RAPPORT FINAL : MODÉLISATION DES GLACES DANS L'ESTUAIRE ET LE GOLFE DU SAINT-LAURENT DANS LA PERSPECTIVE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

NO. DE PROJET : X012.1

Simon Senneville, Simon St-Onge Drouin, Dany Dumont, Anne-Claire Bihan-Poudec, Zakaria Belemaalem, Maude Corriveau, Pascal Bernatchez, Simon Bélanger, Simon Tolszczuk-Leclerc et Rémy Villeneuve

Réalisé pour le compte du ministère des Transports du Québec

Janvier 2014



Affiliation des auteurs

Simon Senneville, Simon St-Onge Drouin, Dany Dumont, Anne-Claire Bihan-Poudec, Zakaria Belemaalem

Laboratoire d'analyse et de simulation des systèmes océaniques, ISMER-UQAR, 310 allée des Ursulines, Rimouski, G5L 3A1, (418) 723-1986

et

Maude Corriveau, Pascal Bernatchez

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR, 300 allée des Ursulines, Rimouski, G5L 3A1, (418) 723-1986

et

Simon Bélanger, Simon Tolszczuk-Leclerc, Rémy Villeneuve

Le laboratoire d'optique Aquatique et de Télédétection, UQAR, 300 allée des Ursulines, Rimouski, G5L 3A1, (418) 723-1986

Ce projet de recherche sur la modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques a été financé par le ministère des Transports du Québec (MTQ) dans le cadre de la réalisation de l'action 23c- érosion côtière de Plan d'action 2006-2012 du Gouvernement du Québec sur les changements climatiques.

Les opinions exprimées dans le présent rapport n'engagent que la responsabilité de leurs auteurs et ne reflètent pas nécessairement les positions du ministère des Transports du Québec.

Chargé d'étude au MTQ

Michel Michaud, M.ATDR, chargé d'étude au MTQ, Service de la coordination de la recherche et de l'innovation (SCRI), Direction de l'environnement et de la recherche, Ministère des Transports du Québec

Référence complète

Simon Senneville, Simon St-Onge Drouin, Dany Dumont, Anne-Claire Bihan-Poudec, Zakaria Belemaalem, Maude Corriveau, Pascal Bernatchez, Simon Bélanger, Simon Tolszczuk-Leclerc et Rémy Villeneuve. « Rapport final : modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques », ISMER-UQAR, Rapport final présenté au ministère des Transports du Québec, 2013. pp 384.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Jean-Pierre Savard de Ouranos pour ses conseils et remarques pertinentes lors de l'étude et à la présentation des résultats finaux.

Nous remercions également Michel Michaud pour la coordination et le suivi administratif du projet au MTQ.

Finalement, nous remercions James Caveen pour son support informatique indéfectible.

RÉSUMÉ

Le but principal est de cette étude est de prévoir, en fonction de différents scénarios climatiques, l'impact des changements climatiques sur le pied de glace (PDG) des différents sites observés soit, la Rivière-St-Jean et la Péninsule de Manicouagan sur la Côte-Nord et les Îles-de-la-Madeleines. Pour ce faire, nous avons tout d'abord simulé, pour l'ensemble de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (EGSL), le climat océanique et cryogénique sur la période 1981-2070. Par la suite, nous avons établi des relations empiriques pour modéliser le PDG et les avons appliquées à la période 2040-2070. Ensuite, nous avons étudié de façon synoptique, à l'aide d'imagerie satellitaire et aérienne, la possibilité d'étendre ces relations empiriques sur une plus grande étendue que celle observée. Finalement, dans une optique de recherche, nous avons modifié le simulateur de glace actuel afin d'y inclure la modélisation des glaces de rives.

Le suivi haute résolution de l'état d'englacement du haut estran (pied de glace de haut estran) a été réalisé à l'aide de caméras Reconyx ayant permis l'acquisition de photographies du littoral toutes les 60 minutes ou moins sur des sites localisés sur la péninsule de Manicouagan, à Rivière-Saint-Jean et aux Îles-de-la-Madeleine entre 2008 et 2012. Mise à part la saison 2008-2009 où les conditions climatiques étaient près des normales, les 3 saisons suivantes ont été particulièrement chaudes.

L'analyse des photographies a permis de connaître quotidiennement l'état d'englacement du haut estran et d'obtenir les séries temporelles des saisons glacielles observées devant chacune des caméras. Cette analyse a aussi permis d'identifier les dates des évènements de formation (englacement) et de dégradation (déglacement) de même que les modes et processus par lesquels se sont produits ces évènements. Nos observations montrent que la dynamique glacielle du haut estran ne peut pas être expliquée seulement en fonction des principes de thermodynamique. Il est donc nécessaire d'introduire des paramètres géographiques (exposition de la côte aux vents dominants) et géomorphologiques (type de côte, caractéristiques du haut et du bas estran) dans la compréhension de la dynamique glacielle. De manière générale, sous des conditions climatiques et océanographiques similaires, plus l'estran est large et de pente faible plus la stabilité de l'englacement est importante et inversement lorsque l'estran est plus étroit et plus pentu. Ces connaissances ont été synthétisées à travers un modèle conceptuel qui permet d'illustrer les principales relations ayant été observées à la lumière des résultats du projet.

En ce qui a trait à la modélisation des glaces de mer et du pied de glace, les simulations climatiques 1981-2070 nous permettent d'envisager des

diminutions importantes du régime des glaces pour l'horizon temporel 2040-2070. En effet, une comparaison des simulations du passé récent et du futur nous permet de prédire une diminution moyenne de 36 jours de la période pour laquelle la concentration des glaces de mer est au-delà de 10 % de la valeur maximale annuelle du passé récent. Nous prédisons également une diminution de 67 % de la concentration maximale annuelle. De la même façon, nous prédisons une diminution de 38 jours de la période pour laquelle le volume de la glace de mer excède 10 % de la valeur maximale annuelle du passé récent et une diminution de 69 % du volume de glace maximal annuelle. Si nous regardons plus en détail la modélisation du pied de glace aux différents sites, nous remarquons des différences importantes. Pour le site de Pointe-aux-Loups aux Îles-de-la-Madeleine (IDM), nous prédisons une diminution de 35 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 7 jours de la durée de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet. Pour le site de La Martinique, également aux IDM, nous prédisons une diminution de 47 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 6 jours de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet. Au site de Pointe-Lebel à la péninsule Manicouagan, nous remarquons une diminution de 28 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 14 jours de la saison de pied de glace incomplet. Finalement, pour les sites de la rivière St-Jean, nous prédisons respectivement, une diminution de 25 jours et 32 jours de la durée de la saison du pied de glace, malgré une augmentation de 13 et 15 jours de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet.

Suite à l'analyse d'imagerie satellitaire et aérienne, quelques points se dégagent au niveau de la portée spatiale des relations empiriques pour une station donnée.

- Dans une même cellule de 5 km, les résultats de la relation empirique sont valides pour les types de côte jugés semblable.
- Dans un rayon d'une centaine de kilomètres, pour deux sites jugés semblables, la relation empirique est valide, même si les résultats, eux, peuvent différer puisque le climat de glace de mer et les variables environnementales changent. Cependant, cette affirmation nécessiterait une validation supplémentaire qui n'a pas été faite dans le cadre de cette étude.

De manière générale, le modèle déterministe prévoit une diminution moyenne d'environ 30 jours de la durée d'englacement côtier entre la période 1982-2006 et la période 2042-2067, projection qui s'accorde avec celles obtenues en moyenne avec les relations empiriques. De plus, les patrons régionaux du pied

de glace simulé se comparent avantageusement avec ceux obtenus de la mosaïque Landsat.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des tableaux 14
Liste des figures 18
Liste des abréviations 33
Introduction 35
Section 1. Observations d'englacement du haut estran 37
1.1 Introduction 37
1.2 Connaissances de base sur la glace de rive 38
1.2.1 Définition du complexe glaciel côtier 38
1.2.2 Rôles morphosédimentaires du pied de glace de haut estran 43
1.2.3 La saison glacielle et les phases du cycle glaciel 45
1.3 Méthodologie 45
1.3.1 Sources de données et nature des résultats 46
1.3.2 Analyse des résultats 52
1.4 Sites d'étude : localisation et caractéristiques climatiques, tidales et géomorphologiques 57
1.4.1 Îles-de-la-Madeleine 58
1.4.2 Péninsule de Manicouagan 60
1.4.3 Rivière-Saint-Jean 62
1.5 Contexte climatique et de glace de mer de la période 2008-2012 66
1.6 Résultats globaux 72
1.6.1 Englacement : discussion sur les différences entre les saisons 90
1.6.2 Pléni-glaciel : discussion sur les différences entre les saisons .. 91
1.6.3 Déglacement : discussion sur les différences entre les saisons 92
1.6.4 Durée de la saison glacielle au cours de la période 2008-2012 93
1.7 Modèle conceptuel : récapitulatifs des relations entre les paramètres océaniques, climatiques et géomorphologique 97
Section 2. Modélisation de la glace de mer et du pied de glace 1981-2070 99
2.1 Introduction 99
2.2 Méthodologie 100

2.2.1 Description du simulateur MOR 100
2.2.2 Simulations couplées océan-glace de mer 101
2.2.3 Relations empiriques, pied de glace 103
2.3 Analyse des résultats 108
2.3.1 Comparaison des simulations climatiques à la simulation MOR-GEM 108
2.3.2 Glace de mer 110
2.3.3 Construction des relations empiriques, pied de glace 116
2.3.4 Simulation du PDG pour la période 1981-2070 à partir des relations empiriques 127
Section 3. Analyse spatiale du complexe de glace côtier dans l'estuaire et le golfe du St-Laurent par imagerie satellitaire 143
3.1 Introduction 143
3.2 Méthodologie 144
3.2.1 Données satellitaires et aéroportées 144
3.2.2 Traitement des données satellitaires 148
3.2.3 Analyse de la variabilité spatiale du pied de glace 159
3.3 Analyse des résultats 162
3.3.1 Climatologie des glaces de rive à l'échelle de l'EGSL 162
3.3.2 Variabilité spatiale du pied de glace dans les secteurs à l'étude 172
3.4 Interprétation des résultats et conclusion 186
3.4.1 Corroboration des différentes méthodes d'observations 186
3.4.2 Contraintes observées des méthodes de télédétection 188
Section 4. Projection déterministe du pied de glace 190
4.1 Introduction 190
4.2 Méthodologie 191
4.2.1 Description du modèle de friction 191
4.3 Analyse des résultats 197
4.3.1 Simulation du pied de glace 197
4.3.2 Comparaison avec les observations 206
4.3.3 Projection climatique 208

Synthèse générale 214
Conséquence des modifications de l'état d'englacement du haut estran sur la dynamique côtière 214
Diminution du nombre de jours PDGC et augmentation du nombre de jours PDGI 215
Limites des relations empiriques 216
Représentativité synoptique des relations empirique à partir d'imagerie satellitaire et aérienne 217
Modélisation de glace de rive 219
Bénéfices et retombées 221
Conclusion 222
Références bibliographiques 225
ANNEXES 231
ANNEXE SECTION 1 232
A1.1 Description des phases du cycle glaciel et des modes d'évolution de la glace de rive de haut estran observés durant la période de suivis 2008-2012 sur chacun des sites d'études 232
A1.1.1 L'englacement 232
A1.1.2 Les modes de formation de glace de rive observés durant la période 2008-2012 238
A1.1.2.1 Accumulation de nouvelle glace 241
A1.1.2.2 Accumulation de glace produite sur le bas estran et transportée par la marée et les vagues sur le haut estran 245
A1.1.2.3 Accumulation de blocs de glace à la dérive sur le haut estran 245
A1.1.3 Englacement : description des saisons 247
A1.1.3.1 Englacement, saison 2008-2009 247
A1.1.3.2 Englacement, saison 2009-2010 248
A1.1.3.3 Englacement, saison 2010-2011 249
A1.1.3.4 Englacement, saison 2011-2012 251
A1.1.4 Englacement du bas estran 252
A1.2 Le pléni-glaciel 254
A1.2.1 Pléni-glaciel : description des saisons 254

A1.2.1.1 Pléni-glaciel : saison 2008-2009 255
A1.2.1.2 Pléni-glaciel, saison 2009-2010 257
A1.2.1.3 Pléni-glaciel, saison 2010-11 258
A1.2.1.4 Pléni-glaciel, saison 2011-2012 260
A1.3 Déglacement 262
A1.3.1 Modes de dégradation observés durant la période 2008-2012 ... 263
A1.3.1.1 Détachement marginaux 263
A1.3.1.2 Détachement massif 264
A1.3.1.3 Amincissement vertical du pied de glace 264
A1.3.1.4 Effondrement de corniches 264
A1.3.1.5 Amincissement et fonte sur place 265
A1.3.1.6 L'état d'agitation des eaux côtières 266
A1.3.2 Déglacement : description des saisons 269
A1.3.2.1 Déglacement : saison 2008-2009 269
A1.3.2.2 Déglacement : saison 2009-2010 271
A1.3.2.3 Déglacement : saison 2010-2011 273
A1.3.2.4 Déglacement : saison 2011-2012 276
A1.4 Influence des paramètres océanographiques et météorologiques lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 279
A1.4.1 Température de l'eau lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 279
A1.4.2 Température de l'eau lors des évènements de formation et de dégradation : interprétation 282
A1.4.3 Niveaux d'eau lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 284
A1.4.4 Niveau d'eau lors des évènements de formation et de dégradation : interprétation 287
A1.4.5 Influence du vent lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 289
A1.4.6 Orientation des vents lors des évènements de formation et de dégradation : Interprétation 291
A1.4.7 Précipitations lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 292

A1.4.8 Précipitations lors des évènements de formation : interprétation 293

A1.4.9 Degrés-jour de gel et de fonte cumulés lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 295

A1.4.9.1 Degrés-jours de gel cumulé lors de la formation de glace de rive 295

A1.4.9.2 Degrés-jour de gel cumulés lors de la formation : Interprétation 298

A1.4.9.3 Degrés-jour de fonte cumulés lors de la dégradation du pied de glace 298

