurs moyennes de  $6 \pm 6$  cm et des erreurs quadratiques moyennes de 9 cm. Celles-ci passent à  $11 \pm 11$  cm et 15 cm pour des pentes de plages typiques (entre 1° et 10°). Elles augmentent ensuite à  $18 \pm 16$  cm et 25 cm pour des pentes comprises entre 10° et 20°, et atteignent  $35 \pm 27$  cm et 43 cm dans les talus (entre 20° et 55°). Les erreurs verticales les plus importantes sont obtenues dans les falaises, pour des pentes de plus de 55° où l'erreur quadratique moyenne atteint 61 cm.

Une étroite corrélation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente du terrain existe ( $R^2 = 0,975$ ), celle-ci augmentant de façon linéaire avec la pente (Figure 5.5) selon relation suivante:

$$e_z^{\text{RMS}} = 0,12 + (0,405 * \beta) \quad \text{Équation 2}$$

Où  $e_z$  représente l'erreur quadratique moyenne et  $\beta$  désigne la pente du terrain exprimée en radians. Cette équation sera discutée plus en détail par la suite.

### 5.1.3 Couverture des falaises

Des problèmes concernant la quantité de données laser collectées apparaissent dans les environnements présentant des profils verticaux ou sub-verticaux comme les falaises. Afin de déterminer la distance optimale entre la ligne de vol et la falaise permettant d'améliorer la collecte de données dans ce type d'environnement, 17 zones ont été sélectionnées dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils en fonction de leur profil et de leur distance à la ligne de vol. Chaque zone s'étend sur une distance de 100 m à 200 m en moyenne et couvre une portion de falaise relativement parallèle à la ligne de vol (Figure 5.6).

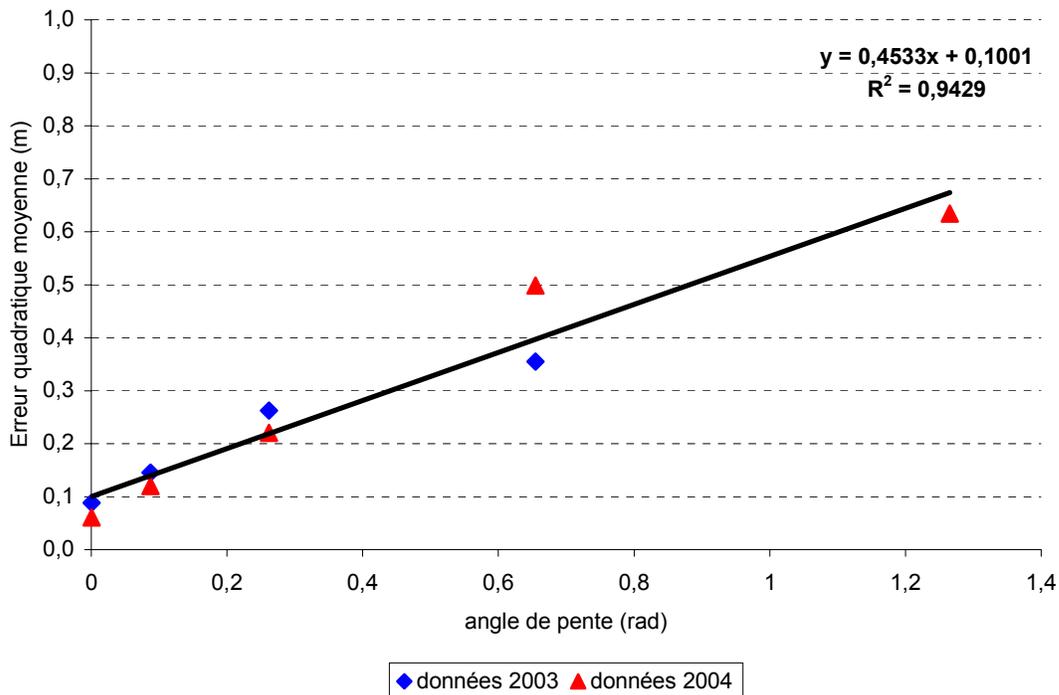
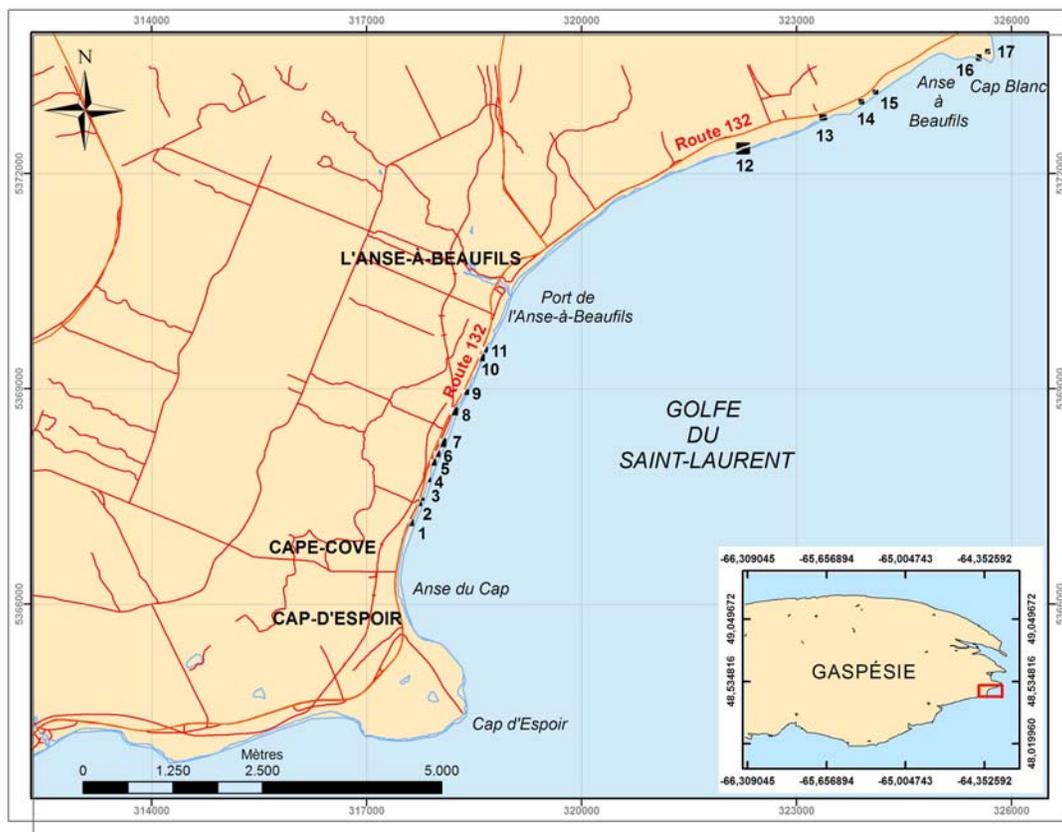


Figure 5.5 : Corrélation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente du terrain.



**Figure 5.6 : Localisation géographique des 17 zones tests utilisées pour déterminer l'influence de la pente du terrain sur la densité de mesure laser collectées (secteur de l'Anse-à-Beaufils).**

Des Modèles Numériques de Pente ont été réalisés pour chacune de ces zones à partir des données altimétriques laser de 2004 puis les pentes ont été classifiées en 9 classes. Le nombre de mesures LiDAR enregistrées a ensuite été déterminé pour chaque classe et la densité de données, exprimée en données/m<sup>2</sup>, a été calculée (tableau 19 et figure 5.7).

Ces résultats indiquent que la densité de mesures laser diminue plus la pente du terrain augmente passant d'environ 1,1 mesures/m<sup>2</sup> pour des pentes de moins de 40° à seulement 0,4 mesures/m<sup>2</sup> sur des terrains de plus de 70°. Cette décroissance ne se fait cependant pas de façon continue et linéaire. La densité de mesure demeure relativement constante tant que la pente du terrain reste inférieure à ~ 60° avec des densités moyennes de 1,1 ± 0,3 données collectées par m<sup>2</sup> pour des pentes de moins de 40° et de 1,0 ± 0,2 données/m<sup>2</sup> pour des terrains présentant des pentes comprises entre 40° et 60°. La densité de mesure chute ensuite rapidement pour des pentes de terrain de plus de 60°. Elle se trouve ainsi divisée approximativement par 2 pour des pentes de 60° à 70° et par 3 pour des pentes de plus de 70° avec respectivement 0,6 ± 0,1 et 0,4 ± 0,2 données collectées par m<sup>2</sup>. Il faut cependant rappeler qu'il s'agit de densités moyennes et que par endroits, le nombre de mesures laser collectées peut être encore bien plus faible. Des densités de 0,2 données/m<sup>2</sup> ont ainsi été observées localement.

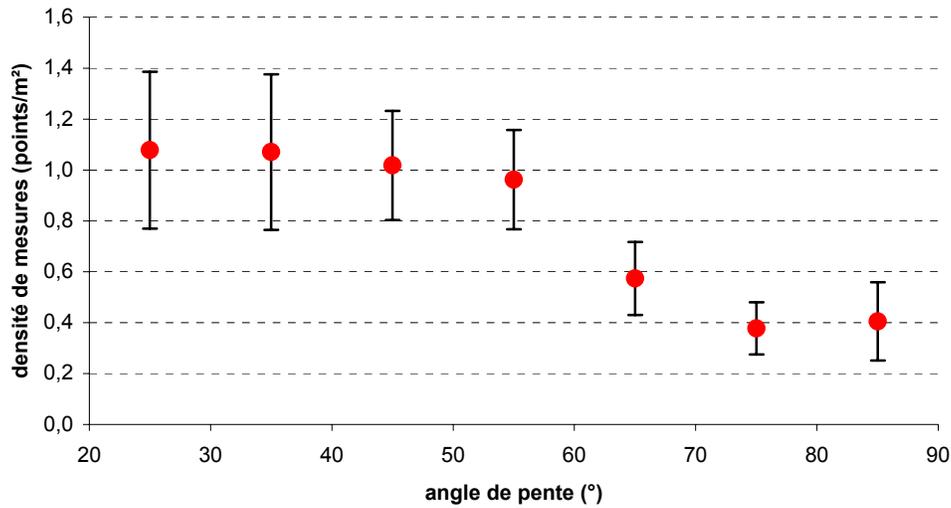


Figure 5.7 : Densité moyenne de mesures LiDAR, exprimées en nombre de données par m<sup>2</sup>, en fonction de la pente du terrain exprimée en degrés. Les barres d'erreurs représentent l'écart-type.

Tableau 19 : Densité de mesures LiDAR en fonctions de la pente du terrain et de la distance séparant la ligne de vol de la falaise. Les valeurs sont exprimées en données/m<sup>2</sup>

Zones	Distance (m)	Classes de pentes (°)						
		20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
Z1	40	0,8	1,0	0,9	0,8	-	-	-
Z2	40	0,8	1,8	1,6	0,7	0,3	0,4	0,4
Z3	45	0,8	1,5	1,3	0,9	0,5	0,6	0,2
Z4	55	1,3	0,7	0,8	0,6	0,7	0,3	0,3
Z5	100	1,3	1,4	1,3	0,9	0,5	0,4	0,4
Z6	98	0,9	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6	0,4
Z7	94	1,2	0,7	0,9	1,1	0,6	0,3	0,4
Z8	120	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,3	0,3
Z9	80	0,7	1,1	1,2	1,1	0,6	0,4	0,4
Z10	70	0,9	0,9	1,1	1,5	0,4	0,2	0,6
Z11	62	0,7	0,8	1,0	1,1	0,5	0,2	0,5
Z12	50	1,6	1,2	1,0	0,8	0,7	0,4	0,5
Z13	25	1,5	1,2	1,0	1,0	0,5	0,4	0,3
Z14	35	1,1	0,8	0,7	0,7	0,7	0,3	0,2
Z15	95	0,7	0,8	0,8	1,2	0,4	0,3	0,8
Z16	5	1,4	1,4	1,0	1,1	0,5	0,3	0,4
Z17	36	1,5	0,7	1,0	0,9	0,7	0,4	0,3
Moyenne		1,1	1,1	1,0	1,0	0,6	0,4	0,4
Écart-type		0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2

La figure 5.8 montre les variations de densité en fonction de la distance moyenne entre le nadir du LiDAR et la falaise, et cela pour chaque classe de pentes. Deux distances optimales peuvent être identifiées sur ces graphiques et correspondent à des pics de densité (indiqués par des lignes pointillées sur le graphique). La première se situe entre 35 m et 55 m de la falaise et est valable pour toutes les pentes inférieures à 50° ainsi que pour celles comprises entre 60° et 80°. La seconde est comprise entre 70 m et 80 m et concerne plutôt les terrains présentant des pentes de 50° à 60° d'une part et de plus de 80° d'autre part.

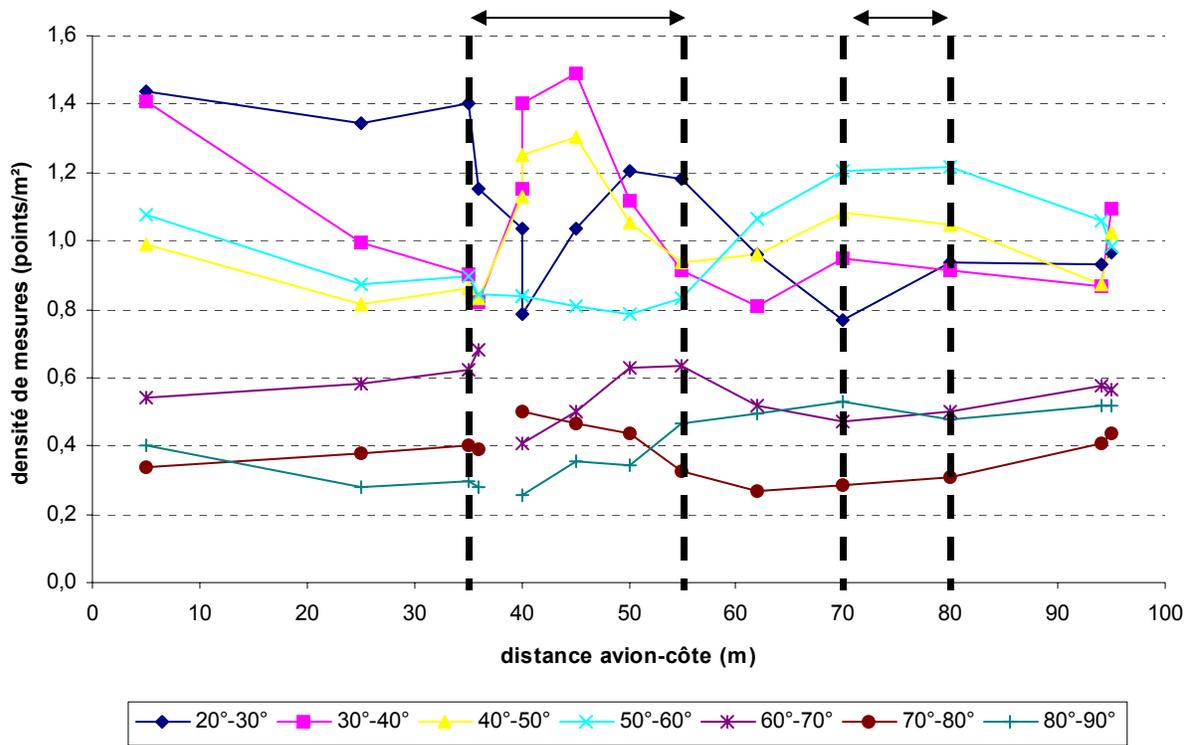


Figure 5.8 : Diagramme montrant les variations de densité de mesures observées pour chacune des 7 classes de pentes et les deux zones optimales.

## 5.1.4 Discussion

### 5.1.4.1 Exactitude horizontale

Nos mesures ont permis d'estimer l'erreur de positionnement horizontale moyenne à  $9 \pm 9$  cm et l'erreur quadratique moyenne à 13 cm. Cependant, la précision de la numérisation des limites utilisées reste bien inférieure à ces valeurs. Il n'est donc pas possible de dire avec certitude si ces résultats représentent bien l'erreur horizontale réelle du système LiDAR ou si ces valeurs résultent seulement des imprécisions de la numérisation et la seule chose qui peut être affirmée de façon certaine est que les erreurs horizontales sont inférieures à la résolution spatiale du LiDAR, soit 30 cm.

Nous pouvons néanmoins essayer de préciser un peu plus la valeur des inexactitudes horizontales en estimant, au moins de façon approximative, les erreurs horizontales systématiques théoriques de chaque composante du système altimétrique laser. Beaucoup d'études reposent sur le principe que la précision planimétrique du LiDAR dépend principalement de la précision planimétrique du système GPS qui est, pour sa part, toujours supérieure à sa précision altimétrique (*Krabill et al., 2002*). Par conséquent, ces erreurs horizontales doivent être très réduites et ne constituent pas une source d'erreurs significatives pour la réalisation des MNT.

Pourtant la précision horizontale du LiDAR ne dépend pas uniquement de la précision du positionnement GPS. Elle dépend aussi de la précision avec laquelle sont mesurés les angles de roulis, de tangage et de lacet de l'appareil, ainsi que l'angle d'incidence de l'impulsion laser. L'erreur horizontale totale du système altimétrique laser peut donc être exprimée comme suit:

$$e_x^{\text{LiDAR}} = e_x^{\text{INS}} + e_x^{\text{DGPS}} + e_x^{\text{laser}} \quad \text{Équation 3}$$

Où  $e_x^{\text{INS}}$  représente les erreurs de mesure d'angles de la centrale inertielle,  $e_x^{\text{DGPS}}$  l'erreur horizontale du système DGPS et  $e_x^{\text{laser}}$  l'erreur de pointage du faisceau laser. Comme cela a déjà été mentionné, la contribution exacte de chaque composant à l'erreur systématique globale peut difficilement être déterminée étant donné le manque d'informations fournies par les différents intervenants (constructeurs et intermédiaires). Dans ces conditions, nous en sommes réduit à supposer que les erreurs systématiques les plus importantes ont bien été corrigées grâce aux procédures de calibration et de post-traitements adéquats et que seules subsistent les imprécisions de mesure pour chaque appareil.

La précision de la centrale inertielle utilisée dans cette étude est de  $0,005^\circ$  en ce qui concerne la mesure des angles de roulis et de tangage et de  $0,015^\circ$  pour la mesure des angles de lacet. A une altitude d'environ 800 m, cela se traduit par une erreur horizontale au sol de 7 cm, 7 cm et 6 cm respectivement pour le roulis, le tangage et le lacet, soit une erreur planimétrique résultante d'environ 12 cm. A cela, il faut encore ajouter l'erreur planimétrique du système DGPS, estimée par *Krabill* à 2 cm (*Krabill et al., 2002*). Par conséquent, en première approximation, l'erreur horizontale théorique minimale du système LiDAR employé dans cette étude doit être d'environ 14 cm, une valeur extrêmement proche de celle mesurée sur les MNI.

Ces résultats nous permettent donc d'affiner et de préciser les résultats de travaux précédents, tels ceux de *Gutierrez*, qui concluait que les erreurs horizontales laser devaient être inférieures à 50 cm (*Gutierrez et al., 2001*), et ceux de *Schenk*, qui obtenait des erreurs horizontales comprises entre 20 cm et 40 cm après comparaison des bords de toitures entre des données altimétriques laser et des images photogrammétriques (*Schenk et al., 2001*). Cependant, la valeur de 40 cm avancée par *Schenk* était très certainement le résultat d'une mauvaise identification des bords des toitures et ne constitue donc pas une estimation fiable de l'exactitude horizontale du LiDAR comme le conclut lui-même l'auteur (*Schenk et al., 2001*). D'ailleurs, une étude antérieure du même auteur, utilisant déjà cette méthode d'identification des limites de toitures, mentionnait pour sa part une valeur de 24 cm (*Schenk et al., 1999*), plus conforme aux travaux ultérieurs et à nos propres résultats. Néanmoins, de nombreuses études mentionnent des erreurs planimétriques plus importantes, ces valeurs atteignent 1,5 m (*Huising and Gomes Pereira, 1998*), 0,5 m (*Gutierrez et al., 2001*), 1 m (*Murakami et al., 1999*), 1,4 m (*Brock et al., 2002*), 1,5 m (*Stockdon et al., 2002*), 3,7 m (*French, 2003*) et entre 0 m et 3 m (*Webster et al., 2004b*).

Ces valeurs peuvent s'expliquer en grande partie par l'utilisation d'une centrale inertielle moins précise que celle utilisée dans cette étude ainsi que par une résolution spatiale plus faible générant de plus grandes imprécisions de mesure.

#### **5.1.4.2 Exactitude verticale**

Les résultats de cette étude confirment l'influence importante de la géométrie du terrain sur l'exactitude verticale des mesures altimétriques laser et permet de préciser la relation entre pente et erreur verticale.

Tout d'abord, les erreurs verticales mesurées sur des terrains plats et réguliers, présentant une pente inférieure à 1°, permettent de conclure que le système LiDAR utilisé ici présente une erreur verticale systématique comprise entre 6 et 9 cm (tableau 18). Ce résultat est conforme aux observations réalisées dans le cadre d'autres études par certains auteurs comme *Filin* qui trouve, après calibration, une erreur verticale résiduelle de 6 cm (*Filin, 2001*), *Schenk* qui mentionne des erreurs de 7 cm en milieu urbain (*Schenk et al., 2001*), *Csathó* qui indique pour sa part des erreurs de 8 cm (*Csathó et al., 2001*) ou encore *Krabill* (*Krabill et al., 2002*) ou *Hyyppä* (*Hyyppä, 2000*) qui trouvent tout les deux des erreurs verticales résiduelles de 8,5 cm, sur la banquise arctique pour le premier et sur une route forestière asphaltée pour le second. L'erreur quadratique moyenne de 9 cm mesurée ici se révèle néanmoins légèrement supérieure à ce qui était attendu, l'erreur verticale résiduelle pour ce système étant généralement comprise entre 5 cm et 8 cm (*Optech Inc., com. pers.*). Un examen plus attentif des données utilisées montre cependant que si un RMS de 9 cm est bien observé en 2003 pour les terrains plats, celui-ci n'est plus que de 6 cm en 2004. Cette différence peut être expliquée par le fait qu'en 2003, toutes les données topographiques ayant servis à la validation des données laser en terrain plat ont été collectées au sommet des talus et des falaises, à proximité de la route 132. Or, ces terrains sont également recouverts d'un tapis herbeux de plusieurs centimètres de haut ayant pu fausser les mesures altimétriques LiDAR et conduire à une surestimation de l'élévation du sol à ces endroits. Par contre, lors des relevés de 2004, les données de validation ont été collectées essentiellement au niveau de marais intertidaux et de vasières ne présentant aucun couvert végétal. On peut donc en conclure que le RMS de 2004 reflète de façon plus fiable l'erreur verticale systématique du

LiDAR que le RMS de 2003, ce dernier résultant très certainement d'une addition de l'erreur verticale systématique réelle du LiDAR et de l'erreur de mesure due à la présence de végétation. Cette supposition est corroborée par les observations de Gutierrez qui mesure également des erreurs quadratiques moyennes de 9 cm au niveau d'un terrain de football recouvert de gazon (Gutierrez et al., 2001). Nous pouvons donc conclure de ce qui précède que l'erreur verticale systématique du LiDAR utilisé dans ce travail est d'environ 6 cm, ce qui est très proche de la valeur minimale de l'erreur verticale théorique (5 cm) et montre que les procédures de calibration et de post-traitement des données laser ont été réalisées de façon adéquate et efficace.

En ce qui concerne les erreurs mesurées sur des terrains présentant des pentes typiques de plages (entre 1° et 10°), nos résultats sont là encore en accord avec les études précédentes. Sallenger indique ainsi un RMS de 15 cm pour des plages sableuses et non végétées de Caroline du Nord (Sallenger et al., 2003), French mentionne des erreurs verticales comprises entre 9 cm et 16 cm au niveau d'un estuaire anglais (French, 2003), Huising et Gomes Perreira mesurent un RMS de 18 cm sur des plages néerlandaises (Huising et Gomes Perreira, 1998) et Kraus et Pfeifer rapportent des RMS de 11 cm, 12 cm et 18 cm sur des terrains forestiers autrichiens présentant des pentes de 3°, 6° et 9° respectivement (Kraus et Pfeifer, 1998).

Des divergences entre les résultats de cette étude et des travaux antérieurs n'apparaissent que pour des pentes supérieures à 20°. Comme cela a déjà été mentionné, très peu d'études ont été réalisées jusqu'à présent afin de déterminer l'exactitude des données altimétriques laser sur des terrains présentant des pentes supérieures à celles rencontrées habituellement sur les plages. La plus détaillée est celle que Kraus et Pfeifer ont menée en 1998 dans une région boisée d'Autriche (Kraus et Pfeifer, 1998). Au cours de cette étude, l'exactitude verticale d'un système LiDAR ALTM 1020 a été mesurée pour divers terrains présentant des pentes comprises entre 3° et 31° en comparant les données laser avec des données photogrammétriques. Les deux auteurs ont observé des erreurs verticales de 71 cm et 83 cm pour des pentes de 23° et 31° respectivement (Figure 5.9) alors que nos propres résultats n'indiquent des erreurs que de 44 cm pour le même type de pentes.

Parmi les explications pouvant être avancées pour expliquer ce désaccord entre les deux études, il y a :

- la présence d'un important couvert végétal sur la zone d'étude autrichienne, ce qui constitue une source bien connue d'erreurs de mesure et contribue à la dégradation de l'exactitude verticale des données altimétriques laser (Hyypä, 2000 ; Hopkinson et al., 2005) ;
- l'utilisation d'une centrale inertielle moins précise que celle utilisée dans notre étude (0,009° d'erreur au lieu de 0,005°) ainsi qu'une hauteur de vol supérieure (1000 m au lieu de 800 m) qui ont contribué à l'accroissement des erreurs verticales observées dans l'étude de Kraus et Pfeifer ;
- l'existence d'imprécisions importantes concernant la modélisation des ondulations du géoïde dans la région d'étude autrichienne. Ces imprécisions seraient même plus importantes que l'exactitude verticale du LiDAR selon les auteurs de l'étude eux-mêmes.

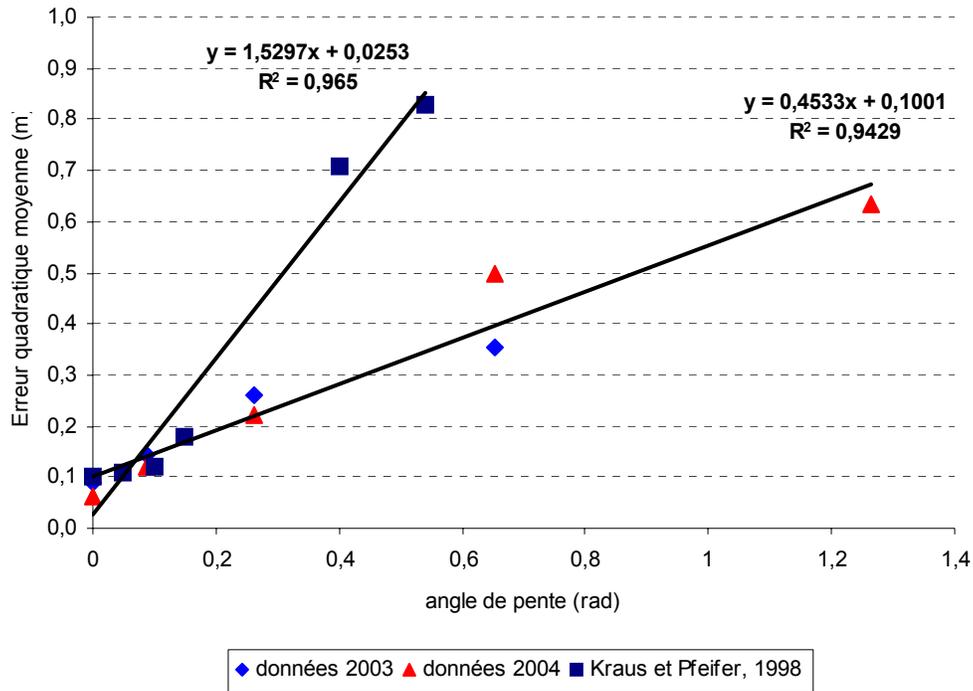


Figure 5.9 : Comparaison entre les erreurs observées par *Kraus et Pfeifer* et les erreurs obtenues dans cette étude.

Au vu de ce qui précède, il n'est par conséquent pas étonnant d'observer des erreurs verticales presque deux fois plus importantes chez *Kraus et Pfeifer*. Une autre étude mentionne pour sa part des erreurs verticales de plus de 40 cm sur des terrains boisés avec des pentes d'environ 23° (*Hyypä, 2000*), ce qui est assez proche de nos propres observations et apporte une confirmation supplémentaire.

Néanmoins, il est intéressant de noter que, malgré l'existence d'importants biais de mesure dans les données de validation, les résultats de *Kraus et Pfeifer* se caractérisent eux aussi par une augmentation linéaire de l'erreur RMS en fonction de la pente du terrain, pouvant être exprimée par l'équation suivante:

$$e_z^{\text{RMS}} = 0,025 + (1,53 \cdot \beta) \quad \text{Équation 4}$$

où  $\beta$  représente l'angle de pente en radians. Cette relation est très semblable à celle mise en évidence dans ce travail, les deux équations ne différant que par la valeur de leurs coefficients:

$$e_z^{\text{RMS}} = 0,12 + (0,41 \cdot \beta) \quad \text{Équation 5}$$

Une expression plus générale de la relation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente pourrait donc être:

$$e_z^{RMS} = A + (B*\beta) \quad \text{Équation 6}$$

Dans cette équation, le coefficient A représente l'erreur verticale lorsque la pente est nulle, c'est à dire lorsque le terrain est plat. Or nous avons montré précédemment que l'erreur verticale sur terrain plat pouvait être assimilée à l'erreur verticale systématique du LiDAR qui subsiste après la calibration et le post-traitement des données. Cette erreur s'élève dans ce cas-ci à 6 cm, ce qui ne représente que la moitié de la valeur du coefficient A trouvé. Mais nous avons vu également que la présence de végétation basse (herbes) au niveau du sol pouvait introduire une erreur de mesure, celle-ci étant généralement de l'ordre de quelques centimètres (soit la hauteur moyenne de cette végétation). On peut donc conclure de cela que le coefficient A ne représente pas uniquement l'erreur verticale systématique du LiDAR, mais aussi l'erreur de mesure induite par la végétation basse, ce qui peut se résumer par:

$$A = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} \quad \text{Équation 7}$$

Le second terme de l'équation  $[B*\beta]$  présente pour sa part une certaine similitude avec la formule théorique exprimant l'erreur verticale additionnelle  $e_z^{pente}$  résultant d'une erreur de positionnement horizontale  $e_x$  sur un terrain de pente  $\beta$  (adaptée de *Schenk, 1999*) :

$$e_z^{pente} = e_x * \text{tg}(\beta) \quad \text{Équation 8}$$

Pour de petits angles de pente, et à condition qu'ils soient exprimés en radians, on a alors:

$$e_z^{pente} = e_x * \text{tg}(\beta) \approx e_x * \beta \quad \text{Équation 9}$$

La similitude devient alors frappante et il est tentant d'écrire l'égalité suivante:  $B = e_x$ . Cependant, la valeur du coefficient B trouvée reste supérieure à l'erreur horizontale systématique du LiDAR déterminée dans cette étude (0,405 pour B et 0,13 cm pour  $e_x^{syst}$ ). Tout comme le coefficient A, il apparaît donc évident que le coefficient B n'est pas déterminé par une seule variable mais bien par plusieurs. Une autre source d'erreur potentielle a donc été envisagée: les erreurs de mesure dans le positionnement des points et profils de contrôle pris sur le terrain afin de valider les données laser. La diversité des méthodes utilisées lors des campagnes de terrain pour relever les données topographiques de contrôle (points ou profils) rend toutefois leur quantification précise difficile. Certaines données ont en effet été acquises au moyen d'un système de positionnement GPS-RTK tandis que d'autres mesures ont été obtenues par relevés d'arpentage à l'aide d'un théodolite. Dans le premier cas, la précision horizontale des positionnements se situe entre 2 et 5 cm. Dans le second cas, la précision des mesures de distance dépendent directement de la précision des lectures effectuées sur la mire utilisée comme repère. Cette précision de lecture est estimée à 0,5 cm dans ce cas-ci, ce qui correspond approximativement à une précision horizontale de 35 cm à 50 cm. Le nombre de données de contrôle acquises par cette méthode reste néanmoins relativement faible comparé aux autres données de contrôle (un peu plus de 18

%), de sorte que les erreurs de mesure moyennes pour l'ensemble des données de terrain doivent être inférieures à ces valeurs. Nous pouvons donc conclure que:

$$A = e_z^{\text{LiDAR}} + e_z^{\text{veg}} \quad \text{Équation 10}$$

$$B = e_x^{\text{LiDAR}} + e_x^{\text{terrain}} \quad \text{Équation 11}$$

et par conséquent que l'erreur verticale globale du LiDAR, pour n'importe quel terrain de pente  $\beta$  est:

$$e_z^{\text{RMS}} = e_z^{\text{LiDAR}} + e_z^{\text{veg}} + (e_x^{\text{LiDAR}} + e_x^{\text{terrain}}) * \beta \quad \text{Équation 12}$$

Les différents termes de cette équation permettent en outre d'explicitier les résultats de *Kraus et Pfeifer* et de confirmer l'existence d'importantes erreurs de mesures, aussi bien au niveau planimétrique qu'altimétrique. La valeur du paramètre B (1,53) indique en effet l'existence d'erreurs horizontales importantes, de l'ordre de 1,5 m, provoquant ainsi un accroissement important des erreurs verticales observées dans leur étude. La valeur anormalement petite du paramètre A est due, quant à elle, à la procédure de régression linéaire elle-même qui extrapole la valeur pour un angle nul. Cela montre clairement que si la relation linéaire mise ici en évidence permet de décrire de façon satisfaisante l'influence d'une pente sur l'exactitude des mesures laser dans la plupart des cas, elle ne permet pas une description réaliste de certains cas « limites » comme:

- l'existence d'une erreur systématique verticale minimale en dessous de laquelle le paramètre A ne peut pas descendre (limite inférieure dans le cas où  $\beta \rightarrow 0^\circ$ );
- l'existence d'une erreur verticale maximale que  $e_z$  ne peut pas dépasser (limite supérieure dans le cas où  $\beta \rightarrow 90^\circ$ ).
- l'existence de ruptures de pentes (cas où  $\beta$  varie)

Le premier cas ayant déjà été abordé plus haut, nous allons maintenant examiner de plus près les deux autres.

Le cas limite pour lequel la pente tend vers  $90^\circ$  se rencontre fréquemment dans les environnements dominés par des falaises ou le long de secteurs côtiers protégés par des murs comme il en existe beaucoup sur le littoral gaspésien. Dans ce cas-là, l'équation générale utilisée (éq. 12) aura tendance à sous-estimer l'erreur verticale induite par une erreur horizontale car cette relation est basée sur la linéarisation de l'équation théorique (éq. 9). Or, cette simplification n'est valable que pour des angles relativement petits. A partir d'angles de plus de  $35^\circ$ , la sous-estimation de l'erreur verticale dépasse 10 cm (Figure 5.10). C'est pourquoi pour des pentes supérieures à  $35^\circ$ , il semble préférable d'utiliser une forme non linéarisée de l'équation 12. Celle-ci devient alors:

$$e_z^{\text{RMS}} = e_z^{\text{LiDAR}} + e_z^{\text{veg}} + (e_x^{\text{LiDAR}} + e_x^{\text{terrain}}) * \text{tg}(\beta) \quad \text{Équation 13}$$

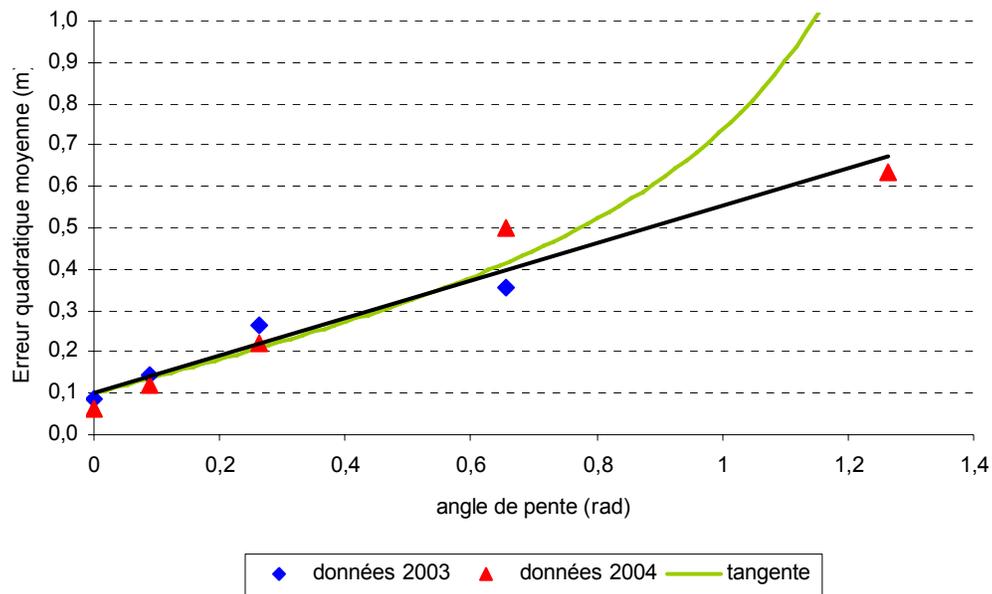


Figure 5.10 : Comparaison entre erreurs prédites par relation linéaire et par relation utilisant la tangente.

Cependant, il est clair que cette relation ne permet pas non plus une prédiction réaliste de l'erreur verticale pour des parois verticales puisque l'erreur tend vers l'infini lorsque  $\beta$  tend vers  $90^\circ$ . Or, il est évident que l'erreur due à la pente ne peut en aucun cas être supérieure à la hauteur  $H$  de la paroi verticale et que l'erreur verticale totale maximale est:

$$e_{z,max}^{RMS} = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + H \quad \text{quation 14}$$

Si le LiDAR effectuait toutes ses mesures à la verticale, c'est à dire avec un angle d'incidence nul, le point de mesure devrait toujours localisé soit au sommet de la paroi verticale, soit à sa base (Figure 5.11). L'erreur verticale causée par un décalage horizontal du point de mesure ne pourrait alors être que maximale, de même que l'erreur verticale moyenne. Mais en raison de l'angle d'incidence changeant du laser, il est possible que le point de mesure LiDAR soit localisé à n'importe quelle hauteur dans la paroi, de sorte que l'erreur verticale totale peut, en réalité, prendre n'importe quelle valeur comprise dans l'intervalle  $[0 - H]$ .

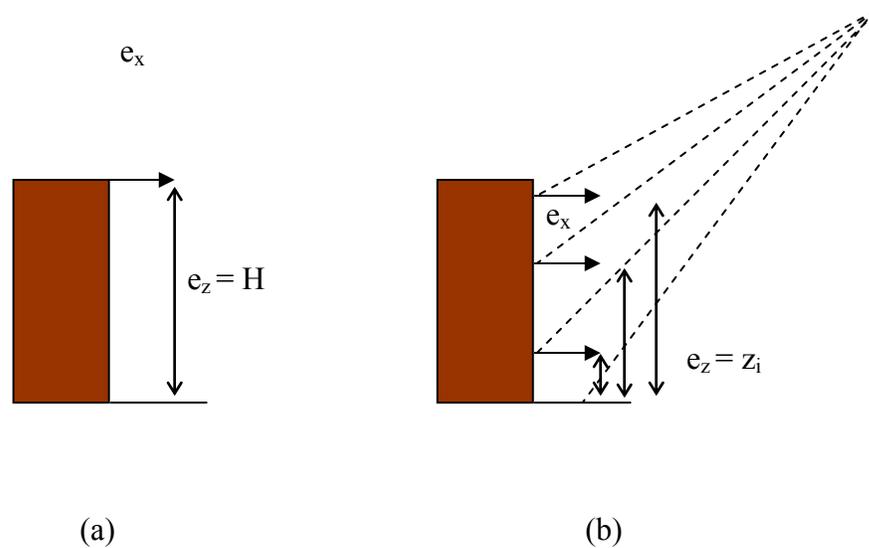


Figure 5.11 : Erreur verticale dans une falaise (a) dans le cas de mesures effectuées avec un angle d'incidence nul (b) et non nul.

