





**UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI**

**CARTOGRAPHIE PAR RADAR À SYNTHÈSE D'OUVERTURE POUR  
L'ANALYSE DE LA VARIABILITÉ SPATIALE DU PIED DE GLACE POUR  
LA RÉGION DE LA PÉNINSULE DE MANICOUAGAN, QUÉBEC**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de Maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade maître ès sciences

PAR

**© SIMON TOLSZCZUK-LECLERC**

**Novembre 2017**



**Composition du jury :**

**Thomas Buffin-Bélanger, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

**Simon Bélanger, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Pascal Bernatchez, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Éric Hudier, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Dany Dumont, examinateur interne, Université du Québec à Rimouski (ISMER)**

**Alexandre Langlois, examinateur externe, Université de Sherbrooke**

Dépôt initial le 9 septembre 2014

Dépôt final le 14 novembre 2017



UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

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



## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur de recherche Simon Bélanger pour son engagement dans le projet, ses conseils et ses encouragements tout au long de mon cheminement.

Je souhaite aussi remercier mes codirecteurs Pascal Bernatchez et Éric Hudier pour leurs conseils et leur support dans la réalisation du travail de terrain, ainsi que pour m'avoir permis de participer au congrès de l'IGARSS en 2012.

Un merci particulier à la firme ACRI-st pour avoir rendu possible le financement de ce projet en collaboration avec les fonds FQRNT et CRSNG. Merci à Philippe Garnesson et à toute l'équipe pour leurs conseils et leur apport à mon projet.

Une mention spéciale aux Caisses populaires Desjardins de l'Est du Québec qui décernent chaque année des bourses d'études visant à promouvoir l'étude de risques naturels en Gaspésie et sur la Côte-Nord.

Il aurait bien évidemment été impossible de réaliser ce projet sans le support de l'Agence spatiale canadienne et du programme SOAR-E par l'intermédiaire duquel nous avons eu accès aux jeux de données RADARSAT-2. L'accès à l'imagerie Landsat est rendu possible par le USGS.

Merci à ma famille et mes collègues Thomas Jaegler, Rémy Villeneuve, Stéphanie VanWiertz, Dany Lechasseur et Sébastien Pommerleau pour leur aide précieuse sur le terrain et au laboratoire.

## RÉSUMÉ

Posséder des connaissances sur la climatologie et être en mesure de cartographier le pied de glace s'impose de plus en plus comme un élément incontournable pour s'attaquer au problème de l'érosion côtière dans l'estuaire du fleuve Saint-Laurent (Québec, Canada). Le complexe glaciaire côtier joue deux rôles fondamentaux : d'une part, prévenir l'érosion en réduisant le transport sédimentaire induit par la dérive littorale et, d'autre part, être un agent d'érosion en incorporant du sédiment dans sa structure pendant la phase d'englacement et en le transportant ensuite au large lors du déglacement printanier. Pour l'instant, les estimations du bilan sédimentaire associées à la dynamique glaciaire sont imprécises. Par ailleurs, dans un contexte de changements climatiques susceptibles d'abrèger la période d'englacement des rives en milieux nordiques, il s'impose de se doter d'outils de collecte d'information sur les caractéristiques du pied de glace, afin de mieux équiper les gestionnaires du territoire pour affronter les défis qui s'annoncent.

Avec les systèmes radar à synthèse d'ouverture (RSO) performant actuellement en opération, des applications comme la cartographie de structures de glace telles que le pied de glace deviennent potentiellement réalisables malgré les défis que cela présente. Pour atteindre l'objectif de cartographier le pied de glace, des images RADARSAT-2 couvrant la péninsule de Manicouagant ont été acquises en mode multipolarimétrique (HH, HV, VH, VV) à huit mètres de résolution. Les résultats obtenus à partir de différentes techniques de traitement d'images polarimétriques ont été comparés. Afin d'évaluer la validité et l'interprétation des résultats des diverses méthodes de cartographie, une campagne de terrain a été menée pendant les hivers des années 2009

à 2011. Les données *in situ* ainsi récoltées sont les suivantes : profils de glace, levés GPS de la superficie du pied de glace, carottes de glace et images obtenues à l'aide de caméras automatiques.

La méthode de cartographie issue des travaux de Ferro-Famil, Pottier et Lee (2001) a permis de cartographier le pied de glace avec un taux de succès de 69 % à 79 % selon le site étudié et les filtres utilisés. Les résultats ainsi obtenus ont permis la mise en œuvre d'applications pratiques comme la mesure de la variabilité spatiale du pied de glace et l'estimation de sa charge sédimentaire. Les résultats de l'analyse de la variabilité spatiale permettent d'avancer l'hypothèse que le type de côte explique de manière significative la variabilité observée dans la concentration du PDG sur les côtes de la péninsule de Manicouagan. Ces résultats montrent aussi que la télédétection peut aider à estimer le volume du pied de glace sur les côtes du Saint-Laurent. Lorsque couplée avec des mesures *in situ* sur la charge sédimentaires de la glace, la méthodologie présentée permet de calculer la quantité de sédiments mobilisés par la glace côtière, ce qui permet de préciser l'impact du PDG sur le bilan sédimentaire d'une cellule hydro-sédimentaire côtière.

## **ABSTRACT**

Canada's coasts are dynamic systems affected by a variety of processes, one of which, is coastal erosion. In the Saint-Lawrence estuary it is a particularly important process as it threatens a variety of infrastructures built near the shorelines. In this context, it is important to acquire knowledge about the this phenomena and the factors affecting to it. More particularly, in winter, northern coasts are hosts to the near shore ice complex, who which protects the shores against winter storms, but also contributes to erosion by carrying sediments offshore during spring breakup.

With today's high resolution polarimetric SAR satellites, the extraction of ice structures as narrow as the strip of ice that forms the icefoot becomes potentially feasible. A method to map the nearshore ice complex and the icefoot has been developed using RADARSAT-2 fully polarimetric data. Classificationn using the Ferro-Famil, Pottier and Lee (2001) methodology were tested and the results were compared against ground truth dataset that were acquired through field campaigns during the 2010 and 2011 winters. Accuracy results for the icefoot classification range from 69% to 79%.

Using the developed icefoot mapping methodology, the spatial variability of the icefoot was analysed. Results indicated that during the onset and the breakup period, the spatial variability of the icefoot can be partly explained by the coast type it is set on.

Finally, using the icefoot remote sensing mapping technique we developed, we showed that it was possible to obtain the icefoot volume when remote sensing results are combined with lidar observations of the beach topography. This last technique could help improve our understanding of the impact the icefoot on the coastal erosion process.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	IX
RÉSUMÉ.....	X
ABSTRACT.....	XII
TABLE DES MATIÈRES.....	XIV
LISTE DES TABLEAUX.....	XVII
LISTE DES FIGURES.....	XIX
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XXIV
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I.....	9
REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	9
1.1 Le glacier : définition.....	9
1.1.1 Le complexe glacial côtier (CGC).....	10
1.1.2 La glace de mer.....	18
1.2 La télédétection de la glace.....	22
1.2.1 Survol historique de la télédétection de la glace côtière.....	23
1.2.2 La télédétection radar : notions théoriques.....	25
1.2.3 La télédétection radar : traitement et interprétation d'images.....	39
1.2.4 Application de la télédétection RSO à la glace.....	60
CHAPITRE II.....	67
MÉTHODOLOGIE.....	67
2.1 Sites d'étude.....	67
2.1.1 Critères de sélection.....	67
2.1.2 Description des sites d'étude.....	68
2.2 Description des données.....	70
2.2.1 Données <i>in situ</i> .....	72
2.2.2 Données satellitaires.....	78

2.3	Méthodes de traitement des données .....	80
2.3.1	Intégration des données terrain dans le système d'information géographique .....	80
2.3.2	Méthode de traitement de l'imagerie radar .....	81
2.3.3	Les filtres.....	84
2.3.4	Décompositions polarimétriques .....	85
2.3.5	Les classificateurs.....	85
2.3.6	Méthode d'orthorectification.....	87
2.4	Méthode de validation.....	88
2.5	Méthode d'analyse de la variabilité spatiale .....	88
2.6	Méthode de calcul du volume du pied de glace .....	93
	CHAPITRE III.....	99
	RÉSULTATS .....	99
3.1	Observations sur la structure et l'évolution du pied de glace .....	99
3.1.1	Caractérisation temporelle du pied de glace en 2009-2010 sur la péninsule de Manicouagan.....	99
3.1.2	Caractérisation latérale des pieds de glace.....	103
3.1.3	Caractérisation verticale du pied de glace.....	109
3.2	Téledétection du PDG.....	117
3.2.1	Propriétés polarimétriques .....	119
3.2.2	Résultats des classifications .....	134
3.2.3	Résultats de validation de la cartographie du pied de glace .....	139
3.2.4	Résultats de classification par la méthode C de Wishart entropie angle $\alpha$ ( $WH\alpha$ ).....	145
3.3	Résultats d'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace.....	150
3.4	Estimation du volume de PDG .....	157
	CHAPITRE IV .....	163
	DISCUSSION.....	163
4.1	Caractéristiques du pied de glace observé sur le terrain .....	163
4.1.1	Contexte climatique .....	163

4.1.2	Disposition du pied de glace .....	166
4.1.3	Caractéristiques diélectriques du PDG .....	167
4.2	Traitement des images radar pour la cartographie du PDG .....	169
4.2.1	Filtres .....	169
4.2.2	Décomposition polarimétrique .....	170
4.2.3	Réponse polarimétrique du PDG.....	171
4.2.4	Classificateurs .....	173
4.2.5	Résultats de classification .....	175
4.2.6	Précision des classifications .....	177
4.3	Exemples d'application pour l'étude du PDG.....	180
4.3.1	Analyse de la variabilité spatiale du PDG .....	181
4.3.2	Quantification de la charge sédimentaire du PDG .....	182
	CHAPITRE V.....	186
	CONCLUSION .....	186
	BIBLIOGRAPHIE.....	189
	<i>APPENDICE A</i> .....	201
	APERÇU DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUE ET SUR LA PÉNINSULE DE MANICOUAGAN PENDANT LES HIVER 2009-À 2012.....	201

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 1.1 Constante diélectrique de différents types de surfaces rencontrées en milieu littoral en hiver (modifié de Weber, 2001) .....	29
Tableau 2.1 Tableau récapitulatif des différentes sources de données de télédétection et de validation .....	71
Tableau 2.2 Recension des sorties de terrain et des acquisitions RADARSAT-2 concomitantes .....	72
Tableau 2.3 Tableau résumant les caractéristiques des acquisitions RADARSAT-2.....	79
Tableau 3.1 Récapitulatif des mesures de largeur et de hauteur de pied de glace mesurées lors des quatre sorties terrain (moyenne±écart-type).....	109
Tableau 3.2 Mesure de salinité et de la concentration en sédiments des échantillons de pied de glace .....	116
Tableau 3.3 Conditions climatiques au moment des acquisitions RADARSAT-2	119
Tableau 3.4 Coefficient de corrélation des séries temporelles de température, d'angle d'incidence et des indices polarimétriques entropie, anisotropie et angle $\alpha$ .....	133
Tableau 3.5 Répartition des classes en pourcentage selon les milieux répertoriés dans la scène du 15 février 2011 pour la méthode C (Wishart entropie angle $\alpha$ ). Les valeurs les plus fortes pour chaque environnement sont mises en évidence en gras. ....	138
Tableau 3.6 Pourcentage du pied de glace correctement classifié par les deux méthodes dualpol, soit HH-HV et VV-VH (En rouge les résultats inférieurs à 50 % et en vert les résultats supérieurs à 80 %).....	142

Tableau 3.7	Pourcentage du pied de glace correctement classifié par les méthodes quadpol (En rouge les résultats inférieurs à 50 % et en vert les résultats supérieurs à 80 %)	144
Tableau 3.8	Tableau de contingence de l'analyse ANOVA et l'analyse de Tuckey. Fréquence où le type de côte répertorié est significativement différent de la côte deltaïque (N=13, P=0.05)	154
Tableau 3.9	Paramètres et résultats de l'estimation de la charge sédimentaire du pied de glace de sur la péninsule de Manicouagan pour les années 2010 et 2011	161
Tableau 4.1	Reproduction du tableau rassemblant les estimations sur la charge sédimentaire du pied de glace pour différentes régions du monde (Dionne, 1993)	184

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 0.1 Exemples de dommages aux infrastructures côtières pouvant être causés par des crêtes de poussée glacielle (Sources : A) Bureau du vérificateur général (2010); B) CBC News (2013)). .....	4
Figure 1.1 Représentation schématique du complexe glacielle côtier (tirée de Senneville <i>et al.</i> , 2014).....	11
Figure 1.2 Représentation schématique de divers types de pied de glace (tirée de Senneville <i>et al.</i> , 2014).....	14
Figure 1.3 Illustration du processus de création d'une crête de poussée glacielle, adaptée de Kovacs et Sodhi (1981).....	16
Figure 1.4 Courants marins principaux de l'estuaire, du golfe du Saint-Laurent et de l'océan Atlantique à l'est de Terre-Neuve. (Adapté de Service canadien des glaces, 2012) .....	20
Figure 1.5 Carte représentant les dates de l'englacement en moyenne sur 30 ans pour l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et la côte atlantique au large de Terre-Neuve et du Labrador. (Service canadien des glaces, 2012) .....	22
Figure 1.6 Modes de rétrodiffusion d'une onde radar incidente (modifié de Handbook ASAR, ESA, en ligne 2015) .....	34
Figure 1.7 Schéma représentant l'interaction entre une onde radar incidente et les différentes surfaces présentes sur un couvert de glace de mer : 1) onde incidente; 2) angle d'incidence de l'onde 1 par rapport à la surface de la neige; 3) signal rétrodiffusé par le couvert de neige et par la surface de la glace; 4) changement de l'angle d'incidence de l'onde 1 dans le couvert de neige; 5) signal rétrodiffusé par le volume de glace et par la surface de la mer; 6) changement dans l'angle d'incidence de l'onde 4 lorsqu'elle pénètre dans la glace de densité différente; 7) Onde incidente au signal 5 (adapté de Mäkynen, 2007) .....	36

Figure 1.8	L'ellipse de polarisation, son angle d'orientation $\psi$ et son ellipticité $\chi$ , qui sont fonction du demi-grand axe a et du demi-petit axe b (tutoriel sur la polarimétrie radar, CCT, en ligne, 2014).	43
Figure 1.9	Signatures de polarisation théoriques d'un trièdre, de dipôles horizontaux et verticaux et d'un dièdre (Van Zyl et Ulaby, 1990) (figures adaptées de PCI Geomatics, 2014)	45
Figure 1.10	Répartition des diffuseurs contenus dans une cible en fonction des valeurs propres de la décomposition en composantes principales (Lopez-Martinez, Ferro-Famil et Pottier, 2005)	54
Figure 1.11	Espace entropie anisotropie segmenté (Cloude et Pottier, 1997) L'espace H- $\alpha$ est segmenté en huit zones (numérotées sur la figure) qui correspondent aux espaces d'entraînement et produiront les huit classes obtenues sur la carte classifiée	57
Figure 1.12	Espace segmenté selon les paramètres H, A et $\alpha$ (Lopez-Martinez, Ferro-Famil et Pottier, 2005)	59
Figure 2.1	Carte illustrant l'emplacement géographique des sites d'étude. Les étoiles rouges indiquent les sites de suivi par caméras automatiques. Fond de carte : Atlas du Canada, Ressources naturelles Canada.	69
Figure 2.2	Plage du site de Pointe-Lebel le 21 octobre 2009, et pied de glace de haut estran sur le même site le 14 février 2011. Les limites supérieure et inférieure de la plage et du pied de glace sont mises en évidence.	74
Figure 2.3	Exemple de cartographie de la limite du pied de glace le 14 février 2011 superposée à une image GeoEye (2009)	75
Figure 2.4	Schéma du processus de traitement d'une image single look complexe de RADARSAT-2	83
Figure 2.5	Schéma méthodologique du traitement de l'information pour la cartographie de la variabilité spatiale du recouvrement de la plage par le pied de glace.	90
Figure 2.6	La zone susceptible d'accueillir le PDG comprend le haut et le bas estran ; une zone tampon de 25 m est utilisée lorsqu'il n'y a pas de plage ou d'estran	92
Figure 2.7	Schéma des paramètres de calcul du volume du pied de glace	94

Figure 2.8	Carte illustrant la méthode de calcul du volume du pied de glace. S’y retrouvent les centroïdes des pixels classifiés comme de la glace (en vert), des pixels qui ne sont pas de la glace (en jaune), les points de pente de plage (rose), les vecteurs pertinents pour le calcul au point P utilisé comme exemple.....	96
Figure 2.9	Schéma du processus de traitement pour le calcul du volume du pied de glace .....	97
Figure 3.1	Photographies de terrain montrant les différents stades de formation du pied de glace (suite sur la page suivante) .....	101
Figure 3.2	Écoulement de boue sur la surface du PDG du site de Pointe-Lebel le 14 février 2011 .....	104
Figure 3.3	Profils de PDG carottés sur les sites de suivi en février 2010 et 2011 – 0 m au datum WGS84 et niveau maximal atteint par la marée durant la saison glacielle est à 4,25 m.....	106
Figure 3.4	Vue en plan schématique du pied de glace à proximité des sites d’étude – mesures effectuées le 14 février 2011 .....	108
Figure 3.5	Couvert de neige sur le pied de glace le 28 mars 2011 .....	111
Figure 3.6	Profils de salinité et de concentration en sédiments des carottes prélevées dans le pied de glace entre 2010 et 2011. Le sommet de la glace est à 0 cm. 113	
Figure 3.7	Photographies de certaines carottes prélevées dans le pied de glace des sites 1 (rangée du haut) et 2 (rangée du bas) .....	115
Figure 3.8	Imagerie Landsat de la région de la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011 à 10:08:54 HNE (Source de l’imagerie : USGS) .....	118
Figure 3.9	Dispersion des valeurs d’entropie (H) et de l’angle alpha ( $\alpha$ ) selon les milieux sur la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011.....	121
Figure 3.10	Signatures polarimétriques des différents milieux sur la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011. ....	127
Figure 3.11	Signatures polarimétriques copolarisées du site de Pointe-Lebel pour les neuf acquisitions disponibles. ....	129
Figure 3.12	Valeurs d’entropie, d’anisotropie et d’angle $\alpha$ pour chacune des acquisitions sur le site de Pointe-Lebel .....	131

Figure 3.13	Cartographie de la glace de la région de la péninsule de Manicouagan par 6 méthodes de classification avec un filtre de taille 11 .....	136
Figure 3.14	Cartographie de la glace de la région de la péninsule de Manicouagan par 6 méthodes de classification avec un filtre de taille 5 .....	137
Figure 3.15	Résultats des levés de cartographie du PDG lors des campagnes de terrain 2010 et 2011 .....	140
Figure 3.16	Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition entre 2009 et 2010 avec la méthode Wishart entropie angle $\alpha$ .....	147
Figure 3.17	Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition disponible entre 2010 et 2011 avec la méthode Wishart entropie angle $\alpha$ .....	148
Figure 3.18	Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition en 2011 avec la méthode Wishart entropie angle $\alpha$ .....	149
Figure 3.19	Cartographie de la glace littorale de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Pointe-Lebel .....	151
Figure 3.20	Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Baie-Saint-Ludger .....	152
Figure 3.21	Région de la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011, concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace, selon le type de côte. ....	153
Figure 3.22	Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de la péninsule de Manicouagan en 2011 .....	156
Figure 3.23	Les hauteurs de plage calculées à l'emplacement du centroïde des pixels de glace ainsi qu'un profil de plage effectué le 10 janvier 2010 sur la côte à proximité du site de Pointe-Lebel. ....	158
Figure 3.24	Valeur d'épaisseur du PDG sur le site de Pointe-Lebel le 15 février 2011, superposée aux mesures de profondeur de glace obtenues par carottage .....	159
Figure 4.1	Écart entre les concentrations de glace de mer normales et celles observées le 14 février 2011 (Service canadien des glaces, 2011) .....	164

Figure 4.2	Englacement du golfe du Saint-Laurent période de 2008 à 2012 (Service canadien des glaces, 2011) .....	165
Figure 4.3	Vue en plan schématique du pied de glace selon Barnes <i>et al.</i> (1993).	166
Figure 4.4	Profils de salinité recueillis par Eicken <i>et al.</i> (2004) le profil de l'échantillon 8 (Core) est similaire aux profils obtenus dans le PDG (à droite). Les échantillons 1, 3 et 11, forés au large, adoptent les profils de la glace de mer. ....	168
Figure A.1	Saison glacielle 2009-2010, Caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord, Senneville <i>et al.</i> (2014) .....	202
Figure A.2	Saison glacielle 2011-2012, Caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord, Senneville <i>et al.</i> (2014) .....	203

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

A : Anisotropie

ASAR : Radar à ouverture de synthèse avancé (advanced synthetic aperture radar)

ASF : Alaska SAR Facility

CGC : Complexe glaciaire côtier

DGPS : Système de géopositionnement différentiel

EM : Électromagnétique (p.ex. ondes EM)

ERS-1 et ERS-2: European Remote Sensing 1 et 2

ERTS-1 : *Earth Resources Technology Satellite 1*

GDAL : *Geospatial Data Abstraction Library*

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

GLCM : Matrice de cooccurrence de niveau de gris

GME : *Geospatial Modelling Environment*

H : Entropie

HH, HV, VV, VH : modes d'émission et de réception des ondes (horizontal = H, vertical = V)

JERS-1 : Japan Earth Resources Satellite 1

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

LUT : Table de consultation

PDG : Pied de glace

RFM : Fonction rationnelle de RADARSAT (*Rational Function Model*)

RSO : Radar à synthèse d'ouverture

RVL : Radar à visée latérale, de l'anglais *side-looking airborne radar*

RS2 : RADARSAT-2

SIG : Systèmes d'information géographique

SLC : Single Look Complex

SOAR-E : *Science and Operational Applications Research - Education*

SVM : Séparateur à vaste marge ou machine à vecteur de support (*support vector machine*)

UQAR : Université du Québec à Rimouski

USGS : United States Geological Survey



## INTRODUCTION

### Mise en contexte

Au Canada, la glace côtière se forme sur environ 90 % des côtes (Forbes et Taylor, 1994), soit quelque 250 000 kilomètres au total. Au Québec, le glacié affecte l'ensemble du littoral. Dans les régions de la Gaspésie, de la Côte-Nord et du Bas-Saint-Laurent, la structure d'occupation du territoire est fortement influencée par la présence de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Les agglomérations les plus importantes sont situées sur le parcours des routes nationales 20, 132, 138 et 199, qui longent les côtes du Saint-Laurent et des Îles-de-la-Madeleine. Le réchauffement planétaire global (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2014) donne tout lieu de prévoir un bouleversement des dynamiques glacières le long du Saint-Laurent (Senneville *et al.*, 2014). La diminution récente de la couverture de glace est le changement environnemental le plus observé par les collectivités côtières (Friesinger et Bernatchez, 2010). Ce bouleversement a déjà des effets notables sur les activités pratiquées sur le complexe glacié côtier et sur l'intégrité écologique des écosystèmes côtiers (Bernatchez *et al.*, 2008). Malgré l'importance du phénomène, il existe peu, sinon aucune technique permettant de cartographier la glace côtière de manière systématique. La présente étude propose donc une méthode de télédétection pour cartographier la glace côtière, méthode qui a été mise à l'épreuve sur les côtes de la péninsule de Manicouagan.

Dans le contexte québécois d'occupation du territoire côtier, l'érosion côtière pose un risque important pour la pérennité des infrastructures littorales. Les travaux sur la problématique de l'érosion des berges au Québec (Bernatchez et Dubois, 2004) ont mis en évidence le rôle des différents processus à l'origine de l'érosion des berges et plus particulièrement l'impact du glacié sur le transport sédimentaire (Dionne, 1973, 1993a, 1993b, 2001). Les

processus glaciels ont impact non négligeable sur le bilan sédimentaire des côtes en raison de la capacité de la glace à mobiliser des sédiments des estrans (Davies *et al.*, 1976; Dionne, 1973, 1993a, 1993b, 2001; Ogorodov, 2003; Nielsen, 1988; Troude et Sérodes, 1988). Plusieurs autres auteurs ont contribué à une meilleure compréhension des dynamiques de la glace côtière et du pied de glace, plus particulièrement pour les côtes nordiques du Canada et la région des Grands Lacs (Bamassoud et Byrne, 2012; Solomon *et al.*, 2008; Forbes *et al.*, 2002; Taylor, Hauser et Lythe, 2002; Allard *et al.*, 1998; Barnes *et al.*, 1993; Barnes *et al.*, 2009; Ogorodov, 2003; Stringer, 1981; Forbes et Taylor, 1994). À la lumière de ces études, il est maintenant reconnu que le glacier a un quadruple rôle dans la géomorphologie côtière. Le pied de glace est : 1) un agent de protection; 2) un agent de transport des sédiments; 3) un agent d'érosion; et 4) un agent de sédimentation. En effet, le pied de glace protège la plage contre le transport des sédiments par les vagues hivernales et la côte contre les vagues de tempête et la thermoérosion. Le pied de glace peut aussi incorporer à sa structure des sédiments qu'il transportera perpendiculairement ou parallèlement au rivage lors du déglacement. Il est également responsable du remodelage des côtes, notamment par le raclage (Allard *et al.*, 1998; Dionne, 1973) et par l'assaut des crêtes de poussée glacielle (Forbes et Taylor, 1994). Finalement, les anfractuosités et l'irrégularité de la base de la glace réduisent l'énergie des vagues, atténuent les courants et emprisonnent des sédiments fins, favorisant ainsi la sédimentation. (Troudes et Sérodes, 1988).

La synthèse des travaux sur le transport sédimentaire par la glace, réalisée par Dionne (1993), illustre bien l'incertitude des estimations en la matière. Cette incertitude s'explique, entre autres, par la diversité des méthodes de mesure choisies et par l'incapacité de ces méthodes à mesurer adéquatement la charge sédimentaire du couvert glacielle. Les méthodes d'extrapolation des mesures ponctuelles sont inadéquates et pourraient être améliorées par le développement d'une méthode de cartographie systématique de la glace côtière. La classification de la glace côtière en fonction de la charge sédimentaire, couplée à un suivi temporel et spatial à plus haute résolution, permettrait d'affiner les estimations du transport sédimentaire par la glace côtière. De plus, la cartographie à haute résolution permettrait de

quantifier l'apport des quatre processus (transport, protection, érosion et sédimentation) à la dynamique sédimentaire côtière.

Parallèlement au problème que pose l'érosion des berges, un autre aléa naturel menace les structures côtières : les crêtes de poussée glacielle (CPG) (Figure 0.1). Déjà, à plusieurs reprises, les épisodes d'empilement de la glace sur des quais, des routes ou des habitations ont causé des décès et de lourds dommages. Par exemple, en mai 2013, dans la communauté d'Ochre Beach sur les rives du lac Dauphin au Manitoba, la formation d'une crête de poussée glacielle a détruit 27 habitations (CBC, 2013), causant plusieurs milliers de dollars de dommages. Par ailleurs, Kovacs et Sodhi (1982) mentionnent un cas où des résidents furent ensevelis par la glace dans leurs logements situés à proximité du littoral à Barrow en Alaska. À notre connaissance, aucun décès n'est attribuable aux crêtes de poussée glacielle le long du Saint-Laurent. Elles sont néanmoins présentes et menacent les infrastructures de la zone côtière. En combinant les méthodes de la télédétection et les prévisions météorologiques d'Environnement Canada, il serait possible d'identifier les conditions propices à la formation des CPG. Un système de veille et d'alerte pour protéger les infrastructures et les populations des régions côtières serait concevable à terme.



A) Quai endommagé par une crête de poussée glacielle sur l'Île-du-Prince-Édouard  
 B) Une crête de poussée glacielle endommage des habitations à Ochre Beach, Manitoba.

**Figure 0.1** Exemples de dommages aux infrastructures côtières pouvant être causés par des crêtes de poussée glacielle (Sources : A) Bureau du vérificateur général (2010); B) CBC News (2013)).

La rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent compte de nombreux marais qui abritent une grande biodiversité et jouent un rôle important dans l'équilibre biologique des systèmes côtiers. Bien que responsables de l'arrachement d'une certaine quantité de sédiments fins (Dionne, 2001), les glaces contribuent beaucoup à la préservation de la biodiversité des marais en régularisant la température des écosystèmes benthiques (Scrosati et Eckersley, 2007; Barnes, 1999). Afin de mieux prévoir l'évolution de l'état de santé écologique des marais côtiers, un système de suivi à haute résolution de la glace côtière s'avérerait, là encore, un outil fort utile.

Bref, la zone côtière est soumise à de multiples aléas pouvant avoir des répercussions considérables sur les installations côtières, les écosystèmes côtiers et les activités sur la banquise côtière. Développer une méthode rapide et économique de cartographie de la glace littorale à l'échelle de l'estuaire du Saint-Laurent est sans contredit une étape importante vers une compréhension probante des processus glaciels côtiers et la prévention des risques connexes pour les populations côtières. Un tel outil cartographique permettrait en outre de diffuser l'information sur l'état de la glace côtière aux utilisateurs du milieu qui y pratiquent des activités récréatives.

## Problématique

En raison de la vaste zone à couvrir, la cartographie du pied de glace à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent s'avère difficile et très coûteuse avec les méthodes de suivi *in situ*. De fait, le suivi n'est possible que sur de petites portions de côtes, ce qui restreint les types d'études réalisables et les applications éventuelles. Par ailleurs, le pied de glace (PDG) subit des changements de structure parfois drastiques au fil de l'hiver (Dionne, 1973), ce qui force le passage répété des équipes de caractérisation. Or le rythme de ces changements rend difficile, voire impossible, la cartographie de l'ensemble des côtes du Saint-Laurent dans le laps de temps disponible entre deux épisodes de restructuration du PDG. En outre, les conditions météorologiques difficiles peuvent retarder la prise de données de qualité et plusieurs environnements glaciels sont inaccessibles de manière sécuritaire sans équipement très dispendieux comme des hydroglisseurs. Par contre, grâce à la télédétection, certaines de ces limites des méthodes de suivi *in situ* pour la caractérisation de la glace dans la zone côtière peuvent être contournées.

Conséquemment, le besoin s'impose de développer des méthodes de cartographie et de caractérisation de la glace côtière associant un suivi à petite échelle et à haute résolution spatiale. Avec l'apparition de nouvelles technologies satellitaires, il devient maintenant possible de le combler et de produire de manière routinière des cartes de glace à haute résolution spatiale et temporelle. Au Québec et au Canada, de tels systèmes ont été mis au point pour cartographier les glaces de rivière en exploitant les données du satellite canadien RADARSAT-2 (Drouin et Bernier, 2007; Unterschultz, Van Der Sanden et Hicks, 2009). RADARSAT-2 est muni d'une antenne micro-ondes active permettant l'acquisition d'images de la surface terrestre dans n'importe quelles conditions météorologiques, de jour comme de nuit. De plus, ce satellite offre la possibilité d'effectuer ce type de suivi sur un vaste territoire et ce, de manière répétée. L'application des données demeure toutefois à explorer.

Les travaux décrits dans ce mémoire représentent une des premières étapes à franchir dans le développement d'un système opérationnel de cartographie de la glace côtière; leurs

résultats permettront aussi d'appuyer les efforts de modélisation du PDG. Un tel système présente de multiples avantages à moyen et long terme, notamment :

1. Permettre le suivi de la variabilité spatio-temporelle du pied de glace dans le but d'améliorer les connaissances sur le sujet.
2. Alimenter les systèmes d'alerte pour faciliter la gestion des risques associés aux crêtes de poussée glacielle et, aussi, pour localiser les secteurs sans glace où les vagues de tempête pourraient provoquer des dommages à la côte.
3. Estimer avec une précision accrue la charge sédimentaire du couvert glacial.
4. Améliorer les modèles prédictifs de l'érosion côtière en y intégrant les nouvelles connaissances sur la variabilité de la glace côtière du Saint-Laurent.
5. Améliorer la gestion du risque des activités récréatives sur la glace littorale.

#### Objectifs de recherche

L'objectif principal du projet décrit dans ce mémoire est de cartographier semi-automatiquement le pied de glace à l'aide de données RADARSAT-2 en vue d'applications géomorphologiques. Les sous-objectifs spécifiques suivants dressent le portrait du travail réalisé dans le cadre de cette recherche afin d'atteindre l'objectif fixé :

- 1) Caractérisation *in situ* du pied de glace pour établir la vérité terrain.
- 2) Utilisation de différentes méthodes de traitement des données radar acquises en mode quadpol et dualpol pour réaliser la cartographie du pied de glace.
- 3) Validation de la précision et de l'exactitude des méthodes de cartographie du pied de glace testées à l'aide des données *in situ* sur le pied de glace.

Les objectifs secondaires suivants illustrent des applications possibles de la méthode cartographique développée, pour le domaine de la géomorphologie :

- Analyse de la variabilité spatiale du pied de glace.
- Estimation du volume du pied de glace sur le site à l'étude.

Dans le cadre d'un projet de recherche OURANOS (Senneville *et al.*, 2014.) sur la dynamique glacielle dans le golfe du Saint-Laurent, plusieurs sites de suivi ont été instrumentés dans le but de développer des relations entre le climat et la glace côtière. Dans ce projet comme dans le nôtre, la zone de la péninsule de Manicouagan a été sélectionnée comme site d'étude. Dans le cadre du projet OURANOS, des relations empiriques entre le climat observé et la glace côtière ont été déterminées pour les différents sites de suivi. L'objectif du projet OURANOS ayant cependant une portée plus large s'étendant à la totalité de l'estuaire du Saint-Laurent, une méthodologie devait être élaborée pour établir la validité des relations à cette échelle. C'est pourquoi l'un des objectifs de ce mémoire est de tester l'hypothèse selon laquelle le type de côte permet d'expliquer la variabilité observée dans la répartition spatiale du pied de glace. En effet, plusieurs des caractéristiques intrinsèques d'un type de côte : son orientation et sa forme, la largeur, la pente, la topographie et la granulométrie de sa plage, sont autant de facteurs ayant un impact sur la répartition du pied de glace sur la côte. En conséquence, le type de côte devrait être corrélé à la variabilité observée dans le recouvrement de la côte par le pied de glace. La méthode de télédétection développée dans un premier temps sera ensuite utilisée pour tester cette hypothèse de recherche.

### Plan du document

Le mémoire se divise en cinq chapitres. La présente introduction est suivie d'une revue de la littérature pertinente sur la glace littorale dans le golfe du Saint-Laurent et sur l'état des connaissances sur la télédétection de la glace littorale. Le chapitre I inclut un survol des fondements théoriques de l'imagerie par radar à ouverture de synthèse (RSO), par souci de faciliter la compréhension du reste du mémoire. Les chapitres subséquents adoptent une structure standard, à savoir : méthodologie (chapitre II), résultats (chapitre III), discussion (chapitre IV) et conclusion (chapitre V). Plus spécifiquement, le chapitre III présente les résultats issus des campagnes de terrain, ainsi que les résultats des traitements d'images

choisis. On y présente plusieurs exemples de cartographie de la glace, les résultats de validation, les résultats de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace ainsi que les résultats du calcul de la charge sédimentaire du pied de glace sur la péninsule de Manicouagan.

## CHAPITRE I

### REVUE DE LA LITTÉRATURE

Ce premier chapitre présente d'abord une description de la glace côtière et, plus spécifiquement, du pied de glace. La revue de la littérature sur la télédétection radar et, en particulier, sur les techniques de polarimétrie RADAR précède la dernière section qui fait état des avancées les plus récentes en télédétection du pied de glace et des milieux qui s'y apparentent.

#### 1.1 Le glaciol : définition

Le terme *glaciol* décrit « l'ensemble des processus, sédiments et formes qui sont associés à l'action des glaces flottantes dans tous les domaines : glaciologique, hydrologique, morphologique et humain » (Hamelin, 1961). Le terme *glaciol* fait référence à toutes les formes de glace, sauf la glace d'origine terrestre. Ainsi les icebergs, les glaciers du Groenland et de l'Antarctique ne doivent pas être associés au glaciol. En géomorphologie, le glaciol se subdivise en deux classes : la glace de rivière et la glace de mer. La glace de rivière est formée d'eau douce; la glace de lac y est généralement associée parce qu'elle se trouve dans un bassin versant, que sa superficie est limitée et que des processus différents l'affectent comparativement à la glace de mer.

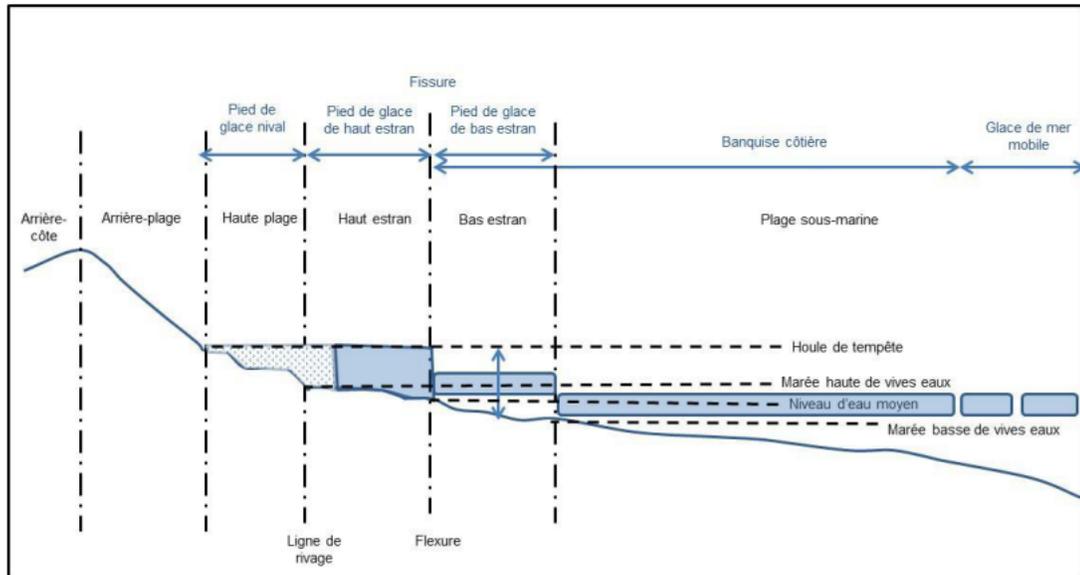
La terminologie du Service canadien des glaces, définie dans le *Manuel des normes d'observation des glaces* (MANICE) est utilisée pour décrire la glace dans ce mémoire. Le pied de glace et les formes glacielles littorales qui n'y sont pas identifiés ou convenablement décrits sont désignés suivant la terminologie établie par Jean-Claude Dionne (1973). La section suivante résume les aspects les plus importants de la géomorphologie glacielle du Saint-Laurent.

#### 1.1.1 Le complexe glacielle côtier (CGC)

Complexe glacielle côtier (CGC) désigne la glace côtière rattachée à la côte et immobile. Ce terme aurait initialement été créé par Seiber (1976) puis repris par Forbes (2002); il est maintenant en usage à Ressources naturelles Canada pour décrire les formes glacielles côtières (Lemmen *et al.*, 2016). Il a l'avantage d'être moins ambigu que les autres termes en usage dans la littérature tels que : glace littorale, glace côtière, *landfast ice*, *bottomfast ice*, et banquise au sens large. Le terme *complexe glacielle côtier* implique la présence d'une pluralité d'entités glacielles, nommément : le PDG nival, le PDG de haut estran, le PDG de bas estran et la banquise côtière. Ces éléments du CGC sont ordonnés en fonction de leur emplacement, depuis la ligne de rivage vers le large.

Bien que le CGC soit une entité dynamique, son immobilité est la caractéristique principale permettant de le différencier de la glace de mer (Mahoney *et al.*, 1980, 2006; Mahoney, Eicken et Shapiro, 2007). Par opposition, la glace de mer correspond à toute forme de glace flottante qui se déplace au gré des courants et des vents dans une étendue d'eau salée. Cette définition peut cependant poser problème dans le cas de mers arctiques protégées, telle la Baie d'Hudson, où la banquise est immobile la majeure partie de l'hiver. Pour leur part, Stringer *et al.* (1978) définissent la limite inférieure du pied de glace de bas estran à l'isobathe de vingt mètres. Dans le cadre de la présente recherche, le CGC se limite à la frange de glace côtière immobile.

La figure 1.1 illustre schématiquement les différentes portions du complexe glaciaire côtier; les descriptions s'y rapportant suivent. De manière générale la nomenclature est celle qu'a introduite Dionne (1973).



**Figure 1.1** Représentation schématique du complexe glaciaire côtier (tirée de Senneville *et al.*, 2014)

#### 1.1.1.1 Le pied de glace (PDG)

Le premier écrit sur le PDG, par Kane, date de 1856 (Dionne, 1973). Par la suite, d'autres auteurs, dont Ramsey et Geikie, ont à leur tour travaillé sur le sujet entre 1878 et 1882. Depuis ces travaux fondateurs, la nomenclature concernant la glace côtière s'est progressivement raffinée. Le pied de glace fait référence à la glace côtière soudée au littoral par le fond ou par le côté intérieur. Le PDG occupe la partie supérieure du rivage (Dionne, 1973) et peut être divisé en trois catégories : nival, de haut estran et de bas estran.

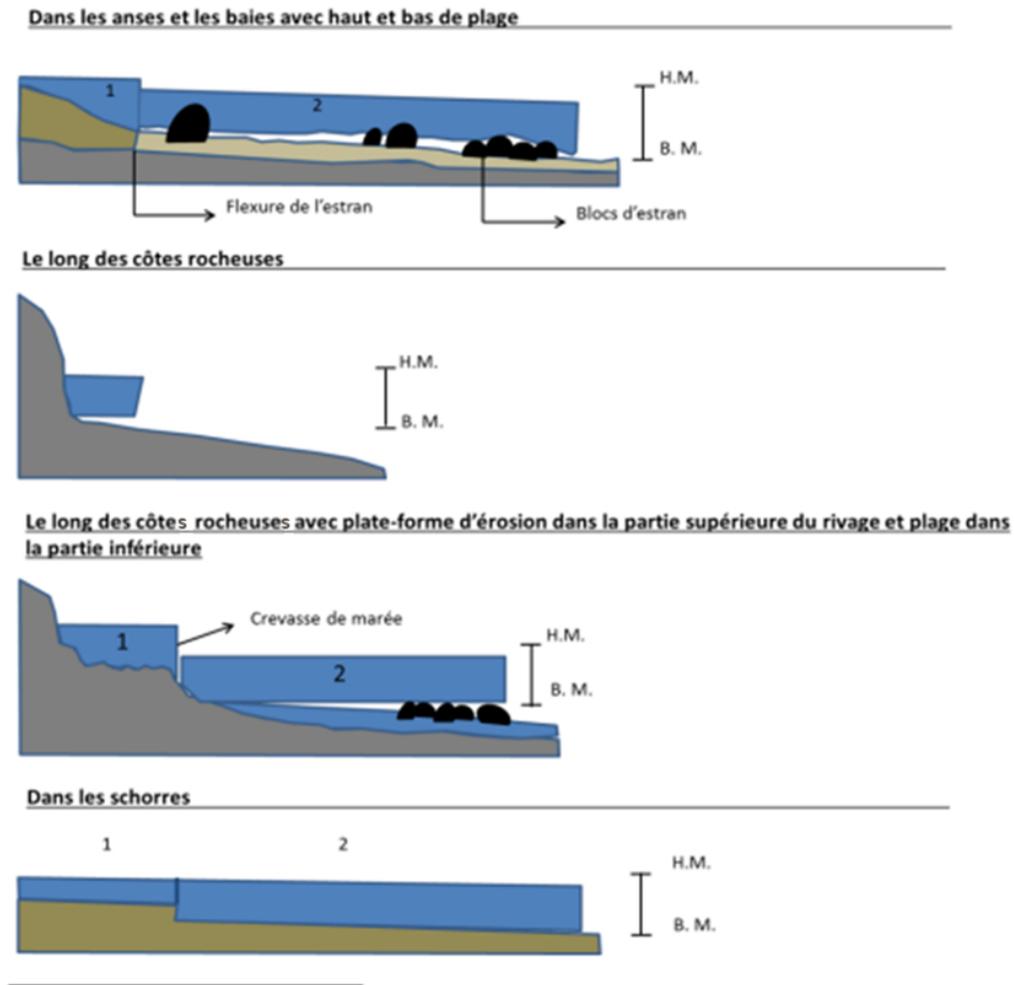
Le PDG nival se situe dans la portion supérieure du littoral correspondant au haut de plage. Il est formé par l'accumulation et la compaction, favorisées par les embruns, des précipitations neigeuses dans cette zone.

Le PDG de haut estran se trouve sur la portion supérieure du littoral; il a la ligne de rivage comme limite supérieure et la flexure de bas estran comme limite inférieure. Il occupe donc l'espace du haut estran sur le littoral durant l'hiver. Le PDG de haut estran ne flotte pas à marée haute, il est attaché au fond. Souvent le PDG de haut estran, en l'absence de glace de bas estran, se terminera par une falaise. Dans ce cas, à marée montante, l'eau sera retenue par la falaise de glace et le sédiment sous le pied de glace restera imperturbé par le cycle de marée. Lorsqu'il y a un PDG de bas estran, la limite entre les deux peut être repérée par des crêtes de pression et des crevasses parallèles à la côte. Le PDG de haut estran ne se forme pas instantanément, il se construit plutôt par l'action répétée des marées qui laissent à chaque passage une nouvelle couche de frasil ou de gadoue sur la surface de glace existante. Par conséquent, la hauteur maximale du PDG correspond à la hauteur de la haute mer maximale. Dans certaines situations, une accretion rapide peut être observée lorsqu'il y a de fortes chutes de neige provoquant l'apparition d'une grande quantité de frasil. Le PDG ainsi formé est moins compact et ses cristaux plus grossiers et lâches. En outre, de fortes vagues peuvent aussi projeter des blocs de glace sur le PDG, ce qui rend sa surface irrégulière.

Le PDG de bas estran a comme limite supérieure la flexure où s'arrête le haut estran, alors que sa limite inférieure correspond à la limite inférieure de la zone intertidale, donc au niveau des basses mers inférieures de grandes marées (BMIGM) ou le zéro des cartes marines. Au-delà de cette limite, la glace flotte en permanence et elle est appelée banquise ou glace de mer. La largeur du PDG de bas estran est très variable dans l'estuaire du Saint-Laurent. Le long des côtes rocheuses abruptes, le PDG peut mesurer quelques dizaines de mètres ou encore être absent, alors que sur les côtes au bas estran

prolongé, comme les slikkes et les plates-formes rocheuses en estran, le PDG de bas estran peut s'étendre sur plusieurs kilomètres perpendiculairement à la côte. À Rimouski, par exemple, le bas estran s'étend vers le large jusqu'à environ trois kilomètres (Dionne, 1973).

Le PDG de bas estran flotte à marée haute. Sa surface peut être chaotique, surtout lorsque le bas estran présente des blocs glaciels de grande taille qui formeront des pustules avec le battement des marées. La figure 1.2 schématise les divers types de PDG pouvant être rencontrés dans l'estuaire du Saint-Laurent.



**Figure 1.2** Représentation schématique de divers types de pied de glace (tirée de Senneville *et al.*, 2014)

#### 1.1.1.2 La banquise

La banquise côtière s'étend au-delà de la limite établie par le zéro des cartes. La banquise côtière peut être considérée comme immobile lorsque sa limite reste inchangée pendant 20 jours consécutifs. Cette période de 20 jours correspond à la période de temps nécessaire pour permettre trois prises de vue avec le satellite

RADARSAT-2 en mode ScanSAR. Ce critère a été établi à l'origine par Mahoney *et al.* (2006) et il convient aux besoins de ce projet.

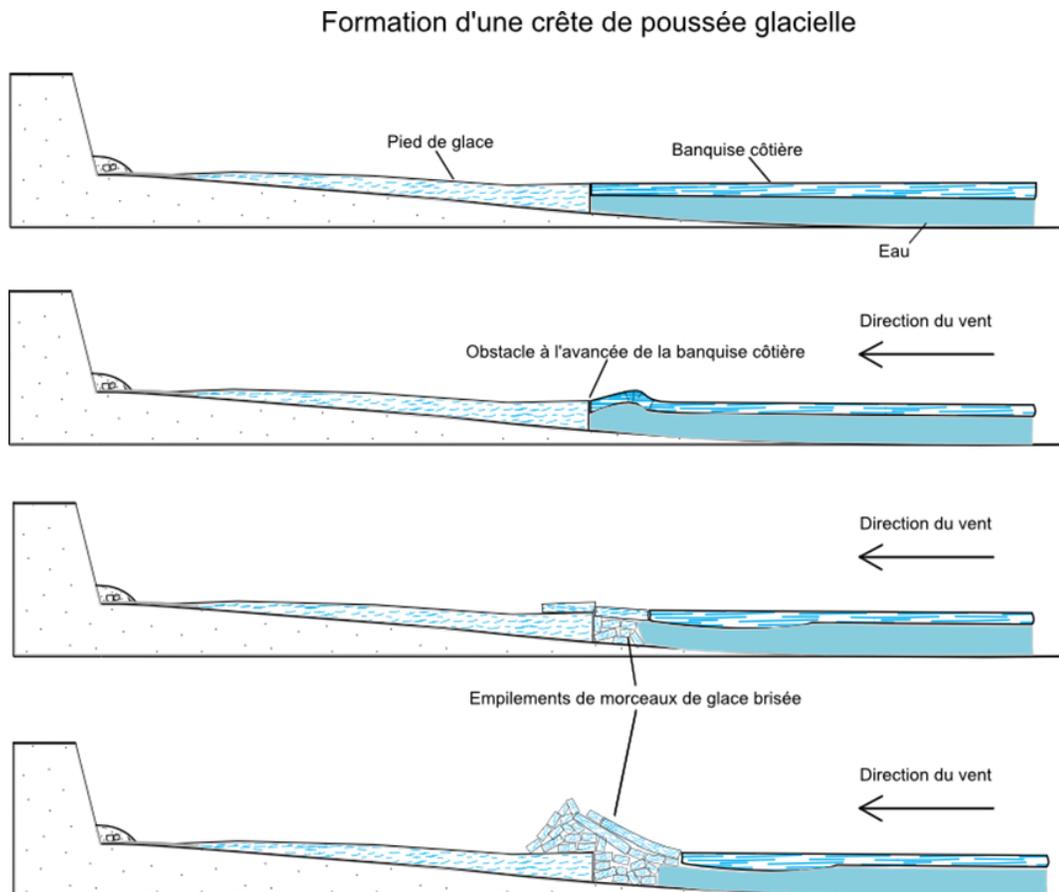
#### 1.1.1.3 Les formes particulières du CGC

Les entités mentionnées jusqu'à maintenant forment les éléments de base du CGC. Or ce dernier peut présenter plusieurs autres faciès qui influenceront sur l'interprétation des données RSO recueillies. Il importe donc de procéder à l'inventaire des formes glacielles que l'on peut rencontrer dans le Saint-Laurent. Les formes retenues pour cet inventaire ont été sélectionnées en fonction de leur pertinence par rapport à l'effet qu'elles peuvent avoir sur l'écho radar et l'interprétation qui s'ensuit.

La falaise de glace se situe généralement à l'extrémité du pied de glace vers le large. En l'absence d'un pied de glace de bas estran, cette falaise sera très marquée sur la limite côté mer du pied de glace de haut estran, alors qu'en présence d'un pied de glace de bas estran elle se trouvera à la limite de ce dernier. Sa hauteur variera de quelques centimètres à quelques mètres. Elle sera verticale, mais pourra aussi présenter une encoche basale taillée par les vagues.

Les crêtes de poussée glacielle sont des blocs de glace, empilés sur 2 à 4 mètres de hauteur, qui se forment en réaction aux pressions exercées sur les plaques de glace soumises à l'action du vent et des courants. En présence de vents puissants vers la côte, la banquise côtière sera poussée contre la côte. S'il y a un pied de glace bien établi, ce dernier agira comme un point d'ancrage stoppant la progression de la plaque de glace. Dans certains cas, lorsque la force exercée par le vent surpasse la force contraire exercée par cet obstacle, la banquise chevauchera le pied de glace et commencera à s'empiler pour former une crête parallèle à la côte. Ces crêtes se créent généralement à la limite des basses mers, c.-à-d. à la limite entre le pied de glace ancré sur le fond et

la banquise. La figure 1.3 illustre le processus de création d'une crête de poussée glacielle.