A1.4.9.4 Degrés-jour de fonte cumulé lors de la dégradation : Interprétation 305

A1.4.10 Température de l'air lors des évènements de formation 306

A1.4.10.1 Formation 312

A1.4.10.2 Dégradation 314

A1.4.10.3 Température de l'air lors des évènements de formation et de dégradation : intérprétation 316

A1.4.10.4 Formation de glace de rive et température de l'air maximum positive 317

A1.4.11 Effet de protection par l'englacement des eaux côtières contre les évènements de dégradation de glace de rive 319

A1.4.12 Effet du pied de glace de bas estran, de la banquise côtière et de la glace de mer sur le moment où survient le déglacement du haut estran 321

A1.5 Influence des paramètres océanographiques et météorologiques sur l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle (Régression linéaires) 324

A1.5.1 Conditions annuelles et variabilité interannuelle 324

A1.5.2 Relation entre les températures de l'eau et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle 326

A1.5.3 Relation entre les niveaux d'eau et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle 329

A1.5.4 Relation entre le vent et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle 329

A1.5.5 Relation entre les précipitations et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle 330

A1.5.6 Relation entre les températures de l'air et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle 332

A1.5.7 Autres paramètres (volcan, oscillations et soleil) 343

A1.6 Répartition des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 345

A1.7 Identification des évènements de formation avec précipitations 346

ANNEXE SECTION 2 348

A2.1 Débiaisage des solutions MRCC-AEV 348

A2.1.1 Biais de température 348

A2.1.2 Débiaisage par quantiles 349

A2.2 Validation 351

A2.2.1 Thermographe 351

A2.2.2 Niveaux d'eau 355

A2.2.3 Profils de salinité, température en fonction de la profondeur 359

A2.2.4 Glaces de mer 361

ANNEXE SECTION 3 363

A3.1 Informations complémentaires sur les données utilisées pour la cartographie du CGC par télédétection 363

A3.2 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 368

A3.3 Cartographie du pied de glace des zones à l'étude pour d'autres dates et les zones d'études secondaires. 374

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 Identification des stations météorologiques 50
Tableau 1-2 Identification des marégraphes..... 52
Tableau 1-3 Résumé de la démarche méthodologique 53
Tableau 1-4 Température de l'eau lors des évènements de dégradation de glace de rive à Rivière-Saint-Jean et identification du seuil 80 56
Tableau 1-5 Caractéristiques géomorphologiques à proximité des caméras de suivis..... 64
Tableau 1-6 Caractéristiques des sites d'études : climat et régime tidal . 65
Tableau 1-7 Anomalies des températures de l'air durant la période 2008-2012 66
Tableau 1-8 Résumé des conditions d'englacement de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent d'après le SCG 71
Tableau 1-9 État de l'englacement du haut estran en nombre de jours .. 95
Tableau 2-1 Coordonnées géographiques et indices de la grille du simulateur des sites d'observations. 104
Tableau 2-2 Variations de la durée de la saison de GDM et des valeurs maximales. 112
Tableau 2-3 Variation de la durée du PDG, Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups 130
Tableau 2-4 Variation de la durée du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de Martinique..... 133
Tableau 2-5 Variation de la durée du PDG à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel..... 136
Tableau 2-6 Variation de la durée du PDG à Rivière St-Jean, site 1 139
Tableau 2-7 Variation de la durée du PDG à Rivière St-Jean, site 2 142
Tableau 4-1 Paramètres physiques du modèle. 197
Tableau 4-2 Coordonnées géographiques des zones identifiées sur la Figure 99. 212
Tableau A1-1 Répartition des modes de formation en fonction des sites d'étude (2008-2012) 239
Tableau A1-2 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2008 et de janvier 2009 pour chaque région suivie..... 248
Tableau A1-3 Chronologie de la phase d'englacement 2008-2009 248
Tableau A1-4 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2009 et janvier 2010 durant la période 2009-2010 pour chaque région suivie 249
Tableau A1-5 Chronologie de la phase d'englacement 2009-2010 249

Tableau A1-6 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2010 et janvier 2011 pour chaque région suivie 250
Tableau A1-7 Chronologie de la phase d'englacement 2010-2011 251
Tableau A1-8 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2011 et janvier 2012 pour chaque région suivie 252
Tableau A1-9 Chronologie de la phase d'englacement 2011-2012 252
Tableau A1-10 Anomalies des températures mensuelles de février 2009 et de mars 2009 pour chaque région suivie 255
Tableau A1-11 Chronologie du pléni-glaciel 2008-2009..... 256
Tableau A1-12 Anomalies des températures mensuelles de février 2010 et de mars 2012 pour chaque région suivie 258
Tableau A1-13 Chronologie du pléni-glaciel 2099-2010..... 258
Tableau A1-14 Anomalies des températures mensuelles de février 2011 et de mars 2011 pour chaque région suivie 259
Tableau A1-15 Chronologie du pléni-glaciel 2010-2011..... 260
Tableau A1-16 Anomalies des températures mensuelles de février 2012 et de mars 2012 pour chaque région suivie 261
Tableau A1-17 Chronologie du pléni-glaciel 2011-2012..... 262
Tableau A1-18 Répartition des modes de dégradation de glace de rive en lien avec le contact avec la nappe d'eau en fonction des sites d'étude, période 2008-2012..... 266
Tableau A1-19 État d'agitation de la nappe d'eau lors des évènements de dégradation par détachement marginaux 269
Tableau A1-20 Anomalies des températures mensuelles de mars 2009 et d'avril 2009 pour chaque région suivie..... 270
Tableau A1-21 Chronologie de la phase de déglacement 2008-2009..... 270
Tableau A1-22 Anomalies des températures mensuelles de mars 2010 et d'avril 2010 pour chaque région suivie..... 271
Tableau A1-23 Chronologie de la phase de déglacement 2009-2010..... 272
Tableau A1-24 Anomalies des températures mensuelles de mars 2011 et d'avril 2011 pour chaque région suivie..... 273
Tableau A1-25 Chronologie de la phase de déglacement 2010-2011..... 274
Tableau A1-26 Anomalies des températures mensuelles de mars 2012 et d'avril 2012 pour chaque région suivie..... 276
Tableau A1-27 Chronologie de la phase de déglacement 2011-2012..... 277
Tableau A1-28 Statistiques des températures de l'eau lors des évènements de formation de glace de rive, période 2008-2012..... 281
Tableau A1-29 Statistiques des niveaux d'eau quotidien (IDLM : marégraphe, PM : ST8, RSTJ : ST12) lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive, période 2008-2012 284

Tableau A1-30 Pourcentage des évènements de formation de glace de rive au-dessus du niveau d'eau des marées hautes moyennes de marée haute de vive-eau 286
Tableau A1-31 Fréquence d'évènement de formation de glace de rive lors de précipitations solides de 5 mm équivalent en eau et plus, période 2008-2012 293
Tableau A1-32 Date de formation de glace de rive la plus hâtive pour chacune des années de suivis et chacun des sites et nombre de degrés-jours de gel cumulés depuis le 1 novembre 296
Tableau A1-33 Date de formation du pied de glace COMPLET (première fois de la saison) pour chacune des années de suivis et chacun des sites et nombre de degrés-jours de gel cumulés depuis le 1 novembre 297
Tableau A1-34 Nombre de degrés-jour de fonte cumulé à la fin du déglacement..... 304
Tableau A1-35 Littérature sur la relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le démantèlement de la banquise côtière..... 306
Tableau A1-36 Normales des degrés-jour de fonte par mois par site d'étude 306
Tableau A1-37 Caractéristiques des températures de l'air enregistrées lors des évènements de formation de glace de rive, période 2008-2012 311
Tableau A1-38 Caractéristiques des températures de l'air enregistrées lors des évènements de dégradation de glace de rive, 2008-2012 312
Tableau A1-39 Récapitulatif des températures de l'air, seuil 80-RP..... 315
Tableau A1-40 Facteurs explicatifs des évènements de formation de glace de rive pour lesquels les températures de l'air maximum ont été positives 318
Tableau A1-41 Comparaison entre le nombre de jours où la banquise et le pied de glace sont complets sur les sites de Pointe-aux-Loups et de la Martinique durant la saison 2008-2009..... 322
Tableau A1-42 Éléments mis en relation 325
Tableau A1-43 Coefficient de corrélation pour les relations entre les paramètres thermiques et le nombre de jours PDGC, PDGI+PDGC ou LIBRE (saison-saison) 334
Tableau A1-44 Évènements de formation et de dégradation de glace de rive observés par site et par saison de suivis 345
Tableau A1-45 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive aux Îles-de-la-Madeleine où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012.... 346

Tableau A1-46 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive sur la péninsule de Manicouagan où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012 346
Tableau A1-47 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive sur la Rivière-Saint-Jean où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012 347
Tableau A3-1 Sommaire des sources de données pour la télédétection du CGC. 363
Tableau A3-2 Dates et modes d'acquisitions des images RADARSAT-2. 364
Tableau A3-3 Dates des observations in situ et satellitaires. 365

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Représentation schématique du complexe glaciel côtier sur une côte basse meuble. 40
Figure 2 Crevasse de marée 41
Figure 3 Représentation schématique du pied de glace de haut estran et de bas estran selon différents environnements côtiers. 1) Pied de glace complexe de haut estran, 2) pied de glace de bas estran, H.M. = hautes mers, B.M. = basses mers, gris = roche, brun = sédiments. Adapté de Dionne (1973)..... 42
Figure 4 Caméra Reconyx sur le terrain 46
Figure 5 Effet de protection du haut estran assuré par la glace de mer en l'absence de pied de glace de haut estran, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine 48
Figure 6 Représentation des températures de l'eau lors des évènements de dégradation de glace de rive à Rivière-Saint-Jean et identification de la rupture de pente 55
Figure 7 Localisation générale des sites d'étude : Îles-de-la-Madeleine, péninsule de Manicouagan et Rivière-Saint-Jean 57
Figure 8 Localisation de l'instrumentation aux Îles-de-la-Madeleine . 59
Figure 9 Unités hydro-sédimentaires des Îles-de-la-Madeleine 60
Figure 10 Localisation de l'instrumentation sur les sites de la péninsule de Manicouagan..... 62
Figure 11 Localisation de l'instrumentation sur les sites de Rivière-Saint-Jean..... 63
Figure 12 Total accumulé de la couverture des glaces de 1968 à 2011 69
Figure 13 Évolution hebdomadaire du pourcentage d'englace de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent et normale 1970-2000 70
Figure 14 Légende associée aux figures représentant les saisons glacielles observées durant la période de suivi..... 73
Figure 15 Saison glacielle 2008-2009 à La Martinique, Îles-de-la-Madeleine..... 74
Figure 16 Saison glacielle 2008-2009, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine..... 75
Figure 17 Saison glacielle 2009-2010, La Martinique, Îles-de-la-Madeleine..... 76
Figure 18 Saison glacielle 2009-2010, Pointes-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine..... 77

Figure 19 Saison glacielle 2010-2011, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine 78
Figure 20 Saison glacielle 2011-2012, La Martinique, Îles-de-la-Madeleine 79
Figure 21 Saison glacielle 2011-2012, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine 80
Figure 22 Saison glacielle 2008-2009, caméra 5, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord 81
Figure 23 Saison glacielle 2009-2010, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord 82
Figure 24 Saison glacielle 2009-2010, Baie-Saint-Ludger, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord 83
Figure 25 Saison glacielle 2011-212, caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord 84
Figure 26 Saison glacielle 2008-2009, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord 85
Figure 27 Saison glacielle 2009-2010, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord 86
Figure 28 Saison glacielle 2011-2012, Rivière-Saint-Jean, caméra EST 87
Figure 29 Saison glacielle 2011-2012, caméra OUEST, Côte-Nord 88
Figure 30 Saison glacielle 2011-2012, caméra HORIZONTAL, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord 89
Figure 31 Modèle conceptuel des paramètres influençant l'évolution de l'englacement du haut estran 97
Figure 32 Domaine du simulateur MOR (Tirée de Saucier et al. 2003) 101
Figure 33 Emplacement des différents sites d'observations. 104
Figure 34 Exemples de variables du simulateur numérique pouvant être utilisées pour déterminer la relation empirique avec les observations : Épaisseur de glace (a), concentration de glace (b), degrés heures de gel (c), degrés heures de dégel (d) et température de l'air à 2m (e). 106
Figure 35 Exemple d'optimisation de paramètre: Dans ce cas, le nombre de degrés-heures de gel nécessaire à la disparition complète du pied de glace est optimisé en fonction du coefficient de corrélation de Spearman 107
Figure 36 Série temporelle (1997-2012) du volume de glace de mer total (a) et de la concentration de glace (b). Le trait magenta représente la simulation MOR-GEM (témoin), le trait rouge la simulation climatique MOR-AHJ, et le trait noir la simulation climatique MOR-AEV bTq 109

Figure 37 Moyenne sur la période 1997-2012 du volume de glace de mer total (a) et de la concentration de glace (b). Le trait magenta représente la simulation MOR-GEM (témoin), le trait rouge la simulation climatique MOR-AHJ, le trait noir la simulation climatique MOR-AEV bTq..... 110

Figure 38 Concentration (a) et volume total de glace de mer (b) des simulations climatiques pour le domaine entier..... 112

Figure 39 Concentration de glace de mer moyennée de décembre à avril pour le passé récent (a et d) et l'horizon 2055 (b et e). Les figures de la troisième ligne montrent l'anomalie de concentration de glace de mer (horizon 2055 – passé récent). Les résultats de la simulation MOR-AHJ sont sur la première colonne (a, b et c) et ceux de MOR-AEV bTq sur la deuxième (d, e et f)..... 114

Figure 40 Épaisseur de glace de mer moyennée de décembre à avril pour le passé récent (a et d) et l'horizon 2055 (b et e). Les figures de la troisième ligne montrent l'anomalie de concentration de glace de mer (horizon 2055 – passé récent). Les résultats de la simulation MOR-AHJ sont sur la première colonne (a, b et c) et ceux de MOR-AEV bTq sur la deuxième (d, e et f)..... 115

Figure 41 Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Pointe-aux-Loups, aux Iles-de-la-Madeleine. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure. 118

Figure 42 Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à la Martinique, aux Iles-de-la-Madeleine. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure. 120

Figure 43 Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Pointe-Lebel, Péninsule Manicouagan. Les observations semi-

quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure. 122

Figure 44 Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Rivière St-Jean, site 1. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure. 124