Celle-ci peut alors être exprimée par:

$$e_z = e_z^{\text{LiDAR}} + e_z^{\text{veg}} + z \quad \text{quation 15}$$

où  $z$  représente l'élévation du point de mesure dans la paroi verticale. Cette nouvelle équation permet donc de déterminer l'erreur verticale totale d'une mesure LiDAR réalisée dans une paroi verticale. Cependant, l'erreur verticale moyenne reste très difficile à prédire dans de tels environnements car elle dépend de la distribution des points de mesure laser dans la falaise. Or cette distribution est extrêmement variable puisqu'elle dépend de plusieurs paramètres de vol comme l'altitude, la distance entre le nadir du système et la paroi verticale, la fréquence d'émission des impulsions ou encore la fréquence de balayage. Le moindre mouvement de l'appareil suffit donc à modifier cette distribution. Une approximation serait de supposer une distribution homogène des points de mesures, et par conséquent des erreurs verticales, l'erreur verticale moyenne attendue dans une paroi verticale sera simplement de  $H/2$ . Cette simplification n'est cependant possible que si la pente du terrain est telle que n'importe quel point de mesure dans la falaise subissant une erreur de positionnement horizontale égale à  $(e_x^{\text{LiDAR}} + e_x^{\text{terrain}})$  se retrouve à l'aplomb d'un point qui n'est pas situé sur un terrain de même pente (Figure 5.12). Cette condition peut s'écrire:

$$e_z^{\text{RMS}} = e_z^{\text{LiDAR}} + e_z^{\text{veg}} + H/2 \quad \text{Équation 16}$$

si :

$$\text{tg}(\beta) \geq [H/(e_x^{\text{LiDAR}} + e_x^{\text{terrain}})] \quad \text{Équation 17}$$

Ce qui précède permet donc de conclure non seulement que l'erreur verticale moyenne entachant les données altimétriques laser varie en fonction de la pente du terrain, mais aussi que différentes relations, plus ou moins simples selon la pente considérée, peuvent être utilisées pour prédire cette erreur. Celles-ci, ainsi que leurs limites d'application, sont résumées ci-après dans le tableau 20.

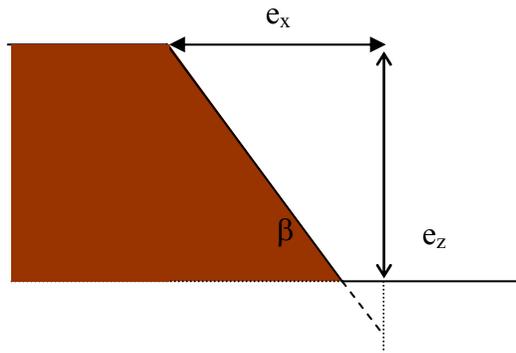


Figure 5.12 : Cas limite à partir duquel l'erreur verticale ne dépend plus de la pente du terrain mais de l'élévation du point de mesure.

Tableau 20 : Résumé des différentes équations permettant de déterminer l'erreur verticale moyenne à partir des erreurs systématiques du LiDAR et de l'angle de pente du terrain considéré, ainsi que leurs limites d'applications

Erreur verticale moyenne totale	Limites d'applications
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg}$	$\beta = 0^\circ$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain}) * \beta$	$0^\circ < \beta \leq 35^\circ$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain}) * \text{tg}(\beta)$	$35^\circ < \beta < \arctg[H/(e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})]$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + H/2$	$\beta \geq \arctg[H/(e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})]$

### 5.1.4.3 Précision des positionnements de limites

Les études du milieu côtier prennent généralement en compte les variations de position du trait de côte afin de quantifier l'érosion et de déterminer un taux de recul annuel moyen du rivage. Ces estimations sont ensuite utilisées pour prédire les risques liés à ce phénomène et établir des plans d'aménagements urbains intégrant ces risques. La précision avec laquelle la position du trait de côte peut être mesurée au moyen d'une technique de relevé donnée constitue par conséquent un élément crucial pour la gestion des risques naturels liés à l'érosion. Ayant déterminé dans les sections précédentes la précision et l'exactitude horizontale et verticale des données altimétriques

LiDAR, il semble donc nécessaire à présent d'aborder la précision du positionnement horizontal de limites telles que le trait de côte.

Pour cela, il faut tout d'abord définir ce qu'est le trait de côte. La définition la plus générale est qu'il s'agit de la ligne de contact entre la surface d'eau la terre (*Dolan et al., 1980 ; Komar, 1976*). Malheureusement, si la définition du trait de côte est extrêmement simple, sa localisation exacte l'est beaucoup moins car il varie à chaque instant en fonction du déferlement des vagues, des marées, des vents ou encore des courants et de nombreux auteurs se sont penchés sur ce problème complexe (p.ex. *Morton, 1991 ; Stockdon et al., 2002 ; Leatherman, 2003 ; Parker, 2003 ; Ruggiero et al., 2003 ; Robertson et al., 2004 ; Boak et Turner, 2005 ; Morton et al., 2005*). En raison de cette difficulté à localiser le trait de côte instantané, les scientifiques et les ingénieurs préfèrent recourir à un indicateur, c'est à dire à un élément physique ou topographique matérialisant de façon approximative mais réaliste la position du trait de côte (*Boak et Turner, 2005*). Bien que les indicateurs utilisés soient nombreux et variés, il est possible de les subdiviser en deux catégories bien distinctes:

1. ceux basés sur une élévation donnée du niveau d'eau, comme un niveau marégraphique remarquable (Marée Haute, Marée Haute de Vives-eaux, Marée Basse de Vives-eaux, Niveau Moyen des Mers) ;
2. ceux basés sur un changement physiographique du profil de plage (végétation, dune, talus, falaise).

Les premiers sont matérialisés par une cote d'élévation tandis que les seconds correspondent à un élément réel et visible du paysage comme une rupture de pente dans les cas de dunes, de talus ou de falaises. L'indicateur utilisé varie évidemment selon les objectifs de l'étude. Les géomorphologues intéressés par les processus se déroulant sur la plage utilisent le plus souvent des indicateurs basés sur les niveaux de marée tandis que les indicateurs physiographiques se révèlent plus adaptés aux besoins des ingénieurs impliqués dans l'aménagement de l'arrière-plage. Les deux types d'indicateurs seront donc abordés dans cette discussion.

En ce qui concerne la première catégorie d'indicateurs de trait de côte, la précision de leur positionnement horizontal est déterminée par l'erreur de mesure verticale, l'erreur de mesure horizontale et la pente de l'estran selon la relation:

$$e_x^{\text{côte}} = e_x^{\text{LiDAR}} + [e_z^{\text{LiDAR}} / \text{tg}(\beta)] \quad \text{Équation 18}$$

Pour des pentes relativement faibles, l'influence de l'erreur verticale est prédominante et génère des erreurs de positionnement du trait de côte importantes (tableau 21).

Ainsi, pour des angles de pente caractéristiques des plages gaspésiennes (entre 6° pour les plages de sable grossier et 8° pour les plages de graviers et galets), les erreurs de positionnement se situent environ entre 50 cm et 70 cm. Pour des angles plus grands, les erreurs de positionnement du trait de côte diminuent progressivement pour passer en dessous de 30 cm (résolution spatiale du LiDAR) lorsque l'angle de pente dépasse 20°. Ce dernier cas se rencontre principalement dans les secteurs où les plages sont peu développées ou inexistantes, de sorte que le niveau de marée considéré comme indicateur se retrouve situé dans le talus ou la falaise elle-même. Ces

estimations sont compatibles avec les observations de Stockdon qui mentionne des erreurs de  $\pm 1,1$  m et  $\pm 1,4$  m pour deux plages de Caroline du Nord présentant des pentes entre 1:8 et 1:20, soit environ entre  $3^\circ$  et  $8^\circ$  (Stockdon et al., 2002). La résolution spatiale du système LiDAR employé au cours de cette étude n'était cependant que de 1 m, ce qui peut expliquer la différence entre ces résultats et nos estimations.

**Tableau 21 : Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur de mesure verticale du LiDAR et de la pente du terrain**

pente ( $^\circ$ )	pente (rad)	$e_x^{\text{LiDAR}}$ (cm)	$e_z^{\text{LiDAR}}$ (cm)	$e_x^{\text{côte}}$ (cm)
1	0,017	13	6	356,7
2	0,035	13	6	184,8
3	0,052	13	6	127,5
4	0,070	13	6	98,8
5	0,087	13	6	81,6
6	0,105	13	6	70,1
7	0,122	13	6	61,9
8	0,140	13	6	55,7
9	0,157	13	6	50,9
10	0,175	13	6	47,0
15	0,262	13	6	35,4
20	0,349	13	6	29,5
25	0,436	13	6	25,9
30	0,524	13	6	23,4
35	0,611	13	6	21,6
40	0,698	13	6	20,2
45	0,785	13	6	19,0
50	0,873	13	6	18,0
55	0,960	13	6	17,2

Par contre, lorsque l'indicateur de trait de côte est formé par un changement de pente (sommet ou pied de talus/falaise), c'est la précision avec laquelle le point d'inflexion est localisé horizontalement, et non l'élévation, qui est déterminante pour le positionnement du trait de côte. Les paramètres influençant cette précision sont donc l'erreur de mesure horizontale du LiDAR, sa résolution spatiale ainsi que la variation de pente subie. L'erreur de positionnement du trait de côte peut alors s'exprimer par:

$$e_x^{\text{côte}} = e_x^{\text{LiDAR}} + [f_L / (2 * f_b * H * \text{tg}(i_{\text{max}}))] + [e_z^{\text{LiDAR}} / \text{tg}(|\beta_1 - \beta_2|)] \quad \text{Équation 19}$$

où le second terme du membre de droite représente la résolution spatiale moyenne du système LiDAR, qui est fonction de la fréquence d'émission  $f_L$ , de la fréquence de balayage  $f_b$ , de la hauteur de vol  $H$  et de l'angle d'incidence maximal  $i_{\text{max}}$ , tandis que le troisième terme représente l'erreur de positionnement induite par une erreur de mesure verticale  $e_z^{\text{LiDAR}}$  en fonction de l'écart entre les pentes respectives  $\beta_1$  et  $\beta_2$  des deux terrains.

Le tableau 22 montre cependant que la contribution de l'erreur verticale reste très faible (inférieure à 5 cm) tant que l'écart entre les angles situés de part et d'autre du point de rupture de pente est supérieur à 50° et que l'erreur de positionnement horizontal du trait de côte ne dépasse pas 48 cm pour de telles ruptures de pente. Pour des écarts plus faibles, les erreurs de positionnement augmentent et atteignent environ 1 m pour des écarts de 5° à 10° seulement.

**Tableau 22 : Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur des erreurs de mesure horizontale et verticale du LiDAR, de sa résolution spatiale et de la rupture de pente du terrain**

$ \beta_1 - \beta_2 $ (°)	$ \beta_1 - \beta_2 $ (rad)	$e_x^{\text{LiDAR}}$ (cm)	Rés. sp. (cm)	$e_z^{\text{LiDAR}}$ (cm)	$e_x^{\text{côte}}$ (cm)
90	1,571	13	30	6	43,0
85	1,484	13	30	6	43,5
80	1,396	13	30	6	44,1
75	1,309	13	30	6	44,6
70	1,222	13	30	6	45,2
65	1,134	13	30	6	45,8
60	1,047	13	30	6	46,5
55	0,960	13	30	6	47,2
50	0,873	13	30	6	48,0
45	0,785	13	30	6	49,0
40	0,698	13	30	6	50,2
35	0,611	13	30	6	51,6
30	0,524	13	30	6	53,4
25	0,436	13	30	6	55,9
20	0,349	13	30	6	59,5
15	0,262	13	30	6	65,4
10	0,175	13	30	6	77,0
5	0,087	13	30	6	111,6

#### 5.1.4.4 Représentation des environnements côtiers rocheux

- Densité de mesures LiDAR

Outre des erreurs verticales importantes, les falaises présentent également une densité de mesures LiDAR plus faible due à la forte pente de la paroi. Cette densité peut être déterminée théoriquement à partir de l'équation suivante, qui exprime la résolution spatiale transversale<sup>2</sup>  $\Delta x$  pour n'importe quelle pente de terrain  $\beta$  et n'importe quel angle d'incidence  $i$  (Baltasvias, 1999b):

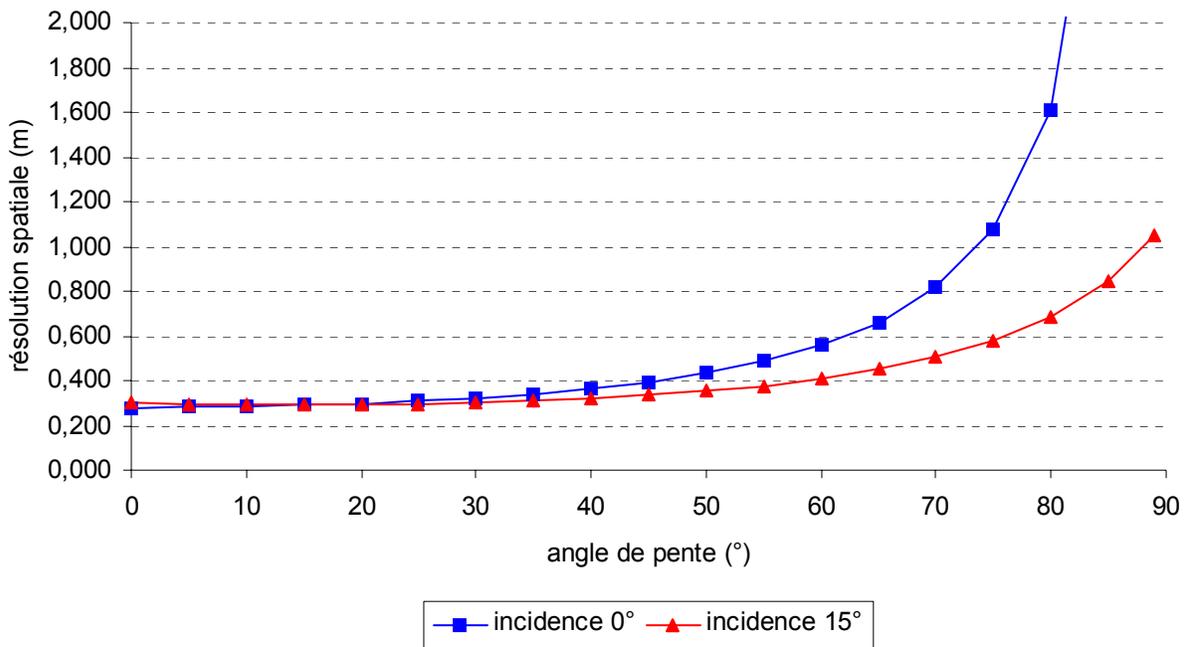
$$\Delta x_{\text{transv.}} = (H-h) (\text{tg}(i_2) - \text{tg}(i_1)) (1 + [\text{tg}(i_2 + \beta) - \text{tg}(i_2)]) \quad \text{Équation 20}$$

2 C'est à dire la distance horizontale séparant deux points de mesures LiDAR le long d'une ligne de balayage.

Où  $i_1$  et  $i_2$  représentent deux angles d'incidence consécutifs, l'écart entre les deux dépendant des fréquences d'émission et de balayage du système LiDAR. L'espacement des points de mesures sur la pente elle-même peut être obtenue très simplement par la relation suivante:

$$\Delta x_{\text{terrain}} = \Delta x_{\text{transv.}} / \cos(\beta) \quad \text{Équation 21}$$

La figure 5.13 illustre cette relation théorique pour un angle d'incidence nul et pour un angle d'incidence de  $15^\circ$ . Deux choses sont à remarquer sur ce graphique. Tout d'abord, plus l'angle d'incidence est grand et plus la distance entre deux points de mesure sur la pente se réduit, augmentant ainsi la quantité de mesures collectées. Ensuite, cette distance varie relativement peu tant que la pente reste inférieure à  $\sim 50^\circ$  (moins de 2 cm pour un  $\Delta\beta$  de  $5^\circ$  de pente et un angle d'incidence de  $15^\circ$ ) mais connaît ensuite un accroissement rapide pour des pentes supérieures à  $50^\circ$ .



**Figure 5.13 : Relation distance entre points de mesure et pente pour des angles d'incidence nul et maximal.**

Or, nos résultats (tableau 19 et Figure 5.14) montrent l'existence d'une baisse rapide de la densité de mesures précisément pour cette valeur de  $50^\circ$  ainsi que des densités relativement constantes pour des pentes inférieures à cette valeur. Au vu de cela, nos résultats apparaissent donc en accord avec la théorie. Une bonne corrélation entre les densités de mesures observées sur le terrain et les densités théoriques prédites (Figure 5.14) existe pour toutes les classes de pentes sauf pour celles comprises entre  $60^\circ$  et  $80^\circ$  où les densités observées se révèlent légèrement inférieures à celles prédites par la théorie. Cela pourrait s'expliquer par une mauvaise classification de certaines parties de la falaise lors du post-traitement des données. En effet, lors

de cette étape, un filtrage et une classification des données sont réalisés afin d'éliminer la végétation et les bâtiments et de ne conserver que les retours provenant du sol. Ces éléments sont généralement identifiés grâce aux pentes importantes et aux variations rapides d'élévations produites par leur présence. Malheureusement ce type de filtre atteint ses limites dans les falaises car ce type d'environnement se caractérise lui aussi par des variations rapides d'élévations et de fortes pentes, menant à une identification erronée de la falaise en tant que végétation ou structure artificielle (Figure 5.15). Ce problème a été particulièrement marqué lors des premiers relevés de 2003. Lors des relevés de 2004, les paramètres de classification et de filtrage ont été modifiés et améliorés de sorte que le nombre de points de mesure correctement classifiés comme faisant partie du sol est plus important. Néanmoins, un certain nombre de points de la falaise restent mal classifiés, en particulier sur les terrains présentant des angles de pente élevés, ce qui peut expliquer les densités de mesure anormalement faibles observées sur ce type de terrain.

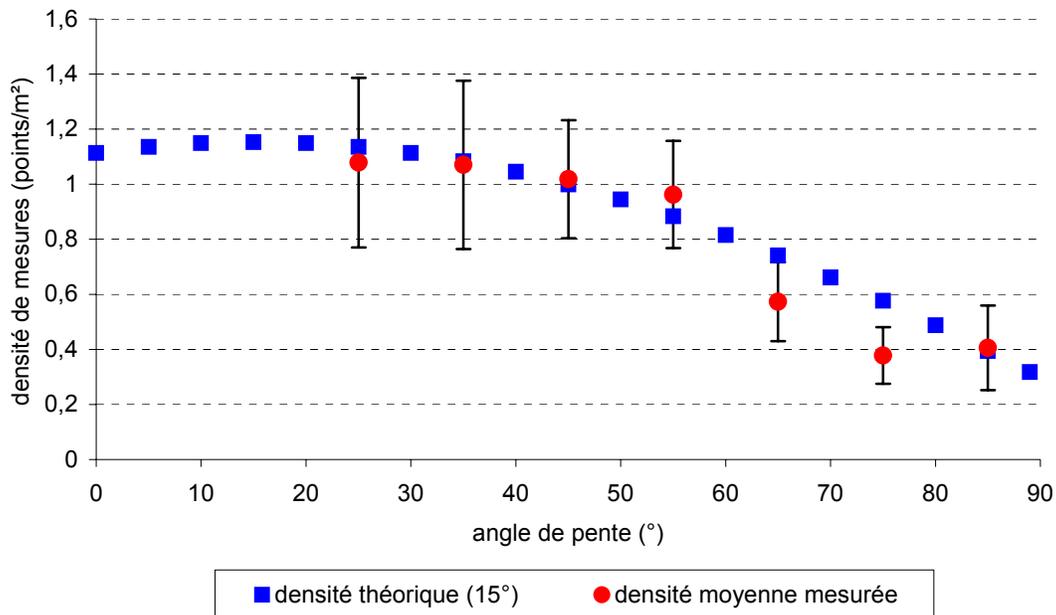
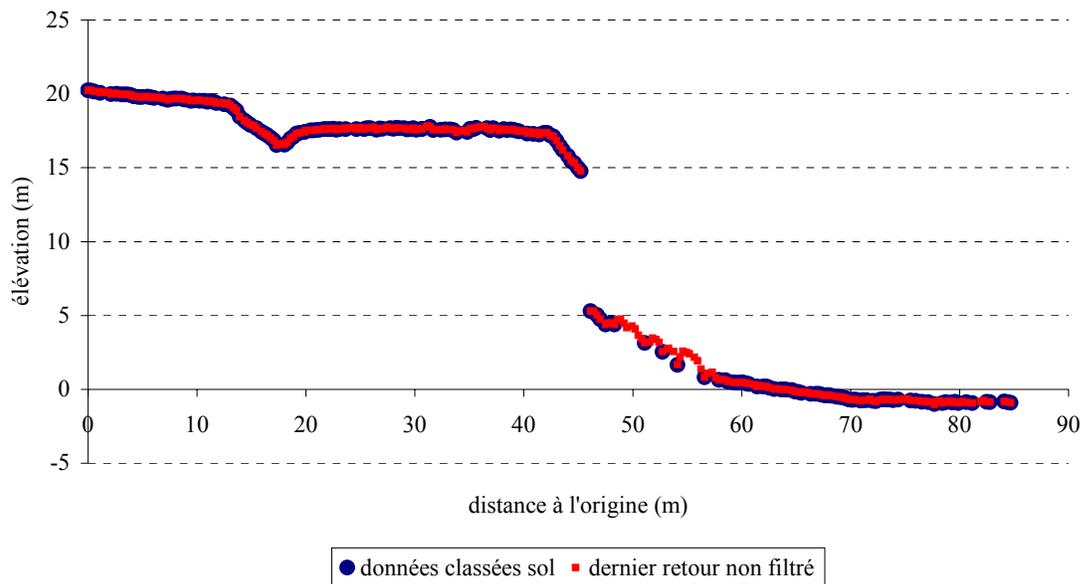


Figure 5.14 : Relation entre densité de mesure et pente pour des angles d'incidence nul et maximal.



**Figure 5.15 : Exemple de mauvaise classification du pied de falaise (secteur de l'anse-à-Beaufils, 2003). Les données classées comme "sol" sont en bleu, celles classées comme "végétation" sont en rouge. Les éboulements au pied de la falaise se trouvent dans cette dernière classe.**

- Distance optimale

L'équation 20 et la figure 5 indiquent que la distance entre deux points de mesures LiDAR se réduit plus l'angle d'incidence du faisceau laser augmente. La distance minimale, et par conséquent la densité maximale de mesures, est atteinte lorsque l'angle d'incidence du laser  $i$  est égale à la pente du terrain  $\beta$ . Cependant dans la réalité, l'angle d'incidence est limité par les spécifications techniques du système LiDAR de sorte que la densité maximale ne peut jamais être atteinte pour des terrains présentant des pentes supérieures à l'angle d'incidence maximal (soit  $15^\circ$ - $20^\circ$  pour cette étude). Le plus grand nombre de mesures est alors obtenu lorsque les angles d'incidence sont proches de l'angle d'incidence maximal, c'est à dire lorsque l'avion se trouve à une distance de la côte  $d_{\max}$  de:

$$d_{\max} = (H-h) \cdot \text{tg}(i_{\max}) \quad \text{Équation 22}$$

Il est donc possible de conclure de cela que la distance optimale du LiDAR aéroporté utilisé dans cette étude, permettant d'obtenir un bon compromis entre l'atténuation d'énergie et le nombre de mesures au sol, est comprise entre  $\sim 35$  m et  $\sim 70$  m.

Pour les paramètres de vol utilisés dans ce travail et une hauteur moyenne de falaise de 30 m, la distance maximale permettant d'obtenir les plus grandes densités de mesures serait d'environ 280 m. Toutefois, des phénomènes d'atténuation affectent l'énergie des impulsions laser émises et réfléchies, empêchant la détection de l'écho lumineux lorsque la perte d'énergie est trop

importante. Si l'atténuation atmosphérique est négligée<sup>3</sup>, l'atténuation de l'énergie est proportionnelle au carré de la distance parcourue par l'impulsion laser, soit dans notre cas une perte d'environ 7 % entre un angle incident nul et un angle incident de 15°. Il n'est cependant pas possible dans notre cas de déterminer avec précision la distance à partir de laquelle les impulsions réfléchies ne sont plus détectées car cela dépend de plusieurs paramètres inconnus comme le diamètre de l'optique du récepteur LiDAR, la sensibilité du capteur, la puissance du bruit environnant (rayonnements solaires, rayonnements thermiques) et la capacité à filtrer ces bruits. Les résultats de cette étude montrent néanmoins que les densités de mesures les plus importantes sont observées pour des distances avion-falaise inférieures à 100 m. La densité maximale pour la plupart des pentes est même atteinte entre 35 m et 55 m sauf pour les pentes comprises entre 50° et 60° d'une part, et entre 80° et 90° d'autre part. Dans ces deux cas, la densité maximale est observée pour des distances de 70 m.

#### - Surplombs et encoches

L'existence d'encoches et de surplombs dans les falaises constitue un autre facteur important à prendre en compte lors de relevés laser aéroportés.

#### - Problèmes de modélisation des falaises

La représentation, sous forme de MNT, de la modélisation des falaises, à partir d'une maille discontinue de points pose des problèmes d'interpolation. Le problème majeur réside dans le fait que les points au sol sont distribués différemment d'une année à l'autre, or pour des environnements présentant une grande variabilité latérale du terrain (ex: falaises, enrochements), les interpolations seront erronées et les résultats qui en découlent mettront en évidence de faux reculs ou de fausses avancées de la falaise. La solution consiste à travailler uniquement avec les points, sans interpolation. Dans ce cas la comparaison des MNT et TIN est à proscrire et les calculs d'érosion par soustraction de MNT pour les falaises (*Young et Ashford, 2006*) à éviter.

---

3 Cette hypothèse est réaliste en première approximation car la longueur d'onde utilisée par le LiDAR est peu absorbée par l'atmosphère.

## 6. DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE MULTI-SOURCES DES RISQUES NATURELS CÔTIERS

---

### 6.1 LES RISQUES NATURELS CÔTIERS

#### 6.1.1 La définition des risques

Certains phénomènes naturels représentent un danger potentiel pour les populations car ils modifient l'environnement dans lequel elles vivent et où se déroulent certaines activités humaines. Afin de prévenir ou de réduire de tels dangers, il est nécessaire d'identifier les éléments qui contribuent à leur apparition et de les quantifier. Pour cela, certaines notions sont utilisées comme le risque, la vulnérabilité (*Boruff et al., 2005*), la résilience (*Klein et al., 1998 ; Klein et al., 2003*), la sensibilité (*Shaw et al., 1998*) ou la susceptibilité (*IPCC-CZMS, 1992*).

Un risque naturel est habituellement défini comme la probabilité qu'un phénomène naturel potentiellement dangereux pour l'homme se produise et il peut être déterminé à partir de la fréquence d'événements antérieurs (*Boruff et al., 2005*). La vulnérabilité est quant à elle une notion plus large qui prend en compte l'ensemble des facteurs d'un système qui amplifient ou atténuent les effets du phénomène naturel sur ce système (*Boruff et al., 2005*). Ces facteurs peuvent aussi bien être naturels qu'anthropiques. Si la vulnérabilité d'un système apparaît comme un outil de gestion plus utile que le risque, elle est également plus difficile à quantifier que ce dernier car elle nécessite de prendre en compte les différents facteurs et leurs interactions, ce qui se révèle très complexe.

Le concept de résilience est, pour sa part, plus difficile à définir. De façon générale, il désigne la capacité d'un système à revenir dans son état initial après avoir subi un stress (*Klein et al., 2003*). Cependant, cette définition peut varier selon les domaines d'applications. Ce concept a été développé initialement dans le domaine de l'écologie où il désigne la capacité d'un écosystème à absorber un changement tout en perdurant (*Holling, 1973*). La notion de résilience a ensuite été étendue aux sciences sociales avant d'être appliquée par *Klein et al. (1998)* aux environnements côtiers néerlandais. Dans ce cas, la résilience côtière est définie comme « la capacité auto organisatrice de la côte à conserver ses fonctions actuelles et potentielles lors de modifications des conditions hydraulique et géomorphologiques » (*Klein et al., 2003*) et prend en considération aussi bien des facteurs morphologiques qu'écologiques et socio-économiques. Cependant, bien que certains présentent la résilience comme une composante déterminante de la vulnérabilité, elle demeure, selon *Klein et al. (2003)*, un concept relativement vague et mal défini ne pouvant pas encore être considéré comme un outil de gestion efficace.

La sensibilité d'un système est définie, quant à elle, par *Shaw et al. (1998)* comme la probabilité qu'un changement physique se produise. Cette notion apparaît donc assez proche de celle de la

vulnérabilité si ce n'est qu'elle n'intègre pas la composante sociale et économique généralement incluse dans cette dernière. Notons cependant que cette définition diffère de celle utilisée par le Groupe Inter-gouvernemental d'Études sur le Climat (GIEC/IPCC) pour qui la sensibilité est définie comme la combinaison de la susceptibilité (probabilité) qu'un changement physique se produise, de l'impact d'un changement physique sur les systèmes socio-économiques et écologiques (vulnérabilité) et de la capacité d'une région ou d'un pays à gérer ces impacts (résilience socio-économique ou capacité adaptative telle que définie par *Klein et al. (1998)*).

Dans le cadre de ce travail, les notions de risque et de vulnérabilité nous apparaissent comme les plus pertinentes et seront par conséquent les seules utilisées ici. Bien qu'il existe différentes sortes de risques naturels, certains sont spécifiquement côtiers. Parmi ceux ayant reçu le plus d'attention, nous pouvons citer: les inondations liées à une hausse du niveau marin en réponse à un réchauffement climatique global (*Gornitz et al., 1991 ; Gornitz et al., 1994 ; French, 1994 ; Shaw et al., 1998 ; Forbes et al., 2004 ; Paskoff, 2004 ; Walsh et al., 2004 ; Mills et al., 2005*), les inondations dues aux surcotes de tempêtes extra-tropicales (*Dolan et Davis, 1994 ; Murty et Flather, 1994 ; Doornkamp, 1998 ; Bellomo et al., 1999 ; Webster et al., 2004a ; Forbes et al., 2004 ; Laska et al., 2005 ; Webster et al., 2006a ; Vila-Concejo et al., 2006*), l'érosion côtière (*Van de Graaf, 1994 ; Bird, 1994 ; Dean et Malakar, 1999 ; Ferreira et al., 2006*), les ouragans et les cyclones tropicaux (*Bush et Pilkey, 1994 ; Coch, 1994 ; Sallenger et al., 2001*), ou encore les tsunamis (*Campfield, 1994 ; Schubert, 1994*) ; les études sur ces derniers ayant connu un regain d'intérêt particulièrement important depuis le tsunami de 2004 qui se produisit dans l'océan Indien suite au tremblement de terre relatif au déplacement de la plaque tectonique Andaman-Nicobar.

### 6.1.2 Les indices de vulnérabilités

Afin d'évaluer ces risques potentiels ainsi que la vulnérabilité du littoral, divers indices de risques côtiers ont été développés. Ils reposent tous sur un certain nombre de variables géologiques, marines et climatiques. Ces indices de risque physiques peuvent également être couplés à des indices de risque socio-économiques basés sur des variables démographiques, sociales et économiques afin de mieux évaluer la vulnérabilité des populations vivant dans ces régions (*McLaughlin et al., 2002 ; Boruff et al., 2005*). Ce dernier aspect des risques ne sera toutefois pas abordé ici car il sort du cadre de ce travail et seuls les risques physiques seront pris en considération.

En Amérique du nord, la référence en matière de risques côtiers est le travail mené par *Gornitz (1991)* dans le cadre d'un programme de recherche sur les changements globaux du Département américain de l'Énergie (*Gornitz et al., 1991 ; Gornitz et White, 1992 ; Gornitz et al., 1994 ; Gornitz et al., 1997*). Celui-ci avait pour objectif la conception d'une base de données permettant de prédire la vulnérabilité des côtes du sud-est des États-Unis. L'accent était surtout mis sur la vulnérabilité aux inondations épisodiques dues aux surcotes de tempêtes, la vulnérabilité aux inondations permanentes qui résulteraient d'une hausse du niveau marin global ainsi que la vulnérabilité à l'érosion. Dans le cadre de ce programme, 13 variables reflétant les principales caractéristiques climatiques, marines et terrestres des régions littorales américaines atlantiques ont été sélectionnées et utilisées. Parmi celles-ci figurent notamment la lithologie, l'élévation du

terrain, la subsidence, le taux d'érosion ou d'accrétion, la probabilité d'occurrence des tempêtes tropicales et de cyclones ou encore le nombre de cyclones (tableau 23). La côte a ensuite été subdivisée en cellules de taille variable, les plus petites faisant 3' de côté (~ 5,5 km) et les plus grandes 0,25° de côté (~ 28 km), et chacune des 13 variables s'est vu attribuer une valeur sur une échelle de 1 à 5 selon un critère de vulnérabilité croissante. Toutes les variables ont ensuite été combinées entre elles pour obtenir un indice de risque général pour chaque cellule côtière.

**Tableau 23** : Classification des risques côtiers sur base de 13 variables climatiques, terrestres et marines développée par Gornitz *et al.* (1994)

	<i>Classe de risque</i>				
	Très faible	Faible	Modéré	Élevé	Très élevé
<i>Variable</i>	1	2	3	4	5
<i>1. Élévation (m)</i>	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
<i>2. Géologie</i>	Roches plutoniques, volcaniques et métamorph. dures ou moyennes	Roches métamorphiques peu résistantes, grès et conglomérats	Roches sédimentaires	Sédiments meubles grossiers et/ou mal classés	Sédiments meubles fins, cendres volcaniques
<i>3. Géomorphologie</i>	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, marais, mangroves, récifs coralliens	Plages de galets, estuaires, lagons, plaines alluviales	Barrières, plages sableuses, vasières, deltas
<i>4. Variation marine (mm/a)</i>	< -1.0	-1.0 à 0.99	1.0 à 2.0	2.1 à 4.0	> 4.0
<i>5. Variation trait de côte (m/a)</i>	> 2.0 accrétion	1.0 à 2.0 accrétion	-1.0 à +1.0 stable	-1.1 à -2.0 Érosion	< -2.0 érosion
<i>6. Marnage (m)</i>	< 1.0	1.0-1.9	2.0-4.0	4.1-6.0	6.0
<i>7. Hauteur de vague max. (m)</i>	0-2.9	3.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	> 6.9
<i>8. Prob. annuelle de tempête tropicale (%)</i>	0-8.0	8.1-12.0	12.1-16.0	16.1-20.0	> 20.1
<i>9. Prob. annuelle d'ouragan (%)</i>	0-4.0	4.1-8.0	8.1-12.0	12.1-16.0	16.0-20.0
<i>10. Indice de fréquence-intensité des ouragans</i>	0-20	21-40	41-80	81-120	> 120
<i>11. Vitesse moyenne de progression (m/s)</i>	> 15	15.0-12.0	12.1-9.0	9.1-6.0	< 6.0
<i>12. Nombre annuel moyen de cyclones extra-tropicaux</i>	0-10.0	10.1-20.0	20.1-30.0	30.1-40.0	> 40.1
<i>13. Surcôte moyenne due aux ouragans</i>	0-2.0	2.1-4.0	4.1-6.0	6.1-7.0	> 7.0

De plus, un indice de vulnérabilité côtière (IVC ou CVI), ne prenant en considération que les 7 variables terrestres et marines, a également été développé afin d'identifier les zones où les risques d'inondations épisodiques et permanentes étaient les plus importants (*Gornitz et al., 1994 ; Gornitz et al., 1997*). C'est ce dernier indice qui a été repris sous une forme légèrement modifiée par la Commission géologique américaine (USGS) et appliqué à l'ensemble des littoraux américains (*Thieler et Hammar-Klose, 1999 ; Thieler et Hammar-Klose, 2000a ; Thieler et Hammar-Klose, 2000b*).

### 6.1.3 Les indices modifiés

C'est également une forme modifiée de cet indice de vulnérabilité côtière qui a été utilisée par la Commission Géologique du Canada (CGC) afin de déterminer la sensibilité des côtes canadiennes à une future élévation du niveau moyen des mers (*Shaw et al., 1998*). Dans ce dernier travail, les 7 variables terrestres et marines utilisées par *Gornitz et al. (1990, 1991, 1994, 1997)* ont été conservées, mais la classification de ces variables sur une échelle de vulnérabilité allant de 1 à 5 a été modifiée afin de tenir compte de certaines caractéristiques côtières typiquement canadiennes comme la présence de falaises de glace et de sédiments englacés dans le Grand Nord ou l'existence de taux de subsidence élevés (*Shaw et al., 1998*). Une synthèse de ces différents indices est présentée ci-après dans le tableau 24.

Cependant, tout ces indices s'attachent à décrire et évaluer la vulnérabilité côtière à un niveau régional, les côtes étant découpées en cellules ayant une taille standard de 0,25°, soit environ 28 km, et les paramètres physiques utilisés pour déterminer la vulnérabilité du littoral étant des valeurs moyennes calculées sur des sections de côtes de 3', 5', 7.5' ou 15' de degré selon les cas (*Gornitz et al., 1994 ; Gornitz et al., 1997 ; Shaw et al., 1998*). Une telle résolution spatiale est en grande partie imposée par la faible quantité de données disponibles, celles-ci n'offrant bien souvent qu'une couverture clairsemée du littoral car les mesures ne se concentrent que sur certains sites spécifiques. Or, si une telle résolution spatiale est suffisante pour prendre des décisions politiques au niveau national ou provincial, la mise en oeuvre de mesures concrètes pour réduire ces risques nécessite, pour sa part, une description plus fine et une connaissance plus approfondie des risques à l'échelle locale, c'est à dire inférieur à quelques kilomètres, afin de mieux cibler les zones à risque élevé et établir des priorités.