**Figure 1.3** Illustration du processus de création d'une crête de poussée glacielle, adaptée de Kovacs et Sodhi (1981)

Les ondins glaciels peuvent être décrits comme des cordons de glace de 10 à 15 mètres de hauteur s'étendant sur 50 à 60 mètres de largeur et jusqu'à deux kilomètres de longueur. Ils sont situés sur le bas estran, à l'emplacement de haut-fonds. Ces ondins peuvent se présenter en série de deux ou trois disposés parallèlement au rivage.

Les pustules sont des amoncellements de glace sur la glace de bas estran. Les blocs rocheux de grande taille déjà présents sur l'estran ne peuvent être pris en charge par la glace et transpercent le couvert glaciaire lorsque ce dernier se dépose à marée basse. Le couvert se fractionne et les morceaux qui en résultent s'agglomèrent sur le bloc rocheux jusqu'à la prochaine marée haute. Les blocs de glace ainsi formés ne se replacent pas parfaitement dans le couvert de glace à chaque cycle de marée, ce qui laisse une cicatrice dite pustule. Ces formes peuvent mesurer quelques mètres de hauteur et sont présentes dans l'estuaire du Saint-Laurent, surtout là où il y a de larges estrans.

Le PDG de bas estran ne présente pas toujours une surface lisse et forme des ensembles chaotiques. Des bosses de 50 à 150 cm de hauteur peuvent se créer sous l'effet des pressions exercées par la marée et le vent sur les plaques de glace. Des blocs sont basculés ou se chevauchent pour former des monticules. Ces déformations sont irrégulièrement réparties sur la glace et varient au fil d'une même saison. Il existe aussi une variabilité annuelle dans l'apparition de ces formes pour un secteur de côte donné.

Les fissures et les crevasses peuvent marquer la transition entre le PDG de haut estran et le PDG de bas estran, mais aussi entre le PDG de bas estran et la banquise. Elles sont en quelque sorte la charnière du CGC quand l'action de la marée est à l'origine de leur formation. Les fissures et les crevasses peuvent aussi être présentes au large, elles sont dues à la contraction de la glace lors de grands froids.

Le couvert de neige recouvrant la glace côtière possède lui aussi quelques formes caractéristiques. Les dunes, les rides et les sastrugis font partie de formes nivéoéoliennes qui influencent la rugosité de la surface de la glace.

Au printemps il est possible d'observer des formes comme des trous de fonte, des gouttières ou des ruisseaux supraglaciels. Ces formes sont associées aux processus de drainage des eaux de fonte.

## 1.1.2 La glace de mer

### 1.1.2.1 Les types de glace de mer

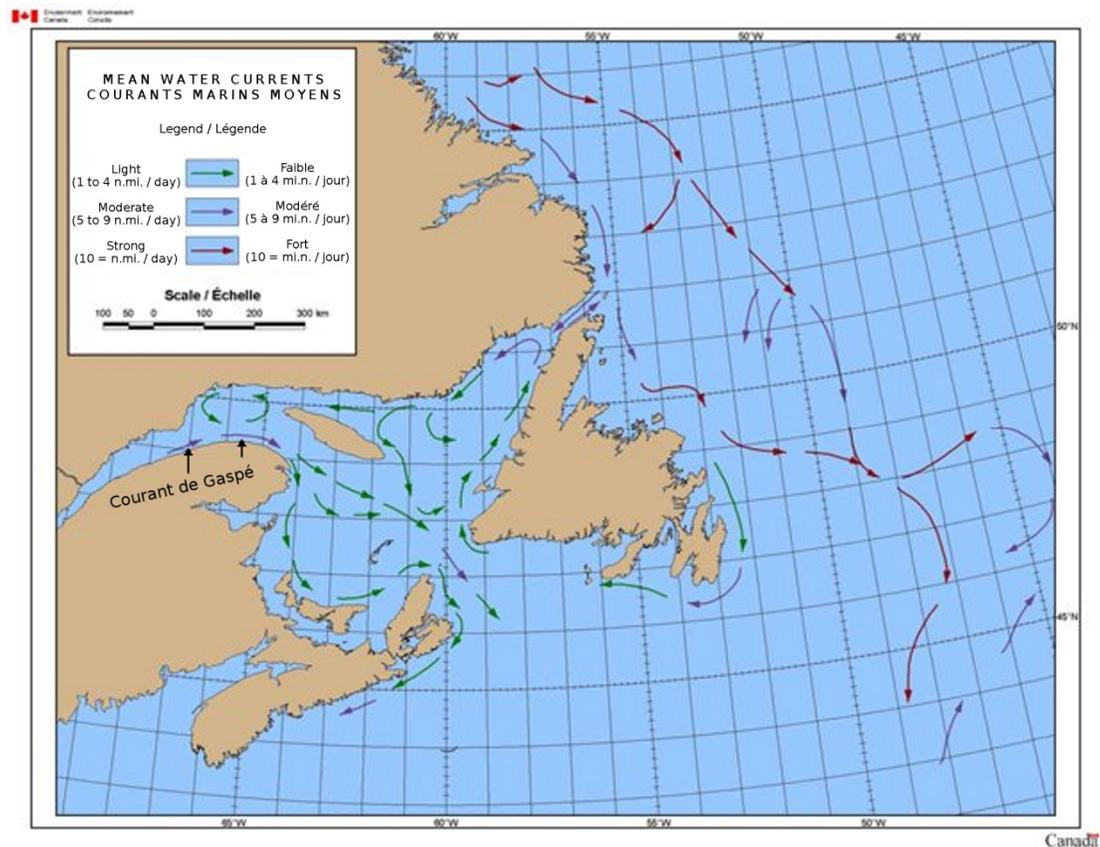
La glace de mer est généralement classifiée selon son âge et son épaisseur. La glace de première année est le seul type de glace de mer observé dans le fleuve Saint-Laurent, mis à part les formes de glace flottante d'origine terrestre provenant des différents stades de fonte des icebergs. La glace vieille de deux ans ou davantage n'est généralement observable qu'aux pôles, elle est plus fréquente en Arctique qu'en Antarctique. (NSIDC, 2017).

Parmi les types de glace de première année, le shuga a la consistance du sorbet, la nouvelle glace et le nilas mesurent moins de 10 cm d'épaisseur. La jeune glace (10 à 30 cm) se compose de glace grise (10-15 cm) et de glace blanche (15-30 cm). La glace de première année dépassant 30 cm d'épaisseur est en outre qualifiée selon son épaisseur; elle peut être dite : mince (30-70 cm), moyenne (70-120 cm) ou épaisse (> 120 cm) (Service canadien des glaces, 2012).

L'étendue spatiale de ces différents types de glace peut être qualifiée selon le diamètre des assemblages de glace observés. La glace en crêpe est un type de nouvelle glace, il s'agit d'une couche de nilas déstructurée par les vagues; les petits radeaux de glace s'entrechoquent pour créer des petites plaques rondes au bord relevé rappelant des crêpes. Les sarrasins sont la plus petite forme de jeune glace observée (< 2 m), les glaçons suivent (2-20 m) puis différentes tailles de floes allant de petit (20 m) à géant (10 km). Plus de détails sur la classification et la caractérisation de la glace de mer sont disponibles dans le *Manual of Ice Navigation* (Environnement Canada, MANICE) produit par le Service canadien des glaces.

### 1.1.2.2 Variabilité spatiale et temporelle

L'estuaire du Saint-Laurent est une étendue d'eau salée semi-fermée située à l'extrémité est du Canada. Le couvert de glace du Saint-Laurent commence typiquement à se former à la première semaine de décembre et son étendue maximale est atteinte en février ( Service canadien des glaces, 2012). La dispersion et la fonte du couvert de glace débutent en mars et les dernières traces de glace disparaissent généralement en avril ( Service canadien des glaces, 2012). Les types de glace observés dans l'estuaire et le golfe adoptent toutes les formes de nouvelle glace jusqu'à la glace blanche. L'étendue des plaques de glace et la concentration varient; des floes allant de plusieurs centaines de mètres jusqu'à quelques kilomètres de largeur sont couramment observés. L'épaisseur maximale de la glace ne dépasse généralement pas un mètre ( Service canadien des glaces, 2012), par contre, dans certains cas où la glace a été soumise à des contraintes de pression, des crêtes de quelques mètres de hauteur (voile et quille) peuvent se former. Dans le golfe plus particulièrement, l'épaisseur de la glace peut dépasser un mètre lorsque des floes se chevauchent et s'amalgament. Dans l'estuaire, pendant l'hiver, la glace ne faisant pas partie de la banquise côtière transite normalement de l'amont vers l'aval du fleuve selon les courants et les vents. Ce transit est favorisé par la présence de brise-glaces qui entretiennent le chenal de navigation et qui veillent à ce qu'il ne soit pas obstrué par la glace ( Service canadien des glaces, 2012). Dans le golfe, le déplacement de la glace est surtout subordonné à l'effet des vents et des courants marins, il est moins influencé par les interventions humaines. La figure 1.4 illustre les trajectoires des principaux courants de surface qui conditionnent le mouvement de la glace dans le golfe et l'estuaire.

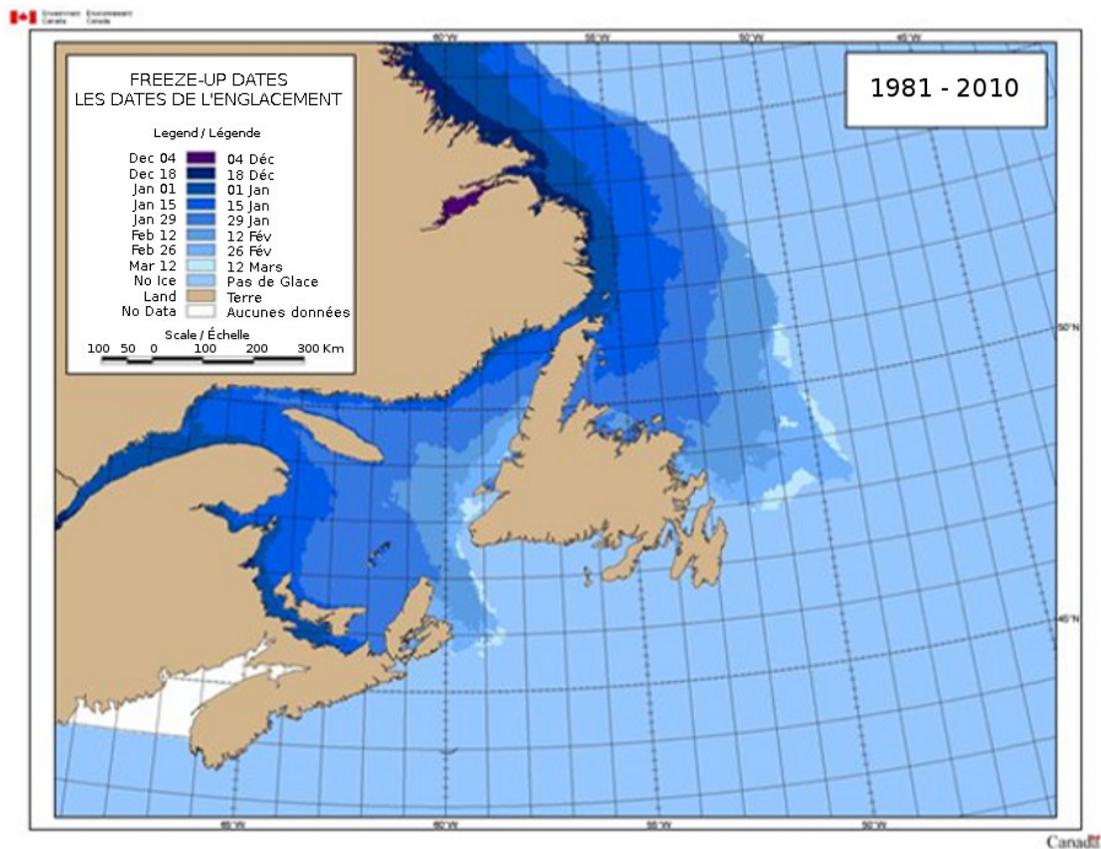


**Figure 1.4** Courants marins principaux de l'estuaire, du golfe du Saint-Laurent et de l'océan Atlantique à l'est de Terre-Neuve. (Adapté de Service canadien des glaces, 2012)

La figure 1.4 illustre le courant de Gaspé qui facilite le transit de la glace vers l'aval, le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent. Différentes gyres sont aussi observables dans le golfe du Saint-Laurent, notamment la gyre d'Anticosti. Finalement, le courant au large à l'est de Terre-Neuve est responsable du transit des icebergs vers le sud. L'étroitesse du détroit de Belle-Isle ainsi que la présence d'un courant contraire expliquent que très peu d'icebergs dérivent jusqu'au golfe du Saint-Laurent.

La variabilité interannuelle du couvert de glace dans le Saint-Laurent est élevée. La couverture de glace maximale durant la période 1981-2010 a été enregistrée à l'hiver 1989-1990, tandis que l'étendue minimale enregistrée pour le mois de février remonte à 2009-2010. L'hiver 2010-2011 fut plus près des normales d'englacement, quoique légèrement en-deçà de la moyenne lui aussi.

La figure 1.5 est une représentation de l'englacement moyen du Saint-Laurent en fonction de la date pour une saison normale. Le Saint-Laurent s'englace d'abord dans les secteurs ouest, en décembre, alors que l'est du golfe s'englace à la fin de février. L'englacement est plus hâtif le long des côtes il progresse en direction du large depuis les côtes de Terre-Neuve et du détroit de Cabot, jusqu'à couvrir en presque totalité la région du golfe du Saint-Laurent. Un gradient du nord vers le sud dans les dates d'englacement peut aussi être observé, particulièrement pour les côtes au large du Labrador.



**Figure 1.5** Carte représentant les dates de l'englacement en moyenne sur 30 ans pour l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et la côte atlantique au large de Terre-Neuve et du Labrador. (Service canadien des glaces, 2012)

## 1.2 La télédétection de la glace

La télédétection fait référence à « la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information. » (Centre canadien de télédétection, 2017).

L'utilisation de la télédétection pour cartographier le PDG a connu un développement relativement lent au cours des dernières décennies. Les géomorphologues de l'Université du Michigan (Marsh *et al.*, 1976) ont été parmi les premiers à faire appel à la télédétection pour 1) déterminer la distribution du PDG selon la géomorphologie côtière, 2) établir le rôle du PDG dans le calcul du bilan sédimentaire d'une côte, 3) quantifier la part relative aux processus saisonniers dans le calcul des bilans sédimentaires et 4) quantifier la teneur en sédiments de la glace côtière. Les avantages de l'utilisation de la télédétection sont multiples, car il est possible d'obtenir diverses informations cruciales sur le pied de glace, lequel est parfois difficile d'accès par des moyens au sol. Trois types d'information sur le couvert de glace peuvent être récupérés, soit : la répartition spatiale de la glace côtière, la morphologie et le type de glace et, finalement, les renseignements pouvant être inférés à partir des photographies afin de décrire la géomorphologie et le transport sédimentaire.

Cependant, Marsh et ses collègues (1976) ne disposaient pas de moyens technologiques performants. Leurs analyses ont été effectuées au moyen de techniques de photo-interprétation et le capteur radar aéroporté qui fut utilisé n'offrait pas les avantages de la polarimétrie quadruple. Finalement la superficie des scènes imagées était restreinte comparativement à la couverture spatiale disponible aujourd'hui. Depuis lors, la télédétection de la glace dans divers environnements a connu un développement important avec l'apparition de radar à synthèse d'ouverture (RSO).

### 1.2.1 Survol historique de la télédétection de la glace côtière

Les caméras photographiques portables embarquées à bord d'aéronefs furent le premier type d'instrument utilisé pour observer la glace côtière (Marsh *et al.*, 1976). À l'origine, les photographies aériennes étaient en noir et blanc; éventuellement la pellicule couleur, combinée à des jeux de filtres, a permis un suivi multispectral à haute résolution spatiale. Plus récemment, les caméras numériques et les systèmes de

géopositionnement différentiel (DGPS) embarqués permettent de géoréférencer rapidement et efficacement les images récoltées. Ces données ont aussi l'avantage de faciliter l'analyse stéréoscopique d'images pour effectuer les croquis géomorphologiques. Cependant, cette technique de suivi est limitée par la taille réduite des images lorsqu'on les compare à la taille des images fournies par des capteurs satellitaires. Les survols aériens professionnels sont très coûteux et dépendent d'une fenêtre météorologique favorable. Le suivi de la glace côtière pourrait s'effectuer à moindre coût de manière qualitative à l'aide d'un appareil photographique grand public standard pendant des survols à basse altitude à bord d'un avion léger.

Marsh et ses collègues (1976) ont évalué le potentiel des images optiques du satellite *Earth Resources Technology Satellite 1* (ERTS-1, rebaptisé Landsat-1) pour procéder à la cartographie des glaces littorales. Ils obtinrent des résultats mitigés, limités notamment par la résolution spatiale du capteur (c.-à-d. 80 m). Ils suggèrent de combiner les données ERTS-1 à celles d'autres types de capteurs. Par ailleurs, comme Mahoney (2005) le souligne, les données des capteurs optiques sont limitées par la période d'ensoleillement réduite en période hivernale. Les capteurs actifs, tel le radar, présentent une solution intéressante à ce problème puisqu'ils produisent leur propre rayonnement électromagnétique et « voient » à travers les nuages et la nuit.

Les premiers radars à synthèse d'ouverture ont été installés à bord d'aéronefs en 1976. Les résultats obtenus par Marsh *et al.* (1976) indiquent qu'il est possible d'identifier le pied de glace sur les images radar produites par un radar à visée latérale (RVL, ou en anglais *side-looking airborne radar*). Il est possible de distinguer le PDG ainsi que des détails morphologiques sur des images à la résolution spatiale de 10 m sur 10 m. De plus, les auteurs ont tenté de tirer parti des informations planimétriques HH et HV disponibles. Ces résultats étaient encourageants dans la perspective où ces données s'apparentent fortement aux données multipolarimétriques fines de RADARSAT-2. La

longueur d'onde utilisée pour l'acquisition des images est différente cependant : bande L pour Marsh *et al.* et bande C pour RADARSAT. Marsh et ses collègues (1976) n'ont effectué aucune classification des images obtenues, ils se sont satisfaits d'analyses par photo-interprétation. Il faudra attendre l'amélioration des capteurs actifs spatiaux de type RSO et des systèmes d'information géographique (SIG) pour voir apparaître des classifications dans la littérature.

Mahoney et ses collègues (2005) ont utilisé RADARSAT-1, un système de type RSO, pour étudier l'extension longitudinale de la banquise côtière au large des côtes du nord de l'Alaska. Plus de 1000 images et 238 mosaïques ont été utilisées pour produire des cartes d'extension de la banquise sur huit ans.

### 1.2.2 La télédétection radar : notions théoriques

Cette section expose les notions fondamentales de télédétection et de polarimétrie radar nécessaires pour procéder à l'analyse adéquate des résultats de la recherche. Le lecteur peut se référer à Woodhouse (2006) pour un portrait plus complet de la télédétection par micro-ondes.

#### 1.2.2.1 Domaine spectral micro-onde

Les systèmes RSO opèrent dans le domaine des micro-ondes comprenant les longueurs d'onde de 1 mm à 1 m (ou de 300 GHz à 300 MHz de fréquence). La nature des micro-ondes permet des applications qui seraient autrement impossibles par l'utilisation d'autres longueurs d'onde.

Selon l'application visée, une gamme de fréquences, appelée « bande », sera choisie. La bande L sera préférée pour les applications de foresterie par exemple; la bande C est idéale pour la cartographie de la glace. RADARSAT-2 émet à 5,405 GHz, soit dans la bande C; cela correspond à une fréquence entre 4 et 8 GHz, soit des longueurs d'onde

allant de 7,5 à 3,75 cm. Les systèmes utilisés en télédétection sont appelés des radars imageurs, ils exploitent la puissance du signal rétrodiffusé. Les caractéristiques du signal radar rétrodiffusé (l'intensité, la polarisation et la phase) sont fonction des caractéristiques physiques de la cible illuminée. La télédétection radar se base sur cette prémisse pour achever la cartographie thématique d'un territoire par l'utilisation de méthodes de classification.

#### 1.2.2.2 Propriétés des micro-ondes

Les ondes électromagnétiques sont omniprésentes dans l'environnement. Elles sont produites naturellement par le soleil, par exemple, ou générées par l'homme. Le rayonnement électromagnétique peut être décrit comme étant le résultat des champs magnétique et électrique qui se propagent à la vitesse de la lumière de manière orthogonale. Les équations de Maxwell permettent d'en décrire le comportement. Puisqu'il est possible de décrire l'onde électromagnétique en utilisant seulement un des deux champs qui la composent, car l'autre est réciproque, le champ électrique est le plus souvent utilisé en télédétection radar. On l'utilise de préférence, car il est plus sensible à la constante diélectrique qui, elle, est liée aux propriétés physiques.

L'équation de Helmholtz (eq. 1.0), une autre représentation des équation de Maxwell, décrit le comportement du champ électromagnétique ( $E_s$ ) en relation avec la constante de propagation  $\gamma$  (eq. 1.1), une entité complexe (eq. 1.2) où  $\alpha$  est le coefficient d'atténuation (eq. 1.3) et  $\beta$  est le nombre d'onde, une mesure de déphasage par unité de longueur.

$$\nabla^2 E_s - \gamma^2 E_s = 0$$

eq. 1.0

$$\gamma^2 = j\omega\mu(\sigma + j\omega\varepsilon)$$

eq. 1.1

$$\gamma = \alpha + j\beta$$

eq. 1.2

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left[ \sqrt{1 + \left[ \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right]^2} - 1 \right]}$$

eq. 1.3

Dans l'équation 1.1, les coefficients  $\varepsilon$ ,  $\sigma$ ,  $\mu$  permettent de décrire le milieu de propagation de l'onde; ils représentent respectivement la permittivité, la conductivité et la perméabilité magnétique. La fréquence angulaire de l'onde est représentée par  $\omega$ . Il est important de comprendre qu'en télédétection radar, ce sont la permittivité ( $\varepsilon$ ) et la conductivité ( $\sigma$ ) qui auront le plus d'incidence sur l'interaction des ondes EM avec les milieux imagés. Il est possible d'exprimer  $\varepsilon$  sous sa forme complexe  $\varepsilon_c$  (eq. 1.4) ce qui permet de simplifier et d'obtenir que le rapport entre la partie imaginaire ( $\varepsilon''$ ) et la partie réelle ( $\varepsilon'$ ) soit égal à la tangente ( $\tan\theta$ ) de l'angle de dispersion  $\theta$ . En sachant que le rapport de  $\sigma$  sur le produit de  $\omega$  et  $\varepsilon$  est égal à  $\tan\theta$  (eq. 1.5), il est possible de simplifier l'équation 1.3 pour obtenir l'équation 1.6, ce qui permet de mieux comprendre le coefficient  $\alpha$  et son impact sur la pénétration de l'onde dans un milieu.

$$\varepsilon_c = \varepsilon' + j\varepsilon'' \text{ où } \varepsilon_c = \varepsilon \left[ 1 - j \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right] \text{ donc } \varepsilon' = \varepsilon \text{ et } \varepsilon'' = \frac{\sigma}{\omega}$$

eq. 1.4

$$\tan\theta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon}$$

eq. 1.5

$$\alpha = \frac{2\pi c}{\lambda c_m} \sqrt{\frac{1}{2} (\sqrt{1 + (\tan \theta)^2} - 1)} = \frac{1}{D_{pen}}$$

eq. 1.6

D'abord, la distance de pénétration de l'onde EM ( $D_{pen}$ ) dans un milieu est inversement proportionnelle au coefficient  $\alpha$ . Ce dernier est gouverné par la constante diélectrique (eq. 1.4 et 1.5), qui s'exprime sous la forme de  $\tan \theta$  dans l'équation 1.6, ainsi que par le rapport entre la vitesse de propagation de l'onde EM dans le vide ( $c$ ) sur sa vitesse de propagation dans le milieu ( $c_m$ ) pour une longueur d'onde dans le vide ( $\lambda$ ) donnée. Cette relation est particulièrement importante en télédétection radar, car les ondes planes monochromatiques (eq. 1.7) sont l'outil de travail principal. Ces dernières peuvent être caractérisées en tout point par l'équation 1.7 où  $E_H(r, t)$  est la composante horizontale de l'onde électromagnétique selon le vecteur de position  $r$  à un temps  $t$ .

$$E_H(r, t) = E_{0H} e^{-\alpha r} \cos(\omega_0 t - \beta r + \varphi_H)$$

eq. 1.7

L'amplitude maximale de l'onde électrique dans l'axe horizontal au temps 0 ( $E_{0H}$ ) est modifiée par le facteur d'atténuation du milieu de voyage  $e^{-\alpha r}$  et par les coefficients de description de l'onde déjà présentés aux équations 1.1 et 1.2, sauf dans le cas du dernier terme, la phase à l'origine  $\varphi$ , qui permet de complètement caractériser l'onde à un temps  $t$  donné.

Dans les cas où  $\varepsilon''/\varepsilon' \ll 1$ , soit les milieux à faible perte, la distance de pénétration des ondes électromagnétiques sera très grande. La constante diélectrique  $\varepsilon'$  de l'air

étant de 1, la valeur  $\varepsilon''/\varepsilon'$  est donc très faible. En conséquence, l'air sera considéré comme transparent pour les ondes radar, dans ce cas  $c_{\text{air}} \approx c_{\text{vide}}$  ( $299\,792\,458\text{ ms}^{-1}$ ). Puisque la fréquence d'émission ( $f_0$ ) de RADARSAT-2 est de 5.3 GHz, selon la relation  $f_0\lambda_m = c_m$  où  $\lambda_m$  est la longueur d'onde dans un milieu donné et  $c_m$  la vitesse de propagation des ondes EM dans ce milieu, la longueur d'onde produite par RS2 dans l'atmosphère est de  $\sim 5,6$  cm. Plus le ratio  $\varepsilon''/\varepsilon'$  tend vers 0, moins le matériel génère de la perte (lossy), les ondes radar peuvent donc y pénétrer.

Plus le ratio  $\varepsilon''/\varepsilon'$  augmente, jusqu'à tendre vers l'infini, plus le matériel sera conducteur, jusqu'à devenir opaque aux ondes radar. Dans les milieux à perte mais non opaque, la distance de pénétration des ondes sera régie par  $\alpha$  selon l'équation 1.6. Dans ces milieux, la permittivité peut être calculée et intégrée pour représenter un milieu le plus fidèlement possible mais, dans la pratique, l'utilisation d'une valeur moyenne pour un milieu est de mise et l'on considérera alors ce dernier comme homogène.

La constante diélectrique  $\varepsilon'$  de l'eau étant très élevée, soit d'environ 81, elle est donc opaque pour les ondes radar. Le tableau 1.1 présente en exemple quelques valeurs de constante diélectrique ( $\varepsilon'$ ) de matériaux trouvés dans la zone d'étude; il permet de mieux se représenter le pouvoir de pénétration des ondes radar dans les différents milieux.

**Tableau 1.1**

Constante diélectrique de différents types de surfaces rencontrées en milieu littoral en hiver (modifié de Weber, 2001)

Milieu	Constante diélectrique $\varepsilon'$	Source
Air	1	
Glace d'eau douce	2,99	Cooper <i>et al.</i> (1976)
Glace d'eau douce	3,08	Cooper <i>et al.</i> (1976)
Glace d'eau douce	3,17	Evans (1965)

Neige sèche	1,2-2,0	Hallikainen et Ulaby (1986)
Neige humide	>35	Hall (1998)
Eau liquide	81	Henderson et Lewis (1998)
Glace de mer de 1 <sup>re</sup> année à -5°C	3,5-4,3	Carsey (1992)
Glace de mer de 1 <sup>re</sup> année à -50°C	3,1-3,25	Carsey (1992)
Glace de mer de plusieurs années	3,1-3,2	Carsey (1992)
Terre humide	10	Henderson et Lewis (1998)
Terre sèche	5	Henderson et Lewis (1998)

Il ressort de ce tableau que l'humidité et la densité des matériaux sont déterminantes dans la propagation des ondes EM. Cette relation est utile pour mieux comprendre les effets environnementaux affectant le retour radar observé dans une image. Une « surface radar » existe lorsqu'il y a un changement de propriétés diélectriques entre deux milieux de propagation des ondes EM. Une surface radar est donc une interface entre deux milieux ayant des caractéristiques diélectriques différentes. L'observation d'une surface illuminée par un radar produira un résultat différent par rapport à l'observation de la même surface illuminée par des ondes appartenant au spectre visible. L'interprétation d'une image radar ne peut se faire avec les réflexes normaux de photo-interprétation, puisque ce qui est illustré n'est pas nécessairement visible à l'œil sur le terrain.

Les équations 1.7 et 1.6 prennent tout leur sens lorsque l'on tente de comprendre pourquoi toutes les surfaces opaques dans le visible ne le sont pas nécessairement au radar; c'est le coefficient d'absorption qui détermine l'opacité des surfaces. Cette propriété varie en fonction des matériaux traversés par les ondes radar, comme l'illustre le tableau 1.1, d'où la nécessité d'être renseigné sur les propriétés diélectriques des matériaux pour faire une interprétation éclairée des milieux visités par les ondes radar rétrodiffusées.

Par exemple, un plan d'eau étant une surface compacte de composante diélectrique élevée, il sera opaque. Un volume composé de particules ayant une constante diélectrique élevée et une densité faible, mais un diamètre beaucoup plus petit que la longueur d'onde, sera transparent au radar (p.ex., la brume, les nuages où la densité est faible). Un couvert de neige sèche possède une faible densité, il est plutôt transparent aux ondes radar; par contre le couvert de neige humide a une densité plus élevée et il est plus opaque aux ondes radar.

Lorsque les ondes radar rencontrent un matériel diffusif ou une surface, les ondes sont rétrodiffusées en tout ou en partie selon la nature de l'obstacle rencontré. C'est la puissance de ce retour que mesure l'antenne émettrice. Le paramètre généralement utilisé pour représenter la puissance de l'onde radar rétrodiffusée est  $\sigma^o$ , soit le coefficient de rétrodiffusion radar.

Dans le cas d'un radar à polarisation simple, il est possible d'obtenir de l'information sur le type de rétrodiffusion en évaluant la puissance du retour radar vers le capteur. Le coefficient  $\sigma^o$  exprime la puissance de l'onde électromagnétique rétrodiffusée normalisée par l'angle par rapport à l'horizontale de la surface illuminée. Il est calculé avec les équations suivantes (Woodhouse, 2006):

$$\sigma_{pq}^o(\theta_0) = \frac{4\pi R^2 \langle |E_p^s|^2 \rangle}{A |E_q^i|^2} \quad (1.1)$$

eq. 1.8a

$$\sigma^o[dB] = 10 \log_{10}(\sigma^o) \quad (1.2)$$

eq 1.8b

La puissance est souvent exprimée selon l'échelle logarithmique en base 10 pour des raisons pratiques; cela permet d'exprimer la puissance du retour en décibel (dB), une unité de mesure courante. Le coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma^\circ$ ) est le rapport entre l'énergie émise par le système  $E_p^s$  multipliée par la distance parcourue (R) et la puissance du signal incident  $E_q^i$  normalisée par l'aire illuminée (A), soit la résolution spatiale du système. C'est une fraction qui décrit la puissance moyenne rétrodiffusée par rapport à la puissance du champ incident par unité de surface.

La relation entre l'angle d'incidence et la variation des valeurs de  $\sigma^\circ$  dépend majoritairement de la réflexion spéculaire (Fresnel) et des coefficients d'atténuation. La longueur d'onde du radar a aussi un effet important sur  $\sigma^\circ$  puisque les composantes de diffusion de surface et de volume dépendent de la rugosité et de la taille des diffuseurs relativement à la longueur de l'onde incidente.

Le coefficient de rétrodiffusion intègre la somme de trois principaux types de rétrodiffusion : 1) de surface, 2) par rebond et 3) de volume. Le type de retour obtenu pour une surface dépend de sa géométrie et de ses propriétés diélectriques.

La réflexion des ondes radar dépend de la rugosité de la surface. Cette rugosité est fonction de la longueur d'onde ( $\lambda$ ) qui l'illumine. En général, une surface sera considérée rugueuse lorsque les aspérités ( $\Delta h$ ) dépassent 1/10 (Peake et Oliver, 1971) de la longueur d'onde utilisée pour effectuer l'observation. Dans le cas de RADARSAT-2, cette valeur est 0,56 cm, car la longueur d'onde est de 5.6 cm. Peake et Oliver (1971) proposent une classification des surfaces lisses ou rugueuses par rapport à une longueur d'onde, où  $\theta$  est l'angle d'incidence du radar et  $\lambda$  la longueur d'onde, en l'occurrence :

$$\Delta h < \frac{\lambda}{25 \cos \theta} = \text{Lisse}$$

eq. 1.9a

et

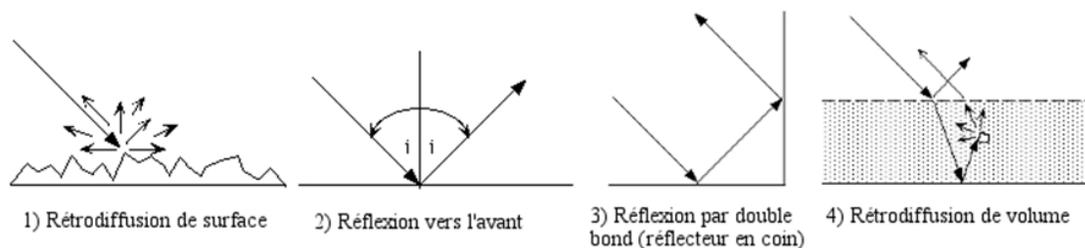
$$\Delta h > \frac{\lambda}{4\cos\theta} = \text{Rugueux}$$

eq. 1.9b

La rétrodiffusion en surface du signal radar se produit en présence d'une surface rugueuse. Ainsi les multiples aspérités qui composent la surface rétrodiffusent en partie le signal vers le capteur. C'est la somme de ces « micro-réflexions » qui est captée par le système RSO.

Il importe de noter que la « rétrodiffusion » par rebond est plutôt le résultat de multiples réflexions du signal que de sa rétrodiffusion. Lorsque la constante diélectrique de la surface est élevée et que la rugosité est faible, il n'y aura pas de rétrodiffusion, mais de la réflexion vers l'avant (figure 1.6). Parfois, une deuxième surface du même type se trouvera orientée à 90° par rapport à la première et un deuxième bond surviendra, il s'agit de réflexion par des dièdres (figure 1.6). L'angle formé par le sol et les murs d'un bâtiment constitue un cas typique de rétrodiffusion par double bond. La réflexion par les dièdres n'est possible que si la surface verticale est parallèle à la direction de voyage du capteur (figure 1.6). Ce type de rétrodiffusion engendre le déphasage des ondes horizontales et verticales les unes par rapport aux autres. Le déphasage est d'une demi-longueur d'onde par rebond, soit  $\pi$  radians. Il n'y a donc pas de différence de phase entre les deux canaux lorsqu'un réflecteur en coin est à l'origine du retour radar. Cette information est disponible uniquement avec les capteurs complètement polarimétriques comme RADARSAT-2.

Grâce à ce principe il est possible de distinguer les retours ayant subi un nombre de bonds pair ou impair. Le signal ayant subi deux rebonds peut être dit pair, alors que le signal ayant subi une seule réflexion ou, encore, rétrodiffusé par un trièdre (3 réflexions) aura une signature impaire. Les réflexions paires et impaires sont distinguables l'une de l'autre à l'aide de la polarimétrie. Dans les images acquises pour les besoins du projet, ces deux signatures se retrouvent surtout dans les environnements urbains. Dans le cas de la glace de mer et du pied de glace, ces deux modes de rétrodiffusion surviennent en présence de surfaces de glace lisse où une pellicule d'eau liquide peut être observée. Ce sont majoritairement les surfaces de glace déformées, comme les crêtes, qui donnent lieu à de la rétrodiffusion de surface dans ces conditions, car les crêtes offrent une plus grande quantité de blocs basculés créant ainsi les coins permettant d'orienter le retour des ondes vers le capteur (Makynen, 2007).



**Figure 1.6** Modes de rétrodiffusion d'une onde radar incidente (modifié de Handbook ASAR, ESA, en ligne 2015)

Le dernier mode, la rétrodiffusion de volume, caractérise une grande quantité de matériaux semi-transparents aux ondes radar. Ce sont les milieux à pertes gouvernés par la distance de pénétration  $D_{pen}$  et le coefficient d'atténuation  $\alpha$ . Dans le cas des cibles diffuses, le rayonnement incident est rétrodiffusé par plusieurs microsurfaces. La rétrodiffusion de volume engendre une multitude d'échos à plusieurs profondeurs dans le volume. En conséquence, la distance parcourue par les différents échos n'est

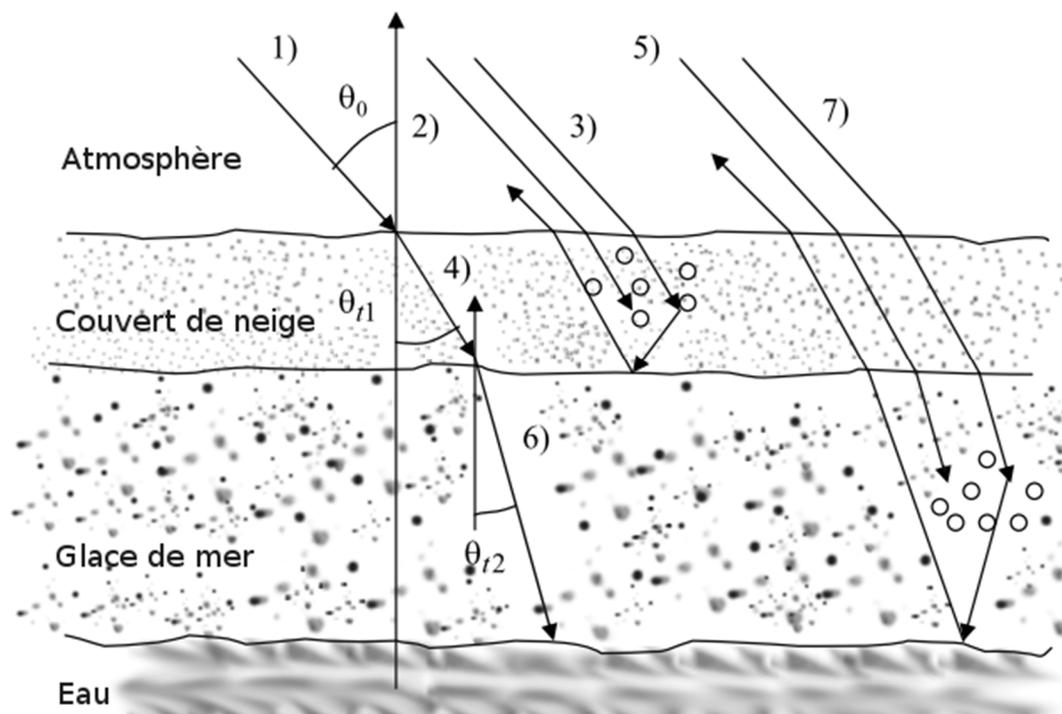
pas la même, ce qui engendre un déphasage qui s'exprime par une signature particulière du retour radar. Il est possible d'exploiter cette caractéristique pour identifier les échos de volume dans une image radar. Ces échos se retrouvent un peu partout, mais la forêt, la neige et la glace sont des milieux propices pour produire ces signatures radar.

En présence de rétrodiffusion volumique, une onde doit éventuellement atteindre une surface possédant un  $\epsilon'$  élevé pour être substantiellement rétrodiffusée et produire un retour radar puissant. Dans le cas de la glace de mer et du pied de glace, ce sont les surfaces de l'eau et de la plage, sous les volumes de neige et de glace, qui jouent ce rôle. L'intensité de la rétrodiffusion volumique varie selon les propriétés morphologiques des volumes illuminés. La distance de pénétration des ondes dans un couvert de neige dépend de facteurs tels que : la taille et la fraction volumique des cristaux de glace, la densité de la neige, la teneur en eau liquide et la température de la neige. Le couvert de neige peut être un milieu triphasique, c'est-à-dire simultanément solide, liquide et gazeux. On parlera de deux modes rétrodiffusifs pour la neige : pendulaire (plus d'eau liquide) et funiculaire (plus d'air) (Denoth, 1980), qui ont chacun un impact sur la rétrodiffusion volumique. Pour la neige sèche, la rétrodiffusion de volume est le mode dominant (Hallikainen, Ulaby et Van Deventer, 1987), alors que la rétrodiffusion diffuse en surface est prépondérante dans le cas d'un couvert de neige à forte teneur en eau liquide.

Dans le cas de la glace de mer ou du PDG, il faut prendre en compte la taille et la fraction volumique des bulles de gaz ou des poches de saumure dans la glace de mer, lesquelles dépendent elles-mêmes de la densité, de la salinité et de la température glace (Carsey, 1992).

Dans la neige, les diffuseurs sont des cristaux de glace, alors que dans la glace de mer, ce sont des bulles d'air ou des bulles de saumure. Les différents facteurs influençant la

taille et la forme des bulles de saumure et des cristaux de glace sont les suivants : la salinité de la saumure, la température, le taux de croissance, la salinité initiale de l'eau de mer et l'épaisseur du couvert de neige. Les variations de ces paramètres au fil du développement de la glace conditionnent son aspect au moment de l'observation.



**Figure 1.7** Schéma représentant l'interaction entre une onde radar incidente et les différentes surfaces présentes sur un couvert de glace de mer : 1) onde incidente; 2) angle d'incidence de l'onde 1 par rapport à la surface de la neige; 3) signal rétrodiffusé par le couvert de neige et par la surface de la glace; 4) changement de l'angle d'incidence de l'onde 1 dans le couvert de neige; 5) signal rétrodiffusé par le volume de glace et par la surface de la mer; 6) changement dans l'angle d'incidence de l'onde 4 lorsqu'elle pénètre dans la glace de densité différente; 7) Onde incidente au signal 5 (adapté de Mäkynen, 2007)

Comme la figure 1.7 l'illustre, le coefficient de rétrodiffusion pour une cible donnée peut comprendre plus d'un mécanisme de rétrodiffusion et la valeur  $\sigma^\circ$  correspond au total de la puissance rétrodiffusée par l'ensemble des rétrodiffuseurs d'une cible.

En dernier lieu, l'angle d'incidence radar ( $\theta$ ) est un paramètre primordial pour l'interprétation de  $\sigma^\circ$ . L'angle d'incidence d'une onde radar dépend de la géométrie de la prise de vue initiale, mais il varie aussi en fonction de la densité des matériaux traversés par l'onde, comme on l'observe en 4 et 6 sur la figure 1.7.

En effet, plus  $\theta$  s'approche du nadir ( $0^\circ$ ), plus le signal rétrodiffusé par les surfaces sera puissant. Le satellite illuminera les sites d'étude selon différents angles d'incidence, mais la variabilité de la topographie fera varier l'angle d'incidence local, c.-à-d. l'angle par rapport au terrain, rendant possible l'illumination verticale. Il s'agit alors de réflexion directe.

Ces paramètres sont à la base de l'interprétation des valeurs de rétrodiffusion radar qui constituent les images RADARSAT-2, car ils permettent de faire le lien entre une valeur numérique et une entité glacielle réelle.

### 1.2.2.3 Polarisation

La polarisation est la propriété qui caractérise l'orientation du champ électrique et magnétique de l'onde par rapport à un plan donné. On dit que l'onde est polarisée **horizontalement (H)** lorsque son orientation suit l'horizon, alors que l'onde polarisée **verticalement (V)** forme un angle de 90 degrés par rapport à l'onde horizontale. En télédétection radar, on rencontre quatre modes de polarisation. Le mode HH indique que l'onde émise par le satellite est polarisée horizontalement et que la mesure de l'écho radar polarisé horizontalement provient d'une onde qui a été émise dans ce même plan. On parlera d'un mode de polarisation parallèle, comme pour le mode VV.

Pour les modes de polarisation croisée (HV et VH) , la mesure de l'onde rétrodiffusée s'effectue sur une onde émise dans un plan orthogonal (p.ex., HV = émission en H et mesure en V).

Les modes de rétrodiffusion ont différents effets sur le signal polarimétrique. Dans cette section, la thèse de doctorat de Marko Makynen (2007) est utilisée comme référence principale. Il y expose les principales caractéristiques de la glace de mer qui ont un impact sur le signal radar polarimétrique rétrodiffusé. Les relations décrites dans les deux paragraphes qui suivent sont issues d'un travail de synthèse qu'il a effectué.

La différence observée entre les canaux copolarisés HH et VV est due principalement à la différence entre les coefficients de réflexion de Fresnel, pour les polarisations incidentes H et V dans un cas de rétrodiffusion de surface, et à la nature non sphérique des diffuseurs, dans le cas de la rétrodiffusion de volume.

Les différences observées entre les canaux copolarisés (HH et VV) et les canaux de polarisation croisée (HV ou VH) sont principalement attribuables au mode de rétrodiffusion dominant. Les canaux copolarisés sont dominés par la rétrodiffusion de surface, tandis que les canaux croisés sont dominés par la rétrodiffusion de volume qui tend à dépolariiser le signal par des réflexions multiples.

Dans les deux précédentes sections, les formes glacielles de l'estuaire du Saint-Laurent ont été présentées dans un premier temps, puis du contenu théorique sur les ondes radar et leurs comportements lorsqu'elles interagissent avec la matière a été exposé. La prochaine section discutera des principes théoriques de télédétection qui mettent en pratique les connaissances sur le glacielle et sur la physique du radar afin de produire une cartographie du pied de glace.

### 1.2.3 La télédétection radar : traitement et interprétation d'images

Cette section traite des principes de traitement du signal radar polarimétrique. Les méthodes de traitement et d'atténuation du bruit sont d'abord exposées, viennent ensuite les notions pertinentes sur la représentation des informations de polarimétrie des ondes électromagnétiques. Finalement, des méthodes de traitement du signal polarimétrique et des méthodes appropriées de classification des indices calculés sont discutées.

#### 1.2.3.1 Chatoiement et filtrage

Le chatoiement décrit le bruit inhérent à tout système radar. Comme le radar utilise des ondes cohérentes monochromatiques, il est soumis à des contraintes qui n'existent pas en télédétection dans les systèmes utilisant la lumière incohérente. Lorsque les ondes électromagnétiques voyagent dans l'espace et qu'elles sont rétrodiffusées vers l'antenne radar, elles peuvent se déphaser au moment de la rétrodiffusion. Le signal reçu par l'antenne représente la somme vectorielle des signaux rétrodiffusés par l'éventail des diffuseurs éclairés simultanément. Si deux ondes sont complètement en phase, le signal sera amplifié, alors qu'elles s'annuleront si elles sont complètement déphasées; il s'agit d'interférence constructive. Un signal complètement amplifié résulte en un pixel possédant une valeur anormalement élevée, tandis qu'un signal annulé donne un pixel de valeur anormalement basse. L'apparence de tels pixels sur une image dépend de la symbologie utilisée pour la représenter. En général, le déphasage suit une distribution aléatoire de type normal. Le chatoiement est donc statistiquement aléatoire spatialement, mais reproductible si la surface illuminée et les conditions d'illumination restent inchangées. Il contient de ce fait une information sur les diffuseurs présents dans la cible.

L'élimination ou la réduction du chatoiement présent dans les images radar est généralement souhaitable, mais cela nécessite l'application d'un filtre spatial. Les meilleures méthodes de filtrage des images RSO sont les algorithmes adaptatifs basés sur les statistiques spatiales locales des données et du chatoiement. Les approches les plus communes consistent à analyser les pixels contenus dans une fenêtre de taille fixe (p.ex., 3x3, 5x5, 7x7, etc.) et à modifier la valeur du pixel filtré en fonction des valeurs de ses voisins. On décrit ici quelques-uns des filtres les plus utilisés dans le traitement des données RSO.

Le filtre boxcar est un filtre polarimétrique moyen utilisant une moyenne mobile. Une matrice de filtration de taille prédéterminée sert à calculer la moyenne des valeurs d'intensité pour chacun des canaux polarimétriques. Cette valeur moyenne est ensuite affectée au pixel filtré. Ce filtre a le désavantage d'introduire du flou dans l'image, près des contours, et tend à masquer les cibles uniques.

Le filtre de Lee est un filtre adaptatif basé sur l'écart type local, qui minimise l'erreur quadratique moyenne à l'intérieur d'une fenêtre de filtration. Il utilise un modèle linéaire basé sur la variance locale du chatoiement, pour déterminer la valeur à affecter au pixel filtré. Contrairement au filtre passe-bas typique, le filtre de Lee préserve les contrastes dans l'image, car la valeur du pixel filtré est calculée en fonction de la variance.

Le filtre polarimétrique amélioré de Lee (Lee *et al.*, 1999) est une évolution du filtre de Lee permettant la filtration des données polarimétriques tout en respectant les caractéristiques suivantes :

- Éviter l'interférence entre les différents canaux polarimétriques en filtrant indépendamment chacun des éléments de la matrice de cohérence (voir équation 1.6) dans le domaine spatial.

- Préserver les propriétés polarimétriques, en filtrant chaque terme de la matrice de cohérence à la manière des traitements multivisés et en faisant la moyenne des matrices de cohérence des pixels voisins.
- Préserver les formes, les arêtes et les cibles ponctuelles, en employant un filtre adaptatif qui utilise une zone homogène sélectionnée parmi les pixels voisins. Le filtre statistique local est donc appliqué en fonction d'une fenêtre directionnelle.

Le filtre amélioré de Lee utilise donc une matrice de taille fixe pour exécuter la filtration selon une analyse de la variance locale à l'intérieur de la fenêtre spécifiée. C'est un filtre directionnel, c'est-à-dire qu'il est augmenté d'un filtre qui détecte les arêtes et qui applique un masque directionnel avant le calcul des statistiques locales. Cela permet de préserver ou même de mettre en évidence les limites des surfaces imagées. Enfin, il préserve l'information sur le mode de rétrodiffusion dominant dans le pixel filtré, en utilisant des techniques de *multilooking*.

### 1.2.3.2 Décomposition polarimétrique

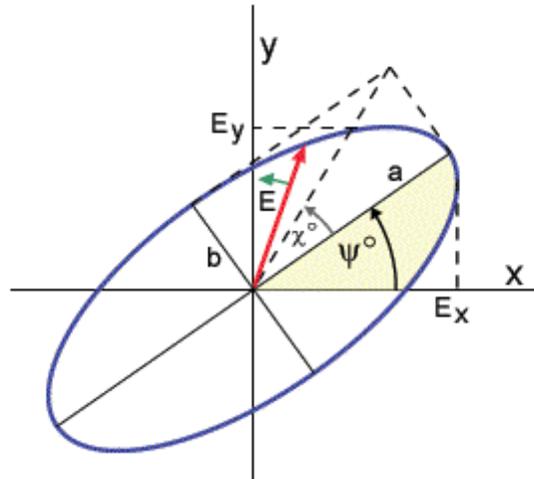
Le coefficient de rétrodiffusion radar ( $\sigma^0$ ) a été exposé et discuté précédemment. Or ce coefficient est inadéquat pour exprimer la totalité de l'information polarimétrique mesurée par un système radar complètement polarimétrique, car il permet seulement d'en exprimer l'intensité. Dans les systèmes comprenant les quatre modes de polarisation possibles (c.-à-d., HH, VV, VH et HV ou quadpol), l'information polarimétrique enregistrée par le système radar est exprimée sous la forme de la matrice de rétrodiffusion  $\mathbf{S}$  (eq. 1.5), aussi appelée matrice de Sinclair ou matrice de diffusion (*scattering matrix*). Cette matrice, composée de nombres complexes, renferme toute l'information polarimétrique rétrodiffusée par une cible, soit l'intensité et la phase pour les quatre canaux. La matrice de rétrodiffusion s'exprime selon l'équation :

$$\begin{bmatrix} \vec{E}_h^r \\ \vec{E}_v^r \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vec{E}_h^t \\ \vec{E}_v^t \end{bmatrix}$$

eq. 1.10

La matrice  $\begin{bmatrix} \vec{E}_h^r \\ \vec{E}_v^r \end{bmatrix}$  représente le signal mesuré par le capteur, et la matrice  $\begin{bmatrix} \vec{E}_h^t \\ \vec{E}_v^t \end{bmatrix}$ , ce qui a été émis par le capteur. La matrice  $\begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} = \mathbf{S}$  permet d'exprimer le changement qui a affecté le signal émis pour produire le signal mesuré. Les valeurs de la matrice  $\mathbf{S}$  dépendent du matériel qui a rétrodiffusé le signal. Les symboles H et V placés en indice dénotent la polarisation du signal. Chaque canal polarimétrique est inclus dans la matrice de rétrodiffusion  $\mathbf{S}$ , soit :  $S_{hh}, S_{hv}, S_{vh}, S_{vv}$ .