Figure 45 Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Rivière St-Jean, site 2. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure. 126

Figure 46 Séries temporelles du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG. 128

Figure 47 a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, aux Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans. 129

Figure 48 Séries temporelles du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de La Martinique, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de

couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG. 131

Figure 49 a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ, aux Iles-de-la-Madeleine, site de La Martinique. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans. 132

Figure 50 Séries temporelles du PDG à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG. 134

Figure 51 a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ, à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans. 135

Figure 52 Séries temporelles du PDG à Rivière St-Jean, site 1, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG. 137

Figure 53 a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, à Rivière St-Jean, site 1. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait

noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans. 138
Figure 54 Séries temporelles du PDG à Rivière St-Jean, site 2, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG. 140
Figure 55 a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, à Rivière St-Jean, site 2. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans. 141
Figure 56 Répartition du nombre de scènes Landsat disponibles pour le traitement. 146
Figure 57 Nombre de scènes hivernales Landsat obtenues par zone selon le découpage Worldwide Reference System-2 (WRS2) pour l'EGSL. 147
Figure 58 Procédure complète de traitement de l'imagerie Landsat pour la production de statistiques du couvert de glace de l'EGSL. Le masque terre / eau est utilisé pour assister la classification automatique dans les itérations subséquentes au traitement initial 150
Figure 59 Approche méthodologique adoptée pour déterminer la meilleure méthode de classification des images Quad-pol de RADARSAT-2 155
Figure 60 Image en fausse couleur réalisée à partir de l'image Landat ETM+ du 15 février 2011. Les tons de gris au large de la côte de la péninsule de Manicouagan sur la Côte Nord représentent de la glace de mer. Les positions des caméras de surveillance sont indiquées par des points rouges. 157
Figure 61 Résultat de la classification par la méthode de Lee et Potier de l'image Quadpol de RADARSAT-2 acquise le 15 février 2011 sur la péninsule Manicouagan, Côte-Nord. 158
Figure 62 Schéma méthodologique de la cartographie de la variabilité spatiale du pied de glace. 160
Figure 63 Répartition spatiale de la nébulosité, f_{nuage}, pour l'EGSL pour la période hivernale de 1996 à 2012. 163

Figure 64 Ratio d'englacement, f_{glace}, pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 (Voir A3.2 pour plus de détail). 164
Figure 65 Ratio d'englacement dans le secteur de Sept-Îles. À droite la rivière Moisie, à gauche la rivière Sainte-Marguerite. 166
Figure 66 Ratio d'enlacement pour la péninsule de Manicouagan. ... 167
Figure 67 Ratio d'englacement pour l'estuaire de la rivière St-Jean. 168
Figure 68 Ratio d'englacement pour les Îles de La Madeleine de 1996 à 2012. 169
Figure 69 Ratio d'englacement pour le sud des îles de la Madeleine et le site de Pointe-aux-Loups de 1996 à 2012..... 171
Figure 70 Ratio d'englacement pour la zone des Escoumins à Portneuf-sur-mer (haut) et de l'Isle-Verte à Bic (bas) de 1996 à 2012 172
Figure 71 Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour la région de la péninsule de Manicouagan et ses environs. 173
Figure 72 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Pointe-Lebel. 174
Figure 73 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de la péninsule Manicouagan 176
Figure 74 Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean..... 177
Figure 75 Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean sur la Côte-Nord. 178
Figure 76 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean pour le site situé en côte deltaïque. 179
Figure 77 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean pour le site situé en côte à terrasse de plage..... 180
Figure 78 Cartographie de la glace littorale des îles de la Madeleine par RSO le 13 février 2012. 181
Figure 79 Agrandissement de la cartographie de la glace littorale des Îles-de-la-Madeleine pour les sites de Cap-aux-Meules (haut) et Pointe-aux-Loups (bas). 182

Figure 80 Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace estimée par RDO sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour le secteur nord des Îles-de-la-Madeleine le 13 février 2013. 183
Figure 81 Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace estimée par RSO sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour le secteur sud des Îles-de-la-Madeleine le 13 février 2013. 184
Figure 82 Cartographie du pied de glace estimé à partir des photographies aériennes acquises à basse altitude le 3 mars 2012. 185
Figure 83 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région des îles de la Madeleine. 186
Figure 84 Exemple de distribution d'épaisseur que l'on peut retrouver à un moment donné à un point de la grille du modèle. C'est à partir de cette distribution déterministe $g(h)$ que l'on infère la distribution $X_i = N(\mu_i, \sigma_i)$ de la variable aléatoire x_i. 192
Figure 85 Schéma de la méthode de calcul de la probabilité de contact entre la glace et le fond à partir des densités de probabilité suivant des lois normales. Dans cet exemple, la probabilité que x_i soit plus grande que x_g est non-nulle et, une fois calculée, la probabilité de contact entre la glace et le fond s'élève à 12% que l'on interprète comme la portion de la surface du couvert de glace d'une cellule qui est en contact avec le fond. 194
Figure 86 Bathymétrie moyenne du golfe du Saint-Laurent (en haut à gauche) avec emphase sur les 20 premiers mètres, montrant ainsi les endroits où la glace est susceptible de s'ancrer au fond (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine)..... 195
Figure 87 Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de grille (47.74°N, 69.64°O) près de Rivière-du-Loup pour l'hiver 2002-2003. 199
Figure 88 Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de grille (49.07°N, 68.26°O) près de Pointe-Lebel pour l'hiver 2002-2003. 200
Figure 89 Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de

grille (47.03°N, 61.95°O) près de la Martinique, aux Îles-de-la-Madeleine pour l'hiver 2002-2003. 201
Figure 90 Carte de la persistance du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut à gauche) au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine). 202
Figure 91 Carte de la persistance du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) au cours de l'hiver 2008-2009 (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine). 203
Figure 92 a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90). 204
Figure 93 a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90). 205
Figure 94 a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90). 206
Figure 95 Comparaison entre la simulation témoin (concentration), la simulation test (concentration et contrainte au fond normalisée) et les observations du pied de glace (PDG) pour les quatre sites d'intérêt, Pointe-aux-Loups, La Martinique, Pointe-Lebel et la Rivière-Saint-Jean (Les concentrations sont exprimées de 0 à 1, signifiant de l'absence jusqu'au couvert total de glace). 207
Figure 96 Fréquence d'englacement par temps clair du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent. Celle-ci est définie comme étant le ratio entre le nombre d'images sur laquelle un pixel de 30m $\times$ 30m est couvert de glace et le nombre total de pixels valides, c'est-à-dire sans nuage. Les zones à haut ratio

d'englacement correspondent bien aux zones où la banquise interagit avec le fond (voir Figure 98)..... 208
Figure 97 Carte de la persistance moyenne du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) pour le climat du passé récent (1982-2006) (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine). 209
Figure 98 Carte de la persistance moyenne du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) pour le climat futur (2042-2067) (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine)..... 210
Figure 99 Carte du golf avec les huit zones étudiées. Les cellules grises correspondent aux cellules mouillées du modèle en contact avec la côte..... 211
Figure 100 Nombre de jours pendant lesquels la glace est ancrée au fond (présence d'un pied de glace) pour huit régions du GSL, pour le passé récent (1982-2006, ronds bleus) et le futur (2042-2067, carrés noirs). Les barres foncées représentent un écart de plus ou moins un écart-type alors que les barres fines représentent les valeurs extrêmes obtenues pour chacune des périodes. 213
Figure 101 Gel du jet de rive sur l'estrant 233
Figure 102 Plaquette de sédiments gelés et délogée de grande taille 233
Figure 103 Laisse de frasil sur le haut estran 235
Figure 104 Dépôt de glace en crêpe sur le pied de glace 236
Figure 105 Répartition des modes de formation observés pour chacun des sites d'étude durant la période 2008-2012 240
Figure 106 Englacement "progressif" du haut estran à Baie-Saint-Ludger entre le 5 janvier (libre) et le 21 janvier 2010 (pied de glace bien développé)..... 243
Figure 107 Englacement rapide de la côte sur le site de La Martinique suite à la tempête du 22 décembre 2008..... 244
Figure 108 Cordon limitant formé à la mi-janvier 2009 sur le site de La Martinique Légende : 1) glace mise en place lors de la tempête du 22 décembre 2008, 2) espace libre de glace, neige seulement et 3) cordon limitant 244
Figure 109 Empilement de blocs de glace le long de la côte, nord de la Gaspésie 246

Figure 110 Corniche au front du pied de glace observée à Rivière-Saint-Jean, mars 2006 265
Figure 111 État de la nappe d'eau : sans énergie 267
Figure 112 État de la nappe d'eau : vagues visibles 267
Figure 113 État de la nappe d'eau : ressacs visibles 268
Figure 114 Répartition de l'état d'agitation de la mer lors de la dégradation du pied de glace observée pour chacun des sites d'étude durant la période 2008-2012 269
Figure 115 Évolution de la côte entre le 25 février et le 27 février 2011, Pointe-aux-Loups, caméra OUEST 275
Figure 116 Température de l'eau enregistrée au marégraphe de Sept-Îles et selon le modèle MOR-GEM à Sept-Îles (ST5), Pointe-Lebel (péninsule de Manicouagan) (ST8) et Rivière-Saint-Jean (ST12) 280
Figure 117 Température de l'eau observée à Sept-Îles lors des évènements de formation et de dégradation sur les sites de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean 280
Figure 118 Répartition des niveaux d'eau observés (Cap-aux-Meules) et modélisé (PM et RSTJ) lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive 285
Figure 119 Orientation des vents par rapport à la côte lors évènements de formation et de dégradation pour l'ensemble des sites d'étude durant la période 2008-2012 289
Figure 120 Vitesse des rafales maximales enregistrées lors des évènements de dégradation post-PDGC selon le niveau d'énergie déployée contre la glace pour chacun des sites d'étude 290
Figure 121 Vitesse des rafales maximales enregistrées lors des évènements de dégradation post-PDGC lorsque les vents soufflaient vers la côte selon le niveau d'énergie déployée contre la glace 290
Figure 122 Degrés-jour de fonte enregistrés lors des évènements de dégradation post-PDGC 300
Figure 123 Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC, Îles-de-la-Madeleine, 2008-2012 301
Figure 124 Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC, Rivière-Saint-Jean, 2008-2012 302

Figure 125 Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDCG, péninsule de Manicouagan, 2008-2012 303
Figure 126 Température de l'air minimum enregistré lors des évènements de formation et de dégradation 308
Figure 127 Températures de l'air maximum enregistré lors des évènements de formation et de dégradation 309
Figure 128 Température de l'air moyennes enregistrées lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive période 2008-2012 310
Figure 129 Représentation des courants et des remontés d'eau dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent 314
Figure 130 Température de l'air et de l'eau et évolution de l'état d'englacement du haut estran et des eaux côtières à Pointe-aux-Loups, îles-de-la-Madeleine, 2008-2009 : Exemple d'un redoux n'ayant pu affecter le pied de glace de haut estran en raison de l'englacement des eaux côtières 320
Figure 131 Évolution du pied de glace et de l'état d'englacement des eaux côtière sur les sites de La Martinique et de Pointe-aux-Loups 322
Figure 132 Relation entre le nombre de jours où la température de l'eau est inférieure à 0 °C et le nombre de jours LIBRE 327
Figure 133 Relation entre le nombre de jour où la température de l'eau est inférieure à 0 °C et le nombre de jours PDGI+PDGC .. 328
Figure 134 Relation entre les précipitations hivernales et le nombre de jour LIBRE durant l'hiver 331
Figure 135 Relation entre les précipitations hivernales et le nombre de jours PDGI+PDGC durant l'hiver 332
Figure 136 Relation entre les températures de l'air moyennes et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012 335
Figure 137 Relation entre les températures de l'air moyennes et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012 336
Figure 138 Relation entre les anomalies de températures de l'air et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012 337
Figure 139 Relation entre les anomalies de températures de l'air et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012 338

Figure 140 Relation entre le nombre de degrés-jour de gel et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012..... 339
Figure 141 Relation entre le nombre de degrés-jour de gel et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012 340
Figure 142 Relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012 341
Figure 143 Relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012 342
Figure 144 Biais mensuels de température de l'air (MRCC – GEM) moyennés sur l'ensemble du domaine du modèle numérique pour la simulation climatique MRCC-AEV..... 349
Figure 145 Biais par quantile pour la simulation forcée par MRCC-AEV. 351
Figure 146 Comparaison entre les résultats du modèle (en rouge) et les observations (en bleu) pour une série de thermographes en 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons. 353
Figure 147 Comparaison entre les résultats du modèle (en rouge) et les observations (en bleu) pour une série de thermographe en 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons. 354
Figure 148 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons. 356
Figure 149 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons. 357
Figure 150 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons. 358

Figure 151 Comparaison de profils de température (en noir) et de salinité (en rouge). Les positions des stations sélectionnées de façon aléatoire sont présentées dans la sixième colonne. La moyenne (en bleu) et la déviation standard de l'erreur (en rouge) sur la température et la salinité sont dans la septième et huitième colonne, respectivement. 360
Figure 152 Comparaison de la concentration moyenne et du volume total de glace de mer. Les valeurs tirées du modèle sont en rouge et les observations obtenues des cartes de glaces sont en noir. 361
Figure 153 Procédure adaptée de classification automatisée de l'imagerie Landsat 367
Figure 154 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : péninsule Manicouagan à Sept-Îles. 368
Figure 155 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : Tadoussac à la péninsule Manicouagan 369
Figure 156 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : estuaire moyen du Saint-Laurent. 370
Figure 157 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : péninsule de la Gaspésie 371
Figure 158 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : détroit de Jacques-Cartier, partie est. ... 372
Figure 159 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : détroit de Jacques-Cartier, partie ouest. 373
Figure 160 Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule Manicouagan centrée sur le site de Baie St-Ludger. 374
Figure 161 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan le 07 décembre 2009. 375
Figure 162 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan le 03 janvier 2010. 376
Figure 163 Cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean 377
Figure 164 Cartographie de la glace littorale de la région de Rimouski 378