**Tableau 24 : Synthèse des différents indices de risques utilisés en Amérique du nord. Remarque: il y a de toute évidence une erreur dans la cotation des risques liés au marnages en ce qui concerne les indices développés par l'USGS (*Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000a et 2000b*).**

	<i>Indice de vulnérabilité côtière (Gornitz et al., 1991)</i>				
	Très faible	Faible	Modéré	Élevé	Très élevé
<i>Variable</i>	1	2	3	4	5
<b>1. Élévation (m)</b>	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
<b>2. Géologie</b>	Roches plutoniques, volcaniques et métamorph. dures ou moyennes	Roches métamorphiques peu résistantes, grès et conglomérats	Roches sédimentaires	Sédiments meubles grossiers et/ou mal classés	Sédiments meubles fins, cendres volcaniques
<b>3. Géomorphologie</b>	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, marais, mangroves, récifs coralliens	Plages de galets, estuaires, lagons, plaines alluviales	Barrières, plages sableuses, vasières, deltas
<b>4. Variation marine (mm/a)</b>	< -1.0	-1.0 à 0.99	1.0 à 2.0	2.1 à 4.0	> 4.0
<b>5. Variation trait de côte (m/a)</b>	> 2.0 accrétion	1.0 à 2.0 accrétion	-1.0 à +1.0 Stable	-1.1 à -2.0 érosion	< -2.0 Érosion
<b>6. Marnage (m)</b>	< 1.0	1.0-1.9	2.0-4.0	4.1-6.0	6.0
<b>7. Hauteur de vague max. (m)</b>	0-2.9	3.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	> 6.9

	<i>Indice de sensibilité (Shaw et al., 1998)</i>				
	Très faible	Faible	Modéré	Élevé	Très élevé
<i>Variable</i>	1	2	3	4	5
<b>1. Élévation (m)</b>	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
<b>2. Géologie</b>	Roches plutoniques, volcaniques et métamorph. dures	Roches métamorphiques	Roches sédimentaires	Sédiments peu consolidés	Sédiments meubles, glace
<b>3. Géomorphologie</b>	Fjords, fiards, hautes falaises rocheuses	Moyennes ou petites falaises rocheuses	Plages, placages sédimentaires sur socle rocheux	Barrières, talus, marais, tourbières, vasières, deltas, flèches, tombolo	Sédiments englacés, glaces riches en sédiments, banquise, glaciers
<b>4. Variation marine (cm/100 a)</b>	> -50	-20 à -20	-19 à +20	21 à 40	> 40
<b>5. Variation trait de côte (m/a)</b>	> +0.1 accrétion	0 stable	-0.1 à -0.5 érosion	-0.6 à -1.0 érosion	< -1.0 Érosion

	<i>Indice de sensibilité (Shaw et al., 1998)</i>				
<b>6. Marnage (m)</b>	< 0.5	0.5-1.9	2.0-4.0	4.1-6.0	> 6.0
<b>7. Hauteur de vague max. (m)</b>	0-2.9	3.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	> 6.9

	<i>Indice de vulnérabilité côtière (Thieler et Hammar-Klose, 1999 et 2000a)</i>				
<b>1. Géomorphologie</b>	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, plaines alluviales	Plages de galets, estuaires, lagons	Barrières, plages sableuses, marais, vasières, deltas, mangroves, récifs coralliens
<b>2. Pente de la côte (%)</b>	> 0.115	0.115 à 0.055	0.055 à 0.035	0.035 à 0.022	< 0.022
<b>3. Variation marine (mm/a)</b>	< 1.8	1.8 à 2.5	2.5 à 3.0	3.0 à 3.4	> 3.4
<b>4. Variation trait de côte (m/a)</b>	> 2.0 accrétion	1.0 à 2.0 accrétion	-1.0 à +1.0 stable	-1.1 à -2.0 érosion	< -2.0 érosion
<b>5. Marnage moyen (m)</b>	6.0	4.1-6.0	2.0-4.0	1.0-1.9	< 1.0
<b>6. Hauteur moyenne des vagues (m)</b>	< 0.55	0.55-0.85	0.85-1.05	1.05-1.25	> 1.25
	<i>Indice de vulnérabilité côtière (Thieler et Hammar-Klose, 2000b)</i>				
<b>1. Géomorphologie</b>	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, plaines alluviales	Plages de galets, estuaires, lagons	Barrières, plages sableuses, marais, vasières, deltas, mangroves, récifs coralliens
<b>2. Pente de la côte (%)</b>	> 1.9	1.3-1.9	0.9-1.3	0.6-0.9	< 0.6
<b>3. Variation marine (mm/a)</b>	< -1.21	-1.21 à 0.1	0.1 à 1.24	1.24 à 1.36	> 1.36
<b>4. Variation trait de côte (m/a)</b>	> 2.0 accrétion	1.0 à 2.0 accrétion	-1.0 à +1.0 stable	-1.1 à -2.0 érosion	< -2.0 érosion
<b>5. Marnage moyen (m)</b>	6.0	4.1-6.0	2.0-4.0	1.0-1.9	< 1.0
<b>6. Hauteur moyenne des vagues (m)</b>	< 1.1	1.1-2.0	2.0-2.25	2.25-2.60	> 2.60

Une telle résolution est cependant à présent disponible grâce aux techniques du LiDAR et de la vidéogrammétrie à très haute résolution qui permettent d'acquérir rapidement d'énormes quantités de données sur de larges bandes côtières avec une précision et une exactitude suffisante, comme cela a été démontré dans les chapitres précédents.

Il faut également ajouter que les études sur les risques pré-citées se concentrent essentiellement sur les risques à moyen et long termes (entre 10 et 10<sup>2</sup> ans) liés à une hausse du niveau marin dans le cadre d'un réchauffement climatique global. Or, certains risques peuvent nécessiter des mesures de gestion à plus court terme (1 à 10 ans), comme les risques de glissement de terrain par exemple. Ces mesures à mettre en application pour réduire les risques côtiers varient suivant la stratégie considérée. Celles-ci sont habituellement rangées en trois catégories distinctes (*Burton et al., 1993 ; Klein et al., 2003 ; Walsh et al., 2004 ; Ferreira et al., 2006*) :

1. le retrait des infrastructures et activités humaines des zones à risques afin de réduire l'exposition à ceux-ci ;
2. l'adaptation qui consiste simplement à gérer au mieux les conséquences des risques naturels sans chercher à s'y opposer ;
3. la protection qui consiste à réduire les risques et leurs impacts au moyen de diverses initiatives de défense de la côte (empièvements, épis, murs, jetées...).

Certaines stratégies, comme la stratégie du retrait, nécessitent impérativement des prédictions de risque et de recul du trait de côte sur le long terme. Cette approche permet de déterminer de façon fiable et sécuritaire l'importance du recul vers l'intérieur des terres et d'éviter la répétition de travaux très coûteux à trop court terme. D'autres stratégies, comme la stratégie de la protection et de l'opposition aux risques, peuvent requérir des prédictions à plus court terme et à plus petite échelle afin de mieux cibler les zones à protéger. C'est d'ailleurs cette dernière stratégie qui est souvent préférée au retrait car elle implique des travaux moins importants et moins onéreux.

#### **6.1.4 L'apport des techniques aéroportées**

Cependant, les indices de vulnérabilité développés jusqu'à présent n'offrent pas une résolution spatiale suffisante pour prendre des décisions éclairées à ce niveau.

Dans ce domaine que les relevés aéroportés LiDAR, ainsi que les relevés vidéographiques à très haute résolution, se révèlent particulièrement adaptés. Outre une quantité de mesures accrue, leur résolution spatiale permet en effet d'obtenir à présent un certain nombre d'informations géomorphologiques, géologiques et géographiques supplémentaires qui viennent s'ajouter aux informations déjà disponibles via d'autres sources. Cette approche autorise une détermination plus précise des risques naturels côtiers à petite échelle, en particulier les risques à court et moyen termes liés aux affaissements, glissements et effondrements de terrain, ainsi qu'une gestion et un aménagement plus efficaces du littoral

##### **6.1.4.1 Les apports du LiDAR à la gestion des risques naturels côtiers**

Un certain nombre de travaux portant sur la vulnérabilité côtière ont déjà eu recours à des données altimétriques laser. Celles-ci ont surtout permis de compléter et d'améliorer les modèles topographiques côtiers et de simuler ainsi plus précisément les zones menacées par des risques d'inondation, qu'elles soient causées par des surcotes dues à des tempêtes extra-tropicales

(Webster et al., 2004a ; Webster et al., 2004b) ou par une élévation future du niveau marin accompagnée d'une intensification des tempêtes (Forbes et al., 2004 ; Webster et al., 2006a).

Des données LiDAR ont également été employées afin de préciser la position du trait de côte et affiner ainsi la valeur des taux de régression ou de progradation utilisés pour évaluer la vulnérabilité à long terme des côtes américaines à l'érosion côtière (Stockdon et al., 2002 ; Letherman, 2003 ; Graham et al., 2003 ; Allan et al., 2003 ; Brock et al., 2004 ; Robertson et al., 2004 ; Morton et al., 2005).

Enfin, les relevés LiDAR ont aussi été utilisés pour identifier et suivre l'évolution de certaines zones côtières particulièrement vulnérables à des événements climatiques extrêmes comme les ouragans tropicaux (Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al., 2001 ; White et Wang, 2002 ; Woolard and Colby, 2002 ; Sallenger et al. 2003a ; Sallenger et al. 2003b) ou certaines tempêtes particulièrement violentes qui accompagnent le phénomène El Niño (Sallenger et al., 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al., 2002 ; Allan et al., 2003).

L'emploi de données LiDAR, seules ou combinées à des données provenant d'autres sources d'acquisition, dans le but d'évaluer des risques naturels côtiers n'est donc pas une chose nouvelle. Cependant, toutes ces études se sont concentrées sur la seule information altimétrique fournie par ces données. Et bien que de nombreuses études aient eu recours à des données LiDAR pour décrire et étudier la géomorphologie et la dynamique côtière locale, aucune ne semble avoir encore essayé de prendre en compte ces informations géomorphologiques, géologiques et géographiques, et de les intégrer aux indices de vulnérabilité côtière existant afin d'améliorer la prédiction des risques, en particulier les risques à court terme.

C'est l'objectif de cette section. Les apports du LiDAR à la gestion des risques sont tout d'abord abordés. Ensuite ces nouveaux paramètres sont intégrés aux d'autres paramètres déjà pris en considération dans l'évaluation des risques par les études précédentes (Gornitz et al., 1994 ; Shaw et al., 1998) et un indice modifié de vulnérabilité est développé sur base de ces nouveaux critères. Enfin, les limites d'application de ce nouvel indice de risque ainsi que les meilleures techniques d'acquisition pour chacune des variables sont discutées.

Comme cela a déjà été mentionné précédemment, les indices de vulnérabilité existants décrivent les risques côtiers pour des cellules littorales de grande taille. Ces cellules sont supposées être homogènes, c'est à dire être formées par un même type d'environnement côtier, soumis aux mêmes forçages climatiques et hydrodynamiques et présentant la même dynamique littorale sur toute la longueur de côte couverte par la cellule. Malheureusement, cette hypothèse est rarement vérifiée à une telle échelle, les côtes présentant habituellement une forte variabilité géologique et géomorphologique qui influence directement la dynamique littorale. Cela est particulièrement vrai pour les côtes canadiennes qui sont caractérisées par une forte hétérogénéité des environnements côtiers, des environnements très contrastés pouvant se côtoyer et former ainsi une mosaïque complexe dont la réponse à l'érosion peut varier fortement sur des distances de seulement quelques centaines de mètres ou de quelques kilomètres (Shaw et al., 1998).

De plus, une prédominance des plages de graviers et de galets, résultant de l'érosion de dépôts glaciaires et de l'apport de sédiments hétérogènes ainsi fournis, est souvent observée sur les littoraux canadiens (Forbes et Taylor, 1987). Or, le comportement de ces plages de graviers et galets peut généralement être associé à des cellules littorales de petite taille (Forbes, 1995).

Jusqu'à présent, il était par conséquent extrêmement difficile de prendre la totalité de ces environnements côtiers en considération dans les modèles de risques existants et de nombreuses petites zones vulnérables ont été nécessairement ignorées par les études précédentes (*Shaw et al., 1998*). Il s'agit typiquement de deltas de petites et de moyennes tailles, des petites plages abritées ou de petits marais salés.

Ce n'est plus le cas à présent, la résolution spatiale des données altimétriques laser étant maintenant suffisante pour tenir compte de cette hétérogénéité à petite échelle ainsi que de la variabilité des processus érosifs le long des côtes.

Les modèles numériques de variations verticales obtenus à partir des données altimétriques laser de 2003 et 2004 sur nos sites d'étude mettent ainsi clairement en évidence une alternance entre zones stables et zones en érosion (Figure 6.1), révélant par là même l'existence de cellules littorales de quelques centaines de mètres de long seulement. Le site de Paspébiac en constitue un exemple marquant.

L'étude menée par *Renaud (2000)* sur l'évolution de ce barachois avait montré que le cordon oriental composant la structure cuspidée, d'une longueur d'environ 1700 m, avait subi un recul annuel moyen de -3.45 m/a entre 1934 et 1992, et de -4.16 m/a entre 1992 et 1998 (*Renaud, 2000*). Or, si les relevés LiDAR montrent bien un recul moyen du trait de côte de -2.26 m/a entre 2003 et 2004 pour l'ensemble du cordon, en accord avec les résultats précédents, cette valeur moyenne n'apparaît pas du tout représentative des variations réelles subies par la structure sédimentaire.

En réalité, nos résultats montrent que ce cordon, loin de se comporter comme un ensemble cohérent, doit plutôt être subdivisé en trois sous-systèmes, trois cellules, évoluant de façon radicalement différente l'une de l'autre (Figure 6.2). Une première cellule, située au nord du chenal de marée qui perce le cordon, s'étend sur une distance d'environ 550 m. Elle a montré qu'entre 2003 et 2004, le recul du trait de côte est de 8.7 m pour cette seule année. Le trait de côte intérieur, délimitant la lagune, a pour sa part régressé de -9.8 m, indiquant ainsi une migration très rapide de toute cette portion du cordon sur la lagune. Cette régression s'est accompagnée d'une perte nette de -9100 m<sup>3</sup> de sédiments.

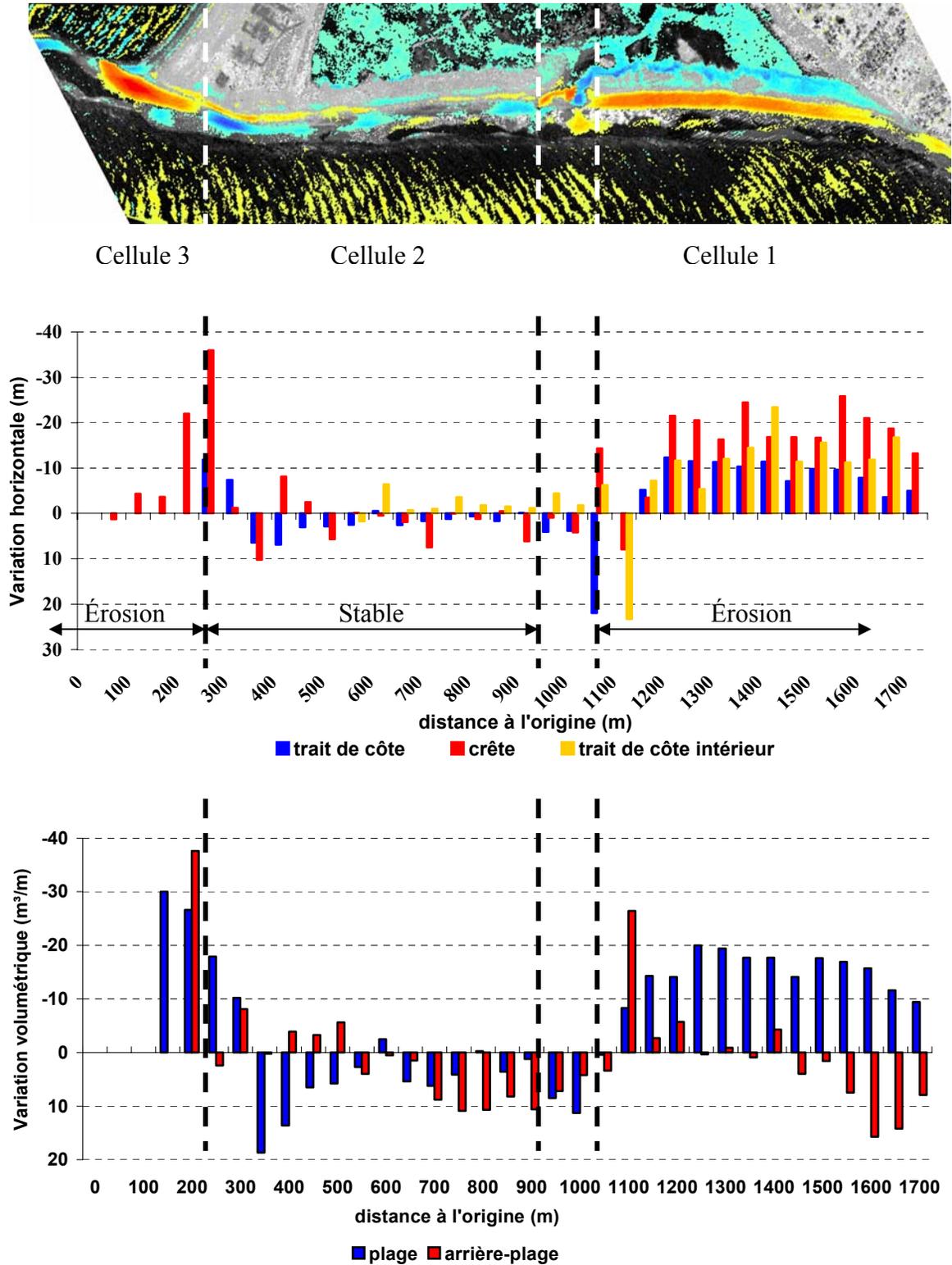


Figure 6.1 : Décomposition du cordon oriental de Paspébiac en trois sous-systèmes, ou cellules, selon leur dynamique entre 2003 et 2004.

Toutefois, juste à côté de cette première cellule qui subit une forte érosion, se trouve une portion de côte relativement stable et en légère accrétion. Cette seconde cellule s'étend au sud de la première sur une distance d'environ 700 m, et se caractérise par une progradation de son trait de côte de +2.6 m. Le trait de côte intérieur a pour sa part régressé de -2,4 m, trahissant ainsi une extension des débordements de tempêtes dans la lagune et un élargissement moyen du cordon de +5.0 m le long de cette portion de côte. Cet élargissement s'est accompagné d'un gain de sédiments de +6582 m<sup>3</sup>. Il est à noter que la limite entre ces deux cellules semble être marquée par le chenal de marée lui-même et que la transition entre la partie en érosion et la partie en accrétion se fait relativement rapidement, sur une distance de moins de 100 m.

Enfin, au sud de la seconde cellule littorale se trouve une dernière cellule expérimentant-elle aussi une érosion importante. Elle correspond à la partie distale du cordon et s'étend sur une distance d'environ 350 m seulement. Le recul du trait de côte mesuré par LiDAR y est de -8.0 m pour une perte de sédiments de -4253 m<sup>3</sup>.

Il n'a malheureusement pas été possible de déterminer si la position et l'évolution des cellules mises en évidence dans le cadre de ce travail correspondent à un état d'équilibre du système et demeurent stables dans le temps ou bien si il ne s'agit que d'un état temporaire. Les études antérieures ayant porté sur l'évolution de Paspébiac n'ont cependant pas montré l'existence d'une stabilité à long terme de la partie centrale du cordon oriental. Il est donc possible d'en déduire que ces cellules ne sont que temporaires, même si les mécanismes qui en sont à l'origine restent très mal connus.

Cet exemple illustre donc bien les problèmes qu'il peut y avoir à utiliser des taux moyens calculés sur de grandes cellules pour décrire l'évolution du littoral à court et moyen termes. Les résultats de cette étude indiquent plutôt que, pour avoir une bonne représentativité de la variabilité et de l'hétérogénéité des milieux côtiers para-glaciaires, la taille des cellules littorales considérées devrait être comprise entre 100 m et 1000 m.

Outre l'existence d'une alternance entre zones en érosion et zones stables à l'échelle de quelques centaines de mètres, les relevés LiDAR ont également permis de mettre en évidence l'existence de zones sensibles de très petite taille sur lesquelles se concentre l'érosion (*erosional hotspots*). Leur taille est habituellement de quelques dizaines de mètres seulement et ils s'observent en particulier à proximité d'ouvrages de protection (figure 6.2).

Enfin, les relevés laser de 2003 et 2004 montrent que le LiDAR est parfaitement capable de révéler l'existence, dans les falaises et les talus, de faiblesses structurales géologiques telles que des failles, des fractures ou des affaissements de terrain, et cela même si elles sont de faible dimension et/ou dissimulées sous un épais couvert végétal, ce qui les rend habituellement très difficiles à détecter avec les méthodes traditionnelles d'arpentage et de photogrammétrie aérienne. Or, ces faiblesses géologiques accroissent localement les risques de glissement de terrain, d'éboulement ou d'effondrement à très court terme (quelques mois à quelques années). Deux exemples sont donnés par les figures 6.3 et 6.4.

Sur la première figure, les TIN générés à partir des données LiDAR de 2003 et 2004 pour le secteur d'étude de Maria révèlent la présence d'un affaissement de terrain d'environ 100 m de long dans le talus bordant la route nationale 132. Cet affaissement présentait en 2003 un dénivelé de 2.5 m par rapport au terrain environnant qui est resté stable en 2004. La zone menacée couvre

une surface estimée à environ 1000 m<sup>2</sup> et correspond à un volume de terre d'environ 7200 m<sup>3</sup>. Il est à noter que cette zone est directement adjacente à la route 132 et semble en soutenir une partie des fondations.

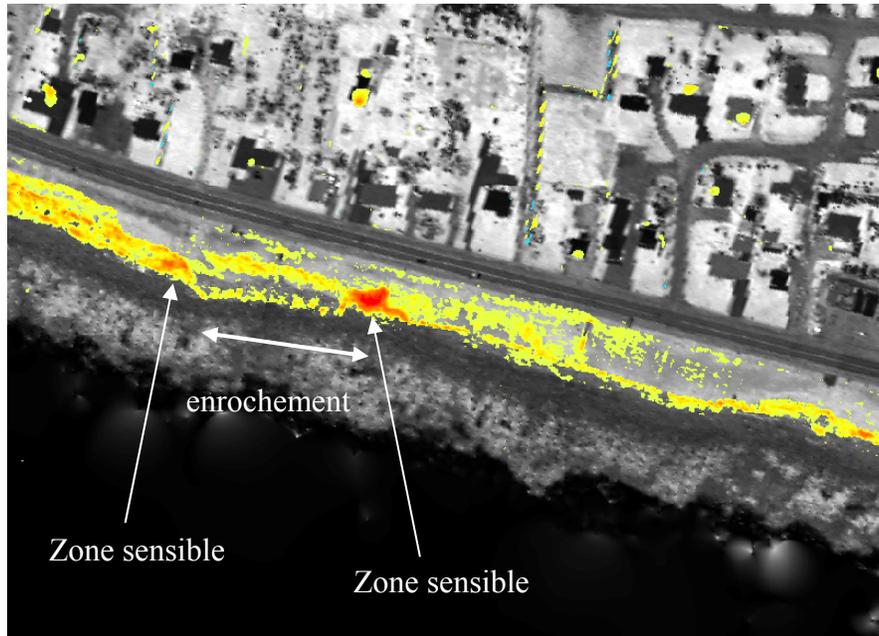


Figure 6.2 : Exemple de zones sensibles sur lesquelles se concentre l'érosion (secteur des talus de Saint-Siméon)

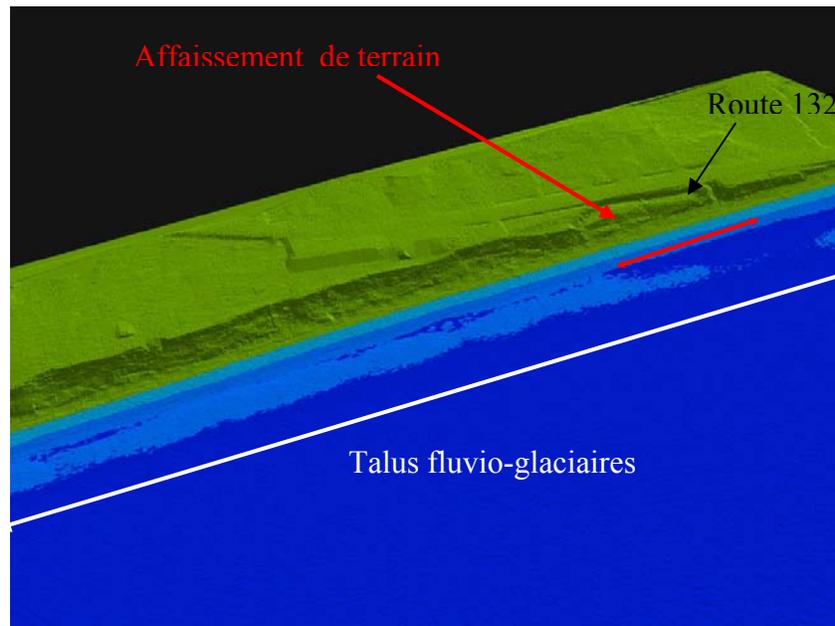
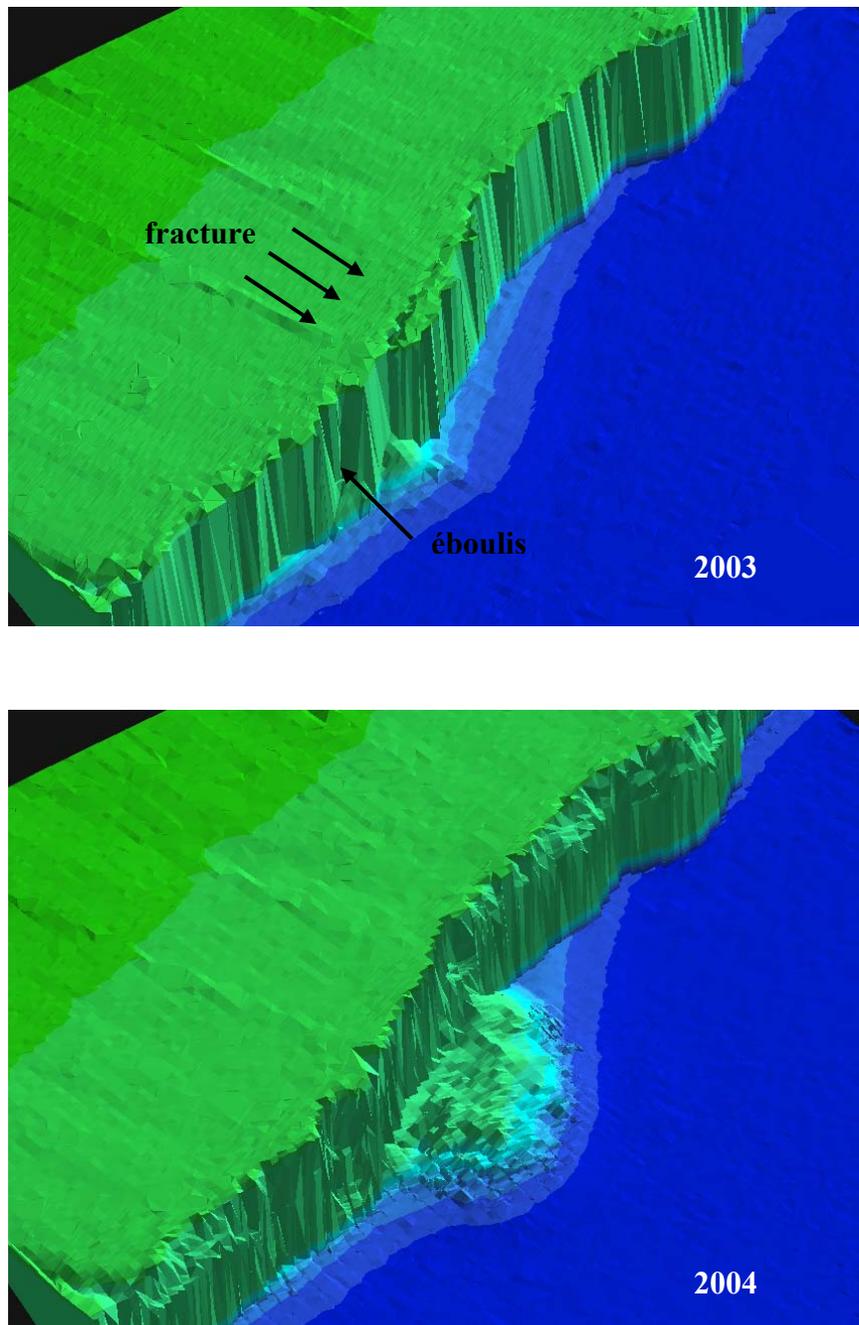


Figure 6.3 : Affaissement de terrain mis en évidence par le LiDAR le long de la route nationale 132, au niveau d'un talus du secteur de Maria.



**Figure 6.4 : Exemple d'application des données altimétriques LiDAR à la détection des risques côtiers. Ces données révèlent en 2003 l'existence d'une fracture courant parallèlement au bord de la falaise dans la partie sommitale, ainsi qu'un petit cône de débris sur la plage témoignant de l'instabilité de cette portion de falaise et des risques importants à court terme. Cela est confirmé par les données laser de 2004 qui montrent l'effondrement d'un pan de falaise d'environ 6545 m<sup>3</sup>. L'accumulation est encore clairement visible sur la plage, au pied de la falaise.**

Le second exemple montre une portion de falaise du secteur de Paspébiac pour laquelle les données altimétriques LiDAR ont révélé l'existence, en 2003, d'une fracture au sommet de la falaise, longeant parallèlement au bord de celle-ci. En outre, un petit cône de débris est visible sur la plage, dans l'axe de la fracture, témoignant de l'instabilité de cette portion de falaise et des risques importants d'effondrement à court terme. Cette interprétation est confirmée par les données laser de 2004 qui montrent qu'un pan entier de falaise s'est effondré, provoquant un recul du sommet de la falaise pouvant atteindre 7 m par endroits et s'étendant sur une longueur de côte d'un peu plus de 55 m, ce qui correspond à un volume estimé de 6545 m<sup>3</sup>. Une importante accumulation de débris est toujours bien visible au pied de la falaise. Son volume est estimé quant à lui à 5330 m<sup>3</sup>, indiquant qu'une partie du dépôt a déjà été érodé par les vagues et repris par la dérive littorale afin d'alimenter les plages situées en aval (ouest).

#### **6.1.4.2 Développement d'une approche multi-sources des risques côtiers**

Le LiDAR apparaît donc comme une nouvelle source de données qui permet non seulement d'améliorer la précision de mesures qui pouvaient déjà être obtenues au moyen d'autres sources d'acquisition, mais qui permet également d'apporter de nouveaux éléments d'informations qui restaient à la limite de la détection jusqu'alors. Le LiDAR, et dans une moindre mesure la vidéogrammétrie à très haute résolution, viennent donc compléter et enrichir les données fournies par les techniques d'acquisition actuelles.

Afin d'intégrer ces nouvelles informations aux données existantes, l'indice de sensibilité, développé par *Shaw et al. (1998)* a donc été modifié. Si 6 des 7 variables retenues par *Shaw et al.* ont été conservées, 6 autres variables ont été ajoutées afin de profiter des apports du LiDAR et de la vidéogrammétrie à très haute résolution. Celles-ci ont été choisies dans le but de mieux représenter les risques côtiers à court et moyen termes liés à l'érosion et d'offrir ainsi un outil permettant une meilleure gestion du littoral à échelle locale. Les variables retenues ainsi que leur classification sur une échelle de risques comprise entre 1 et 5 sont présentées dans le tableau 25.

Les 6 premières variables sont identiques à celles de *Shaw et al. (1998)*. Seule la variation du niveau moyen des mers n'a pas été pris en compte dans ce travail, ce paramètre ayant déjà fait l'objet de travaux antérieurs très complets et détaillés par *Shaw et al. (1998)* et *Gornitz et al. (1991, 1994)* par exemple.

**Tableau 25 : Classification utilisée dans ce travail pour évaluer la vulnérabilité des côtes canadiennes à l'érosion en prenant en considération les nouvelles informations fournies par le LiDAR.**

Paramètres	Indice Modifié de Vulnérabilité Côtère				
	Très faible	Faible	Modéré	Élevé	Très élevé
	1	2	3	4	5
<b>1. géologie</b>	Roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques dures	Roches métamorphiques	Roches sédimentaires	Sédiments peu consolidés	Sédiments non consolidés, glace
<b>2. géomorphologie</b>	Fjords, hautes falaises rocheuses	Moyennes ou petites falaises rocheuses	Plages, placages sédimentaires sur socle rocheux	Barrières, talus, marais, tourbières, vasières, deltas, flèches, tombolo	Sédiments englacés, glaces riches en sédiments, banquise, glaciers
<b>3. Variation du trait de côte (m/a)</b>	> +01 accrétion	0 stable	-0.1 à -0.5 érosion	-0.6 à -1.0 érosion	> -1.0 érosion
<b>4. Marnage (m)</b>	< 0.5	0.5-1.9	2.0-4.0	4.1-6.0	> 6.0
<b>5. Hauteur de vague max. (m)</b>	0-2.9	3.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	> 6.9
<b>6. Élévation terrain (m)</b>	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
<b>7. Élévation base dune - talus - falaises (m)</b>	> MHHW+S <sub>max</sub>	MHHW-MHHW+S <sub>max</sub>	MHW-MHHW	MLW-MHW	< MLW
<b>8. Stabilité de la pente</b>	> 75 %	60-75 %	35-60 %	10-35 %	< 10 %
<b>9. Chenal</b>	Absent, stabilisé des deux côtés	stabilisé d'un côté + stabilité naturelle	Stabilisé d'un côté + instabilité naturelle	non stabilisé + stabilité naturelle	non stabilisé + instabilité naturelle
<b>10. Faiblesses structurales</b>	Absence de failles, fractures ou affaissements	---	---	---	Présence de failles, fractures ou affaissements
<b>11. Protection</b>	Protection par des roches dures	Protection par des roches sédimentaires	Protection par des sédiments meubles	Absence de protection, pas d'encoche basale	Absence de protection, encoche basale bien formée
<b>12. Proximité humaine (m)</b>	> 100	75-100	50-75	25-50	< 25

Leur classification sur l'échelle de risque a également été conservée puisque celle-ci avait déjà été adaptée aux côtes canadiennes. Ces variables sont :

- La géologie:

La résistance des roches ou des dépôts sédimentaires constituant le littoral détermine en grande partie la vulnérabilité de la côte à l'érosion. À une extrémité de l'échelle des risques se trouvent les roches volcaniques, plutoniques ou métamorphiques résistantes (gneiss, granites durs...) qui présentent un risque très faible. À l'autre extrémité se trouvent les sédiments non consolidés qui offrent très peu de résistance à l'érosion marine ou climatique et constituent donc un risque particulièrement élevé.

Bien que certaines études aient déjà essayé d'obtenir des informations sur ce paramètre en utilisant des techniques de relevés aéroportés comme le RADAR, la photographie aérienne ou le LiDAR (Boucher, 2007), seul des relevés géologiques conduits au sol apparaissent actuellement à même de fournir des informations géologiques précises et détaillées sur la lithologie de la côte et le degré de résistance des roches ou dépôts.

- La géomorphologie:

Cette variable, qui est déterminée par la géologie côtière, le régime des vents, des vagues, des houles et des marées, constitue un bon indicateur de la résistance générale du littoral et de son comportement face aux principaux forçages climatiques et marins. Les côtes dominées par des environnements rocheux, tels les fjords ou les falaises, entrent dans les classes de risques faibles (classes 1 ou 2) tandis que les plages, les talus et les structures sédimentaires sableuses moins résistantes sont classées comme de risque moyen ou élevé. Les côtes les plus vulnérables à l'érosion comprennent essentiellement les côtes arctiques en raison de leur forte teneur en glace.

Ce paramètre étant essentiellement descriptif, il peut être déterminé au moyen de n'importe quel système d'acquisition, que ce soit par photographie ou vidéographie aériennes, données satellitaires, données LiDAR, données RADAR, relevés de terrain au sol, etc. Les prises de vues aériennes, particulièrement lorsqu'elles sont à haute ou très haute résolution comme dans le cas de la vidéogrammétrie, nous apparaissent néanmoins comme les plus adéquates car elles allient bonne résolution, rapidité d'acquisition et rapidité de traitement. En outre, elles sont aisément interprétables par un opérateur humain, ce qui n'est pas le cas des données provenant d'autres sources d'acquisition comme le LiDAR ou le RADAR qui nécessitent certains traitements spécifiques avant de pouvoir être visualisées et interprétées.

- La variation annuelle moyenne du trait de côte:

Ce paramètre est un des plus utilisés pour les prédictions de risque à plus ou moins long terme. Tout comme la géomorphologie côtière, il résulte à la fois de l'influence de la géologie, du vent, des vagues, des houles et des marées. Il constitue donc un autre bon indicateur de la résistance de la côte à l'érosion et de son évolution à plus ou moins long terme. Les côtes en accrétion ne présentent que des risques très faibles et sont par conséquent classées dans les risques de type 1 tandis que les côtes caractérisées par un taux de recul supérieur à -1 m/a sont considérées ici comme très vulnérables (classe 5).

La détermination de cette variable n'est cependant pas aisée. Outre les problèmes liés à la définition du « trait de côte », à son identification et à la précision de son positionnement qui ont déjà été discutés au chapitre précédent (§5.2.3), il a été montré dans le présent chapitre que le nombre et la dispersion le long du littoral des mesures de recul utilisées pour calculer cette moyenne avait un impact très important sur la représentativité de cette variable car les côtes présentent généralement un forte hétérogénéité d'environnements et de comportements. Par conséquent, il est recommandé d'effectuer ces moyennes sur des cellules ayant des tailles comprises entre 100 m et 1000 m selon l'hétérogénéité des environnements couverts. Pour la mesure des reculs en tant que tels, la méthode la plus utilisée consiste à effectuer des comparaisons diachroniques de la position du trait de côte. Pour cela, la source de données la plus employée actuellement est la photographie aérienne qui permet de localiser visuellement le trait de côte avec une précision inférieure à 10 m. Cependant, le LiDAR offre une meilleure précision de positionnement et son usage devrait se généraliser progressivement lorsque les relevés laser couvriront un intervalle de temps suffisant pour réaliser des moyennes annuelles fiables. Cet intervalle de temps est généralement de l'ordre de quelques décennies afin de prendre en compte dans la moyenne la contribution de certains phénomènes climatiques ayant une longue période d'occurrence (*Forbes et al., 2004*). Cependant, baser les taux de recul moyens sur de si longs intervalles de temps peut aussi poser certains problèmes, en particulier lorsque les côtes subissent une forte pression anthropique. Dans ce cas, les divers aménagements littoraux réalisés entraînent des perturbations de la dynamique côtière, celles-ci pouvant aussi bien s'étendre sur quelques années seulement ou sur plusieurs décennies. Les moyennes annuelles calculées alors intégreront à la fois les taux antérieurs aux aménagements et les taux postérieurs à ceux-ci, faussant ainsi les taux de recul moyens déterminés qui risquent de ne plus être représentatifs de la dynamique actuelle et future de la côte.

- Le marnage:

Cette variable influence à la fois la vulnérabilité de la côte aux inondations et sa vulnérabilité à l'érosion car plus la différence de niveau entre la marée basse et la marée haute est important et plus la zone littorale soumise à l'action des vagues et aux risques d'inondations causés par des surcotes est large.

La mesure de cette variable ne peut être faite par des moyens aéroportés et s'obtient au moyen de marégraphes placés en mer.

- La hauteur maximale annuelle des vagues:

Ce paramètre est directement lié à l'énergie des vagues (*Komar, 1976*) et constitue donc une bonne indication de leur potentiel d'érosion. Si la hauteur moyenne des vagues est parfois utilisée (*Thieler et Hammar-Klose, 1999 ; 2000a ; 2000b*), la hauteur maximale a été ici préférée car elle correspond aux grandes vagues de tempêtes qui ont une influence particulièrement importante sur l'érosion à court-terme des côtes.

Leur mesure s'effectue en général au moyen de marégraphes, même si certaines études ont essayé de les mesurer par télédétection ou par caméras fixes comme le système ARGUS opéré par l'Université de Nouvelle Galle du Sud (Australie) ou par l'Université d'Oregon (USA). Ces

mesures par télédétection ne permettent pas cependant d'obtenir des données sur des périodes de temps suffisamment longues pour réaliser des moyennes annuelles.

- L'élévation du terrain:

Ce paramètre influence essentiellement les risques liés aux inondations, les terrains ayant des élévations comprises entre 0 m et 5 m étant ceux où le risque est le plus élevé en cas de surcote de tempête.

Si la topographie peut être obtenue par différentes techniques, le LiDAR apparaît actuellement la meilleure solution pour collecter rapidement une grande quantité de données topographiques fiables afin de modéliser avec précision la côte sur des distances étendues.

A ces 6 variables ont été ajoutées 6 nouvelles variables afin de prendre en compte les risques à court terme ainsi que les nouvelles informations pouvant être obtenues à partir des données altimétriques laser. Certains de ces paramètres concernent tout les types d'environnements côtiers tandis que d'autres ne concernent qu'un type d'environnement particulier. Ils ont cependant été inclus dans le calcul de l'index de vulnérabilité générale des côtes car ils permettent de prendre en compte des risques très spécifiques qui n'étaient pas pris en considération jusqu'à présent. Il s'agit notamment des risques de glissement de terrain, des risques d'effondrement ainsi que les risques liés à la présence d'un chenal de marée. Ces nouveaux paramètres sont présentés plus en détail ci-dessous, ainsi que la meilleure source d'acquisition. Une synthèse de ces différentes variables et de leurs moyens d'acquisition est présentée dans le tableau 26.

- L'élévation du pied de dune, de talus ou de falaise:

Ce paramètre détermine, avec le marnage, la fréquence d'exposition de l'arrière-plage à l'action des vagues. Il influence donc à la fois la vulnérabilité de la côte à l'érosion marine et la vulnérabilité aux ruptures de cordons dunaires, aux débordements de tempêtes et aux autres risques d'inondation. Si le taux annuel moyen de recul intègre déjà l'influence de cette variable sur le long terme, des études récentes menées sur les îles-barrières de Caroline du Nord et les falaises de l'Oregon ont démontré l'intérêt de ce paramètre dans la détermination des risques à court termes dus aux vagues de tempêtes (*Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al., 2002*).