Les images RSO acquises en utilisant plus d'un mode polarimétrique peuvent être traitées de manière à extraire de l'information sur les caractéristiques polarimétriques de l'onde au moment de sa détection par l'antenne radar. L'état de polarisation d'une onde peut aussi être exprimé par deux vecteurs du champ électrique, l'un vertical ( $E_y$ ) et l'autre horizontal ( $E_x$ ). La transposition de la résultante de ces deux vecteurs sur un diagramme donnerait l'ellipse de polarisation.



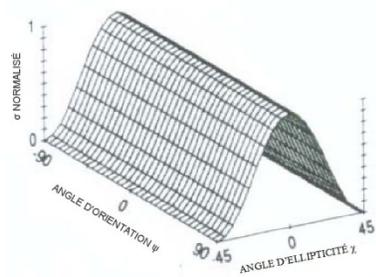
**Figure 1.8** L'ellipse de polarisation, son angle d'orientation  $\psi$  et son ellipticité  $\chi$ , qui sont fonction du demi-grand axe  $a$  et du demi-petit axe  $b$  (tutoriel sur la polarimétrie radar, CCT, en ligne, 2014).

L'ellipse de polarisation permet de se représenter la forme du champ électrique dans un plan orthogonal à la direction de propagation de l'onde. La forme de l'ellipse de polarisation de l'onde est régie par l'amplitude et la phase relative des composantes verticales et horizontales du champ électrique. Au moment de la mesure du signal rétrodiffusé, la polarisation elliptique, linéaire ou circulaire permet de nous renseigner sur le mécanisme de rétrodiffusion, notamment sur son pouvoir de dépolarisation d'une onde. Les axes horizontaux représentent les valeurs d'orientation ( $\psi$ ) et d'ellipticité ( $\chi$ ) qui caractérisent l'ellipse de polarisation (figure 1.8). Pour chaque couple  $\chi^*\psi$ , la puissance du sigma rétrodiffusé est rapportée sur l'axe vertical. Dans le cas d'une sphère, la signature polarimétrique montre que le signal rétrodiffusé est constitué d'une ellipse plate ( $\chi = 0$ ) et que la cible n'est pas dépolarisante (uniformité de la signature selon  $\psi$ ). Elle se conduit comme un réflecteur impair et n'engendre pas de déphasage. Dans le cas de dièdres, la réponse polarimétrique est maximale pour les polarisations

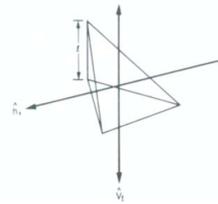
linéaires et elliptiques verticales ainsi que les polarisations circulaires; le deuxième rebond sur la deuxième surface réfléchissante des dièdres annule le changement de signe de l'ellipticité. (Une rotation de la cible à  $45^\circ$  par rapport à la ligne de visée du radar donne une réponse égale à 0 (Centre canadien de télédétection, 2012). Un dipole rétrodiffusera le signal uniquement dans un seul des deux canaux polarimétriques selon son orientation, la section transversale minimale d'un dipole dans une des deux polarisations explique ce phénomène.

Le grand défaut de l'ellipse de polarisation est son incapacité à représenter simultanément plusieurs couples de valeurs  $\psi$  et  $\chi$  ce qui ne permet pas de visualiser la réponse polarimétrique complète d'une cible en un coup d'œil. La signature polarimétrique permet cependant d'accomplir cette tâche. La figure 1.9 illustre les signatures polarimétriques théoriques de quelques cibles ou diffuseurs purs. Ces signatures permettent de relier l'interprétation de diffuseurs rencontrés dans la nature aux cibles canoniques : sphère, dipole, dièdre, trièdre et hélices, qui constituent les éléments géométriques fondamentaux générant le signal rétrodiffusé.

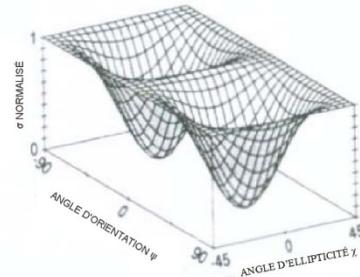
Signature copolarisée d'un trièdre



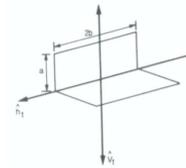
$$s = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$



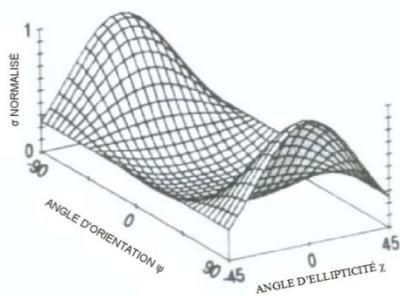
Signature copolarisée d'un dièdre



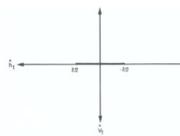
$$s = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix}$$



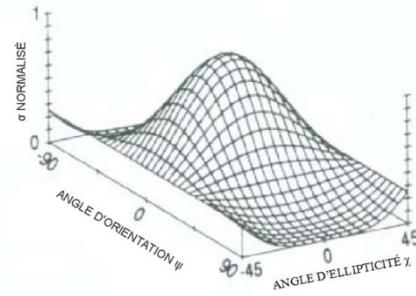
Signature copolarisée d'un dipôle horizontal



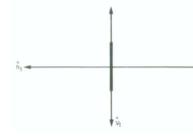
$$s = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$$



Signature copolarisée d'un dipôle vertical



$$s = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$



**Figure 1.9** Signatures de polarisation théoriques d'un trièdre, de dipôles horizontaux et verticaux et d'un dièdre (Van Zyl et Ulaby, 1990) (figures adaptées de PCI Geomatics, 2014)

Par exemple, sur la figure 1.9, il est possible d'observer la signature polarimétrique de quelques diffuseurs purs : le trièdre, le dièdre et les dipôles. Ces formes géométriques de base servent à modéliser l'essentiel des éléments composant l'environnement, afin d'en expliquer la réponse radar. Ces formes géométriques simples sont ce que les différents théorèmes de décomposition polarimétrique tentent de représenter par le calcul de différents indices.

**Tableau 1.2**

Paramètres de décomposition polarimétrique utile à la cartographie de la glace de mer. Adapté de Gill, Yackel et Geltsetzer. (2013)

Paramètre polarimétrique	Symbole	Référence
Coefficient de rétrodiffusion (copolarisé horizontal)	$\sigma^{\circ}_{hh}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Coefficient de rétrodiffusion (copolarisé vertical)	$\sigma^{\circ}_{vv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Coefficient de rétrodiffusion (orthopolarisé)	$\sigma^{\circ}_{hv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Ratio de copolarisation	$R_{hh/vv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Ratio d'orthopolarisation	$R_{hh/hv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Puissance totale	SPAN	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Différence de phase (copolarisée)	$\phi_{hh-vv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Coefficient de corrélation (copolarisation)	$\rho_{hhvv}$	Drinkwater <i>et al.</i> , 1992
Entropie	H	Cloude et Pottier, 1997
Anisotropie	A	Cloude et Pottier, 1997
Angle alpha	$\alpha$	Cloude et Pottier, 1997
Angle beta	$\beta$	Cloude et Pottier, 1997
Dominance du mécanisme de rétrodiffusion (surface)	$P_s$	Freeman et Durden, 1998
Dominance du mécanisme de rétrodiffusion (dièdre)	$P_d$	Freeman et Durden, 1998
Dominance du mécanisme de rétrodiffusion (volume)	$P_v$	Freeman et Durden, 1998
Angle d'orientation	$\psi$	Touzi, 2007
Angle alpha	$\alpha_s$	Touzi, 2007
Phase	$\phi_s$	Touzi, 2007
Hellicité	$\tau_s$	Touzi, 2007
Valeur propre dominante	$\lambda_s$	Touzi, 2007

Les théorèmes de décomposition de cible (*Target Decomposition*) ont d'abord été introduits par Huynen (1970), mais ils ont beaucoup évolué depuis (Cloude et Pottier, 1996). Les principaux théorèmes récents seront présentés dans cette section; une attention particulière est portée aux travaux de Cloude et Pottier (1996), car ils constituent la base théorique sur laquelle s'appuie la méthode proposée.

Deux types de décomposition existent : les décompositions cohérentes et les décompositions incohérentes. Elles permettent d'exprimer les mesures effectuées par le radar comme étant la combinaison des réponses d'une pluralité d'objets plus simples.

Les décompositions cohérentes ne caractérisent qu'un seul mode de rétrodiffusion par cible. Ainsi chaque pixel est considéré comme un rétrodiffuseur unique. Elles sont donc surtout efficaces lorsqu'un mode de rétrodiffusion unique est effectivement responsable de la totalité du retour mesuré. Les décompositions de Krogager (1990) et de Pauli (Cloude et Pottier, 1996) sont dites cohérentes.

La décomposition de Pauli est simple et permet de représenter rapidement les mécanismes de rétrodiffusion dominants dans une scène. La matrice de rétrodiffusion  $\mathbf{S}$  exprimée dans la base de Pauli, où l'on suppose que le mode HV est égal au mode VH, sera exprimée selon l'équation

$$[\mathbf{S}] = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{hv} & S_{vv} \end{bmatrix} = \alpha[\mathbf{S}] + \beta[\mathbf{S}] + \gamma[\mathbf{S}]$$

$$[\mathbf{S}] = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{hv} & S_{vv} \end{bmatrix} = \alpha[\mathbf{S}]_a + \beta[\mathbf{S}]_b + \gamma[\mathbf{S}]_c \quad \text{eq. 1.11a}$$

où

$$\alpha = \frac{S_{hh} + S_{vv}}{\sqrt{2}} \quad \text{eq. 1.11b}$$

$$\beta = \frac{S_{hh} - S_{vv}}{\sqrt{2}} \quad \text{eq. 1.11c}$$

$$\gamma = \sqrt{2S_{hv}} \quad \text{eq. 1.11d}$$

L'interprétation de la matrice de Pauli se base sur les équations 1.11a à 1.11d. Le coefficient  $\alpha$  correspond au mécanisme de rétrodiffusion d'une sphère, d'un plan ou d'un trièdre qui produit un rebond simple ou encore un rebond impair. Il est obtenu par l'addition des canaux de polarisation parallèle. Le coefficient  $\beta$  quant à lui correspond au dièdre orienté à  $0^\circ$ , soit parallèle au sens de déplacement du capteur et à  $90^\circ$  par rapport à l'onde EM incidente; c'est la différence (au sens mathématique) entre les canaux de polarisation parallèle. Le dièdre produit un signal à double rebond, aussi appelé rebond pair. Ce type de rétrodiffusion a pour caractéristique de déphaser l'onde EM réfléchie vers le capteur. Le coefficient  $\gamma$ , issu des canaux de polarisation croisée, correspond à un « diplane » incliné à  $45^\circ$ , ce qui correspond à de la rétrodiffusion de volume, ou encore des rebonds multiples. Dans le cas de  $\gamma$ , non seulement le signal rétrodiffusé est déphasé, mais il est aussi largement atténué.

Afin de visualiser aisément ces modes de rétrodiffusion, il est possible de générer une image fausse couleur avec chacun des coefficients générés par la décomposition de Pauli. Le composé ainsi créé permet d'interpréter facilement, quoique de façon sommaire, les principaux mécanismes de rétrodiffusion à l'œuvre dans la scène. Par convention, le canal bleu est généralement attribué au coefficient  $\alpha$ , le canal rouge au coefficient  $\beta$  et le canal vert au coefficient  $\gamma$ . Une des contraintes de la décomposition de Pauli est due au fait qu'elle considère le retour radar comme étant cohérent; elle décompose le signal en le considérant comme la somme de trois diffuseurs purs. Or, bien souvent, la cible n'est pas composée de diffuseurs purs, mais plutôt d'une multitude de mécanismes de rétrodiffusion que la décomposition de Pauli ne permet pas de représenter. Pour obtenir plus de précision sur la nature des rétrodiffuseurs qui composent une cible et quantifier leurs impacts relatifs, il faut se tourner vers les décompositions incohérentes.

Les décompositions incohérentes sont utilisées pour raffiner l'analyse de la cible. Une multitude de décompositions polarimétriques incohérentes ont été développées au fil des ans (Cloude et Pottier, 1997; Freeman et Durden, 1998; Touzi, 2007; Drinkwater *et al.*, 1992). Elles ont été testées pour une multitude d'applications, que ce soit la cartographie de tourbières (Touzi, 2007), du milieu urbain (Cloude et Pottier, 1997), du couvert de neige (Duguay et Bernier, 2012) ou du gel et du non-gel du sol (Khaldoune, 2008) et de la glace de mer (Scheulch, 2002, 2003a, 2003b). Cependant, aucune méthode n'a encore été utilisée pour cartographier la glace du CGC et, en particulier, du PDG. Parmi les méthodes de décomposition les plus utilisées, la décomposition polarimétrique par vecteurs et valeurs propres mise au point par Cloude et Pottier (1997) s'impose, surtout en raison de sa facilité d'interprétation et de mise en application.

La décomposition polarimétrique par valeurs propres de la matrice de cohérence  $[T_3]$  a été développée par Cloude et Pottier (1997). La matrice de rétrodiffusion  $\mathbf{S}$  est transformée en matrice de cohérence  $\mathbf{T}$  pour permettre le calcul des valeurs propres. Les équations 1.12a et b montrent comment obtenir la matrice de cohérence  $\mathbf{T}$  depuis la matrice de diffusion.

$$T = \langle kk^{*T} \rangle, k = \frac{1}{\sqrt{2}} [S_{HH} + S_{VV}, S_{HH} - S_{VV}, 2S_{HV}]^T$$

eq. 1.12a

$$[T_3] = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \langle |S_{hh} + S_{vv}|^2 \rangle & \langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & 2\langle (S_{hh} + S_{vv})S_{hv}^* \rangle \\ \langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle |S_{hh} - S_{vv}|^2 \rangle & 2\langle (S_{hh} - S_{vv})S_{hv}^* \rangle \\ 2\langle S_{hv}(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & 2\langle S_{hv}(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & 4\langle |S_{hv}|^2 \rangle \end{bmatrix}$$

eq. 1.12b

La matrice  $T$  correspond à la moyenne temporelle  $\langle kk^{*T} \rangle$  des composante de la matrice de Sinclair  $[S]$ , telle que définie par 1.12a. Le détail du calcul de la matrice  $\mathbf{T3}$  est défini par 1.12b où se retrouvent les différents éléments de la matrice de rétrodiffusion  $\mathbf{S}$ . La réciprocité des canaux HV et VH est présumée pour obtenir cette matrice de taille 3x3; cela est possible car la matrice  $\mathbf{T3}$  est hermitienne.

Les valeurs propres sont considérées comme les paramètres primaires de l'analyse des composantes principales; cependant, pour simplifier l'interprétation de l'information fournie par la décomposition, trois paramètres secondaires sont définis en fonction des valeurs propres, ce sont : l'entropie (H), l'anisotropie (A) et l'angle alpha ( $\alpha$ ) moyen. Pour plus de détails sur le calcul des paramètres H, A et  $\alpha$ , il convient de consulter la publication de Cloude et Pottier (1997), le présent mémoire se borne à décrire les processus de rétrodiffusion sous-jacents aux trois paramètres estimés par cette décomposition polarimétrique. Les vecteurs propres de la matrice  $\mathbf{T3}$  sont exprimés par 1.13a. Les valeurs propres ( $\lambda$ ) de la matrice  $\mathbf{T3}$  sont contenues dans  $[\Sigma_3]$  (1.7b).

$$\langle [T_3] \rangle = [U_3][\Sigma_3][U_3]^{-1}$$

eq. 1.13a

$$[\Sigma_3] = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_3 \end{bmatrix}$$

$$\text{Où } \infty = \lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > 0$$

eq. 1.13b

Les paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier sont calculés à partir des valeurs propres (1.13b) au moyen des équations 1.14a à c. L'entropie (H) est la somme des probabilités ( $p_i$ ) que chacune des valeurs propres  $\lambda_i$  représente le total de la

puissance rétrodiffusée (SPAN), puisque  $SPAN = |S_{hh}|^2 + |S_{vv}|^2 + 2|S_{hv}|^2 = \sum_{k=1}^3 \lambda_k$ .

Entropie (H)

$$H = - \sum_{i=1}^3 p_i \log_3(p_i)$$

$$p_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{k=1}^3 \lambda_k}$$

eq. 1.14a

Anisotropie (A)

$$A = \frac{\lambda_2 - \lambda_3}{\lambda_2 + \lambda_3}$$

eq. 1.14b

Angle alpha ( $\alpha$ )

$$\bar{\alpha} = \sum_{i=1}^3 p_i \alpha_i$$

eq. 1.14c

L'anisotropie est un rapport qui permet de quantifier l'importance des valeurs propres secondaires et tertiaires  $\lambda_2$  et  $\lambda_3$ , considérant que  $\lambda_1$  constitue le mécanisme de rétrodiffusion principal. L'angle  $\alpha$  est un estimateur permettant de lier les valeurs propres à un mécanisme physique de rétrodiffusion.

L'interprétation des résultats de la décomposition par vecteurs propres et valeurs propres se fait en plusieurs étapes. Chacun des paramètres  $H$ ,  $A$ , et  $\alpha$  doit être analysé pour obtenir un portrait adéquat de la réponse polarimétrique d'une surface.

La décomposition de Cloude et Pottier (1997), comme celle de Pauli, s'intéresse aux mécanismes de rétrodiffusion d'une cible. La valeur de l'angle  $\alpha$  joue un rôle clé, car elle permet d'identifier les mécanismes à l'œuvre. En effet,

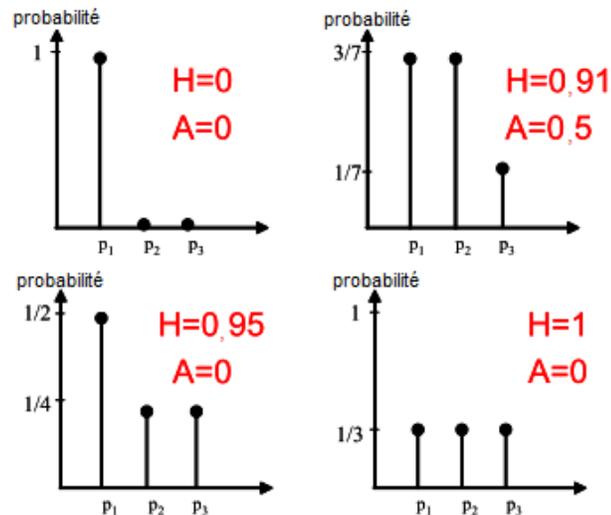
- l'angle  $\alpha$  tend vers 0 si le mécanisme dominant est la rétrodiffusion de surface (bond simple);
- l'angle  $\alpha$  se rapproche de  $\pi/4$  si le mode de rétrodiffusion volumique domine;
- l'angle  $\alpha$  prend une valeur proche de  $\pi/2$  si la rétrodiffusion par double bond (dièdre) prime.

Pour obtenir plus d'information sur le degré de prédominance du mécanisme de rétrodiffusion principal, il faut s'intéresser à la répartition des valeurs propres. Les estimateurs  $H$  et  $A$  permettent de représenter de façon simple la dominance relative des mécanismes de rétrodiffusion présents.

L'entropie  $H$  est un indice de la répartition potentiellement aléatoire des mécanismes de rétrodiffusion pour une cible donnée. C'est en quelque sorte une mesure du désordre statistique. La valeur de l'entropie est basée sur la répartition statistique des trois valeurs propres obtenues lors de la décomposition par valeurs propres. La valeur  $H$  varie entre 0 et 1. La valeur résultante est une combinaison de trois diffuseurs purs, mais la répartition du poids de chacun des mécanismes de rétrodiffusion est inégale. Lorsque  $H$  tend vers 0, les processus de rétrodiffusion correspondent à de la rétrodiffusion par un diffuseur pur. Lorsque  $H$  tend vers 1, les mécanismes de rétrodiffusion à l'œuvre sont distribués uniformément et les paramètres de la

décomposition en valeurs propres ne permettent pas d'identifier de mode dominant, les mécanismes qui conditionnent la rétrodiffusion sont alors aléatoires.

La figure 1.10 illustre des répartitions des diffuseurs contenus dans une cible en fonction de la valeur d'entropie résultante. L'axe des X représente les trois types de rétrodiffusions possibles : spéculaire ( $p_1$ ), de dièdre ( $p_2$ ) et de volume ( $p_3$ ). L'axe des Y représente leur importance respective.



**Figure 1.10** Répartition des diffuseurs contenus dans une cible en fonction des valeurs propres de la décomposition en composantes principales (Lopez-Martinez, Ferro-Famil et Pottier, 2005)

L'entropie permet d'identifier facilement la distribution des diffuseurs d'une cible où prédomine un diffuseur pur, ou encore, où les diffuseurs sont distribués uniformément.

L'anisotropie A est un paramètre complémentaire qui permet d'affiner la caractérisation d'une cible dans les cas où la valeur d'entropie est plus grande que 0, mais plus petite

que 1. L'anisotropie est, en fait, une mesure de l'importance relative des valeurs de la deuxième et de la troisième valeur propre de la décomposition. En pratique, l'anisotropie est utilisée comme une valeur de discrimination lorsque  $H > 0,7$ . Dans les cas où l'entropie est basse, et que l'angle  $\alpha$  est fortement affecté par le bruit (chatoiement), l'anisotropie permet alors d'améliorer les résultats de classification.

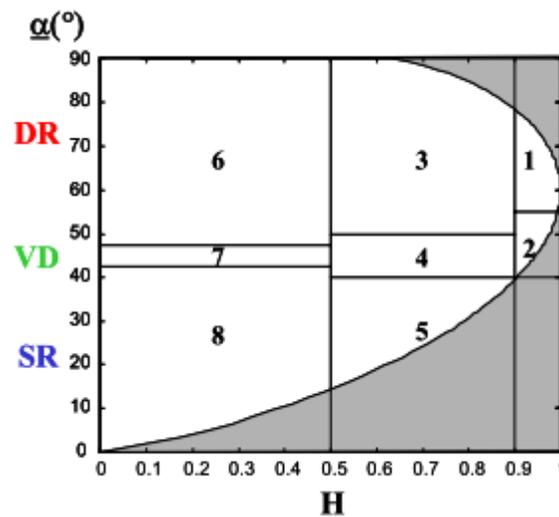
### 1.2.3.3 Classification

En télédétection, il est fréquent de vouloir regrouper les pixels présentant le même comportement; cela permet d'identifier automatiquement des surfaces ou des entités dans le paysage. La classification est donc l'étape du traitement de l'image ayant pour but le regroupement des pixels ayant la même « signature », qu'elle soit spectrale ou polarimétrique.

Une vaste gamme de classificateurs existent pour classifier des images radars. Certains classificateurs doivent être initialisés; des placettes d'entraînement seront alors fournies par l'utilisateur, ce sont les algorithmes supervisés. D'autres sont automatiques et sont basés sur des principes statistiques. Dans le cadre de ce travail, deux types de classificateurs ont été testés. Dans un premier temps, l'algorithme de classification non supervisé basé sur la distribution statistique de Wishart et l'espace segmenté  $H-\alpha$  selon la méthode Ferro-Famil, Pottier et Lee (2001) est testé, puis, dans un second temps, la segmentation supervisée par le classificateur des vecteurs de support à vaste marge est testée.

L'utilisation, comme base de classification, de l'espace délimité par les valeurs d'entropie ( $H$ ) et de l'angle  $\alpha$  issues de la décomposition de Cloude et Pottier est avantageuse, car elle permet de transformer une méthode de classification supervisée en méthode de classification automatique. L'espace défini par les paramètres  $H$ ,  $A$  et  $\alpha$  peut être divisé en huit sections qui correspondent aux mécanismes de rétrodiffusion

de base. Cloude et Pottier (1997) proposent une méthode par seuillage, illustrée à la figure 1.11. Trois zones sont délimitées sur l'axe des abscisses correspondant à l'entropie; un degré d'aléatoire faible, moyen ou élevé est associé à chacun des pixels. L'axe des ordonnées correspond au mécanisme principal de rétrodiffusion : double bond (DR), volumique (VD) ou de surface (SR). L'emplacement exact des seuils a été calibré afin que chacune des régions du graphique corresponde le plus possible à un type de surface de rétrodiffusion. Par exemple, les réflexions en coin dominant dans les villes, la diffusion volumique dans les forêts et la réflexion spéculaire sur l'eau.



**Figure 1.11** Espace entropie anisotropie segmenté (Cloude et Pottier, 1997)

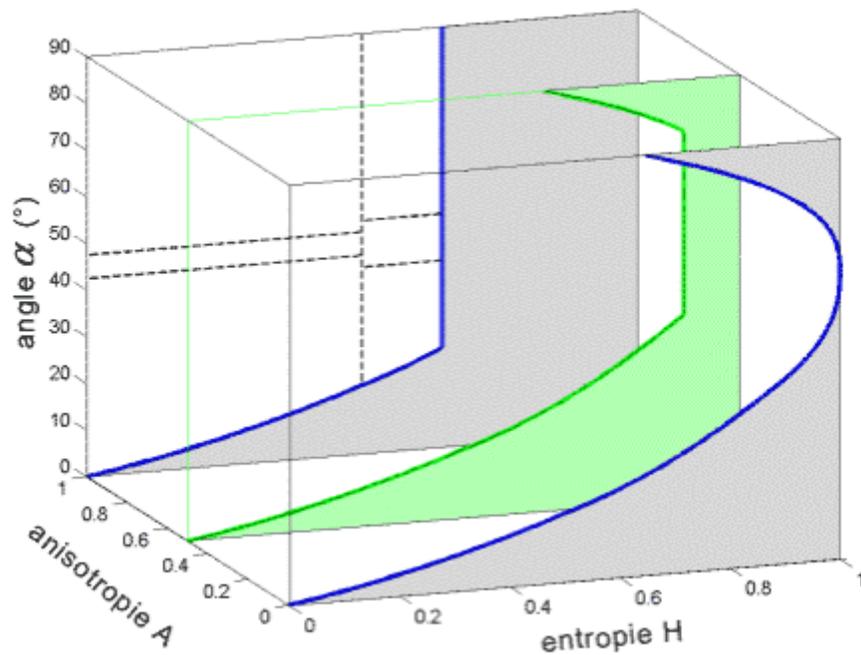
L'espace H- $\alpha$  est segmenté en huit zones (numérotées sur la figure) qui correspondent aux espaces d'entraînement et produiront les huit classes obtenues sur la carte classifiée

Cette technique de classification est simple, mais elle n'est pas idéale et ne s'adapte pas nécessairement bien à tous les types de milieux à cartographier. Les mécanismes de base de rétrodiffusion sont insuffisants pour traduire la réalité des surfaces imagées, et les indices H et  $\alpha$  sont déficients pour qualifier avec précision les différents milieux. D'autres méthodes statistiques de classification permettent cependant de compenser les imperfections de cette technique en adaptant les frontières de classification de l'espace H- $\alpha$  tout en préservant l'information basée sur les mécanismes de rétrodiffusion sous-jacents.

La méthode de Fero-Famil, Pottier et Lee (2001) met à profit un classificateur statistique basé sur la distribution de Wishart. Cette distribution statistique est en fait

une généralisation pour plusieurs dimensions de la distribution statistique du  $\chi^2$  (Wishart, 1928). Elle est utilisée parce que les données de polarimétrie radar, lorsqu'exprimées sous forme de matrice de cohérence, adoptent sa forme. Un classificateur par maximum de vraisemblance est donc utilisé pour recentrer le noyau des différentes classes entraînées par l'espace H- $\alpha$ . Le processus est itératif, une petite portion de chacune des classes est permutée jusqu'à ce qu'un seuil de conformité soit atteint.

La méthode de classification de Lee, Cloude, Pottier et Ferro-Famil (2001) met à profit la classification imparfaite de l'espace segmenté H- $\alpha$  pour entraîner un classificateur statistique plus performant. Ce classificateur nécessiterait normalement l'intervention d'un utilisateur qui fournirait des sites d'entraînement. Cependant, en l'occurrence, les données d'entraînement sont les huit zones de l'espace segmenté H- $\alpha$  (Figure 1.11). La méthode de classification d'entropie et d'angle  $\alpha$  de Wishart vient donc compléter et affiner la classification initiale. Cette manière de procéder en fait une méthode non supervisée. Dans le but d'améliorer encore les résultats de la classification, le paramètre de l'anisotropie peut être intégré comme troisième variable (figure 1.12), pour passer de 8 à 16 classes et ajouter une nouvelle dimension au classificateur H- $\alpha$  qui en améliore la précision. La figure 1.12 illustre le nouvel espace de classification amélioré par rapport à l'espace H- $\alpha$  à deux dimensions.



**Figure 1.12** Espace segmenté selon les paramètres H, A et  $\alpha$  (Lopez-Martinez, Ferro-Famil et Pottier, 2005)

Les « séparateurs à vaste marge » ou « machines à vecteur de support » (*support vector machine* ou SVM) sont également utilisés pour segmenter des jeux de données par la reconnaissance de patrons spectraux dans les jeux de données. Il s'agit d'une méthode de classification supervisée qui nécessite un jeu de données d'entraînement que l'algorithme utilise pour construire un modèle dont il se servira ensuite pour classifier le jeu de données complet. L'usage des SVM pour la segmentation de jeux de données polarimétriques RSO a déjà été réalisé avec succès à plusieurs reprises, et ce, dans divers types d'environnements (Lardeux *et al.*, 2006; Shah Hosseini *et al.*, 2014; Ahmed, Aichouche et Ezzouar, 2009). Son efficacité reste cependant à explorer pour la glace de mer et de rive.

#### 1.2.4 Application de la télédétection RSO à la glace

Pour obtenir des pistes de réflexion quant aux analyses quantitatives applicables à la cartographie du pied de glace, il faut se tourner vers la télédétection RSO d'autres types de glace. Cette section contient une revue de la littérature sur les méthodes de traitement des données RSO appliquées à la cartographie de la glace dans divers environnements.

##### 1.2.4.1 Glace de rivière et lacustre

Le milieu fluvial présente des avenues de recherche intéressantes concernant les techniques utilisables avec des données à haute résolution spatiale. Plusieurs auteurs (Weber, Nixon et Hurley, 2003; Jasek, Weber et Hurley, 2003; Gauthier *et al.*, 2006; Unterschultz, Van Der Sanden et Hicks, 2009; Drouin *et al.*, 2007; Tracy et Daly, 2003), se sont attardés à classifier les types de couvert de glace sur des rivières du Québec et de la Saskatchewan. Les méthodes de classification utilisées mettent à profit les méthodes d'analyse de texture et donnent des résultats prometteurs.

L'identification du type de couvert de glace en milieu fluvial est possible grâce à la classification non supervisée par un classificateur à logique floue des valeurs de  $\sigma^0$ . Quatre types d'environnements, nommément l'eau libre, la glace lisse (mm), la glace faiblement rugueuse (cm) et la glace ayant une forte rugosité (dm-m), ont été correctement cartographiés à partir de données RADARSAT-1 en mode fin (Weber, Nixon, Hurley, 2001, 2003). Des types de glace spécifiques, tels que le frazil, le shuga, la glace en crêpe, la glace grise et la glace blanche, n'ont cependant pas pu être associés aux trois classes de glace identifiées par la méthode de Weber (2003). La séparation des différents types de glace mince de première années est encore un défi dans le domaine de la télédétection de la glace de mer par RSO.

Gauthier et ses collègues (2006) ont raffiné les techniques d'analyse de la texture de Weber *et al.* en incluant dans le traitement les matrices de cooccurrence de niveau de gris. Ces dernières sont mises à profit pour localiser les fronts amont et aval des couverts glaciels fluviaux, en vue d'effectuer une analyse temporelle de l'englacement et du déglacement. Leur étude faisant appel au capteur ASAR montre que les résultats sont cohérents par rapport à RADARSAT-1.

En continuité avec les travaux antérieurs, Drouin et ses collègues (2007) ont effectué une analyse quantitative des diverses méthodes précédemment testées et ont exploré l'efficacité de diverses techniques de segmentation. Ils s'inspirent notamment des travaux de Jasek et Weber (2003), Tracy et Daly (2003) ainsi que Gauthier *et al.* (2006). De manière générale, la qualité des classifications varie entre 66,5 % et 75 %. Drouin (2007) mentionne aussi que les types de glace produisant de fortes valeurs de rétrodiffusion sont plus facilement détectables que ceux ayant de faibles valeurs de rétrodiffusion (Weber *et al.*, 2003). Pour la classification de la glace de rivière selon l'intensité du signal HH, les angles d'incidence élevés ( $>35^\circ$ ) (Unterschultz, Sanden et Hicks, 2009) permettent une meilleure séparation des différents types de glace. La polarimétrie pourrait potentiellement permettre l'utilisation d'angles d'incidence plus faibles; une moins grande dépendance sur l'angle d'incidence résulterait en une méthode plus robuste.

Pour les méthodes basées sur l'intensité du signal rétrodiffusé, l'ajout de paramètres de mesure de texture (GLCM) dans la méthodologie de classification (Gauthier *et al.*, 2006) permet aussi d'améliorer la distinction des faibles valeurs de rétrodiffusion, sans réduire la discrimination des hautes valeurs de rétrodiffusion.

L'application des principes de décomposition polarimétrique par les paramètres H-A et  $\alpha$  a déjà été testée en milieu fluvial (Mermoz *et al.*, 2014). Deux méthodes de

classification, l'une hiérarchique et l'autre statistique, mettant à profit le classificateur de Wishart ont été mises à l'essai. La classification hiérarchique serait la mieux adaptée à la classification de la glace de rivière, avec un taux de succès moyen de 81 % quant à la différenciation de la glace et de l'eau libre. Les données polarimétriques donnent aussi des résultats largement supérieurs aux données à polarisation simple. (Mermoz *et al.*, 2014)

Cependant, les conclusions tirées de ces études ne s'appliquent que partiellement au milieu côtier, car la glace de rivière n'est pas salée. Cette différence affecte de manière considérable les propriétés diélectriques de la glace, l'augmentation de  $\epsilon'$  due au sel favorisant la rétrodiffusion de surface. En conséquence, la pénétration des ondes EM dans la glace d'eau douce étant plus importante que dans la glace de mer encore salée, la rétrodiffusion volumique domine largement en période hivernale. Par ailleurs, la glace de mer drainée de saumure ayant une structure interne trop différente de celle de la glace d'eau douce, l'application unilatérale des méthodes développées en rivière n'est pas envisageable. Tout compte fait, dans un contexte où toute l'information polarimétrique est disponible, il est restrictif d'utiliser des techniques de classification employant strictement des données à polarimétrie simple, comme on le fait pour la glace de rivière.

#### 1.2.4.2 Glace de mer

La cartographie de la glace de mer a été beaucoup plus étudiée que celle du complexe glaciaire côtier. Une analyse exhaustive des principes de la télédétection de la glace de mer par micro-ondes est disponible dans Carsey (1992). Plus spécifiquement, Dierking et Busche (2006) ont réalisé une synthèse exhaustive des techniques de cartographie de la glace de mer par RSO en bande L. Parmi les études recensées, Hendricks et ses collègues (2014) s'attardent plus spécifiquement à la cartographie d'éléments morphologiques de la glace de mer tels que les crêtes de pression, les champs de blocs

et la zone marginale de glace. L'analyse comparative entre JERS-1 et ERS-1 a révélé que les différents paramètres de polarisation et d'angle d'incidence de ces deux systèmes les rendent complémentaires. Toutefois, la bande L possède un pouvoir de discrimination des différents types de glace inférieur à celui en bande C. Cette différence est surtout exacerbée pour les types de glace jeune; par contre, les éléments morphologiques de grande taille, tels que les crêtes de pression, sont plus facilement identifiables en bande L (Dierking et Busche, 2006). La recherche devra se poursuivre afin de mieux différencier l'eau libre de la glace jeune, surtout pour les angles d'incidence faible. La plupart des méthodes sont limitées par la nécessité d'obtenir une image par vent faible pour atténuer la rugosité de surface de l'eau sous les 8 cm correspondant à la longueur d'onde en bande C. Lorsque les vagues deviennent trop hautes, l'eau libre se confond avec des types de glace rugueuse; les embruns sont particulièrement problématiques.

Le radar en bande C a beaucoup servi pour la cartographie de la glace de mer. Cette longueur d'onde permet de mesurer plusieurs paramètres : la dérive (Stern, 2002; Kwok, 2003), la concentration (Belchansky et Douglas, 2002) et l'épaisseur (Nakamura *et al.*, 2005; Haverkamp et Tsatsoulis, 1995).

Plusieurs approches s'offrent pour réaliser la cartographie des types de glace de mer. En polarisation simple, l'analyse de la texture et de la cooccurrence des niveaux de gris est incontournable (Carsey, 1992), mais les nouveaux capteurs multipolarimétriques permettent l'emploi de nouvelles techniques pour extraire plus d'information de la matrice de rétrodiffusion. Par exemple, l'usage d'un ratio de bande copolarisé et orthopolarisé (Drinkwater *et al.*, 1992) donne des résultats satisfaisants : 52 % à 71 %, (Gill et Yackel, 2012) pour la discrimination des types de glace de première année. La décomposition de Freeman et Durden (1998) est moins performante (moins de 50 % en moyenne), tout comme celle de Touzi (2007) (environ 30 %). Les paramètres de

décomposition de la méthode de Cloude et Pottier (1997) ont donné des résultats comparables à ceux de Drinkwater *et al.* (1992), avec une précision de 66 % pour l'entropie (Gill et Yackel, 2012). En combinant plusieurs des indices polarimétriques disponibles, Gill et Yackel (2012) parviennent à discriminer les grands types de glace de première année avec une précision moyenne généralement au-delà de 80 %. Leurs résultats sont conséquents avec ceux qu'a obtenus Scheulch (2001) avec la méthode de décomposition de Cloude et Pottier (1997).

Les travaux de Drinkwater *et al.* (1992), Scheulch (2001) et Gill et Yackel (2012, 2013), sur la classification de la glace de mer à partir de données polarimétriques offrent donc un point de départ pour orienter nos analyses. Les résultats obtenus par Scheulch (2001) nous intéressent en particulier, car ils se fondent sur RADARSAT-2. En effet, Scheulch a aussi utilisé la méthode de décomposition polarimétrique de Cloude et Pottier (1997) et le classificateur de Wishart (Ferro-Famil, Pottier et Lee, 2001), méthode que nous utilisons aussi. Les résultats de Scheuchl (2001) montrent que divers types de glace de première année sont identifiables avec un niveau de confiance variant entre 63 % et 94 % selon les paramètres utilisés et les conditions au moment de l'acquisition.

Avec ERS-1, entre autres, on assiste à l'automatisation des tâches de classification, notamment de la glace de mer. Les travaux de Kwok *et al.* (2003) à la Alaska SAR Facility (ASF) vont dans ce sens. Dans un premier temps, l'ASF a mis au point des tables de références (LUT) contenant une multitude de valeurs de coefficient de rétrodiffusion radar associées aux différents types de glace pour un ensemble de conditions géophysiques données. Un algorithme de classification identifie d'abord les classes de valeurs de rétrodiffusion dans les images RSO, puis, à partir des LUT, il détermine le type de glace dominant dans l'image. Les autres types de glace sont ensuite définis en fonction de l'écart entre le centroïde de la classe de glace dominante

et de la glace à identifier. Cette valeur d'écart est reportée dans les LUT pour déterminer le type de glace correspondant.

Au Service canadien des glaces, des travaux sont en cours afin d'intégrer des données complètement polarimétriques de RADARSAT-2 dans le système opérationnel de cartographie (Ramsay *et al.*, 2004; Arkett, Flett et De Abreu, 2003). Ces efforts accompagnent le développement récent d'une méthode de cartographie mixte de la glace de mer mettant à profit des données RSO et les données de cartographie préexistantes du SCG (Maillard et Clausi, 2005). La méthode permet l'identification automatique des types de glace de mer avec une précision de 71 % à 89 %. La prochaine génération de satellite RADARSAT offrira la polarimétrie compacte (Charbonneau *et al.*, 2014), un mode qui ouvre de nouvelles avenues de recherche pour la télédétection de la glace de mer.

#### 1.2.4.3 Pied de glace

Quelques auteurs ont travaillé sur la télédétection du pied de glace avec les données d'un radar à synthèse d'ouverture (RSO). Les études répertoriées (Duguay *et al.*, 2002; Hirose *et al.*, 2008; Morris *et al.*, 1994; et Kozlenko et Jeffries, 2000) avaient pour objet la glace littorale lacustre dans le Grand-Nord canadien et en Alaska. Les objectifs de ces études étaient généralement associés à l'approvisionnement et l'exploitation de l'eau pour des fins de consommation ou pour permettre la construction de routes glacées. Ces études ont mis en évidence que la rétrodiffusion des ondes radar diminuait drastiquement lorsque la glace était ancrée au fond. En effet, les ondes radar traversent la glace et pénètrent dans le sol qui les absorbe, au lieu d'être rétrodiffusées par la surface de l'eau liquide sous la glace.

Les travaux de télédétection de la glace littorale par RSO peuvent être classés en deux catégories : ceux qui visent à qualifier et délimiter l'extension de la glace attachée à la

côte (Mahoney, Eicken et Shapiro, 2007; Mahoney *et al.*, 2006; Zhou, 2007; Liu, Martin et Kwok, 1997; Haarpaintner *et al.*, 2004) et ceux qui s'intéressent à la morphologie de la glace dans les estuaires. Quelques travaux de caractérisation de la glace côtière ont été menés en milieu estuarien, à l'embouchure du Mackenzie Solomon *et al.*, 2008) et du fleuve Lena qui se jette dans la mer de Laptev (Eicken *et al.*, 2005). Les travaux de Eicken sont toutefois plus pertinents, car une attention plus particulière est portée au problème de la cartographie de la glace ancrée sur le fond. Ces auteurs furent les premiers à constater la baisse des valeurs de rétrodiffusion  $\sigma^\circ$  associée à ce qu'ils interprètent comme étant de la glace ancrée au fond dans un contexte d'eau saumâtre. Dans tous les cas, l'analyse des données reste dans le domaine de l'interprétation visuelle.

Le pied de glace est un objet d'étude qui varie au gré des courants, des vents et de la température. Cette dernière est primordiale pour le comprendre, car elle est la cause de sa formation, de sa destruction et a une influence primordiale sur la réponse radar du PDG. Puisque l'état solide ou liquide de l'eau modifie drastiquement la constante diélectrique du PDG, il est important d'en tenir compte dans la cartographie. Les autres facteurs déterminants sont la rugosité de surface du PDG et la présence ou l'absence de neige à sa surface.

Les décompositions polarimétriques sont utiles pour exprimer le signal mesuré comme étant la combinaison des réponses d'une pluralité d'objets plus simples. La décomposition H-A- $\alpha$  et le classificateur de Wishart sont imparfaits mais ils sont simples et s'imposent comme un standard dans le domaine; leur pertinence se doit d'être évaluée pour le PDG. Cette méthode est robuste et permet facilement de lier les résultats obtenus aux différents modes de rétrodiffusion élémentaire.

## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre décrit les méthodes choisies et appliquées aux différentes étapes du projet. Il renferme successivement une description des sites d'étude, des différents jeux de données disponibles (RADARSAT-2, levé *in situ*, GeoEye, LandSat) et des méthodes utilisées pour recueillir, traiter et valider ces jeux de données.

#### 2.1 Sites d'étude

Cette première section du chapitre vise à expliquer le choix des sites d'étude et à décrire leurs caractéristiques pertinentes au contexte de la télédétection de la glace côtière par radar.

##### 2.1.1 Critères de sélection

La péninsule de Manicouagan a été choisie (figure 2.1), car il s'agit d'un site témoin utilisé dans plusieurs études sur l'érosion côtière depuis plusieurs années (Bernatchez et Dubois, 2004, 2008; Corriveau, 2010; Boucher-Brossard, 2012). De plus, il existe pour ce secteur des observations *in situ* pluriannuelles sur le pied de glace, lesquelles peuvent être bonifiées par l'acquisition d'imagerie satellitaire radar des lieux. La variabilité de l'orientation de la côte est aussi un aspect important, de même que les multiples accès terrestres disponibles pour effectuer des mesures *in situ* sur la côte.

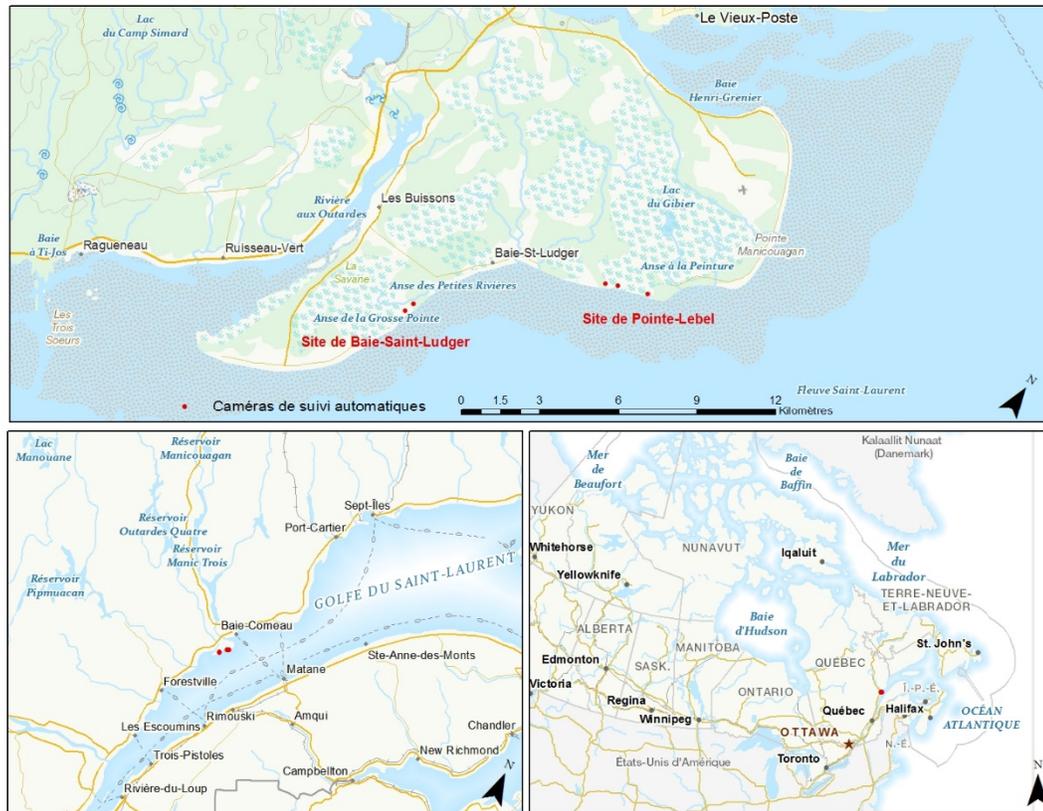
Plusieurs projets du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR étaient en cours au moment de l'acquisition des images et de la campagne de terrain, maximisant de ce fait l'utilisation des ressources et permettant aussi le partage des données, lorsqu'opportun.

Par ailleurs, les sites de suivi par caméras ont servi de cadre pour établir des relations empiriques entre les conditions climatiques locales et les conditions des glaces observées. Les observations faites par télédétection permettent d'extrapoler spatialement ces relations.

#### 2.1.2 Description des sites d'étude

La péninsule de Manicouagan est située aux embouchures de deux rivières majeures : la Manicouagan et la rivière aux Outardes, entre les localités de Pointe-aux-Outardes et Baie-Comeau (49°05' N; 68°19' O). La figure 2.1 montre son emplacement géographique ainsi que les sites de suivi du pied de glace (en rouge).

Deux sites de suivi pour tester les méthodes de cartographie par satellite ont été sélectionnés sur la péninsule. Le site de Pointe-Lebel (P-L) se situe à Pointe-Lebel, à environ 2 km à l'ouest du bout de la route (figure 2.1). Le site de Baie-Saint-Ludger (B-St-L) se trouve à Baie-Saint-Ludger, sur la portion ouest de la péninsule, aussi à environ 2 km de la route la plus proche. L'un et l'autre sont accessibles par la plage à pied, en véhicule tout terrain ou en motoneige. L'accès aux sites n'est pas restreint par la marée haute moyenne (3 m), mais les pleines mers supérieures de grande marée (4 m) (SHC, 2010) peuvent entraver la circulation sur la plage, surtout en cas de tempête. Le cycle de marée est semi-diurne; il y a quotidiennement deux marées hautes dont l'amplitude maximale peut atteindre 4 m lors des grandes marées (SHC, 2010).



**Figure 2.1** Carte illustrant l'emplacement géographique des sites d'étude. Les étoiles rouges indiquent les sites de suivi par caméras automatiques. Fond de carte : Atlas du Canada, Ressources naturelles Canada.

### 2.1.2.1 Types de côte

Les plages des sites d'étude se caractérisent par des pentes peu prononcées. Le haut de plage et le haut estran sont généralement en sable de granulométrie variant entre grossier et moyen. Parfois, l'eau de ruissèlement des tourbières sus-jacentes crée de petits ruisseaux qui s'encaissent dans la plage. Ces ruisseaux viennent aussi inciser le PDG en hiver. La largeur moyenne du haut estran est de  $37,6 \text{ m} \pm 11 \text{ m}$ . Le bas estran s'étend sur plusieurs centaines de mètres ( $\sim 2,5 \text{ km}$ ) et présente une granulométrie plus

fine. Les sédiments du bas estran s'apparentent plus à des limons et à des sables fins, des rides de courant peuvent y être observées.

#### 2.1.2.2 Stratigraphie des falaises

Les falaises situées derrière les plages des sites d'étude présentent la stratigraphie typique des paléodeltas émergés. Il est possible d'observer, à la base, une unité sédimentaire fine composée d'argile et de limon, et, au-dessus, une unité sédimentaire plus grossière formée de sable et de gravier (Bernatchez, 2003). On y remarque des structures de litage ainsi qu'une couche indurée appelée orstein. Cette couche indurée est typique des environnements sédimentaires de la Côte-Nord. À certains endroits, des résurgences d'eau coulent à l'interface entre l'unité argileuse et l'unité sableuse. Ces écoulements d'eau contribuent à drainer l'eau des tourbières recouvrant partiellement le delta de la péninsule de Manicouagan. L'eau de ces ruisseaux est acide et chargée de minéraux qui lui donnent une couleur rouille. Même en hiver, l'eau coule et les sédiments s'épandent sur le haut estran contribuant ainsi à construire le CGC, particulièrement la moitié supérieure du PDG de haut estran. Les différents sites de suivi sont situés sur divers types de côte : terrasse de plage, côte rocheuse, marais maritime, falaise meuble, côte glaciaire, flèche littorale et côte artificielle. L'orientation des côtes est diverse, il faut porter attention au site de Baie-Saint-Ludger qui est orienté dans l'axe du déplacement de RADARSAT-2. Cette orientation aura un impact sur les résultats en raison de l'ombre de la falaise portée sur la plage dans les cas où l'image est acquise lors d'un passage ascendant du satellite, c'est-à-dire lorsqu'il voyage vers le nord et observe à l'est du nadir.

## 2.2 Description des données

Le tableau 2.1 répertorie toutes les données de validation disponibles pour la période d'acquisition et en expose les caractéristiques principales.