Figure 165 Cartographie de la glace littorale de la région de Sainte-Flavie..... 379
Figure 166 Cartographie de la glace littorale de la région de St-Ulric. 380
Figure 167 Cartographie de la glace littorale de la région de la rivière à Claude..... 381
Figure 168 Cartographie de la glace littorale de la région de la baie de Maria. 382
Figure 169 Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la baie de Maria. 383
Figure 170 Cartographie de la présence de pied de glace sur les côtes de la péninsule gaspésienne à partir des données d'observation aéroportée du pied de glace. 384

LISTE DES ABRÉVIATIONS

ASC :	Agence spatiale canadienne
bTq :	Débiaisage par quantiles
CGC :	Complexe glaciel côtier
CGDM :	Concentration de glace de mer
CIF :	Couche intermédiaire froide
CMC :	Centre Météorologique Canadien
CPDG :	Concentration du pied de glace
CTD :	Conductivité, température et profondeur
DHGE :	Degrés-heures de gel
DHDG :	Degrés-heures de dégel
DJ :	Degrés-jours
ECHAM:	Modèle atmosphérique de circulation général, développé au « Max Planck Institute for Meteorology »
EGSL :	Estuaire et le golfe du Saint-Laurent
ESL :	Estuaire du Saint-Laurent
ETM+ :	Enhanced Thematic Mapper Plus
GDM :	Glace de mer
GEM :	Global Environmental Multiscale Model
GIEC :	Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GSL :	Golfe du Saint-Laurent
IDLM :	Îles-de-la-Madeleine
ISMER :	Institut des Sciences de la Mer
MOR :	Modèle océanique régional
MPO :	Pêches et Océans Canada
MRCC :	Modèle Régional Climatique Canadien
NARR :	North American Regional Reanalysis
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
OOM :	Organisation météorologique mondiale
PDG :	Pied de glace
PDGI :	Pied de glace incomplet
PDGC :	Pied de glace complet
PM :	Péninsule de Manicouagan
RP :	Rupture de pente
RSO :	Radar à synthèse d'ouverture
RSTJ :	Rivière-Saint-Jean
SCG :	Service Canadien des Glaces
Seuil 80-RP:	Moyenne du seuil 80 et de la rupture de pente
SLC :	*Single Look Complex*
SVM :	*Support Vector Machine*

TM : Thematic Mapper

INTRODUCTION

Une connaissance raisonnable des risques côtiers est indispensable à une bonne planification du développement des territoires côtiers et des infrastructures côtières, tant pour leur conception que pour établir les programmes d'entretien. La présence du couvert de glace le long des côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent offre une protection naturelle qui réduit de manière significative l'intensité de divers processus d'érosion et de submersion, d'autant plus que la fréquence des tempêtes est plus importante en hiver (Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez and Dubois, 2008).

L'évaluation des concentrations, de l'épaisseur et de la mobilité des glaces sont donc des éléments essentiels à connaître si l'on veut contrôler les risques d'érosion et les dégâts aux infrastructures côtières. Dans le contexte du réchauffement climatique, une réduction significative de la période de glace de mer est prévue pour le golfe du Saint-Laurent (Senneville et Saucier, 2006), ce qui pourrait se traduire par une plus grande exposition des côtes aux vagues de tempêtes et une augmentation des risques d'érosion et de submersion. Or, il n'existe présentement aucun outil permettant d'estimer les concentrations et épaisseurs des glaces de rive de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent en tenant compte des changements climatiques. **Le but du présent projet est de développer une méthode de simulation des glaces dont les résultats pourront servir à l'estimation des risques d'érosion et de dommage aux infrastructures côtières dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent.**

Voici les cinq objectifs visés par cette étude:

1. À l'aide d'observation sur des sites choisis, déterminer l'état actuel des glaces de rives afin de comprendre les paramètres influençant cette dernière. Ces observations serviront également à diverses simulations.
2. Établir des climats des glaces de mer pour le passé récent (période 1982-2011) et le futur (2041-2070) sur l'ensemble de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (EGSL).
3. Faire une étude empirique des relations entre les glaces de rive et les glaces de mer en fonction de paramètres physiques tirés des simulations et des modèles climatiques. Ces relations empiriques seront utilisées pour simuler les conditions de glaces de rive futures à l'aide des résultats du simulateur numérique.
4. Faire des observations synoptiques de l'ESL et du GSL afin de déterminer la portée des relations établies aux sites d'observations.

5. Généraliser la méthode de projection du climat de glace de rive pour l'EGSL en incluant dans le modèle numérique existant les mécanismes responsables de la formation et du maintien de la glace de rive.

Le travail à accomplir a été divisé en quatre parties distinctes :

1. L'observation du pied de glace,
2. La construction d'une relation empirique modélisant les conditions présentes et futures du pied de glace,
3. La détermination de la portée spatiale de cette relation empirique le long d'une côte
4. L'élaboration d'un nouveau modèle de glace de mer tenant compte des interactions glace de mer – fond.

Ces quatre parties sont les sujets des 4 sections de ce rapport. La première section décrit les observations du pied de glace et de la glace de rive effectuées sur les différents sites témoins. La seconde section présente les résultats des simulations numériques ainsi que la façon dont les relations empiriques ont été élaborées. La troisième section démontre la portée des résultats obtenus le long d'un trait de côte. La section finale, la quatrième, explore une façon novatrice de simuler la glace de rive à l'aide d'un modèle numérique tenant compte des relations entre la glace et le fond.

Ce projet de modélisation nécessite beaucoup d'observations, car, ultimement, il établit une relation empirique entre des observations et les résultats d'un simulateur numérique. Une quantité importante de travail a dû être accomplie pour l'analyse de ces observations. Cependant, afin de ne pas perdre le centre d'intérêt et de faciliter la lecture de ce rapport, seulement l'essentiel de ces observations est inclus dans le texte principal. Les autres analyses, pertinentes dans le cadre de cette étude, sont ajoutées en annexe et peuvent être consultées au besoin.

SECTION 1. OBSERVATIONS D'ENGLACEMENT DU HAUT ESTRAN

1.1 Introduction

L'évolution de l'étendue de la couverture totale annuelle de glace dans l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent présente une oscillation entre des périodes plus ou moins englacées. Toutefois, pour l'ensemble de la période de suivi par le Service Canadien des Glaces (SGC) de 1968-1969 à 2012-2013, l'englacement connaît une tendance à la baisse de 0,27% en moyenne par an. Au cours des 15 dernières saisons (1998-1999 à 2012-2013), le taux annuel moyen de réduction de la couverture de glace a été de 1,53%. Le pourcentage d'englacement maximum annuel moyen de la période 1968-1969 à 1997-1998 a été de 46,9% alors qu'au cours de la période 1998-1999 à 2012-2013, la moyenne annuelle a été de 36,4%. La concentration maximale de glace de mer continuera à diminuer dans le futur pour atteindre une perte de 66% pour l'horizon 2041-2070 par rapport au passé récent (1982-2011) (Tableau 2-2). Les conditions climatiques futures menacent le développement du complexe glaciel côtier (pied de glace et banquise côtière) jusqu'à l'éliminer complètement ou le réduire à la zone de haut estran là où se forme le pied de glace de haut estran. En l'absence des autres composantes du complexe glaciel côtier, le pied de glace de haut estran est la dernière entité glacielle à assurer un rôle de protection de la côte face aux agents hydrodynamiques hivernaux qui normalement n'avaient que peu ou pas d'emprise sur la côte durant cette saison.

Actuellement, les études réalisées sur le pied de glace ont surtout portées sur les **processus et modes** d'englacement et de déglacement des plages en milieu arctique, subarctique ou tempéré, sur l'effet de la glace dans les milieux de sédimentation fine et sur les **caractéristiques morphologiques** du pied de glace en fonction des conditions hydrologiques et météorologiques de mise en place et/ou des caractéristiques des sites d'étude. À l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, les travaux qui ont porté directement ou indirectement sur le complexe glaciel côtier ou le pied de glace sont ceux de Dionne (1973 ; 1993 ; 2011 entre autres), Allard et Champagne (1980), Lessard et Dubois, 1984 ; Troudes et Sérodes (1987), Bouchard et Hill (1995 in Forbes *et al.*, 2002) Bouchard, 1997 ; Bernatchez (2003), Bernatchez et Leblanc, 2000 ; Bernatchez et Dubois (2004), Bernatchez et Dubois (2008), Moign (1972), Manson *et al.*, (2002 in Forbes *et al.*, 2002).

À notre connaissance, aucun suivi de haute fréquence n'a été réalisé sur la glace de rive de haut estran. Or, comme les caractéristiques du pied de glace varient de manière spatiale et temporelle en fonction de paramètres

géographiques, géomorphologiques, météorologiques et hydrodynamiques tout au long de la saison glacielle (Dionne, 1973; Short et Wiseman, 1974; McCann et Taylor, 1975), il est important de réaliser ce type de suivi en continu pour mieux connaître et quantifier l'influence des conditions météo-marines et des caractéristiques géomorphologiques sur l'état d'enlacement et de déglacement du haut estran tant à l'échelle de la saison unique qu'à l'échelle interannuelle. Forbes *et al.* soulignent déjà en 2002 l'importance de développer les protocoles et méthodes de suivi du complexe glaciel côtier puisque ses processus de formation et de dégradation diffèrent de ceux de la glace de mer mobile. À défaut de suivi en continu sur l'état d'englacement du haut estran et sur les paramètres en cause dans son évolution, aucun modèle n'intègre le complexe glaciel côtier (Forbes *et al.,* 2002).

L'objectif de cette section est de présenter les observations réalisées sur les différents sites d'étude : Îles-de-la-Madeleine, péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean sur la Côte-Nord (Québec, Canada). À la section 1.7, les facteurs océanographiques, climatiques et géomorphologiques sont caractérisés et analysés pour ensuite être intégrés à travers une proposition de modèle conceptuel permettant de concevoir l'interaction entre ces différents facteurs et la dynamique glacielle du haut estran (pied de glace de haut estran). En annexe, nous identifions et décrivons les facteurs responsables de l'évolution des conditions d'englacement et de déglacement du haut estran (pied de glace de haut estran) à l'aide de suivis réalisés sur des sites des Îles-de-la-Madeleine, de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean sur la Côte-Nord (Québec, Canada).

1.2 Connaissances de base sur la glace de rive

1.2.1 Définition du complexe glaciel côtier

Le complexe glaciel côtier[1] (CGC) est l'étendue de glace formée en bordure de la côte qui regroupe, de la côte vers la mer, les entités glacielles suivantes : le pied de glace nival, le pied de glace de haut estran, le pied de glace de bas estran s'il y a lieu et la banquise côtière (Figure 1). Ces entités glacielles présentent des dynamiques différentes, mais sont liées l'une aux autres.

Le pied de glace nival se forme en haut de la limite supérieure du pied de glace de haut estran. Cette limite se situe généralement entre le niveau des marées hautes moyennes et des marées hautes de vives-eaux dans les

[1]Seibel (1976 in Forbes et al., 2002) introduit le terme « nearshore ice complex » pour décrire les entités glacielles côtières qu'il observe le long des berges du Lac Michigan.

milieux méso et macro-tidals et varie légèrement selon les conditions de formation du pied de glace de haut estran. Le pied de glace de haut estran est « un étroit liseré de glace soudé à la partie supérieure du rivage […] il est soudé par le fond et parfois par le côté et n'est pratiquement pas influencé par le mouvement vertical de la marée» (Dionne, 1973)[2]. Sa limite inférieure se situe au niveau de la flexure soit près du niveau moyen des eaux. Le long de cette limite, on observe la présence de fissures ou de crevasses de marée produites par les fluctuations verticales du pied de glace de bas estran qui lui, s'étend tout au plus jusqu'au niveau des marées basses de vive eau (Dionne, 1973; Wiseman *et al*., 1981) (Figure 2). Le pied de glace de bas estran se soulève et flotte à marée haute et s'échoue, en grande partie, sur le fond à marée basse. Toutefois, ses glaces sont généralement stables et ne se déplacent pratiquement pas horizontalement, sauf lors des évènements de tempête. Lorsque le pied de glace de bas estran n'est pas formé, le pied de glace de haut estran peut se prolonger quelque peu sur le bas estran (Moing, 1972). Le front du pied de glace de haut estran n'est pas toujours complètement vertical le long de la flexure. Il va parfois en s'amincissant en progressant légèrement vers le large. Cette portion de glace ancrée sur le fond est submergée sous le jeu des marées et des vagues. À l'échelle régionale, seul Moign (1972), Dionne (1973) et Troudes et Sérodes (1987) ont prêté une attention particulière au pied de glace de bas estran. La banquise côtière est l'étendue de glace adjacente à la côte qui contrairement à la glace de mer qui circule, est immobile et en interaction avec la côte et le fond (Mahoney *et al.*, en ligne). On peut inclure le pied de glace de bas estran à la banquise côtière bien qu'il constitue une entité glacielle en lui-même.

[2] Une revue détaillée des définitions de la notion de pied de glace a été réalisée par Dionne (1973). Celle-ci n'est pas reprise ici.