Ces risques étaient estimés en comparant l'élévation de la base de la dune ou de la falaise et l'élévation maximale atteinte par le jet de rive (*run-up*). Ce dernier paramètre est toutefois difficile à déterminer avec précision car il dépend des conditions de vagues locales, qui sont bien souvent mal connues. De plus, le calcul de l'élévation du jet de rive à partir de ces données hydrodynamiques est généralement réalisé au moyen de relations empiriques (*Holman, 1986 ; Sallenger et al., 2002*) pouvant difficilement être transposées à d'autres régions. C'est pourquoi dans ce travail, les niveaux de marées et de surcote ont été préférés aux élévations de jets de rive. Ils présentent l'avantage de pouvoir être déterminés facilement au moyen de tables de marées et de stations marégraphiques tout en constituant un indicateur satisfaisant de l'exposition moyenne aux vagues de la base des dunes, talus ou falaises et donc de leur vulnérabilité à l'érosion marine. Le risque est considéré comme maximal lorsque la base est soumise en permanence à l'action des vagues, ce qui se produit lorsque son élévation est inférieure au niveau moyen de marée basse (MLW). Le risque est au contraire minimal lorsque le pied est à une élévation supérieure à celle

du niveau moyen des plus hautes mers (MHHW) augmenté de la surcote maximale  $S_{\max}$  observée ou théorique.

**Tableau 26 : Synthèse des paramètres utilisés dans ce travail pour évaluer les risques côtiers ainsi que les sources d'acquisitions recommandées pour chaque variable.**

<i>Variables</i>	<i>Sources</i>
<b>1. géologie</b>	<b>Relevés de terrain</b>
<b>2. géomorphologie</b>	<b>Photographie Photogrammétrie Vidéogrammétrie HD</b>
<b>3. Variation du trait de côte (m/a)</b>	<b>Photogrammétrie, LiDAR</b>
<b>4. Marnage (m)</b>	<b>marégraphes</b>
<b>5. Hauteur de vague max. (m)</b>	<b>marégraphes</b>
<b>6. Élévation terrain (m)</b>	<b>LiDAR</b>
<b>7. Élévation base dune - talus - falaise (m)</b>	<b>LiDAR</b>
<b>8. Stabilité de la pente</b>	<b>LiDAR</b>
<b>9. Chenal</b>	<b>LiDAR Photogrammétrie Vidéogrammétrie HD</b>
<b>10. Faiblesses structurales</b>	<b>LiDAR Vidéogrammétrie HD</b>
<b>11. Protection</b>	<b>Photogrammétrie Vidéogrammétrie HD</b>
<b>12. Proximité humaine</b>	<b>Photogrammétrie Vidéogrammétrie HD (LiDAR)</b>

### 6.1.4.3 L'apport du LiDAR

Tout comme pour l'élévation générale du terrain, le LiDAR apparaît actuellement comme la meilleure méthode d'acquisition permettant de collecter en grande quantité les données topographiques nécessaires pour déterminer ce paramètre avec une précision et une résolution spatiale suffisantes.

#### - La stabilité des pentes:

Cette variable est importante lorsque la côte est formée par des dépôts sédimentaires meubles car elle détermine en grande partie le risque de glissement de terrain et donc d'érosion. La stabilité d'un terrain meuble est habituellement évaluée en comparant l'angle de la pente réelle avec l'angle de rupture théorique correspondant au matériau constituant le terrain (Roberge, 2004). Cet angle de rupture exprime l'angle maximal théorique pour lequel les forces de frottements internes sont supérieures aux forces gravitaires qui s'appliquent sur les grains du matériau. Au-delà de cet angle, les frottements internes ne sont plus suffisants pour empêcher le matériau d'être entraîné

par la pesanteur terrestre et des mouvements gravitaires se produisent alors, provoquant des glissements de terrain dangereux. Cet angle de rupture dépend principalement du matériau en place ainsi que de son degré de compaction et de cohésion et il est calculé à partir des valeurs nominales d'angles de frottement interne effectifs du dépôt meuble. L'écart entre l'angle de pente réel d'un terrain et l'angle de rupture théorique peut donc être considéré comme un indicateur réaliste des risques de mouvements gravitaires existants. Dans le cadre de ce travail, lorsque l'écart entre les deux angles de pente est inférieur à 20% de la valeur de l'angle de rupture théorique, le terrain est considéré comme instable et le risque de glissement est très élevé (classe 5), de petits changements dans la topographie du terrain pouvant suffire à le déstabiliser. Il faut en effet garder à l'esprit que la valeur de l'angle de rupture n'est qu'une valeur théorique et que certains facteurs, comme la teneur en eau du matériau, peuvent réduire cette valeur limite en diminuant les forces de cohésion entre les grains. Par contre, lorsque l'écart est supérieur à 80% de l'angle de rupture, les risques de déstabilisation et la probabilité qu'un glissement de terrain se produise sont considérés comme très faibles.

Comme toutes les autres variables topographiques, le LiDAR apparaît actuellement comme la meilleure source d'acquisition, sa précision verticale et sa résolution spatiale permettant des mesures fiables des pentes des plages et des talus sur de grandes distances. Il n'y a que dans les falaises que les mesures des pentes par LiDAR perdent de leur fiabilité (cf. §5.2.4). Néanmoins des mesures au sol sont indispensables pour connaître la lithologie des dépôts constituant les talus.

#### - La stabilité d'un chenal de marée:

Ce paramètre permet de prendre en compte les risques liés à l'existence d'un chenal de marée. Ces risques ne se rencontrent donc pas dans tout les environnements côtiers mais sont spécifiques aux îles-barrières et aux flèches sableuses. Les risques liés à l'existence d'un chenal de marée résultent principalement des modifications potentielles que le chenal peut subir. Il peut s'agir soit d'un élargissement du chenal soit d'une migration latérale du chenal le long de la côte (*Vila-Concejo et al., 2006*). C'est pourquoi le risque est considéré comme faible (classe 1) lorsque des ouvrages de stabilisation sont présent de chaque côté du chenal et comme maximal lorsque le chenal n'a pas fait l'objet d'une stabilisation et qu'il est caractérisé par une grande instabilité naturelle.

Tout comme pour le paramètre « géomorphologie », cette stabilité ou instabilité naturelle peut être évaluée au moyen d'un large spectre de données, que ce soit des données LiDAR, photographiques, photogrammétriques ou vidéogrammétriques, de mesures de terrain, etc. La figure 6.5 montre un exemple de migration latérale d'un chenal de marée particulièrement instable sur le cordon oriental de Paspébiac au moyen de données LiDAR et de données vidéographiques aériennes.

#### - L'existence de faiblesses structurales:

Ce paramètre se rencontre principalement dans les talus et les falaises et influence les risques liés à l'érosion en affaiblissant localement la résistance de la côte à l'action des vagues et aux mouvements gravitaires. *Daigneault (2001)* avait déjà essayé d'utiliser ce paramètre, ainsi qu'un certain nombre d'autres variables géologiques comme le pendage, la schistosité et le pourcentage de matrice, afin d'évaluer la vulnérabilité des côtes rocheuses de Gaspésie à l'érosion. Nombre de ces paramètres ne peuvent cependant être obtenus qu'au moyen d'analyses poussées sur des

échantillons de roches ou par des études détaillées menées sur le terrain, de sorte que l'indice de vulnérabilité développé par *Daigneault* peu difficilement être appliqué de façon systématique et rapide à de grandes portions de littoral. C'est pourquoi seule la présence de faiblesses macro-structurales telles que des failles ou des affaissements de terrain a été retenue ici comme variable, les autres paramètres utilisés par *Daigneault*, en particulier ceux se rapportant à la lithologie et la minéralogie des roches, étant déjà pris en compte de façon implicite par d'autres variables utilisées dans le présent travail (la variable « géologie » notamment).

Les sources d'acquisition les plus rapides et les plus fiables pour obtenir les informations sur cette variable semblent actuellement être le LiDAR et la photogrammétrie ou vidéogrammétrie à très haute résolution, en particulier si les vues sont prises en obliques car elles permettent alors une description détaillée des parois verticales des falaises. En fait, ces deux techniques apparaissent mêmes complémentaires. Le LiDAR permet ainsi de mettre en évidence les affaissements et les fractures présents sur la partie sommitale des talus ou falaises et qui sont généralement difficiles à observer sur les photographies aériennes soit parce qu'ils sont masqués par la végétation soit parce que les variations topographiques sont trop faibles. La photogrammétrie et la vidéogrammétrie oblique permettent quant à elles d'observer les failles et fractures présentes au niveau des parois verticales et qui restent inaccessibles au LiDAR. Néanmoins un LiDAR oblique pourrait permettre de remédier à ce problème comme le modèle orientable qui est disponible chez Optech Inc.

- La présence d'ouvrages de protection:

Ce paramètre est rarement pris en considération dans l'évaluation des risques côtiers et de la vulnérabilité du littoral car il ne se rapporte par à l'état naturel des côtes et est plutôt considéré comme une perturbation d'origine anthropique. Pourtant ces mesures protectrices, en modifiant de façon plus ou moins importante les caractéristiques physiques et dynamiques du littoral, ont une influence directe sur les risques côtiers et la vulnérabilité côtière à petite échelle ou parfois, dans certains cas très particuliers à grande échelle (plusieurs dizaines de kilomètres) . En outre, certains phénomènes naturels peuvent constituer également une protection temporaire du trait de côte, modifiant ainsi très localement et temporairement le niveau de vulnérabilité de la côte. Il s'agit principalement des effondrements qui se produisent dans les falaises et qui, en s'accumulant au pied de la falaise, la soustraient pendant un certain temps à l'action érosive des vagues et des houles. Comme l'indice de vulnérabilité développé dans ce travail se veut une aide et un outil pour la gestion du littoral à petite échelle, il nous a donc semblé nécessaire de tenir compte de ses différents types de protections afin de mieux prédire le comportement du littoral à court et moyen termes. Toutefois, en ce qui concerne les protections d'origine humaines, seuls les ouvrages de défense longitudinaux, c'est à dire ceux construits parallèlement au trait de côte tels les murs déflecteurs et les enrochements de pieds de talus, ont été considérés ici car ils modifient l'action de la houle sur le littoral sans entraver le transport littoral. Ils protègent donc localement le littoral mais peuvent avoir d'importantes répercussions sur la zone située en aval. Ainsi, leur influence sur la vulnérabilité de la côte peut être déterminée sans ambiguïtés. Cette catégorie d'ouvrages consiste à renforcer localement le trait de côte et à augmenter artificiellement sa résistance à l'érosion sur cette zone, sans perturber ni modifier la dynamique littorale. Cela n'est pas le cas des ouvrages transversaux (épis, jetées, quais...) qui, en perturbant les conditions hydrodynamiques côtières et le transport sédimentaire littoral, conduisent à des réponses très différentes du trait de côte, celui-ci subissant généralement une accrétion en amont de l'ouvrage (par rapport à la

direction du transport sédimentaire côtier) et une érosion en aval (Komar, 1976). C'est pourquoi ce dernier type d'ouvrages n'est pas considéré ici.

Les critères ayant été utilisés pour évaluer ce paramètre sur l'échelle de risques s'inspirent en partie des critères utilisés pour la géologie. Les côtes protégées par des murs de béton, des enrochements ou des éboulements naturels de roches dures sont ainsi classées à très faible risque (classe 1) tandis que celles protégées par des éboulements naturels de roches sédimentaires sont considérées comme à faible risque (classe 2). Ce risque monte encore lorsque l'éboulement naturel est constitué de sédiments meubles, peu ou pas consolidés (classe 3). Lorsque aucune protection, naturelle ou artificielle, ne vient s'opposer à l'action des vagues, les risques sont alors considérés comme élevés (classe 4) et deviennent très élevés (classe 5) lorsque une encoche d'érosion est présente à la base des talus et des falaises.

Les méthodes d'acquisition les plus adaptées à la détermination de cette variable sont la photographie aérienne, la photogrammétrie ou la vidéogrammétrie à très haute résolution.

Enfin, ces 11 variables, après avoir été classées sur une échelle de risques de 1 à 5, sont combinées afin d'obtenir un indice de vulnérabilité côtière global (IVCg). Celui-ci correspond à la racine carrée de la moyenne des produits des variables, soit:

$$IVCg = [(v_1 * v_2 * v_3 * v_4 * v_5 * v_6 * v_7 * v_8 * v_9 * v_{10} * v_{11}) / 11]^{0.5} \quad \text{Équation 23}$$

C'est la même méthode de calcul que celle utilisée précédemment par Gornitz *et al.* (1991) et par Shaw *et al.* (1998). Cette méthode a été préférée à d'autres méthodes de calcul car il a été montré (Gornitz *et al.*, 1997) qu'elle se révèle peu sensible<sup>4</sup> aux erreurs de classification et aux omissions lorsqu'elles ne concernent qu'une seule variable tout en restant sensible aux variations de plusieurs variables ce qui permet d'obtenir des résultats fiables même si les données sur une variable sont manquantes ou peu précises.

Cette méthode permet donc d'obtenir des valeurs numériques comprises entre 0 et 4511 qui, bien que ne pouvant pas être rattachées directement à des grandeurs physiques spécifiques, permettent

---

4 La sensibilité de l'indice caractérise l'influence qu'une erreur de classification sur une variable a sur le calcul de l'IVCg. Plus la sensibilité est élevée et plus la variation de l'IVCg que produira l'erreur de classification d'une seule variable sera grande.

de comparer différentes portions de côtes et de déterminer les secteurs où la vulnérabilité est la plus importante. Ce calcul a été réalisé pour les 10 secteurs d'études de ce travail. Ils sont présentés et discutés dans le chapitre suivant.



## 7. APPLICATIONS DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ CÔTIÈRE

L'indice de vulnérabilité côtière modifié (IVC) décrit au chapitre précédent a été calculé pour chacun des 9 sites d'étude répartis le long de la côte méridionale de la Gaspésie (chapitre 1). Pour ce faire, le littoral a été subdivisé en cellules de longueur variable et la valeur de chaque paramètre composant l'IVC a été déterminée pour chacune de ces cellules côtières. La valeur de l'IVC a ensuite été calculée pour toutes les cellules et une classification a été réalisée selon les critères décrits à la fin du chapitre précédent.

Les valeurs de l'IVC obtenues, tous secteurs confondus, varient entre 5 et 145 avec des modes prononcés à 10, 17 et 29 et des modes moins importants à 42, 54 et 85 (figure 7.1). Les résultats sont présentés et discutés de façon plus détaillée ci-après pour chacun des 9 secteurs d'étude.

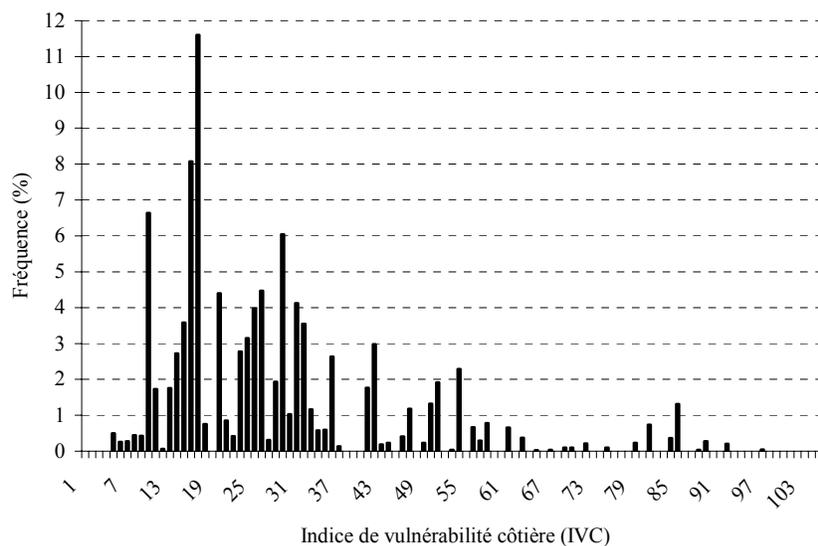


Figure 7.1 : Histogramme des fréquences des IVC (tout sites).

### 7.1 Secteur de Maria

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 106 avec des modes à 10, 15 et 41 (figure 7.2). La majeure partie du secteur (64%) présente une vulnérabilité faible (figure 7.3). Cela est dû en grande partie à la présence d'un mur de protection qui stabilise et empêche tout retrait du trait de côte, résultant

ainsi en un IVC assez bas (correspondant au premier mode). Il faut cependant rappeler que cet IVC ne prend pas en compte l'érosion verticale qui se produit en général au niveau de la plage située au pied de tels ouvrages.

Seules 3 portions de côte présentent une vulnérabilité plus élevée (classe 2). Il s'agit de la zone des talus, située dans la partie sud-ouest du site, de la flèche sableuse qui s'étend dans la partie nord-est du site et constitue la « Pointe Verte » ainsi que d'un petit segment de plage, d'environ 300 m de long et situé entre l'embouchure du ruisseau à Xavier Audet et la Plage des Goélands.

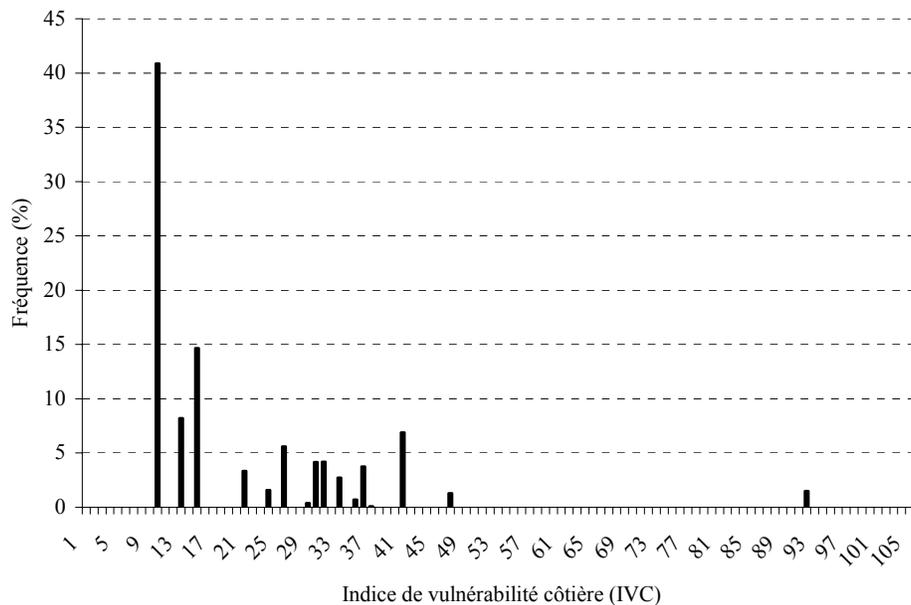


Figure 7.2 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Maria)

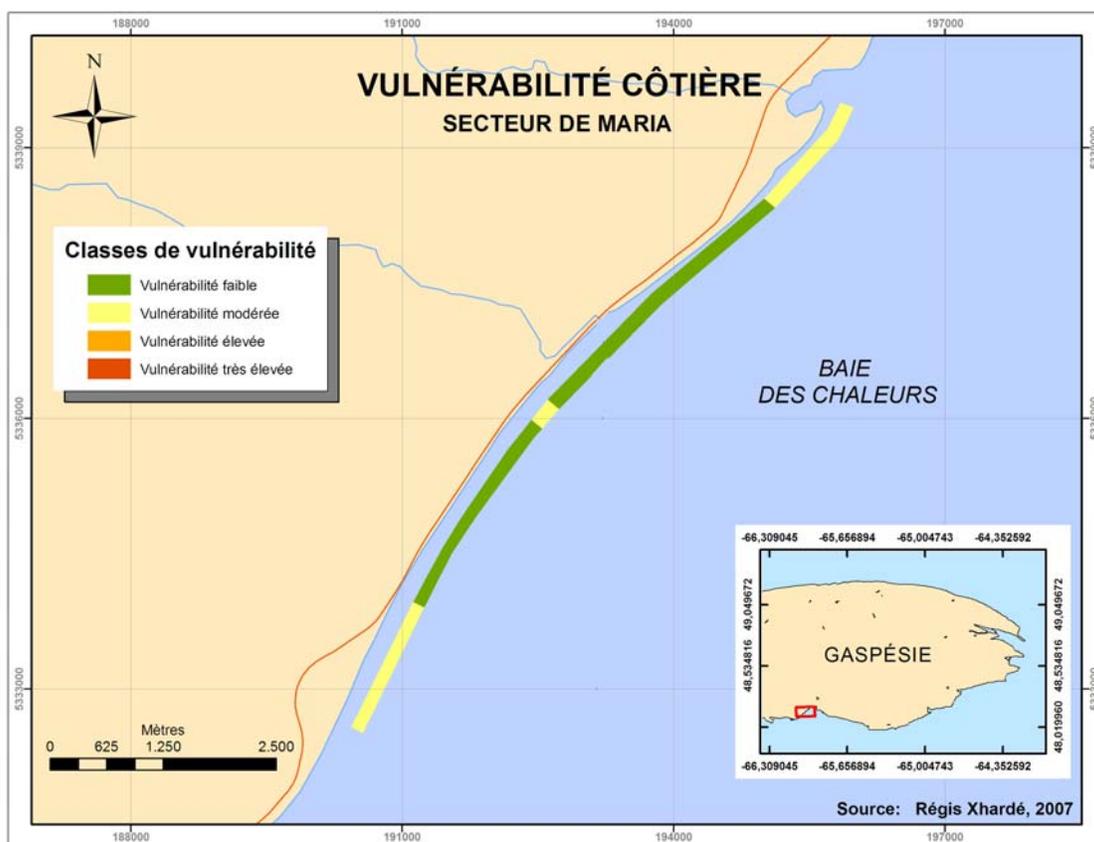


Figure 7.3 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Maria.

Ces 3 zones présentent toutes un risque plus élevé en raison principalement de l'absence de protection à ces endroits, à laquelle s'ajoutent la faible élévation du terrain (< 5 m sauf dans les talus), une exposition de l'arrière-plage aux vagues lors des marées hautes de vives-eaux et des tempêtes ainsi que des pentes proches de la limite de stabilité pour les talus (10 à 35 %).

La zone présentant l'IVC le plus élevé correspond à une portion de talus située juste au sud du début du mur de protection et qui se caractérise, outre les paramètres déjà cités pour les talus ayant une vulnérabilité modérée, par la présence d'un affaissement de terrain qui augmente considérablement les risques de glissement dans ce secteur (figure 5.3).

## 7.2 Secteur de Saint-Siméon

L'IVC de ce secteur varie entre 14 et 97 avec des modes à 25 et 51 (figure 7.4). Contrairement au secteur de Maria, la très grande majorité de ce secteur (97 %) présente une vulnérabilité modérée (figure 7.5) malgré la présence de nombreux enrochements au pied des talus afin de réduire

l'érosion. Sans surprise, les portions de côte les plus vulnérables se révèlent être celles dépourvues de protection et/ou présentant des faiblesses structurales.

Les zones couvrant l'embouchure de la rivière Petite Bonaventure et le marais de Saint-Siméon apparaissent également plus vulnérables. En effet, elles cumulent des risques d'inondation et de débordements de tempêtes élevés en raison de leur faible élévation et des risques d'érosion important. Ces risques sont dus à un apport sédimentaire très restreint par la présence d'ouvrages de protection au pied des talus situés en amont ainsi que par la présence de nombreux vestiges de quais constituant autant d'obstacles au transport sédimentaire le long du littoral.

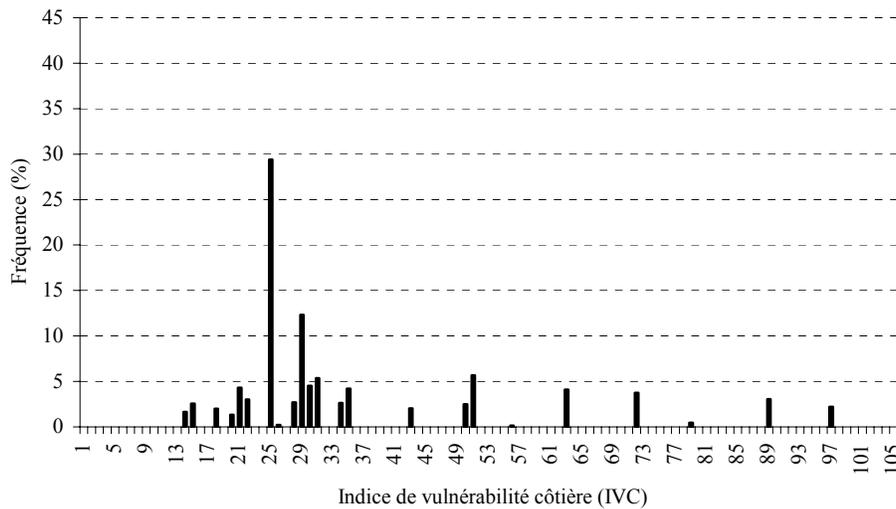


Figure 7.4 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Siméon).

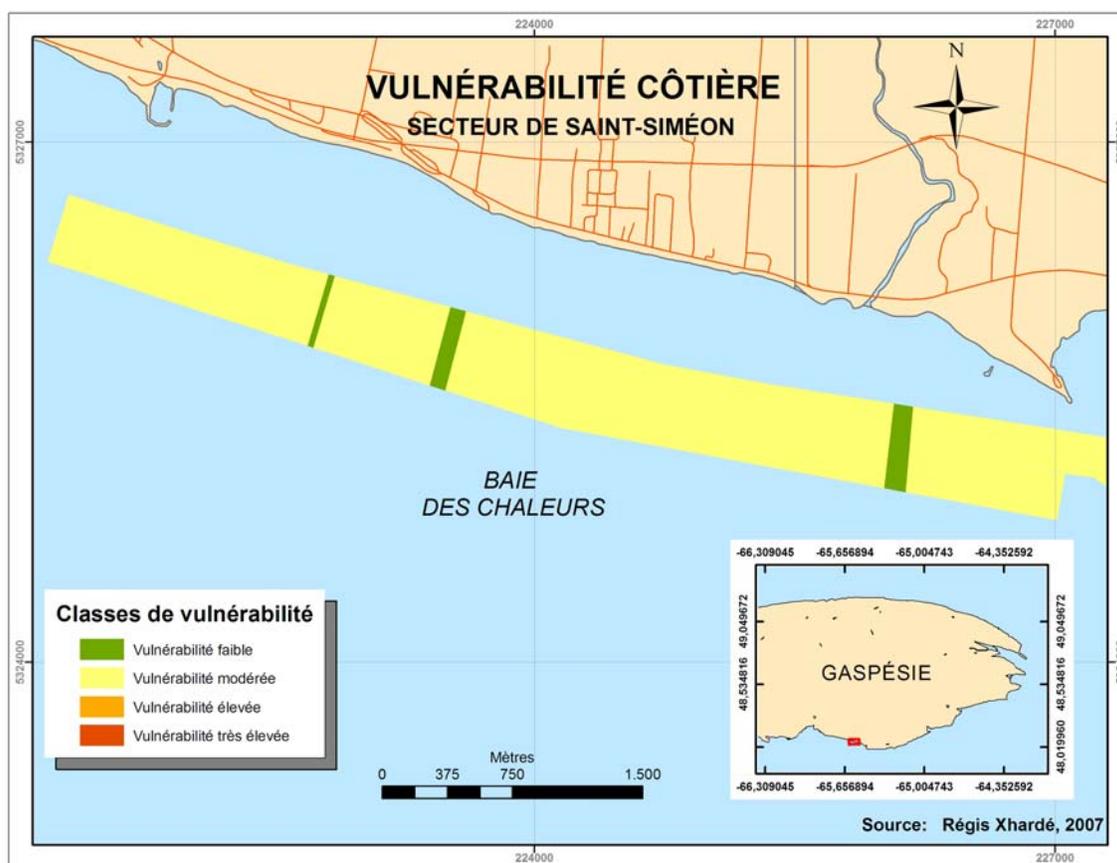


Figure 7.5 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Siméon.

### 7.3 Secteur de Bonaventure

L'IVC de ce secteur varie entre 16 et 72 avec des modes à 16, 29 et 42 (figure 7.6). La totalité du littoral présente une vulnérabilité modérée, et ce malgré la présence d'un enrochement le long de la majeure partie de ce secteur (figure 7.7). Cela peut s'expliquer par la faible élévation de l'arrière-plage dans ce secteur (< 10 m) qui accroît les risques liés aux inondations et débordements de tempêtes ainsi qu'à des pentes de talus très proches de leur limite de stabilité (10 à 35 %). Les valeurs d'IVC les plus élevées s'observent principalement dans les talus non protégés, leur base étant alors soumise à l'action des vagues lors des grandes marées et des tempêtes.

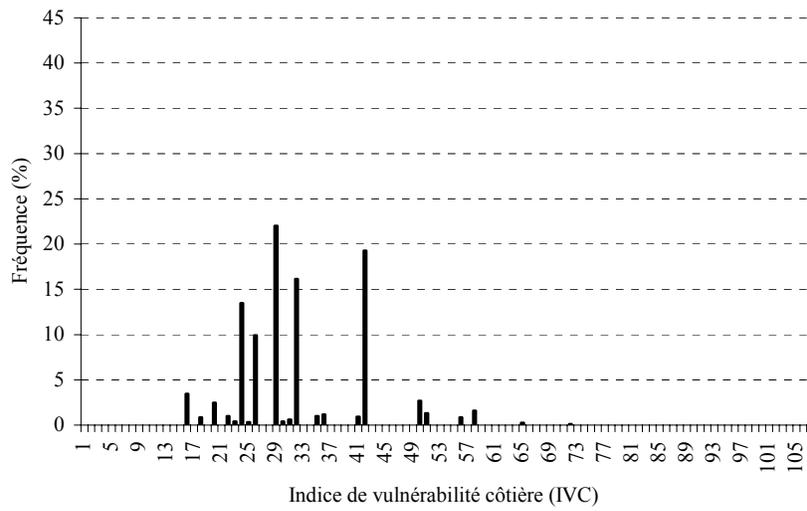


Figure 7.6 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Bonaventure).

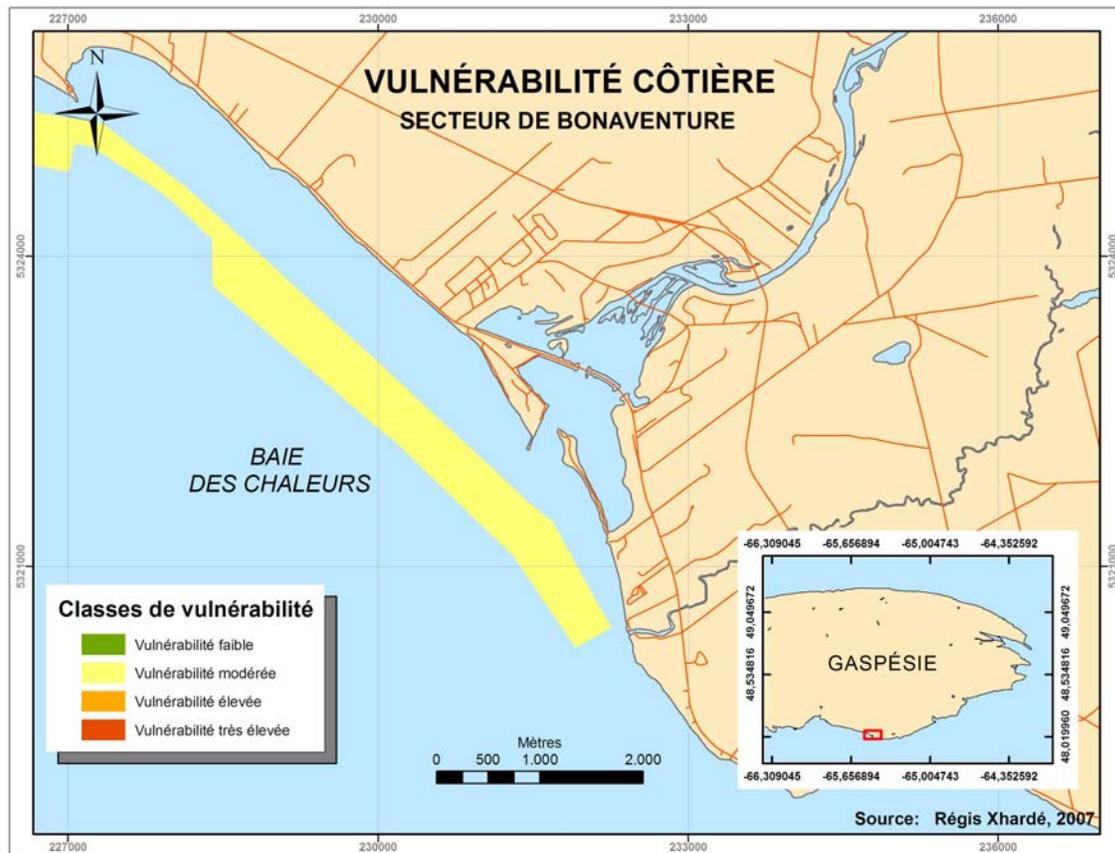


Figure 7.7 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Bonaventure.

La flèche occidentale du barachois, qui s'étend à l'embouchure de la rivière Bonaventure, constitue la seule zone en accrétion de ce secteur grâce la présence d'une jetée à son extrémité qui intercepte le transport sédimentaire littoral. Cette vulnérabilité reste modérée en raison des risques élevés d'inondation et de la nature fragile du littoral (sédiments non consolidés).

## 7.4 Secteur de Paspébiac

L'IVC de ce secteur présente des valeurs comprises entre 5 et 85 avec des modes à 11, 16 61 et 85 (figure 7.8). Seulement 28 % du littoral de ce secteur se caractérise par une vulnérabilité faible et correspondent à des falaises rocheuses ayant des élévations supérieures à 20 m (figure 7.9). Tout le reste du secteur présente une vulnérabilité modérée.

Les valeurs d'IVC les plus élevées se rencontrent au niveau de la barrière orientale du barachois, ainsi que sur une portion de plage d'environ 400 m localisée directement à l'ouest de l'épi de la « plage à Norbert ».

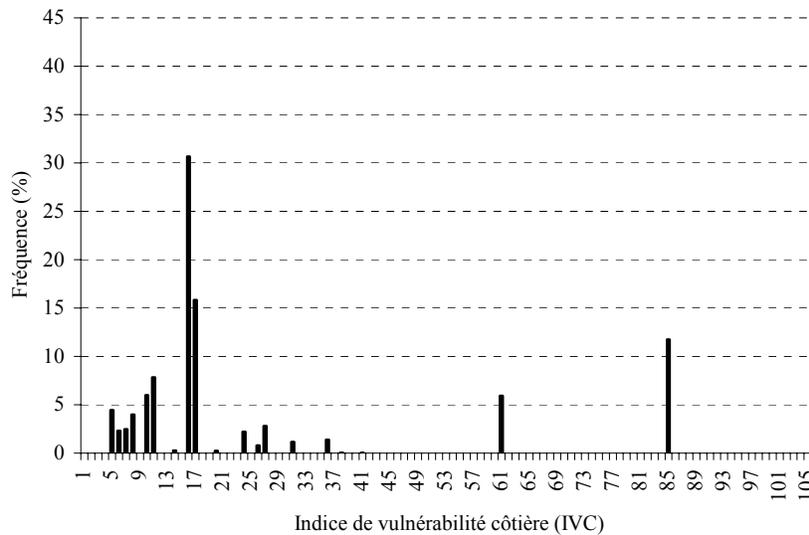


Figure 7.8 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Paspébiac).

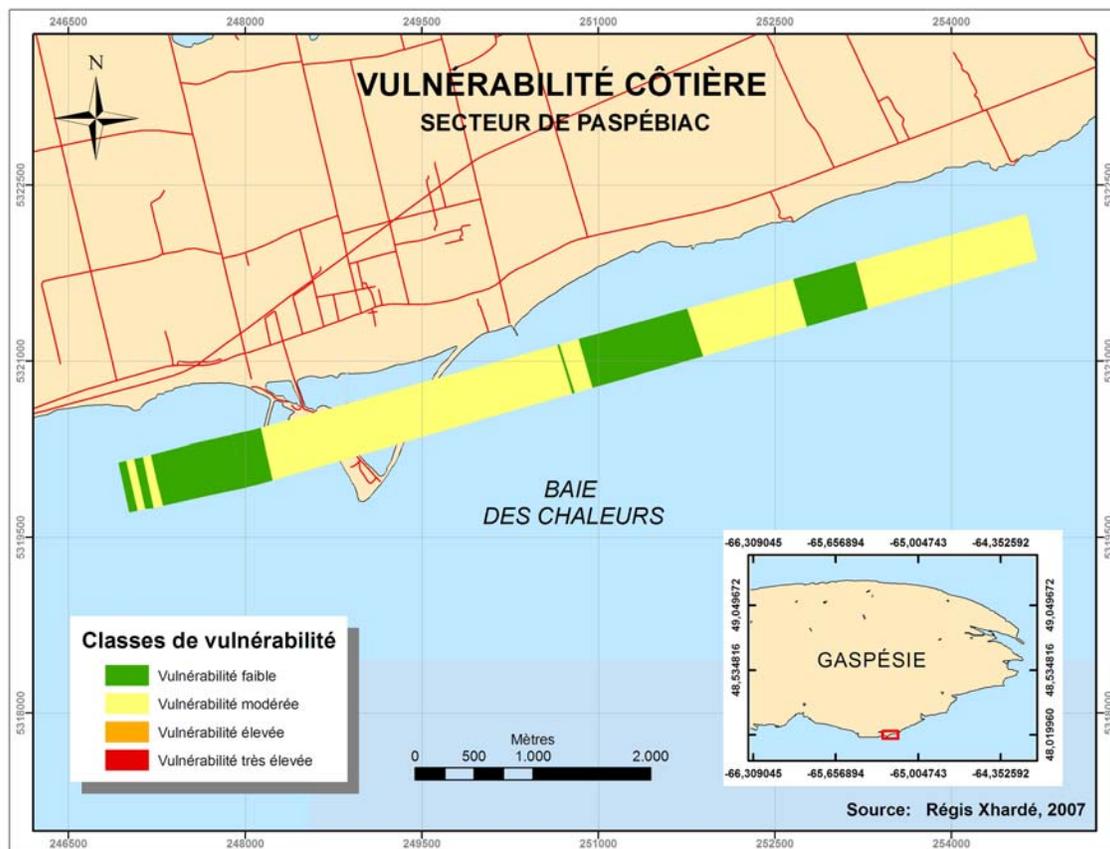


Figure 7.9 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Paspébiac.

Ces IVC élevés sont dûs aux taux d'érosion particulièrement importants observés dans ces zones (> 1m/a) auxquels se combinent une élévation de terrain particulièrement faible (< 5 m) et la présence d'un chenal de marée très instable et très mobile.

## 7.5 Secteur de Saint-Godefroi – Shigawake

L'IVC de ce secteur varie entre 9 et 75 avec des modes marqués à 16, 20 et 36 (figure 7.10). Environ 88 % du littoral présente une vulnérabilité modérée (figure 7.11). Seuls 5 zones de dimensions restreintes, leurs longueurs n'excédant pas 400 m, se caractérisent par une vulnérabilité faible. Pour 2 de ces zones, cette vulnérabilité réduite est due à l'élévation importante des falaises (> 20 m) qui réduisent les risques liés aux inondations (zones *d* et *e* sur la figure 7.11).

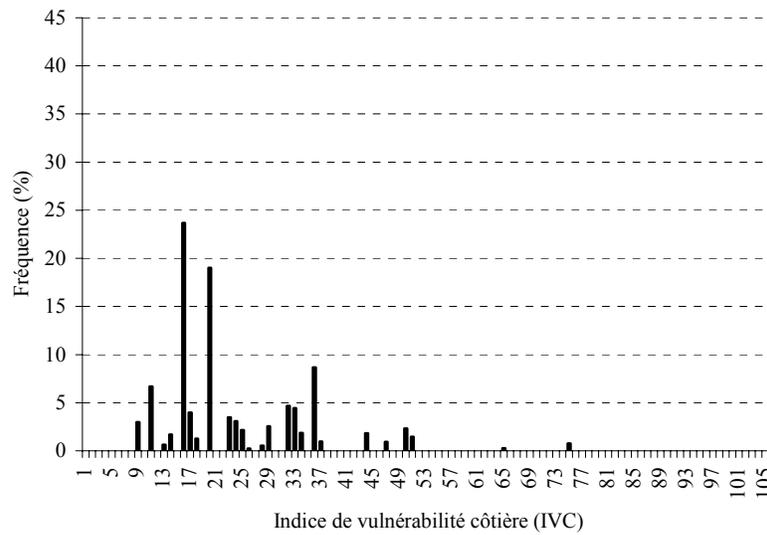


Figure 7.10 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake).