**Tableau 2.1**

Tableau récapitulatif des différentes sources de données de télédétection et de validation

Source	Angle d'observation	Résolution spatiale	Couverture	Résolution temporelle	Plage temporelle des observations	Contraintes environnementales et particularités
Données <i>in situ</i>	Sans objet	DGPS : 10 cm GPS : 2 m Ruban : 1 cm	Sites de suivi	Variable selon les possibilités de terrain	2009- 2011	Observations limitées aux sources ayant servi à produire les cartes de couverture de glace
Caméras Reconyx™ en milieu côtier	Horizontal	Variable - De l'ordre de 1 à 100 m	De proximité – Champ visuel de la caméra	30 minutes	2009 2011	Observations de jour et sans brouillard
Station météorologique Environnement Canada	Sans objet	Régionale	Aéroport de Baie-Comeau	Horaire	2009-2011	Température de l'air Vents : vitesse et direction
Satellites LandSAT	Vertical	30 mètres	Globale – Images de 185 km x 172 km	16 jours	2009-2011	Observations de jour et sans nuages
Satellite RADARSAT-2	Oblique	quadpol – 8 m	Globale – Scènes de 25 km x 25 km	24 jours	2009-2011	Observations limitées par la priorité d'utilisation des autres utilisateurs

### 2.2.1 Données *in situ*

Plusieurs sorties sur le terrain ont eu lieu pour recueillir diverses informations qualitatives et quantitatives sur le pied de glace et son environnement. Le tableau 2.2 répertorie les différents relevés effectués et les acquisitions RADARSAT-2 correspondantes.

**Tableau 2.2**

Recension des sorties de terrain et des acquisitions RADARSAT-2 concomitantes

<i>In situ</i>		RADARSAT-2		
Date	Observations	Date	Heure UTC	Mode
2009				
2009-12-15	GPS/profils/photos	2009-12-07	22:10:06	FQ3
		2009-12-24	22:14:16	FQ7
2010				
		2010-01-03	22:22:34	FQ16
2010-01-09	DGPS/profils			
2010-01-10	DGPS/profils	2010-01-10	10:56:06	FQ5
2010-01-11	DGPS/profils			
2010-02-07	GPS/profils/carottes/photos	2010-02-07	10:39:27	FQ23
2011				
		2011-02-08	22:26:55	FQ20
2011-02-12	Télémètre/photos/carottes			
2011-02-13	GPS/profils/carottes/photos			
2011-02-14	GPS/profils/carottes/photos			
		2011-02-15	11:00:27	FQ1
		2011-03-14	22:35:16	FQ29
2011-03-28	GPS/photos/profil de neige	2011-03-28	22:26:57	FQ20

#### 2.2.4 Levés topographiques et GPS

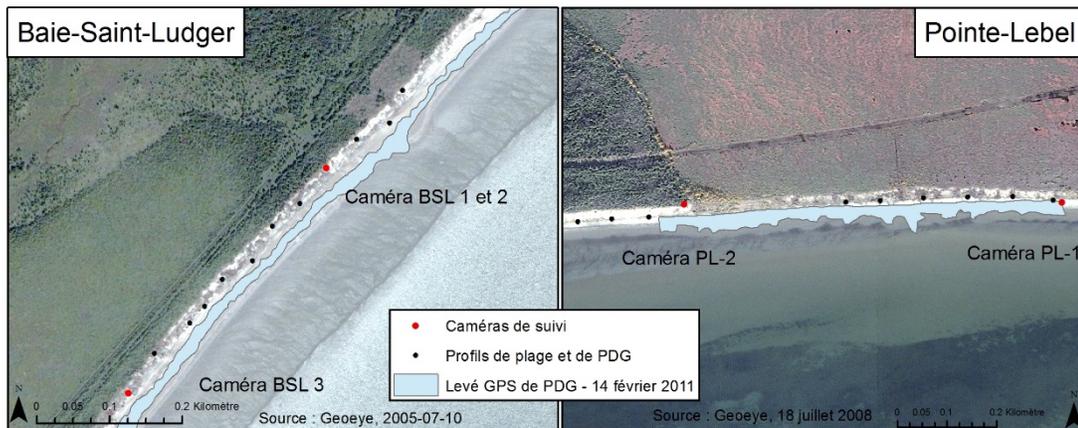
Pendant les sorties de terrain, des échantillons de glace ont été prélevés pour en analyser la salinité et la concentration en sédiments. Une cartographie des limites inférieure et supérieure du PDG a aussi été produite à l'aide du système de géopositionnement global (GPS). Des jeux de photographies, des mesures de largeur du PDG ainsi que des carottes de glace ont été acquis. Les données contenues dans les appareils photographiques automatiques ont aussi été récoltées.

Lors du traçage du pied de glace par GPS, les limites inférieure et supérieure ont été suivies à pied; elles sont illustrées dans la figure 2.2.



**Figure 2.2** Plage du site de Pointe-Lebel le 21 octobre 2009, et pied de glace de haut estran sur le même site le 14 février 2011. Les limites supérieure et inférieure de la plage et du pied de glace sont mises en évidence.

La figure 2.3 montre un exemple de cartographie des limites du pied de glace.



**Figure 2.3** Exemple de cartographie de la limite du pied de glace le 14 février 2011 superposée à une image GeoEye (2009)

Les profils de PDG ont été tracés à l'aide d'un ruban à mesurer, à intervalle régulier de 50 mètres, dans le champ de vision des caméras automatiques. Ces profils ont ensuite été numérisés à l'aide du logiciel ArcGIS pour en faire des polygones devant servir à la validation des classifications des images.

Quelques profils topométriques de la plage ont été réalisés au DGPS (Trimble Mark 3). Ces profils se situent au même endroit que les profils de pied de glace, à intervalle de 50 m, dans le champ de vision des caméras automatiques. Ils seront utilisés pour la validation du modèle de représentation de la surface de la plage dans le calcul du volume de pied de glace.

L'hiver est une saison hostile pour la technologie. Le suivi par DGPS du PDG planifié à l'origine a dû être abandonné pour des considérations pratiques. Comme la marche est le mode de déplacement le plus efficace sur le PDG, il est vite devenu évident que l'usage du DGPS n'était pas approprié. L'utilisation d'une motoneige a été testée, mais

les déplacements se font à la même vitesse qu'un marcheur en raison des nombreux obstacles à franchir. La cartographie des limites du PDG a donc été effectuée avec le système GPS de base. Elle n'est pas parfaite, mais l'erreur de positionnement de 2 m était largement inférieure à la résolution des pixels de l'image RADARSAT-2.

#### 2.2.1.2 Carottage et analyses en laboratoire

Le prélèvement des échantillons de glace a été exécuté avec un carottier à glace prélevant des carottes de 8 cm de diamètre sur 1 m de long. Dans les cas où le pied de glace dépassait 1 m, le pied de glace a été caroté en entier, mais en prélevant les échantillons d'un mètre de longueur à la fois. La longueur totale de la carotte est reconstituée à posteriori.

Les carottes étaient déposées sur des sacs polymères noirs, photographiées sur place et mesurées. Par la suite elles étaient enveloppées par section dans des sacs et sécurisées à l'aide d'adhésif pour le transport vers le laboratoire. Lorsque la température ne permettait pas l'entreposage des carottes à l'extérieur, elles étaient entreposées dans une glacière pour conservation.

Les carottes renseignent sur l'épaisseur du pied de glace. En combinaison avec les données de pente de la plage, elles ont permis de déduire la pente du pied de glace sur les sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger. Les carottes ont aussi servi pour mesurer la salinité et la concentration en sédiments de la colonne de glace.

Les échantillons étaient conservés dans un congélateur -20°C avant d'être sectionnés, avec un ciseau et un marteau, en morceaux de 10 cm lorsque possible. Ces morceaux étaient ensuite fondus dans des béchers propres de 500 ml avant d'être analysés.

Plusieurs méthodes furent testées pour mesurer la salinité. En 2009-2010, des sondes YSI calibrées pour l'eau douce et l'eau salée n'ont pas donné de résultats convenables

en raison de la salinité moyenne de la glace, trop salée pour la sonde d'eau douce, mais trop peu pour la sonde d'eau salée. Les données de salinité ne sont donc pas disponibles pour les carottes de la saison 2009-2010. Un instrument plus approprié a été choisi pour l'année de suivi 2010-2011. La salinité a été mesurée grâce à un réfractomètre Brix précis à 0,10 %. Cette précision limitée implique que les résultats de salinité obtenus pour les carottes doivent être interprétés avec prudence.

Les sections de carottes ont été mises à fondre dans des béchers propres de taille diverse, selon la longueur des échantillons. Les volumes d'eau de fonte étaient mesurés d'après la graduation inscrite sur le bécher. La mesure de concentration en sédiments se faisait par filtration des carottes à l'aide d'un système à vide. Des filtres en fibre de verre à usage unique et prépesés à 0,7 micron étaient utilisés. Après la filtration, les filtres étaient séchés à l'étuveuse, puis repesés avec une balance précise au millième de gramme près.

#### 2.2.1.3 Données Reconyx™

Au total, cinq caméras Reconyx™ ont été disposées sur la péninsule. Elles étaient orientées de manière à inclure la falaise, la plage et une partie de la mer dans leur champ de vision. Les caméras ont fourni de l'information sur l'évolution de la côte et du pied de glace tout au long de l'hiver. Vingt stations de suivi du profil du pied de glace ont été implantées dans le champ de vision des caméras, soit cinq par caméras. Des tiges de couleur vive ont été plantées dans les falaises afin de repérer aisément les profils. L'emplacement de ces 20 stations de suivi a aussi été géolocalisé au GPS. À chaque sortie terrain, la largeur du pied de glace était documentée, de même que l'état général de la glace à ce moment. La hauteur du front du pied de glace était mesurée à marée basse, seul moment où il était possible de le faire. Les caméras automatiques installées étaient programmées pour faire l'acquisition d'une photographie de la plage à 30 minutes d'intervalle. La figure 2.3 illustre l'emplacement des caméras et des profils.

### 2.2.2 Données satellitaires

Plusieurs types de données satellitaires ont été utilisées pendant le projet. L'imagerie RADARSAT-2 est la source principale de données d'imagerie et a fait l'objet de recherches pour enquêter sur les meilleures méthodes de traitement d'image dans le but d'effectuer la cartographie du PDG. Les données LandSAT-TM et LandSAT-ETM+, ainsi que de l'imagerie GeoEye, ont aussi été mises à contribution pour des fins de validation des produits de cartographie de la glace côtière.

#### 2.2.2.1 Imagerie multispectrale

Des composés colorés en fausse couleur mettant à profit les bandes 3, 4 et 5 (bleu, rouge et proche infrarouge) de LandSAT TM et ETM+ furent utilisés pour faciliter l'interprétation des formes de glace observées sur les images RSO. Ces composés colorés sont distribués tels quels par l'USGS. Au total, sept images acquises pendant les hivers 2010 et 2011 étaient disponibles, car la couverture nuageuse limitait le nombre d'acquisitions de qualité.

Un jeu d'images acquises par le capteur GeoEye pendant l'été 2008 a été utilisé pour faire la photo-interprétation du haut estran et de la zone susceptible d'accueillir le pied de glace. La méthodologie précise pour la définition de cette zone est présentée plus loin dans ce chapitre. Les bandes spectrales dans le visible ont été utilisées pour ce travail.

#### 2.2.2.2 Imagerie radar

Pour atteindre les objectifs du projet, une série temporelle de neuf (9) images RADARSAT-2 acquises en mode quadpol à fine résolution spatiale a été obtenue grâce

au programme SOAR-E de l'Agence spatiale canadienne. L'acquisition des images a débuté le 7 décembre 2009, avant la prise des glaces, et s'est terminée le 28 mars 2011 (tableau 2.3). Dans le but d'évaluer le plein potentiel des données RADARSAT-2, différentes conditions d'illumination (angles d'incidence) ont été obtenues. Selon les disponibilités du capteur, plusieurs conditions de PDG ont été capturées par ces différentes images. Le tableau 2.3 résume les caractéristiques techniques des données quadpol fines recueillies par RADARSAT-2.

**Tableau 2.3**

Tableau résumant les caractéristiques des acquisitions RADARSAT-2

Date	Heure d'acquisition (UTC)	Numéro de commande	Mode d'acquisition	Angle d'incidence (min)	Polarisation
2009-12-07	22:10:06	102438	FQ3	20,9	quad
2009-12-24	22:14:16	103739	FQ7	25,7	quad
2010-01-03	22:22:34	104536	FQ16	35,4	quad
2010-01-10	10:56:06	104720	FQ5	23,4	quad
2010-02-07	10:39:27	111668	FQ23	41,9	quad
2011-02-08	22:26:55	179301	FQ20	39,2	quad
2011-02-15	11:00:27	179077	FQ1	18,4	quad
2011-03-14	22:35:16	197239	FQ29	46,8	quad
2011-03-28	22:26:57	190550	FQ20	39,2	quad

L'acquisition des données se fait en mode Single Look Complex (SLC), à savoir : une seule observation pour chacun des pixels et encodage des données en format complexe, c'est-à-dire avec l'information sur la phase en plus de l'amplitude. Le mode quadpol fin (FQ) fournit des images ayant une résolution de 5,2 m dans le sens de la portée et de 7,6 m dans le sens du déplacement. Les données orthorectifiées ont une résolution de 8 m sur 8 m. Les angles d'incidence disponibles avec les données en quadpol fin

s'étendent de 20° à 41°. Un échantillon représentatif de toute la plage des angles d'incidence disponibles a été recueilli, comme le montre le tableau 2.1.

La transformation des données vers le mode dualpol s'est faite au moyen du logiciel PolSARpro. Les données quadpol sont d'abord importées dans le format ENVI utilisé par ce logiciel. À cette étape, elles adoptent la forme de la matrice de rétrodiffusion **S**. Vient ensuite la conversion vers la matrice **S2** (HH-HV). Les informations sur la phase et l'amplitude sont préservées.

### 2.3 Méthodes de traitement des données

Cette section présente les différents traitements appliqués aux jeux de données et aux échantillons recueillis sur le terrain ou par satellite.

#### 2.3.1 Intégration des données terrain dans le système d'information géographique

Le travail de création d'une vérité terrain repose sur la photo-interprétation des données d'imagerie satellitaire disponibles et des données GPS et DGPS recueillies sur le terrain. La numérisation des profils latéraux de pied de glace s'est faite à l'aide de la suite logicielle ArcGIS.

Les levés répertoriés dans le tableau 2.2 sont à la source des données de validation utilisées pour calculer les statistiques de validité des méthodes de classification. Dans certains cas, il était impossible d'être sur le terrain au moment même du passage du satellite. Dans ces cas, le levé le plus rapproché dans le temps est utilisé pour créer le jeu de données de validation.

Les données recueillies sur le terrain ont été numérisées et intégrées dans un système d'information géographique, ArcGIS. Les profils de pied de glace et les mesures au télémètre ayant été géoréférencés avec le système GPS, la superficie du pied de glace a été reconstituée à posteriori à l'aide de ce jeu de données. Les surfaces de validation

du PDG des sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger, pour les acquisitions de décembre 2009 et de janvier 2010, ont été générées à l'aide des profils de PDG. Ces profils sont distribués sur une distance de 250 mètres devant les caméras de suivi. Une deuxième méthode de mesure de la surface du pied de glace a été utilisée à compter du 7 février 2010. La surface du PDG a été numérisée à partir de tracés GPS plus précis à compter de cette date. Ces tracés, composés d'un enregistrement aux 10 secondes, délimitaient les limites inférieure et supérieure du PDG. Les tracés ainsi obtenus étaient ensuite intégrés au SIG, puis transformés en polygones. Dans certains cas où la solidité de la surface était incertaine, des mesures effectuées avec un télémètre laser ont permis de tracer la limite inférieure du pied de glace autrement inaccessible sécuritairement.

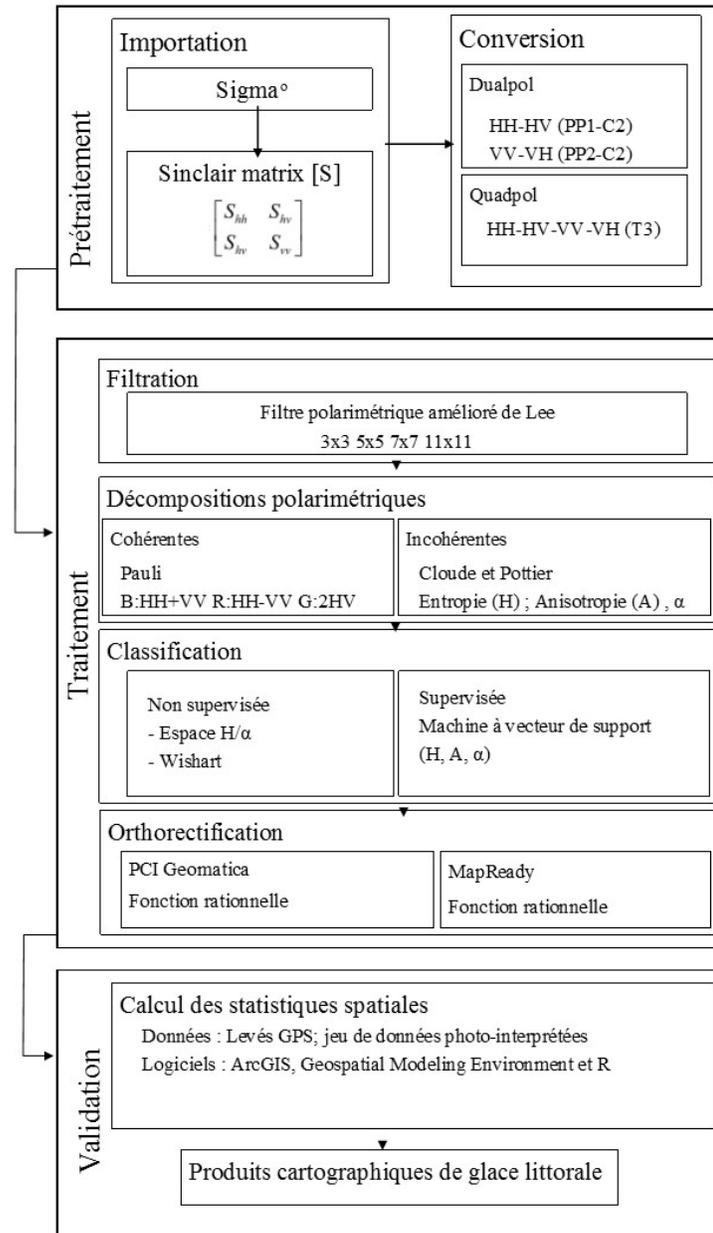
Quatre images RADARSAT-2 ont été acquises en synchronisme (la même journée) avec des levés de terrain. Dans les cas où les acquisitions RADARSAT-2 ne sont pas acquises la même journée qu'une sortie de terrain, les données des caméras automatiques et de la station météorologique à proximité de l'aéroport de Baie-Comeau permettent de confirmer la validité des données *in situ* à des fins de validation des produits de cartographie du PDG.

Pour obtenir des données sur les milieux autres que le PDG, des placettes de validation ont été photo-interprétées à l'aide d'imagerie optique à haute résolution (GeoEye, 2009), d'imagerie LandsAT et des composés colorés de Pauli. L'imagerie LandsAT et les composés colorés de Pauli sont particulièrement utiles pour identifier des placettes de validation pour l'eau libre et la glace de mer. Les milieux moins dynamiques, tels la ville, la forêt et la tourbière, ont été identifiés dans l'imagerie haute résolution GeoEYE disponible.

### 2.3.2 Méthode de traitement de l'imagerie radar

Considérant qu'aucune méthode de cartographie du pied de glace n'est spécifiquement décrite dans la littérature, il a fallu mettre au point une procédure pour extraire des images RADARSAT-2 l'information recherchée. Le développement de la méthode, et sa validation, sont détaillés dans la prochaine section. La figure 2.4 présente les différentes étapes de traitement et les divers essais exécutés afin d'optimiser le traitement des images RADARSAT-2. En résumé, l'approche méthodologique de classification comprend : 1) l'importation des données, 2) l'application d'un filtre pour éliminer le chatoiement, 3) le calcul des paramètres de décomposition polarimétrique, 4) la classification du résultat des décompositions polarimétriques, 5) l'orthorectification des résultats et 6) la validation, c'est-à-dire le calcul des statistiques d'après les pixels se trouvant à l'intérieur des polygones de PDG numérisés à partir des données de terrain et des placettes de validation photo-interprétées.

La production des cartes de glace a été automatisée par un script. Au total, deux semaines de traitement ont été nécessaires pour produire toutes les cartes de glace évaluées dans les tableaux 3.6 et 3.7, et cela pour le filtre de Lee (1980) seulement.



**Figure 2.4** Schéma du processus de traitement d'une image single look complex de RADARSAT-2

Le traitement des données RSO a été accompli dans les laboratoires de l'UQAR à l'aide des logiciels PCI Geomatica, PolSARpro et MapReady. Les données satellitaires RADARSAT-2, acquises en format SLC, ont d'abord été étalonnées en valeur de  $\sigma^0$  puis transformées en matrice de rétrodiffusion **S** et finalement converties en matrice de cohérence à polarimétrie double **C2** ou triple **T3**. Les données RADARSAT-2 sont livrées sous forme de geotiff multibande de 32 bits. Les mesures d'intensité et de phase sont stockées dans des nombre réels et complexes encodés dans le geotiff pour chacun des pixels. Les métadonnées nécessaires aux corrections géométriques et radiométriques figurent dans plusieurs fichiers auxiliaires. Le fichier principal permettant la manipulation des données se nomme « product.xml ». Dans le logiciel PolSARpro, les fichiers de stockage adoptent la norme du logiciel ENVI (.bin .hdr), tandis que, dans le logiciel PCI Geomatica, l'importation des données doit se faire en format .pix.. Ces formats de données natifs aux différents logiciels permettent d'effectuer les analyses polarimétriques subséquentes plus rapidement qu'il le format .tif était préservé. Les indices polarimétriques sont calculés et stockés en fonction du logiciel qui les a calculés. La classification des indices polarimétriques permet de créer les produits finaux de cartographie de la glace. Ces derniers sont stockés en format geotiff compatible avec la majorité des systèmes SIG.

### 2.3.3 Les filtres

Les valeurs des matrices de cohérence (**T3** et **C2**) ont été filtrées à l'aide du filtre polarimétrique amélioré de Lee (Lee *et al.*, 1999). Après avoir testé plusieurs tailles de fenêtre de filtre, les tailles 5, 7, 9 et 11 ont été retenues pour l'analyse finale. Les données filtrées furent ensuite utilisées pour effectuer les décompositions polarimétriques.

#### 2.3.4 Décompositions polarimétriques

Les décompositions cohérentes de Pauli et incohérentes de Cloude et Pottier, respectivement, ont été appliquées. Les composés de Pauli ont servi à la photo-interprétation de la scène et à générer des sites d'entraînement pour l'algorithme de classification supervisé par SVM.

Les données dualpol ont été décomposées pour obtenir l'entropie (H), l'angle alpha ( $\alpha$ ) et l'indice lambda ( $\lambda$ ). Les données quadpol ont été traitées pour obtenir les indices d'entropie (H), d'anisotropie (A) et d'angle  $\alpha$ . Ces indices constituent les données de base utilisées lors du processus de classification.

Les statistiques descriptives des indices H, A et  $\alpha$ , ainsi que les signatures polarimétriques, ont été calculées à l'aide du logiciel *Polarimetric Workstation for RADARSAT-2*, développé par le Centre canadien de télédétection (Touzi *et al.*, 2010).

#### 2.3.5 Les classificateurs

Une classification selon l'espace segmenté entropie angle alpha a été faite. Puis, une classification mettant à profit le classificateur statistique de Wishart entraîné par l'espace segmenté H/ $\alpha$  a été appliquée, tel qu'exposé précédemment (section 1.2.3.3). Le pourcentage maximum de permutation des pixels alloué était de 10 % et 10 itérations ont été effectuées. Aucun filtrage supplémentaire n'a été appliqué.

Finalement, une classification supervisée a servi de témoin. La méthode de segmentation par séparateur à vaste marge a été utilisée. Les sites d'entraînement du classificateur SVM ont été interprétés grâce aux données auxiliaires et aux composés de Pauli. Dans un souci de cohérence avec la méthode de classification H/ $\alpha$ , huit classes ont été définies pour le classificateur SVM. Un plan polynomial de deuxième degré a été utilisé par le kernel pour segmenter les données.

Le tableau 2.4 présente les différentes approches de classification testées. Au total, six méthodes sont comparées, quatre mettant à profit les données complètement polarimétriques et deux les combinaisons dualpol HH-HV et VV-VH. Les résultats de classification comptent généralement huit classes, sauf pour la méthode B qui en compte 16 en raison d'un paramètre d'entrée supplémentaire, l'anisotropie.

**Tableau 2.4**

Méthodes de traitement d'image testées

<b>Méthode</b>	<b>Canaux polarimétriques</b>	<b>Intrant</b>	<b>Classificateur</b>	<b>Sortie</b>
A	T3 (HH-HV-VH-VV)	Entropie (H)	Espace segmenté H- $\alpha$	geotiff 8 bit
		Angle $\alpha$	Non supervisée	8 classes
B	T3 (HH-HV-VH-VV)	Entropie (H)	Wishart	geotiff 8 bit
		Anisotropie (A)	Non supervisée	16 classes
		Angle $\alpha$		
C	T3 (HH-HV-VH-VV)	Entropie (H)	Wishart	geotiff 8 bit
		Angle $\alpha$	Non supervisée	8 classes
D	C2 (HH-HV)	Entropie (H)	Wishart	geotiff 8 bit
		Lambda	Non supervisée	8 classes
E	C2 (VV-VH)	Entropie (H)	Wishart	geotiff 8 bit
		Lambda	Non supervisée	8 classes
F	T3 (HH-HV-VH-VV)	T3	SVM	geotiff 8 bit
			Supervisée	8 classes

La méthode A assigne les pixels à chaque classe selon l'espace  $H-\alpha$ , tel qu'illustré à la figure 1.12. Il s'agit d'une méthode de classification non supervisée. Les résultats obtenus par cette méthode ne sont pas optimisés statistiquement pour augmenter la séparabilité des classes. Les méthodes B et C améliorent la méthode A par l'utilisation du classificateur statistique de Wishart, afin d'améliorer la séparabilité des classes. Les méthodes D et E sont basées sur les mêmes principes de classification, mais elles reposent sur les indices polarimétriques issus de données dualpol : entropie et lambda. La méthode F utilise des séparateurs à vaste marge (SVM) entraînés par des placettes de contrôle pour classer les paramètres polarimétriques  $H$ ,  $A$  et  $\alpha$ . Il s'agit donc d'une méthode de classification supervisée, nécessitant l'intervention de l'utilisateur.

#### 2.3.6 Méthode d'orthorectification

Deux méthodes d'orthorectification ont été testées. La première utilise le modèle de fonction rationnelle (RFM) intégrée à l'outil d'orthorectification de PCI Geomatica qui a été développé spécifiquement pour les données RADARSAT-2. Cette méthode met à profit les points de contrôle intégrés aux métadonnées de l'image SLC.

La deuxième méthode utilise aussi la fonction rationnelle développée pour RADARSAT-2, mais l'implémentation se fait dans le logiciel MapReady développé par l'Alaskan SAR Facility (ASF), une composante du USGS.

Cette méthode est standard pour l'orthorectification des images RADARSAT-2 et couramment utilisée dans la plupart des applications scientifiques impliquant de l'imagerie RADARSAT-2.

Dans les deux méthodes, le modèle numérique d'élévation utilisé pour produire les images orthorectifiées provient de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), rendues disponibles par le USGS. Les données sont rééchantillonnées à 10 m à l'aide de la librairie Gdal ([www.gdal.org](http://www.gdal.org)).

La comparaison visuelle des résultats issus de ces deux méthodes d'orthorectification révèle qu'elles sont à toutes fins pratiques équivalentes. Dans certains cas, elles ne correspondent pas parfaitement, surtout lorsque l'angle d'incidence est élevé. L'erreur est alors de  $\pm 1$  pixel, donc huit mètres. L'utilisation de l'outil de l'ASF a été retenue pour la production de la version finale des résultats. Le logiciel de l'ASF a l'avantage d'être associé à une licence d'utilisation gratuite et le code source est ouvert. Ajouter cette étape de traitement à une chaîne intégrée est donc à la fois aisé et économique. Plus de renseignements sur la précision de l'orthorectification par la fonction rationnelle sont disponibles dans Cheng et Toutin (2010).

#### 2.4 Méthode de validation

Les résultats des classifications ont été confrontés à une vérité terrain recueillie pendant les sorties sur les sites d'étude. Cette vérité terrain est représentée par des polygones correspondant à la surface du pied de glace, lesquels ont été créés à partir des données GPS. Ces derniers sont complétés par les mesures d'épaisseur de glace, des photographies et des carottages.

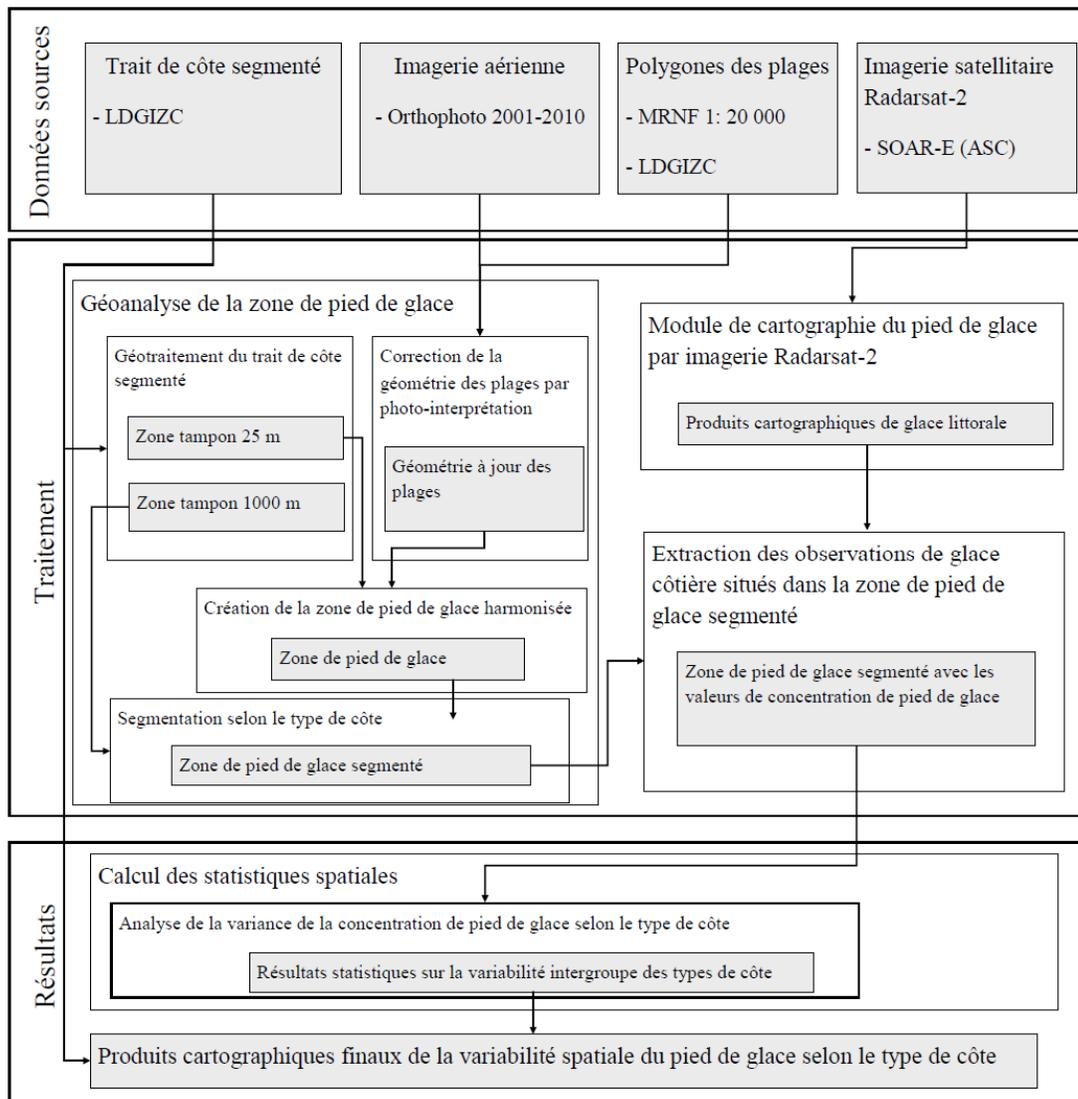
Pour chacun des ensembles de données de validation, les statistiques sur les classifications ont été extraites à l'aide du logiciel *Geospatial Modelling Environment* (GME). Ces données se composent des pixels situés à l'intérieur des placettes de validation du pied de glace. La somme des pixels qui composent chacune des classes est calculée et ces résultats sont ensuite normalisés. La classe qui compose le pied de glace est photo-interprétée avec les données de validation auxiliaires : imagerie optique, notes de terrain, photos de terrain, données météo. Les classes photo-interprétées de pied de glace permettent de calculer les erreurs de commission et d'omission (Congalton, 1991; Foody, 2002).

#### 2.5 Méthode d'analyse de la variabilité spatiale

Afin de tester l'hypothèse posée précédemment, à savoir que le type de côte est indicateur de la variabilité de la couverture du PDG sur les côtes, une zone susceptible d'accueillir un pied de glace a été délimitée et le recouvrement effectif de cette zone par la glace a été quantifié à l'aide de la méthode de cartographie développée à cette fin.

La zone susceptible d'accueillir le pied de glace est segmentée en fonction du type de côte d'après les données de caractérisation recueillies par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC). Cette segmentation permet d'effectuer une analyse de la variance inter-groupe, donc de la variabilité de la concentration de la glace d'un type de côte à l'autre.

La création de cette base de données de caractérisation du type de côte et de concentration de la glace côtière nous permet d'effectuer l'analyse permettant de vérifier si le type de côte explique effectivement la variabilité observée dans la répartition de la glace côtière. Le schéma de la figure 2.5 expose les principales étapes de cette analyse.



**Figure 2.5** Schéma méthodologique du traitement de l'information pour la cartographie de la variabilité spatiale du recouvrement de la plage par le pied de glace.

Les données de base nécessaires à cette analyse sont :

1. Le trait de côte segmenté de la zone à l'étude.
2. Un jeu de données des plages des sites d'étude.
3. Les données des classifications du CGC.

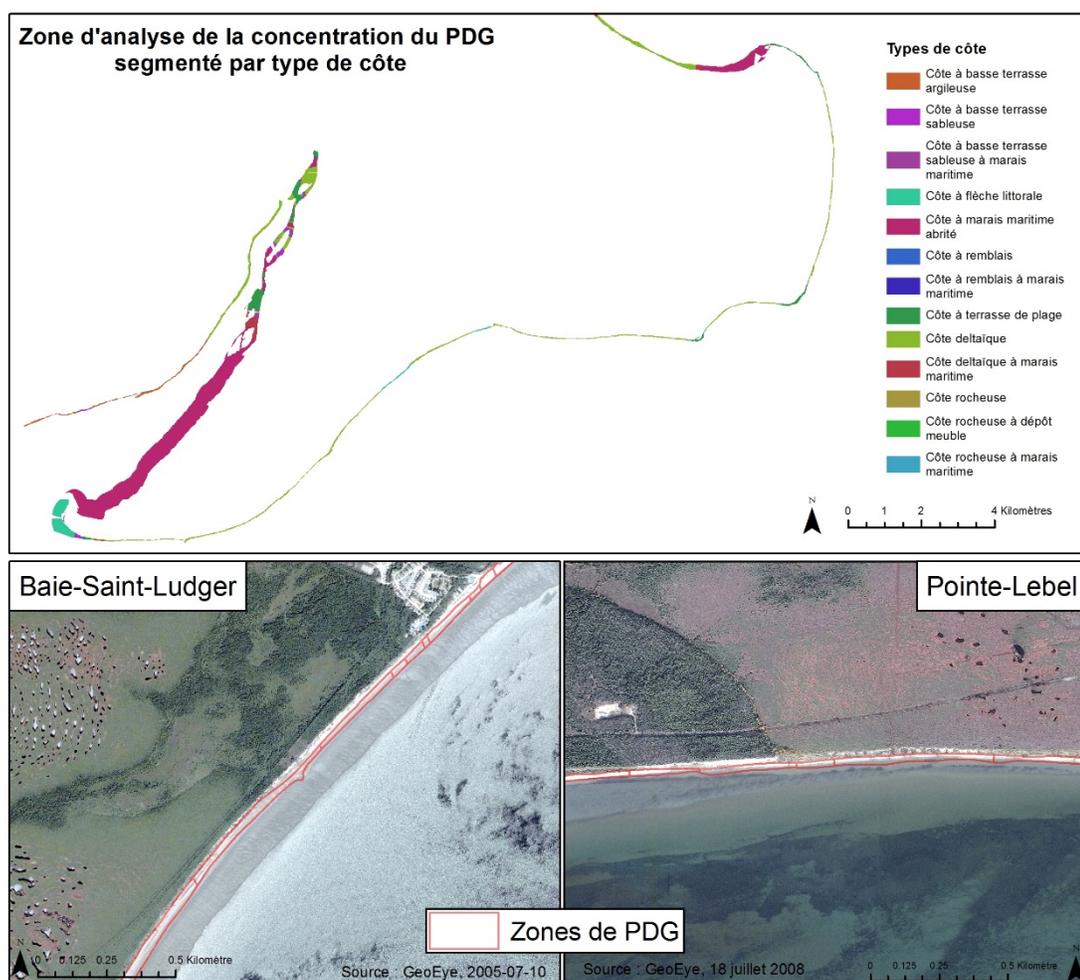
Le trait de côte de la zone à l'étude a été créé par le LDGIZC de l'UQAR. La résolution de la segmentation côtière est de 5 mètres. Pour plus de détails sur la méthode de segmentation et de caractérisation côtière, le lecteur peut se référer à Bernatchez (2003).

Le jeu de données des plages utilisé dans le cadre de ce travail est le résultat de la photo-interprétation de l'imagerie disponible au LDGIZC, notamment des levés aéroportés et/ou satellitaires à haute résolution (GeoEYE et SPOT). Les dates d'acquisition de ces différents ensembles de données varient entre 2005 et 2009. Selon la zone, le jeu de données le plus récent et le plus précis disponible a été utilisé. La limite supérieure de la plage est la ligne de rivage et la limite inférieure correspond à la flexure de la plage.

Les observations de pied de glace *in situ* nous ont permis de confirmer que la surface du haut estrant et la superficie occupée par le pied de glace correspondent à plus de 70 %. La cartographie préalable de l'estran par photo-interprétation permet de déterminer une zone susceptible d'accueillir le pied de glace. Dans certaines zones d'analyse, il était impossible de cartographier avec précision la superficie des plages, faute de données d'imagerie. Cette situation s'applique particulièrement aux côtes rocheuses au nord-est de la péninsule. Pour pallier cette lacune, une zone tampon de 25 mètres a été créée du côté du trait de côte faisant face à l'estuaire ou à la mer. La distance de 25 m a été choisie, car elle correspond approximativement à la valeur moyenne de la largeur du pied de glace observé sur les sites de la Côte-Nord. Les zones

vides du jeu de données de plage sont donc comblées à l'aide de ce tampon. La surface résultante représente la zone susceptible d'accueillir le pied de glace.

La figure 2.6 présente la zone susceptible d'accueillir un pied de glace dans la région de la péninsule de Manicougan



**Figure 2.6** La zone susceptible d'accueillir le PDG comprend le haut et le bas estran ; une zone tampon de 25 m est utilisée lorsqu'il n'y a pas de plage ou d'estran

À l'étape suivante, la zone susceptible d'accueillir le pied de glace est segmentée à l'aide des informations de segmentation du trait de côte du LDGIZC. Il en résulte un jeu de données de la superficie pouvant accueillir un pied de glace, segmenté en fonction du type de côte.

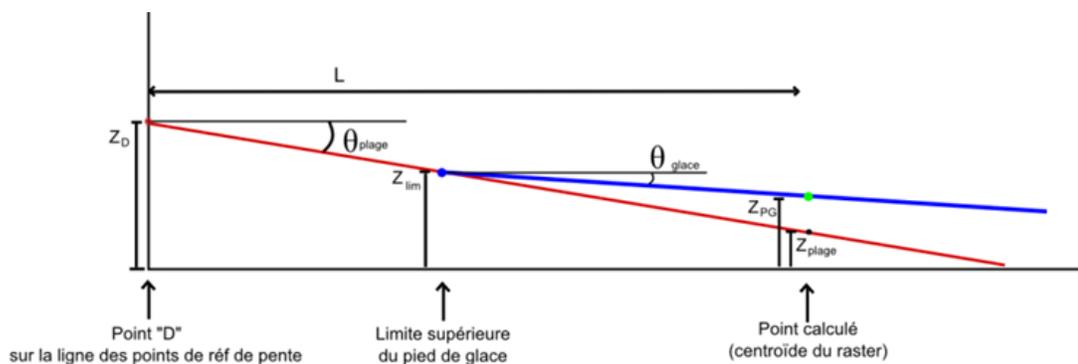
Les données matricielles issues de la méthode de cartographie du complexe glaciaire côtier par RADARSAT-2 ont ensuite servi pour calculer les concentrations de glace de chaque segment côtier pouvant accueillir un pied de glace. Les analyses statistiques ont été effectuées sur le pourcentage de recouvrement par la glace mesuré dans chaque segment de côte.

Dans le but de différencier rigoureusement les zones côtières pouvant partager une dynamique glaciaire similaire à celle observée sur les sites de suivi par caméras automatiques, une analyse de la variance (ANOVA) de la concentration de la glace en fonction du type de côte a été effectuée. Le test post-hoc de Tukey fut utilisé pour identifier les types de côte statistiquement différents ( $p < 0,05$ ) du type de côte accueillant les caméras automatiques. Cette analyse permet de répondre à la question de recherche pertinente au projet OURANOS : le type de côte explique-t-il la variabilité observée dans la répartition spatiale de la glace côtière?

## 2.6 Méthode de calcul du volume du pied de glace

Cette section porte sur la méthode utilisée pour calculer le volume du pied de glace pour les saisons hivernales de 2010 et 2011. Les travaux effectués par le LDGIZC et les résultats de la méthode de classification du PDG ont procuré les données nécessaires pour procéder au calcul du volume total du pied de glace. En posant la prémisse que les mesures ponctuelles de concentration de sédiments sont représentatives, il est possible d'estimer la charge sédimentaire globale du pied de glace grâce aux données issues du carottage du PDG.

Un algorithme permettant le calcul du volume du pied de glace a donc été développé, puis implémenté par un script en langage Python sous ArcGIS. La figure 2.7 illustre les mesures nécessaires pour parvenir à obtenir l'altitude de la surface du pied de glace et celle de la plage sous-jacente. Pour permettre la géoanalyse, le centroïde de chaque cellule du produit de cartographie de la glace (geotiff) est vectorisé sous forme de points et la valeur de classe de la cellule correspondante lui est affectée. Dans l'exemple qui suit, le point calculé est identifié en vert sur la figure, il représente le centroïde d'un pixel identifié comme étant du PDG.



**Figure 2.7** Schéma des paramètres de calcul du volume du pied de glace

Grâce aux données topographiques de la plage obtenues dans le cadre du suivi de la zone côtière de la péninsule de Manicouagan par le LDGIZC, des données de pente de la plage sont aussi disponibles. Les données Lidar recueillies pendant l'été 2010 (VanWierst, 2012) ont été utilisées pour produire un jeu de données de *pente de plage*. Ces pentes, représentées par l'angle  $\theta_{\text{plage}}$ , permettent de calculer la *hauteur de la plage* ( $Z_{\text{plage}}$ ) sous le centroïde de chacun des pixels de PDG.

À l'aide des carottes recueillies dans le pied de glace – l'épaisseur de la glace étant connue en deux points – il est possible de calculer la *pente de la surface de la glace*  $\theta_{\text{glace}}$ . Ces valeurs de pente sont affectées à toute la superficie du pied de glace

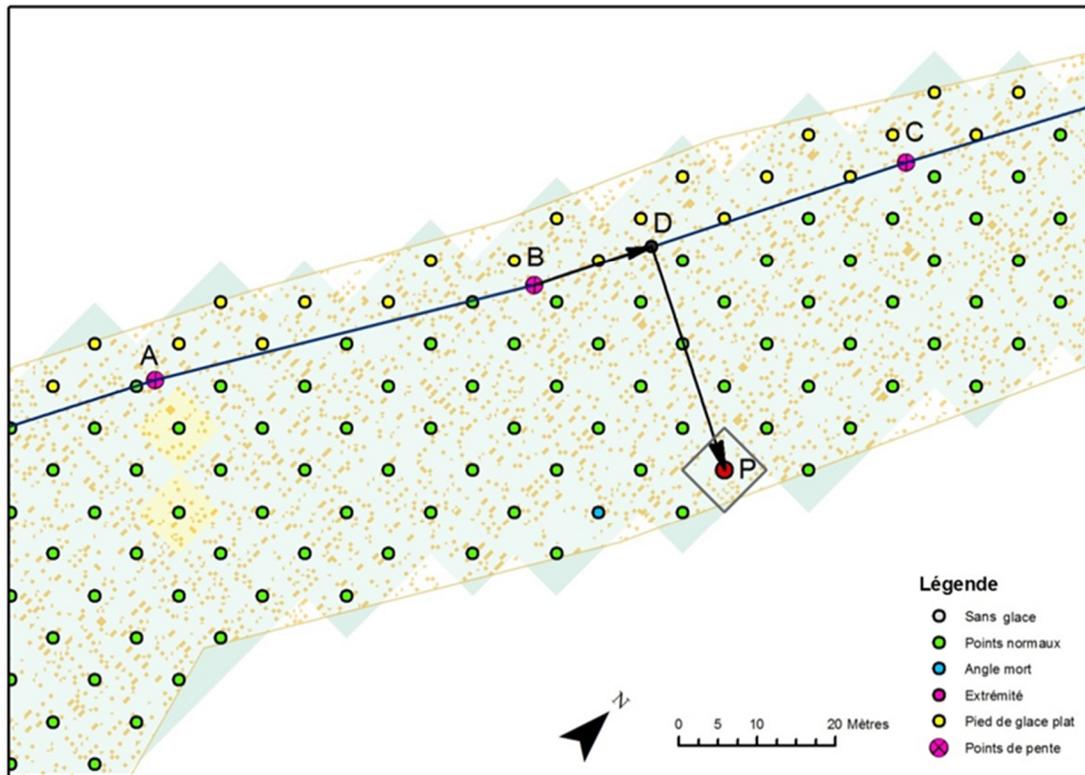
pour une date donnée. Pour chacun des point classifiés comme du PDG, la hauteur de la surface du PDG est calculée.

Dans l'exemple de la figure 2.8, le calcul de l'élévation de la glace ( $Z_{pg}$ ) est effectué pour le point P. Dans un premier temps, les trois points de pente de plage les plus près sont identifiés, ce sont les points roses sur la figure 2.8. Puis, le rapport entre les segments BD et BC est utilisé pour interpoler la valeur de pente ( $\theta_{sol}$ ) et d'altitude ( $Z_D$ ) au point D. Le point D est situé sur le segment BC, à angle droit par rapport au point P. La longueur (L) séparant les points D et P est ensuite calculée.

La hauteur maximale moyenne atteinte par le pied de glace ( $Z_{lim}$ ) est calculée avec ArcGIS pour un échantillon de pixels représentant la limite supérieure du pied de glace. Il s'agit de la hauteur à l'intersection entre la limite supérieure de PDG et la surface de la plage. Les données de pente et de télédétection sont utilisées pour ce calcul. Une seule valeur moyenne est donnée à l'outil de calcul. Avec cette dernière information, il est possible d'arriver au résultat final de la hauteur de la surface du PDG au point P ( $Z_{pg}$ ). La formule suivante donne le détail du calcul.

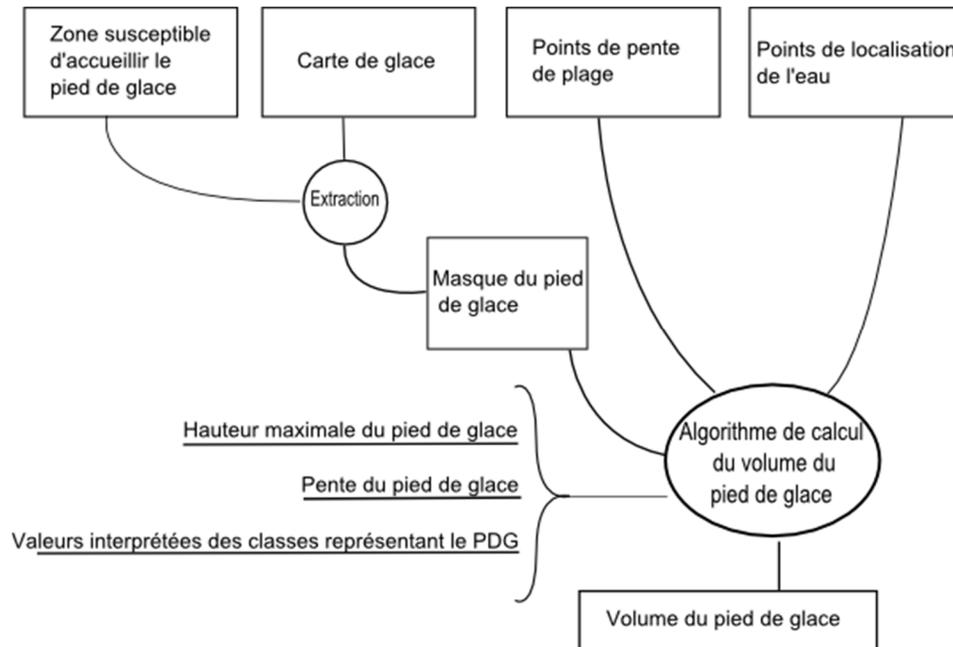
$$Z_{pg} = Z_{lim} - \left( L - \frac{Z_D - Z_{lim}}{\tan(\theta_{sol})} \right) \tan(\theta_{glace}) \quad \text{eq. 3.1}$$

Le volume de chacun des pixels représentant le pied de glace peut finalement être calculé avec l'équation représentant un prisme carré droit, qui est en fait la même que pour un rectangle : largeur (8 m) \* longueur (8 m) \* hauteur ( $Z_{pg} - Z_{plage}$ ).



**Figure 2.8** Carte illustrant la méthode de calcul du volume du pied de glace. S’y retrouvent les centroïdes des pixels classifiés comme de la glace (en vert), des pixels qui ne sont pas de la glace (en jaune), les points de pente de plage (rose), les vecteurs pertinents pour le calcul au point P utilisé comme exemple

Le traitement des données a été effectué à l’aide du logiciel ArcGIS v.10 ; la figure 2.9 illustre les différentes étapes de traitement.



**Figure 2.9** Schéma du processus de traitement pour le calcul du volume du pied de glace

Un dernier jeu de points situés au large des côtes est aussi nécessaire pour permettre à l’algorithme de calcul de positionner correctement la plage par rapport aux points de pente. Le jeu de données de la zone de pied de glace est utilisé comme masque pour extraire les pixels de plage des données issues du processus de classification. Cette opération est nécessaire pour alléger les calculs. L’utilisateur doit également fournir à l’outil les valeurs des classes représentant le pied de glace selon son interprétation du produit cartographique de la glace côtière.

Dans certains cas, la glace est présente derrière les points de pente. La pente est alors considérée comme nulle et le volume est calculé à partir de la hauteur maximale atteinte par le pied de glace en fonction de l’altitude du point D. Finalement, dans les cas où il était impossible de définir une perpendiculaire en raison de l’angle obtus formé par les

segments AB et BC, et dans les cas où il s'agit d'une extrémité, la perpendiculaire n'était pas calculée et la droite entre le point en question et le point de pente le plus proche était utilisée pour calculer le volume de glace. Dans ces cas, les points qui sont situés à plus de 64 m (8 pixels) sont ignorés. On fait ensuite la somme du volume calculé pour chaque pixel. Des statistiques descriptives sont produites ainsi qu'un fichier vectoriel de points qui comprend le type de traitement effectué et les valeurs calculées de hauteur de sol et de pied de glace.

Quelques profils DGPS de la surface de la plage, effectués le 10 janvier 2010, ont été utilisés pour valider les résultats de l'interpolation de la hauteur de la surface de la plage.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS

Ce prochain chapitre décrit les résultats obtenus : en premier lieu, les résultats de caractérisation du pied de glace recueillis lors de la campagne de terrain, et ensuite les résultats de la cartographie du pied de glace. Les résultats de l'analyse de la variabilité spatiale du PDG suivent et le chapitre se conclut sur la présentation des résultats du calcul de la charge sédimentaire fine du PDG.