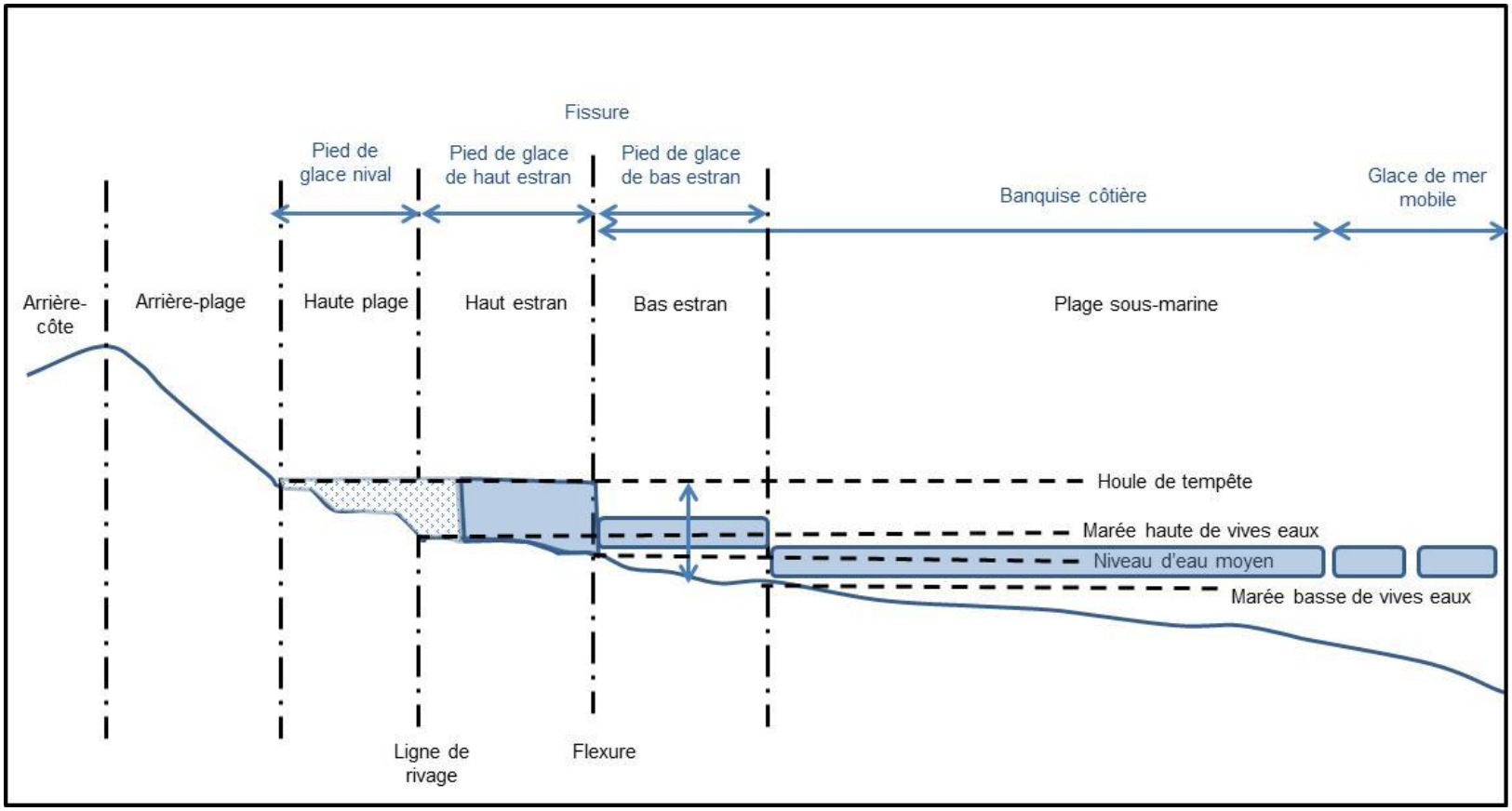


Figure 1 Représentation schématique du complexe glaciel côtier sur une côte basse meuble.



Figure 2 Crevasse de marée
Crédit photo : Susan Drejza, février 2007, Gaspésie

Globalement, le développement du pied de glace de bas estran et de la banquise côtière est lié aux conditions thermiques. Régionalement ou localement, l'exposition aux vents dominants (orientation de la côte), la morphologie de la côte et la bathymétrie influencent le développement de ces entités glacielles. La Figure 3 présente les différentes morphologies du pied de glace de haut et de bas estran en fonction de différents types de côte. L'orientation des **vents dominants par rapport à la côte** est sans doute le facteur le plus influent sur le développement du complexe glaciel côtier, et ce, en raison de son action sur la glace de mer. Lorsque les vents dominants soufflent la glace de mer vers la côte, ils favorisent le développement et la stabilité du CGC et inversement, lorsqu'ils soufflent vers le large (Dionne, 1973 ; Corriveau *et al*., 2007). Nous savons déjà que dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, les vents dominants hivernaux, qui soufflent du Nord-Ouest, sont en grande partie responsables des différences que l'on observe entre la rive nord et la rive sud (Dionne, 1973). La **morphologie de la côte** (ex. exposé ou abrité) influence le développement et la stabilité du complexe glaciel côtier (CGC). Dans les secteurs abrités, le développement d'une banquise côtière stable est favorisé contrairement à ce qu'on observe dans les milieux exposés. Dans les milieux abrités, l'englacement jusqu'à la formation d'un CGC se produit aussi de manière plus hâtive et le déglacement est plus tardif (Dionne, 1973). Quant à la **bathymétrie**, elle influence les relations qui existent entre le fond et la banquise côtière (Mahoney *et al.*, 2007). La

bathymétrie détermine le patron de réfraction des vagues et par conséquent la répartition spatiale du flux d'énergie des vagues à l'approche de la côte. Ces caractéristiques géographiques et bathymétriques influencent la capacité de la glace à résister aux vents et aux courants et donc de former ou non une banquise côtière qui agit positivement sur la stabilité du CGC.

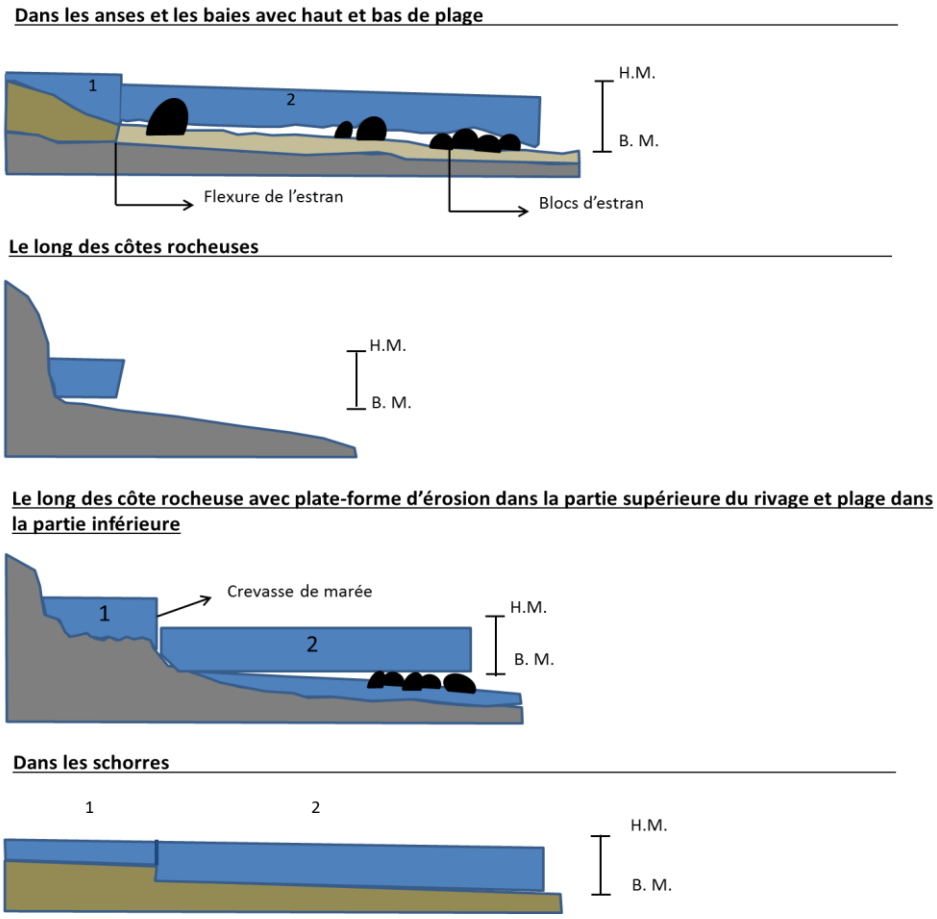


Figure 3 **Représentation schématique du pied de glace de haut estran et de bas estran selon différents environnements côtiers. 1) Pied de glace complexe de haut estran, 2) pied de glace de bas estran, H.M. = hautes mers, B.M. = basses mers, gris = roche, brun = sédiments. Adapté de Dionne (1973)**

1.2.2 Rôles morphosédimentaires du pied de glace de haut estran

Le pied de glace a été étudié en tant qu'agent géomorphologique à travers ses rôles de protection, d'érosion, de transport et de sédimentation sur la dynamique côtière. Le rôle de **protection** de la glace littorale est souligné par plusieurs auteurs et apparaît peu importe les caractéristiques de la côte. De plus, il est souvent présenté comme étant le rôle principal joué par la glace de rive (Wright et Priestley, 1922; Joyce, 1950, Zumberge et Wilson, 1953; Dionne, 1973; Marsh *et al.*, 1973; Taylor et McCann, 1976; Davies *et al.* 1976; Dionne, 1976; Hume et Schalk, 1976; Moign, 1976; Owens, 1976; Croasdale et Marcellus, 1978; Wiseman *et al.*, 1981, Taylor 1981 dans Troudes et Sérodes, 1987; Nielsen, 1988, Barnes *et al.*, 1993, Forbes et Taylor, 1994, Forbes *et al.*, 2002 et 2004). En effet, la présence du pied de glace **limite ou inhibe presque complètement l'emprise des processus hydrodynamiques (vagues) qui sont souvent plus puissants durant la saison froide.** Cette protection hivernale permet aussi de **réduire la période de transfert de sédiment durant l'année** comparativement aux côtes qui ne sont pas affectées par les phénomènes glaciels (Wiseman *et al.* 1981; Owens 1976, Hume et schalk, 1976, Marsh *et al.*, 1973, Nielsen, 1988, Bamssoud et Bryne, 2012, Bernier *et al.*, 2012). La diminution partielle ou totale des effets des processus hydrodynamiques et notamment des tempêtes d'automne et d'hiver par les glaces **réduit la période de transfert de sédiment durant l'année.** Hume et Schalk (1976), qui étudient le secteur de Pointe Barrow en Alaska, indiquent que le transport littoral n'équivaut qu'à 3% de celui des régions tempérées dont les caractéristiques topographiques sont comparables. Une proportion inférieure qui s'explique par l'inhibition ou le ralentissement des processus propres à l'interglaciel. La réduction du transport sédimentaire associée à la présence de glace de rive est également mise en lumière par Marsh *et al*. (1973) sur les rives du Lac-Supérieur : « *the net sediment transport along the south-eastern shore of Lake Superior is on the order of 11 times greater than that along selected segments of the Arctic shoreline where icefoot formation is known to occur but is much less than that along comparable ice-free coasts».* À une plus petite échelle, l'effet sur le transit sédimentaire est aussi discuté par Nielsen (1988).

La glace agit comme **agent d'érosion et de transport** de manière plus ou moins importante selon les caractéristiques régionales et locales. L'érosion par les glaces s'effectue principalement sur le bas estran, notamment par affouillement et arrachement ou bien par aplanissement particulièrement sur les plates-formes rocheuses (Dionne, 1989, 1993 ; Guilcher, 1981). Sur les côtes sablonneuses et en l'absence du pied de glace de bas estran, les

vagues sont réfléchis sur le pied de glace de haut estran à la manière d'une structure rigide, ce qui engendre l'érosion et l'abaissement du bas de plage (Bernatchez et Dubois, 2004). Le transport de sédiments par la glace est caractérisé par sa grande variabilité. D'une part, la **charge sédimentaire** contenue dans la glace est extrêmement variable et les mesures et observations vont de plusieurs kilogrammes par m^2 de glace, allant de 25 000 tonnes par km^2 (Dionne, 1993) à 200 Kg par m^2 (Dionne, 1970 et 1984) et 100 Kg par m^2 (Troude et Sérodes, 1985, 1987) à des contenus presque nuls (Moign, 1976, Owens, 1976). D'autre part, la **taille granulométrique des sédiments** transportés ou déplacés par la glace va de l'argile aux méga-blocs glaciels ayant jusqu'à 5 m de diamètres ou un poids de 80 tonnes (Dionne, 1988 ; Dionne 2004 ; Dionne et Poitras, 1996). La **distance** de déplacement des sédiments par les glaces est aussi très variable allant de quelques mètres (Moign, 1972) à l'évacuation des sédiments vers le large jusqu'à les retirer du système de circulation des sédiments de la côte (Barnes et al, 1993). Par exemple, Moign (1972) observe, dans son étude sur la plage de Sept-Îles, que ce sont les glaces de rives qui, détachées du pied de glace durant le pléni-glaciel, sont intégrées aux autres glaces flottantes de la banquise et qui ne subissent pas de fonte immédiate, qui peuvent transporter leur charge sédimentaire sur de grandes distances avant de s'en délester.

Toutefois, dans l'ensemble, Moign (1972) indique que le rôle d'érosion et de transport se produit sur de courtes distances puisque les glaçons disparaissent sans laisser de trace sur une très courte période (plus aucune trace après 12 heures) et conclut que l'érosion, le transport et la sédimentation qui s'effectue directement par la glace de rive n'agissent que localement. Troudes et Sérodes (1987) abondent dans le même sens et affirment que la charge sédimentaire est significative mais que la zone de dépôt est généralement limitée à l'estran et non pas à l'extérieur de la zone de recirculation des sédiments le long de la côte sans quoi le déficit sédimentaire de la zone d'étude serait vraiment élevé (ce qui n'est pas le cas). À l'opposé, Dionne (1976), dont les observations s'effectuent surtout dans la zone intertidale des côtes de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, note la présence de cailloux déplacés par les glaces (sur plusieurs saisons). La provenance des cailloux est généralement du socle rocheux ou de l'érosion des dépôts meubles de la région même ou encore, de formations lithologiques différentes localisées jusqu'à 100 km du site. Ces derniers constituent jusqu'à 2% des blocs de sa zone d'étude.

L'effet des glaces sur le **bilan sédimentaire** est complexe. Alors que pour plusieurs l'effet de **protection** agit positivement sur le bilan sédimentaire, d'autres auteurs affirment que les glaces agissent négativement sur ce bilan. A

notre connaissance, seul Barnes *et al*. (1993) indiquent que le rôle de transport de sédiments riverains (Grands Lacs) vers l'extérieur du système de circulation des sédiments par les glaces est non négligeable. Les glaces auraient un effet négatif sur le bilan sédimentaire annuel. Selon eux, la quantité de sédiment contenu dans les glaces du CGC correspond à la quantité de sédiment qui est déposé au fond du lac. Bamassoud et Byrne (2012) qui étudient aussi les Grands Lacs, s'opposent et affirment que toute proportions gardées, le rôle de la glace est davantage celui d'agent de protection que de transport et d'érosion.