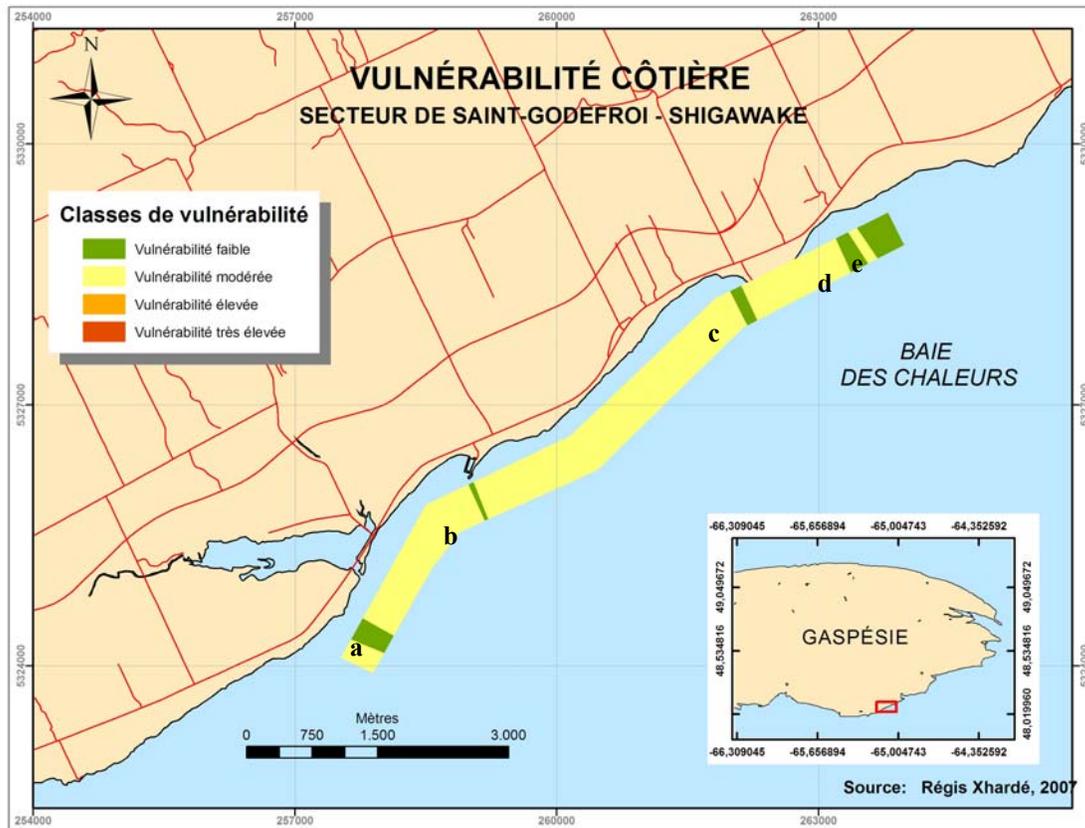


Figure 7.11 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.

Deux autres zones présentent une vulnérabilité restreinte en raison de la présence de protections à leur base (zones *a* et *c*) ou de l'exposition très réduite de leur base à l'action des vagues même lors des grandes marées ou des tempêtes (zone *b*).

Les IVC les plus élevées correspondent, quant à eux, à des talus ou des falaises rocheuses exposés quotidiennement à l'action des vagues et présentant des encoches basales bien développées et une ou plusieurs failles (figure 7.12).



**Figure 7.12 : Zone présentant un des IVC les plus élevés du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.**

## **7.6 SECTEUR DE PABOS**

L'IVC de ce secteur varie entre 9 et 88 avec des modes marqués à 20, 41 et 56 (figure 7.13). Près de 92 % de ce littoral se caractérise par une vulnérabilité modérée (figure 7.14). Seules 3 portions de côtes de taille relativement faible (75 m, 25 m et 250 m) sont classées comme ayant une vulnérabilité faible en raison d'une stabilité de pente légèrement supérieure au reste de la côte. Il faut cependant noter que cette différence de vulnérabilité est faible, les IVC de ces zones se trouvant en fait à la limite de ces deux classes.

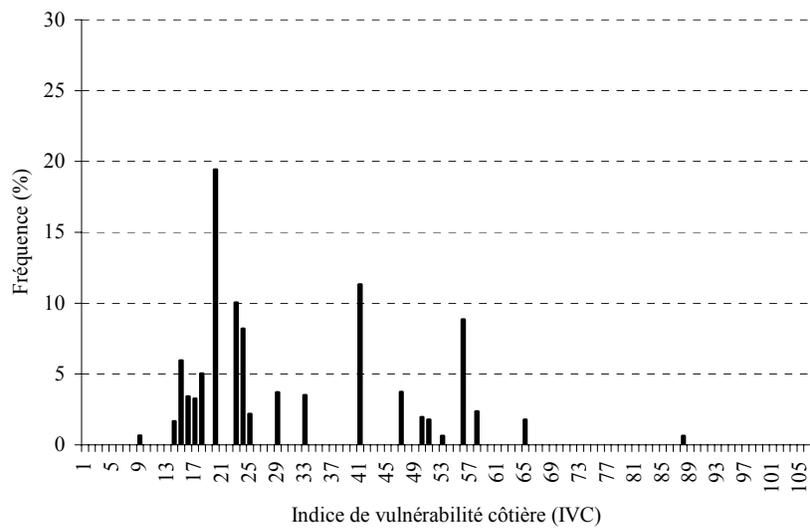


Figure 7.13 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Pabos).

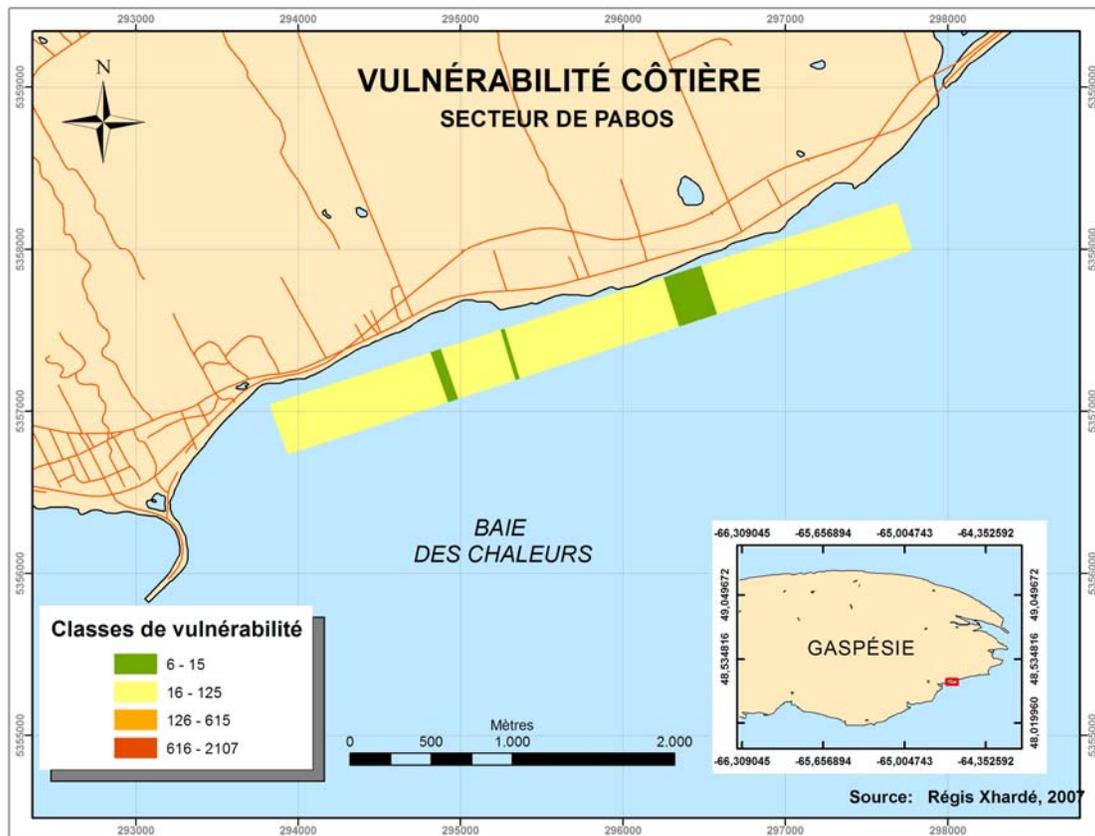


Figure 7.14 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Pabos.

Enfin, l'IVC le plus élevé correspond ici à une petite falaise de grès bordant une faille assez importante et dont la base, exposée quotidiennement à l'action des vagues, montre une encoche d'érosion très profonde (figure 7.15).



**Figure 7.15 : Zone présentant l'IVC le plus élevé du secteur de Pabos. Cette zone cumule une base particulièrement exposées aux vagues, une encoche profonde et la proximité d'une faille.**

## 7.7 SECTEUR DE L'ANSE-À-BEAUFILS

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 81 avec des modes marqués à 26, 31, 51 et 81 (figure 7.16). L'essentiel de ce littoral (près de 92 %) est là encore caractérisé par une vulnérabilité modérée (figure 7.17) comme l'indiquent clairement les modes. Seules 3 zones présentent une vulnérabilité faible et correspondent à des falaises de roches sédimentaires particulièrement élevées (> 30 m), ce qui a pour effet de réduire considérablement les risques liés aux inondations et aux débordements de tempêtes.

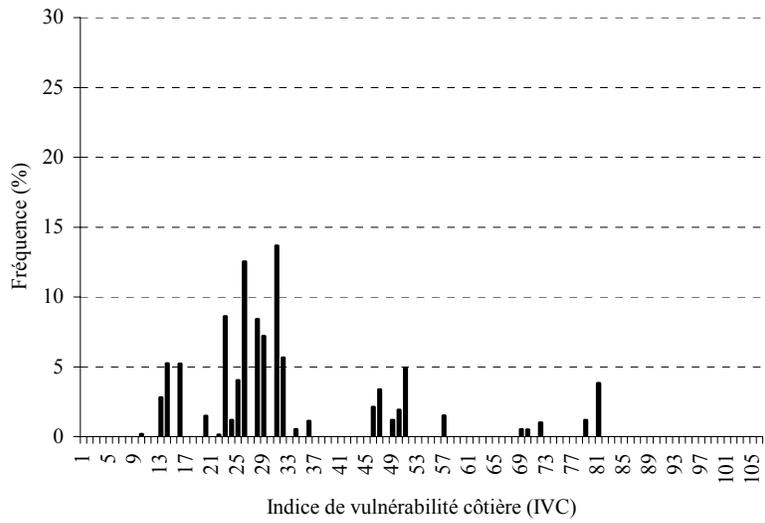


Figure 7.16 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de l'Anse-à-Beaufils).

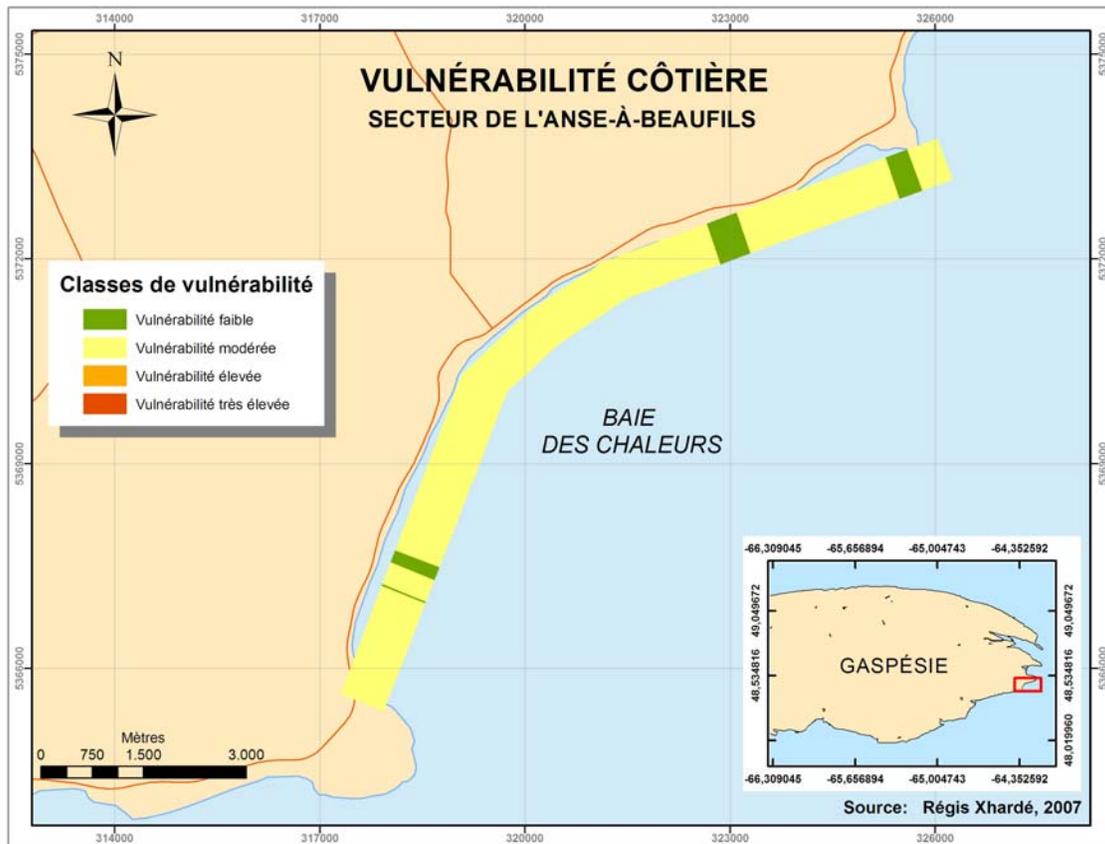
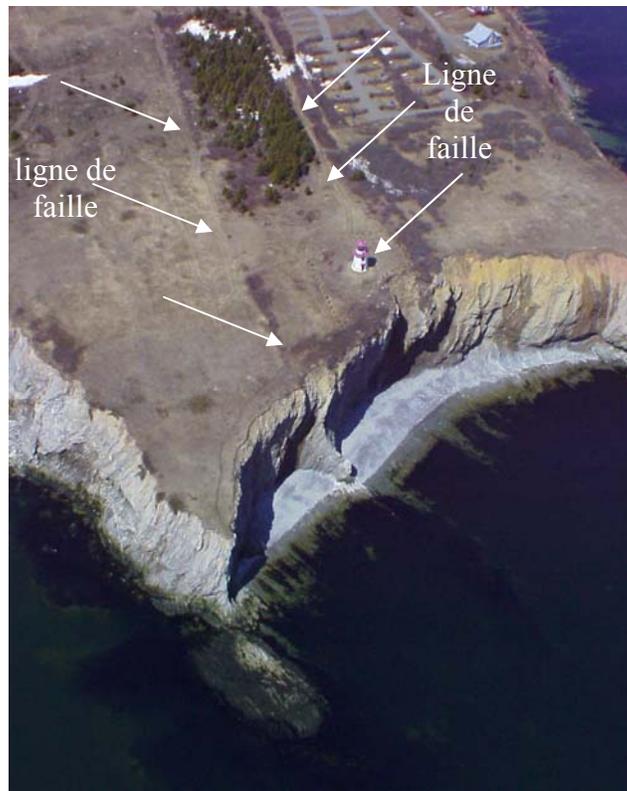


Figure 7.17 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de l'Anse-à-Beaufils.

Les 2 IVC les plus élevés se rencontrent, pour leur part, le long de 2 portions de côte présentant des caractéristiques très différentes. La première (IVC de 80) correspond à la zone des roches calcaires du Cap Blanc qui constitue la limite nord de ce secteur. Cet IVC élevé résulte du fait que cette falaise, dont les strates de calcaire présentent un pendage vertical ou sub-vertical particulièrement instable, est exposée en permanence à l'action des vagues à sa base et fragilisée par plusieurs failles importantes à son sommet (figure 7.18). La seconde zone (IVC de 79) correspond à une portion d'environ 200 m de talus peu élevés et faiblement consolidés situés entre l'embouchure du ruisseau et la jetée sud du port de l'Anse-à-Beaufils. Leur base est soumise quotidiennement à l'action des vagues et montre une encoche d'érosion marquée tandis que leur pente ne présente qu'une stabilité modérée (35 % à 60 %). Tout cela contribue ainsi à accroître la vulnérabilité de cette zone.



**Figure 7.18 : Zone présentant l'IVC le plus élevé du secteur de l'Anse-à-Beaufils. Cette zone se caractérise par de hautes falaises de calcaire présentant un pendage vertical et dont la base est soumise en permanence à l'action des vagues. C'est également là que se trouvent deux des principales failles du secteur.**

## 7.8 SECTEUR DE LA MALBAIE

L'IVC de ce secteur varie entre 15 et 83 avec des modes marqués à 17 et 54 (figure 7.19). La plus grande partie de ce littoral (plus de 93 %) est là encore caractérisé par une vulnérabilité modérée (figure 7.20). Une seule zone, d'environ 600 m de long, présente une vulnérabilité faible et correspond à une zone de plage protégée et considérée comme légèrement moins vulnérable à l'érosion que la barrière sableuse qui la prolonge au nord ou les talus non protégés qui la bordent au sud.

L'IVC le plus élevé (IVC = 83) correspond à l'embouchure de la rivière Malbaie, dans la partie nord du secteur. Cette zone cumule en effet des risques importants d'inondation en raison de sa faible élévation (< 5 m), des risques liés à la présence du chenal qui accentue l'érosion des plages situées de part et d'autre, ainsi que des risques d'érosion de l'arrière-plage, constituée essentiellement de dune (pour la barrière) et de talus meubles (pour la plage), lors des marées de vives-eaux et des tempêtes.

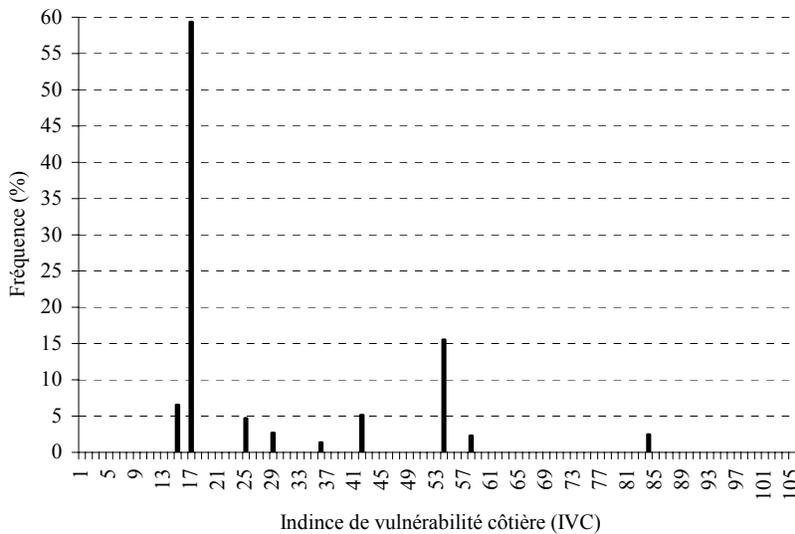


Figure 7.19 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de la Malbaie).

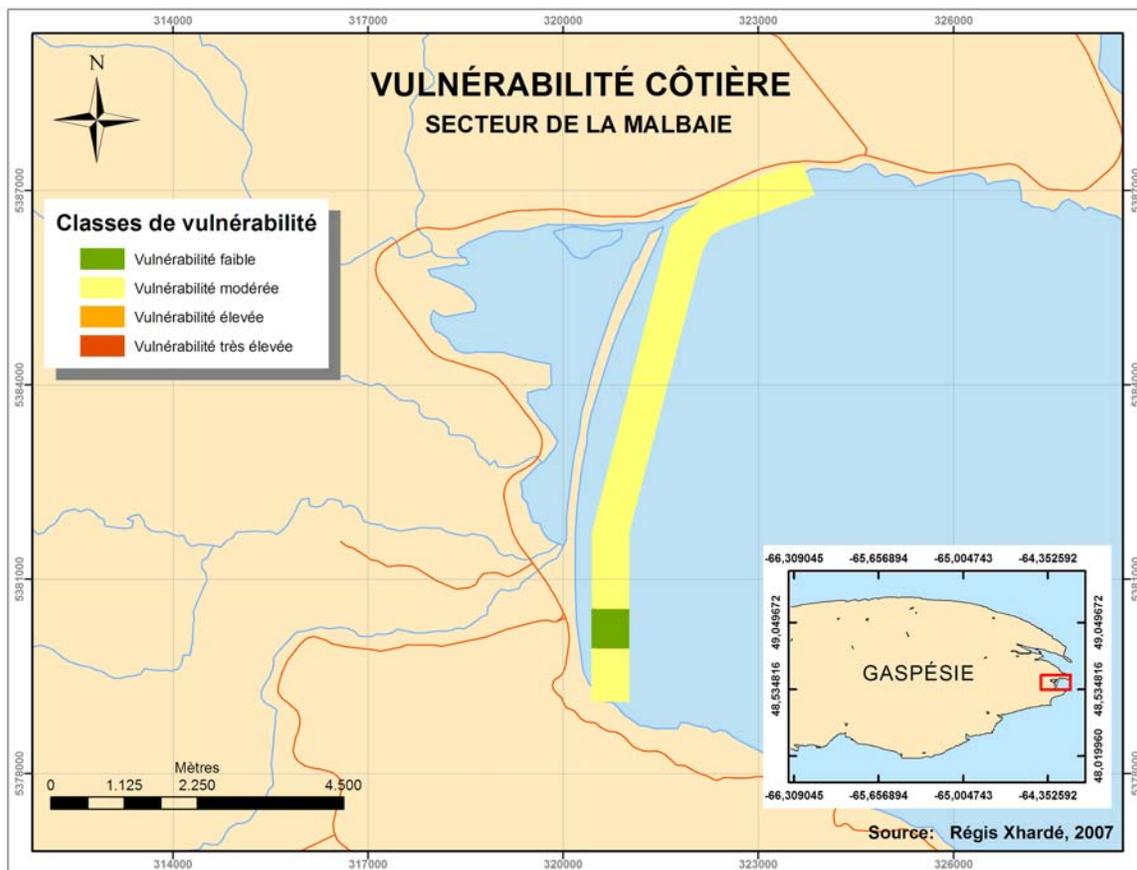


Figure 7.20 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de la Malbaie.

## 7.9 SECTEUR DE PERCÉ-POINTE-SAINT-PIERRE

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 58 avec un mode marqué à 14 (figure 7.21). La majorité de ce littoral (près de 68 %) se caractérise par une vulnérabilité faible (figure 7.22) comme le montre clairement l'existence du premier mode. Cela est dû à la nature des côtes, constituées dans ce secteur de hautes falaises (20 m à 30 m) de conglomérats de la Formation de Malbaie. Cette formation se caractérise par des taux de recul moyens plus faibles que les grès de la Formation de Bonaventure (quelques cm/an pour les premiers contre quelques dizaines de cm/an pour les second) et donc par une plus grande résistance à l'érosion.

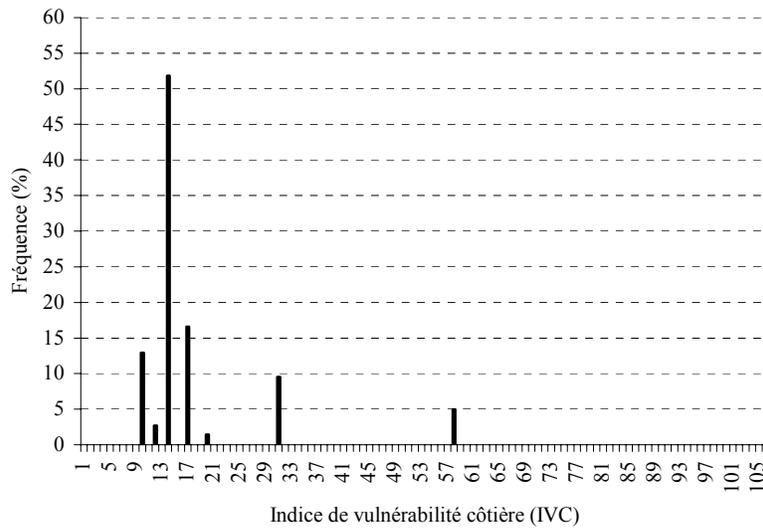


Figure 7.21 : Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).

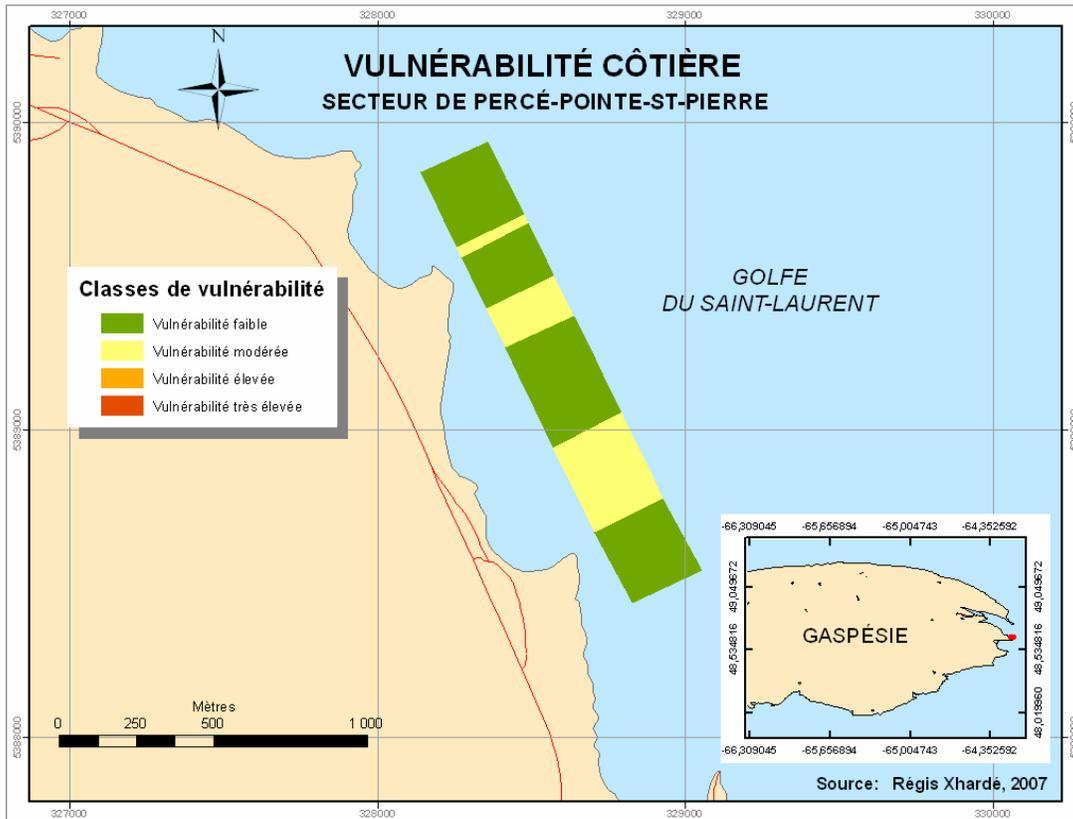


Figure 7.22 : Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre.

Quelques zones, couvrant environ 32 % du littoral de ce secteur, présentent cependant une vulnérabilité modérée. Il s'agit principalement du fond de la première baie et d'une partie de la Pointe Hurly. La première zone est constituée de dépôts meubles facilement érodés et de faible élévation tandis que la seconde, bien que constituées essentiellement de conglomérats, présente une série de fractures dans la partie sommitale qui fragilisent l'ensemble et augmentent les risques d'éboulements de ce secteur. Il faut enfin mentionner l'existence de deux autres zones, bien que de dimensions plus réduites (environ 25 m chacune), présentant également un risque modéré. Elles correspondent à de petites portions de falaises plus petites et dont la base est exposée quotidiennement à l'action des vagues.

## 7.10 DISCUSSION

D'après ce qui précède, tout les littoraux des sites étudiés se répartissent donc en seulement 2 catégories : les côtes de faible vulnérabilité (18,4 %) et les côtes de vulnérabilité modérée (81,6 %). De tels résultats peuvent sembler surprenants au premier abord, surtout lorsqu'on connaît les nombreux problèmes que rapportent les municipalités et le Ministère des Transports du Québec dans ces secteurs (cf. chapitre 1).

Pourtant les différents paramètres géologiques, géomorphologiques et hydrodynamiques de ces secteurs ne présentent rien d'exceptionnels et se révèlent en général dans la moyenne. Ainsi les marnages et les conditions de vagues dans la baie des Chaleurs correspondent à des énergies relativement faibles avec des marnages inférieurs à 1,9 m et des hauteurs de vagues n'excédant pas 3,5 m, excepté pour les sites de l'Anse-à-Beaufils, de Malbaie et de Percé-Pointe-Saint-Pierre qui sont exposés aux houles du golfe du Saint-Laurent et peuvent être soumis à des vagues de 6,9 m.

La nature des côtes ne présente pas non plus de risques particulièrement élevés, l'essentiel des littoraux étant formé de petites et de moyennes falaises rocheuses qui, bien qu'étant fréquemment soumises à l'action des vagues, ne présentent que des taux de recul annuels moyens d'environ  $-0,17$  m/an (Logimer, 1984).

Si ces taux peuvent être localement plus importants, ils restent en général compris entre quelques centimètres par année pour les roches résistantes comme les conglomérats et quelques dizaines de centimètres par an pour les grès de la Formation de Bonaventure (de  $-0,17$  m/a à  $-0,55$  m/a selon Logimer (1984),  $-0,24$  m/a selon Daigneault (2001),  $-0,36$  m/an selon Reid et al. (1990) et de  $-0,02$  m/a à  $-0,57$  m/a selon les relevés d'arpentage du MTQ dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils). Les taux de recul estimés ou mesurés dépassent donc rarement  $-0,5$  m/an, ce qui correspond à des taux d'érosion relativement modérés comparé à d'autres falaises.

Même les littoraux plus vulnérables tels les talus, les plages et les îles-barrières ne présentent pas de taux de recul particulièrement exceptionnels, si l'on excepte la cordon oriental du barachois de Paspébiac ( $-3$  m/a). Le taux de recul annuel moyen des talus est ainsi estimé à  $-0,36$  m/a (Logimer, 1984). Quant aux plages, les taux varient entre une érosion ou une accrétion de quelques dizaines de centimètres par an selon leur exposition ( $+1,5$  m/a pour le cordon ouest du

barachois de Bonaventure (*Logimer, 1984*) ; +1,1 m/a pour le cordon ouest de Paspébiac (*Bergeron, 1995*) ; -0,48 m/an pour la flèche est du barachois de Saint-Godefroi (*Poirier, 2003*)).

A cela, il faut aussi ajouter la présence de nombreux ouvrages protecteurs qui, bien qu'ayant des répercussions négatives sur le profil de la plage et de l'avant-plage ainsi que sur le bilan sédimentaire de la côte, permettent de stabiliser localement le trait de côte et contribuent donc à une réduction temporaire de la vulnérabilité de l'arrière-plage à cet endroit.

Il apparaît donc que les risques élevés observés sur ces secteurs ainsi que les nombreux problèmes qui en découlent sont causés essentiellement par la grande proximité des infrastructures humaines et non pas par une vulnérabilité particulièrement élevée du littoral bien que la plupart des stocks sédimentaires de la région sont essentiellement fossiles et que leur contribution à la dynamique sédimentaire est faible (*Long, 2006*).

## 7.11 DISCUSSION GÉNÉRALE

Au cours de ce travail, l'analyse des données collectées lors des deux campagnes aériennes de mesure a permis de mettre en évidence d'importantes différences entre les deux systèmes de mesure utilisés, et cela tant au niveau de leurs précisions que de leurs applications potentielles. Sur la base de ces spécificités, une méthode de calcul permettant d'évaluer la vulnérabilité côtière à court et moyen termes et à grande échelle a été proposée. Cette méthode intègre les données provenant de ces deux sources d'information et vise à tirer avantage de leur complémentarité. Un indice de vulnérabilité côtière prenant en considération les risques à court et moyen termes liés à l'érosion côtière, les risques d'inondation et les risques d'éboulements et de glissements de terrain a ainsi été développé en fonction de certains paramètres pouvant être obtenus grâce à ces deux techniques.

Bien que chacun de ces points ait déjà été développé et discuté individuellement dans les chapitres précédents, il semble bon de conclure ce travail par une discussion d'ordre plus général permettant une remise en contexte des différents résultats présentés jusqu'à présent.

### 7.11.1 Limites et applications des techniques LiDAR et vidéogrammétrie

Les limites d'application du LiDAR et de la vidéogrammétrie aérienne à haute définition, ainsi que leurs précisions et leurs exactitudes respectives, ont tout d'abord été déterminées pour une large gamme d'environnements côtiers. Plusieurs points ressortent de cette première partie du travail.

Malgré des conditions de vol non optimales, la vidéogrammétrie offre une précision et une exactitude planimétriques semblables à celles des méthodes photogramétriques traditionnelles. Les erreurs horizontales mesurées sont comprises entre 1 m et 2 m sans procédure d'orientation manuelle et entre 0,5 m et 1 m avec une orientation absolue manuelle.

Les erreurs altimétriques du système vidéogrammétrique testé dans ce travail se révèlent très élevées, que ce soit avec ou sans procédures d'orientation. Elles sont généralement comprises entre 10 m et 11 m sans procédure d'orientation et entre 2,5 m et 4,5 m avec une orientation absolue manuelle. Théoriquement, ces erreurs devraient être réduites par 4 si la hauteur de vol de l'appareil est choisie de façon optimale pour ce système (150 m à 250 m environ).

Le recours à la vidéogrammétrie aérienne semble préférable lorsque les applications nécessitent une bonne précision planimétrique et une précision verticale modérée à faible. Parmi les principales applications potentielles se trouvent ainsi :

- la cartographie thématique (classification des sols, des cultures, etc.),
- le suivi et la gestion d'infrastructures humaines (routes, lignes électriques, etc.),
- la planification et la préparation de projets de construction (l'utilisation des mosaïques vidéographiques à haute résolution constitue un outil de visualisation intéressant),
- le recul des côtes à moyen et long terme.

Le LiDAR offre, pour sa part, une précision et une exactitude planimétrique estimée entre 13 cm et 30 cm.

La précision altimétrique du LiDAR est, quant à elle, de l'ordre de 5 cm. Par contre, l'exactitude verticale du système varie en fonction de la pente du terrain considéré. Celle-ci est de 15 cm en moyenne pour les plages mais de 61 cm pour les falaises.

Les systèmes altimétriques laser révèlent leurs limites dans les falaises, en particulier en présence de profils verticaux ou sub-verticaux, d'encoches d'érosion et de surplombs. Ces limitations se traduisent essentiellement par une baisse du nombre de mesures laser collectées dans ces environnements et, par conséquent, par une baisse de la résolution spatiale des MNT générés à partir de ces données. Ce travail a permis de quantifier cette baisse en fonction de la pente du terrain, le nombre de mesures laser passant de 1,1 point/m<sup>2</sup> pour des pentes inférieures à 40° à moins de 0,4 points/m<sup>2</sup> pour des pentes de plus de 70°. Cette densité dépend principalement de la résolution spatiale du système ainsi que de la distance horizontale le séparant de la paroi rocheuse à relever. Les distances offrant la meilleure couverture de tels environnements ont été estimées à environ 35 m et 70 m pour le système utilisé dans cette étude.

Les encoches et les surplombs, quant à eux, ne peuvent être couverts que lorsque le rapport hauteur/profondeur du surplomb est inférieur à la tangente de l'angle d'incidence du laser, lui même déterminé par les paramètres de vol (hauteur de vol et distance à la côte) et la localisation du surplomb dans la falaise (élévation du bord supérieur du surplomb).

Le recours au LiDAR aéroporté se révèle particulièrement intéressant pour collecter rapidement de grandes quantités de données topographiques sur de larges portions de territoire avec des exactitudes de l'ordre de 5 cm à 60 cm et une densité de couverture de 4 à 10 mesures par 10 m<sup>2</sup>. Parmi les applications potentielles de cette technique se trouvent de nombreuses applications topographiques telles que le suivi annuel ou inter-annuel des côtes, de leur dynamique

sédimentaire, de l'érosion, du couvert végétal, les études d'impact et l'évolution de la géomorphologie côtière, etc.

### 7.11.2 Complémentarité des techniques LiDAR et vidéogrammétrie

Au vu de ces résultats, il apparaît donc clairement que les techniques LiDAR et vidéogrammétrie ont des domaines d'applications différents, la première concernant principalement le domaine de la topographie tandis que la seconde permet, entre autres, une caractérisation des sols et des environnements ainsi que leur cartographie en 2D.

Par conséquent, loin d'être des techniques de relevés concurrentes comme on pourrait le penser au premier abord, les données LiDAR et vidéogrammétiques se révèlent être complémentaires, les avantages de chaque technique compensant les limites de l'autre.

Ainsi, comme cela a été mentionné auparavant, les méthodes d'analyse photogrammétriques et vidéogrammétiques nécessitent, lors de la procédure d'orthorectification, l'utilisation de MNT afin de tenir compte des variations de relief et d'éliminer les distorsions de l'image en résultant. Or, de tels MNT sont bien souvent difficiles à obtenir avec une précision et une résolution spatiale satisfaisantes. Par conséquent, le recours à des MNT générés à partir de données altimétriques laser constituerait une solution très intéressante, ceux-ci offrant une précision, tant horizontale que verticale, et une résolution spatiale adéquates qui permettraient ainsi d'accroître la fiabilité des mesures photogrammétriques ou vidéogrammétiques.

Les données photographiques et vidéographiques, quant à elles, complètent très bien les données altimétriques LiDAR. Jusqu'à il y a peu, celles-ci ne donnaient, en effet, aucune information, autre que l'altimétrie, à propos des terrains survolés. L'enregistrement de l'intensité des impulsions laser de retour a permis de compenser en partie ce manque d'information et des classifications sommaires d'occupation des sols ont depuis pu être faites à partir de cette nouvelle donnée (Song *et al.*, 2002 ; Beasy *et al.*, 2005 ; Boucher *et al.*, 2005 ; Brennan *et Webster*, 2005 ; Long *et al.*, 2006 ; Boucher, 2007). Boucher (2007) a notamment montré qu'il était possible d'obtenir certains paramètres géotechniques, comme la teneur en eau ou la minéralogie, à partir de cette information (figure 7.23).