#### 3.1 Observations sur la structure et l'évolution du pied de glace

Le but de cette première section est de brosser le portrait d'un pied de glace typique observé sur les sites de suivi, afin de permettre l'analyse des résultats dans les sections subséquentes de ce mémoire.

##### 3.1.1 Caractérisation temporelle du pied de glace en 2009-2010 sur la péninsule de Manicouagan

Au cours de l'hiver, le pied de glace peut prendre plusieurs formes. Les différents stades de formation du pied de glace sur les sites d'étude, documentés au cours de l'hiver 2009-2010, sont présentés à la figure 3.1. Les photographies A et B représentent l'état initial de la plage aux sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger, respectivement, à l'automne, avant que toute forme de glace ne s'y soit implantée. Les photographies C et D, prises le 10 janvier 2010, montrent le début de l'accumulation

de frasil déposé sur la plage par le retrait de l'eau lors des marées. Ces accumulations sont le résultat de plusieurs cycles de marée. À noter : la limite supérieure de la glace correspond à la plus haute marée (4,25 m, voir appendice A) qu'a connue la plage depuis que les températures étaient assez basses pour permettre à la glace de subsister entre deux marées hautes jusqu'alors. La photographie E illustre un stade plus avancé au site de Pointe-Lebel, en date du 6 février 2010, mais encore intermédiaire entre le début de la formation du pied de glace et un pied de glace complet. Sur la photographie F, prise au site de Baie-Saint-Ludger le même jour, on observe une surface de glace relativement lisse et homogène, formée à partir de l'eau de ruissellement des tourbières situées à proximité. Cette glace est relativement chargée en sédiments fins<sup>1</sup> provenant de l'écoulement de l'eau sur la falaise argileuse qui surplombe la glace. Ces sédiments fins s'observent seulement dans les carottes forées dans le niveau supérieur du PDG; les carottes forées plus près de la flexure recèlent quant à elles des sédiments plus grossiers, comme du sable. Ces traces permettent de déterminer l'origine de l'eau qui compose la glace. Les photographies G et H, prises le 13 et 14 février 2011, montrent un pied de glace complètement formé recouvrant la totalité du haut estran. Il est à noter qu'aucun pied de glace de bas estran substantiel n'a été observé sur les sites de suivi pendant la période de nos activités. Si un PDG de bas estran était présent sur les côtes de la péninsule, sa présence était anecdotique et n'était pas représentative de l'ensemble des côtes visitées.

Finalement, les photographies I et J montrent des pieds de glace en phase de démantèlement/fonte à la fin du mois de mars. On y observe un épais couvert de neige sur le PDG, là où il n'y en a pas sur les photos antérieures. Ce couvert de neige sera décrit plus en détail dans la prochaine section. Sur la photographie J, au site de Baie-

---

<sup>1</sup> Voir tableau 3.3, carotte 2.1-2010-06-02

Saint-Ludger, des blocs de glace échoués sur l'estran sont visibles et témoignent du démantèlement partiellement mécanique du PDG en raison de l'action des vagues en sus de la fonte due à l'augmentation des température et de l'insolation.

SITE DE POINTE-LEBEL



A - 21 octobre 2009

SITE DE BAIE-SAINT-LUDGER



B - 21 octobre 2009



C - 10 janvier 2010



D - 10 janvier 2010

**Figure 3.1** Photographies de terrain montrant les différents stades de formation du pied de glace (suite sur la page suivante)



E - 6 février 2010



F - 7 février 2010



G - 13 février 2011



H - 14 février 2011



I - 28 mars 2011

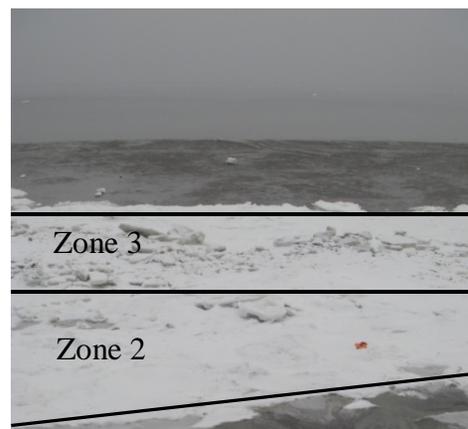


J - 28 mars 2011

### 3.1.2 Caractérisation latérale des pieds de glace

La structure latérale du pied de glace a été documentée en faisant des observations le long de profils perpendiculaires à la côte. Ici, on présente l'état du PDG à la deuxième semaine de février 2010 et 2011.

De manière générale, pendant la période de suivi, le pied de glace de la péninsule de Manicouagan présentait trois zones distinctes (figure 3.3). La première zone, au sommet du haut estran et directement au bas de la falaise, est recouverte par un couvert de neige déposé sur une surface de glace lisse issue du ruissellement des tourbières perchées sur les falaises et du frasil aggloméré qui s'est déposé lors d'épisodes de grandes marées ou de tempêtes. En hiver comme en été, des traces de ruissellement et plusieurs écoulements de boue dues à la suffosion ont été observées à la surface de la glace, comme en témoigne la figure 3.2



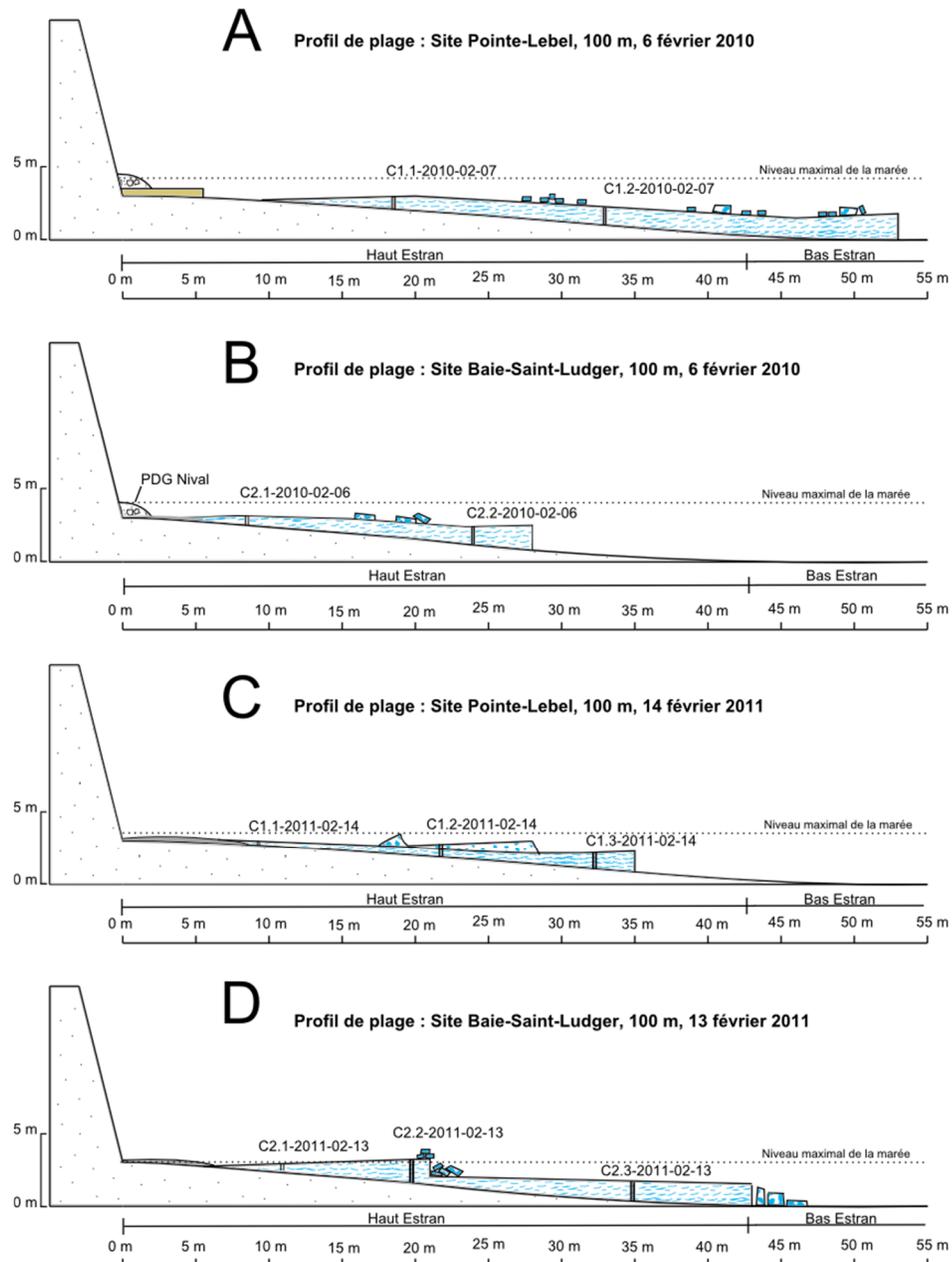


**Figure 3.2** Écoulement de boue sur la surface du PDG du site de Pointe-Lebel le 14 février 2011

La deuxième section du PDG, sur le centre du haut estran, est plutôt lisse et la transition avec la première zone est graduelle. Dans certains cas, des crêtes de frasil consolidé en forme de croissant séparent les deux zones. La nature de cette glace n'est pas la même. Elle est constituée surtout de frasil aggloméré et durci sur place. Sa couleur est plus blanche, car sa structure ne renferme pas autant d'argile, comme en témoignera le carottage. Quelques blocs de glace y sont souvent déposés. Finalement, une crête plus importante, une microfalaise de glace ou un bris de pente marque la limite inférieure de cette section du PDG.

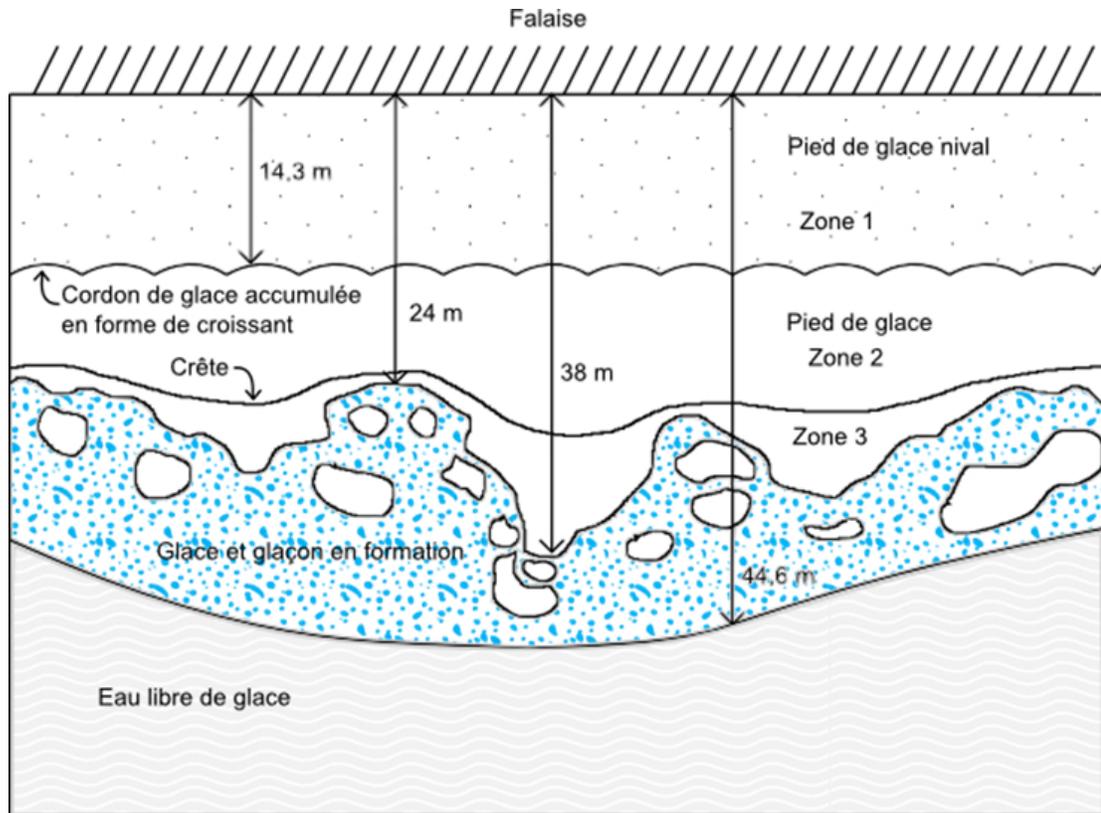
La troisième section du PDG commence à l'emplacement de la microfalaise de glace. Elle est formée surtout de blocs de glace agglomérés de plus grande taille; elle est plus accidentée et forme le front du pied de glace. Des portions de cette zone sont encore en formation et peuvent être submergées par une marée haute normale. Des couches de nilas s'y superposent et colmatent les brèches présentes entre les blocs et les glaçons

pour éventuellement former une surface plus uniforme. Cette structure de glace pourrait témoigner du début de la formation d'un PDG de bas estran. Différents profils de glace ont été observés et mesurés le 2 février 2010 et le 14 février 2011; ils sont représentés sur la figure 3.3. L'emplacement des carottes prélevées dans le PDG est indiqué par des traits verticaux noirs. Il était possible d'observer une structure unique sur la plage du site de Pointe-Lebel le 6 février 2010 (figure 3.3, profil A). Un PDG nival, ayant incorporé une grande quantité de sable à sa structure et d'une largeur de 5 m, était présent à cet endroit. Cette structure est représentée en beige. Sur le site de Pointe-Lebel, la portion supérieure de la plage n'était pas encore recouverte complètement par le pied de glace, laissant une bande de plage d'environ 3 mètres de large encore à nu. En 2011, au contraire, la glace s'étendait jusqu'au bas de la falaise sans interruption (figures 3.3 profils C et D).



**Figure 3.3** Profils de PDG carottés sur les sites de suivi en février 2010 et 2011 – 0 m au datum WGS84 et niveau maximal atteint par la marée durant la saison glacielle est à 4,25 m

La figure 3.4 illustre l'organisation typique du PDG tel qu'observé sur la zone d'étude pendant le suivi au site de Pointe-Lebel. On peut voir que le front du pied de glace n'est pas rectiligne. Les distances inscrites sur cette figure ont été mesurées le 14 février 2011. Sur la figure, la zone 1 abrite le PDG nival, qui se situe généralement sur le haut de plage. Pour qu'un PDG nival existe, le profil de plage doit présenter une région ayant une altitude moyenne supérieure à l'altitude de la ligne de rivage, soit en moyenne 2,56 m d'altitude sur la péninsule de Manicouagan. Dans cette zone, la glace est constituée de neige consolidée ou de glace issue du ruissellement des falaises. Les marées hautes de vives eaux sont en mesure de porter la glace jusqu'à cette zone en de rares occasions, comme ce fut le cas à quelques reprises en 2010-2011 (appendice A). Le PDG d'origine marine est généralement confiné aux zones 2 et 3 situées sur le haut et le bas estran. Ces zones sont affectées par le marnage moyen (~3 m sur la péninsule), et le PDG qui s'y forme est principalement composé de shuga lâche et de plusieurs couches de nilas superposées. La surface et le volume de PDG des zones 2 et 3 ne sont donc pas homogènes. La surface du PDG est chaotique, présentant plusieurs crêtes et blocs de toutes tailles, ainsi que de la neige qui s'accumule dans les coins formés par ces aspérités.



**Figure 3.4** Vue en plan schématique du pied de glace à proximité des sites d'étude – mesures effectuées le 14 février 2011

Les valeurs moyennes des mesures de largeur de pied de glace spécifiques à chacun des levés sont présentées dans le tableau 3.3. À noter : les largeurs moyennes de PDG du 10 janvier 2010 correspondent surtout à la largeur de la plage recouverte par une couche de frasil, plutôt qu'à un pied de glace à proprement parler. En effet, le pied de glace observé en décembre 2009 avait été démantelé par un redoux intense à la fin décembre. Il était donc en période de reformation au moment du levé. Cela explique également l'absence des hauteurs dans le tableau. L'écart type important sur les mesures de longueur sur certains levés est surtout imputable à la grande sinuosité du

front du pied de glace, tel que l'illustre la figure 3.4. Une différence de 14 m a été observée entre le front et le fond d'une aspérité du pied de glace.

**Tableau 3.3**

Récapitulatif des mesures de largeur et de hauteur de pied de glace mesurées lors des quatre sorties terrain (moyenne±écart-type).

Date	2009-12-14		2010-01-10	2010-02-07	2011-02-15	
	Largeur (m)	Hauteur (m)	Largeur (m)	Largeur (m)	Largeur (m)	Hauteur (m)
Site de Pointe-Lebel	24,9±3,5	0,4±0,2	43,2±12,9	38,6±6,5	22,9±8,6	1,1±n.a.
Site de Baie-Saint-Ludger	18,9±1,9	0,4±0,7	41,1±3,2	25,7±3,2	37,8±4,9	1,6±0,3

Les observations de terrain détaillées jusqu'à maintenant peuvent être résumées ainsi : le pied de glace pendant les années de suivi s'est formé tardivement, surtout en janvier, pour atteindre sa pleine extension fin février début mars. La fonte et le déglacement ont eu lieu en mars, mais plusieurs périodes de redoux auront eu un impact négatif sur la croissance du PDG. La largeur maximale mesurée est de 43 m, alors qu'en moyenne la largeur du PDG est de 31,5 m. Sa surface est parsemée de blocs et de crêtes, de sédiments et de neige.

### 3.1.3 Caractérisation verticale du pied de glace

Dans cette section, la structure verticale du pied de glace sera abordée. Ces informations sont importantes pour deux raisons. D'abord parce que la structure verticale du PDG renferme des indices sur sa séquence de formation et complète les observations décrites à la section 3.1.1. De plus, la caractérisation des différentes couches de neige et de glace est importante pour mieux comprendre comment la glace

peut affecter la rétrodiffusion du signal radar, car elle permet d'identifier les différentes interfaces qui réfléchiront le signal mesuré par le satellite.

### *3.1.3.1 Couvert de neige*

La première interface qu'il est possible d'observer dans la structure verticale du pied de glace est souvent le couvert de neige. Cependant, pendant l'hiver 2009-2010, ce dernier était la plupart du temps minime (moins de 10 cm), car les précipitations neigeuses ont été peu abondantes et plusieurs redoux en ont limité l'accumulation sur la glace. Les vents balayant la surface de glace ne favorisent pas non plus la formation d'une couverture de neige uniforme. Par conséquent, la présence de neige était limitée surtout aux coins formés par les blocs de glace et le bas des falaises, où la végétation l'aide à tenir en place. Le couvert n'est donc pas uniforme sur toute la surface du PDG. Dans le cas présent, les accumulations auront tendance à masquer les structures sur la surface, surtout si la neige est très humide. Pendant l'hiver 2010-2011, le couvert de neige s'est développé sur la surface du pied de glace seulement pendant la deuxième moitié de l'hiver. C'est le 28 mars 2011 que la couverture de neige maximale du pied de glace a été observée, avec une épaisseur moyenne de 73 cm ( $\pm 12$  cm).

Des photographies en coupe du couvert de neige présent sur le site de Pointe-Lebel le 28 mars 2011 sont présentées à la figure 3.5; elles permettent d'observer la structure du manteau neigeux. Dans la coupe numéro 1, située en zone 1 plus haut sur l'estran, l'interface entre la neige et le dessus du PDG est clairement définie. L'épaisseur de la neige est moindre. Dans la coupe numéro 2, le couvert de neige est formé de plusieurs couches, il est moins homogène et son épaisseur est plus considérable. Il est le résultat de plusieurs événements de précipitations. On peut remarquer aussi que la limite entre la neige et le dessus du pied de glace est plus floue, car le PDG de la coupe 2 n'est pas formé de glace aussi dure que dans la coupe 1. Cette interface moins bien définie aura

un impact sur le signal radar. La signature polarimétrique du PDG ne sera pas la même pour ces deux échantillons si, au moment du passage du satellite, la teneur en eau de la neige était assez faible pour qu'elle agisse comme un diffuseur de volume. Le profil vertical de la neige n'aura aucun impact, par contre, si la rétrodiffusion de surface domine le signal de retour.



Coupe de neige 1

Coupe de neige 2

**Figure 3.5** Couvert de neige sur le pied de glace le 28 mars 2011

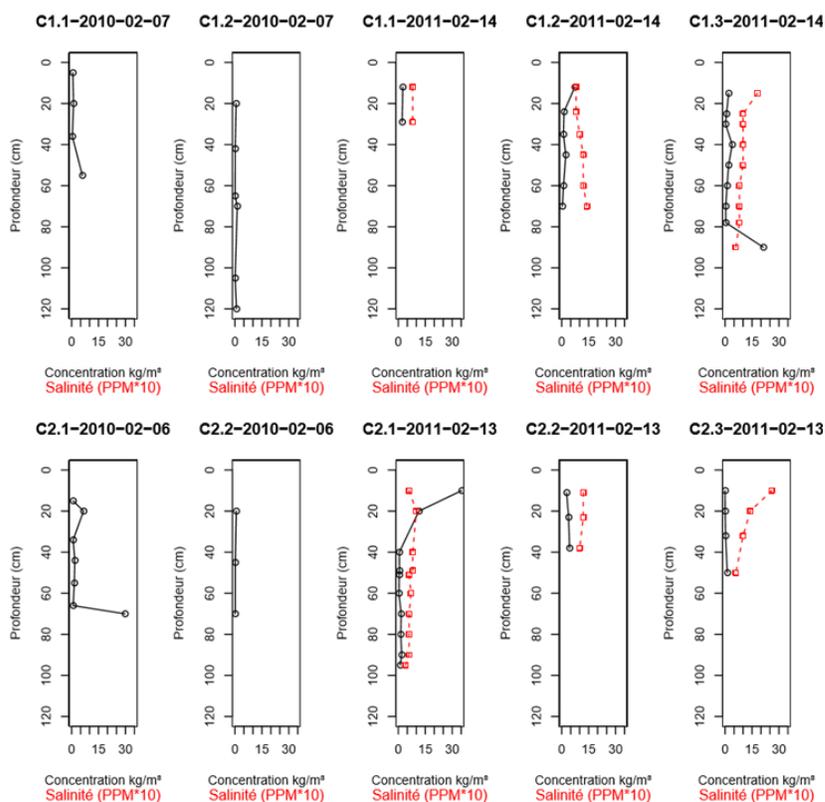
Des mesures de densité et de température du couvert de neige pour le 28 mars 2011 ont été réalisées pendant la journée. La présence de multiples couches de glace a compliqué la prise de mesures fiables et la réalisation de profils complets. Néanmoins, pour les échantillons recueillis, la densité moyenne de la neige est de  $0,374 \text{ t/m}^3 (\pm 0,120 \text{ t/m}^3)$ .

Les profils de température sont caractérisés par des températures minimales à  $-2^{\circ}\text{C}$  au centre, puis qui augmentent vers les interfaces inférieures et supérieures, respectivement la glace et l'atmosphère. Les températures de la neige mesurées en moyenne à la base et au sommet du couvert de neige étaient respectivement de  $-0,5^{\circ}\text{C}$  et  $+1^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 1^{\circ}\text{C}$ ). Les mesures ont été réalisées sur le site de suivi de Pointe-Lebel à 50 m devant les caméras 1 et 2, à environ 5 m et 15 m de distance du pied de la falaise. Au moment de la prise de mesure, la température de l'air était de  $+1^{\circ}\text{C}$ , cependant au moment du passage du satellite la température de l'air était de  $-7^{\circ}\text{C}$ . Même si le couvert de neige était humide et dense, il est probable que sa nature se soit altérée sous les températures clémentes de l'après-midi. La pénétration des ondes et la rétrodiffusion de volume dominera donc pour les observations faites le matin, alors qu'une observation effectuée en fin de journée sera dominée par la rétrodiffusion de surface. Dans le cas présent, puisque l'observation a été effectuée en fin de journée, la rétrodiffusion de surface devrait dominer.

#### *3.1.3.2 Couvert de glace*

Dans le but de recueillir de l'information sur le couvert glaciaire des estrans, des échantillons de glace ont été prélevés à l'aide d'un carottier. Comme le carottage du pied de glace est une opération coûteuse en temps, seulement un nombre limité d'échantillons a pu être prélevé. Compte tenu de cette contrainte, la localisation des carottes a été choisie de sorte à représenter le plus fidèlement possible la glace des sites d'étude. Les échantillons de glace, sous forme de carottes, ont été prélevés sur les deux sites de suivi selon un plan d'échantillonnage systématique : les carottes ont été prélevées à 100 m devant les caméras de suivi, à intervalles réguliers d'environ 15 m l'une de l'autre sur la glace, en partant du bas de la falaise jusqu'au bas estran. La figure 3. montre les résultats obtenus lors des analyses des échantillons de glace, plus spécifiquement des profils de salinité et de concentration en sédiments en fonction de

la profondeur. À noter : les carottes situées près de la mer (C1.3 et C2.3) possèdent une salinité plus élevée dans la portion superficielle, laquelle atteint des valeurs de 5,0 et 4,6 respectivement. Ces valeurs sont analogues à la salinité moyenne observée pour la glace de mer, puisque celle-ci est d'environ 5 (Tucker *et al.*, 1992). Les autres profils de salinité ne varient pas beaucoup en fonction de la profondeur et les valeurs sont faibles ( $< 1$ ), indiquant que la glace est relativement douce, donc qu'elle est drainée de sa saumure. Le haut des carottes correspond au 0 inscrit au sommet des graphiques.



**Figure 3.6** Profils de salinité et de concentration en sédiments des carottes prélevées dans le pied de glace entre 2010 et 2011. Le sommet de la glace est à 0 cm.

Certaines carottes présentent de fortes valeurs de concentration en sédiments à leur base. Ces sédiments y ont été incorporés lors de la formation des premières couches de pied de glace. Ces concentrations élevées en sédiments peuvent s'expliquer par la proximité et l'abondance de sédiments disponibles sur la plage lorsqu'elle n'est pas encore recouverte par une première couche de glace. Les vagues se brisant sur la plage mobilisent le sédiment et y gèlent ensuite à sa surface. La base des carottes incorporait donc beaucoup de sable dans sa structure.

La figure 3. présente quelques photographies des différentes carottes prélevées dans le PDG; le sommet des carottes est à gauche. Sur les carottes du site de Pointe-Lebel en 2011, les unités sommitales sont constituées de glace plus dense (aux cristaux plus fins) que les unités formant la base. La base des carottes, plus lâche, est composée de cristaux plus grossiers correspondant à du frasil consolidé. Les carottes 1.2 et 1.3 (figure 3.7) sont typiques des échantillons relevés dans les zones 2 et 3 du PDG (figure 3.4). Plusieurs horizons successifs de nilas consolidé, mais parfois lâche, composent le volume du pied de glace dans les zones 2 et 3. Les carottes n'étaient généralement pas extraites d'un bloc, comme en témoigne la figure 3.7, l'hétérogénéité de la glace qui les composait ne le permettant pas.

La glace qui compose la zone 1 (figure 3.7) du PDG n'a pas la même origine que la glace des zones 2 et 3. La carotte (C2.2-2010-02-06) prélevée sur le site de Baie-Saint-Ludger en 2010 en témoigne. La glace qui compose cette section de pied de glace provient de l'eau de ruissellement des tourbières sus-jacentes. La glace de la zone 1 est de couleur grise et est beaucoup plus dense que les échantillons récoltés dans les zone 2 et 3 du PDG. L'analyse des sédiments contenus dans la glace a révélé que sa couleur grisâtre est liée à la grande quantité d'argile qu'elle contient. Cette argile provient de l'érosion de la falaise attenante. Des structures horizontales dans la glace témoignent de sa construction par l'accumulation verticale de couches successives d'eau chargée en

sédiments fins. La concentration en sédiments est constante sur toute la hauteur de la carotte.

Les sédiments observés dans les carottes des zones 2 et 3 du PDG étaient plus grossiers, soit du sable et des graviers.



C1.3-2011-02-14



C1.2-2011-02-14



C2.1-2011-02-13



C2.2-2010-02-06

**Figure 3.7** Photographies de certaines carottes prélevées dans le pied de glace des sites 1 (rangée du haut) et 2 (rangée du bas)

Les valeurs moyennes de salinité et les valeurs totales de concentration en sédiments des différentes carottes sont rapportées dans le tableau 3.2. Les valeurs de salinité moyenne observées (0,35 à 0,70) (tableau 3.2) correspondent à celle de l'eau saumâtre, donc moins salée que la mer, mais plus salée que l'eau douce.

Le milieu des carottes n'est généralement pas très chargé en sédiments, alors que des concentrations plus élevées à la surface sont observables dans certains cas, comme pour la carotte C2.1, prélevée le 13 février 2011, dont le sommet se situe dans une forme de glace qui se crée en présence de fortes vagues. Cette forte concentration en sédiments pourrait s'expliquer par l'énergie accrue déployé sur la côte par les vagues en période de tempête. Ces fortes vagues pourraient mobiliser du sédiment sur le bas estran et le projeter sur le pied de glace lorsqu'elles créent les croissants de glace (figure 3.4) dont la formation a été observée sur le PDG pendant une sortie de terrain par mauvais temps.

**Tableau 3.2**

Mesure de salinité et de la concentration en sédiments des échantillons  
de pied de glace

Numéro du site	Identification de la carotte	Longueur (cm)	Volume (m <sup>3</sup> )	Sédiment total (g)	Sédiment (kg/m <sup>3</sup> )	Salinité moyenne
1	C1.1-2010-02-07	55	0,0028	7,03	2,542	ND
1	C1.2-2010-02-07	120	0,0060	1,95	0,324	ND
2	C2.1-2010-02-06	50	0,0025	11,09	4,411	ND
2	C2.2-2010-02-06	70	0,0035	1,04	0,296	ND
1	C1.1-2011-02-14	29	0,0015	3,28	2,251	0,40
1	C1.2-2011-02-14	70	0,0035	7,73	2,197	0,53
1	C1.3-2011-02-14	90	0,0045	18,63	4,117	0,49
2	C2.1-2011-02-13	38	0,0019	7,08	3,707	0,57
2	C2.2-2011-02-13	95	0,0048	27,47	5,753	0,35
2	C2.3-2011-02-13	50	0,0025	1,31	0,520	0,70

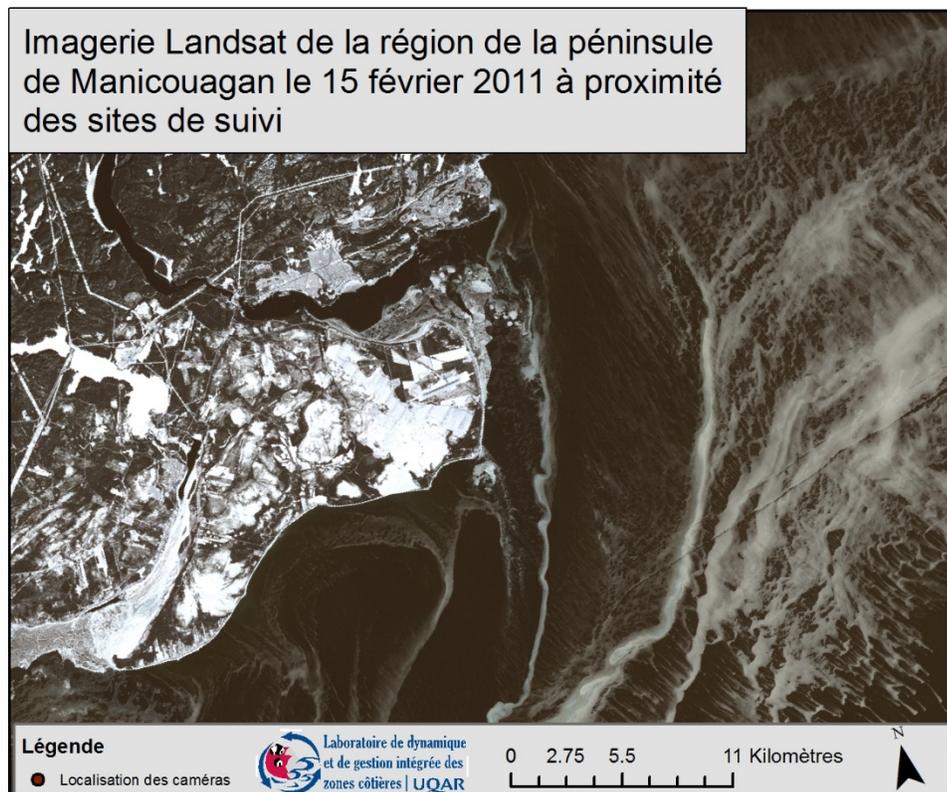
### *3.1.3.3 Sommaire des caractéristiques du pied de glace de la péninsule de Manicouagan*

Pendant les années de suivi, le PDG s'est formé tardivement dans la saison, il n'a recouvert complètement le haut estran qu'en février, puis la fonte s'est entamée graduellement en mars. Le couvert de neige observé était minimal, sauf en mars 2011. La hauteur maximale atteinte par le PDG (~4,5 m) est déterminée par la hauteur de la marée haute maximale pendant la saison. Le PDG est composé de glace d'eau douce, mais il est moins salé que la glace de mer, pour une salinité moyenne de 0,5 PPM. Le PDG se forme par accumulation verticale de couches de glace les unes sur les autres avec chaque cycle de marée. Chacune de ces couches devient potentiellement une interface propice à la rétrodiffusion du signal radar. Les événements de tempêtes accélèrent la formation du PDG tout en y incorporant plus de sédiments fins. Le sédiment intégré dans la structure du PDG pendant sa formation a été mesuré; la concentration moyenne de sédiments observée est de  $2,5 \pm 1$  kg de sédiments par mètre cube de glace. Une des particularités du PDG étudié est que son sommet (zone 1) est formé de glace créée à partir de l'eau qui ruisselle depuis les tourbières situées au sommet de la falaise littorale. La largeur moyenne du PDG est de 31 m et la limite inférieure du PDG n'est pas linéaire, mais plutôt chaotique, présentant des échancrures mesurant en moyenne 6 m, soit un peu moins d'un pixel en mode fin pour RADARSAT-2.

## 3.2 Télédétection du PDG

Cette section présente les résultats de l'analyse des propriétés polarimétriques des milieux du site d'étude, quelques exemples des données issues des différents produits cartographiques, la validation des classifications et finalement la cartographie du PDG générée par la méthode la plus performante. Il serait impossible de présenter la totalité des résultats des méthodes testées (~180 cartes) sans alourdir inutilement le mémoire.

Conséquemment, pour illustrer les différents résultats cartographiques, l'acquisition du 15 février 2011 a été sélectionnée. À cette date, le pied de glace était bien développé et une image Landsat (figure 3.4) acquise trois heures plus tard (10:08:54 HNE) était disponible. De plus, des observations *in situ* ont été réalisées la veille de l'acquisition (figure 3.1). Il est possible d'observer la présence de glace de mer au large et dans les estuaires. Plusieurs types de glace y sont présents : frasil, nilas, glace grise et glace blanche. Cette image complète l'information recueillie sur le terrain et facilite grandement l'interprétation visuelle de l'imagerie radar pour toute la région de la péninsule de Manicouagan.



**Figure 3.8** Imagerie Landsat de la région de la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011 à 10:08:54 HNE (Source de l'imagerie : USGS)

Les données du tableau 3.3 résument les conditions climatiques ayant cours au moment des acquisitions RADARSAT-2.

**Tableau 3.3**

Conditions climatiques au moment des acquisitions RADARSAT-2

Date et heure de l'acquisition RADARSAT-2 (UTC)	2009-12-07 22:10:06	2009-12-24 22:14:16	2010-01-03 22:22:34	2010-01-10 10:56:06	2010-02-07 10:39:27	2011-02-08 22:26:55	2011-02-15 11:00:27	2011-03-14 22:35:16	2011-03-28 22:26:57
Hauteur de marée (m)	3,4	2,16	3,1	1,83	1,43	2,9	1,25	1,49	1,21
Température de l'air (°C)	-7,5	-3,1	2,4	-16,4	-5,4	-10	-14	-8	5
Direction du vent	26	33	36	33	33	35	35	22	35
Vitesse du vent (km/h)	13	11	19	6	15	15	17	11	21

Pour trois acquisitions, le 7 décembre 2009, le 3 janvier 2010 et le 8 février 2011, nous pouvons considérer que la marée était haute (entre 2,9 et 3,4 m). Pour les autres acquisitions, la marée avait un niveau intermédiaire (entre 1,21 et 2,16 m). Dans la plupart des cas, la température est largement sous le point de congélation sauf le 24 décembre 2009, le 3 janvier 2010 et le 28 mars 2011 où les températures de l'air étaient près de zéro, ou positives.

### 3.2.1 Propriétés polarimétriques

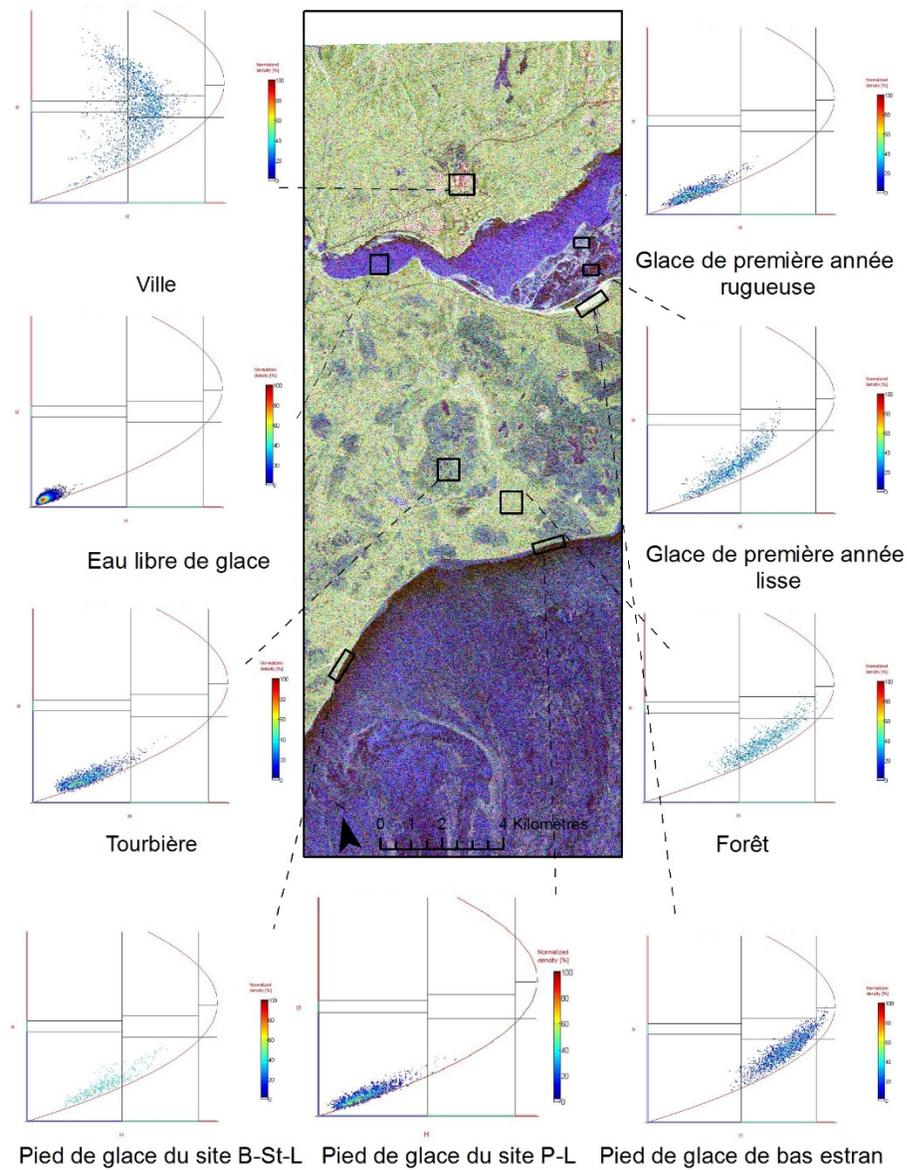
Cette section s'attarde à caractériser spatialement et temporellement les différents indices polarimétriques disponibles calculés selon la méthode de Cloude et Pottier (1997) à partir des données RADARSAT-2. Les signatures polarimétriques et les

diagrammes de dispersion H-A- $\alpha$  sont d'abord présentées pour la scène du 15 février 2011, puis la variabilité temporelle des mêmes paramètres pour le site de Pointe-Lebel est présentée dans la section suivante.

#### 3.2.1.1 Variabilité spatiale des propriétés polarimétriques

Au centre de la figure 3.10 se trouve le composé fausse couleur de Pauli. Cette carte permet d'illustrer simplement les mécanismes de rétrodiffusion dominant à l'intérieur des différents milieux rencontrés. Le canal rouge représente les réflexions paires (dièdres) (HH-VV); le bleu, les réflexions impaires (trièdres) ou la rétrodiffusion de surface (HH+VV); et le vert, la rétrodiffusion de volume (2HV). Les zones circonscrites par des rectangles noirs indiquent l'emplacement général utilisé pour la création des graphiques, mais ne correspondent pas exactement aux zones d'entraînement réelles qui ont été interprétées et tracées avec plus de précision et qui seraient difficilement visibles à cette échelle. Les mêmes zones sont utilisées pour créer les signatures polarimétriques illustrées dans la figure 3.

Dispersion des valeurs d'entropie et de l'angle alpha selon les milieux de la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011



**Figure 3.9** Dispersion des valeurs d'entropie (H) et de l'angle alpha ( $\alpha$ ) selon les milieux sur la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011

Le tableau 3.4 présente les statistiques descriptives (moyenne, écart type) de l'entropie, de l'anisotropie et de l'angle  $\alpha$  pour chacun des indices et chacun des milieux à l'étude.

**Tableau 3.4**

Valeurs moyennes et écarts types des indices polarimétriques pour les différents milieux identifiés dans le jeu de données du 15 février 2011

Milieux	Entropie moyenne. $\pm$ e.t.	Anisotropie moyenne. $\pm$ e.t.	Angle alpha moyen. $\pm$ e.t.	Hauteur du socle
PDG : Site de Pointe-Lebel	0,2 $\pm$ 0,08	0,47 $\pm$ 0,17	7,95 $\pm$ 3,05	0,05
PDG : Site de Baie-Saint-Ludger	0,4 $\pm$ 0,11	0,31 $\pm$ 0,13	16,99 $\pm$ 5,38	0,12
PDG de bas estran	0,73 $\pm$ 0,1	0,34 $\pm$ 0,13	34,61 $\pm$ 6,74	0,39
Glace 1 <sup>re</sup> année rugueuse	0,26 $\pm$ 0,08	0,39 $\pm$ 0,15	10,27 $\pm$ 3,34	0,07
Glace 1 <sup>re</sup> année lisse	0,45 $\pm$ 0,11	0,86 $\pm$ 0,05	22,51 $\pm$ 8,02	0,17
Glace nouvelle	0,15 $\pm$ 0,05	0,52 $\pm$ 0,15	6,61 $\pm$ 1,96	0,03
Eau libre de glace	0,07 $\pm$ 0,03	0,69 $\pm$ 0,11	3,89 $\pm$ 1,37	0,01
Forêt	0,62 $\pm$ 0,11	0,33 $\pm$ 0,13	27,81 $\pm$ 6,97	0,26
Tourbière	0,27 $\pm$ 0,09	0,38 $\pm$ 0,14	10,99 $\pm$ 3,49	0,08
Ville	0,54 $\pm$ 0,1	0,87 $\pm$ 0,12	43,91 $\pm$ 13,52	0,38

Sur le composé en fausses couleurs de Pauli, la ville se démarque des autres milieux par ses teintes de rouge. Les réflexions en coin y sont donc beaucoup plus présentes que dans les autres milieux. La ville est aussi le milieu qui connaît la plus grande variabilité des valeurs d'angle  $\alpha$  (écart type : 13,52, tableau 3.4). Le diagramme de dispersion de la ville montre que l'ensemble des modes de rétrodiffusion est présent, mais l'entropie est circonscrite à des valeurs moyennes de 0,54 (tableau 3.4). C'est le seul milieu qui est aussi largement distribué entre les divers types de rétrodiffusion. Cette variabilité est mise en évidence par la hauteur élevée du socle (0,38) dans la signature polarimétrique à la figure 3.10.

La forêt est un milieu caractérisé par des valeurs d'entropie et d'angle  $\alpha$  plus élevées en moyenne (tableau 3.4) que pour les autres milieux, mis à part la ville et le PDG de bas estran. Sur le composé de Pauli, la forêt est majoritairement verte et témoigne de la diffusion volumique qui domine largement le signal. Les valeurs d'entropie élevées sont souvent associées à la rétrodiffusion de volume.

L'eau libre qui apparaît en violet est dominée par la rétrodiffusion par réflexions impaires (bleu) et, dans une moindre mesure, par les réflexions paires (rouge). Dans certains cas, l'eau libre est noire; la réflexion spéculaire (vers l'avant) est responsable de cette signature. Le noir signifie qu'il n'y a que de très faibles valeurs d'intensité de rétrodiffusion. La rugosité de la surface de l'eau, qui est fonction de la vitesse du vent (17 km/h), explique le signal rétrodiffusé existant. Une très faible dispersion des valeurs d'entropie et d'angle  $\alpha$  montre que le signal est très homogène et principalement attribuable à la rétrodiffusion de surface.

La glace lisse de première année montre une plus grande dispersion des valeurs d'entropie (écart type de 0,11) et d'angle  $\alpha$ . Puisqu'au moment de l'acquisition, la température de l'air était de  $-14^{\circ}\text{C}$ , la constante diélectrique de la glace permet aux ondes RADAR de pénétrer le volume de glace. Les plus fortes valeurs d'entropie et d'angle  $\alpha$  observées témoignent que plus d'un mécanisme de rétrodiffusion est à l'œuvre, notamment la rétrodiffusion de volume causée par des poches de saumure et les tubes verticaux de drainage présents dans la glace. Une bonne partie du signal est réfléchi vers l'avant, car la teinte nettement plus sombre pour ce type de glace, sur le composé de Pauli, témoigne d'une intensité du signal rétrodiffusé plus faible, comme c'est le cas pour l'eau libre et calme. Cette caractéristique commune aux deux milieux génère normalement des erreurs de classification pour les algorithmes basés uniquement sur l'intensité du signal rétrodiffusé. La classification avec les

paramètres  $H$  et  $\alpha$  permet de mettre en évidence la composante volumique de la glace lisse et d'ainsi la distinguer de l'eau libre de glace.

Le PDG de bas estran présent se trouvait essentiellement dans les estuaires et était abrité par des flèches littorales. En raison de la salinité plus faible de l'eau dans l'estuaire par rapport à l'eau en face des plages des sites de suivi, il est possible que ces sites sélectionnés pour représenter le PDG de bas estran ne soient pas représentatifs de toutes les conditions. En raison de l'impact de la salinité sur la constante  $\varepsilon'$ , la glace issue d'eau moins ou non salée des estuaires favorise la pénétration des ondes radar dans le volume de glace, ce qui a pour effet de diminuer drastiquement la composante de rétrodiffusion de surface au profit de la rétrodiffusion du volume, comme l'illustre la figure 3.10.

Le pied de glace de haut estran, la tourbière et la glace rugueuse de première année occupent tous le même espace dans le graphique  $H$ - $\alpha$ , soit une faible entropie et un faible indice d'angle  $\alpha$ . Le diagramme de dispersion des valeurs  $H$  et  $\alpha$  du PDG sur les sites de Pointe-Lebel (site 1) et de Baie-Saint-Ludger (site 2) témoigne d'un milieu à faible entropie et de valeurs d'angle  $\alpha$  plus faibles. Un mécanisme unique de rétrodiffusion, la rétrodiffusion de surface, domine donc le signal en raison des faibles valeurs d'angle  $\alpha$ . Il est donc possible de déduire que ces milieux ont une rugosité importante qui, combinée avec une faible pénétration des ondes RADAR, génère le signal illustré à la figure 3.9. Les signatures très semblables de la tourbière, de la glace rugueuse et du PDG les rendront difficilement distinguables l'une de l'autre par les classificateurs, générant ainsi des erreurs de commission entre ces classes.

La figure 3.10 montre les signatures polarimétriques copolarisées des différents milieux trouvés sur la péninsule. Elles permettent d'illustrer les propriétés de diffusion des différents milieux. L'orientation  $\psi$  varie entre  $0^\circ$  et  $180^\circ$  et l'ellipsité  $\chi$  varie

entre  $-45^\circ$  et  $+45^\circ$ . Ces valeurs constituent l'abscisse et l'ordonnée des graphiques polarimétriques. La puissance du signal rétrodiffusé pour chacune des combinaisons  $\chi$  et  $\psi$  est représenté sur l'axe vertical. La hauteur du socle à la base de la signature (socle) peut être interprétée comme un indicateur du degré de polarisation de l'écho radar. Un socle élevé témoigne d'un nombre important de mécanismes de rétrodiffusion présent dans l'échantillon qui a servi à calculer la signature.

La signature polarimétrique mesurée en ville est typique des signatures observées pour les diffuseurs purs que sont les dièdres. Ce type de diffusion est donc très présent dans le signal observé en ville. En présence d'un diffuseur pur, des valeurs de socle élevées signifient qu'il y a du bruit dans le signal. La valeur du socle peut aussi être élevée lorsqu'une multitude de diffuseurs sont à l'origine de la réponse polarimétrique. Dans le cas présent, le socle très élevé (0,38) pour la ville indique de multiples mécanismes de rétrodiffusion pour ce milieu.

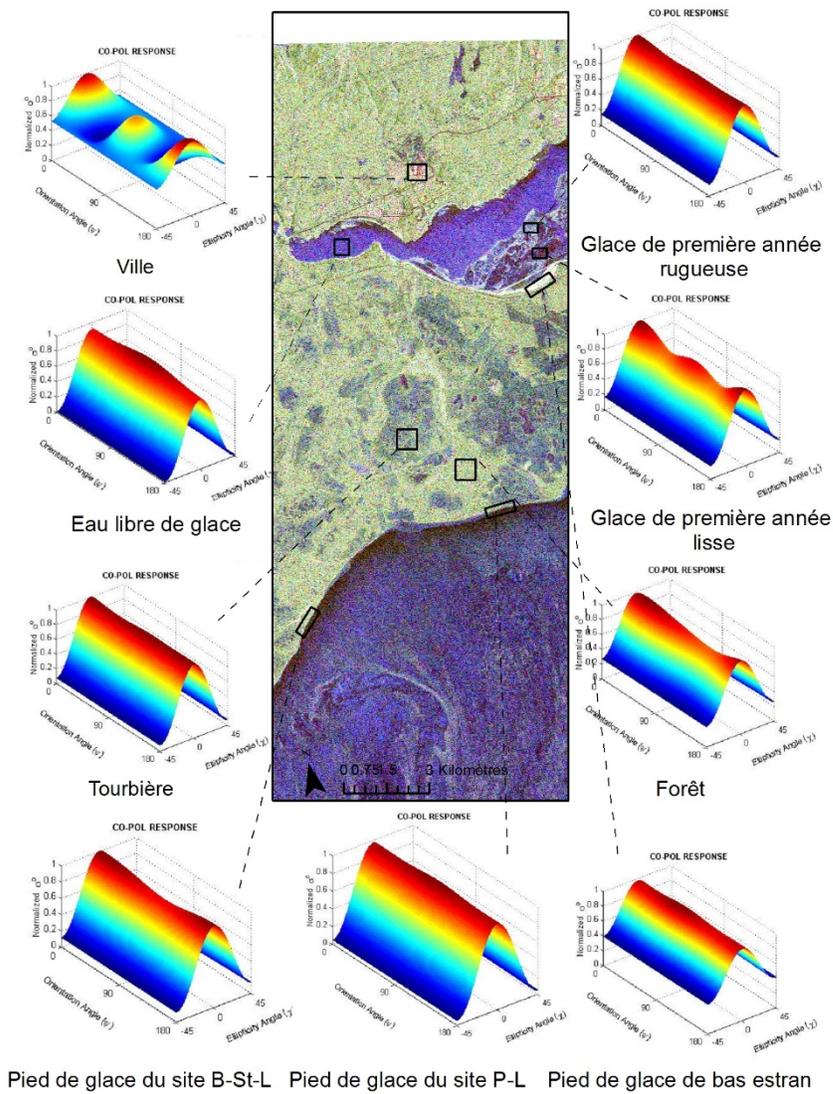
Un bombement au centre de la signature de l'eau libre de glace peut être observé. Bien que faible, cette forme s'apparente à la signature polarimétrique d'un diffuseur de Bragg, souvent observé à la surface de la mer, et qui témoigne d'une sensibilité accrue au signal polarisé verticalement.