1.2.3 La saison glacielle et les phases du cycle glaciel

Lors du développement du concept initial, une saison glacielle correspondait à un cycle glaciel, c'est-à-dire la succession de la phase d'englacement, de pléniglaciel et de déglacement (Dionne, 1972). Cependant, avec le réchauffement des températures hivernales, on constate que l'on peut compter plus d'un cycle glaciel durant une saison (Bernatchez et Dubois, 2004), par exemple, lorsqu'on observe un déglacement complet en milieu de saison suivi d'un nouvel englacement. Sous des températures plus chaudes, nous avons même observé l'absence de pléniglaciel durant la saison glacielle.

Ainsi, dans le cadre de ce rapport, nous avons distingué la saison glacielle du cycle glaciel. La saison glacielle a lieu entre le premier jour et le dernier jour où de la glace de rive est présente et ce, indépendamment de son état (pied de glace incomplet (PDGI) ou pied de glace complet (PDGC)) alors que le cycle glaciel compte obligatoirement trois phases : l'engel ou l'englacement, le pléni-glaciel et le dégel ou le déglacement. L'englacement et le déglacement sont des phases extrêmement dynamiques où plusieurs processus se conjuguent, s'alternent ou se superposent.

1.3 Méthodologie

L'étude de la dynamique du pied de glace de haut estran a été réalisée à l'aide de différentes sources de données pour les trois zones d'étude ayant été ciblées soit les Îles-de-la-Madeleine, la péninsule de Manicouagan et Rivière-Saint-Jean (les sites sont décrits à la section 1.4) pour la période 2008-2012. Soulignons que les analyses de ce projet portent essentiellement **sur le pied de glace de haut estran**. D'une part, la distinction entre le pied de glace de haut et de bas estran n'est pas toujours possible (Îles-de-la-Madeleine par exemple) et d'autre part, la limite inférieure du pied de glace de bas estran est pratiquement impossible à établir de manière satisfaisante (problème d'identification et de localisation et de limite des prises de vue des caméras),

mais surtout, durant la période de suivi, le pied de glace de bas estran a connu un développement extrêmement limité.

1.3.1 Sources de données et nature des résultats

1.3.1.1 Les caméras de suivis côtiers

Les suivis de la glace côtière ont été réalisés à l'aide de caméras **Reconyx** PC85-3,1 mégapixels (Figure 4).

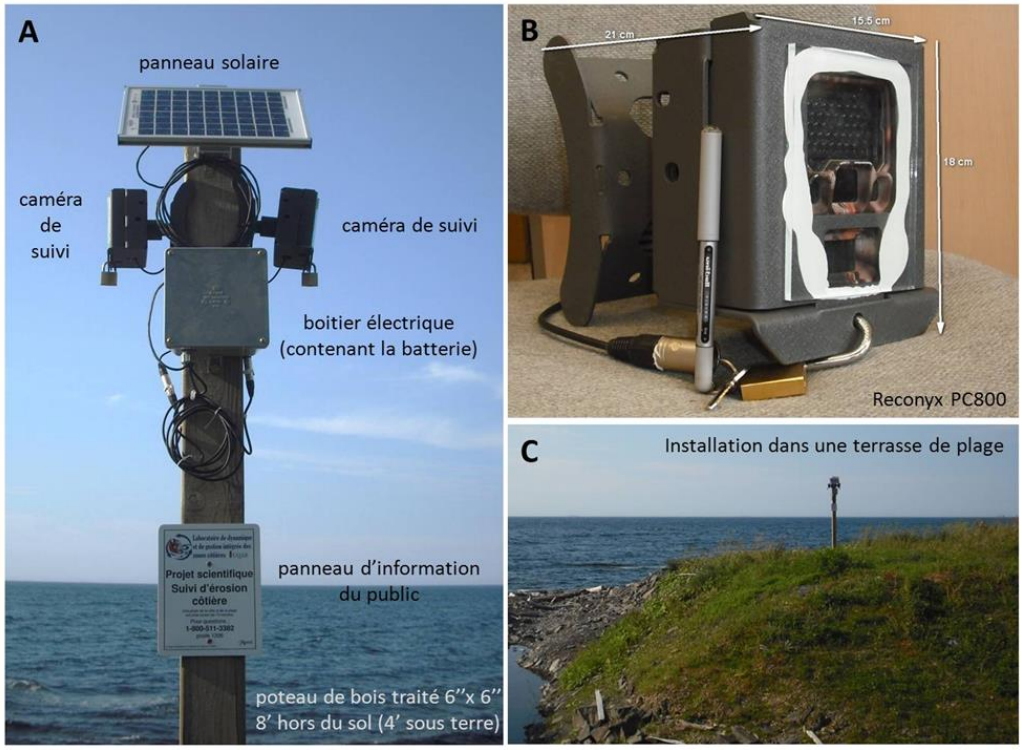


Figure 4 Caméra Reconyx sur le terrain

Les photographies ont été acquises automatiquement toutes les 15 minutes, 30 minutes ou toutes les heures selon les caméras et la période d'acquisition. Ces photographies ont été analysées à l'aide du gratuiciel **Virtual Dub** 1.9.11 (année 2010). Ce logiciel de montage vidéo permet la juxtaposition des photographies l'une à la suite de l'autre à la manière d'un vidéo continu ce qui permet d'observer l'état d'englacement du haut estran et des eaux côtières, l'état d'agitation de la nappe d'eau côtière, la date des évènements de formation et de dégradation de glace de rive de même que le mode en cause.

Ces données fournissent une série temporelle de l'évolution de l'état d'englacement du haut estran et le nombre de jours observés par catégorie pour chacun des sites de suivi de la période 2008-2012. Ces résultats sont représentés à la section 1.6.

1.3.1.1.1 L'état d'englacement du haut estran

L'état d'englacement du haut estran a été caractérisé selon les trois classes définies ici.

Libre : Le haut estran est libre de glace de rive. (jour LIBRE)

Incomplet : L'accumulation de la glace de rive sur le haut estran est significative et influence la dynamique de l'estran sans toutefois constituer un pied de glace bien développé ou complet. Dans ce cas, les vagues peuvent parfois affecter la côte ou encore entraîner l'érosion du bas de plage (jour PDGI)

Complet : Le pied de glace est bien développé ou complet (dimension maximale en hauteur et largeur) et limite l'impact des agents hydrodynamique sur le haut estran et protège complètement la côte de l'érosion par les vagues. Lorsque le pied de glace est complet ou bien développé, son front se situe plus bas ou au niveau de la flexure et son épaisseur est suffisamment importante pour qu'il ne soit pas submergé à marée haute. En l'absence de banquise côtière ou de pied de glace de bas estran, on voit la marée monter et descendre verticalement devant le front du pied de glace de haut estran (jour PDGC). Exceptionnellement, la glace de mer se développe alors que le haut estran est libre de glace. Étant donné que la protection du haut estran est assurée par cette glace, les journées où ce type de situation se produit entre tout de même dans cette classe (Figure 5).



Figure 5 **Effet de protection du haut estran assuré par la glace de mer en l'absence de pied de glace de haut estran, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine**

1.3.1.1.2 L'état d'englacement des eaux côtières

Nous avons également pu évaluer la concentration de glace de mer devant le haut estran (glace de bas estran ou glace de mer en mouvement selon le cas et les sites) que nous avons également regroupé selon les mêmes trois classes.

Libre : La concentration de la glace devant le haut estran est de 0/10 à 3/10

Incomplet : La concentration de glace devant le haut estran est de 4/10 à 6/10

Complet : La concentration de glace devant le haut estran est de 7/10 à 10/10

1.3.1.1.3 Les évènements de formation et de dégradation de glace de rive et le mode en cause

L'état d'englacement (LIBRE, INCOMPLET et COMPLET) évolue et passe d'une classe à un autre au fil de la saison lors d'évènement de formation et de dégradation. Les **évènements de formation et de dégradation de glace de rive** survenus durant chacune des saisons ont été **datés** et le **mode** de formation ou de dégradation a été identifié.

La majorité des évènements a une durée de 1 jour, mais, ceux-ci peuvent à l'occasion s'étendre sur plus d'un jour. Les modes de formation ou de dégradation doivent demeurer les mêmes pour toute la durée de l'évènement. Par exemple, on observe de la formation de glace les 23, 24 et 25 février. Le 23 février, il s'agit d'un apport massif de frasil (ce qui constitue un évènement d'une durée d'un jour) et le 24-25 février, d'un apport de blocs de glace de mer sur le haut estran (ce qui constitue un évènement d'une durée de 2 jours). Comme les évènements de dégradation de glace de rive se produisent à tout moment durant la saison, nous avons distingué les évènements de dégradation qui se produisent alors que le pied de glace n'a pas atteint le stade complet de formation de ceux qui affectent un pied de glace complet (évènement de dégradation post-PDGC). Dans le cadre de nos analyses, ce sont les évènements post-PDGC qui nous intéressent puisqu'il affecte une entité glacielle et non des accumulations de glace qui peuvent être non-consolidées. En effet, en début de saison, on observe fréquemment une alternance de formation et de dégradation de glace de rive. Les évènements de dégradation observés dans ces circonstances peuvent avoir des caractéristiques qui n'impliquent pas d'énergie thermique ou physique, et ce, simplement parce que les accumulations de glace étaient encore mobiles.

1.3.1.2 Données météorologiques et océanographiques

L'analyse des données recueillies à l'aide des photographies Reconyx exige un certain nombre de données complémentaires sur les conditions climatiques et océanographiques.

1.3.1.2.1 Données météorologiques

Le Tableau 1-1 identifie les stations météorologiques de même que les paramètres utilisés pour compléter la base de données issue de l'analyse des photographies Reconyx. Les cartes de localisation des sites d'étude à la section 1.4 présentent l'emplacement de l'instrumentation (Figure 8, Figure 10 et Figure 11).

Tableau 1-1 Identification des stations météorologiques

Nom	**Sept-Îles**	**Baie-Comeau A**	**Îles-de-la-Madeleine**
Localité	Sept-Îles	Baie-Comeau (Péninsule de Manicouagan)	Cap-aux-Meules
Utilisées pour :	Rivière-Saint-Jean (Côte-Nord)	Baie-Comeau (Péninsule de Manicouagan)	Cap-aux-Meules et La Martinique (Îles-de-la-Madeleine)
Numéro de la station OMM	71279	71691	71710
Latitude	50,22	49,13 (49°08'00 N)	47,43 (47°25'31 N)
Longitude	-66,25	-68,2 (68°12'00 O)	-61,77 (61°46'29 O)
Altitude	52,60 m	21,60 m	7,60 m
Paramètres retenus	Précipitations (mm équivalent en eau) Vitesses des rafales maximums quotidiennes (km/h) Orientation des rafales maximums quotidienne (degré) Température de l'air minimum, maximum et moyenne quotidienne (degré Celsius)		

Source : Environnement Canada, en ligne

Pour chacun des paramètres retenus, nous avons compilé les valeurs à l'échelle quotidienne, mensuelle, hivernal (décembre, janvier, février) et saisonnière (1 novembre au 30 avril).

À partir des températures de l'air, nous avons calculé les anomalies mensuelles et saisonnières de même que les degrés-jour de gel et de fonte quotidiens et saisonniers. Les degrés-jour de gel et de fonte ont été calculés à partir de 0 °C. Les degrés-jours de gel sont cumulés à partir de la date de début des suivis, soit le 1er novembre et les degrés-jour de fonte, à partir du 1er mars. Cette date marque la fin des trois mois d'hiver et, de manière générale, l'amorce du dégel printanier (température moyenne à la hausse et oscillations de plus en plus fréquentes entre les températures positives et négatives souvent sur un rythme diurne/nocturne). Les évènements de dégradation post-PDGC qui surviennent après le 1er mars sont presque exclusivement irréversibles, c'est-à-dire qu'il n'y a plus de formation de nouvelle glace après ces évènements (sauf rares exceptions où la quantité de glace et sa cohésion sont limitées). Notez que les seuils établis sur la base des degrés-jour de gel

ne doivent être comparés d'un site à un autre en raison des différences intrinsèques de chacun des sites (conditions climatiques terrestre et océanique et géomorphologique). Par exemple, aux Îles-de-la-Madeleine en date du 22 décembre, le nombre de degrés-jour cumulé est de 54,4 alors que quelques jour plus tôt (18 décembre 2008), le nombre de degrés-jours cumulés à Rivière-Saint-Jean est de 209,1. Il importe donc de considérer les sites indépendamment les uns des autres lors d'analyse basée sur des paramètres thermiques.

Notez que les données météorologiques utilisées pour le site de Rivière-Saint-Jean proviennent de la station météorologique de Sept-Îles. Nous avons considéré l'utilisation des données climatiques de la station de Havre-Saint-Pierre qui est situé à environ 60 km à l'est de Rivière-Saint-Jean. Toutefois, compte tenu de l'absence de normales climatiques pour Havre-Saint-Pierre, la station de Sept-Îles s'avérait plus adéquate. La station de Sept-Îles est localisée à environ 150 km à l'ouest de Rivière-Saint-Jean.

1.3.1.2.2 Données océanographiques

Les données de **températures de l'eau** proviennent des **marégraphes** de Pêches et Océans Canada de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine et de Sept-Îles pour la Côte-Nord (Rivière-Saint-Jean et Péninsule Manicouagan) (Tableau 1-2). Les mesures sont prises au quai de chacune de ces localités. À Cap-aux-Meules, l'acquisition est réalisée à 1,2 m sous le zéro des cartes et à 2,3 m sous le zéro des cartes à Sept-Îles. Toutefois, à la suite d'une analyse préliminaire des températures de l'eau au marégraphe de Cap-aux-Meules, on constate des anomalies dans les données qui nous empêchent de les utiliser avec confiance. En effet, celles-ci présentent des valeurs très basses (moins de -2 °C) durant les deux hivers les plus chauds (2009-2010 et 2010-11). Ces valeurs de température, largement sous le point de congélation, soulèvent des interrogations quant à leur exactitude. Par conséquent, les résultats de la température de l'eau pour les Îles-de-la-Madeleine ne seront pas présentés. Il serait alors pertinent pour des études futures sur le pied de glace, d'implanter des instruments pour mesurer la température de l'eau près de la côte non seulement pour les Îles-de-la-Madeleine, mais également pour les autres sites d'étude. En effet, la température de l'eau n'est probablement pas la même lorsqu'elle atteint la rive. Néanmoins, cette mesure nous permet d'évaluer le rôle de la température de l'eau lors des évènements de formation ou de dégradation de glace de rive.