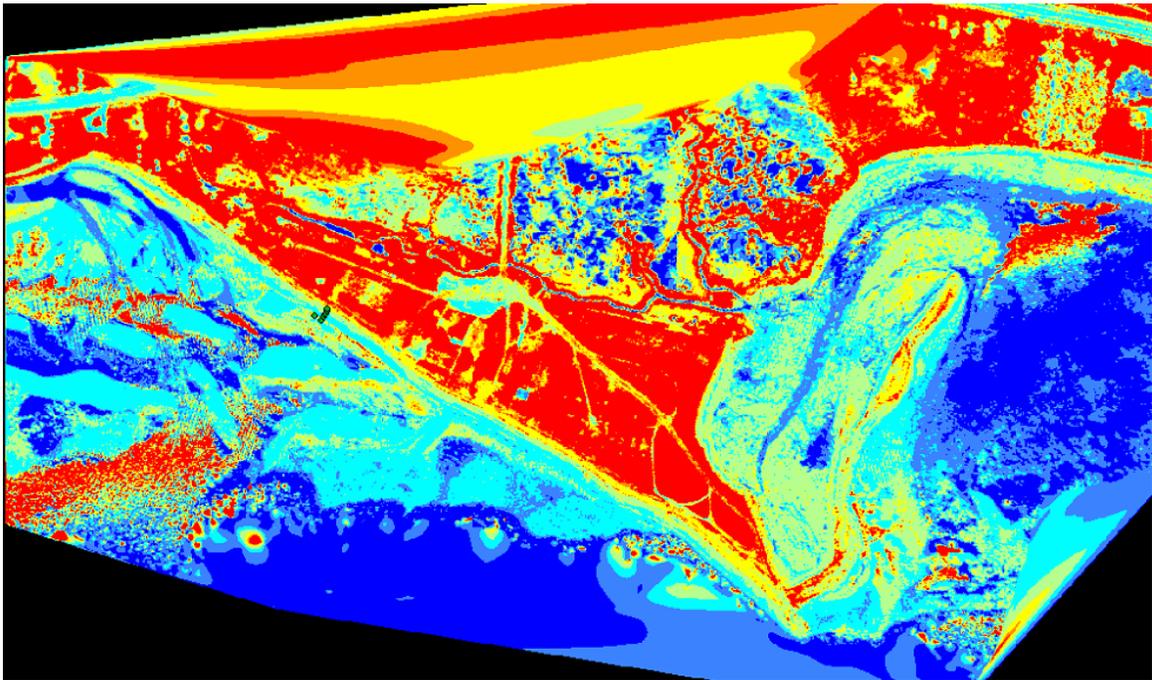
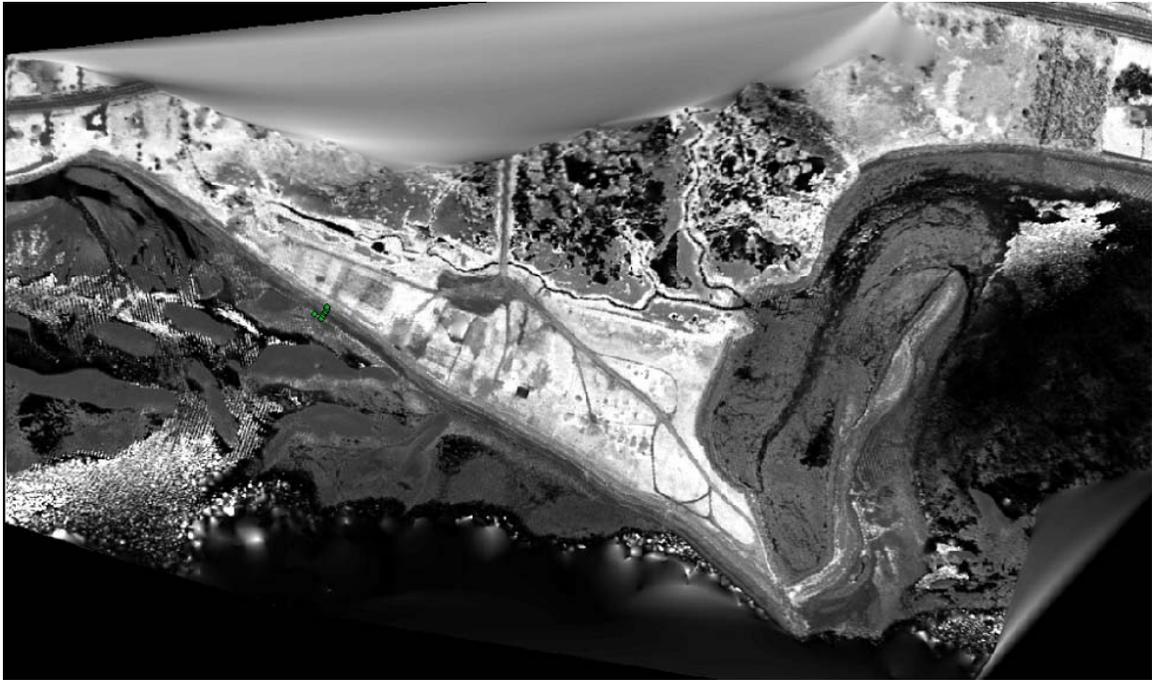


Figure 7.23 : Exemple de classification de terrain basée sur les données d'intensité de retour LiDAR. L'image du haut montre le MNI non classifié du marais intertidal de Saint-Siméon. L'image du bas montre la répartition des teneurs en eau pour ce site. (source : *Boucher, 2007*).

Les paramètres influençant l'intensité du signal laser de retour sont cependant nombreux. Boucher (2007) a pu en mettre en évidence au moins huit, à savoir : la teneur en eau, la granulométrie, la rugosité de surface, la compaction des sédiments, la porosité et l'altération de surface des roches, l'angle d'ouverture du faisceau, la température de la source d'émission et la morpho-topographie du littoral. Long et al. (2006) a également mis en évidence une influence de la lithologie sur l'intensité du signal de retour LiDAR. Par conséquent, à moins de disposer de terrains pour lesquels tout ces paramètres sont contrôlés et pouvant être utilisés pour le calibrage du système LiDAR, il ne semble pas possible de réaliser une quantification précise de tout ces paramètres à partir de la seule donnée d'intensité laser de retour.

Le recours à des données aériennes enregistrant dans d'autres bandes spectrales que celle du LiDAR (qui travaille habituellement dans le proche infrarouge) permettrait donc de croiser les informations concernant la réflectance des sols dans ces différentes longueurs d'onde et d'effectuer des analyses multi-bandes afin d'obtenir plus facilement certaines caractéristiques géologiques et géographiques des terrains comme la teneur en eau, la lithologie, l'occupation des sols, le stress hydrique de la végétation ou des cultures, etc.

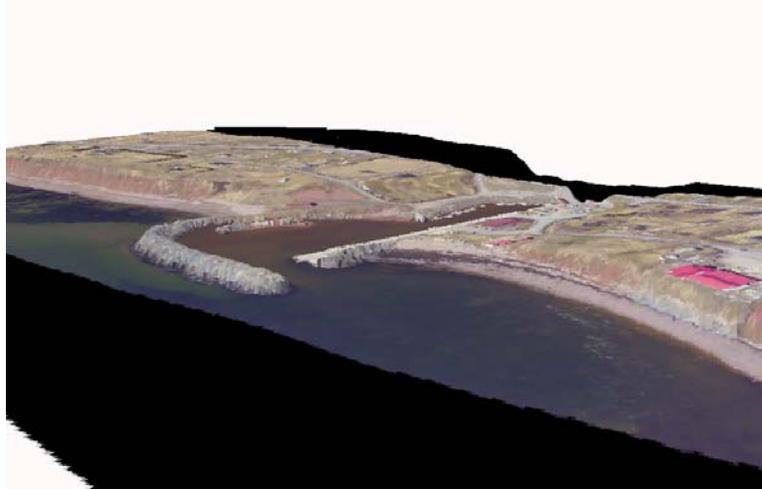
L'utilisation combinée de données LiDAR et d'images aériennes avait déjà été envisagée par Schenk et Csathò (2002) et quelques études ont depuis été réalisées sur les possibilités de fusion entre des données altimétriques laser et des prises de vue aériennes ou des images hyperspectrales. Celles-ci portaient entre autres sur l'identification d'immeubles dans les environnements urbains (Zhou et al., 2004 ; Rottensteiner et al., 2005), la mesure des hauteurs individuelles d'arbres en foresterie (Suàrez et al., 2005) ou encore l'hydromorphologie des estuaires (Gilvear et al., 2004).

Néanmoins, aucune étude ne semble avoir encore été conduite sur les possibilités de fusion entre les données d'intensité LiDAR et les images aériennes ou hyperspectrales à des fins d'extraction d'informations géologiques et géotechniques.

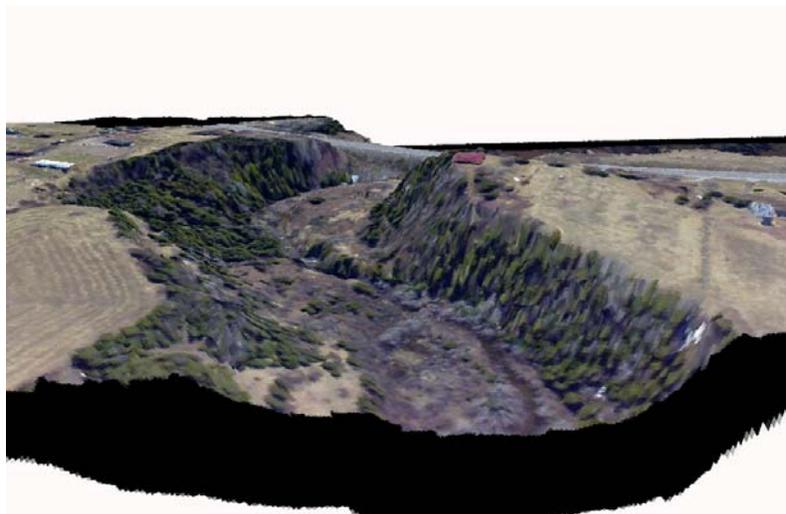
Les problèmes de géoréférencement existants avec nos données vidéographiques ne nous ont cependant pas permis d'explorer cette voie, les erreurs de positionnement subsistant après les procédures de géoréférencement manuelles des images vidéographiques restant trop élevées (plusieurs mètres) pour permettre une fusion correcte entre les intensités laser et les bandes RVB des images aériennes.

Quelques exemples de fusion entre des données altimétriques LiDAR et des images vidéographiques à haute résolution ont néanmoins été réalisées dans le cadre de ce travail à des fins informatives et didactiques pour les ministères (figures 7.24 et 7.25). De telles fusions se révèlent être en effet des outils de représentation et de visualisation puissants pouvant être utilisés pour la gestion du littoral, la planification d'aménagements ou pour toute action informative, didactique, ou de relations publiques.

Les environnements rocheux, et en particulier les falaises présentant des profils verticaux ou sub-verticaux, restent ici encore la principale limitation à de telles fusions. En effet, les parois verticales n'apparaissent généralement pas sur les images aériennes prises à la verticale. La projection de ces images sur un MNT de falaise va donc entraîner des distorsions et des décalages conduisant à une mauvaise représentation du système côtier (figure 7.26).



**Figure 7.24 : Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (port de l'Anse-à-Beaufils).**



**Figure 7.25 : Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (lit de la rivière Shigawake). L'exagération verticale de ce MNT est de 1,5.**



**Figure 7.26 : Exemple de limitation lors de la fusion de données LiDAR et vidéographiques à haute résolution (secteur de l'Anse-à-Beaufils). La partie inférieure des falaises présente un profil vertical qui n'est pas couvert par les prises de vue vidéographiques verticales. Par conséquent, lors de la fusion, une distorsion de l'image se produit, la zone de l'image correspondant à la plage de galets étant étirée et projetée sur la portion verticale de la falaise.**

### 7.11.3 Vers une intégration de données multi-sources

Une méthode d'évaluation des risques naturels côtiers, combinant les deux sources d'informations précédentes et visant à tirer avantage de leur complémentarité, a été proposée au chapitre 5. L'objectif de cette méthode est de déterminer la vulnérabilité à court et moyen termes, et à grande échelle, des littoraux par rapport à l'érosion, aux risques d'inondation ainsi qu'aux risques d'éboulements et de glissements de terrain. Elle repose sur l'utilisation d'un certain nombre de variables quantitatives et semi-quantitatives. Parmi les 11 variables choisies, 9 se rapportent à des caractéristiques terrestres (géologiques, géomorphologiques ou géographiques) et 2 concernent des paramètres marins (hydrodynamiques).

Si les données fournies par le LiDAR et la vidéographie aérienne à haute résolution permettent d'obtenir des informations détaillées sur les 9 variables terrestres retenues dans ce travail, à l'exception peut-être de la géologie qui ne peut se passer de campagnes de terrain, ces deux méthodes apparaissent néanmoins insuffisantes pour fournir, à elles seules, tous les paramètres nécessaires à une description précise de la dynamique littorale et à une prédiction fiable des risques naturels côtiers. La complexité de la dynamique côtière et des processus d'érosion ainsi que leur diversité (terrestres, marins, climatiques) nécessitent le recours à d'autres types de données.

Le principal moteur de la dynamique côtière et des processus érosifs étant les vagues (*Komar et Inman, 1970 ; Komar, 1976 ; Clark, 1979*), le recours à des données marines apparaît impératif. Des informations comme les hauteurs, les périodes, les directions et les fréquences d'occurrence des vagues, la fréquence des tempêtes et des surcotes, la hauteur de ces surcotes, sont autant d'éléments jouant un rôle important dans la dynamique du littoral. Ce sont ces paramètres qui déterminent, pour une grande part, les modifications subies par le trait de côte ainsi que la capacité du transport sédimentaire le long des côtes qui alimente les plages (outre la granulométrie et disponibilité des sédiments) (*Komar, 1976*).

Or ces informations sont bien souvent absentes ou fragmentaires en raison d'un manque de mesures régulières. C'est le cas pour notre site d'études qui n'a fait l'objet d'aucune mesure ou suivi régulier des conditions hydrodynamiques alors que l'érosion y est suivie depuis de nombreuses années par les différents intervenants.

C'est pourquoi des simulations, basées sur des enregistrements réguliers et de longue durée des conditions de vents aux îles Miscou, ont dû être utilisées dans ce travail. Mais de telles simulations sont bien souvent basées sur des relations empiriques ou des équations générales ou simplifiées qui ne permettent pas de reproduire la totalité des caractéristiques hydrodynamiques propres au secteur étudié. Une fois encore, seules des mesures *in situ* réalisées de façon régulière pendant une période de temps suffisamment longue permettraient de confirmer ou d'infirmer la fiabilité des simulations employées.

En outre, la dynamique sédimentaire côtière ne se limite pas au transport littoral pouvant être observé le long du rivage sur la partie supratidale du littoral. Il existe aussi de nombreux processus sédimentaires qui se déroulent sur la plage sous-marine. Parmi ceux-ci, on peut citer notamment le transport littoral sous-marin (longshore) et les échanges sédimentaires entre la côte et le large (cross-shore) responsables, entre autres, de la formation des barres d'avant-côte. Ces barres jouent un rôle important dans la dynamique côtière et la protection des côtes car elles ont pour effet d'atténuer l'énergie des vagues par déferlement, réduisant ainsi l'action érosive des vagues sur le rivage.

Si le LiDAR permet de mesurer avec précision les variations topographiques des plages et d'en déduire ainsi le bilan sédimentaire local, seules les composantes intertidale et supratidale de ce transport peuvent être mesurées. Toutes les composantes sous-marines de la dynamique côtière restent largement ignorées par les indices de vulnérabilité existants, y compris celui présenté dans ce travail puisque la majorité des données à notre disposition étaient des données terrestres et intertidales.

Tout comme pour les données hydrodynamiques discutées précédemment, il apparaît donc impératif d'inclure aux paramètres de risque actuellement utilisés des paramètres qui prendraient en considération la dynamique sédimentaire sous-marine. De telles données peuvent être obtenues au moyen de mesures *in situ* (par OBS ou traceur radioactif par exemple) ou par des relevés bathymétriques répétés, permettant de mettre en évidence les variations de la bathymétrie côtière et d'en déduire ainsi les échanges sédimentaires, comme cela est réalisé sur la partie aérienne des plages au moyen de profils et de relevés aériens altimétriques laser.

Il faut rappeler ici l'existence d'un système de télédétection aéroporté LiDAR, spécialement conçu pour réaliser à la fois des relevés topographiques terrestres et des relevés bathymétriques

par laser. Le système SHOALS (« Scanning Hydrographic Operational Airborne LiDAR Survey ») offre ainsi la possibilité de couvrir, au cours d'un même relevé aérien, aussi bien la partie supratidale du littoral que la partie infratidale et d'obtenir une représentation complète du système côtier et de sa dynamique.

Un relevé bathymétrique mené en 2006 sur le secteur de Paspébiac au moyen d'un système SHOALS-3000 de l'U.S. Navy (Long *et al.*, 2007) a ainsi permis de mettre en évidence la structure complète du barachois de Paspébiac (figure 7.5). La présence d'un important champs de dunes sous-marines situées le long du cordon oriental du barachois ainsi que l'important lobe distal témoignent ainsi de l'existence d'un transport sédimentaire côtier sous-marin de grande ampleur, bien plus important que celui existant sur la plage aérienne. Ce transport sous-marin entraîne la majeure partie des sédiments disponibles vers le large, contribuant ainsi à l'érosion rapide de tout le système.

Cependant, les relevés bathymétriques révèlent aussi la présence d'une barre d'avant-côte bien développée devant la partie sud du cordon oriental indiquant que cette partie du cordon est de type dissipatif. Or, c'est précisément cette partie du barachois qui ne présentait aucune érosion significative du trait de côte entre 2003-2004 et où une accrétion d'environ 6580 m<sup>3</sup> avait été mesurée pendant cet intervalle de temps, contrairement au reste du cordon.

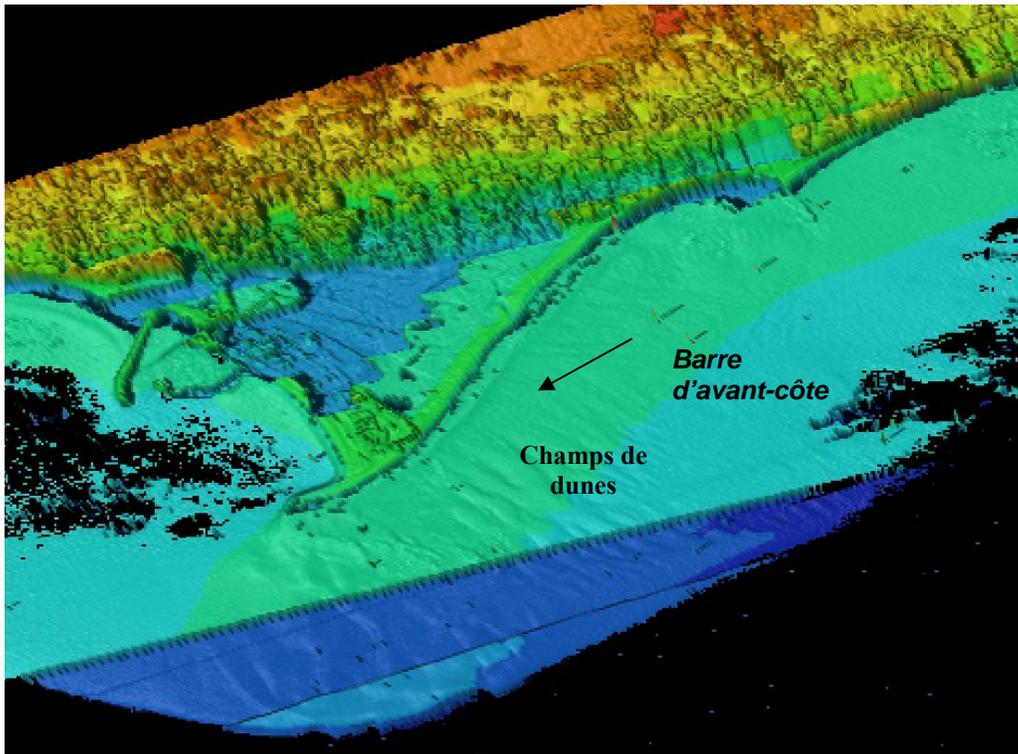


Figure 7.27 : Relevés bathymétriques SHOALS du secteur du barachois de Paspébiac. Ceux-ci révèlent que le cordon oriental n'est que la partie émergée d'une structure sédimentaire plus importante dont le front prograde vers la haute mer. Un champs de dunes sous-marines et une barre-d'avant-côte bien formée sont visibles sur ces relevés (source : Optech Inc.).

Ce bref exemple illustre bien à quel point les variations observées sur la partie supratidale de la côte sont indissociables des données bathymétriques, et à quel point ces dernières sont nécessaires à la compréhension de la dynamique côtière et de l'érosion côtière ainsi qu'à la gestion des risques naturels qui y sont associés.

L'intégration aux données terrestres actuellement utilisées pour la détermination des risques côtiers et de la vulnérabilité du littoral à l'érosion de telles données bathymétriques et hydrodynamiques apparaît donc comme une étape nécessaire qui permettra de progresser vers des prédictions de risque fiables et une gestion plus efficace et éclairée du littoral.

### **7.11.3.1 Vers une approche multidisciplinaire des risques côtiers**

Au cours de ce travail, un indice caractérisant la vulnérabilité des littoraux à certains risques naturels côtiers a été développé sur la base d'indices de vulnérabilité existants. Comme cet indice repose essentiellement sur des variables terrestres, l'intégration d'autres types de données, telles des données hydrodynamiques et bathymétriques, a été proposée dans cette discussion afin de fournir des axes de développement futurs qui permettront d'améliorer la description de la vulnérabilité aux risques côtiers. Néanmoins, ces améliorations s'attachent toujours à préciser la vulnérabilité du littoral face aux risques naturels physiques côtiers.

Or, il faut rappeler que la notion de risque est très large et qu'elle peut être appliquée à de nombreux domaines et recouvrir un grand nombre de phénomènes. Les risques peuvent ainsi être physiques (géologiques, marins, hydrologiques...), comme c'est le cas dans ce travail, mais ils peuvent aussi être d'ordre biologique, environnemental, social, économique, etc. Les variables à prendre en considération pour décrire de tels risques ne seront alors plus les mêmes.

Les études menées par Shaw et al. (1998) et Klein et Nicholls (1999) sur les risques côtiers liés à des changements climatiques constituent un bon exemple de cette diversité d'approches. Les premiers ont ainsi abordé ces risques d'un point de vue géologique tandis que les seconds les ont traités d'un point de vue social en prenant en considération un certain nombre de paramètres socio-économiques (tels que la richesse de la population, les infrastructures, le développement du tourisme, de l'agriculture et de la pêche...) plutôt que géologiques et géomorphologiques.

De même, le Ministère des Transports du Québec attache une plus grande importance à la proximité de la route et à la présence d'ouvrages de protection que ce que nous avons fait ici, comme en témoigne les indices de risques côtiers proposés récemment par leurs services (Bilodeau et McHugh, 2006).

Une part de subjectivité existe donc dans la détermination des risques côtiers, chaque intervenant en ayant une perception différente et n'attribuant pas la même importance aux différentes variables.

Au vu d'une telle diversité d'approches, le développement d'un indice de vulnérabilité côtière global qui intégrerait toutes les sortes de risques, qu'ils soient géologiques, climatiques, biologiques, environnementaux ou socio-économiques et qui satisferait tout les intervenants nous apparaît donc comme une future étape nécessaire qui permettra de se rapprocher encore davantage d'une gestion efficace, intelligente et harmonisée du littoral par tout les intervenants.

## 8. MESURES D'INTENSITÉ DU SIGNAL DE RETOUR

---

Depuis plusieurs années, la cartographie effectuée à partir de la technique laser aéroportée qu'est le LiDAR a été appliquée à la surveillance de l'érosion dans des régions côtières telles les îles barrière, les plages et les deltas. Le LiDAR permet d'obtenir des données d'élévation très précises, mais le système utilisé enregistre également l'intensité du signal laser de retour. Cette dernière donnée est reliée aux caractéristiques réfléchissantes du sol. Par contre, de telles données d'intensité, n'ont pas été utilisées par le passé et sont ici quantifiées afin d'établir une cartographie morphologique du site d'étude. Aussi, afin d'évaluer les limites et le potentiel de la technique LiDAR pour la cartographie côtière, un étalonnage entre l'intensité du signal de retour LiDAR (ISRL) et les différents paramètres géologiques et géotechniques du sol a été effectué. Pour y parvenir, huit zones d'études ont été choisies. Au sein de ces zones, plusieurs échantillons de plages, talus et roches ont été recueillis. Cette cueillette était accompagnée de mesures directes qui avaient pour but de caractériser le site du point de vue géologique et géotechnique. À partir de ces données, des relations ont ensuite été déterminées entre l'intensité du signal de retour LiDAR et les différents paramètres géologiques au sol. De plus, il a été observé que l'intensité du signal de retour varie en fonction de la géométrie du système (angle de balayage du faisceau laser) et de la morphologie du site.

### 8.1 MÉTHODOLOGIE

La méthodologie de l'acquisition LiDAR a été développée précédemment et seul la partie concernant l'intensité du signal de retour est présentée.

#### 8.1.1 L'intensité du signal de retour LiDAR

Aux trois valeurs  $x$ ,  $y$  et  $z$ , correspondant aux coordonnées de longitude, latitude et élévation, une quatrième valeur est obtenue lors du survol, soit la valeur d'intensité du signal de retour du laser (ISRL). L'évaluation de ce paramètre fait l'objet de ce présent chapitre. L'intensité du signal de retour laser varie en fonction des caractéristiques du sol en surface (pénétration de l'ordre du  $\mu\text{m}$ ) tels la distribution granulométrique, la teneur en eau, le type de roche, la porosité, la densité et la couleur ainsi qu'avec différents facteurs externes tels l'effet de l'angle de balayage du faisceau laser qui fait varier l'angle de réflexion et la température de la source qui fait varier l'intensité d'émission.

Les valeurs d'intensité du signal de retour LiDAR utilisées sont celles obtenues après post-traitement et données par GPR-Lasemap Image Plus. L'unité de cette intensité est inconnue et est associée à une valeur codée. Les données filtrées sont utilisées afin d'estimer l'intensité du signal de retour LiDAR sur les différentes zones de la plage. Du fait de l'impossibilité d'avoir un

point d'échantillonnage sur une trace LiDAR au sol, il a fallu développer une stratégie particulière d'analyse. À partir des coordonnées de positionnement des échantillons prélevés sur les sites d'études, une moyenne des données d'intensité à proximité de ces prélèvements est calculée sur un rayon de 1.5 mètres. La valeur d'intensité mesurée la plus près du point DGPS est également notée, mais finalement non utilisée puisque généralement sa valeur est très similaire à la valeur moyenne calculée. Cette moyenne peut ensuite être comparée à chacun des différents paramètres géologiques et géotechniques mesurés sur les échantillons terrestres.

### 8.1.2 L'étude de terrain

Afin de prélever les échantillons nécessaires à l'évaluation de l'influence des paramètres géologiques et géotechniques du sol sur le signal de retour LiDAR, une campagne de terrain a été réalisée sur la zone côtière lors des deux relevés aéroportés effectués au sud de la péninsule de la Gaspésie (figure 1.1). Cette région est caractérisée par plusieurs types d'environnement, incluant les plages, les falaises, les talus et les marais tidaux. Le choix des zones d'études s'est effectué en fonction de la diversité dans le degré d'énergie du système côtier, dans la granulométrie des sédiments littoraux et dans les faciès sédimentaires. Des échantillons de sédiments de plage, de talus, de marais ainsi que de roches dans les falaises et sur les enrochements ont donc été prélevés. Le positionnement des prélèvements est obtenu à l'aide d'un système différentiel de positionnement mondial (DGPS, *Differential Global Positioning System*), le *Pathfinder Pro XRS* de Trimble.

### 8.1.3 L'échantillonnage

L'échantillonnage s'est déroulé en plusieurs phases, étalées sur les étés 2003 et 2004. Durant la première phase, l'échantillonnage s'est concentré sur les plages afin de mesurer la teneur en eau des sédiments non consolidés au moment du passage de l'avion. Lors du survol réalisé en mai 2003, des prélèvements ont été faits sur 8 sites préalablement choisis : un site à Saint-Siméon, un à Bonaventure, deux à Paspébiac, deux à Cap d'Espoir et deux à Barachois. Le relevé se faisant sur deux jours, quatre sites ont été survolés par jour et une personne par site a recueilli 7 échantillons de teneur en eau et 7 carottes sur une même ligne allant du bas au haut de plage. Les carottes ont permis d'échantillonner les sédiments de surface jusqu'à une profondeur d'une quinzaine de centimètres et avait un diamètre de 10 centimètres. Cette campagne avait également pour but de caractériser les falaises de la côte sud de la péninsule gaspésienne et d'échantillonner les roches en place si elles présentaient une surface visible suffisante grande pour être échantillonnée par le LiDAR. Aussi, seul le bas et/ou le haut des falaises ont été échantillonnées selon l'accès disponible à marée basse où au niveau de ruisseaux qui ont érodé le haut des falaises et ainsi découvert la roche. Des échantillons des talus, marais, arrière plage et enrochements de la région ont également été réalisés. Lors du second survol LiDAR, en mai 2004, deux sites ont été ajoutés, l'un à Bonaventure et l'autre à Cap d'Espoir. Un plus grand nombre d'échantillons a été prélevé et un quadrillage de la plage a été réalisé en couvrant simultanément le haut, la partie centrale et le bas de plage. Au niveau du bas de plage, trois mesures de teneur en eau ont été faites au moment de trois passages rapprochés de l'avion, soit

lors du passage parallèle à la côte et lors de deux passages perpendiculaires à la côte. Ces deux derniers avaient pour but d'évaluer les fluctuations rapides de la teneur en eau dues à la marée et ainsi d'obtenir plus de points de corrélation entre les teneurs en eau et les données d'intensité du signal de retour LiDAR. De plus, lors de la réalisation des lignes de vols perpendiculaires à la côte, des échantillonnages parallèles à la plage ont été réalisés afin de mesurer l'effet de la variation latérale sur les données d'intensité LiDAR. Cette variation est due à la variation de l'angle de balayage du faisceau laser sur le sol. Quelques échantillons de talus, falaises, enrochements et marais ont également été prélevés.

#### **8.1.4 Les analyses en laboratoire**

Plusieurs techniques en laboratoire sont utilisées pour déterminer les caractéristiques des échantillons recueillis. Une première est la technique de scanographie qui est à la base une méthode d'imagerie médicale. Dans la dernière décennie, cette technique a été utilisée dans différents champs d'étude de la géologie. Elle sert aujourd'hui une application spéciale sur un environnement géologique côtier. Les autres techniques de laboratoires utilisées sont plus conventionnelles et consistent en des mesures de teneurs en eau et des analyses granulométriques.

##### **8.1.4.1 La teneur en eau**

Le calcul de la teneur en eau des échantillons prélevés sur les sites d'étude a été effectué selon le protocole standard (*Reading, 1980*). Le pourcentage massique d'eau contenu dans le contenant d'échantillonnage a été déterminé en mesurant la masse humide et la masse sèche après passage dans une étuve pendant 24 heures à une température de 70°C.

##### **8.1.4.2 L'analyse granulométrique**

L'analyse granulométrique a été effectuée sur les échantillons de sédiment de plage par tamisage en suivant un protocole préétabli. Les tamis utilisés ont une ouverture de maille allant de 63  $\mu\text{m}$  (limite entre le sable et le silt) à 16 mm (classe des petits galets ou cailloux). L'échelle utilisée pour étudier les résultats est en unité phi ( $\Phi$ ). Le traitement statistique des données s'effectue à partir des courbes de fréquence et des courbes cumulatives. Sur ces dernières, un certain nombre de fractiles est extrait, soit ceux représentant la dimension des particules à 5, 16, 25, 50, 75, 84 et 95 %. Ils permettent de déterminer les paramètres établis par Folk et Ward (*1967*) suivants : la taille moyenne des grains (moyenne graphique), l'indice de classement (écart-type), le coefficient d'asymétrie (skewness) et le coefficient d'acuité (kurtosis).

#### **8.1.5 La scanographie**

Le système utilisé pour l'analyse de l'intensité scanographique est un *Somatom Volume Access CAT-Scan* de Siemens. Le scanographe permet d'obtenir l'image radiographique nette d'un plan

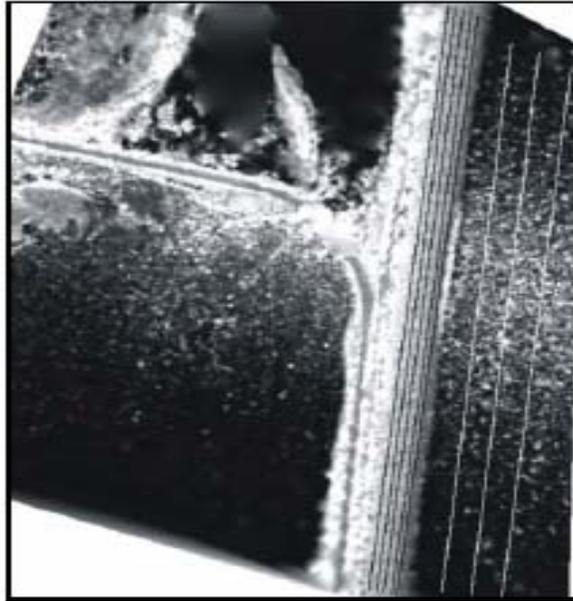
de coupe partielle d'un objet, les autres couches sous-jacentes et sus-jacentes étant estompées. La scanographie permet donc d'analyser des échantillons de sédiments ou de roches de façon non destructive en produisant des séries d'images sur des tranches d'épaisseur minimale de 0.5 mm. Par la suite l'étude se fait par l'analyse des tranches successives.

#### - Intensité scanographique

Des valeurs d'intensité sont obtenues en unité Hounsfield (HU : « *Hounsfield Units* ») et par convention, l'air a une valeur de -1000 HU tandis que l'eau a une valeur de 0 HU. Généralement, l'intensité des sédiments et des roches varie entre 900 et 2900 HU (par exemple, la valeur du quartz est de  $\pm 1500$  HU). L'intensité scanographique reflète la porosité, la densité ou le degré d'altération de la surface des échantillons. Le scanographe a donc été utilisé afin de mesurer l'intensité scanographique à la surface des échantillons de sédiments et de roches. Le logiciel *Osiris* est utilisé pour visualiser les images d'intensité scanographique. Ce logiciel permet de mesurer l'intensité moyenne et l'écart-type sur une aire précise à l'aide de la fonction ROI (« *Region Of Interest* »). Des fichiers texte des données d'intensité scanographique sont ainsi obtenus. Les carottes de sédiments de l'échantillonnage de mai 2003 ayant été analysées au scanographe en position couchée, aussi pour obtenir les valeurs de surface, l'intensité moyenne et l'écart type ont été mesurés sur les premières images prises sur un plan vertical. L'intensité scanographique et l'écart-type des prélèvements de surface de mai 2004 sont établis à partir de sédiment brut placé sur un porte échantillon. Les valeurs sont mesurées à partir de l'image d'intensité de trois coupes verticales effectuées au centre de l'échantillon. Dans le cas d'analyse de roche, l'intensité scanographique et l'écart-type sont mesurés dans la partie supérieure d'une série d'images verticales qui traversent la roche, près de la surface. Les images d'intensité scanographique de surface sont également utilisées pour compléter l'analyse granulométrique des échantillons de sédiment. À partir des fichiers de données d'intensité, l'histogramme et la courbe cumulative d'intensité sont obtenus pour chaque coupe ce qui permet de mettre en évidence les différents modes sédimentaires.

### **8.1.6 Méthodologie d'analyse des résultats**

La valeur moyenne d'intensité du signal de retour LiDAR mesuré au sol est comparée à chacun des différents paramètres géologiques et géotechniques mesurés sur les échantillons terrestres et influençant l'intensité du signal. De plus, des facteurs externes tels l'angle de balayage du faisceau laser et la morpho-topographie influencent aussi l'intensité moyenne et sont donc comparés à celle-ci.



**Figure 8.1 : Modèle numérique d'intensité. Ou image d'intensité du site de l'île barrière de Barchois présentant les profils sur lesquels les courbes d'intensité du signal de retour *LiDAR* ont été mesurées afin d'évaluer la variation latérale due à l'angle de balayage du faisceau laser.**

À partir des comparaisons effectuées entre les données LiDAR et les paramètres géologiques et géotechniques mentionnés plus haut, une échelle de classes d'intensité LiDAR correspondant à des intervalles déterminés de valeur d'un des paramètres est créée. Cette échelle est ensuite appliquée aux modèles numériques d'intensité, ou images d'intensité, pour réaliser des cartes de classifications sommaires des paramètres évalués individuellement.

Divers artéfacts peuvent s'introduire dans la valeur de l'intensité du signal de retour LiDAR, telle la variation latérale due à l'effet de l'angle de balayage du faisceau laser et celle due à la morphotopographie. L'évaluation de la variation latérale due à l'angle de balayage est effectuée à partir des images d'intensité créées sur les lignes de vol effectuées perpendiculairement à la côte. Ces mesures ont été effectuées tant au niveau de la plage qu'à la surface de l'eau. Les mesures sont faites le long de profils parallèles à la côte, le profil 1 étant situé sur le haut de plage et le profil 5 le plus près de l'eau (figure 8.1). Par ailleurs, l'évaluation quantitative de l'effet de la morphotopographie sur l'intensité du signal de retour LiDAR se fait à partir de profils perpendiculaires à la plage présentant les points de mesures LiDAR d'élévation de terrain et d'intensité du signal de retour.

## 8.2 RÉSULTATS

### 8.2.1 Intensité du signal de retour LiDAR sur les environnements meubles

#### 8.2.1.1 Échantillons provenant des plages

Les résultats des échantillons de sédiments non consolidés provenant des plages sont présentés selon le type d'environnement caractérisant les 14 sites de prélèvements. Les résultats de teneur en eau, de granulométrie, d'intensités scanographique et LiDAR sont résumés dans le tableau 27.

**Tableau 27 : Résultats généraux pour l'ensemble des sites pour les années d'échantillonnage 2003 et 2004 (HP : haut de plage, MP : moyenne plage, BP : bas de plage)**

Année du survol	Position sur la plage	Teneur en eau (%)	Moyenne granulométrique (Phi)	Intensité scanographique (HU)	Intensité LiDAR (valeur codée)
<b>ST-SIMÉON BONAVENTURE</b>					
2003	HP	5,73	1,28	936,80	72,07
	MP	16,10	0,32	1237,67	38,01
	BP	24,10	2,27	1248,94	20,28
2004	HP	5,57	-1,18	925,63	63,60
	MP	9,94	1,69	705,57	61,04
	BP	18,11	1,88	590,04	63,05
<b>PASPÉBIAC</b>					
2003	HP	1,15	1,57	847,72	89,32
	MP	3,90	0,73	829,72	63,64
	BP	21,12	2,55	1138,36	48,13
2004	HP	5,75	2,56	452,92	125,34
	MP	8,15	-0,22	942,18	101,83
	BP	4,81	-1,19	803,05	115,13
<b>CAP D'ESPOIR</b>					
2003	HP	0,90	1,57	773,19	93,25
	MP	5,95	0,17	951,49	55,88
	BP	7,85	-0,97	961,71	46,80
2004	HP	2,06	0,43	725,38	13,01
	MP	7,27	1,01	598,02	93,86
	BP	9,34	0,72	706,49	84,04
<b>BARACHOIS</b>					
2003	HP	0,78	-0,35	864,79	95,44
	MP	5,37	-0,07	937,65	73,25
	BP	11,48	-0,37	1215,95	52,74
2004	HP	0,40	0,77	767,56	134,1
	MP	1,14	0,00	768,23	120,77
	BP	10,69	1,00	659,86	109,17

Une différence apparaît entre les résultats obtenus d'une année à l'autre car tant les faciès sédimentaires que les conditions hydrodynamiques ont changé. Des érosions locales de plage ont dégagé les sédiments grossiers sous-jacents (haut de plage de Bonaventure et bas de plage de Paspébiac) et des sédimentations locales ont eu l'effet inverse (bas de plage Cap d'Espoir et l'ensemble de la plage de Barachois). De plus, les teneurs en eau ont variées sur un même site d'une année à l'autre comme sur le bas de plage à Paspébiac (21 à 4 %).

D'importantes variations d'intensité scanographique existent (500 à 1250 HU), elles sont imputables à des variations de la granulométrie, de la teneur en eau, de la minéralogie et du degré de compaction des sédiments. De même, ces différents paramètres provoquent d'importante variation de l'intensité du signal de retour LiDAR (20 à 135). Ces agents n'influencent pas les valeurs de scanographie et d'intensité LiDAR de la même manière et il faut les isolés pour les étudier. De plus, d'autres paramètres doivent être pris en considération comme les paramètres liés à la géométrie du système.

### **8.2.1.2 Variation latérale due à l'angle de balayage du faisceau laser**

L'intensité du signal de retour LiDAR varie latéralement à partir du centre vers les côtés de l'empreinte de la ligne de vol au sol. Les courbes acquises à partir des profils mesurés sur les images d'intensité du signal de retour LiDAR du site de l'île barrière à Barachois (figure 8.1) ont permis d'obtenir des fonctions polynomiales de second degré (figure 8.2) :

$$y = Ax^2 + Bx + C \qquad \text{Équation 24}$$

La variable A est constante sur la plage sèche (profils 1 à 3) avec une valeur de  $2 \times 10^{-4}$ , elle diminue à  $1 \times 10^{-4}$  proche de l'eau et à  $0.5 \times 10^{-4}$  dans les vagues déferlantes. La variable B diminue également en se rapprochant de l'eau. Dans la zone de déferlement (profil 5) la surface de l'eau est rugueuse, il en résulte que l'atténuation du signal est faible. Ceci se traduit par une diminution des valeurs des variables A et B. Par contre, au large alors que la surface marine est plane, les valeurs des variables A et B sont très élevées. La variable C représente la valeur l'intensité du signal de retour. Cette valeur diminue à partir du profil situé sur le haut de plage vers le profil près du rivage.