Les signatures polarimétriques pour les sites de suivi de PDG, la glace de mer rugueuse et la tourbière sont très semblables. Elles témoignent d'une sensibilité légèrement accentuée aux ondes polarisées horizontalement, mais la réponse de ces milieux est surtout semblable à celle d'un trièdre, donc faiblement dépolarisante. La tourbière, l'eau libre de glace, le pied de glace et la glace de mer ont des valeurs de socle faibles, ce qui suppose un nombre restreint de mécanismes de rétrodiffusion caractérisant les signatures polarimétriques de ces cibles, ce que corroborent les faibles valeurs d'entropie observées pour ces mêmes milieux.

La signature de la glace lisse de première année est associée à un milieu où la rétrodiffusion de volume domine en raison des valeurs d'angle  $\alpha$  trop faibles pour être dues au double bond. Dans ce cas, le volume de la glace lisse est sensible surtout aux ondes horizontales et verticales, et la cible est peu dépolarisante.

La forêt est aussi une cible où le volume domine. Sa signature se démarque par une sensibilité plus marquée pour les ondes polarisées horizontalement. Un socle à 0,26 témoigne de la diversité des processus de rétrodiffusion radar dans cet environnement.

Signatures polarimétrique et cartographie des différents milieux de la Péninsule de Manicouagan le 15 février 2011



Légende: Équivalents anglais-français\*

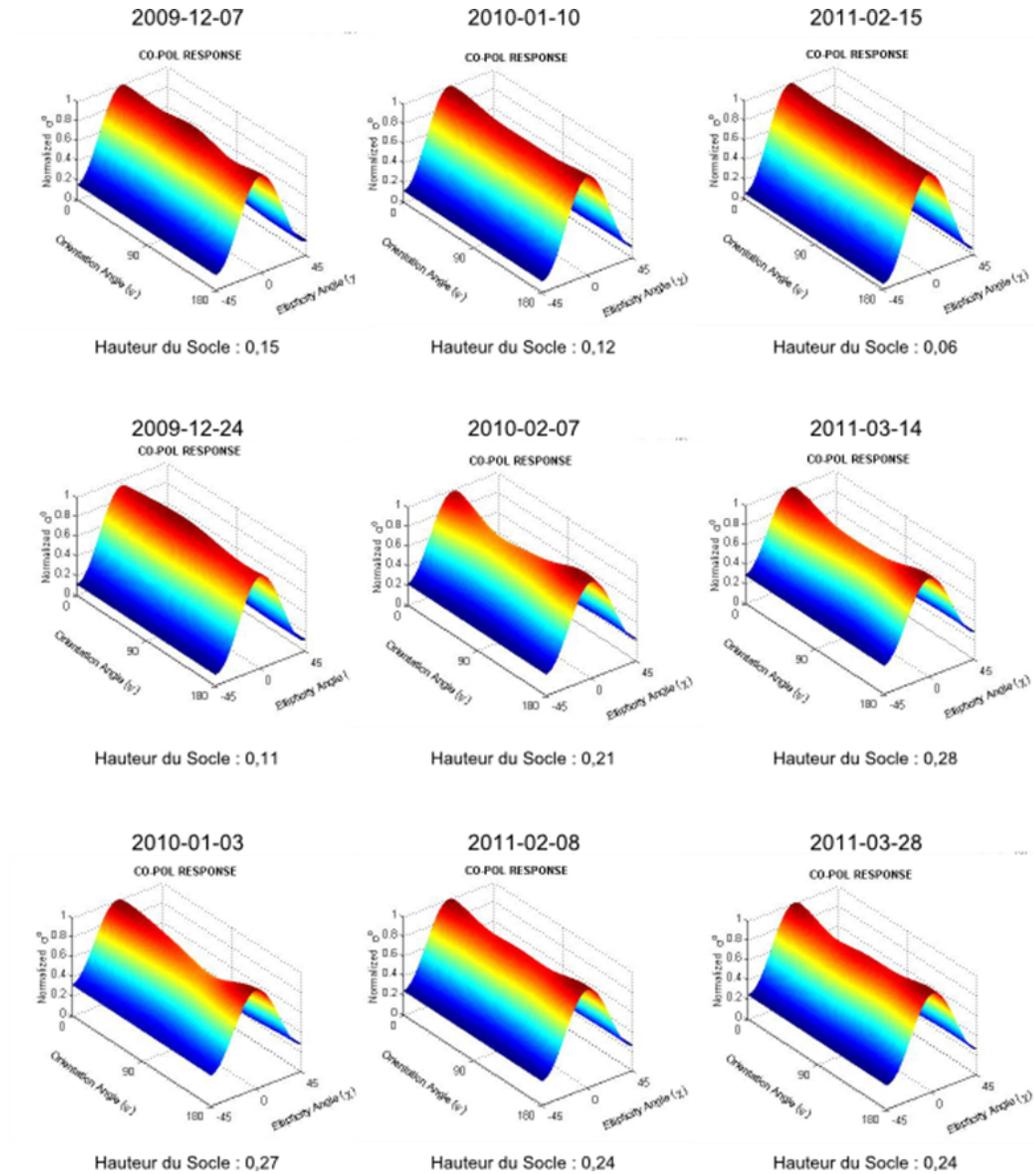
COPOL response	Réponse copolarisée
Characterization angle	Angle de caractérisation
Entropy angle	Angle d'entropie
Normalised $\alpha$	Angle $\alpha$ normalisé

**Figure 3.10** Signatures polarimétriques des différents milieux sur la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011.

### 3.2.1.5 Variabilité temporelle des paramètres polarimétriques du PDG

Les conditions météorologiques ambiantes au moment de l'acquisition sont déterminantes dans l'interprétation d'une scène radar. Par exemple, si la glace est sèche, le signal radar pourra pénétrer la surface et être rétrodiffusé par le volume, alors que la présence d'un film d'eau sur une surface lisse ou une salinité élevée engendreront de la rétrodiffusion de surface. Pour plusieurs des acquisitions (24 décembre 2009, 3 janvier et 28 mars 2011), la température de l'air avoisinait ou dépassait le point de fusion de la neige ou de la glace.

La figure 3.11 montre les signatures polarimétriques du site de Pointe-Lebel pour les différentes dates d'acquisition disponibles.



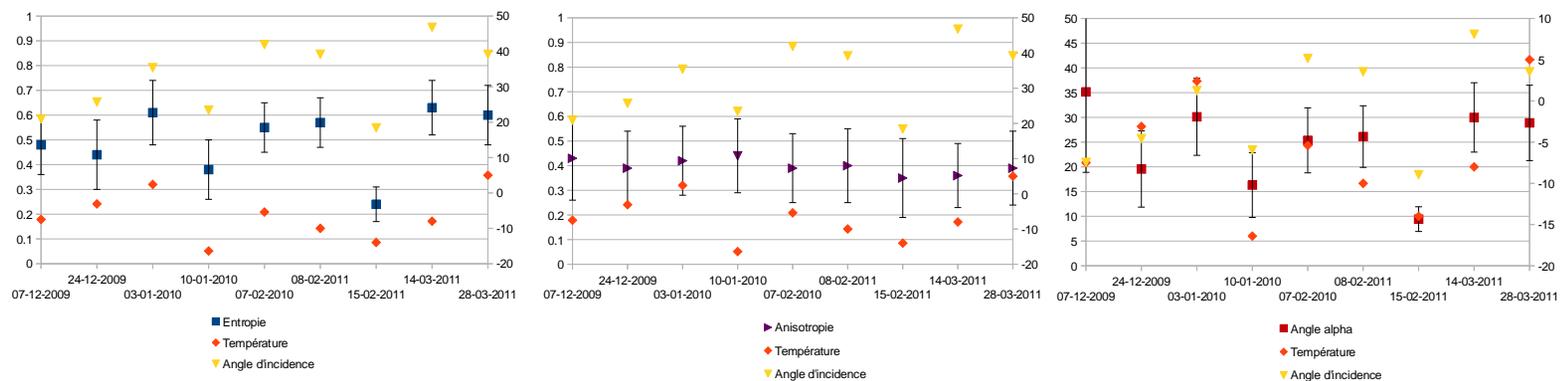
Légende: Équivalents anglais-français¶

COPOL response	Réponse copolarisée	□
Characterization angle	Angle de caractérisation	□
Entropy angle	Angle d'entropie	□
Normalised $\sigma^0$	Angle $\alpha$ normalisé	□

**Figure 3.11** Signatures polarimétriques copolarisées du site de Pointe-Lebel pour les neuf acquisitions disponibles.

Les scènes des 7 et 24 décembre 2009 montrent une plus forte sensibilité au signal polarisé verticalement. L'absence d'un PDG bien développé à ces dates permet de conclure que la signature de la plage en l'absence de PDG sera plus sensible au signal VV que lorsqu'il y a présence d'un PDG bien développé. En présence de PDG, le retour polarimétrique domine en HH, sauf le 15 février 2011, où la signature polarimétrique s'apparente à celle d'un trièdre, c'est-à-dire que le signal est uniformément rétrodiffusé dans toutes les polarisations. Le PDG à cette date est donc faiblement dépolarisant et l'intensité mesurée en HH, HV ou VV sera la même, alors qu'en période de recouvrement intermédiaire de la plage par le PDG, le retour sera maximal en HH.

La figure 3.12 présente des séries temporelles des indices polarimétriques entropie, anisotropie et angle  $\alpha$  sur le site de suivi de Pointe-Lebel. Sur ces graphiques, les températures observées au moment de la prise de vue ainsi que les valeurs de l'angle d'incidence de la scène ont été rapportées.



**Figure 3.12** Valeurs d'entropie, d'anisotropie et d'angle  $\alpha$  pour chacune des acquisitions sur le site de Pointe-Lebel

Dans tous les cas, les valeurs de l'angle  $\alpha$  sont largement sous 40, indiquant la rétrodiffusion à rebond simple comme mode de rétrodiffusion dominant. L'acquisition du 7 décembre 2009 (figure 3.12) en absence de PDG est caractérisée par des valeurs plus fortes pour l'angle  $\alpha$  et par une plus grande variabilité dans les valeurs de cet angle. Le 15 février 2011 est caractérisé par des valeurs H et  $\alpha$  inférieures par rapport aux autres acquisitions et par la plus faible variabilité. La faible température, le couvert de glace maximal et l'angle d'incidence le plus faible peuvent expliquer les valeurs observées jour-là. Les angles d'incidence plus faibles (3, 5, 7 et 1) correspondent aussi aux valeurs d'entropie les plus faibles observées.

Les valeurs d'entropie maximales ( $\sim 0,6$ ) sont observées le 3 janvier 2010, le 14 mars 2011 et le 28 mars 2011. Pour deux de ces acquisitions (+2,4 03/10 et +5 28/03), la température est positive au moment du passage du satellite. Ces résultats suggèrent une teneur en eau accrue à l'interface air-neige et air-glace, donc qu'on peut s'attendre que la rétrodiffusion par ces interfaces domine la rétrodiffusion par le volume ou celle des surfaces sous-jacentes. La valeur d'entropie la plus faible est enregistrée le 15 février 2011, alors que la température observée était aussi la plus faible. L'entropie maximale observée correspond à des acquisitions où la température de l'air était supérieure à 0°C.

L'analyse des séries temporelles de la figure 3.13 a permis d'identifier l'existence d'une corrélation (coefficient de corrélation de 86 %) entre l'entropie et l'angle d'incidence du signal radar. Une deuxième corrélation, moins forte cependant (65 %), existe aussi entre la température et les valeurs d'entropie observées. Si l'anisotropie n'est corrélée ni à l'angle d'incidence, ni à la température, l'angle  $\alpha$ , pour sa part, est corrélé à 56 % et à 51 %, respectivement, avec ces deux paramètres. Le tableau 3.5 rapporte les valeurs des corrélations observées.

**Tableau 3.4**

Coefficient de corrélation des séries temporelles de température, d'angle d'incidence et des indices polarimétriques entropie, anisotropie et angle  $\alpha$

	Entropie - Température	Entropie – Angle d'incidence	Anisotropie – Température	Anisotropie – Angle d'incidence	Angle $\alpha$ – Température	Angle $\alpha$ – Angle d'incidence
Coefficient de corrélation	0,651	0,864	0,019	-0,250	0,563	0,512

Le fait de constater une corrélation entre deux paramètres n'implique pas nécessairement de causalité, mais dans ce cas-ci, il est raisonnable de considérer que ces deux facteurs, l'angle d'incidence et la température, puissent expliquer une partie de la variabilité observée dans l'entropie et l'angle  $\alpha$ . Tel qu'exposé au premier chapitre, la température est un facteur qui affecte directement la valeur de la constante diélectrique de la glace et de la neige. La température déterminera donc le régime de rétrodiffusion dominant.

Un plus grand nombre d'observations serait nécessaire pour tirer des conclusions définitives sur l'existence d'une corrélation entre l'angle d'incidence et les valeurs d'entropie du PDG. Les résultats indiquent cependant que l'utilisation d'un angle d'incidence plus faible devrait permettre de réduire l'entropie et, ainsi, de mettre en évidence le mécanisme de rétrodiffusion principal de la cible. Il est donc important de choisir un angle d'observation permettant de réduire les erreurs de commission à l'étape de classification. Réussir à obtenir des données avec l'angle d'incidence optimal peut s'avérer un défi dans un contexte de recherche où les conflits avec les utilisateurs prioritaires sont fréquents.

En somme, ces résultats démontrent que le PDG est un milieu qui dépolairise le signal radar. La signature du PDG est caractérisée par de plus faibles valeurs d'entropie que les autres milieux, surtout par temps froid. Le PDG est aussi caractérisé par de plus faibles valeurs d'angle  $\alpha$  que les autres milieux, mis à part la tourbière et la glace rugueuse qui ont des comportements similaires.

### 3.2.2 Résultats des classifications

La classification des scènes a été faite par six méthodes différentes (tableau 2.4). Les résultats des classifications de la scène du 15 février avec usage de filtres 11x11 et 5x5 sont présentés aux figures 3.13 et 3.14. Les cartouches sont des agrandissements sur le site de Pointe-Lebel. La méthode A se limite à classifier les pixels selon leur appartenance à l'une ou l'autre des zones de l'espace segmenté H- $\alpha$  (figure 1.7). L'analyse visuelle des résultats indique que seule la forêt peut être aisément différenciée des autres milieux par cette méthode.

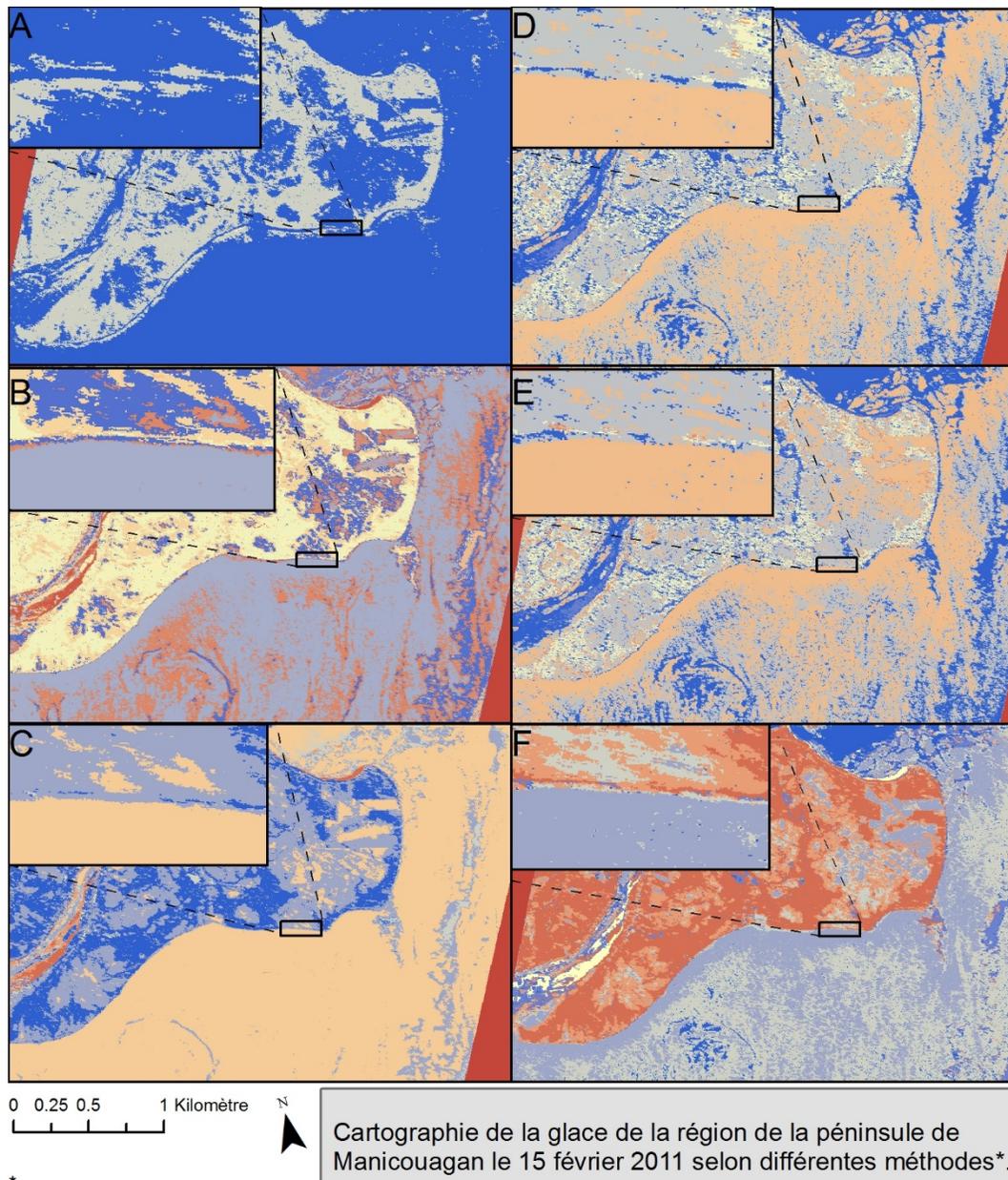
Sur la carte produite par la méthode B, la variabilité des modes de rétrodiffusion est mieux captée qu'avec la méthode A. L'eau libre de glace est en bleu pâle; des types de glace nouvelle comme le nilas et le frasil sont en rose, alors que la glace mieux formée, telle que la glace grise et la blanche plus épaisse, est identifiée par le bleu foncé et le beige respectivement. La glace en rouge foncé dans l'estuaire de la rivière aux Outardes est un pied de glace de bas estran ancré sur les marais et les bancs d'accumulation fluvial. La forêt et les tourbières sont respectivement de couleur crème et bleu. Les tourbières et la glace de mer appartiennent à la même classe.

Pour la méthode C, les types de glace nouvelle ne sont pas identifiables et se confondent avec l'eau. Les formations de glace de mer plus développées sont, par contre, mises en évidence en bleu pâle et en gris. La glace ancrée sur le fond de

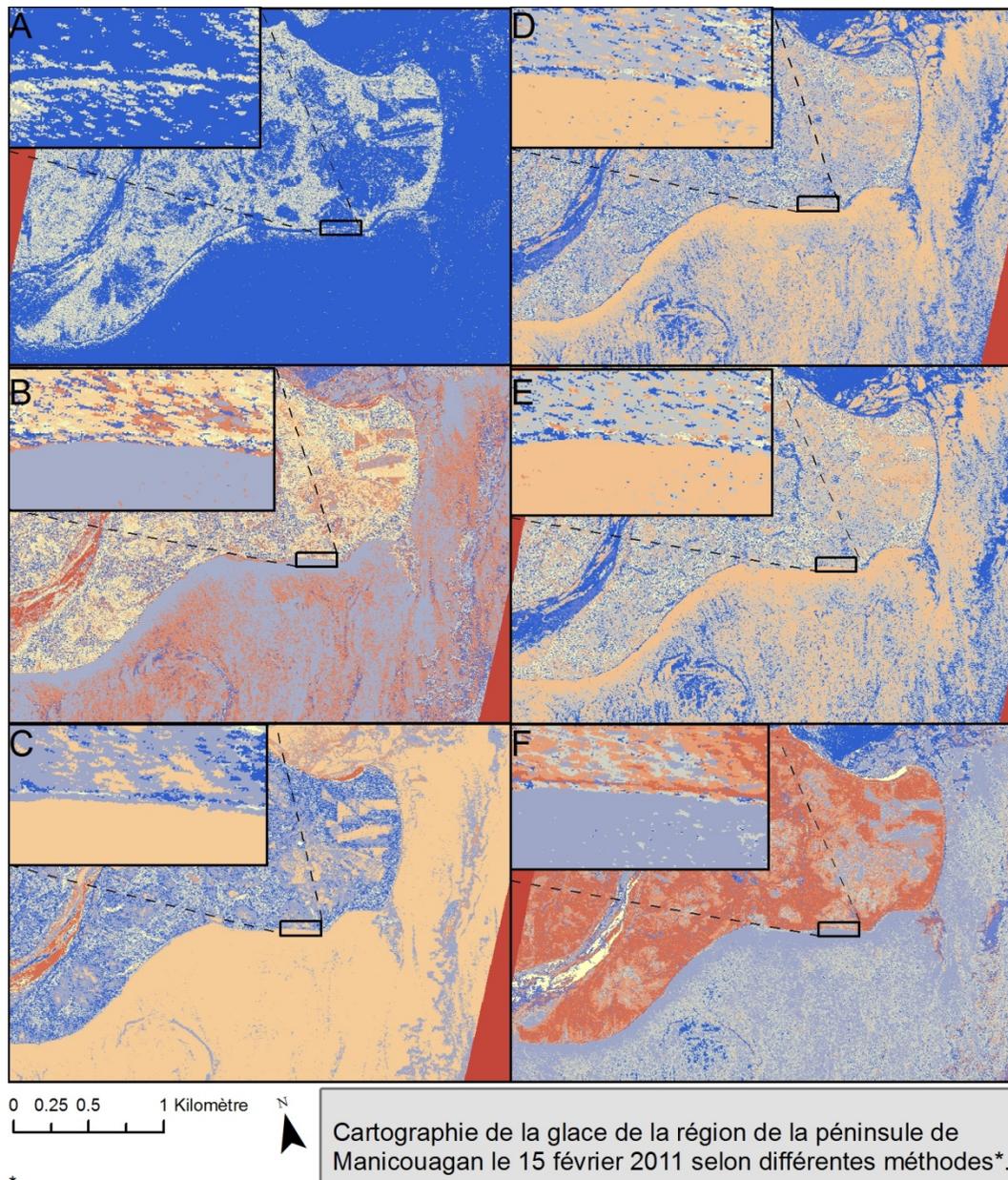
l'embouchure de la rivière Outarde est toujours aussi facilement identifiable en rouge foncé.

Les méthodes D et E sont des classifications effectuées à partir du jeu de données en ne considérant que deux modes de polarisation, nommément la combinaison des canaux polarimétriques HV et VH respectivement. Pour ces deux méthodes, la forêt et la nouvelle glace partagent la même classe tout comme l'eau libre dans les estuaires et la glace de première année. L'eau libre au large et certains floes de glace lisse et mince sont aussi classifiés ensemble. Physiquement, ces résultats sont cohérents, car la l'intensité du signal rétrodiffusé des canaux HV et VH devrait être quasi identique dans le cas d'une rétrodiffusion par une surface lisse, tandis que le signal sera plus aléatoire en présence de rétrodiffusion de volume. Dans ce cas-ci, la forêt et la nouvelle glace, sans phase liquide en surface, généreront de la rétrodiffusion de volume en raison du caractère aléatoire de la structure de la canopée ou des nombreuses poches de saumure qui criblent la glace nouvelle.

La dernière méthode, la méthode F, est la méthode de classification supervisée. Elle permet l'identification de l'eau libre et de la glace de mer, mais elle réussit aussi à mettre en évidence le PDG, la falaise et les tourbières, comme le fait la méthode B. Comme pour les méthodes dualpol, l'eau libre au large et certaines formations de glace mince lisse appartiennent à la même classe. Dans ces deux cas, la diffusion vers l'avant domine la réponse radar, il est donc difficile de distinguer ces deux milieux, même avec une méthode supervisée.



**Figure 3.13** Cartographie de la glace de la région de la péninsule de Manicouagan par 6 méthodes de classification avec un filtre de taille 11



- \*  
 A) Quadpol : Segmentation de l'espace  $H-\alpha$   
 B) Quadpol : Classificateur de Wishart et espace  $H\alpha$   
 C) Quadpol : Classificateur de Wishart et espace  $H-\alpha$   
 D) Dualpol (HH-HV) : Segmentation de l'espace  $H-\lambda$   
 E) Dualpol (VV-VH) : Segmentation de l'espace  $H-\lambda$   
 F) Quadpol : Support vecteur machine (supervisé)  $H\alpha$

**Figure 3.14** Cartographie de la glace de la région de la péninsule de Manicouagan par 6 méthodes de classification avec un filtre de taille 5

Un meilleur portrait des problèmes de classification entre les différents milieux est présenté au tableau 3.5. Il établit la correspondance entre les divers milieux tels la forêt, la ville, les tourbières ou les multiples types de glace et une des huit classes résultantes du classificateur H- $\alpha$ . La répartition des différentes classes en pourcentage est définie pour chacun des milieux. Ces résultats sont obtenus en faisant l'intersection entre le résultat de classification de la méthode C pour le 15 février 2011 et les placettes de validation correspondantes. Le PDG est représenté par la classe 6, ce qui représente une précision de 83 % pour le site de Pointe-Lebel et de 63 % pour le site de Baie-Saint-Ludger. Le PDG de bas estran peut être décrit par cette même classe à 50 %. La classe 6 caractérise également la tourbière à 85 %, mais aussi dans une moindre mesure, la glace blanche (51 %) et la ville (22 %). Il ressort de ce tableau que la plupart des milieux sont difficilement représentés par une seule classe, à l'exception du nilas et de la forêt. En effet la plupart des milieux sont représentés par deux classes et parfois trois (ville).

**Tableau 3.5**

Répartition des classes en pourcentage selon les milieux répertoriés dans la scène du 15 février 2011 pour la méthode C (Wishart entropie angle  $\alpha$ ).

Numéro de la classe	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8
Forêt	0,0	0,2	0,0	0,0	2,1	2,4	4,6	<b>90,7</b>
Ville	2,1	0,4	0,0	1,7	2,1	22,6	23,6	<b>47,6</b>
Tourbière	0,0	0,0	15,2	0,0	0,1	<b>84,6</b>	0,0	0,1
Nilas	0,0	0,0	<b>100,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PG de haut estran, site P-L	0,0	0,0	12,4	0,0	3,0	<b>83,8</b>	0,0	0,9
PG de bas estran	0,0	0,0	49,8	0,0	0,0	<b>50,2</b>	0,0	0,0
PG de haut estran, site B-St-L.	0,0	1,5	18,4	0,0	10,3	<b>63,5</b>	0,1	6,7
Glace blanche déformée	<b>72,3</b>	24,2	0,0	0,2	0,7	0,0	2,6	0,0
Glace blanche	0,0	0,2	17,3	0,0	17,4	<b>51,7</b>	0,5	12,9
Glace grise	0,0	1,2	<b>75,2</b>	0,0	10,2	13,3	0,0	0,0
Eau libre de glace	0,0	0,0	<b>85,7</b>	0,0	14,3	0,0	0,0	0,0

### 3.2.3 Résultats de validation de la cartographie du pied de glace

Toutes les méthodes (6 approches de classification x 3 tailles de filtre = 18 méthodes) ont été testées sur les neuf acquisitions RADARSAT-2 pour lesquelles il a été possible de valider les conditions de glace sur le terrain. Les levés de terrain ont été effectués la journée de l'acquisition radar  $\pm 1$  jour, sauf pour certains cas, en l'occurrence les 7 décembre 2009, 24 décembre 2009, 3 janvier 2010 et 8 février 2011 où nous n'étions pas présents sur le terrain. Les données de validation disponibles les plus récentes ont donc été utilisées comme vérité terrain. Le tableau 2.2 présente en détail la campagne de terrain. Les polygones de validation utilisés pour valider les résultats à ces dates ne sont pas optimaux, les résultats doivent donc être interprétés avec prudence. Les photographies des caméras automatiques ont été utilisées pour vérifier l'état du PDG dans l'intervalle. Les données du 24 décembre 2009 et du 3 janvier 2010 sont les moins précises en raison d'un redoux survenu fin décembre et ayant restructuré le PDG après notre passage le 15 décembre 2009.

La figure 3.15 présente les polygones de validation pour les sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger qui ont été utilisés pour valider les méthodes de cartographie du PDG.



**Figure 3.15** Résultats des levés de cartographie du PDG lors des campagnes de terrain 2010 et 2011

Au total, 162 cartes de glace ont été produites. Le tableau 3.6 expose les pourcentages de recouvrement par la classe de pied de glace, calculés pour les sites de suivi de Pointe-Lebel et Baie-Saint-Ludger, c'est-à-dire le pourcentage de la superficie totale d'un polygone, représentant la surface du PDG mesurée sur le terrain, qui est effectivement recouvert par les pixels classifiés comme du pied de glace.

Le tableau témoigne de la capacité de chacune des méthodes de traitement à classifier correctement le PDG. Les résultats pour les sites de suivi de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger sont présentés. L'analyse qualitative des résultats issus de la méthode A ayant montré que cette dernière est incapable de discriminer correctement la plupart des milieux, on l'a dès lors éliminée.

Les résultats de classification les plus précis ont été obtenus pour la scène du 7 février 2010. L'acquisition du 24 décembre 2009 donne de faibles pourcentages de succès, mais le pied de glace réduit par un redoux à cette date et les données de validation imprécises limitent la validité des résultats pour ce jour-là.

Les résultats de classification sont plutôt semblables entre les sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger, sauf dans quelques cas où des écarts de 30 % peuvent être observés. Une légère amélioration de la qualité des classifications est observable avec l'augmentation de la taille du filtre. Le maximum obtenu est de 95 %, le 7 janvier 2010, avec une taille de filtre 11 sur le site de Pointe-Lebel pour la combinaison de polarisations HH-HV. Les résultats les plus élevés sont obtenus avec les polarisations HH-HV et un filtre de taille 11 : 70 % des pixels sont correctement assignés au PDG avec cette méthode.

**Tableau 3.6**

Pourcentage du pied de glace correctement classifié par les deux méthodes dualpol, soit HH-HV et VV-VH. (En rouge les résultats inférieurs à 50 % et en vert les résultats supérieurs à 80 %)

Date d'acquisition	2009-12-07-	2009-12-24	2010-01-03	2010-01-10	2010-02-17	2011-02-18	2011-02-15	2011-03-14	2011-03-28	Moyenne
Mode d'acquisition	FQ3	FQ7	FQ16	FQ5	FQ23	FQ20	FQ1	FQ29	FQ20	
<b>DUALPOL</b>										
Méthode D HH - HV										
H alpha lambda 5x5										
Site P-L	88	46	53	70	87	52	69	47	58	63
Site B-St-L.	59	58	55	54	57	55	54	59	61	57
Méthode D HH-HV										
H alpha lambda 7x7										
Site P-L	91	45	53	76	89	50	75	53	63	66
Site B-St-L.	56	46	55	50	55	52	59	62	65	56
Méthode D HH-HV										
H alpha lambda 11x11										
Site P-L	91	47	56	76	95	51	91	61	64	70
Site B-St-L.	75	53	58	58	56	54	68	69	59	61
Méthode E VV - VH										
H alpha lambda 5x5										
Site P-L	90	55	47	62	79	49	69	52	53	62
Site B-St-L.	52	55	51	48	51	52	56	62	60	54
Méthode E VV-VH										
H alpha lambda 7x7										
Site P-L	94	48	49	59	82	54	79	60	57	65
Site B-St-L.	55	56	53	54	49	51	64	70	67	58
Méthode E VV-VH										
H alpha lambda 11x11										
Site P-L	95	44	53	53	90	53	90	65	68	68
Site B-St-L.	82	43	45	64	46	53	70	81	64	61

Le tableau 3.7 recueille les résultats des classifications pour les essais effectués sur les jeux de données quadpol avec les méthodes non supervisées mettant à profit le classificateur de Wishart et les indices d'entropie, d'anisotropie et d'angle alpha, ainsi que la technique de classification supervisée par SVM.

La méthode de classification supervisée par SVM classe correctement le PDG à 59,3 % en moyenne. La taille du filtre utilisé a un effet limité sur les résultats de classification pour cette méthode, ce qui suggère que la méthode de classification par SVM est plus robuste que les autres classificateurs testés.

La méthode B donne le pire résultat, avec un succès de 29 % le 7 février 2010. Dans presque tous les cas, les résultats sont sous la barre du 50 %, sauf pour le site de Baie-Saint-Ludger pour les acquisitions des 7 et 24 décembre 2009 avec filtre de taille 11.

Les meilleurs résultats, toutes méthodes confondues, sont obtenus par la méthode C avec des taux de succès moyens entre 69 % et 79 % selon le site et le filtre appliqué. Dans plusieurs cas, 100 % de la surface du pied de glace est correctement classifiée par la classe représentant le PDG.

**Tableau 3.7**

Pourcentage du pied de glace correctement classifié par les méthodes quadpol (en rouge les résultats inférieurs à 50 % et, en vert, les résultats supérieurs à 80 %)

Date d'acquisition		2009-12-07	2009-12-24	2010-01-03	2010-01-10	2010-02-07	2011-02-08	2011-02-15	2011-03-14	2011-03-28	Moyenne
Mode d'acquisition		FQ3	FQ7	FQ16	FQ5	FQ23	FQ20	FQ1	FQ29	FQ20	
<b>QUADPOL</b>											
Méthode F	Site P-L	43	61	49	69	72	47	82	44	51	58
SVM 5x5	Site B-St-L	99	83	44	43	48	72	61	53	47	61
Méthode F	Site P-L	43	57	51	73	72	41	83	42	50	57
SVM 7x7	Site B-St-L	99	70	51	51	50	83	64	66	47	65
Méthode F	Site P-L	43	49	46	81	65	40	73	47	40	54
SVM 11x11	Site B-St-L	99	60	52	49	48	91	67	53	26	61
Méthode B	Site P-L	46	44	47	68	35	44	61	29	45	47
WHA $\alpha$ 5x5	Site B-St-L	61	48	55	48	37	47	41	46	62	49
Méthode B	Site P-L	46	44	51	74	49	65	61	36	57	54
WHA $\alpha$ 7x7	Site B-St-L	72	94	65	45	29	58	47	62	67	60
Méthode B	Site P-L	46	33	58	76	75	66	67	25	55	56
WHA $\alpha$ 11x11	Site B-St-L	94	81	56	47	48	58	52	58	70	63
Méthode C	Site P-L	46	69	61	70	56	94	90	45	91	69
WH $\alpha$ 5x5	Site B-St-L	52	81	100	88	57	97	76	75	89	76
Méthode C	Site P-L	46	55	65	76	94	91	89	46	94	73
WH $\alpha$ 7x7	Site B-St-L	53	97	100	90	60	93	83	71	90	79
Méthode C	Site P-L	46	49	69	65	74	84	96	43	95	69
WH $\alpha$ 11x11	Site B-S-L	100	83	99	68	49	99	85	76	92	79

### 3.2.43 Résultats de classification par la méthode C de Wishart entropie angle $\alpha$ ( $WH\alpha$ )

Cette section présente les résultats cartographiques de la méthode  $WH\alpha$ , la plus performante pour chacune des acquisitions selon les résultats présentés ci-haut. L'eau libre de glace est en bleu et la terre est recouverte par un masque pour faciliter l'interprétation des classifications.

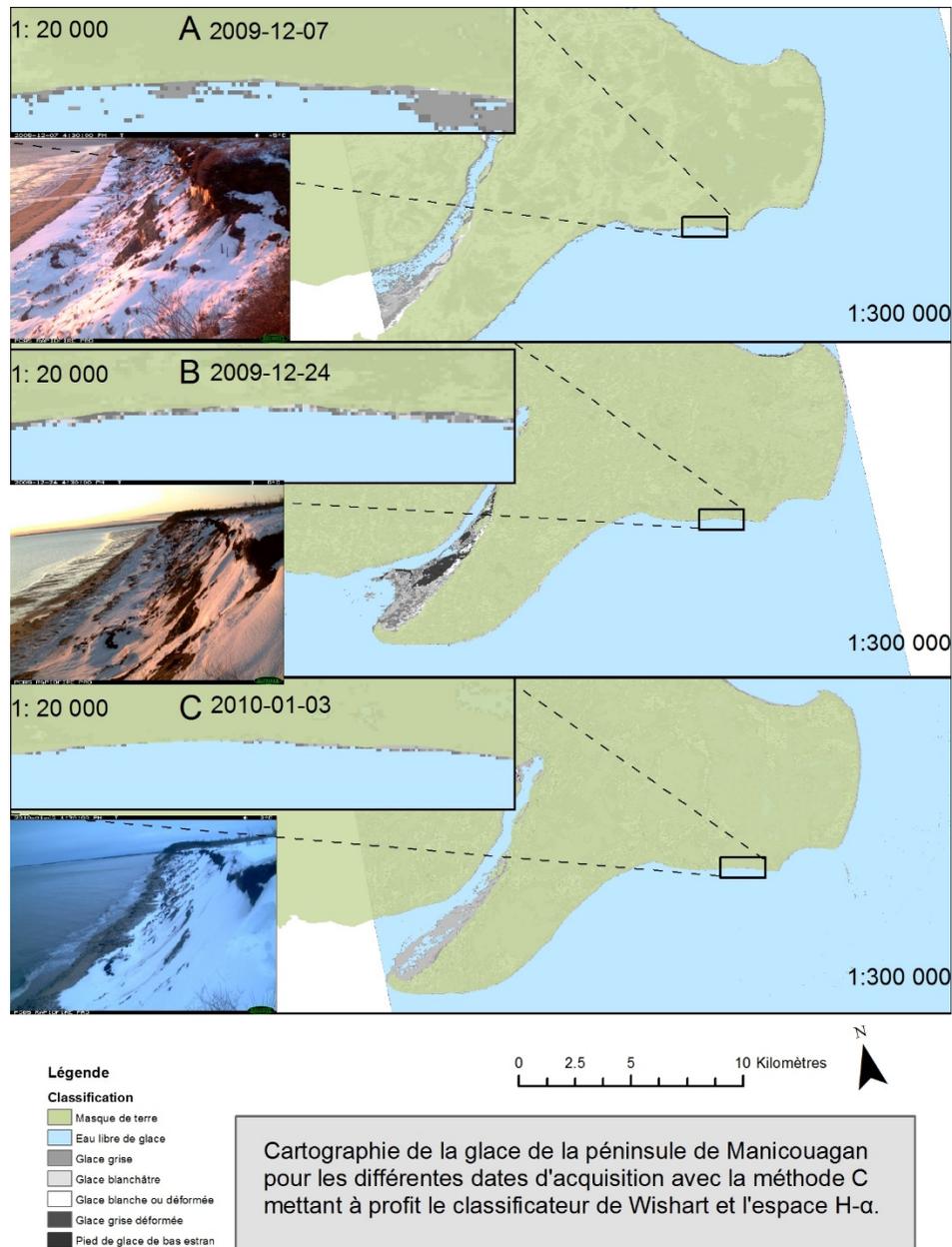
Pendant les trois premières acquisitions de l'hiver 2009-2010, présentées à la figure 3.16, il n'y avait pas de glace de mer au large. De la glace dans l'estuaire de la rivière Outarde sur le marais était observable, ainsi que des plages partiellement recouvertes. La croissance du couvert de glace entre le 7 et le 24 décembre 2009 est observée, mais un redoux, survenu entre le 25 décembre 2009 et le 1<sup>er</sup> janvier 2010, entraîne une fonte du couvert glaciael. Cette variation dans l'étendue du couvert glaciael est observable sur le marais de Pointe-aux-Outardes dans la séquence de la figure 3.17.

Avec la reprise du froid début janvier, le couvert de glace a crû de nouveau et l'apparition de glace de mer au large de la péninsule peut être observée sur l'image du 10 janvier 2010 (figure 3.18). La glace s'est installée un peu partout autour de la péninsule, mais elle ne recouvre pas encore totalement les plages, comme en témoigne la photo de la caméra Reconyx™ (figure 3.17, carte A). Le couvert glaciael a atteint un maximum en 2010 au mois de février, durant lequel des formes de glace de mer plus développées sont observables (figure 3.17, carte B). La glace de bas estran dans le marais de Pointe-aux-Outardes a pratiquement doublé de surface et sa signature polarimétrique a changé sur la majeure partie de sa surface par rapport au 10 janvier. Seul le chenal principal est resté libre de glace.

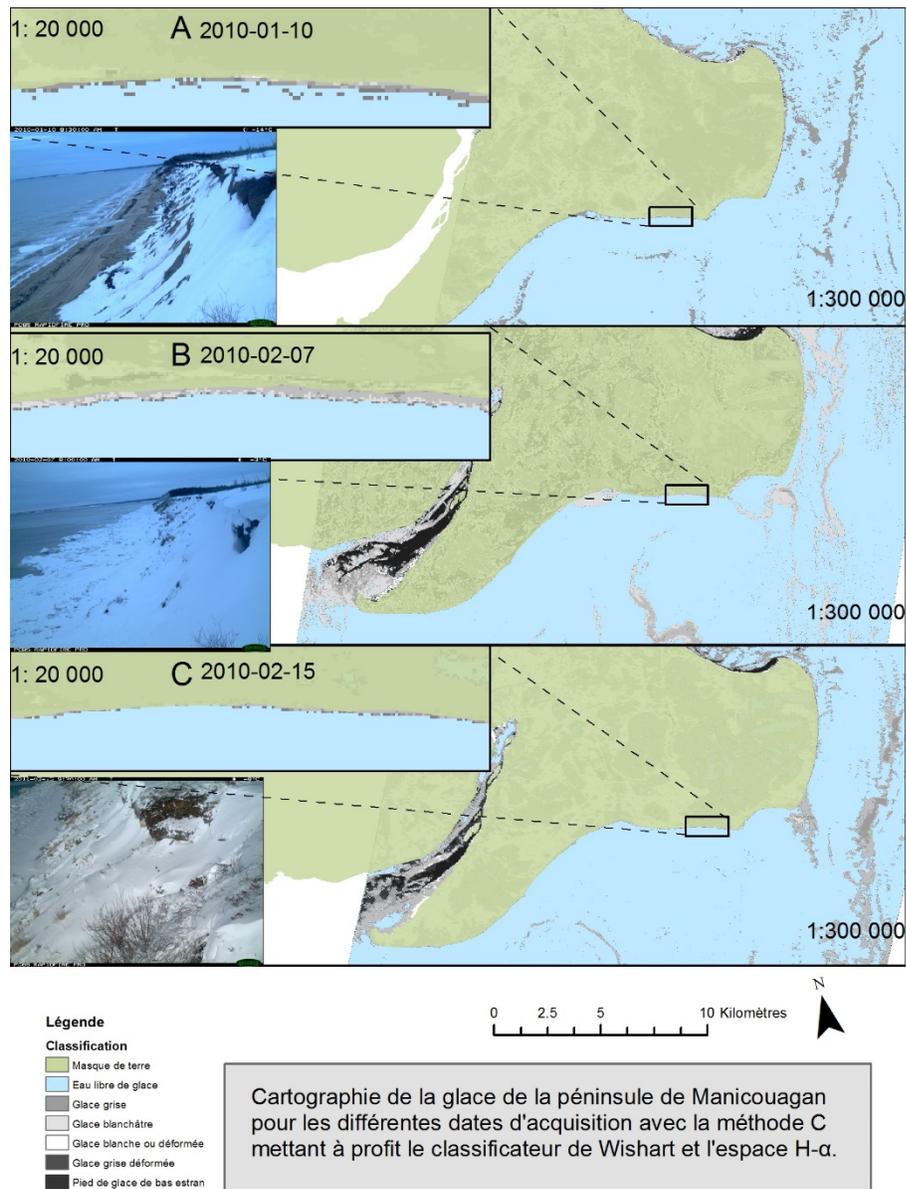
Quatre acquisitions sont disponibles en 2011, soit les 8 et 15 février, puis les 14 et 28 mars. Pour les trois premières acquisitions, le couvert glaciael est complet avec un sommet atteint le 14 mars. Le déglacement printanier est amorcé dans l'acquisition du

28 mars et le PDG est plus mince, comme en témoignent les cartouches B et C sur la figure 3.18. L'étendue de la glace de mer est maximale dans l'acquisition du 14 février 2011, la banquise côtière connecte même les deux rives de l'embouchure de la rivière aux Outardes. Des floes importants de glace sont observés au large. À noter : un floe de glace important est présent sur toutes les images où la glace de mer est présente au sud de la pointe Paradis, où se trouve un haut fond.

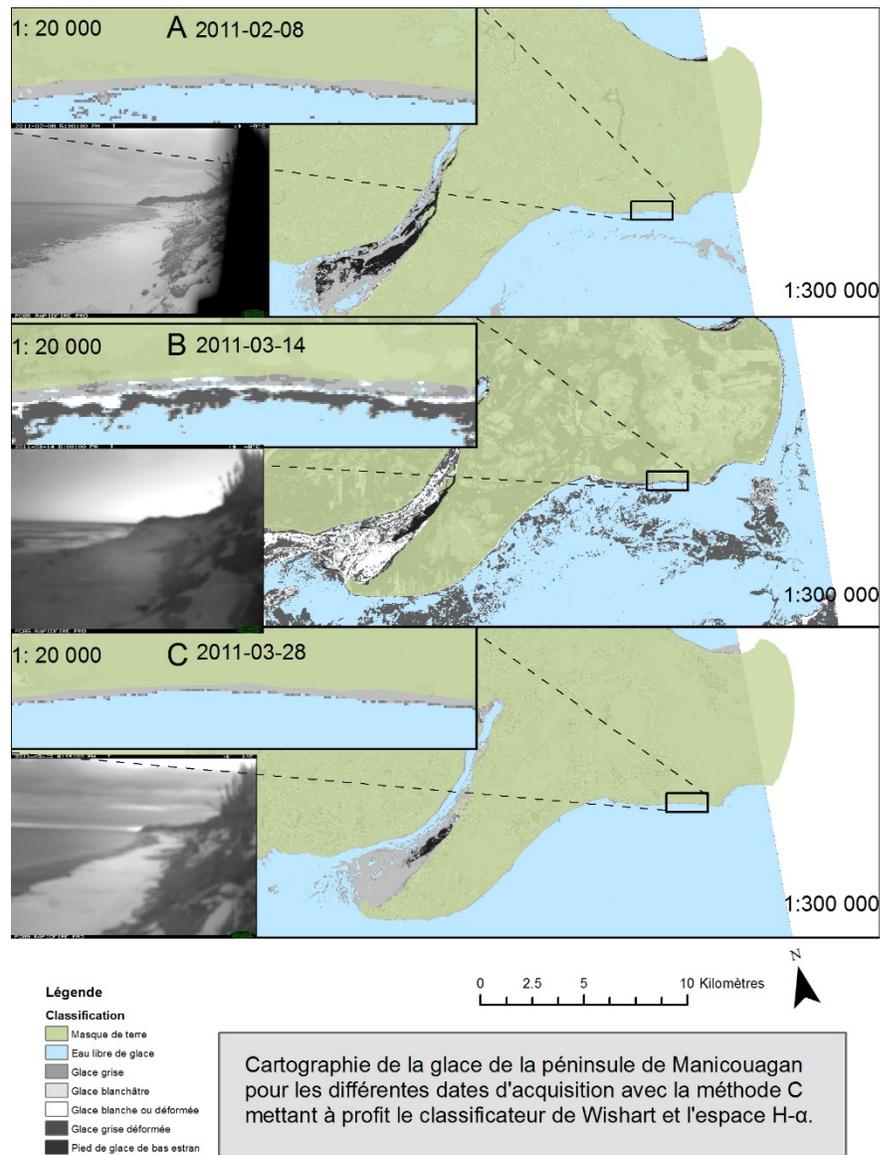
Pendant la période de déglacement, très peu de glace de mer est observée. Seuls les restes de la banquise côtière de la rivière aux Outardes subsistent encore (voir photo de la figure 3.18, carte C).



**Figure 3.16** Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition entre 2009 et 2010 avec la méthode Wishart entropie angle  $\alpha$ .



**Figure 3.17** Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition disponible entre 2010 et 2011 avec la méthode Wishart entropie angle  $\alpha$ .



**Figure 3.18** Résultats de cartographie de la glace pour la région de la péninsule de Manicouagan aux différentes dates d'acquisition en 2011 avec la méthode Wishart entropie angle  $\alpha$

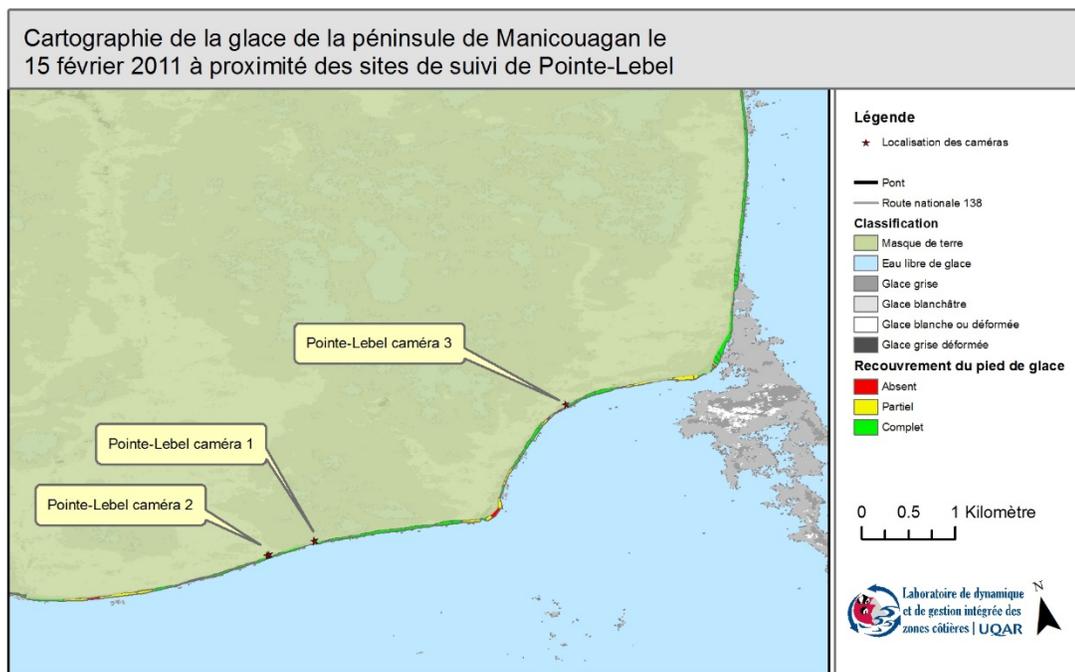
### 3.3 Résultats d'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace

La présente section décrit les résultats de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace pour les deux sites de la péninsule de Manicouagan. Ces résultats ont été préparés et présentés dans le cadre du projet de recherche sur la modélisation des glaces dans l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent mené par Senneville *et al.* (2014). Dans cette dernière étude, des relations empiriques entre les conditions météorologiques et océanographiques ont été déterminées à partir des données des caméras Reconyx™, dont les deux installées aux sites de Pointe-Lebel et Baie-Saint-Ludger pour les besoins de notre étude. La répartition spatiale du PDG, estimée par télédétection, a été analysée pour déterminer la représentativité de ces sites.