À défaut d'un marégraphe à proximité des sites de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean, les **niveaux d'eau** locaux générés par le modèle MOR-GEM de l'ISMER sont utilisés[3]. La variation du niveau d'eau n'intègre pas la houle et les vagues. Le niveau d'eau sur la rive n'est que partiellement représenté par la valeur de niveau d'eau présenté ici.

Les cartes de localisation montrent l'emplacement des marégraphes (Figure 8, Figure 10 et Figure 11 à la section1.4). À partir des données horaires, le niveau d'eau minimum et maximum quotidien et la température moyenne quotidienne de l'eau ont été calculés.

Tableau 1-2 Identification des marégraphes

Nom/Localité	**Sept-Îles**	**Cap-aux-Meules**
Utilisées pour :	**Rivière-Saint-Jean** (Côte-Nord) **Baie-Saint-Ludger** (Péninsule Manicouagan) **Pointe-Lebel** (Péninsule Manicouagan)	**Cap-aux-Meules** **La Martinique** (Îles-de-la-Madeleine)
Numéro de marégraphes	2780	1970
Longitude	50,194833° N	47,378861° N
Latitude	66,376833° W	61,857293° W
Données retenues	Niveau d'eau horaire Température de l'eau horaire	

Source : http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/inventory-inventaire/list-liste-fra.asp?user=isdm-gdsi&region=LAU&tst=1

1.3.2 Analyse des résultats

Nous avons considéré le cycle glaciel d'abord à l'échelle des **évènements** de formation et de dégradation de glace de rive et ensuite, à l'échelle **annuelle** et

[3] Les valeurs de niveau d'eau du modèle MOR-GEM ont été « relativisées » pour pouvoir mesurer la variation du niveau d'eau par rapport au niveau moyen local. Pour ce faire : la variation des niveaux d'eau du modèle MOR-GEM par rapport à la moyenne est additionnée au niveau moyen local.

interannuelle où l'on considère la saison glacielle en fonction du nombre de jours LIBRE, INCOMPLET ou COMPLET. Le Tableau 1-3 résume les éléments principaux de la méthodologie.

Tableau 1-3 Résumé de la démarche méthodologique

	Échelle temporelle	
	Évènementielle	**Annuelle et interannuelle**
Objets d'analyse	Évènement de formation et de dégradation post-PDGC de glace de rive	État d'englacement du haut estran en nombre de jours LIBRE et PDGI+PDGC
Informations tirées des caméras de suivis	Mode de formation ou de dégradation Date et durée des évènements	Nombre de jours où le pied de glace est complet (PDGC) Nombre de jours où le pied de glace est incomplet (PDGI) Nombre de jours où l'estran est généralement libre de glace (LIBRE) État de la banquise côtière si possible
Paramètres océanographiques et climatiques analysés	Sur la base d'un évènement : Température de l'eau Niveau d'eau max Précipitations Température de l'air min Température de l'air max Température de l'air moy	Sur la base de l'hiver et de la saison : Température de l'eau Précipitations Température de l'air moyenne Anomalie des températures de l'air Nombre de degrés-jour de gel et de dégel cumulé
Résultats	Statistiques des évènements Minimum Maximum Moyenne Médiane Seuil 80 Rupture de pente Seuil 80-RP	Mise en relation permettant de connaître la courbe de tendance et son coefficient de corrélation.
Répond aux questions	Quelles sont les conditions favorables à la formation ou à la dégradation de la glace de rive de haut estran ?	Quels sont les paramètres permettant d'expliquer la variabilité interannuelle de l'état d'englacement ?
Échelle spatiale	Comment la géomorphologie et la géographie locales des sites influencent-elles les résultats obtenus ?	

1.3.2.1 Évènements de formation et de dégradation de glace de rive

La caractérisation des paramètres climatiques et océanographiques des **évènements de formation et de dégradation** a été effectuée à l'aide de statistiques simples : minimum, maximum, moyenne et médiane. Des seuils à partir desquels se produisent les évènements de formation et de dégradation ont été identifiés. Pour ce faire, la valeur du « seuil 80% » (seuil 80) de même que la valeur de la « rupture de pente (RP) » ont été moyennées afin d'obtenir le **seuil 80-RP**. La démarche est exemplifiée ici à l'aide de la température de l'eau lors des évènements de formation de glace de rive à Rivière-Saint-Jean. Le seuil 80%, qui indique à partir de quelle valeur on compte 80% de formation, est obtenue suite à l'ordination des valeurs de températures de l'eau telle que réalisé au Tableau 1-4. La valeur correspondant au rang le plus près de la valeur de 80% constitue le seuil 80%. Dans ce cas, il s'agit de -0,16 °C ce qui signifie que 80% des évènements de formation se sont produits lorsque la température de l'eau était de -0,16 °C et moins. La rupture de pente est un autre seuil que nous avons reconnu visuellement[4] et qui permet d'exclure les données extrêmes (Figure 6). Le seuil 80-RP résultant dans l'exemple est de 0,02 °C. Enfin, le seuil 80-RP est de -0,07 °C (moyenne du seuil 80 et du seuil de rupture de pente).

Les analyses et statistiques sur les évènements de formation et de dégradation de glace de rive ont été réalisées grâce à 81 évènements de formation de glace de rive et 70 évènements de dégradation post-PDGC. La répartition de ces évènements entre les sites d'étude et les quatre années de suivis sont présentées au Tableau A1-44 à l'annexe A1.6. Les résultats des sous-sections suivantes portent sur ces évènements

[4]Occasionnellement, il n'y a pas de rupture de pente. Le seuil 80-RP est alors uniquement composé du seuil 80.

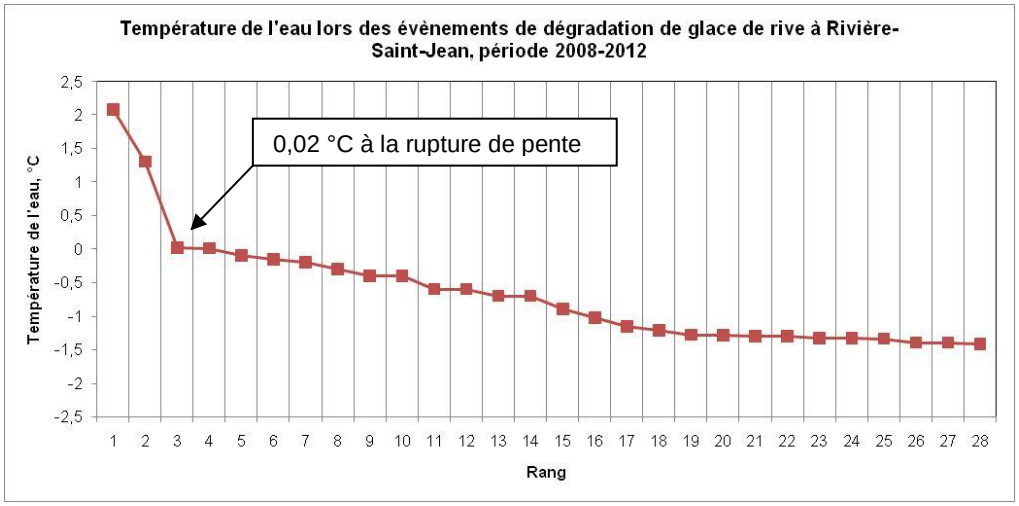


Figure 6 **Représentation des températures de l'eau lors des évènements de dégradation de glace de rive à Rivière-Saint-Jean et identification de la rupture de pente**

Tableau 1-4 Température de l'eau lors des évènements de dégradation de glace de rive à Rivière-Saint-Jean et identification du seuil 80

Rang	% des évènements qui se produisent en deçà de la valeur adjacente	Température de l'eau lors des évènements de formation
1	100,0	2,08
2	96,4	1,3
3	92,9	0,02 (rupture de pente)
4	89,3	0,01
5	85,7	-0,1
6	**82,1**	**-0,16 (Seuil 80)**
7	78,6	-0,2
8	75,0	-0,3
9	71,4	-0,4
10	67,9	-0,4
11	64,3	-0,6
12	60,7	-0,6
13	57,1	-0,7
14	53,6	-0,7
15	50,0	-0,9
16	46,4	-1,03
17	42,9	-1,16
18	39,3	-1,22
19	35,7	-1,28
20	32,1	-1,29
21	28,6	-1,3
22	25,0	-1,3
23	21,4	-1,33
24	17,9	-1,33
25	14,3	-1,34
26	10,7	-1,4
27	7,1	-1,4
28	3,6	-1,42

.

1.4 Sites d'étude : localisation et caractéristiques climatiques, tidales et géomorphologiques

Les sites d'étude où des caméras Reconyx ont été déployées sont localisés aux Îles-de-la-Madeleine dans le sud du golfe du Saint-Laurent et sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent sur la péninsule de Manicouagan (estuaire maritime) et à Rivière-Saint-Jean (golfe). La Figure 7 présente la localisation générale des sites d'étude et les Figure 8, Figure 9, Figure 10 et Figure 11, la localisation des caméras Reconyx, des stations météorologiques et des marégraphes consultés sur ces sites. Les Tableau 1-5 et Tableau 1-6 présentent l'ensemble des caractéristiques climatiques, tidales et géomorphologiques des sites d'études. Notez que les normales climatiques de 1971-2000 ne sont pas disponibles pour les Îles-de-la-Madeleine. Conséquemment, ce sont les normales de 1961-1990 qui sont utilisées pour ce site.

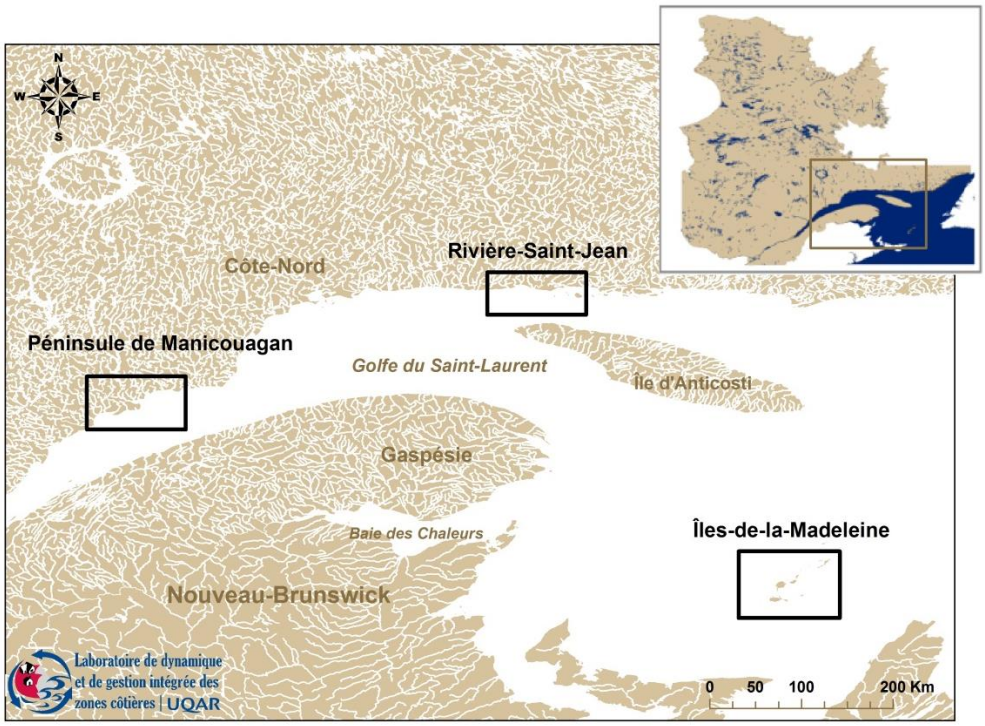


Figure 7 Localisation générale des sites d'étude : Îles-de-la-Madeleine, péninsule de Manicouagan et Rivière-Saint-Jean

1.4.1 Îles-de-la-Madeleine

Situées dans le golfe du Saint-Laurent, les Îles-de-la-Madeleine sont munies de caméras de suivis sur deux sites bien distincts, soit celui de Pointe-aux-Loups et celui de La Martinique (Baie de Plaisance) (Figure 8 et Figure 9). Les conditions océanographiques et géomorphologiques de ces deux sites sont présentés au Tableau 1-5. Aussi, le Tableau 1-6 résume les conditions climatiques normales observées aux Îles-de-la-Madeleine.

1.4.1.1 Site de La Martinique, Baie de Plaisance

Les côtes de cette unité hydro-sédimentaire sont dominées par des côtes à tombolo dunifiées généralement en accrétion lorsque l'on considère la période historique (Bernatchez *et al*., 2010). Toutefois, lors de l'intervalle récent de 2005-2008, la côte était en érosion avec un taux annuel moyen de -0,23 m. À proximité des caméras Reconyx (bornes incluses dans un périmètre de 500 m de part et d'autre de la caméra), ce taux s'élevait à -0,62 m pour l'intervalle 2005-2009. Localement, la largeur de la plage varie de 30 à 40 m.

1.4.1.2 Pointe-aux-Loups

Contrairement à ce qu'on observe sur les côtes de l'unité de la baie de Plaisance, les côtes de l'unité hydro-sédimentaire de Pointe-aux-Loups subissent dans une large majorité de l'érosion. Sur la période historique, on mesure un taux annuel moyen de -0,73 m et lors de l'intervalle récent de 2005-2008, ce taux s'élève à -1,31 m (Bernatchez *et al*., 2010). Les mesures effectuées à proximité de la caméra de suivi s'inscrivent dans cette tendance avec un taux moyen de -1,58 m lors de l'intervalle 2005-2009. Localement, la plage mesure de 20 à 35 m.