### **8.2.1.3 Variation due à la morpho-topographie du littoral**

La variation latérale de l'intensité du signal de retour due à la morpho-topographie du littoral est évaluée à partir de profils perpendiculaires à la plage, sur le site de Paspébiac. Ces profils présentent les données LiDAR d'élévation et d'intensité du signal de retour qui reflètent la topographie et la morphologie du littoral (figure 8.3). En effet la teneur en eau et le classement sédimentaire sont fonction de l'altimétrie du littoral. La présence de végétation à l'intérieur du marais provoque une augmentation de l'intensité du signal de retour. Par contre les valeurs d'intensité varient sur le plan d'eau (pas significatives).

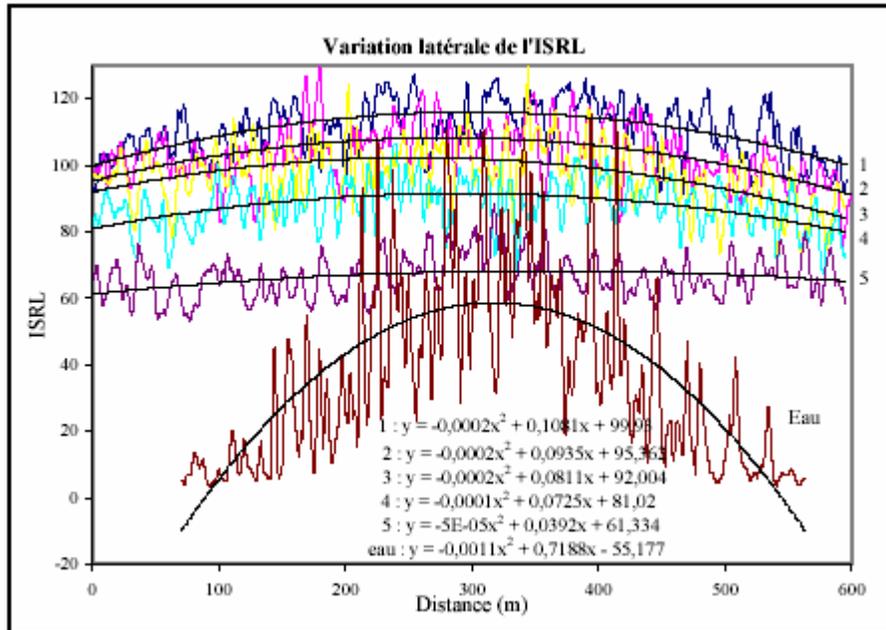


Figure 8.2 : Variation latérale de l'intensité du signal de retour LiDAR, due à l'angle de balayage du faisceau laser, en fonction de la distance au sol sur la largeur de la trace de la ligne de vol (île barrière de Barachois).

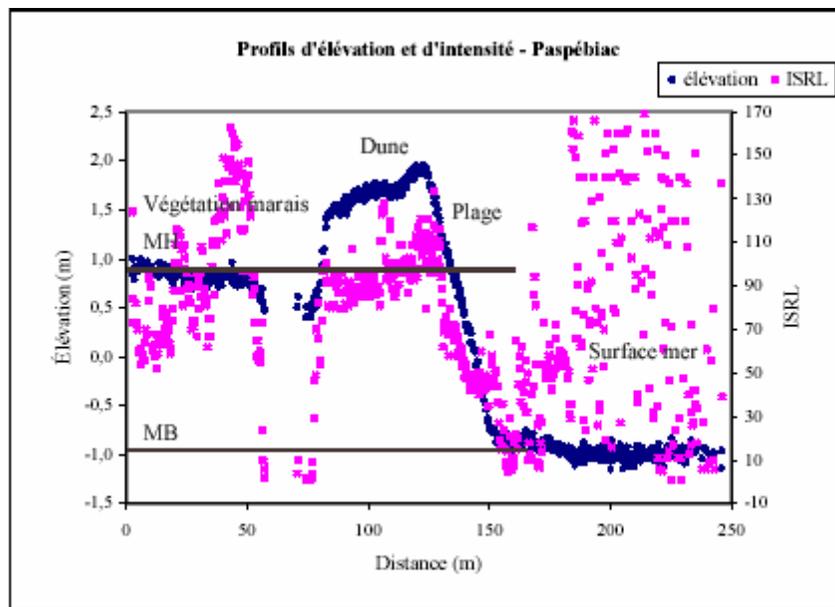


Figure 8.3 : Variation latérale de l'intensité du signal de retour LiDAR (ISRL) en fonction de la morpho-topographie (flèche sableuse de Paspébiac), MH : marée haute; MB : marée basse

## 8.2.2 Intensité du signal de retour LiDAR sur les faciès solides

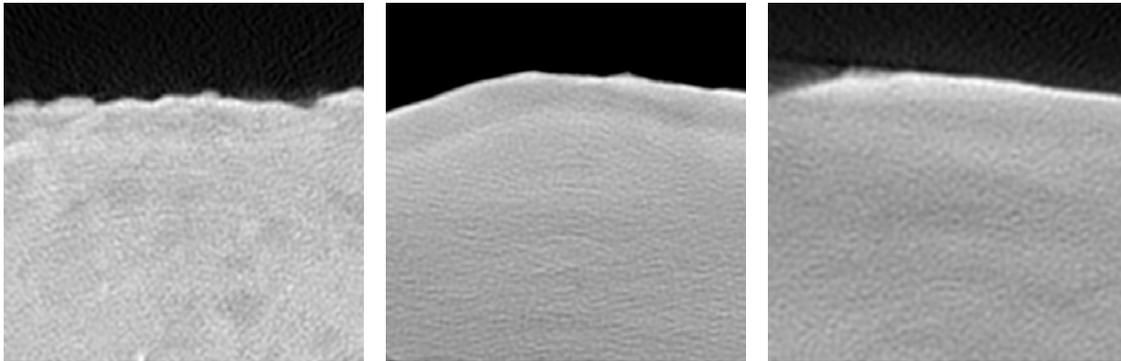
### 8.2.2.1 Échantillons provenant des falaises - Intensité scanographique

L'intensité scanographique reflète la compaction, la porosité, la minéralogie et le degré d'altération des roches. Des résultats d'intensité scanographique ont été obtenus à partir de roches échantillonnées sur le pourtour du site de Barachois. Deux échantillons ont été prélevés au niveau d'un affleurement sur la plage au nord du site. Le premier échantillon est un conglomérat composé de galets et d'une matrice à grains fins (échantillon BA1-E8) et le second est un grès fin rouge (échantillon BA1-E10). L'enrochement protégeant le chemin de fer passant sur l'île barrière de Barachois et situé sur le haut de plage a également été échantillonné (échantillon BA2-E3). Il s'agit d'une roche noire plus dense que les deux premiers échantillons.

Les valeurs d'intensité moyenne du signal de retour et d'intensité scanographique sont présentées au tableau 28 tandis que l'image d'intensité scanographique des trois échantillons est présentée à la figure 8.4. Puisque le signal laser du LiDAR ne pénètre pas dans la roche, l'intensité scanographique retenue est celle mesurée en surface. Cette dernière est différente de l'intensité à l'intérieur de la roche car elle reflète la valeur de la couche d'altération de surface qui crée une couche de minéralisation. L'intensité du signal de retour LiDAR mesurée aux mêmes endroits montre que cette dernière, qui varie entre 81 et 124, est proportionnelle à l'intensité scanographique, qui varie entre 1900 et 2650 HU. Donc, les roches plus denses génèrent habituellement des valeurs d'intensité LiDAR supérieures.

**Tableau 28 : Données des échantillons de roches à Barachois**

Numéro échantillon	Intensité LIDAR (valeurs codées)		Intensité tomographique (IT) en surface		Intensité tomographique (IT) intérieur	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
BA1-E8	81,63	8,31	1934,37	182,38	1690,82	175,95
BA1-E10	81,36	5,05	2148,80	148,92	1795,98	145,42
BA2-E3	123,50	17,50	2626,15	221,82	1716,37	239,97



**Figure 8.4 : Figure 8.4. Images scanographiques des échantillons de Barachois : échantillons BA1-E8 (Conglomérat), BA1-E10 (grès fin) et BA2-E3 (enrochement).**

### 8.2.3 Variabilité de l'intensité du signal de retour sur l'ensemble des milieux

Des mesures d'intensité du signal de retour LiDAR ont également été effectuées de manière ponctuelle sur l'ensemble des différents types de faciès sédimentaires et anthropiques rencontrés dans la zone d'étude afin de pouvoir corrélérer les différents types d'environnement présents le long de la côte (tableau 3). Le tableau met en évidence des valeurs d'intensité du signal de retour LiDAR qui fluctuent entre 7 (eau) et 160 (végétation) selon les différents types d'environnements.

Au niveau des régions où la teneur en eau est plus élevée, soient la mer et les marais, l'intensité du signal de retour LiDAR tend à être plus faible, respectivement 7 et 24 (valeur codée). Une plage de graviers va généralement donner des valeurs LiDAR supérieures (entre 42 et 98) aux plages de sable (entre 32 et 52). Les enrochements de St-Siméon –Bonaventure sont de différente nature que l'enrochement de Barachois. Les premiers sont de composition semblable aux roches formant les falaises de la région et ont une intensité du signal de retour plus faible, entre 62 et 101. L'enrochement de Barachois est quant-à-lui plus dense, ce qui explique sa valeur d'intensité plus élevée, 123.5. Les survols donnant des données d'intensité sur les routes de la région ont permis de constater que les routes de graviers renvoient une intensité du signal de retour plus élevée (69 et 86) que celles composées d'asphalte (46). L'intensité du signal de retour mesurée au niveau de la végétation donne la valeur la plus élevée (160).

**Tableau 29 : Variation de l'intensité du signal de retour LiDAR en fonction du type de faciès sédimentaire ou anthropique.**

Environnement	Sous-type/matériel	Intensité LiDAR	Écart-type
Mer	eau de mer	7	6
Marais intertidal	global	55	9
	chenal	24	6
Barre de graviers	global	82	18,5
	concentration élevée de graviers	98	18
	concentration élevée de silt	73	12
Barre de sable	St-Simeon	44	5
	Maria (global)	29	4
	Maria (partie près de la côte)	24	2
	Maria (au large)	32	5
Plage de sable		52	11
Plage de graviers		42	7
Pied de falaise	roches sédimentaires	132	5,4
Haut de falaise	végétation	160	16,6
Enrochement (fonction de la pétrographie)	St-Simeon (site 1)	98	18
	St-Simeon (site 2)	62	16,5
	Bonaventure (harbour)	101	18
Béton		88	14
	route principale (Bonaventure)	69	10
	route secondaire (Bonaventure)	46	6
	route principale (St-Siméon)	86	12
	route secondaire (St-Siméon)	61	8
Route d'asphalte	Global	46	9
	bande centrale (Barachois)	121	24
	bande latérale (Barachois)	129	21
	bande centrale (Bonaventure)	70	6
	bande latérale (Bonaventure)	93	17

## 8.3 DISCUSSION

### 8.3.1 Les relations entre les données aéroportées LiDAR et la nature du matériel au sol

#### 8.3.1.1 L'intensité LiDAR en fonction de la teneur en eau

Les échantillons prélevés au niveau du bas de plage sont saturés en eau car la nappe phréatique est en contact avec la plage. Sur le haut de plage, les sédiments sont mieux drainés et ont donc une teneur en eau plus faible. Les échantillons sableux qui sont saturés, présentent généralement des valeurs d'intensité LiDAR moyenne inférieures aux échantillons prélevés sur le haut de plage qui sont mieux drainés (teneur en eau plus faible). Par contre, dans le cas des sédiments grossiers cette tendance n'existe plus et la valeur de l'intensité du signal de retour LiDAR semble répondre

à un autre critère (minéralogique), ce qui explique que la valeur LiDAR devient inversement proportionnelle à la valeur scanographique (voir plus bas).

Une étude exhaustive menée sur les résultats de 2003 montre que les teneurs en eau de 2003 varient entre 0.3 et 26.1 % (figure 8.5). La relation entre la teneur en eau et l'intensité du signal de retour LiDAR est inverse si la teneur en eau est élevée (supérieur à 10 %). Pour des valeurs proches de 10 % la relation est directe dans tous les types d'environnement. Au-dessous de 10 %, la relation est moins claire car d'autres facteurs doivent intervenir. Une même étude des valeurs obtenues en 2004 montre que les teneurs en eau varient entre 0.2 et 23.4 %. La relation entre les deux valeurs est identique : la diminution de l'intensité LiDAR est fonction de l'augmentation de la teneur en eau, mais la courbe de réponse est plus étalée. Ce qui laisse présager que d'autres facteurs influencent l'intensité du signal de retour LiDAR.

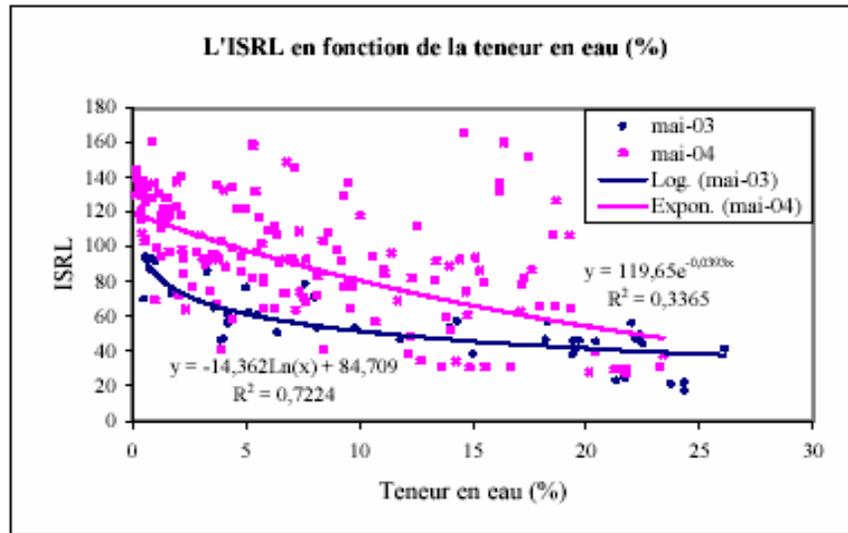


Figure 8.5 : L'intensité du signal de retour LiDAR (ISRL) en fonction de la teneur en eau pour tous les sites d'échantillonnages (2003 et 2004).

### 8.3.1.2 L'intensité LiDAR en fonction de la granulométrie

La granulométrie des faciès sédimentaires rencontrés sur les zones d'étude est très hétérogène. En effet, la moyenne granulométrique varie entre 3.3  $\Phi$  (sable très fin) et -3.3  $\Phi$  (galets). De plus, les sédiments ne sont pas homogènes sur un même site et il est possible de rencontrer des sables moyens uniformes, des graviers, des mélanges de sables et galets ou des mélanges de graviers et galets (figure 8.6). Cette hétérogénéité des sédiments ne permet plus d'utiliser la moyenne comme indice sédimentaire car le mélange de deux faciès de grosseurs différentes aura pour effet de diminuer la porosité du matériel et par voie de conséquence la teneur en eau du milieu.

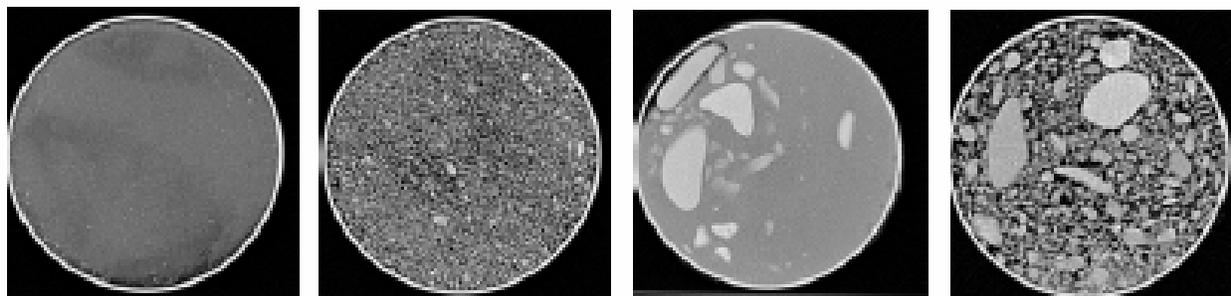


Figure 8.6 : Images scanographiques des différents faciès sédimentaires retrouvés dans la zone d'étude : sables moyens, graviers, mélange sables et galets, et mélange sables et graviers.

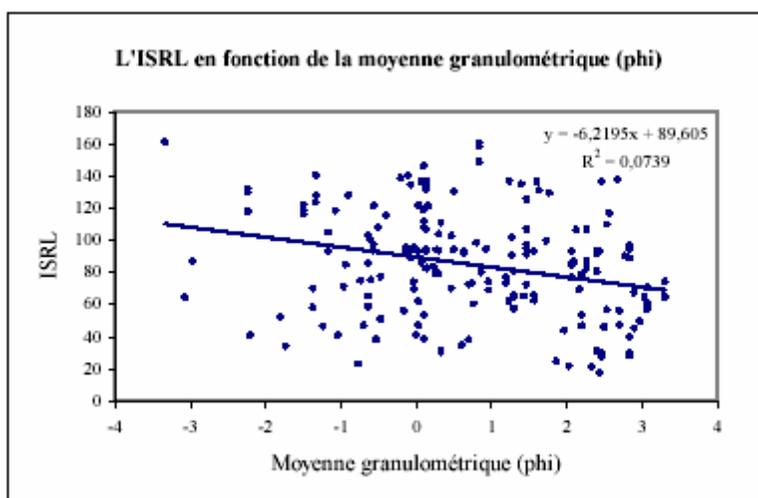


Figure 8.7 : L'intensité du signal de retour LiDAR (ISRL) en fonction de la moyenne granulométrique ( $\Phi$ ).

En première approximation, aucune relation n'est obtenue entre l'intensité du signal de retour LiDAR et la moyenne granulométrique (figure 9). Ceci présume que les sédiments ne sont pas homogènes, la moyenne granulométrique ne constitue donc pas un facteur primaire. L'intensité du signal de retour dépend probablement de l'association de différents faciès. Une étude plus exhaustive devrait être entreprise pour apprécier le rôle du faciès sédimentaire sur l'intensité du signal de retour.

### 8.3.1.3 L'intensité LiDAR en fonction de l'intensité scanographique

L'intensité scanographique est associée à la densité de l'échantillon prélevé sur le site d'étude et analysé à l'aide du scanographe. Elle reflète la compaction, la porosité, la minéralogie et la teneur en eau. Les valeurs des échantillons de sédiments prélevés variant entre 330 et 1565 HU. De plus, l'intensité scanographique augmente avec la teneur en eau et avec la compaction. La granulométrie influence également l'intensité scanographique. Dans les sédiments littoraux fins à

grossiers, l'intensité scanographique diminue avec l'augmentation de la moyenne granulométrie et par conséquent de la porosité. Par contre, la présence de gros galets, présentant une grande surface de mesure et une porosité plus faible, peut avoir l'effet inverse et causer une augmentation de l'intensité scanographique. La comparaison de l'intensité du signal de retour LiDAR sur une plage et de l'intensité scanographique met en évidence une relation inversement proportionnelle entre les résultats obtenus (figure 8.8). Effectivement, l'intensité LiDAR moyenne diminue lorsque l'intensité scanographique augmente. Il est donc possible de conclure, qu'une augmentation de la teneur en eau, de la compaction et une diminution de la granulométrie des sédiments littoraux entraînent une diminution de l'intensité du signal de retour LiDAR.

### 8.3.2 Relations entre les données aéroportées et les facteurs physiques

#### 8.3.2.1 Angle de balayage

L'intensité du signal de retour LiDAR est fonction de la position latérale de l'empreinte par rapport au centre de la ligne de vol. Cette variation est due à la variation de l'angle d'incidence du faisceau durant le balayage laser du système LiDAR. Cet angle a une ouverture maximale d'environ 15°. Par contre, les caractéristiques des sédiments sur la plage influencent également cette fluctuation, spécialement la distribution granulométrique qui change la rugosité de surface.

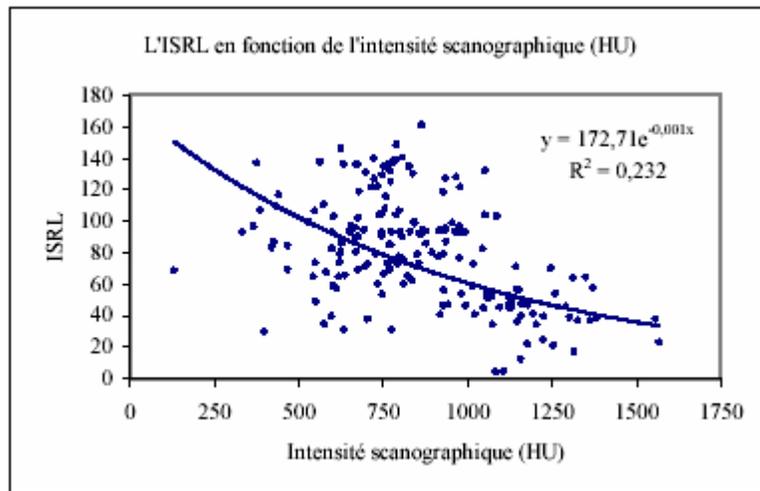


Figure 8.8 : L'intensité du signal de retour LiDAR en fonction de l'intensité scanographique pour tous les sites d'échantillonnages (2003 et 2004).

Les profils mesurés sur le site de l'île barrière de Barachois, présentés précédemment (figure 4), soulignent la variation latérale de l'intensité du signal de retour LiDAR. Sur la plage (profils 1 à 4), la variable A est presque constante et la variable B diminue faiblement en se dirigeant vers l'eau. Ceci met en évidence une hétérogénéité transversale de la plage. Par contre la distribution

des faciès sédimentaires parallèlement à la plage est uniforme car la variation latérale de l'IRSL reste principalement due à l'angle de balayage. Près de l'eau (profil 5), sous l'effet du déferlement des vagues, la surface de l'eau devient ondulée et l'atténuation latérale devient peut significative. Par contre, plus au large, alors que le plan d'eau est assimilé à un miroir, les signaux réfléchis ont un angle incident trop prononcé et la variation de l'angle d'incidence devient le facteur prépondérant qui influence l'intensité du signal de retour LiDAR. L'influence de la teneur en eau des sédiments sur l'intensité du signal de retour discutée plutôt est également visible sur les courbes. Les valeurs d'intensité du signal de retour (variable C) diminuent à partir du profil situé sur le haut de plage, où la teneur en eau est minimale, vers le profil près du rivage, où la teneur en eau est élevée.

### **8.3.2.2 Morpho-topographie**

Sur un profil perpendiculaire à la ligne de vol principal, par exemple sur la flèche sableuse de Paspébiac (figure 5), l'effet de la nature de l'élément réflecteur au sol est très visible. Les données d'intensité du signal de retour LiDAR mesurées sur l'eau présente une grande fluctuation due à la nature de la surface. La surface lisse très réfléchissante et le degré absorbant de l'eau provoquent beaucoup de perte d'intensité.

Sur la plage, l'intensité LiDAR moyenne augmente avec l'élévation de la plage. Cette augmentation de l'intensité est attribuable à la teneur en eau et au grano-classement naturel d'une plage et non aux variations topographiques. En effet, il a déjà été démontré que la valeur de l'intensité du signal de retour LiDAR augmente avec la diminution de la teneur en eau, donc vers le haut de plage. De plus, la grano-classement observé sur la plage, c'est-à-dire le passage en surface de sédiments fins en bas de plage à des sédiments grossiers en haut de plage, provoque également une augmentation de la valeur de l'intensité du signal retour puisque cette dernière est proportionnelle à la moyenne granulométrique si les sédiments sont homogènes. De plus, l'intensité du degré de compaction, qui est aussi proportionnelle à l'intensité LiDAR, est supérieure sur le bas de plage (sédiments remaniés par les houles) qu'en haut de plage (Sédiments éoliens).



## 9. LA BASE DE DONNÉES

---

**Une base de donnée a été développée dans le cadre de ce travail pour regrouper dans un SIG toutes les informations de terrain et d'analyses de laboratoire.**

La base de données a été conçue afin de gérer l'ensemble des données du projet, soit des données LIDAR, vidéogrammétriques, et de terrain (Figure 9.1). Le SGBD utilisé est le logiciel Access. Les données LIDAR étant constituées de millions d'enregistrement par relevé et les données vidéogrammétriques de près de 25000 images, la principale difficulté a donc constitué à trouver le moyen d'intégrer ces données particulièrement volumineuses dans un logiciel dont la capacité d'accueil maximale est de 2 Go. La solution adoptée diffère selon le type de données. Les données de terrain, de l'ordre d'une centaine par campagne de terrain, ont été intégrées sans problème car peu nombreuses, les photographies associées à ces données sont liées et visualisables dans la base sans toutefois y être intégrées. Les données LIDAR, ont été structurées afin d'être accessibles par les différents organismes impliqués; elles sont également intégrées après avoir subi une classification par la compagnie Lasermap. Cette approche permet de ne conserver que les données de sol. Les données vidéogrammétriques, quant à elles, ne nécessitent aucune structuration puisque elles correspondent à des images et ne peuvent être analysées que par le logiciel Cyclop-3D. Il a donc été jugé inutile de les intégrer dans la base de données. Toutefois, afin de les conserver et de pouvoir partager les résultats des analyses d'images, certaines d'entre elles ont été liées à la base par le biais de leur nom de fichier et leur localisation sans toutefois y être intégrées.

**Les métadonnées, enfin, ont été intégrées à cette même base et ne sont pas gérées dans une base de données différente. Ceci a pour but de simplifier l'accès à l'ensemble des informations par les utilisateurs.**

### 9.1 MODE DE FONCTIONNEMENT

#### 9.1.1 Gestion des données LIDAR

Trois options permettent d'accéder aux données LIDAR : l'option Importation, l'option Requêtes et l'option Résultats (Figure 9.2).

- Le bouton "Métadonnées Importation" ouvre un formulaire permettant à l'utilisateur d'entrer les métadonnées d'un nouveau fichier LIDAR et de procéder à l'importation des données dans la base par l'intermédiaire du bouton « Importation ». S'il le souhaite, l'utilisateur peut ou non visualiser le résultat de son importation. Deux cartes situées dans la partie droite du formulaire de métadonnées permettent par ailleurs de visualiser la zone d'étude et la localisation du relevé LIDAR (Figure 9.3).

- Le bouton "Requête" permet d'accéder au formulaire d'extraction d'une sélection de données LIDAR à partir du nom de fichier. Cette sélection peut ensuite être enregistrée et ouverte directement dans ArcView 8.3 pour en effectuer le traitement et analyse (Figure 9.4).

- Le bouton "Résultats LIDAR" permet à l'utilisateur de consulter différents produits issus du traitement des données LIDAR, tels des MNT, des profils ou des images. Un champ "Commentaires" permet d'inscrire ou de consulter différentes informations relatives au produit sélectionné, telles les traitements effectués pour élaborer ou analyser les résultats (Figure 9.5).

### **9.1.1.1 Gestion des données vidéogrammétriques**

**L'accès aux données vidéogrammétriques s'effectue par l'intermédiaire du même formulaire de métadonnées que celui utilisé pour les données LIDAR. Après avoir rempli les informations minimales permettant d'identifier l'origine du fichier, l'utilisateur peut accéder à un second formulaire en utilisant le bouton « Vidéogrammétrie ».**

Ce formulaire permet d'inscrire et de consulter des résultats d'analyse d'images sélectionnées. L'utilisateur sélectionne et affiche une image, dans le cadre situé à droite du formulaire, puis entre les informations relatives à différents points d'étude. Si le phénomène étudié correspond à un polygone plutôt qu'un point (comme un glissement de terrain, un aménagement, etc.), les coordonnées du centroïde de ce phénomène permettront sa localisation sur l'image. Si le paramètre mesuré est une distance entre deux éléments (ex : distance entre le route et le bord de la falaise), les coordonnées et caractéristiques du second point pourront être rentrées dans le sous-formulaire inclus à cet effet dans le formulaire principal. Enfin, les différents onglets "Stratigraphie", "Cicatrices", .... seront activés afin de permettre la saisie de données sur sélection de la caractéristique « Oblique » de l'image, et désactivés s'il s'agit d'une image en vue verticale (Figure 9.6).

### **9.1.1.2 Gestion des données de terrain**

Les données de terrain sont gérées selon la hiérarchie du protocole de mesures adopté sur le terrain, soit une série de relevés (correspondant à des stations) réalisée le long de profils de plage ou dans des zones spécifiques. Le premier niveau du formulaire correspond donc au profil et à ses caractéristiques. Un sous-formulaire intégré dans ce formulaire principal permet ensuite de rentrer les métadonnées des différentes stations effectuées le long du profil, et de sélectionner deux cartes permettant de localiser la zone d'étude et la position de la station sur le terrain (Figure 10). Une série d'onglets permettent alors de saisir les données relatives à chaque station en utilisant le sous-formulaires correspondant respectivement aux échantillons, carottes, tranchées, relevés biologiques ou pétrographiques effectués selon le cas à la station sélectionnée. Dans le cas des échantillons et des carottes, une granulométrie peut être effectuée sur certains d'entre eux, un bouton permet alors d'accéder à un nouveau formulaire prévu à cet effet (Figures 9.7 et 9.8).

Un dernier sous-formulaire, présent dans la partie droite du formulaire principal, permet de lier à la base de données les différentes photos de terrain.

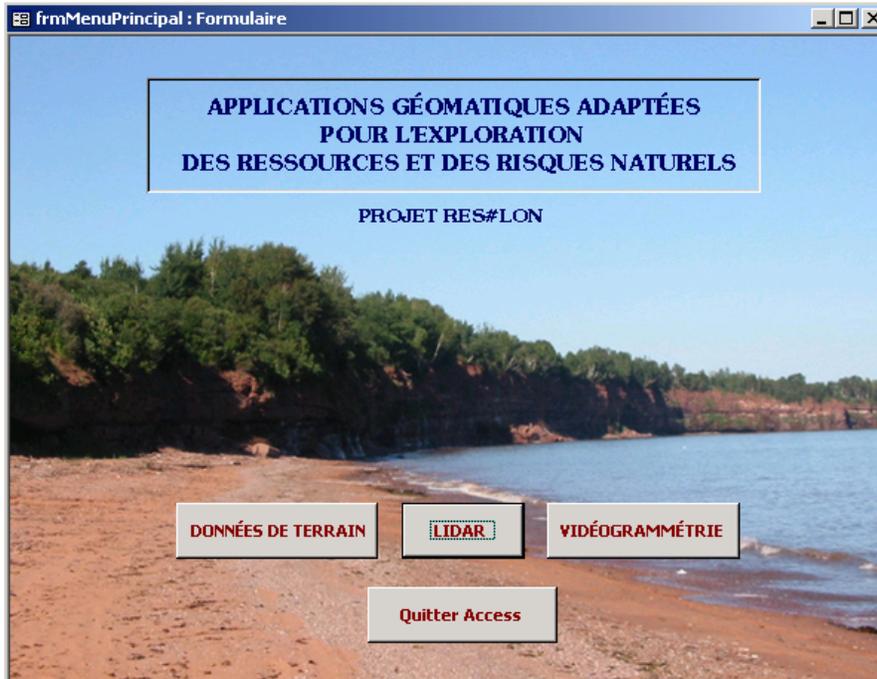


Figure 9.1 : Formulaire "Menu Principal".



Figure 9.2 : Formulaire "Menu LIDAR".

**MÉTADONNÉES LIDAR/VIDÉOGRAMMÉTRIE**

Nom : EchLIDAR2.txt  
 Chemin d'accès: D:\Deborah\BD\Lidar\EchLIDAR\  
 Type: Vidéogrammétrie  
 Date: 2003-05-17  
 Support:   
 Format:   
 Taille: Ko  
 Instrument: Lidar ALTM-2050  
 Contact Acq.: Gauthier, D.  
 Contact Trait: Xhardé, R.  
 Contact Analyse: Xhardé, R.

Site: Bonaventure  
 Projection: Universal Transverse Mercat  
 Zone: 19  
 Datum: NAD 83

Acquisition  
 Traitement  
 Analyse

Localisation du site  
 Site d'étude:

Importation LIDAR LIDAR Vidéogrammétrie Fermer

Figure 9.3 : Formulaire "Métadonnées Importation".

**REQUÊTES LIDAR**

Veuillez choisir un nom de fichier ou de site d'étude:

Fichier:   
 Lancer la requête

ID	Fichier	X	Y	Z	Intensite
(NuméroAuto)					

Sauvegarder Fermer

Figure 9.4 : Formulaire "Requêtes".

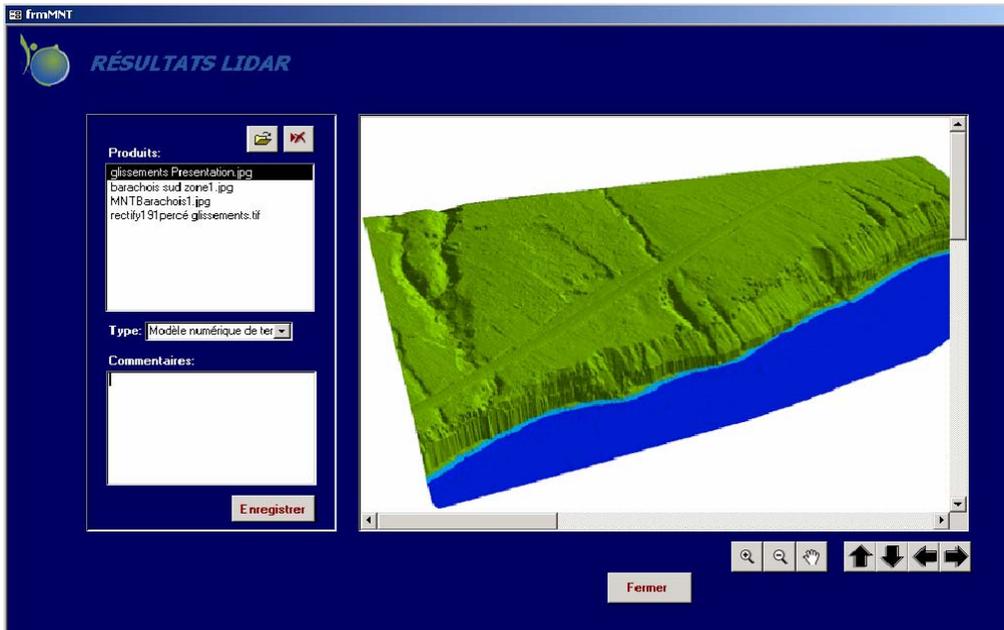


Figure 9.5 : Formulaire "Résultats LiDAR".

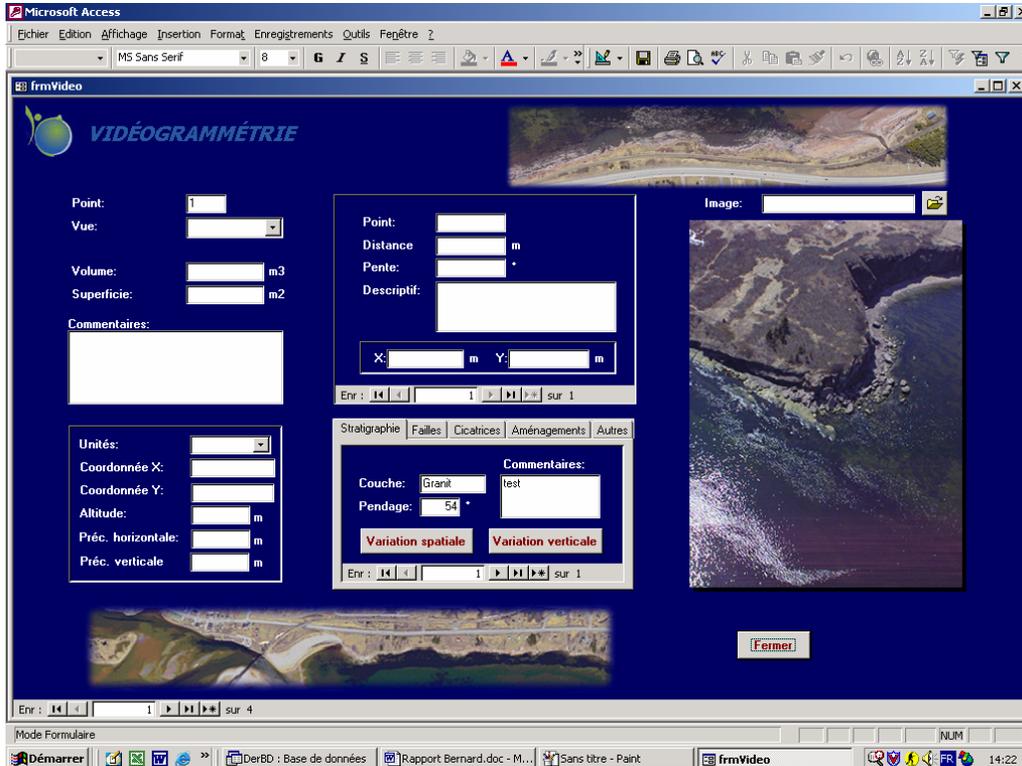


Figure 9.6 : Formulaire "Vidéogrammétrie".

Figure 9.7 : Formulaire "Terrain".

Figure 9.8 : Formulaire "Sections de carotte".

The screenshot shows a software window titled "frmGranulometrie" with a dark blue background. At the top left, there is a logo and the text "GRANULOMÉTRIE". The main area contains several data entry fields:

- Top left: "N° Granulométrie:" with a text box containing "Numé", "N° Relevé:" with an empty text box, "Type de relevé:" with a dropdown menu, and "Fiabilité:" with a dropdown menu.
- Middle left: "Diamètre moyen:" with a text box and "Commentaires:" with a large empty text area.
- Middle right: "Kurtosis:" with a text box and "Commentaires:" with a large empty text area.
- Bottom left: "Diamètre médian:" with a text box and "Commentaires:" with a large empty text area.
- Bottom right: "Dyssimétrie" with a text box and "Commentaires:" with a large empty text area.

On the right side, there is an "Image:" label with a text box and a file selection icon. Below it is a large image of a gravel sample. At the bottom center, there is a "Fermer" button. The status bar at the very bottom shows "Enr : 1 sur 1" with navigation icons.

Figure 9.9 : Formulaire "Granulométrie".



# CONCLUSIONS

---

Les problèmes liés à l'érosion côtière représentent des sujets de préoccupation croissant pour les différents intervenants gouvernementaux et non gouvernementaux impliqués dans la gestion des littoraux et les prédictions concernant un futur réchauffement climatique et une hausse du niveau marin ne font qu'accroître les inquiétudes à ce sujet.

Afin d'élaborer de politiques de gestion du littoral efficaces et adaptées, que ce soit concernant la mise en place de mesures de prévention ou l'établissement de plans d'aménagements territoriaux adaptés, une meilleure description de la nature des littoraux et une meilleure compréhension de la dynamique côtière est impérative. Les techniques de relevés par télédétection aériennes apparaissent comme des outils de mesure intéressants car ils permettent de collecter rapidement de grandes quantités de données de façon relativement précise et fiable sur de grandes portions de côtes.

C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail. Ses objectifs étaient d'évaluer deux nouvelles techniques de relevés aériens, le LiDAR et la vidéogrammétrie à haute résolution, de déterminer leurs apports respectifs à l'étude de l'érosion côtière et de développer un indice de vulnérabilité côtière intégrant ces nouvelles données afin d'aider à la gestion des risques naturels côtiers.

La précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de la vidéogrammétrie ont été évaluées afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes.

Au niveau planimétrique, les résultats de cette étude montrent que les erreurs horizontales de la vidéogrammétrie sont similaires à celles des méthodes photogrammétriques conventionnelles, à savoir entre 1 et 2 m pour une altitude de vol de 800 m et sans correction manuelle, et entre 0,4 m et 0,6 m avec correction. Des erreurs altimétriques élevées, comprises entre 3 m et 11 m, ont cependant été mises en évidence dans ce travail, que ce soit avec ou sans procédures d'orientation.

Les mosaïques vidéographiques, quant à elles, se révèlent être des produits dérivés intéressants à condition de pouvoir les géoréférencer et les orthorectifier de façon satisfaisante. De telles mosaïques pourraient alors être utilisées comme outil de gestion et de planification.

L'usage de cette technique semble donc plutôt recommandée pour des applications requérant une grande précision planimétrique mais pouvant se satisfaire d'une précision verticale moyenne (entre 1 m et 10 m selon la hauteur de vol) comme la cartographie thématique, la caractérisation des sols, le suivi et la gestion d'infrastructures humaines par exemple, ou pour toute autre application cartographique 2D.