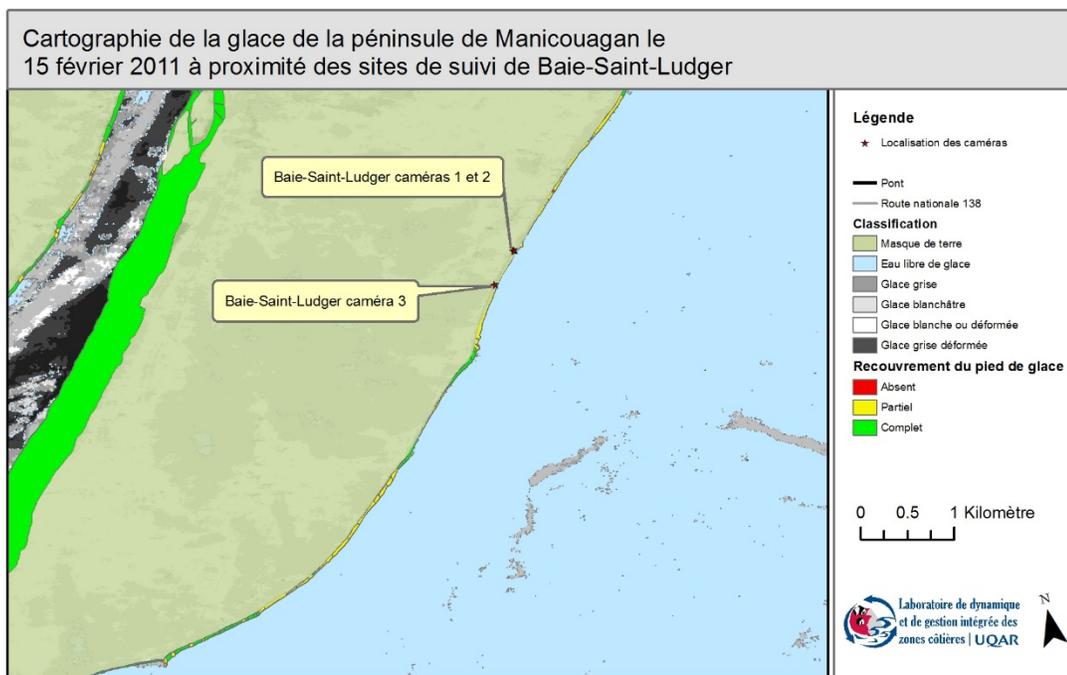
Dans un premier temps, une représentation de la répartition de la concentration de la glace selon le type de côte sera présentée. Encore une fois, la date du 15 février 2011 servira de référence. La cartographie de la concentration de la glace sur la zone où la glace peut s'accrocher au fond est ensuite présentée. Une carte générale de la zone et des agrandissements sur les sites d'étude sont également présentés. Finalement les résultats de l'analyse de variance effectuée sur tous les jeux de données disponibles pour chacune des zones sont présentés. Cette analyse a été effectuée dans le but de 1) déterminer la représentativité des sites instrumentés de caméras et 2) pour mieux comprendre la variabilité spatiale en fonction des différents types de côte. Une carte sommaire mettant à profit les résultats de l'analyse de la variance montre les zones statistiquement similaires au type de côte instrumentée avec des caméras de suivi des différents sites. Chaque zone étant unique, la carte est élaborée en fonction des types de côte présents dans chaque zone.

Les figures 3.19, sur le site de Pointe-Lebel, et 3.20, sur le site de Baie-Saint-Ludger, sont des agrandissements de la carte C présentée dans la figure 3.17.

Le PDG de haut estran peut être considéré comme complet, donc recouvrant tout le haut estran, pour la majeure partie de la côte (bande verte sur la figure 3.19). Cependant, une petite portion de côte à terrasse de plage située sur la Pointe-Lebel est moins englacée (bande rouge sur la figure 3.19).



**Figure 3.19** Cartographie de la glace littorale de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Pointe-Lebel

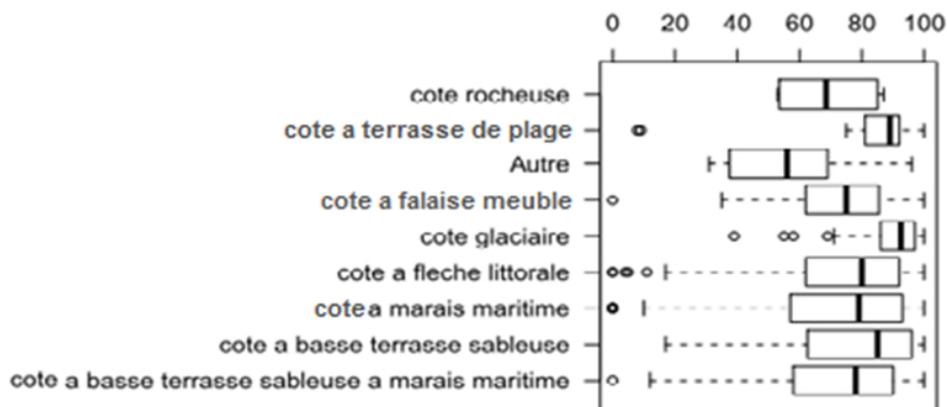


**Figure 3.20** Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Baie-Saint-Ludger

Il est à noter que la côte à marais maritime abritée dans l'estuaire de la rivière aux Outardes, à l'ouest de la péninsule, est complètement englacée, contrairement au site de suivi, plus exposé, de la Baie-Saint-Ludger (figure 3.20).

Pendant la période la plus englacée de la saison, l'état d'englacement de tous les types de côte est significativement semblable au type de côte à falaise meuble qui caractérise les sites de suivi par caméras, tel qu'en témoigne qualitativement le diagramme à boîtes et moustaches de la figure 3.21. Cependant, l'analyse menée sur les 9 images RADARSAT-2 disponibles révèle qu'à certaines périodes de l'hiver, l'état d'englacement des côtes à falaise meuble est différent des autres types de côte. Par exemple, l'acquisition effectuée le 14 mars 2011, au début de la période de dégel,

révèle que la côte à falaise meuble montre des concentrations de glace significativement inférieures aux types de côte suivants : basse terrasse argileuse, marais maritime à flèche littorale, marais maritime abrité et deltaïque à marais maritime, mais significativement supérieure à la côte rocheuse. De manière similaire, au moment de l'englacement, l'image captée le 7 décembre 2009 (figure 3.16) révèle que la côte à falaise meuble est significativement différente des côtes suivantes : côte à basse terrasse sableuse, côte à marais maritime abrité, côte à terrasse de plage et côte deltaïque à marais maritime (tableau 3.8). La catégorie « autre » représente des côtes peu présentes sur la péninsule de Manicouagan, telles la côte de till ou la côte à remblais.



**Figure 3.21** Région de la péninsule de Manicouagan le 15 février 2011, concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace, selon le type de côte.

Dans le tableau 3.8, les types de côte ayant été significativement différents au moins une fois sont répertoriés.

**Tableau 3.8**

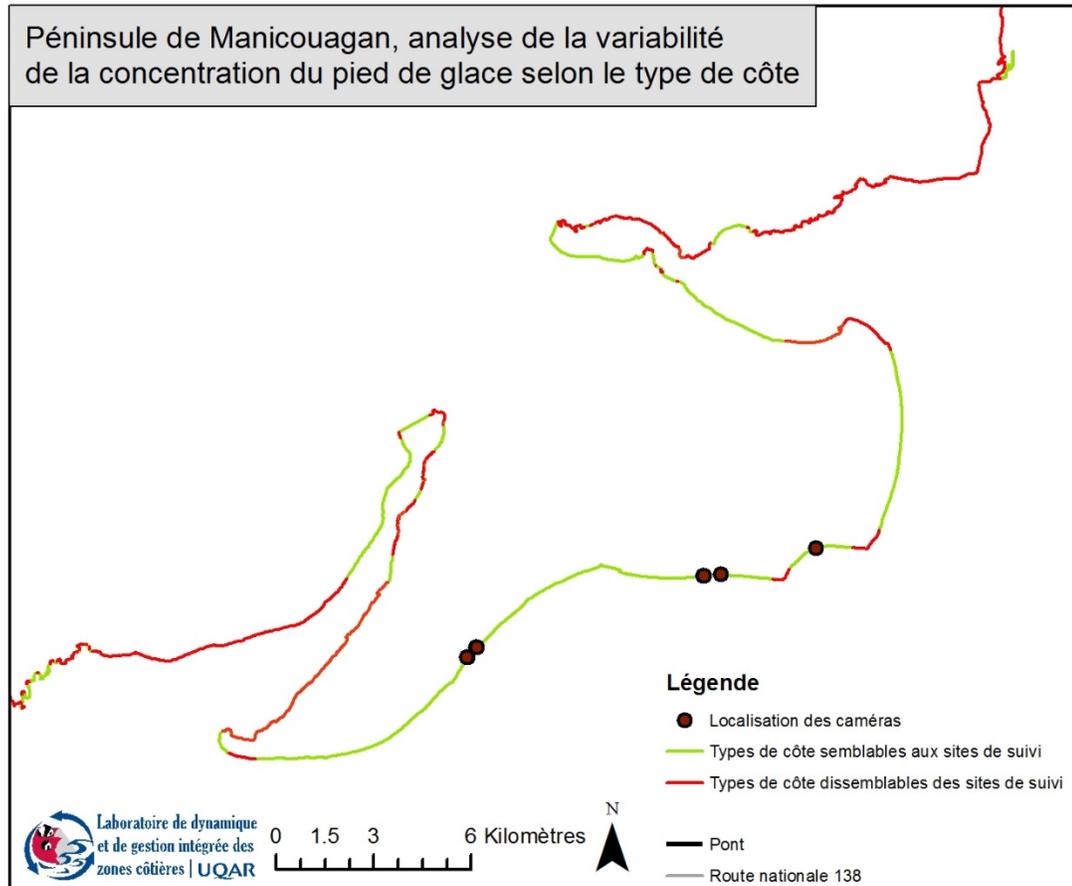
Tableau de contingence de l'analyse ANOVA et l'analyse de Tuckey Fréquence où le type de côte répertorié est significativement différent de la côte deltaïque (N=13, P=0,05)

Date	2009-12-07	2009-12-24	2010-01-03	2010-01-10	2010-02-07	2011-02-08	2011-02-15	2011-03-14	201103-28
Terrasse de plage	X	X	X	X	X		X		X
Marais maritime	X	X	X	X					X
Rocheuse			X	X				X	X
Basse terrasse sableuse	X	X	X						X
Basse terrasse sableuse à marais maritime									X

Dans le but de se prémunir contre les faux négatifs, une approche prudente a été utilisée pour déterminer les types de côte étant significativement semblables à la côte deltaïque, et ce, hors de tout doute raisonnable. Pour ce faire, l'analyse de la variance de chacune des images (N=9) de la péninsule de Manicouagan fut considérée. L'approche utilisée est simple : si un type de côte était significativement différent ( $p < 0,05$ ) du type deltaïque, deux fois ou plus, le type de côte était considéré comme possédant une dynamique glacielle différente des sites de suivi par caméras (dissimilaire). Dans le secteur de Manicouagan, les types de côte dissimilaires sont :

- Côte à terrasse de plage
- Côte à marais maritime
- Côte à basse terrasse sableuse
- Côte rocheuse

La figure 3.22 illustre la répartition spatiale des côtes semblables et dissemblables par rapport aux sites de suivi dans la région de la péninsule. Environ 50 % des côtes de la péninsule pourrait être considérées similaires (lignes en vert) aux sites de suivi (11 fois sur 13). Parmi les secteurs dissimilaires (lignes en rouge), on note les pointes de la péninsule, les secteurs de l'ouest de Baie-Comeau, de Ragueneau sur la rive droite de l'estuaire de la rivière aux Outardes, ainsi que les marais bordant sa rive gauche. Les types de côte qui présentent un état d'englacement différent sont généralement localisés à l'extérieur de la péninsule de Manicouagan ou, encore, dans les estuaires où les berges sont plutôt abritées. Toutefois, lorsque l'on considère uniquement le littoral exposé, de Pointe-aux-Outardes à Pointe-Lebel, 78 % du littoral présente un état d'englacement similaire aux segments côtiers suivis par les caméras.



**Figure 3.22** Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de la péninsule de Manicouagan en 2011

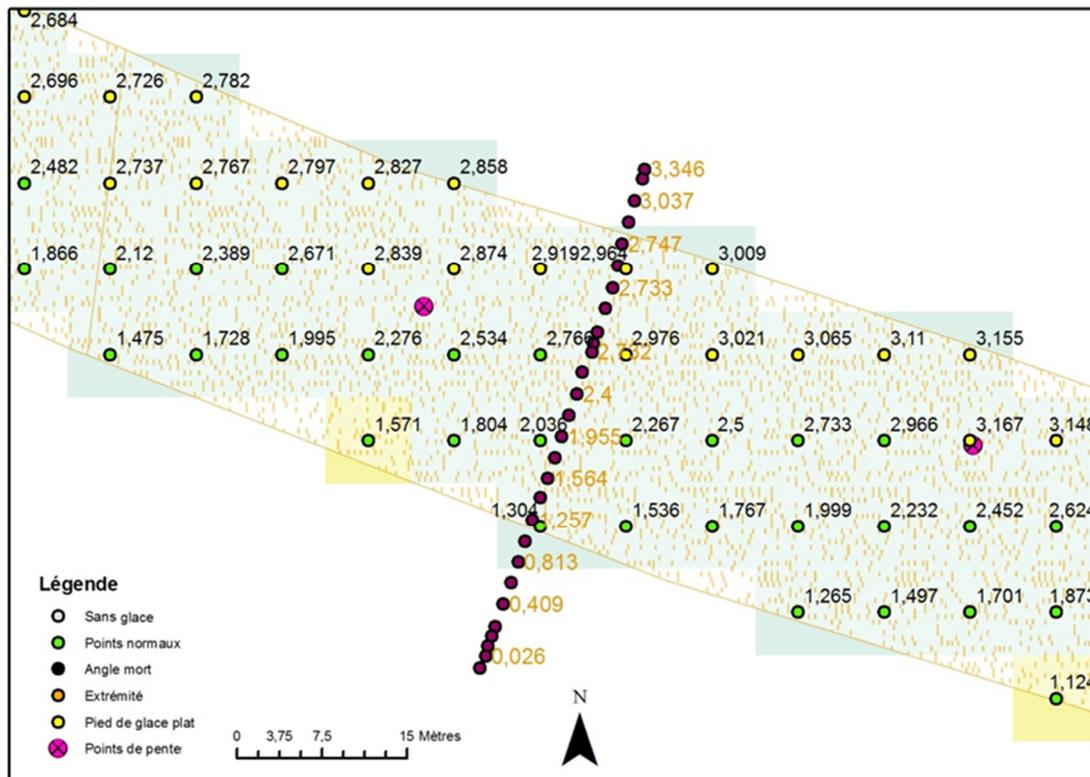
### 3.4 Estimation du volume de PDG

Cette section présente les résultats des calculs de la charge sédimentaire du PDG pour la région de la péninsule de Manicouagan de 2010 à 2011. Ce calcul se base, d'une part, sur l'estimation du volume de glace, et d'autre part, sur des mesures de concentration de sédiments piégés dans la glace. Les résultats de validation du calcul de l'altitude de la plage sont d'abord présentés, pour terminer avec la présentation des résultats du calcul du volume de pied de glace et de sa charge sédimentaire<sup>2</sup> estimée.

Pour calculer le volume de glace, l'altitude de la plage devait être connue pour chaque pixel identifié comme du pied de glace par la méthode de cartographie du PDG (figure 3.23). Pour ce faire, les valeurs d'altitude sont calculées en fonction de la pente de la plage et de la distance par rapport au point de référence de pente. Considérant que cette méthode de calcul de l'altitude de surface de la plage n'est pas exacte, nous avons comparé les altitudes de plage mesurées avec un DGPS le 10 janvier 2010 aux données d'altitude de plage calculées par notre algorithme. L'erreur quadratique moyenne (RMS) calculée est de 3 cm, ce qui implique que l'épaisseur calculée du pied de glace aura une erreur de  $\pm 3$  cm due à l'incertitude quant à la topographie de la plage.

---

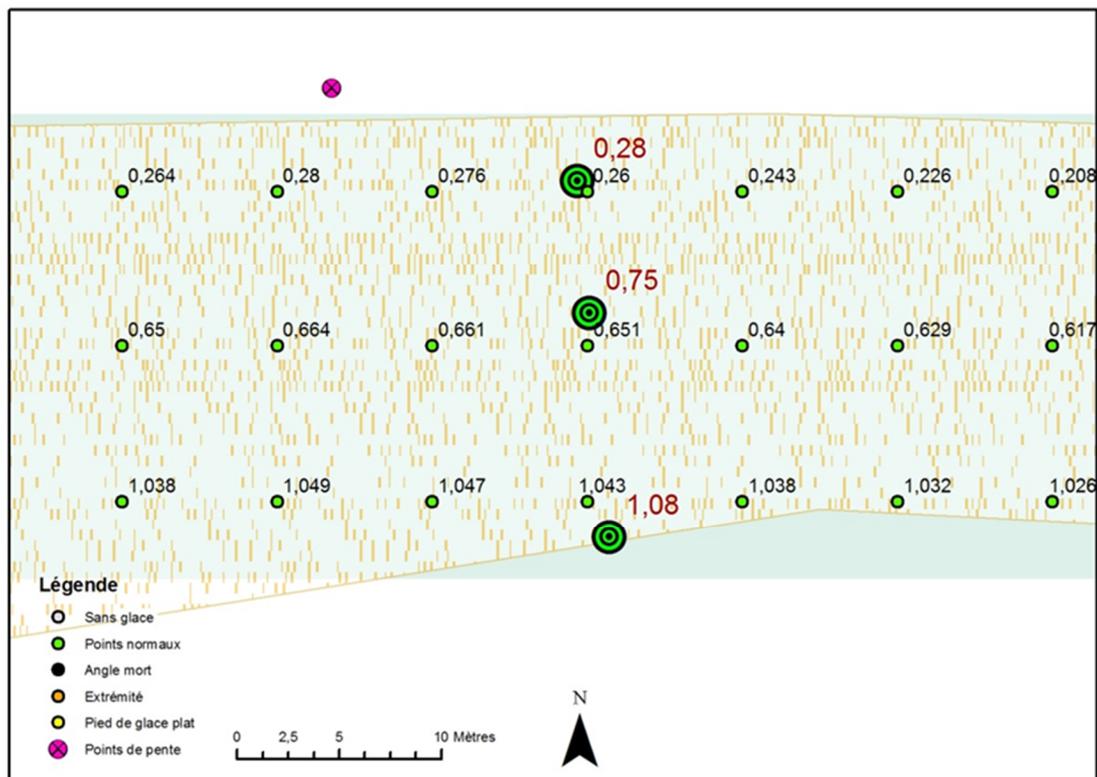
<sup>2</sup> Charge sédimentaire = volume \* concentration ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )



**Figure 3.23** Les hauteurs de plage calculées à l’emplacement du centroïde des pixels de glace ainsi qu’un profil de plage effectué le 10 janvier 2010 sur la côte à proximité du site de Pointe-Label.

La figure 3.24 montre les résultats d’épaisseur de glace obtenus par le modèle de représentation de la surface de la glace (un plan incliné) et les résultats mesurés par carottage. Avec les quelques données d’épaisseur de glace mesurées par carottage (nombres en rouge), nous avons tenté d’estimer l’erreur associée au modèle de représentation du couvert de glace (nombres en noir). Dans le cas du site de Pointe-Label, l’erreur de représentation du modèle est de  $\pm 10$  cm alors qu’au site de Baie-Saint-Ludger, elle est de  $\pm 30$  cm. La majeure partie de cette erreur provient de la grande variabilité verticale de l’épaisseur du PDG en raison de la présence de blocs, de crêtes

et de bris de pente. L'erreur moyenne de représentation de l'altitude de la surface de la glace est donc de  $\pm 20$  cm.



**Figure 3.24** Valeur d'épaisseur du PDG sur le site de Pointe-Lebel le 15 février 2011, superposée aux mesures de profondeur de glace obtenues par carottage

Le tableau 3.9 présente les résultats des paramètres utilisés pour la modélisation du volume du pied de glace et les résultats obtenus. Ces résultats représentent le volume de glace présent sur le front de mer de la péninsule de Manicouagan, soit environ 25 km de côte. Pour déterminer l'altitude maximale atteinte par le pied de glace, nous avons utilisé les données de classification de la glace et les avons superposées aux données d'altitude de plage dérivées des points de pente. Dans les deux cas, la hauteur de 2,9 m

correspond à l'altitude moyenne maximale atteinte par le pied de glace. Cette limite se situe généralement sur la ligne de rivage.

Avec le modèles d'altitude de la surface de la plage, la cartographie du PDG par RADARSAT-2 et le modèle de l'altitude de la surface du PDG, nous avons estimé que  $1\,371\,614\text{ m}^3 \pm 411\,500\text{ m}^3$  de glace étaient présents sur les plages de la péninsule le 7 février 2010, alors qu'on en trouvait un volume de  $889\,937\text{ m}^3 \pm 267\,000\text{ m}^3$  le 15 février 2011.

En posant la prémisse que les concentrations de sédiments mesurées ponctuellement sont représentatives du PDG pour les 25 km de côte de la péninsule de Manicouagan, puis en multipliant le volume calculé de PDG par la valeur moyenne de concentration en sédiments, tous sites confondus, pour chacune des deux années, nous obtenons la quantité totale de sédiments contenue dans le pied de glace. En tenant compte d'une marge d'erreur de 24 % associée à la méthode de classification du PDG, il en résulte que  $2,6 \pm 0,8 \times 10^6\text{ kg}$  et  $2,7 \pm 0,8 \times 10^6\text{ kg}$  de sédiments seraient inclus à la structure du pied de glace le 7 février 2010 et le 15 février 2011 respectivement.

**Tableau 3.9**

Paramètres et résultats de l'estimation de la charge sédimentaire du pied de glace de sur la péninsule de Manicouagan pour les années 2010 et 2011

	Altitude max mesurée du PDG (m)	Angle de pente du PDG mesuré (degré)	Aire totale calculée km <sup>2</sup>	Volume total du pied de glace calculé (m <sup>3</sup> )	Concentration en sédiment moyenne mesurée (kg/m <sup>3</sup> )	Masse totale de sédiments calculée (10 <sup>3</sup> kg)
7 février 2010	2,9	1,4	0,92 ±0,27	1,371 x 10 <sup>6</sup> ±4,1 x 10 <sup>5</sup>	1,89 ±1,98	2 592,35
15 février 2011	2,9	2,35	0,99 ±0,29	0,890 x 10 <sup>6</sup> ±2,7 x 10 <sup>5</sup>	3,090±1,82	2 749,90

Il est important de remarquer que les mesures peu nombreuses de validation de l'épaisseur de la glace par carottage ne permettent pas d'estimer avec robustesse la justesse du modèle de représentation de la surface de la glace. Cette erreur se répercutera sur le calcul du volume de glace. Il faut donc être conscient que les modèles utilisés sont simples et ne permettent qu'une approximation grossière de la réalité. Par exemple, un modèle numérique d'élévation plus précis de la surface de glace permettrait de diminuer de moitié l'erreur globale du calcul du volume de glace sur les plages. D'autres efforts de carottage et de mesure d'épaisseur du PDG pourraient aussi permettre une meilleure modélisation de l'altitude de la surface du PDG. Disposer de plus de carottes de glace aurait été nécessaire pour obtenir un échantillon plus représentatif de la concentration en sédiments moyenne du PDG. Avec les données disponibles, la marge d'erreur associée aux mesures de concentration des sédiments dans le PDG est très grande. L'addition de toutes ces sources d'erreur a un impact

significatif sur la fiabilité du résultat final. Le but de cette démarche était surtout de prouver la faisabilité du concept, de développer les outils SIG nécessaires au calcul et de prouver que l'imagerie satellitaire peut être directement utile pour évaluer l'impact de la glace sur les bilans sédimentaires des systèmes côtiers.

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION

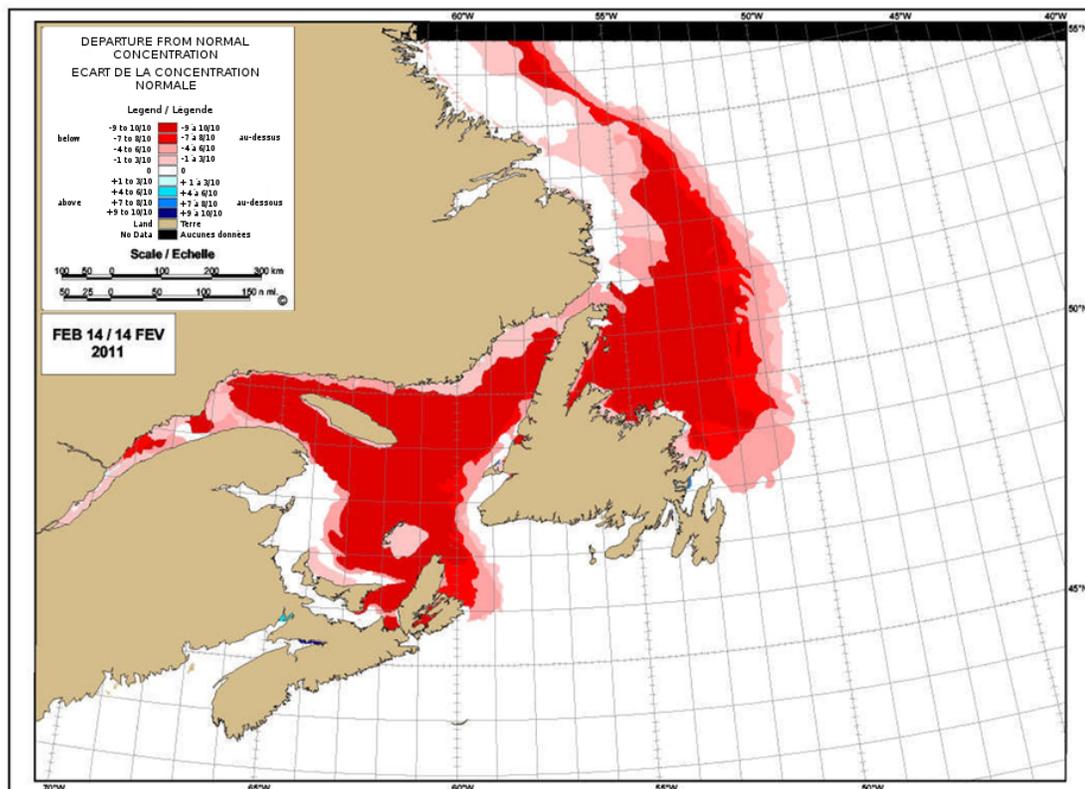
La discussion comprend quatre sous-sections qui visent à répondre aux objectifs spécifiques du mémoire, soit de caractériser le pied de glace observé sur le terrain et d'évaluer le potentiel de diverses chaînes de traitement d'imagerie radar, d'évaluer leur précision et, finalement, d'appliquer ces méthodes pour répondre à des questions de géomorphologie côtière.

#### 4.1 Caractéristiques du pied de glace observé sur le terrain

##### 4.1.1 Contexte climatique

La période de suivi 2009-2011 est caractérisée par la présence anormalement faible de glace dans l'estuaire et le golfe du Sainte-Laurent. Le mois de février 2010 a battu le record de la plus faible concentration de glace enregistrée pendant la période 1981-2010 (Service canadien des glaces, 2012). L'hiver 2010-2011 a lui aussi connu un englacement largement en-deçà des moyennes d'englacement normales, tel qu'en témoigne la figure 4.1. La figure 4.2 illustre les moyennes mensuelles d'englacement du Saint-Laurent de 2008 à 2012 : les conditions observées sont 30 % sous la moyenne indiquée en rouge sur le graphique pour toute la période de 2009-2010, et de 30 % à 20 % sous la moyenne en 2010-2011. En février, à Baie-Comeau, la moyenne des températures sur 30 ans est de  $-12,7^{\circ}\text{C}$ . Les moyennes observées en février 2010 et 2011

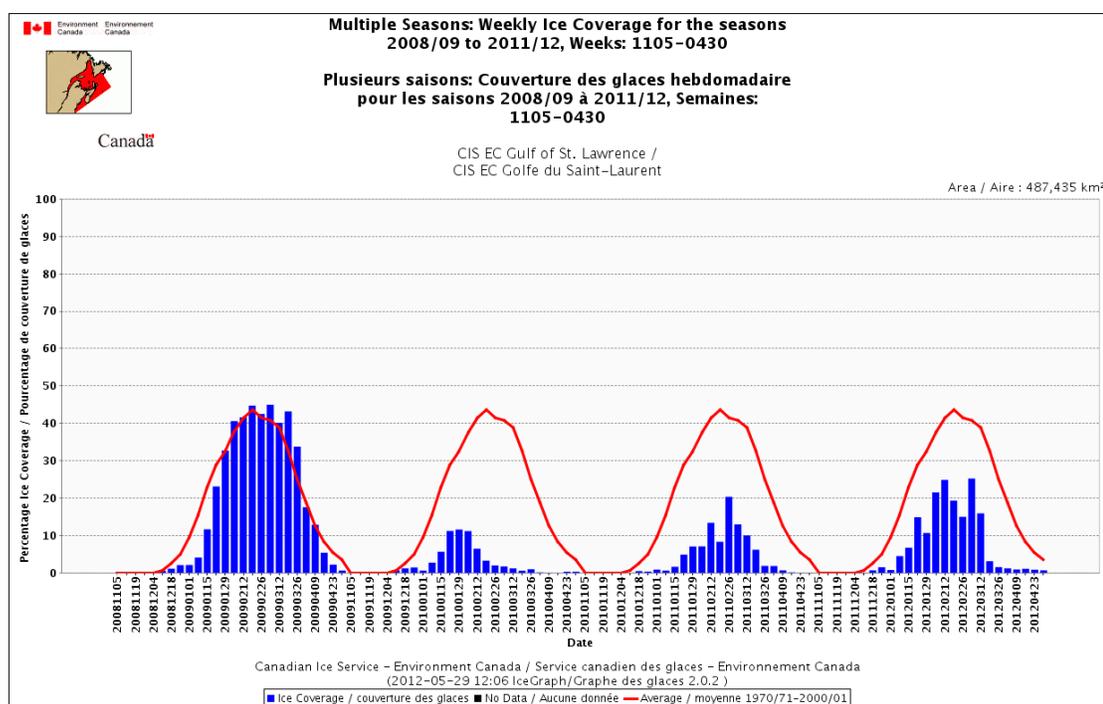
étaient respectivement de  $-3,3^{\circ}\text{C}$  et de  $-6,4^{\circ}\text{C}$ . Ces températures anormales sont observées sur l'ensemble du golfe du Saint-Laurent (Service canadien des glaces, 2011)



**Figure 4.1** Écart entre les concentrations de glace de mer normales et celles observées le 14 février 2011 (Service canadien des glaces, 2011)

Cette absence marquée de glace de mer, provoquée par des températures anormalement élevées, a eu un impact sur l'englacement des rives. Cela explique l'absence de PDG de bas estran pour les deux années de suivi, alors qu'il existe normalement sur la péninsule de Manicouagan un PDG de bas estran bien développé en raison de la présence d'un bas estran large et à faible pente (Bernatchez *et al.*, 2008).

Pour l'essentiel, les épisodes d'englacement sur les sites de suivi sont tardifs pour la saison 2009-2010 (figure 4.2 et appendice A). Ils se sont produits vers la mi-février, alors que la normale pour la région se situe plutôt en janvier (figure 1.5). La figure à l'appendice A présente une série temporelle de la température de l'air pendant la période de suivi.

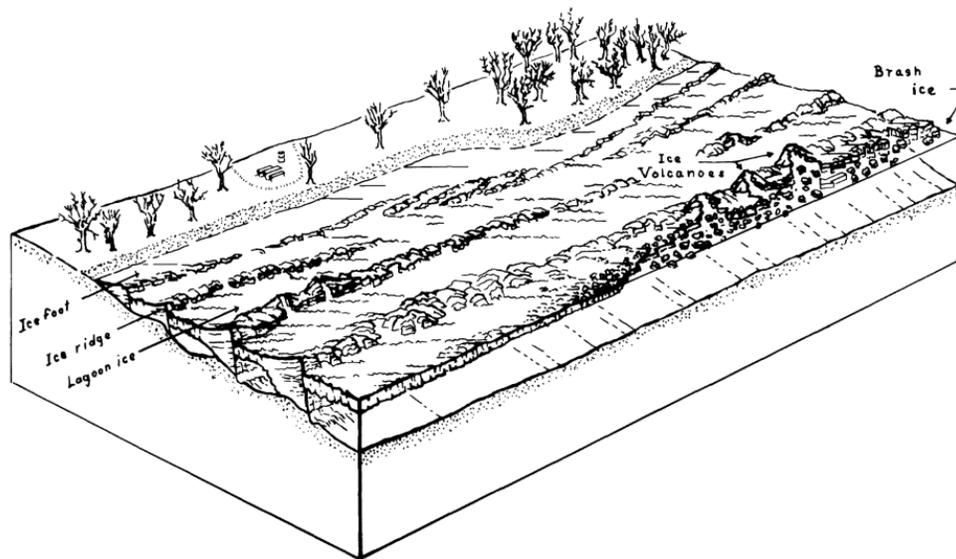


**Figure 4.2** Englacement du golfe du Saint-Laurent période de 2008 à 2012 (Service canadien des glaces, 2011)

La faible couverture de glace de l'hiver 2009-2011 a posé des défis particuliers en raison de l'étendue limitée du PDG, notamment au niveau de sa cartographie. En effet, l'interprétation des classes de PDG aurait été facilitée si des conditions glacielles normales avaient eu cours pendant la période de suivi (ex : présence d'un PDG d'une largeur d'au moins une centaine de mètres).

#### 4.1.2 Disposition du pied de glace

Il fut parfois difficile de lier les formes du PDG observées sur le terrain avec la classification et la description du PDG proposée par Dionne (1973). Les résultats présentés distinguent trois zones de PDG, qui peuvent difficilement être qualifiées de PDG nival, de PDG de haut estran et de PDG de bas estran selon leur emplacement sur la plage ainsi que le propose Dionne. Par contre, la structure du PDG observé sur le terrain correspond mieux aux formes identifiées par Barnes *et al.* (1993). La figure 4.3, qui schématise l'organisation typique d'un PDG selon Barnes *et al.*, présente le PDG comme une succession de crêtes de glace et de « lagunes » de glace entre les crêtes. Cette description correspond mieux à la structure et aux formes de glace qui ont été observées sur le terrain.



**Figure 4.3** Vue en plan schématique du pied de glace selon Barnes *et al.* (1993)

Dans le cas du PDG de la péninsule de Manicouagan, les différentes formes et zones identifiées sur la figure 4.3 s'apparentent aux lagons et aux crêtes décrites par Barnes (1993). La succession de crêtes et de surfaces de glace plus lisse crée une cible

hétérogène pour un capteur RSO. Ces structures linéaires, parallèles à la côte et de rugosité variable, créeront diverses cibles produisant à la fois de la réflexion spéculaire (lorsque lisses) ou de la rétrodiffusion de surface (lorsque rugueuses).

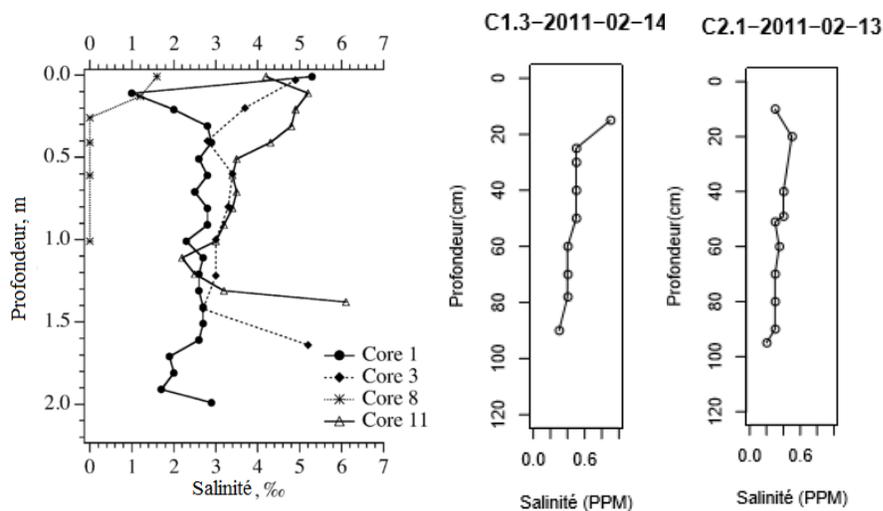
#### 4.1.3 Caractéristiques diélectriques du PDG

En plus de la variabilité spatiale de la glace observée, il est important de s'attarder à la structure verticale du PDG. En effet, les différentes interfaces du PDG modifieront aussi le mode de rétrodiffusion des ondes RADAR en fonction de leurs caractéristiques diélectriques respectives. Le PDG de la péninsule de Manicouagan présente le plus souvent la succession verticale suivante (de haut en bas) : un couvert de neige, une multitude de couches de glace, puis une plage de sable gelée dans une matrice d'eau.

D'autres études se sont intéressées à caractériser le profil vertical de la glace, dont deux nous semblaient pertinentes pour mettre en contexte nos résultats. La première (Jeffries *et al.*, 1994) s'attarde à la glace d'eau douce ancrée sur le fond, et la deuxième (Eicken *et al.*, 2004) s'intéresse à la glace en milieu estuarien, comme sur notre site d'étude.

Jeffries et ses collègues (1994) se sont attardés à caractériser la glace des lacs d'eau douce du Nord canadien, notamment en terme de variabilité de l'intensité de la rétrodiffusion en fonction de la forme et de la taille des bulles d'air contenues dans la glace. La comparaison de leurs résultats à ceux obtenus dans notre étude confirme que la glace de lac et le PDG ne sont pas deux milieux comparables. La glace du PDG est moins homogène et constitue un volume beaucoup plus opaque aux ondes radar que la glace d'eau douce, ce qui explique l'absence de rétrodiffusion volumique observée dans nos résultats. Cela explique aussi pourquoi les valeurs d'intensité de la rétrodiffusion ne chutent pas dramatiquement lorsque la glace est ancrée au sol comme Kozlenko et Jeffries l'ont observé sur les lacs de l'Alaska, (Kozlenko et Jeffries, 2000, Jeffries *et al.* 1994).

Eicken *et al.* (2004) se sont eux attardés à caractériser les profils de salinité de carottes prélevées dans la mer de Laptev. Ils présentent des résultats d'échantillons de glace, recueillis près de l'embouchure du fleuve Lena, qui montrent des profils de salinité semblables à ceux observés dans nos données. Cette constatation permet d'avancer l'hypothèse que l'apport d'eau douce des rivières est un élément non négligeable pour l'interprétation du signal rétrodiffusé par la glace en milieu estuarien comme c'est le cas sur notre site d'étude. La figure 4.4 illustre les profils de salinité recueillis par Eicken *et al.* (2004).



**Figure 4.4** Profils de salinité recueillis par Eicken *et al.* (2004) le profil de l'échantillon 8 (Core) est similaire aux profils obtenus dans le PDG (à droite). Les échantillons 1, 3 et 11, forés au large, adoptent les profils de la glace de mer.

S'il est vrai que la salinité initiale de l'eau qui crée le pied de glace est importante, l'aspect temporel reste toutefois crucial, car le profil de salinité est fortement influencé par les processus thermodynamiques de croissance de la glace. Le profil typique, en forme de C, de la salinité est plus prononcé à l'automne pour la glace de mer, juste après sa formation. Dans le cas du PDG, la glace en surface, pour les carottes situées

plus près de la mer (zone 3), possède aussi une salinité plus élevée en raison de sa formation plus récente. Ainsi, un gradient de salinité est observé de la côte vers le large, modifiant de la sorte les propriétés diélectriques du PDG. La profondeur de pénétration des ondes radar diminue en fonction de l'augmentation de la constante  $\epsilon'$  à l'interface glace/atmosphère, ce qui favorise la rétrodiffusion de surface. Donc, la rétrodiffusion de volume se retrouve plus fréquemment dans la partie du PDG située près du haut de la plage et elle cède progressivement place à la rétrodiffusion de surface à mesure que le gradient de salinité s'étend vers le large, tout dépendant de la température et de l'irradiation solaire au moment de la prise de vue.

En somme, le PDG est un environnement marqué par des zones à plus forte rugosité (les crêtes, p.ex. : zone 3) et des zones plus lisses (les « lagon », p.ex. : zone 2) qui s'étendent parallèlement à la côte. La salinité de la glace qui le compose variera en fonction du laps de temps écoulé depuis sa création, ce qui crée un gradient de salinité du haut vers le bas du PDG. Les sédiments incorporés à la structure du PDG sur la péninsule de Manicouagan seront sableux s'ils proviennent de l'estran ou argileux s'ils proviennent des falaises de l'arrière plage. La variabilité de tous ces facteurs fait en sorte que le type de rétrodiffusion dominant risque de ne pas être constant sur l'ensemble de la surface du PDG. De plus, les températures plus hautes que la normale pendant les années de suivi ont provoqué de faibles concentrations de glace de mer et l'absence relative de PDG de bas estran. La faible quantité de glace présente sur les sites d'étude en a compliqué la cartographie par imagerie satellite, car la largeur du PDG observé est à la limite de la résolution spatiale nécessaire pour résoudre une telle cible.

## 4.2 Traitement des images radar pour la cartographie du PDG

### 4.2.1 Filtres

Dans le cadre du présent travail, un filtre de Lee amélioré de tailles 5, 7 et 11 a été employé. Selon une analyse récente de différents filtres polarimétriques produite par Foucher et Lopez-Martinez (2014), le filtre de Lee amélioré est plus approprié pour les petites fenêtres (5x5). Toutefois, selon ces auteurs, pour l'utilisation des paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier (1997), une fenêtre 7x7 est idéale. Comme les auteurs de la méthode de classification C (Ferro-Famil, Pottier, Lee, 2001) recommandent une taille minimale de 11x11, il était donc approprié de tester ces trois tailles (5, 7 et 11) et d'en comparer les résultats les uns aux autres. Au final, le filtre de Lee amélioré de taille 11 crée des formes plus cohérentes et continues, contrairement au filtre de taille 5 qui atténue moins l'aspect poivre et sel. L'utilisation du filtre de taille 11 augmente le contraste entre les différents milieux, ce qui en facilite l'interprétation.

#### 4.2.2 Décomposition polarimétrique

Les paramètres de décomposition polarimétrique utilisés pour ce travail ont été sélectionnés suite à une analyse qualitative. En plus de la méthode de décomposition du signal polarimétrique sélectionnée (Cloude et Pottier, 1997), plusieurs autres méthodes de décomposition polarimétrique disponibles dans PolSARpro ont été évaluées. Les méthodes de Freeman et Durden (1998) et de Touzi (2007) ont notamment été testées sur le jeu de données du 7 février 2010 et évaluées qualitativement. Pour la plupart, les résultats de ces décompositions ne réussissaient pas à mettre en évidence l'entité linéaire qu'est le PDG, contrairement aux paramètres de Cloude et Pottier qui donnaient des résultats assez concluants initialement.

Il est certain qu'effectuer une analyse de la séparabilité de chacune des classes en fonction des valeurs d'entropie, d'anisotropie et d'angle  $\alpha$  par des méthodes statistiques telles qu'une analyse ANOVA ou des tests de Kolmogorov-Smirnov, pour identifier les distributions distinctes l'une de l'autre, aurait aidé à évaluer la pertinence de

l'utilisation des indices polarimétriques choisis en vue cartographier le PDG. Les résultats d'une telle analyse, si elle avait été conduite sur d'autres indices à la manière de Gill, Yackel et Geldsetzer (2013), auraient pu aider à mieux justifier le choix d'un paramètre polarimétrique par rapport à d'autres. Diverses contraintes techniques et de temps ont fait en sorte que cette analyse ne fut pas menée au bout du compte.

De plus, selon les résultats de l'analyse de Gill, Yackel et Geldsetzer (2013), le paramètre d'indice de volume  $P_v$  de Freeman et Durden (1998), le paramètre  $\lambda_s$  de la décomposition de Touzi (2007) ainsi que l'intensité du signal rétrodiffusé  $\sigma^{\circ}HV$ , combinées au paramètre  $H$  de Cloude et Pottier (1997), auraient pu améliorer les résultats obtenus en réduisant les erreurs de commission. Ceci étant dit, leur étude a tout de même confirmé la pertinence de la décomposition de Cloude et Pottier (1997) pour l'application choisie, les paramètres d'entropie et d'angle  $\alpha$  donnant de bons résultats pour la cartographie de la glace de mer selon l'analyse de Gill, Yackel et Geldsetzer (2013).

#### 4.2.3 Réponse polarimétrique du PDG

Deux cas de figure existent pour expliquer les modes de rétrodiffusion dominants du PDG. Dans le premier, la rétrodiffusion de volume prendra son importance si la surface ne sature pas le signal. Dans ce cas, la structure interne du PDG, soit les différentes couches de glace et leurs cristaux, générera le signal rétrodiffusé. Dans le second, la surface rugueuse du PDG ne laisse pas pénétrer l'onde radar et ce sera la rétrodiffusion diffuse qui dominera. La prépondérance d'un mode sur l'autre dépend des conditions d'illumination de la scène et des paramètres atmosphériques (températures, insolation, etc.) au moment de l'acquisition. Ainsi, si la température est très basse ( $\ll -10^{\circ}C$ ), la composante volumique dominera pour la glace, alors que plus la température approche  $\sim 0^{\circ}C$ , plus la rétrodiffusion de surface remplacera la rétrodiffusion de volume jusqu'à dominer totalement le signal.

Dans le cas du PDG des sites de Pointe-Lebel et de Baie-Saint-Ludger, les deux types de rétrodiffusion ont été observés, plus particulièrement pour les acquisitions où les valeurs d'entropie sont élevées. Par contre, les données révèlent que la rétrodiffusion de surface est le mécanisme de rétrodiffusion dominant pour le PDG.

La variabilité temporelle de la signature du PDG est marquée par l'existence de corrélations entre les valeurs d'entropie et l'angle d'incidence (tableau 3.4). Une seconde corrélation, mais plus faible, existe aussi entre H et la température de l'air au moment de l'acquisition de l'image. Si la température au moment du passage du satellite ne peut pas être contrôlée, l'angle d'incidence, lui, est déterminé par l'utilisateur. La planification des acquisitions RADARSAT-2 pour la cartographie du PDG devrait donc être effectuée en utilisant les angles d'incidence plus faibles, ce qui permettra de réduire l'entropie, favorisant ainsi l'identification du mode de rétrodiffusion dominant du PDG et simplifiant l'analyse polarimétrique de la cible. Les mauvais résultats de classification obtenus pour le 14 mars 2011 avec l'angle d'incidence le plus élevé ( $46^\circ$ ) en témoignent. En disposant d'un plus grand échantillon, il serait possible d'identifier un seuil à ne pas dépasser et d'affirmer hors de tout doute qu'une relation de causalité existe entre ces deux paramètres.

La variabilité des angles d'incidence disponibles dans notre jeu de données a été déterminée par la disponibilité du satellite au-dessus des sites de suivi. Toutes possibilités d'acquisition disponibles pour l'aire d'étude pendant la période de suivi ont été sollicitées au bureau de commande de l'Agence spatiale canadienne. Toutefois, considérant la priorité moindre accordée aux commandes du programme SOAR-E, certaines acquisitions ont été refusées en raison de conflits avec d'autres utilisateurs de RADARSAT-2. Il s'agit d'une limite inhérente à l'utilisation de ce satellite.

À la lumière de l'analyse des résultats de caractérisation par les paramètres polarimétriques d'entropie, d'anisotropie et d'angle  $\alpha$ , il est possible d'affirmer que la ville, la forêt, l'eau libre de glace, la glace lisse, la glace mince et le PDG de bas estran ont tous des signatures polarimétriques différentes du PDG de haut estran. Par contre, les tourbières, la glace de mer rugueuse et la glace de mer épaisse ont des signatures semblables à celle du PDG de haut estran, ce qui a engendré des erreurs de commission. Tel que mentionné précédemment, la signature polarimétrique du PDG n'est pas unique, vu la nature hétérogène de cet environnement et la variabilité temporelle affectée par les conditions climatiques agissant sur la réponse radar du PDG.

#### 4.2.4 Classificateurs

Plusieurs types de classificateurs furent testés pour tenter d'obtenir les meilleurs résultats de cartographie du PDG. Les résultats de classification par l'espace segmenté H- $\alpha$ , Wishart et SVM ont été présentés, mais d'autres classificateurs ont aussi été testés. La classification d'un composé fausses couleurs de Pauli a été effectuée avec le classificateur à logique floue (Fuzzy K-mean). Cette méthode d'abord créée pour une utilisation sur les données à polarisation unique HH avait été implémentée avec succès pour la classification de la glace en milieu fluvial avec des données RADARSAT-1 (Weber, 2001; 2003). Compte tenu de sa simplicité, la méthode a été testée avec le logiciel *PCI Geomatica sur le jeu de données du 7 février 2010*. Les résultats obtenus (~87 % d'exactitude) sont présentés dans une autre communication (Tolszczuk-Leclerc *et al.*, 2012). Le problème majeur de cette méthode est qu'elle ne peut facilement être automatisée et qu'ils s'agit d'une autre méthode de classification supervisée. La méthode par classificateur SVM, déjà implémentée dans le même environnement de travail que la méthode de Cloude-Pottier, fut donc privilégiée au détriment du classificateur Fuzzy K-mean quand vint le temps de sélectionner une méthode de classification supervisée pour l'analyse finale.

Des tests pour trouver une méthode permettant de masquer les milieux terrestres avant d'effectuer les analyses polarimétriques ont été effectués. L'obstacle majeur à cette approche est la nécessité de procéder à l'orthorectification des données pour pouvoir appliquer le masque. Or, il est impossible de retrouver le format *single look complex* nécessaire à nos analyses après le processus d'orthorectification dans le logiciel PCI ou MapReady. À notre connaissance, seul le logiciel NEST permet cette opération, mais d'autres contraintes éliminent la possibilité réelle de procéder de la sorte. Le masque pouvant être utilisé par NEST doit être tracé à main levée et ce à une échelle beaucoup trop petite pour être valable. Puisque le PDG se retrouve à l'interface terre-mer et que sa largeur moyenne est de  $\sim 31,5$  m, le masque de traitement devrait être précis à au moins un pixel près ( $\pm 8$  m), soit environ à l'échelle 1:10 000. Le trait de côte doit donc être photo-interprété à l'échelle d'une photographie aérienne, ce qui n'est pas techniquement possible avec le logiciel NEST.

Une autre approche intéressante pour restreindre la zone d'analyse est celle de Tracy et Daly (2003) mettant à profit les données Landsat-TM pour générer un masque de traitement. Cette méthode a des limites qui la rendent aussi impraticable dans le cadre du PDG. D'une part, la résolution spatiale d'une image Landsat (27,8 m) ne permet pas l'extraction du PDG, souvent plus mince qu'un pixel. D'autre part, cette méthode nécessite une cohérence temporelle élevée entre les scènes Landsat et RADARSAT-2. En raison de la présence de glace en transit dans l'estuaire, le masque de traitement créé par Landsat sera généralement inexact et il ne pourra pas être utilisé pour cartographier l'étendue d'eau libre. Il est aussi plutôt rare d'obtenir des données Landsat et RADARSAT-2 la même journée pour une région donnée; même lorsque c'est possible, un délai entre les deux images subsistera et la mobilité importante de la glace de mer risque fort d'invalider le masque créé par Landsat, même s'il n'a que quelques heures de décalage.

La méthode de classification de Ferro-Famil, Pottier et Lee (2001), telle qu'implémentée dans le logiciel PolSARpro, a donc finalement été privilégiée, notamment parce que le logiciel est à code source ouvert et parce qu'il était simple d'en automatiser le processus. De plus, les résultats obtenus par Scheuchl *et al.* (2001, 2004) dans les classifications effectuées avec cette technique pour la glace de mer étaient très satisfaisants. L'utilisation de cette même méthode avait permis aussi à Mermoz *et al.* (2014) d'obtenir des résultats de classification de la glace de rivière encourageants.

#### 4.2.5 Résultats de classification

Comme la surface du pied de glace n'est pas homogène, des erreurs de commission et d'omission étaient probables. En effet, les résultats ont démontré que la variabilité du pied de glace peut difficilement être saisie par une seule classe (tableau 3.5). Sur la figure 3.18, carte B par exemple, on observe plusieurs structures linéaires en forme de bandes formées par un éventail de classes. Ces structures formant le PDG, plus évidentes le 14 mars 2011, témoignent de l'hétérogénéité du PDG. L'organisation linéaire et parallèle à la côte des structures observée rappelle les formes de crêtes et lagunes du PDG, telles que définies par Barnes *et al.* (1993). Si la méthode B ( $WHA\alpha$ ) est la plus performante pour mesurer cette variabilité, la méthode C ( $WH\alpha$ ), moins précise, permet de rassembler toutes les classes de PDG en une seule qui correspond mieux à la surface réelle du PDG. Le défi consiste alors à réussir à exploiter l'information sur la variabilité du PDG disponible avec la méthode B ( $WHA\alpha$ ), tout en préservant la rapidité et la simplicité d'exécution de la cartographie du PDG.

La méthode A (espace segmenté  $H-\alpha$ ) (figures 3.13 et 3.14) donne des résultats imprécis; son pouvoir de discrimination est faible, tel que prévu, en raison des signatures polarimétriques obtenues. Bien que cette méthode se comporte bien pour les environnements terrestres, la délimitation des structures de glace est supérieure avec les méthodes B et C. L'addition du classificateur de Wishart à la méthode A pour

obtenir la méthode C est certainement bénéfique, car elle permet de raffiner grandement la classification initiale. C'est ultimement la méthode B ( $WHA\alpha$ ) qui semble la plus exacte : la création de 16 classes par l'ajout du paramètre d'anisotropie permet un niveau de détail que les autres méthodes n'atteignent pas. En ce qui concerne la méthode supervisée F, mettant à profit le classificateur SVM, elle performe bien pour la plupart des milieux, mais peine à séparer l'eau libre des formes de glace nouvelle et de la glace mince. La méthode de classification supervisée proposée est une approche valable, mais nécessitera deux étapes d'interprétation par l'utilisateur, ce qui présente un désavantage par rapport à la méthode B qui ne nécessite qu'une analyse à posteriori des résultats.

Les essais effectués au niveau des combinaisons dualpol montrent que les deux combinaisons polarimétriques (HH et HV ou VV et VH) donnent des résultats similaires. Des erreurs de commission sont observables entre l'eau libre et la glace de mer mince de première année. Des erreurs d'omission pour l'eau libre en milieu saumâtre ou d'eau douce dans les estuaires sont aussi constatées. Les autres formes de glace de mer, telles que la glace rugueuse ou la glace blanche de première année, sont bien identifiées par les méthodes D et E. En ce qui concerne le PDG, des erreurs de commission avec les types de glace de mer et divers milieux terrestres se produisent. Pour les milieux terrestres, encore une fois, l'utilisation d'un masque de terre pourrait régler ces problèmes. Il serait pertinent d'effectuer plus de recherche pour augmenter la confiance dans les résultats des méthodes D et E, puisque l'utilisation des données dualpol permet de quadrupler la surface imagée (650 km<sup>2</sup> à 2500 km<sup>2</sup>) en une seule acquisition pour une même résolution spatiale.

Contrairement aux résultats obtenus dans les deltas des fleuves Iénisseï (Eicken *et al.*, 2005) et Mackenzie (Yue *et al.*, 2013), l'identification de la glace ancrée sur le fond dans les estuaires des rivières Manicouagan et aux Outardes est impossible par

l'utilisation des classifications mettant à profit les paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier. Les méthodes de Eicken et Yue sont basées sur la puissance du signal rétrodiffusé et non pas sur le type de rétrodiffusion observée, ce qui permet d'expliquer cette différence. Toutefois, la progression du couvert de glace au cours de l'hiver dans les zones d'eau douce à saumâtre, depuis les côtes à marais maritime vers le centre du chenal, est observable dans les cartes classifiées avec les méthodes B, C et F. Il est possible d'aisément distinguer les bancs de sable et la présence de chenaux plus profonds.

Au final, la plupart des erreurs de commission qui subsistent dans les méthodes B et C, c'est-à-dire les erreurs de classification qui regroupent le PDG et d'autres milieux, peuvent être réglées par l'application d'un masque ou par l'interprétation du produit de classification. En ce qui concerne les erreurs de commission avec les autres types de glace de première année, un interprète disposant de données de validation de terrain, comme les images des caméras Reconyx™, serait en mesure de déterminer quelles classes représentent réellement le PDG. Finalement, l'emplacement sur la côte et la forme rectiligne des classes identifiées par l'utilisateur rendent possible la cartographie du PDG avec les méthodes B, C ou F. Les erreurs d'omission sont plus difficiles à corriger, elles font partie de l'erreur associée à la méthode.

#### 4.2.6 Précision des classifications

L'évaluation des méthodes testées dépend notamment de la qualité des données de terrain disponibles. S'il y a un écart de temps considérable entre le moment d'acquisition et le moment de levé terrain, il se peut que la glace ait trop dans l'intervalle. Les longs délais augmentent l'erreur associée aux résultats de validation. Cette différence est moins importante dans le cas du pied de glace, étant donné son état stationnaire, mais elle est substantielle pour l'interprétation des formes de glace de mer par rapport à l'imagerie Landsat par exemple. Par ailleurs, certaines surfaces de glace

inaccessibles sur le terrain rendent la limite du pied de glace plus au large difficile à cartographier par GPS en raison des contraintes liées à la sécurité. Dans ces cas, une fraction du pied de glace est utilisée pour effectuer la validation.

La délimitation de l'étendue du PDG avec une meilleure précision de positionnement aurait pu être accomplie à l'aide d'un survol aéroporté ou d'un drone, mais ces équipements n'étaient pas disponibles pour le projet. Or, la forme en dents de scie (figure 3.4) du front du pied de glace nécessite une précision de cartographie qui n'est disponible qu'avec la méthode de cartographie GPS; délimiter les surfaces à partir de profils de PDG est comparativement bien moins précis. Les données de validation acquises par GPS à partir du 7 février 2010 sont donc plus précises. Finalement, il existe une erreur associée à la méthodologie de sélection et de cartographie des placettes de validation. Il est difficile d'estimer cette erreur, car elle dépend de la qualité des levés de terrain et, aussi, de la qualité de la photo-interprétation des parcelles de validation situées dans les autres milieux.

Peu d'information quantitative sur les erreurs d'omission et de commission a été fournie, car elle est difficilement disponible. L'utilisation de matrices de confusion n'est généralement possible qu'avec des méthodes de classification dirigée. Dans le cas des classifications non dirigées, au mieux la répartition des classes qui se retrouvent à l'intérieur de chacun des milieux identifiés peut être présentée.

La quantité de PDG observée sur les plages est aussi un facteur déterminant pour procéder à sa cartographie. Pendant la première année de suivi, le pied de glace moins développé a rendu difficile sa cartographie, et les erreurs de classification avec la plage y sont plus nombreuses. Les meilleurs résultats sont obtenus avec les cinq dernières acquisitions où le pied de glace était bien présent.

Les résultats de l'analyse montrent que la méthode B ( $WHA\alpha$ ) est la plus précise et qu'elle permet de mieux représenter la variabilité observée du pied de glace (zones 1, 2, 3); toutefois, cette précision se traduit par un plus grand nombre de classes pour le PDG. Le pouvoir de discrimination moindre de la méthode C ( $WH\alpha$ ), en rassemblant en une seule classe la multitude d'environnements de rétrodiffusion qui composent le PDG, accroît l'exactitude de cette méthode comparativement à la méthode B. En outre, la méthode B génère plus d'erreurs d'omission pour l'eau libre en présence de vagues que la méthode C. Le vent a une influence majeure sur la qualité de la classification de l'eau libre, car il en influence la rugosité et la signature.

En résumé, plusieurs constats peuvent être tirés des résultats obtenus :

- Les méthodes dualpol (D et E) sont pratiquement aussi précises (65 %) que la méthode WH $\alpha$  (76 %)
- La méthode WHA $\alpha$  (B) est la plus précise, mais son exactitude, 60 % en moyenne, pour la cartographie du PDG n'est pas la plus élevée.
- La méthode F, la classification supervisée, est exacte à 63 % en moyenne; elle est donc équivalente à la méthode non supervisée B.
- La méthode WH $\alpha$  (C) pour une taille de filtre 11 donne les meilleurs résultats de classification du pied de glace, avec une exactitude de 76 % en moyenne.

Initialement, on espérait pouvoir procéder à la cartographie des crêtes de poussée glacielle (CPG) en tant qu'entité distincte du PDG, vu l'abondance de doubles bonds causés par la grande quantité de blocs basculés. Une crête de poussée glacielle a d'ailleurs été observée sur le terrain le 14 février 2011, puis capturée sur l'image RADARSAT-2 subséquente. Cependant, les résultats des classifications obtenues n'ont pas montré qu'il est possible d'extraire les CPG du reste du PDG. La faible superficie de la crête observée pourrait aussi être responsable des difficultés rencontrées pour la cartographie. La méthode de cartographie du PDG développée n'est donc pas au point pour un usage de détection et de prévision des risques associés aux événements de CPG.

#### 4.3 Exemples d'application pour l'étude du PDG

En plus de l'objectif principal de ce mémoire, nous avons voulu montrer que les cartes de PDG produites pouvaient servir à étudier le PDG proprement dit. Deux exemples d'application ont été examinés. La première est l'étude de la variabilité spatiale du PDG en fonction des types de côte. La seconde est l'estimation quantitative de la charge sédimentaire contenue dans le PDG, en combinant les cartes de PDG avec des observations *in situ*.

#### 4.3.1 Analyse de la variabilité spatiale du PDG

L'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace en fonction du type de côte est une approche originale qui n'a pas été explorée auparavant. L'interprétation des cartes de glace issues de la méthode C a été effectuée et la variabilité du recouvrement de la côte par le PDG a été analysée. Les résultats démontrent que la variabilité est minimale au plus fort de l'hiver, pendant le pléniglacial, lorsque l'étendue de la glace est maximale sur tous les types de côte. Par contre, les résultats montrent une variabilité spatiale plus importante aux moments de la formation et de la fonte de la glace. Les analyses effectuées sur les images du 24 décembre 2009 et du 10 janvier 2010, en période de formation, et celles des 14 et 28 mars 2011, acquises en période de démantèlement, montrent qu'une variabilité significative (0,05) est présente et qu'elle peut être expliquée en partie par le type de côte observé. L'analyse statistique ANOVA a permis de démontrer que la variabilité intergroupe est significative et qu'elle peut être attribuée au type de côte. Donc, le type de côte permet, au moins en partie, d'expliquer la variabilité spatiale observée pour le PDG.

Un ensemble de facteurs peuvent influencer sur la concentration observée du PDG sur les côtes, notamment : la pente, la largeur et l'orientation de la plage. Ces mêmes facteurs sont aussi déterminants lors de la classification d'un type de côte. Il est donc on ne peut plus logique de penser que le type de côte explique le régime glaciaire qu'on y observe en hiver.

Dans le contexte de cette étude, l'analyse de la variabilité de la concentration du pied de glace est limitée par la fiabilité de la méthode de classification développée. La marge d'erreur de la méthode de classification C, ainsi que l'erreur associée à la photo-interprétation des résultats, doivent être prises en compte. Il serait intéressant de poursuivre l'analyse des liens entre la concentration de glace observée sur les côtes et le type de côte. À terme, en couplant cette analyse avec des modèles de prédiction de

la glace de mer, il pourrait être possible de prédire la présence ou l'absence de glace sur un type de côte sans devoir utiliser la télédétection ou des données de terrain.

#### 4.3.2 Quantification de la charge sédimentaire du PDG

Le but de l'analyse de la quantification de la charge sédimentaire du PDG était de présenter une des applications possibles de la méthode de cartographie du pied de glace dans un contexte de gestion de l'érosion des berges, et de démontrer le potentiel d'une méthode de télédétection pour extrapoler les estimations de la charge sédimentaire du pied de glace. Par cette démonstration, il fut possible d'illustrer l'impact que cette technique de quantification de la charge sédimentaire du PDG peut avoir sur le calcul des bilans sédimentaires côtiers. Jusqu'à maintenant, personne à notre connaissance n'avait utilisé la télédétection pour obtenir une estimation précise du volume de glace sur les plages.

Avec cette nouvelle méthode, il est maintenant possible d'estimer le volume de glace présent sur les côtes, si l'on dispose de trois éléments : 1) la pente moyenne de l'estran; 2) la pente moyenne de la surface du PDG et 3) la cartographie de la surface du PDG. Dans le cas présent, la pente de la plage est calculée à partir des levées Lidar effectués par le LDGIZC et la pente de la surface du PDG est calculée à l'aide des mesures d'épaisseur de glace issues des carottages effectués sur les sites de suivi. Finalement, la surface du PDG est cartographiée avec l'imagerie RADARSAT-2. Avec ces trois éléments en main, le volume de PDG peut être calculé, mais plusieurs sources d'erreur affectent la précision du calcul : 1) l'écart entre la topographie réelle de la plage et le modèle; 2) l'écart entre la topographie réelle du PDG et le modèle qui la représente; et 3) la précision de la cartographie de la localisation du PDG. Finalement, le calcul de la charge sédimentaire totale du PDG est le produit du volume de PDG calculé et de la concentration moyenne de sédiments fins dans le PDG, obtenue par carottage. Les résultats obtenus (~2 800 t/km<sup>2</sup>) sont assez semblables aux estimations faites par

Dionne (1993b) pour la région de l'estuaire du Saint-Laurent et reproduites dans le tableau 4.1.

**Tableau 4.1**

Reproduction du tableau rassemblant les estimations sur la charge sédimentaire du pied de glace pour différentes régions du monde (adapté de Dionne, 1993b)

Région	Type de matériel		Concentration (t/km <sup>2</sup> )	Référence
	Fin	Grossier		
<b>Arctique Canadien</b>				
Baie de Frobisher	x	x	63 750	McCann et Dale (1986)
Pangnirtung	x	-	90 000	Gilbert (1983)
South Bay	x	x	2 500	Bird (1953)
Bassin de Foxe	x	-	20 000	Campbell et Collin (1958)
<b>Labrador</b>				
Makkovik Bay	x	x	13 000	Rosen (1979)
<b>Estuaire du St-Laurent</b>				
Haut estuaire	x	x	500 -1000	Brochu (1957, 1961)
Haut estuaire	x	x	10 000 – 20 000	Dionne (1987a)
Estuaire moyen	x		25 000	Dionne et Lavoie (1990)
Montmagny	x	-	60 000	Dionne (1981, 1984)
Cap Tourmente	x	-	15 000	Troude et Sérodes (1985-1988)
Manicouagan	x	-	2800	Tolszczuk-Leclerc (2014)
Baie de Fundy	x	-	13 000	Bancroft (1902)
Bassin Minas	x	-	13 000	Bancroft (1902)
Cobequid Bay	x	-	5000 – 22 000	Knight et Dalrymple (1976)
<b>Alaska mer de Beaufort</b>				
North Coast	x	-	243	Barnes et Reimnitz (1982)
Prudhoe Bay	x	-	800	Barnes <i>et al.</i> (1982)
Harrison Bay	x	-	2950	Osterkamp et Gosink(1984)
<b>Mer de Béring</b>				
Norton sound	x	-	31 000	Osterkamp et Gosink(1984)
Barents Sea	x	-	27 272	Larssen <i>et al.</i> (1987) Elverhøi <i>et al.</i> (1989)
<b>Lac Michigan</b>				
	x	x	54 000	Miner et Powel (1991)
	x	x	19 300	Reimnitz <i>et al.</i> (1991)
	x	x	61 250	Barnes <i>et al.</i> (1993)

Dans tous les cas, les résultats présentés sont à interpréter avec prudence, car ils ont tous fait l'objet d'extrapolation. Le nombre d'échantillons utilisés pour calculer la concentration moyenne de sédiment dans le PDG est très important. Dans notre cas, ce nombre est faible, en quantité et dans l'espace, vu le nombre limité de carottes prélevées. Les résultats obtenus sont aussi affectés par la performance de la méthode de cartographie du PDG que nous avons développée. Une marge d'erreur de 24 % associée à la classification devrait donc être prise en compte. Il est indéniable que la variabilité de la charge sédimentaire est importante et que notre méthode d'échantillonnage était insuffisante pour la capturer. Il faudrait donc augmenter le nombre d'échantillons pour réduire l'erreur. Une option serait d'augmenter nombre de carottes et d'interpoler une carte de concentration du sédiment en fonction de la cartographie préalable du PDG. Il serait aussi intéressant de vérifier s'il existe un lien entre la charge sédimentaire du PDG et le type de côte. Finalement, utiliser la topographie réelle de la plage au lieu d'en calculer la hauteur depuis les points de référence de pente permettrait aussi d'obtenir une meilleure estimation, à condition que le levé ait été effectué peu de temps avant la formation du pied de glace.

En somme, disposer d'un échantillon plus représentatif de la concentration en sédiment du pied de glace, moduler le calcul en fonction du type de côte, produire un meilleur modèle de la topographie du pied de glace, travailler avec la surface réelle de la plage et disposer d'une méthode de cartographie plus précise du pied de glace permettraient de préciser considérablement les résultats obtenus. L'impact de cette nouvelle méthode de calcul de la charge sédimentaire du PDG est tout de même important, car la méthode présente le potentiel d'améliorer substantiellement la précision du calcul du bilan sédimentaire d'une cellule hydrosédimentaire côtière et, ainsi, d'aider à en faire une meilleure gestion.

## CHAPITRE V

### CONCLUSION

La zone côtière est soumise à de multiples aléas pouvant avoir des répercussions considérables sur les infrastructures côtières. Afin d'effectuer une gestion efficace de ces milieux à risque, il est nécessaire de disposer d'une méthode rapide et économique pour effectuer la cartographie de la glace littorale. Ce projet de recherche a été réalisé pour répondre à cette problématique et pour améliorer la compréhension du problème de l'érosion côtière dans un contexte nordique. Il visait notamment à améliorer les estimations du bilan sédimentaire en lien avec les dynamiques glacielles dans un contexte de changements climatiques susceptibles d'abrèger la période d'englacement des rives en milieux nordiques

Or, avec les technologies satellitaires actuelles, il est possible produire de manière routinière des cartes de glace à haute résolution spatiale et temporelle. Les travaux entrepris dans ce mémoire avaient donc pour objectif principal de produire une méthode de cartographie semi-automatique du pied de glace à l'aide de données RADARSAT-2. Pour atteindre cet objectif, la caractérisation *in situ* du pied de glace, pour établir la vérité terrain, a été effectuée. Différentes méthodes de traitement des données radar acquises en mode quadpol et dualpol ont été testées et validées sur les données *in situ* récoltées. Finalement, la méthode de cartographie développée a été mise à l'essai pour effectuer l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace et

estimer la quantité de sédiments présents dans la glace de rive sur la péninsule de Manicougan en 2010 et 2011.

La cartographie par satellite du PDG représentait un défi certain, notamment à cause de la grande variabilité des facteurs propres à cette forme (texture, salinité, charge sédimentaire), laquelle s'est reflétée dans la réponse aux ondes radar. De plus, les années où les campagnes de terrain ont été menées présentaient des conditions moins favorables à la formation de PDG. Parmi les méthodes de classification testées, la méthode de Ferro-Famil, Pottier et Lee (2001) a donné le meilleur résultat, permettant de cartographier le pied de glace avec un taux de succès de 69 % à 79 %, selon le site étudié et le filtre utilisé.

Bien qu'aucune des méthodes évaluées dans ce mémoire n'ait permis de représenter parfaitement l'étendue du PDG, les produits cartographiques qu'elles permettent d'obtenir pourraient tout de même s'avérer fort utiles en complément d'une autre méthode de cartographie, telle que la photo-interprétation. De plus, les méthodes présentées dans ce travail se sont tout de même montrés assez performantes pour permettre la mise en œuvre d'applications pratiques, comme la mesure de la variabilité spatiale du pied de glace et l'estimation de sa charge sédimentaire.

En effet, les résultats tirés de la cartographie du PDG ont mis en évidence l'existence d'un lien entre la variabilité spatiale observée dans la répartition de la glace sur la côte et le type de côte. Cette relation a permis d'appuyer les efforts de modélisation du CGC dans notre projet de recherche connexe sur la modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Larent, dans la perspective des changements climatiques (Senneville *et al.*, 2014).

En ce qui concerne le calcul de la charge sédimentaire du PDG, l'approche explorée dans le cadre de ce mémoire a permis d'obtenir des résultats similaires à ceux présentés

dans la littérature, bien qu'avec une marge d'erreur considérable. Des efforts accrus au niveau de la caractérisation de la topographie de la surface du pied de glace et une augmentation du nombre d'échantillons de glace, en combinaison avec l'utilisation d'une méthode de classification plus performante, rendraient possible une estimation plus précise de l'impact du pied de glace dans le bilan sédimentaire des plages. Somme toute, l'approche utilisée était originale et jette les bases d'une nouvelle avenue de recherche combinant télédétection et géomorphologie côtière.

La cartographie du PDG pourrait être bonifiée par l'utilisation d'autres techniques qui n'ont pu être explorées dans le cadre de ce mémoire, telles que la segmentation par réseaux neuronaux, les classificateurs à logique floue et les arbres de décision. Des analyses sur la texture par matrice de cooccurrence de niveaux de gris ou, encore, sur la distribution statistique du bruit entre les différents milieux pourraient aussi être investiguées.

En combinaison avec l'utilisation des données dualpol et l'augmentation de la couverture spatiale conséquente pour chacune des scènes, il est également possible d'envisager étendre l'analyse à toutes les côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. D'ailleurs, seulement une portion des données acquises lors de ce projet de recherche ont été présentées, à savoir celles qui correspondaient dans le temps avec des levés de terrain. Un total de 32 images couvrant d'autres secteurs de la Basse-Côte-Nord, des Îles-de-la-Madeleine, et de la Gaspésie sont disponibles. Ces jeux de données n'ont pas encore fourni leur plein potentiel. Par exemple, certains couples d'images permettraient potentiellement, par l'utilisation de techniques d'interférométrie, de faire des estimations de volume du PDG encore plus précises.

## BIBLIOGRAPHIE

- Allard, Michaud, Ruz et Héquette. 1998. « Ice Foot, Freeze-Thaw of Sediments, and Platform Erosion in a Subarctic Microtidal Environment, Manitounuk Strait, Northern Quebec, Canada. », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 35, no. 9, p. 965-979.
- Arkett, Flett, et De Abreu. 2003. « C-Band Multiple Polarization SAR for Ice Monitoring—What Can It Do for the Canadian Ice Service. ». Canadian Ice Service, Meteorological Service of Canada, Environment Canada, 6 p.
- Barnes. 1999. « The Influence of Ice on Polar Nearshore Benthos. » *Journal of the Marine Biological Association of the UK*, vol. 79, no. 3, p. 401–407.
- Barnes, Kempema, Reimnitz, Cormick, Weber et Hayden. 1993. « Beach Profile Modification and Sediment Transport by Ice: An Overlooked Process on Lake Michigan. », *Journal of Coastal Research*, vol. 9, no. 1, p. 65-86.
- Belchansky, Gennady et Douglas, 2002, « Seasonal Comparisons of Sea Ice Concentration Estimates Derived from SSM/I, OKEAN, and RADARSAT Data. », *Remote Sensing of Environment*, vol. 81, no. 1, p. 67–81.
- Bernatchez, 2003. « Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives », thèse de doctorat, Université Laval, 460 p.
- Bernatchez et Dubois. 2004. « Bilan Des Connaissances de La Dynamique de L'érosion Des Côtes Du Québec Maritime Laurentien. », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 58, no. 1, p. 45-71.
- Bernatchez et Dubois. 2008. « Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North

Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec. », *Journal of Coastal Research*, vol. 24, p. 169-180.

- Bernatchez, Fraser, Friesinger, Jolivet, Dugas, Drejza, et Morissette. 2008. « Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. », *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC*, 256 p.
- Boucher-Brossard. 2012. « Rythme et modes de recul des falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent. », *Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie*, 197 p.
- Bureau du vérificateur général du Canada. 2010. « Automne 2010 – Rapport du commissaire à l'environnement et au développement durable, Chapitre 3, L'adaptation aux impacts climatiques », en ligne, [http://www.oag-bvg.gc.ca/internet/Francais/parl\\_cesd\\_201012\\_03\\_f\\_34426.html](http://www.oag-bvg.gc.ca/internet/Francais/parl_cesd_201012_03_f_34426.html)
- Carsey. 1992. « Microwave Remote Sensing of Sea Ice », *Geophysical Monograph Series. Vol. 68, Washington, D. C., American Geophysical Union*, 462 p.
- CBC News. 2013. « Wall of Ice Destroys Manitoba Cottage », *Canadian Broadcasting Corporation*, en ligne, <http://www.cbc.ca/news/canada/manitoba/wall-of-ice-destroys-manitoba-homes-cottages-1.1356845>.
- Centre Canadien de Télédétection, 2017, « Notions fondamentales de télédétection », *Ressources Naturelles Canada*, en ligne, <http://www.rncan.gc.ca/sciences-terre/geomatique/imagerie-satellitaire-photos-aeriennes/imagerie-satellitaire-produits/ressources-educatives/9364>
- Charbonneau, Brisco, Raney, McNairn, Liu, Vachon et Shang. 2014. « Compact Polarimetry Overview and Applications Assessment. », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 36, sup. 2, p.S298-S315.
- Cheng et Toutin. 2010. « RADARSAT-2 Data: Automated High Accuracy Geometric Correction and Mosaicking without Ground Control Points. », *GEO*

Informatics–Knowledge for Surveying, Mapping,  
<http://www.pcigeomatics.com/pdf/RADARSAT-2data.pdf>, p.22–27.

- Cloude, et Pottier. 1996. « A Review of Target Decomposition Theorems in Radar Polarimetry. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, no. 2, p.498-518.
- Cloude et Pottier 1997. « An Entropy Based Classification Scheme for Land Applications of Polarimetric SAR. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, no. 1, p. 68–78.
- Congalton, 1991, « A review of Assessing the Accuracy of Classification of Remotely Sensed Data », *Remote Sensing of the Environment*, vol. 37, p. 35-46.
- Corriveau. 2010. « Microclimatologie et quantification des processus d'érosion de falaises deltaïques en milieu tempéré froid, péninsule de Manicouagan, Québec. », *Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski*, 146 p. + annexes.
- Denoth. 1980. « The pendular-funicular liquid transition in snow », *Journal of Glaciology*, vol. 23, no. 91, p. 93-97.
- Dierking et Busche. 2006. « Sea Ice Monitoring by L-Band SAR: An Assessment Based on Literature and Comparisons of JERS-1 and ERS-1 Imagery. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 44, no. 4, p. 957-970.
- Dionne, J-C. 1973. « La notion de pied de glace (icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent ». *Cahiers de géographie*, vol. 17, no 41, p. 221-250.
- Dionne, 1993a. « Données Quantitatives Sur Les Cailloux À La Surface Du Couvert Glaciel, Estuaire Du Saint- Laurent. » *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 47, p. 181–192.
- Dionne. 1993b. « Sediment Load of Shore Ice and Ice Rafting Potential, Upper St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada. », *Journal of Coastal Research*, vol. 9, no. 3, p. 628–646.
- Dionne. 2001. « Observations Géomorphologiques Sur Les Méga-Blocs d'un Schorre à *Spartina Alterniflora*, Estuaire Maritime Du Saint-Laurent, Québec /

Geomorphic Observations on the Mega-Boulders in a *Spartina Alterniflora* Tidal Marsh, Lower St. Lawrence Estuary, Québec. », *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, vol. 7, no. 4, p. 243-255.

- Drouin. 2007. « Validation Quantitative Des Cartes de Glace de Rivière RADARSAT-1 », *Rapport de Maîtrise*, Institut National de la Recherche Scientifique, Québec, p.102.
- Drouin, Gauthier, Bernier, Jasek, Penner et Weber. 2007. « Quantitative Validation of RADARSAT River Ice Maps. », *Proceedings of the 14th Workshop on River Ice*, Québec (Québec), Canada.
- Dubois, Bernatchez, Bouchard, Daigneault, Cayer, Dugas. 2005. « Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période de 1996-2003 », *Conférence régionale des élus de la Côte-Nord*, 291 p.
- Duguay et Bernier. 2012. « The Use of RADARSAT-2 and TerraSAR-X Data for the Evaluation of Snow Characteristics in Subarctic Regions. », *Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, p. 3556–3559.
- Drinkwater, Kwok, Rignot, Israelsson, Onstott, et Winebrenner. 1992. « Potential applications of polarimetry to the classification of sea ice. », *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey ed., Washington D.C., AGU, p. 419-430.
- Eicken, Dmitrenko, Tyshko, Darovskikh, Dierking, Blahak, Groves et Kassens. 2005. « Zonation of the Laptev Sea Landfast Ice Cover and Its Importance in a Frozen Estuary. », *Global and Planetary Change*, vol. 48, no. 1-3, p. 55–83.
- Ferro-Famil, Pottier et Lee. 2001. « Unsupervised Classification of Multifrequency and Fully Polarimetric SAR Images Based on the H/A/Alpha-Wishart classifier », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, no. 11, p. 2332–2342.
- Foody. 2002. « Status of Land cover classification accuracy assessment », *Remote Sensing of Environment*, vol. 80, no. 1, p. 185-201.
- Forbes et Taylor. 1994. « Ice in the Shore Zone and the Geomorphology of Cold Coasts », *Progress in Physical Geography*, vol. 18, no. 1, p. 59-89.

- Forbes, Manson, Chagnon, Solomon, Van Der Sanden et Lynds, 2002. « Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence », *Ice in the environment. Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice*, Dunedin, New Zealand, vol. 1, p. 344-351.
- Freeman et Durden. 1998. « A Three-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Data. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, no. 3, p. 963-973.
- Friesinger, Bernatchez. 2010. « Perceptions of Gulf of St. Lawrence coastal communities confronting environmental change: Hazards and adaptation, Québec, Canada ». *Ocean & Coastal Management*, vol. 53, p. 669-678.
- Gauthier, Weber, Savary, Jasek, Paquet et Bernier. 2006. « A Combined Classification Scheme to Characterise River Ice from SAR Data. », *EARSeL eProceedings*, vol. 5, no. 1, p. 77-88.
- Gill et Yackel. 2012. « Evaluation of C-Band SAR Polarimetric Parameters for Discrimination of First-Year Sea Ice Types. », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 38, no. 3, p. 306-323.
- Gill, Yackel et Geldsetzer. 2013. « Analysis of Consistency in First-Year Sea Ice Classification Potential of C-Band SAR Polarimetric Parameters. », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 39, no. 2, p. 101-117.
- Haarpaintner, Tonboe, Long et Van Woert. 2004. « Automatic Detection and Validity of the Sea-Ice Edge: An Application of Enhanced-Resolution QuikScat/SeaWinds Data. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 42, no. 7, p. 1433-1443.
- Hallikainen, Ulaby et Tahera Van Deventer. 1987. « Extinction Behavior of Dry Snow in the 18-to 90-GHz Range. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 25, no. 6, p. 737-745.
- Hamelin, Louis-Edmond. 1961. « Périglaciaire du Canada : idées nouvelles et perspectives globales », *Cahiers de géographie du Québec*, vol. 5, no. 10, p. 141-203.

- Haverkamp et Tsatsoulis. 1995. « A Comprehensive, Automated Approach to Determining Sea Ice Thickness from SAR Data. » IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 33, no. 1, p. 46–57.
- Henderson et Lewis. 1998. « Manual of Remote Sensing, Principles and Applications of Imaging Radar. », Wiley, New York, 866 p.
- Hosseini, Entezari, Homayouni, Motagh et Mansouri. 2014. « Classification of Polarimetric SAR Images Using Support Vector Machines. », Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 37, no. 2, p. 220–233.
- International Panel on Climate Change (IPCC), Solomon, Qin, Manning, Chen, Marquis, Averyt, Tignor et Miller. 2007. « Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change », Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.
- Jasek, Martin, Weber et Hurley. 2003. « Ice Thickness and Roughness Analysis on the Peace River Using RADARSAT-1 SAR Imagery. », Proceedings of the 12th Workshop on River Ice, Canadian Geophysical Union - Hydrology Section, Communication on River Ice Processes and the Environment, Edmonton, p. 18–20.
- Jeffries, Morris, Weeks. 1994. « Structural and stratigraphic features and ERS 1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NM Alaska, winter 1991-1992 », Journal of Geophysical Research, vol. 99, no. C11, p. 22459-22471.
- Kovacs et Sodhi. 1982. « Ice Pile-up and Ride-up on Arctic and Subarctic Beaches. », Coastal Engineering, vol. 5, p. 247–273.
- Kozlenko et Jeffries. 2000. « Bathymetric Mapping of Shallow Water in Thaw Lakes on the North Slope of Alaska with Spaceborne Imaging Radar », ARCTIC, vol. 53, no. 3, p. 306-316.
- Kwok, 2003. « Sub-Daily Sea Ice Motion and Deformation from RADARSAT Observations. », Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 23, p. 1–4.

- Lardeux, Frison, Rudant, Souyris, Tison et Stoll. 2006. « Use of the SVM Classification with Polarimetric SAR Data for Land Use Cartography. », IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing, p. 493–496.
- Laxon, Giles, Ridout, Wingham, Willatt, Cullen, Kwok, Schweiger, Zhang, Haas, Hendricks, Krishfield, Kurtz, Farrell et Davidson, (2013), « CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, no. 4, p. 732–737.
- Lee, Grunes et De Grandi. « Polarimetric SAR Speckle Filtering and Its Implication for Classification », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, no. 5, p. 2363–2373.
- Lee. 1980. « Digital Image Enhancement and Noise Filtering by Use of Local Statistics », *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, vol. PAMI-2, no.2, p. 165-168.
- Lemmen, Warren, James, et Mercer. 2016. « Canada's Marine Coasts in a Changing Climate », Commission Géologique du Canada, Ressources Naturelles Canada, Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 274p.
- Liu, Martin et Kwok. 1997. « Tracking of Ice Edges and Ice Floes by Wavelet Analysis of SAR Images. », *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 14, no. 5, p. 1187.
- Lopez-Martinez, Ferro-Famil et Pottier. 2005. « Polarimetry-Tutorial », Agence Spatiale Européenne, documentation PolSARpro, en ligne, 2017, <https://earth.esa.int/web/polsarpro/polarimetry-tutorial>
- Mahoney, Eicken, et Shapiro. 2007. « How Fast Is Landfast Sea Ice? A Study of the Attachment and Detachment of Nearshore Ice at Barrow, Alaska. », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 47, no. 3, p. 233–255.
- Mahoney, Eicken, Shapiro et Graves. 2006. « Defining and Locating the Seaward Landfast Ice Edge in Northern Alaska. », *Proceedings of the 18th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions*, vol. 3, p. 991–1000.

- Maillard et Clausi. 2005. « Operational Map-Guided Classification of SAR Sea Ice Imagery. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, no. 12, p. 2940–2951.
- Mäkynen. 2007. « Investigation of the Microwave Signatures of the Baltic Sea Ice. », Thèse de doctorat, Helsinki, Université de Helsinki, 131 p.
- Marsh, Bryan et Dozier. 1976, « Aerial imagery of Lake Superior coastal ice », *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 30, p. 179-186.
- Mermoz, Allain, Bernier, Pottier, Gherboudj. 2009. « Classification of river ice using polarimetric SAR data », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 35, no. 5, p. 460-473.
- Nakamura, Wakabayashi, Naoki, Nishio, Moriyama et Uratsuka. 2005. « Observation of Sea-Ice Thickness in the Sea of Okhotsk by Using Dual-Frequency and Fully Polarimetric Airborne SAR (pi-SAR) Data. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, no. 11, p. 2460–2469.
- Next European SAR Toolbox (NEST). 2014. Agence Spatiale Européenne, Logiciel, <https://earth.esa.int/web/nest/home>
- National Snow and Ice Data Center (NSIDC), 2017, « Arctic vs. Antarctic », page web, <https://nsidc.org/cryosphere/seaice/characteristics/difference.html>
- Ogorodov. 2003. « The Role of Sea Ice in the Coastal Zone Dynamics of the Arctic Seas. », *Water Resources*, vol. 30, no. 5, p. 509–518.
- PCI Geomatics. 2014. « Geomatica Training Guide », en ligne, <http://www.pcigeomatics.com/training-manual-downloads>, 196 p.
- Peake et Oliver. 1971. « The Response of Terrestrial Surfaces at Microwave Frequencies », Rapport technique, Defense Technical Information Center, 278 p.
- Prinsenberget et Holladay. 2008. « Measuring the Thicknesses of the Freshwater-Layer Plume and Sea Ice in the Land-Fast Ice Region of the Mackenzie Delta Using Helicopter-Borne Sensors. », *Journal of Marine Systems*, vol. 74, no. 3-4, p. 783–793.

- Ramsay, Flett, Andersen, Gill, Nghiem et Bertoia. 2004. « Technical Note / Note Technique Preparation for the Operational Use of RADARSAT-2 for Ice Monitoring », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, no. 3, p. 415–423.
- Scheuchl, Cumming et Staples. 2001. « Automated Sea Ice Classification Using Spaceborne Polarimetric SAR Data. », *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, p. 3117–3119.
- Scheuchl, Hajnsek et Cumming. 1988. « Sea Ice Classification Using Multi-Frequency Polarimetric SAR Data. », *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 9, p. 1914–1916.
- Scheuchl, Bernd et Caves. 2004. « Potential of RADARSAT-2 Data for Operational Sea Ice Monitoring. », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, no. 3, p. 448–461.
- Scheuchl, Bernd, Flett, Caves et Cumming. 2004. « Potential of RADARSAT-2 Data for Operational Sea Ice Monitoring. », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, no. 3, p. 448–461.
- Scheuchl et Caves. 2004. « ENVISAT SAR AP Data for Operational Sea Ice Monitoring. », *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, p. 2142–2145.
- Scrosati et Eckersley. 2007. « Thermal Insulation of the Intertidal Zone by the Ice Foot. », *Journal of Sea Research*, vol. 58, no. 4, p. 331–334.
- Senneville, St-Onge Drouin, Dumont, Bihan-Poudec, Belemaalem, Corriveau, Bernatchez, Bélanger, Tolszczuk-Leclerc et Villeneuve. 2014. « Rapport final : modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Larent dans la perspective des changements. », *Rapport de recherche Publications du ministère de Transport du Québec*, 384 p.
- Service canadien des glaces. 2011. « Résumé saisonnier : L'Est du Canada, Hiver 2009-2010 », *Service canadien des glaces, Service Météorologique du Canada, Environnement Canada*, en ligne, <http://www.ec.gc.ca/glaces-ice/>

- Service canadien des glaces. 2012. « Résumé saisonier : L'Est du Canada, Hiver 2010-2011 », Service canadien des glaces, Service Météorologique du Canada, Environnement Canada, en ligne, <http://www.ec.gc.ca/glaces-ice/>
- Service canadien des glaces. 2013. « Résumé saisonier : L'Est du Canada, Hiver 2011-2012 », Service canadien des glaces, Service Météorologique du Canada, Environnement Canada, en ligne, <http://www.ec.gc.ca/glaces-ice/>
- Service canadien des glaces. 2005. « MANICE, Manuel des normes d'observation des glaces, édition révisée », Service canadien des glaces, Service Météorologique du Canada, Environnement Canada, en ligne, <https://www.ec.gc.ca/glaces-ice/default.asp?lang=Fr&n=2CE448E2-1>
- Service hydrographique du Canada. 2010. « Prédiction de niveau d'eau », Service Hydrographique du Canada, Pêches et Océan Canada, en ligne, <http://www.waterlevels.gc.ca/fra/donnees/predictions/>
- Shitole, Rao, Mohan, Bhattacharya et Das. 2013. « Region Growing Based Improved SAR Speckle Filter for Polarimetric Data », IEEE Asia-Pacific Conference on Synthetic Aperture Radar (APSAR), p. 517–520.
- Solomon, Forbes, Fraser, Moorman, Stevens et Whalen. 2008. « Nearshore Geohazards in the Southern Beaufort Sea, Canada. », Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Pipeline Conference, Calgary, vol. 4, p. 1–9.
- Solomon, Manson et Fraser. 2004. « Synthetic Aperture Radar Remote Sensing of Bottom-Fast Ice in the Mackenzie Delta Region, Northwest Territories, Canada. », Proceedings of the AGU Fall Meeting, p.263.
- Stern. 2002. « Sea Ice Kinematics and Surface Properties from RADARSAT Synthetic Aperture Radar during the SHEBA Drift. », Journal of Geophysical Research, vol. 107, no. C10, p. 1–10.
- Stringer, 1981. « Morphology and Hazards Related to Nearshore Ice in Coastal Areas. », Coastal Engineering, vol. 5, p. 229–245.
- Stringer, Barret et Schreurs. 1978. « Morphology of the Beaufort, Chukchi and Bering Seas nearshore ice conditions by means of satellite and aerial remote sensing: final report », Research Report, Research unit 257, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska

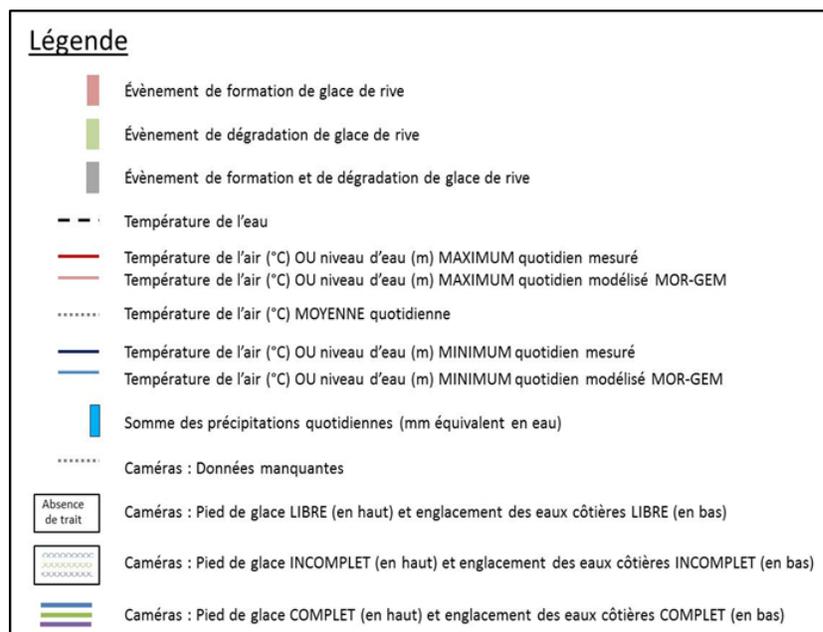
- Taylor, Hauser et Lythe. 2002. « Sea Ice Conditions in the Ross Sea during Spring 1996 as Observed on SAR and AVHRR Imagery Sea-Ice Conditions in the Ross Sea during Spring 1996 as Observed on SAR and AVHRR Imagery. » *Atmosphere-Ocean*, vol. 40, no. 3, 281-292.
- Touzi, Charbonneau, Nedelcu, Jevtic, Hawkins, Livingstone et Wolfe. 2010. « Polarimetric Workstation », Logiciel, Centre Canadien de Télédétection, Ressources Naturelles Canada, en ligne, <http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/tools-applications/polarimetric-workstation/9747>
- Touzi. 2007. « Target Scattering Decomposition in Terms of Roll-Invariant Target Parameters. », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, no. 1, p. 73–84.
- Tracy et Daly. 2003. « River Ice Delineation with RADARSAT SAR. », *Proceedings of the CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. vol. 12, 11 p.
- Unterschultz, Van Der Sanden et Hicks. 2009. « Potential of RADARSAT-1 for the Monitoring of River Ice: Results of a Case Study on the Athabasca River at Fort McMurray, Canada. », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 55, no. 2, p. 238–248.
- Weber, Nixon et Hurley. 2003. « Semi-Automated Classification of River Ice Types on the Peace River Using RADARSAT-1 Synthetic Aperture Radar (SAR) Imagery. », *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 30, no. 1, p. 11–27.
- Wishart. 1928. « The generalised product moment distribution in samples from a normal multivariate population », *Biometrika*, vol. 20A, no. 1-2, p. 32–52.
- Wiseman, Owens et Kahn. 1981. « Temporal and Spatial Variability of Ice-Foot Morphology. », *Geografiska Annaler*, vol. 63, no. 1-2, p. 69-80.
- Woodhouse. 2006. « Introduction to Microwave Remote Sensing », CRC Press., Boca Raton, 400p.

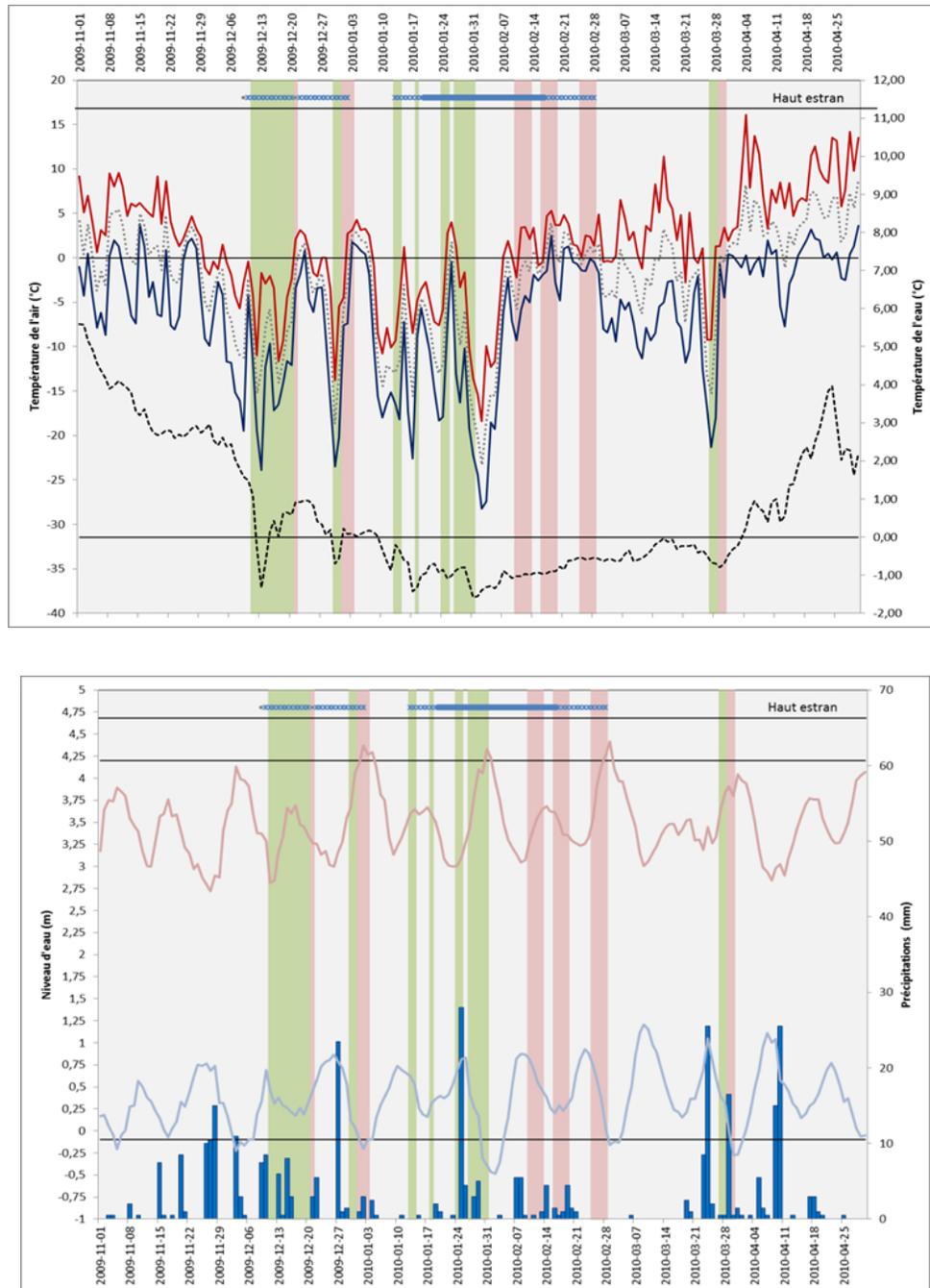
Zhou. 2007. « Detection of Coastal Region Sea Ice Decay from Orthorectified RADARSAT-1 ScanSAR Imagery: A Case Study of Bering Strait and Norton Sound, Alaska. », *Journal of Environmental Informatics*, vol. 10, no. 1, p. 37–46.

*APPENDICE A*

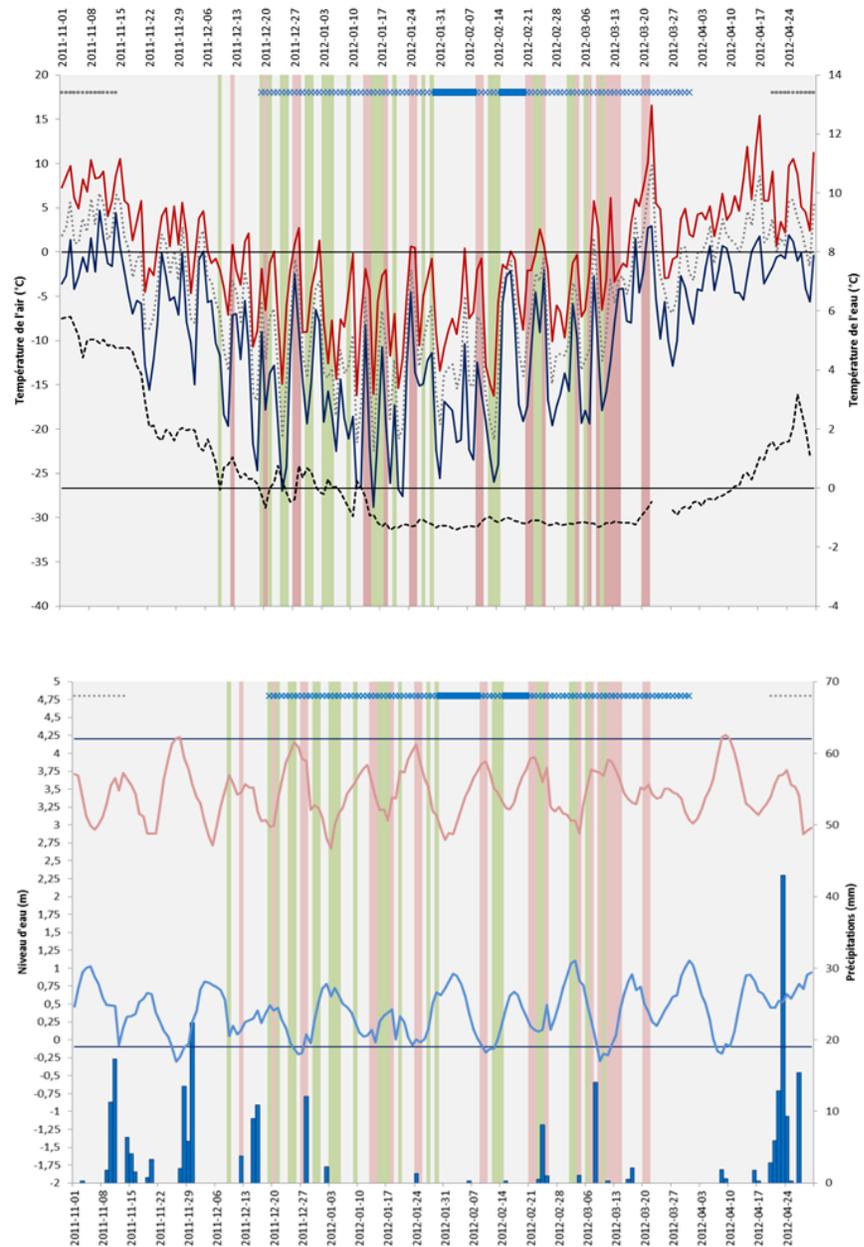
**APERÇU DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUE ET SUR LA  
PÉNINSULE DE MANICOUAGAN PENDANT LES HIVER 2009-À 2012.**

Les figures suivantes sont toutes tirées de Senneville *et al.* (2014). Elles illustrent différents paramètres météorologiques et océanographiques ainsi que les observations sur la glace côtière effectuées avec les caméras automatiques du PDG installées sur l'estran du site de suivi de Pointe-Lebel sur la péninsule de Manicouagan. Les données météorologiques ont été mesurées à l'aéroport de Baie-Comeau.





**Figure A.1** Saison glacielle 2009-2010, Caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord, Senneville et al. (2014)



**Figure A.2** Saison glacielle 2011-212, Caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord, Senneville et al. (2014)