En ce qui concerne la technologie LiDAR, nos mesures ont permis d'évaluer l'erreur moyenne de positionnement horizontal du système à 9 cm et l'erreur quadratique moyenne à 13 cm. Cette dernière valeur est très proche de l'erreur horizontale théorique du système employé dans cette

étude, estimée à 14 cm. La principale source d'imprécision du positionnement planimétrique apparaît donc être la résolution spatiale du système plutôt que les erreurs systématiques.

Les résultats de cette étude confirment également l'influence importante de la géométrie du terrain sur l'exactitude verticale des mesures altimétriques LiDAR et permettent de préciser la relation existant entre les deux. Une erreur verticale systématique de 5 à 6 cm a été mise en évidence pour ce système LiDAR. À cette erreur s'ajoute d'autres erreurs qui résultent de l'erreur horizontale du système ainsi que des caractéristiques physiques du terrain.

Les plus importantes contributions proviennent de la pente et de la hauteur du couvert végétal. Par conséquent, l'erreur verticale moyenne globale s'accroît de façon linéaire en fonction de la pente. Elle a été évaluée à 15 cm pour les plages, 24 cm pour les dunes, 45 cm dans les talus et à 61 cm pour les falaises.

Plusieurs relations théoriques permettant de déterminer l'erreur verticale globale en fonction des caractéristiques des environnements côtiers les plus fréquents, ont ensuite été proposées et leurs limites d'application discutées.

La précision avec laquelle le trait de côte peut être positionné au moyen d'un système laser dépend principalement de la résolution spatiale et des erreurs systématiques du système. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'une cote d'élévation marégraphique, la contribution de l'erreur verticale systématique du système domine pour les pentes de moins de 20°. L'erreur de positionnement est alors comprise entre 50 cm et 70 cm pour des pentes de plages typiques. Elle atteint 30 cm (soit la résolution spatiale du LiDAR) lorsque l'angle de pente dépasse 20°. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'un changement topographique, la contribution de l'erreur horizontale est la principale source d'erreur.

Les limites des systèmes aéroportés LiDAR se révèlent dans les environnements côtiers rocheux. Outre des erreurs verticales globales pouvant être élevées en raison des fortes pentes, les falaises entraînent également une diminution marquée de la densité de mesures collectées. Nos résultats ont montrés que cette diminution n'est vraiment significative que pour des pentes de plus de 50°, la densité moyenne de mesures passant alors d'environ 1 donnée/m<sup>2</sup> à 0,4 donnée/m<sup>2</sup>.

Cette densité dépend principalement de la résolution spatiale du système ainsi que de la distance horizontale le séparant de la paroi rocheuse à relever. Les distances offrant la meilleure couverture de tels environnements ont été estimées à environ 35 m et 70 m pour le système utilisé dans cette étude.

L'existence d'encoches d'érosion basales ou de surplombs dans les falaises marines constituent une autre limitation importante aux relevés aériens de tels environnements côtiers. Ce travail a permis de préciser les cas où la profondeur des encoches ou des surplombs peuvent être obtenus à partir des données LiDAR. Cela n'est possible que si le rapport profondeur/hauteur du surplomb est inférieur à la tangente de l'angle d'incidence du laser, lui même déterminé par les paramètres de vol (hauteur de vol et distance à la côte) et la localisation du surplomb dans la falaise (élévation du bord supérieur du surplomb).

Enfin, les résultats de ce travail ont mis en évidence les problèmes liés à la représentation, sous forme de modèles numériques de terrain, d'environnements côtiers rocheux. La distribution discontinue et variable des points de mesure laser au niveau du sol implique en effet des

interpolations qui sont des sources d'erreurs importantes lorsque les terrains modélisés présentent une grande variabilité topographique comme c'est le cas pour les côtes rocheuses. Dans ces conditions, les interpolations introduisent des distorsions importantes dans les MNT, conduisant à une représentation biaisée du terrain.

Au vu de ces résultats, il apparaît donc impératif de ne travailler qu'avec les données ponctuelles du LiDAR, sans recourir à des représentations nécessitant des interpolations, lorsque des environnements rocheux sont concernés. Ainsi, les calculs d'érosion et de recul du trait de côte ne devraient pas être effectués à partir de MNT ou d'une quelconque représentation 2D, mais des profils topographiques composés par les points de mesures laser devraient plutôt être employés.

Une méthode d'évaluation des risques naturels côtiers, combinant ces deux sources d'informations et visant à tirer avantage de leur complémentarité, a ensuite été proposée. L'objectif de cette méthode était de déterminer la vulnérabilité à court et moyen termes, et à grande échelle, des littoraux par rapport à l'érosion, aux risques d'inondation ainsi qu'aux risques d'éboulements et de glissements de terrain.

Elle repose sur l'utilisation d'un certain nombre de variables quantitatives et semi-quantitatives, certaines provenant d'indices de vulnérabilité développés dans des travaux antérieurs. Parmi les 11 variables choisies, 9 se rapportent à des caractéristiques terrestres (géologiques, géomorphologiques ou géographiques) et 2 concernent des paramètres marins (hydrodynamiques).

Cet indice de vulnérabilité côtière a été ensuite calculé pour chacun des 9 sites d'étude répartis le long de la côte méridionale de la Gaspésie et une classification de la vulnérabilité a été réalisée. Tous les littoraux des sites étudiés se répartissent entre 2 classes seulement, à savoir les côtes de faible vulnérabilité qui représentent 18,4 % des littoraux étudiés, et les côtes de vulnérabilité modérée qui en constituent 81,6 %, indiquant ainsi que les risques élevés observés sur ces secteurs, ainsi que les nombreux problèmes qui en découlent, sont causés essentiellement par la grande proximité des infrastructures humaines et non pas par une vulnérabilité particulièrement élevée du littoral à l'érosion.

Un certain nombre de limitations à ce travail ont été soulevés dans la discussion finale et de futurs développements ont été abordés en vue de progresser vers un indice de vulnérabilité côtière global, multidisciplinaire et multi-sources, qui permettrait des prédictions de risque fiables et une gestion efficace, intelligente et harmonisée du littoral par tout les intervenants impliqués.

En outre, cette étude a permis d'évaluer la possibilité d'appliquer la technique aéroportée LiDAR à la cartographie morpho-sédimentologique de la zone côtière. Il a été démontré que l'intensité du signal de retour LiDAR est influencée par certains paramètres géologiques de la surface terrestre étudiée.

L'intensité du signal de retour varie en fonction de la teneur en eau, de la granulométrie, de la compaction, de la porosité et de la minéralogie. De plus, il a été constaté que des facteurs extérieurs influencent également l'intensité du signal de retour LiDAR. La géométrie du système, soit l'angle de balayage du faisceau laser, crée une variation de l'angle incident du signal de retour et donc une variation latérale de l'intensité du signal de retour.

La morphologie, ou la nature du réflecteur au sol autre que sédimentaire, influence également l'intensité du signal de retour. Ces facteurs ont été évalués individuellement mais leur interaction

est mutuelle. Une étude plus exhaustive mènera à l'élaboration d'une relation applicable à la cartographie morpho-sédimentaire côtière.

Enfin, la structure d'une base de données a été conçue afin de gérer l'ensemble des données du projet, soit des données LIDAR, vidéogrammétriques, et de terrain. La base est supportée par Access. La solution adoptée pour intégrer les différentes sortes de données dans un logiciel dont la capacité d'accueil est de seulement 2 GB diffère selon le type de données.

Les données de terrain, de l'ordre d'une centaine par campagne de terrain, ont été intégrées sans problème dans la base de données, les photographies associées à ces données sont visualisables dans la base sans y être intégrées.

Les données LIDAR, nécessitent d'être structurée et accessible par les différents organismes impliqués, elles ont été intégrées après avoir été classée par la compagnie Lasermap Plus. Cette opération permet de conserver que les données altimétriques et d'intensité du signal de retour associées.

Les données vidéogrammétriques ne nécessitent aucune structuration car elles correspondent à des images et ne peuvent être analysées qu'à l'aide du logiciel Cyclop-3D; il a été jugé inutile de les intégrer dans la base de données. Toutefois, afin de conserver et de partager les résultats des analyses d'images, certaines d'entre elles sont liées à la base à partir de leur nom de fichier et de leur localisation sans toutefois y être intégrées.

Les métadonnées sont directement intégrées à cette base afin de simplifier l'accès de l'utilisateur à l'ensemble des informations.

## BIBLIOGRAPHIE

---

Abdalati W., W. Krabill, E. Frederick, S. Manizade, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas, W. Wright, J. Yunkel, 2002. *Airborne laser altimetry mapping of the Greenland ice sheet: application to mass balance assessment*. Journal of Geodynamics, vol. 34, pp. 391-403.

Allan J. C., P. D. Komar, G. R. Priest, 2003. *Shoreline variability on the high-energy Oregon coast and its usefulness in erosion-hazard assessments*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 83-105.

Baltsavias E. P., 1999a. *A comparison between photogrammetry and laser scanning*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 83-94.

Baltsavias E. P., 1999b. *Airborne laser scanning: basic relations and formulas*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 199-214.

Beasy C., C. Hopkinson, T. Webster, 2005. *Classification of nearshore materials on the Bay of Fundy coast using LiDAR intensity data*. Proceedings of the 26<sup>th</sup> Canadian Symposium of Remote Sensing, Wolfville, NS, Canada. 14 pages.

Bellomo D., M. J. Pajak, J. Sparks, 1999. *Coastal flood hazards and the national flood insurance program*. Journal of Coastal Research, SI 28, pp. 21-26.

Bergeron P., 1995. *Étude de faisabilité de la restauration et de la mise en valeur du barachois de Paspébiac*. Biorex Inc. Sainte-Foy, Québec, Canada. 216 pages.

Bilodeau F., R. McHugh, 2006. *Érosion des berges en gaspésie*. Rapport d'audit de projet, GMT-20854, Université Laval. 164 pages.

Bird E. C. F., 1994. *Cliff hazards and coastal management*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 299-310.

Blair J. B., D. L. Rabine, M. A. Hofton, 1999. *The Laser Vegetation Imaging Sensor: a medium-altitude, digitisation-only, airborne laser altimeter for mapping vegetation and topography*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, 115-122.

Boak E. H., I. L. Turner, 2005. *Shoreline definition and detection: a review*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (4), pp. 688-703.

Boruff B. J., C. Emerich, S. L. Cutter, 2005. *Erosion Hazard vulnerability of US coastal counties*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (5), pp. 932-942.

Boucher M., 2007. *Relations empiriques des données laser aéroportées (LiDAR) et des paramètres géologiques et géotechniques au sol, golfe du Saint-Laurent, baie des Chaleurs, Québec*. Maîtrise en Sciences de la Terre. Université du Québec, INRS-ETE, Québec, Canada. 187 pages.

Boucher M., R. Xhardé, B. F. Long, 2005. *LiDAR application for coastal mapping: a example of the Gulf of Saint-Lawrence, Chaleur Bay, Quebec*. Proceedings of the 12<sup>th</sup> Canadian Coastal Conference, Dartmouth, NS, Canada. 19 pages.

- Bouheraoua H., 2003. *Traitement des données vidéographiques*. Maîtrise en Sciences. Université Laval, département des Sciences Géomatiques, Québec, Canada. 28 pages, annexes.
- Brennan R., T. Webster, 2005. *Assessing LiDAR data for landcover classification*. Proceedings of the 26<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Wolfville, NS, Canada. 2 pages.
- Brisebois D., J. Brun, 1994. *Carte géologique du Québec*, in *Géologie du Québec*. Les Publications du Québec, Québec, Canada. 154 pages.
- Brock J. C., A. H. Sallenger, W. B. Krabill, R. N. Swift and C. W. Wright, 2001. *Identification and mapping of barrier island vegetation with NASA airborne topographic mapper lidar surveys*. Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, San Francisco, CA, USA. 8 pages.
- Brock J. C., C. W. Wright, A. H. Sallenger, W. B. Krabill and R. N. Swift, 2002. *Basis and methods of NASA airborne topographic mapper Lidar surveys for coastal studies*. Journal of Coastal Research, vol. 18 (1), pp. 1-13.
- Brock J. C., W. B. Krabill, A. H. Sallenger, 2004. *Barrier island morphodynamic classification based on Lidar metrics for North Assateague Island, Maryland*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 498-509.
- Brown E. D., J. H. Churnside, R. L. Collins, T. Veenstra, J. Wilson, K. Abnett, 2002. *Remote sensing of capelin and other biological features in the North Pacific using lidar and video technology*. ICES Journal of Marine Science, vol. 59, pp. 1120-1130.
- Burton I., R. W. Kates, G. F. White, 1993. *The environment as hazard* (2<sup>nd</sup> edition). Guilford Press, New York, NY, USA. 290 pages.
- Bush D. M., O. H. Pilkey, 1994. *Mitigation of hurricane property damage on barrier islands: a geological view*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 311-326.
- Camfield F. E., 1994. *Tsunami effects on coastal structures*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 177-188.
- Chanin M.-L., 2002. *Le rôle des lidars dans l'étude de l'atmosphère*. Cours rédigé, in *les lasers et leurs applications scientifiques et médicales*. Fabre C. et Pocholle J.P., Éd. Scientifiques, EDP Sciences, Les Ulis, Essonne (91), France. DOI : 10.1051/bib-sfo:2002053. 16 pages.
- Clark M., 1979. *Marine processes*, in *Process in geomorphology*. Edited by C. Embleton and J. Thornes, London, UK. 436 pages.
- Cobby D. M., D. C. Mason, I. J. Davenport, 2001. *Image processing of airborne scanning laser altimetry data for improved river flood modelling*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 56, pp. 121-138.
- Coch N. K., 1994. *Hurricane hazards along the northeastern atlantic coast of the United States*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 115-148.
- Cocito S., S. Sgorbini, A. Peirano, M. Valle, 2003. *3-D reconstruction of biological objects using underwater video technique and image processing*. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, vol. 297, pp. 57-70.

- Csathó B., Y. R. Lee, T. Schenk, W. Krabill, J. McGarry, 2001. *Creation of high-resolution, precise digital elevation models of Ocean City and Assateague Island, Md.* International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 31-35.
- Daigneault M., 2001. *Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/ atmosphère: aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Exemple des falaises de l'est du Canada (Gaspésie).* Thèse en Sciences de la Terre et de l'Atmosphère. École Nationale des Mines de Saint-Étienne, Loire (42), France. 319 pages.
- Dean R. G., S. B. Malakar, 1999. *Projected flood hazard zones in Florida.* Journal of Coastal Research, SI 28, pp. 85-94.
- Dolan R., B. P. Hayden, P. May, S. K. May, 1980. *The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs.* Shore and Beach, vol. 48 (4), pp. 22-29.
- Dolan R., R. E. Davis, 1994. *Coastal storm hazards.* Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 103-114.
- Doornkamp J. C., 1998. *Coastal flooding, global warming and environmental management.* Journal of Environmental Management, vol. 52, pp. 327-333.
- Doucette J. S., E. S. Harvey, M. R. Shortis, 2002. *Stereo-video observation of near-shore bedforms on a low energy beach.* Marine Geology, vol. 189, pp. 289-305.
- Drap P., 1997. *La Photogrammétrie*, in *Photogrammétrie et modèles architecturaux*. Extrait de thèse en Sciences informatiques. Université Aix-Marseille III, France. 15 pages.
- Drapeau G., R. A. O'Neil, B. F. Long, B. Boczar-Karakiewicz, 1984. *Utilisation du système de bathymétrie aéroportée lidar en sédimentologie côtière.* Proceedings of the 7<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing. F. Bonn and K. Thompson Ed., pp. 231-238.
- Ferreira O., T. Garcia, A. Matias, R. Taborda, J. A. Dias, 2006. *An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores.* Continental Shelf Research, vol. 26, pp. 1030-1044.
- Filin S., 2001. *Recovery of Systematic biases in laser altimeters using natural surfaces.* International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 85-91.
- Folk R.L. et Ward W.C., 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.* Journal of Sedimentology and Petrology, vol. 27, 3-26.
- Forbes D. L., R. B. Taylor, 1987. *Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast ; in Glaciated Coasts*, Academic Press, San Deigo, CA, USA, pp. 51-86.
- Forbes D. L., J. D. Orford, R. W. G. Carter, J. Shaw, S.C. Jennings, 1995. *Morphodynamic evolution, self-organization, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts.* Marine Geology, vol. 126, pp. 63-85.
- Forbes D. L., G.K. Manson, 2003. *The PEI Project – combining marine acoustics and airborne optical remote sensing to build a seamless bathymetric and topographic DEM on the North Shore of Prince Edward Island.* Proceedings of the workshop on Airborne Techniques to Measure Coastal Erosion, INRS-ETE, Québec, Canada (sur CD-ROM).

- Forbes D. L., G. S. Parkes, G. K. Manson, L. A. Ketch, 2004. *Storms and shoreline retreat in the Southern Gulf of St. Lawrence*. Marine Geology, vol. 210, pp. 169-204.
- Fowler R. A., 2000. *The lowdown on LIDAR*. Earth Observation Magazine, vol. 9 (3), 5 pages.
- French J. R., 1994. *Tide-dominated coastal wetlands and accelerated sea-level rise: a northwestern European perspective*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 91-102.
- French J. R., 2003. *Airborne lidar in support of geomorphological and hydraulic modelling*. Earth Surf. Process. Landforms, vol. 28, pp. 321-335.
- Geo-3D Inc., 2003. *Trident-3D, démo vidéo*. CD-ROM édité par Géo-3D Inc., St-Hubert, QC, Canada.
- Gibeaut J. C., W. A. White, R. C. Smyth, J. R. Andrews, T. A. Tremblay, R. Gutiérrez, T. L. Hepner, A. Neuenschwander, 2003. *Topographic variation of barrier island subenvironments and associated habitats*. Proceedings of Coastal Sediments '03, 5<sup>th</sup> International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, Clearwater Beach, FL, USA. 10 pages.
- Gilvear D., A. Tyler, C. Davids, 2004. *Detection of estuarine and tidal river hydromorphology using hyper-spectral and LiDAR data: Forth estuary, Scotland*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, vol. 61, pp. 379-392.
- Gornitz V. M., 1990. *Vulnerability of the east coast, U.S.A. to future sea level rise*. Journal of Coastal Research, SI 9, pp. 201-237.
- Gornitz V. M., 1991. Development of a global coastal hazards data base: Annual technical report. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA.
- Gornitz V. M., Beaty T. W. and Daniels R. C., 1997. A Coastal Hazards Data Base for the U.S. West Coast. Rapport pour le Département Américain de l'Énergie. ORNL/CDIAC81, NDP-043C, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA. 162 pages.
- Gornitz V. M., R. C. Daniels, T. W. White, K. R. Birdwell, 1994. *The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the U.S. southeast*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 327-338.
- Gornitz V. M., T. W. White, 1992. A coastal data base for the U.S. east coast. ORNL/CDIAC-45, NDP-43A, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA.
- Graham D., M. Sault, Cpt. J. Bailey, 2003. *National ocean service shoreline – past, present, and future*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 14-32.
- Gray J. T., 1987. *Quaternary processes and paleoenvironments in the Gaspé Peninsula and the Lower St. Lawrence Valley*. 12<sup>th</sup> INQUA Congress Excursion Guide Book C-4, Ottawa, ON, Canada. 84 pages.
- Guenther G. C., A. G. Cunningham, P. E. LaRocque, D. J. Reid, 2000. *Meeting the accuracy challenge in airborne Lidar bathymetry*. Proceedings of the 4<sup>th</sup> EARSel Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany, pp. 1-27.
- Gutierrez R., J. C. Gibeaut, R. C. Smyth, T. L. Hepner, J. R. Andrews, 2001. *Precise airborne lidar surveying for coastal research and geohazards applications*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 185-192.

Hapke C., A. Gibbs, B. Richmond, M. Hampton, B. Jaffe, J. Dingler, A. Sallenger, B. Benumof, K. Brown, G. Griggs, L. Moore, D. Scholar, C. Storlazzi, W. B. Krabill, R. N. Swift, J. Brock, 1998. *A collaborative program to investigate the impacts of the 1997-98 El Niño winter along the California coast*. Shore & Beach, vol. 66 (3), pp. 24-32.

Harvey E., D. Fletcher, M. Shortis, 2002. *Estimation of reef fish length by divers and by stereo-video. A first comparison of the accuracy and precision in the field on living fish under operational conditions*. Fisheries Research, vol. 57, pp. 255-265.

Hasegawa H., 2006. *Evaluation of LIDAR reflectance amplitude sensitivity towards land cover conditions*. Bulletin of the Geographical Survey Institute, vol. 53 (6), pp. 43-50.

Holling C. S., 1973. *Resilience and stability of ecological systems*. Annual Review of Ecology and Systematics, vol. 4, pp. 1-23.

Holman R. A., 1986. *Extreme value statistics for wave runup on a natural beach*. Coast. Eng., vol. 9, p. 527.

Hopkinson C., L. E. Chasmer, G. Sass, I. F. Creed, M. Sitar, W. Kalbfleisch, P. Treitz, 2005. *Vegetation class dependent errors in lidar ground elevation and canopy height estimates in a boreal wetland environment*. Can. J. Remote Sensing, vol. 31 (2), pp. 191-206.

Huising E. J., L. M. Gomes Pereira, 1998. *Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 53, pp. 245-261.

Humme A., R. Lindenbergh, C. Sueur, 2006. *Revealing celtic fields from lidar data using kriging based filtering*. Proceedings of the Commission V Symposium on Image Engineering and Vision Metrology, Dresden, Germany. 5 pages.

Hwang P. A., Krabill W., Wright W., Swift R., and Walsh E. J. 2000. *Airborne Scanning Lidar measurement of ocean waves*. Remote Sensing of Environment, vol. 73, pp. 236-246.

Hyypä J., U. Pyysalo, H. Hyypä, A. Samberg, 2000. *Elevation accuracy of laser scanning-derived digital terrain and target models in forest environment*. Proceedings of the 4<sup>th</sup> EARSeL Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany. pp. 139-147.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001a. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A.. University Press, UK. 881 pages.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001b. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J., White K. S., Cambridge University Press, UK. 1032 pages.

IPCC–CZMS (Intergovernmental Panel on Climate Change – Coastal Zone Management Subgroup), 1992. *Global climate change and the rising challenge of the sea*. Report of the Coastal Zone Management Subgroup, Intergovernmental Panel on Climate Change, Ministry of Transport, Public Works and Water Management, The Hague, Netherlands.

- Irish J. L., Lillycrop W. J. 1999. *Scanning laser mapping of the coastal zone: the SHOALS system*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 123-129.
- Kaminsky G. M., R. C. Daniels, R. Huxford, D. McCandless, P. Ruggiero, 1999. *Mapping erosion hazards in Pacific County, Washington*. Journal of Coastal Research, SI 28, pp. 158-170.
- Klein R. J. T., M. J. Smit, H. Goosen, C. H. Hulsbergen, 1998. *Resilience and vulnerability: coastal dynamics or Dutch dikes?* The Geographical Journal, vol. 164 (3), pp. 259-268.
- Klein R. J. T., R. J. Nicholls, 1999. *Assesment of coastal vulnerability to climate change*. Ambio, vol. 28 (2), pp. 182-187.
- Klein R. J. T., R. J. Nicholls, F. Thomalla, 2003. *Resilience to natural hazards: How useful is this concept?* Environmental Hazards, vol. 5, pp. 35-45.
- Kolev I., T. Skakalova, I. Grigorov, 2000. *Lidar measurement of the aerosol extinction profile in Black Sea coastal zone*. Atmospheric Environment, vol. 34, pp. 3813-3822.
- Komar P. D., 1976. *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, USA. 431 pages.
- Komar P. D., D. L. Inman, 1970. *Longshore sand transport on beaches*. Journal of Geophysical Research, vol. 75, pp. 5914-5927.
- Komar P. D., 1977. *Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach*. J. sedim. Petrol., vol. 47, pp. 1444-1453.
- Krabill W. B., R. H. Thomas, C. F. Martin, R. N. Swift, E. B. Frederick, 1995. *Accuracy of airborne laser altimetry over the Greenland ice sheet*. Int. J. Remote Sensing, vol. 16, pp. 1211-1222.
- Krabill W. B., W. Abdalati, E. B. Frederick, S. S. Manizade, C. F. Martin, J. G. Sonntag, R. N. Swift, R. H. Thomas, J. G. Yunkel, 2002. *Aircraft laser altimetry measurement of elevation changes of the Greenland ice sheet: technique and accuracy assessment*. Journal of Geodynamics, vol. 34, pp. 357-376.
- Kraus K., N. Pfeifer, 1998. *Determination of terrain models in wooded areas with airborne laser scanner data*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 53, pp. 193-203.
- Kunz G. J., M. M. Moerman, L. H. Cohen, G. de Leeuw, 2000. *Lidar and aerosol measurements over the surf zone*. J. Aerosol Sci., vol. 31, Suppl. 1, pp. S588-S589.
- Larouche C., C. Laflamme, R. Lévesque, R. Denis, 2002. *A georeferenced aerial videography technology applied to erosion monitoring*. Geomatics Info Magazine, vol. 16 (9), pp. 37-46.
- Laska S., G. Wooddell, R. Hagelman, R. Gramling, M. T. Farris, 2005. *At risk: the human, community and infrastructure resources of coastal Louisiana*. Journal of Coastal Research, SI 44, pp. 90-111.
- Leatherman S. P., 2003. *Shoreline change mapping and management along the U.S. east coast*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 5-13.
- Livingstone D., J. Raper, T. McCarthy, 1999. *Integrating aerial videography and digital softcopy with terrain modelling: an application for coastal geomorphology*. Geomorphology, vol 29, pp. 77-92.

- Logimer, 1984. *Étude du littoral de la MRC de Bonaventure*. Logimer Inc., Québec, QC, Canada. 66 pages.
- Long B. F., 2006. *Étude hydrodynamique, sédimentologique et biologique des sites de Maria, Saint-Siméon, Bonaventure, Newport et Cap-d'Espoir dans la baie des Chaleurs, Québec, Canada*. Rapport pour le Ministère des Transports du Québec. INRS-ETE, Québec, QC, Canada. 121 pages, annexes.
- Long B. F., L. Renaud, 1999. *Impact du retrait de l'épi rocheux de la plage à Norbert, Paspébiac, Québec*. Rapport pour la Chambre du Commerce du Grand Paspébiac, UQAR, Rimouski, QC, Canada. 5 pages.
- Long B. F., R. Xhardé, M. Boucher, 2006. *Significance of LiDAR return signal intensities in coastal zone mapping applications*. Proceedings of the 2006 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium and 27<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Denver, CO, USA. 4 pages.
- Markus T., D. J. Cavalieri, M. A. Tschudi, A. Ivanoff, 2003. *Comparison of aerial video and Landsat 7 data over ponded sea ice*. Remote Sensing of Environment, vol. 86, pp. 458-469.
- McLaughlin S., J. McKenna, J. A. G. Cooper, 2002. *Socio-economic data in vulnerability indices: constraints and opportunities*. Journal of Coastal Research, SI 36, pp. 487-497.
- Mills W. B., C.-F. Chung, K. Hancock, 2005. *Predictions of relative sea-level change and shoreline erosion over the 21<sup>st</sup> century on Tangier Island, Virginia*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (2), e36. ?? pages.
- Montoya L., 2003. *Geo-data acquisition through mobile GIS and digital video: an urban disaster management perspective*. Environmental Modelling & Software, vol. 18, pp. 869-876.
- Moore L. J., G. B. Griggs, 2002. *Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary*. Marine Geology, vol. 181, pp. 265-283.
- Morel B., H. Bencherif, P. Keckhut, S. Baldy, A. Hauchecorne, 2002. *Evidence of tidal perturbations in the middle atmosphere over Southern Tropics as deduced from LIDAR data analyses*. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, vol. 64, pp. 1979-1988.
- Morneau F., L. Côté M. Michaud, F. Lecours, D. Roy, 2001a. *Étude d'impact sur l'environnement : Protection de la route 132 autour le long du littoral des municipalités de Saint-Siméon et de Bonaventure*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 57 pages, annexes.
- Morneau F., M. Michaud, F. Lecours, L. Côté, D. Roy, 2001b. *Étude d'impact sur l'environnement : Projets de protection des berges le long de la route 132 autour de la péninsule gaspésienne*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 84 pages, annexes.
- Morneau F., M. Michaud, F. Lecours, L. Côté, D. Roy, 2001c. *Étude d'impact sur l'environnement : Reconstruction d'un mur le long de la route 132 municipalité de Maria, baie de Cascapédia*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 36 pages, annexes.
- Morton R. A., 1991. *Accurate shoreline mapping: past, present, and future*. Proceedings of Coastal Sediment '91, Seattle, WA, USA, pp. 997-1010.

- Morton R. A., T. Miller, L. Moore, 2005. *Historical shoreline changes along US Gulf of Mexico: a summary of recent shoreline comparisons and analyses*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (4), pp. 704-709.
- Murakami H., K. Nakagawa, H. Hasegawa, T. Shibata, E. Iwanami, 1999. *Change detection of buildings using an airborne laser scanner*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 148-152.
- Murty T. S., R. A. Flather, 1994. *Impact of storm surges in the Bay of Bengal*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 149-162.
- Parker B. B., 2003. *The difficulties in measuring a consistently defined shoreline – the problem of vertical referencing*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 44-56.
- Parker G. G., M. A. Lefsky, D. J. Harding, 2001. *Light transmittance in forest canopies determined using airborne laser altimetry and in-canopy quantum measurements*. Remote Sensing of Environment, vol. 76 (3), pp. 298-309.
- Pascoff R. P., 2004. *Potential implications of sea-level rise for France*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 424-434.
- Poirier C., 2003. *Étude hydraulique – Érosion de la rive de la Baie des Chaleurs le long de la route 132 municipalité de Saint-Godefroi*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 82 pages.
- Rampton V. N., R. C. Gauthier, J. Thibault, A. A. Seaman, 1984. *Quaternary Geology of New Brunswick*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, Memoir 416, Ottawa, ON, Canada. 77 pages.
- Reading H. G., 1980. *Sedimentary environments and facies*. Edited Elsevier, New York, 557 pages.
- Reid A., D. Thibault, L. Michaud, M. Le Gros, N. Ross, 1990. *Étude sur la protection du littoral de la Gaspésie et des Îles-de-la-Madeleine*. Projet n° 7430-01-01-00118-00, QC, Canada. 271 pages.
- Renaud L., 2000. *Évolution et dégradation du barchois de Paspébiac*. Mémoire de Maîtrise en Sciences océanographiques. UQAR, Rimouski, QC, Canada. 123 pages.
- Revell D. L., P. D. Komar, A. H. Sallenger Jr., 2002. *An application of LIDAR to analyses of El Niño erosion in the Netarts littoral cell, Oregon*. Journal of Coastal Research, vol. 18(4), pp. 792-801.
- Roberge C., 2004. *Analyse et cartographie des risques d'érosion des berges de la région de Saint-Siméon et Bonaventure dans la Baie des Chaleurs en Gaspésie*. Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada. 60 pages.
- Robertson V W., D. Whitman, K. Zhang, S. P. Leatherman, 2004. *Mapping shoreline position using airborne laser altimetry*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (3), pp. 884-892.
- Rottensteiner F., J. Trinder, S. Clode, K. Kubik, 2005. *Using Dempster–Shafer method for the fusion of LIDAR data and multi-spectral images for building detection*. Information Fusion, vol. 6, pp. 283-300.

Ruggiero P., G. M. Kaminsky, G. Gelfenbaum, 2003. *Linking proxies-based and datum-based shorelines on a high-energy coastline: implications for shoreline changes analyses*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 57-82.

Sallenger Jr. A. H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, M. Jansen, S. Manizade, B. Richmond, M. Hampton, D. Eslinger, 1999. *Airborne laser study quantifies El Niño-induced coastal change*. Eos, Transactions American Geophysical Union, vol. 80 (8), pp. 89, 92-93.

Sallenger Jr. A. H., H. Stockdon, J. Haines, W. Krabill, R. Swift, J. and Brock, 2000. *Probabilistic assessment of beach and dune changes*. Proceedings of Coastal Engineering 2000, American Society of Civil Engineers, Sydney, Australia, pp. 3035-3047.

Sallenger Jr. A. H., Krabill W., Swift R., Brock J. 2001. *Quantifying Hurricane-induced coastal changes using topographic Lidar*. Proceedings of Coastal Dynamics '01, American Society of Civil Engineers, Lund, Sweden, pp. 1007-1016.

Sallenger Jr. A. H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, S. Manizade, H. Stockdon, 2002. *Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño*. Marine Geology, vol. 187, pp. 279-297.

Sallenger Jr. A. H., P. Howd, H. Stockdon, K. Guy, K. L. M. Morgan, 2003a. *On predicting storm-induced coastal change*. Proceedings of Coastal Sediments '03, 5<sup>th</sup> International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, Clearwater Beach, FL, USA. 9 pages.

Sallenger Jr. A. H., W. Krabill, R. Swift, J. Brock, J. H. List, M. Hansen, R. A. Holman, S. Manizade, J. Sontag, A. Meredith, K. Morgan, J. K. Yunkel, E. B. Frederick and H. Stockdon, 2003b. *Evaluation of airborne topographic Lidar for quantifying beach changes*. Journal of Coastal Research, vol. 19 (1), pp. 125-133.

Satale D. M., M. N. Kulkarni, 2003. *LiDAR in Mapping*. Proceedings of the Map India Conference, poster session, Noida, UP, India. 5 pages.

Schenk T., 1999a. *Photogrammetry and laser altimetry*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 32 (3/W14), La Jolla, CA USA, 10 pages.

Schenk T., 1999b. *Digital Photogrammetry, volume 1*. TerraScience, Laureville, OH, USA. 422 pages.

Schenk T., 2001. *Modelling and analyzing systematic errors of airborne laser scanners*. Technical Notes in *Photogrammetry* n°19, Department of Civil and Environmental Engineering and Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, OH, USA. 40 pages.

Schenk T., B. Csathó, 2002. *Fusion of LIDAR data and arial imagery for a more complete surface description*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3A), Graz, Austria, pp. 310-317.

Schenk T., B. Csathó, D. C. Lee, 1999. *Quality control issues of airborne laser ranging data and accuracy study in an urban area*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 32 (3/W14), La Jolla, CA USA. 8 pages.

Schenk T., S. Seo, B. Csathó, 2001. *Accuracy study of airborne laser scanning data with photogrammetry*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 113-118.

- Shaw J., R. B. Taylor, D. L. Forbes, M.-H. Ruz, S. Solomon, 1998. *Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, Bulletin 505. 79 pages.
- Shubert C., 1994. *Tsunamis in Venezuela: Some observations on their occurrence*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 189-196.
- Slama C.C., C. Theurer, S.W. Henriksen, 1980. *Manual of Photogrammetry* (4<sup>th</sup> edition). Éd. Falls Church: American Society of Photogrammetry & Remote Sensing (ASPRS), VA, USA. 1056 pages.
- Song J.-H., S.-H. Han, K. Yu, Y.-I. Kim, 2002. *Assessing the possibility of land-cover classification using Lidar intensity data*. IAPRS vol. XXXIV, part 3 A/B, proceedings of the ISPRS Commission III Symposium, Graz, Austria, p. B-259.
- Stockdon H., Sallenger Jr. A. H., List J. H., and Holman R. A. 2002. Estimation of shoreline position and change using airborne topographic Lidar data. Journal of Coastal Research, vol. 18 (3), pp. 502-513.
- Suárez J. C., C. Ontiveros, S. Smith, S. Snape, 2005. *Use of airborne LiDAR and aerial photography in the estimation of individual tree heights in forestry*. Computers & Geosciences, vol. 31, pp. 253-262.
- Taylor R. B., D. Frobel, 2001. *Aerial video survey. The coastline of Nova Scotia. Part 3: Atlantic coast (Halifax to Cape North)*. Open File Report 4020. Government of Canada, Geological Survey of Canada. 133 pages.
- Thieler E. R., E. S. Hammer-Klose, 1999. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast*. Open-File Report 99-593. U.S. Government, U.S. Geological Survey. 1 page.
- Thieler E. R., E. S. Hammer-Klose, 2000a. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast*. Open-File Report 00-179. U.S. Government, U.S. Geological Survey. 1 page.
- Thieler E. R., E. S. Hammer-Klose, 2000b. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast*. Open-File Report 00-178. U.S. Geological Survey. 1 page.
- Thomas M., 1997. *DIY remote sensing. Source Mapping Awareness* 11, no.1 p. 32-33.
- Ulmann M., B. Long, 2003. Étude hydrodynamique, sédimentologique et biologique des sites de Maria, Saint-Siméon – Bonaventure, Newport et Cap-d'Espoir dans la Baie-des-Chaleurs, Québec, Canada. INRS-ETE, Québec, QC, Canada. 111 pages, annexes.
- Um J.-S., R. Wright, 1998. *A comparative evaluation of video remote sensing and field survey for revegetation monitoring of a pipeline route*. The Science of Total Environment, vol. 215, pp. 189-207.
- Van de Graaf J., 1994. *Coastal and dune erosion under extreme conditions*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 253-262.
- Varanasi A. N., Brock J. C. 2001. *Detection of buildings in Lidar imagery*. Fifth International Airborne Remote Sensing Conference. 8 pages.
- Vila-Concejo A., Matias A., Pacheco A., Ferreira O., Dias J.A., 2006. *Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal)*. Continental Shelf Research, vol. 26, pp. 1045-1060.

- Walsh K. J. E., H. Betts, J. Church, A. B. Pittock, K. L. McInnes, D. R. Jackett, T. J. McDougall, 2004. *Using sea-level rise projections for planning in Australia*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 586-598.
- Webster T. L., D. L. Forbes, S. Dickie, R. Shreenan, 2004a. *Using topographic lidar to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada*. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 30 (1), pp. 64-76.
- Webster T. L., C. Sangster, C. Montfield, D. Kingston, 2004b. *High resolution elevation and image data within the Bay of Fundy coastal zone*, in *GIS for Coastal Zone Management*. Edited by D. Barlett and J. Smith, CRC Press. Boca Raton, Florida, USA, pp. 195-218.
- Webster T. L., D. L. Forbes, E. McKinnon, D. Roberts, 2006a. *Flood-risk mapping for storm-surge events and sea-level rise using lidar for southeast New Brunswick*. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 32 (2), pp. 194-211.
- Webster T. L., J. B. Murphy, J. C. Gosse, 2006b. *Mapping subtle structures with light detection and ranging (LIDAR): flow units and phreatomagmatic rootless cones in the North Mountain Basalt, Nova Scotia*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 43 (2), pp. 157-176.
- Wehr A., U. Lohr, 1999. *Airborne laser scanning—an introduction and overview*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 68-82.
- White S. A., Y. Wang, 2002. *Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline*. Remote Sensing of Environment, vol. 5809, pp. 1-9.
- Williams I. M., J. H. J. Leach, V. Wadley, B. Barker, 1998. *Creation of models for the measurement of marine species using Along Track Video (ATV)*. Proceedings of Oceans' 98, IEEE/OES, Piscataway, NJ, vol. 3, pp. 1797-1801.
- Woolard J. W., D. J. Colby, 2002. *Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina*. Geomorphology, vol. 48, pp. 269-287.
- Wozencraft J. M., J. L. Irish, 2000. *Airborne Lidar surveys and regional sediment management*. Proceedings of the 4<sup>th</sup> EARSel Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany. pp. 28-38.
- Wozencraft J. M., W. J. Lillycrop, 2003. *SHOALS airborne coastal mapping: past, present, and future*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 207-215.
- Young A. P., S.A. Ashford, 2006. *Application of airborne LIDAR for seacliff volumetric change and beach-sediment budget contributions*. Journal of Coastal Research, vol. 22 (2), pp. 307-318.
- Zhou G., C. Song, J. Simmers, P. Cheng, 2004. *Urban 3D GIS from LiDAR and digital aerial images*. Computers & Geosciences, vol. 30, pp. 345-353.

### Liens internet

- [www.geo-3D.com](http://www.geo-3D.com) (2003)
- <http://topo.epfl.ch>. Pierre-Yves Gilliéron, (2000) *Les systèmes de lever topométrique mobiles (SLTM). Mobile mapping system (MMS)*.
- [www.ifremer.fr/flotte/manifestations/image](http://www.ifremer.fr/flotte/manifestations/image). *Recueil des contributions de la journée. Imagerie optique sous marine*. Novembre 2000.
- [www.lasermap.com](http://www.lasermap.com). Fowler, A. R., (2000). *Le LIDAR*.
- <http://perso.wanadoo.fr>. Morot, C., (2002). *Logiciel de stéréophotogrammétrie numérique*.