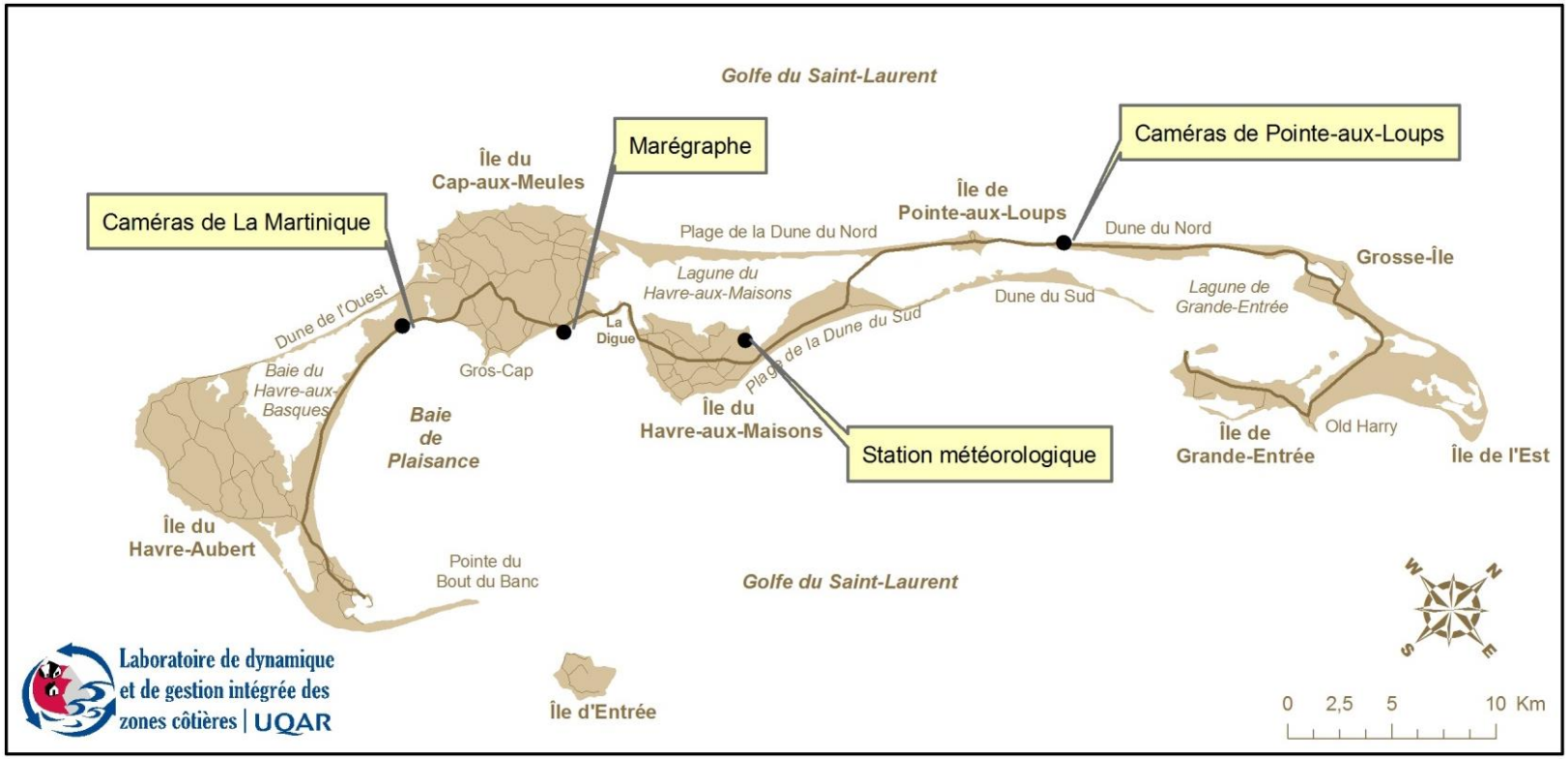


Figure 8 Localisation de l'instrumentation aux Îles-de-la-Madeleine

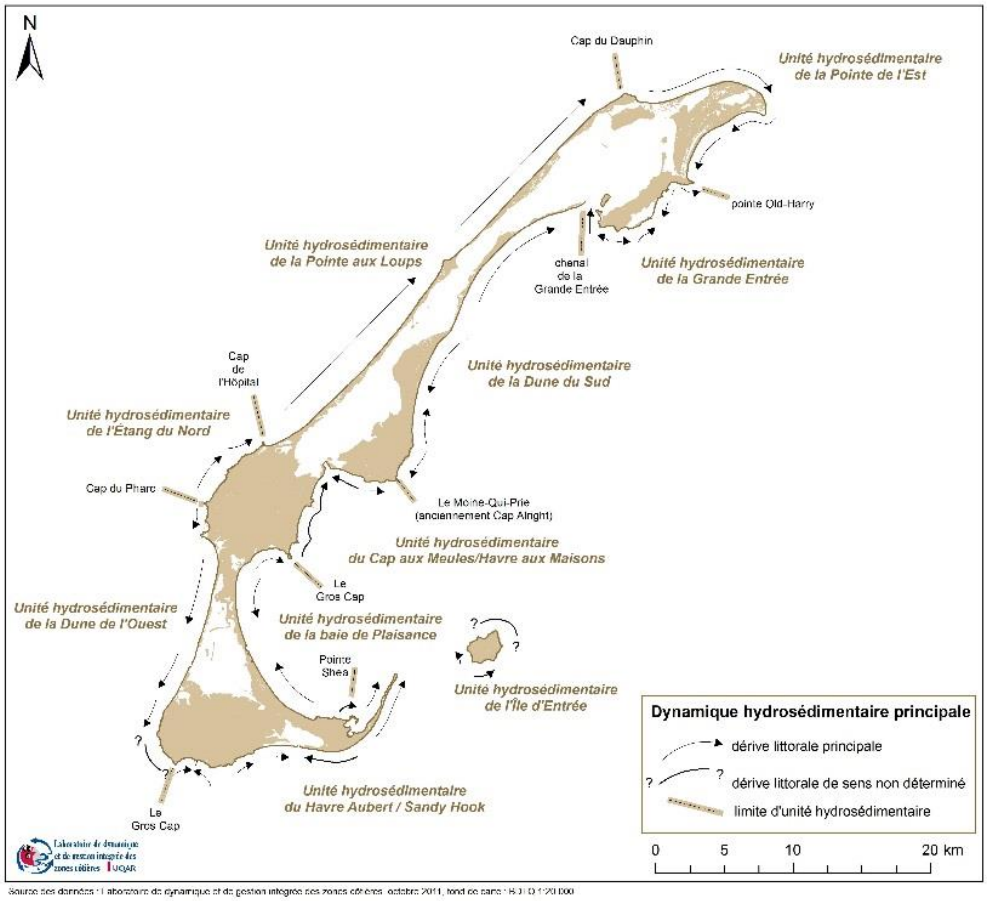


Figure 9 Unités hydro-sédimentaires des Îles-de-la-Madeleine

1.4.2 Péninsule de Manicouagan

Située sur la rive nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, la péninsule de Manicouagan est caractérisée par un très large bas estran de 2,5 km qui affecte la dynamique littorale et glacielle du site. Les caméras de suivis sont installées sur la rive sud de la péninsule dans la Baie de Saint-Ludger et à Pointe-Lebel (Figure 10). Bien que ces sites d'étude ne soient pas localisés dans la même cellule, tous appartiennent à l'unité hydro-sédimentaire de Manicouagan-Outardes (Bernatchez, 2003). Celle-ci est généralement caractérisée par un haut estran de sable grossier et un très large bas estran de sable fin de même que des falaises deltaïques actives le long desquelles on observe des résurgences d'eau. La largeur de la plage est en moyenne de 25 m.

1.4.2.1 Baie-Saint-Ludger

Le site de Baie-Saint-Ludger (caméras 1 et 2 Baie-Saint-Ludger) sur la rive sud de la Péninsule Manicouagan appartient à la cellule du même nom. Le littoral du site d'étude (caméras) est caractérisé par des falaises deltaïques actives d'une hauteur de 12 m devant lesquelles s'étirent des plages de sables d'une largeur de 25 à 30 m (LDGIZC, suivi 2011, bornes PTO-52 et PTO-59 à PTO-71). Les bornes situées dans un rayon de 500 m ont été implantées récemment (N=14). Le suivi couvre la période 2009-2011 et les taux de déplacement varient entre 0 et -1,77. La moyenne du taux de déplacement pour ces 14 bornes durant cette période a été de -0,3 m. Le Tableau 1-5 et le Tableau 1-6 présente l'ensemble des caractéristiques du site.

1.4.2.2 Pointe-Lebel

Le site de Pointe-Lebel se situe sur la rive sud de la péninsule de Manicouagan dans la cellule du même nom et compte les caméras 1, 2, et 5. Devant la caméra 5, le site d'étude est caractérisé par une côte deltaïque qui est enrochée contrairement à la côte sur les sites des caméras 1 et 2. À proximité des caméras (rayon de 500 m), le taux de recul annuel moyen est de -0,5 m dans les falaises deltaïques (10 bornes avec taux).

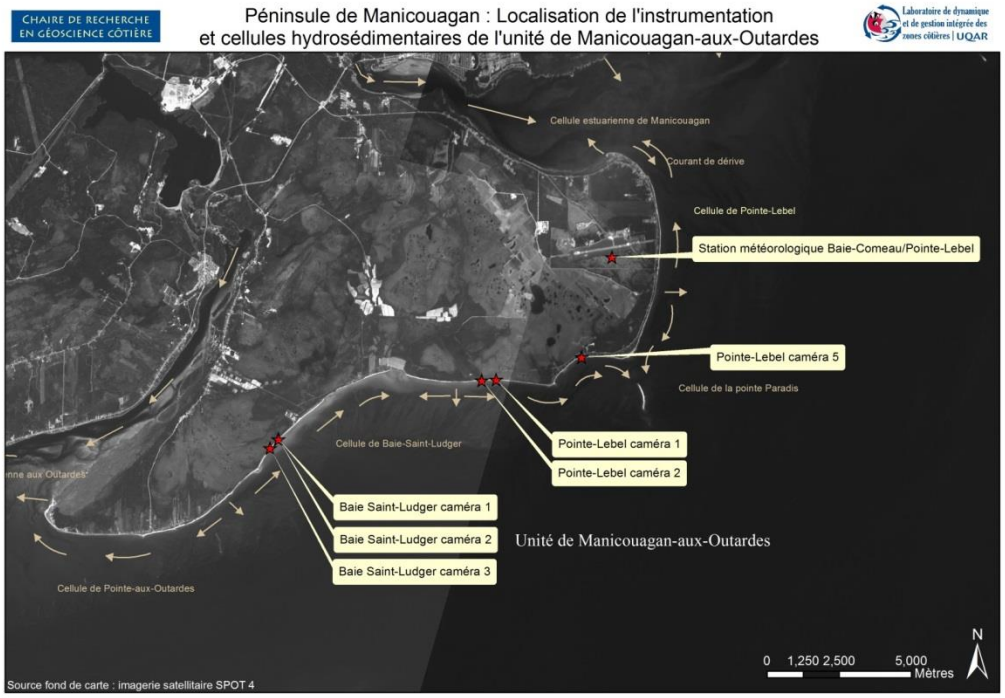


Figure 10 Localisation de l'instrumentation sur les sites de la péninsule de Manicouagan

1.4.3 Rivière-Saint-Jean

Le site de Rivière-Saint-Jean est situé sur la rive nord du golfe du Saint-Laurent. La côte est caractérisée par des côtes à falaises deltaïques particulièrement actives. Durant l'intervalle 2005-2008, le taux moyen de recul était de 2,70 m/an. Les caméras installées sur ce site suivent des portions de littoral pour lesquelles la largeur de haut estran diffère (Figure 11).

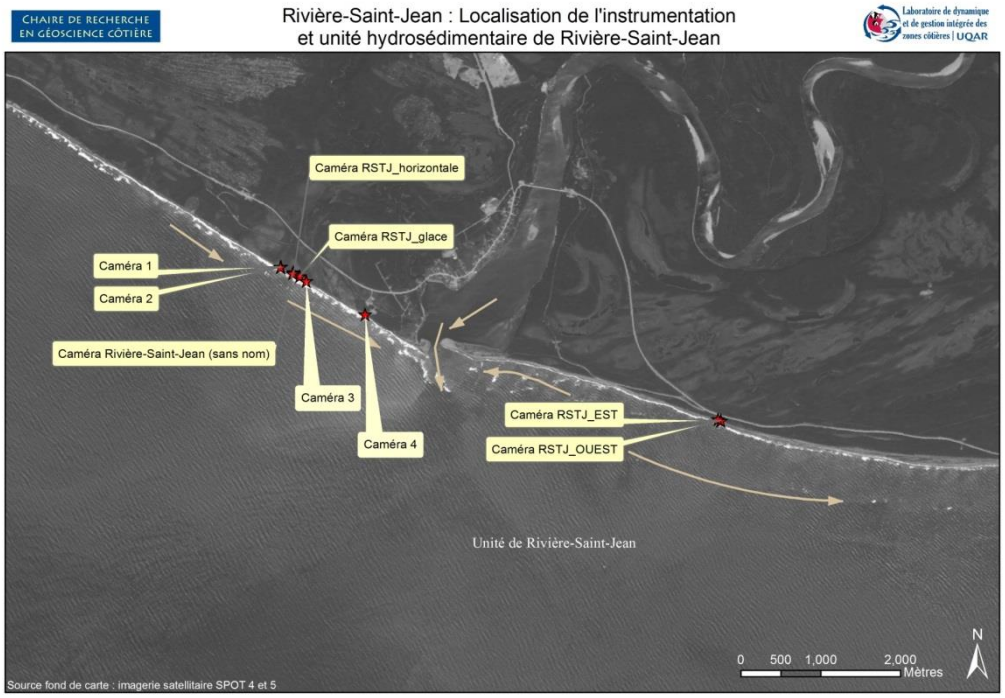


Figure 11 Localisation de l'instrumentation sur les sites de Rivière-Saint-Jean

Tableau 1-5 Caractéristiques géomorphologiques à proximité des caméras de suivis

	Péninsule Manicouagan	**Péninsule Manicouagan**	**Rivière-Saint-Jean**	**Îles-de-la-Madeleine**	**Îles-de-la-Madeleine**
	Baie-Saint-Ludger	**Pointe-Lebel**	**Rivière-Saint-Jean**	**Martinique**	**Pointe-aux-Loups**
Type de côte	Falaise de dépôts meubles	Falaise de dépôts meubles	Falaise de dépôts meubles	Côte à Tombolo dunifiée	Côte à Tombolo dunifiée
dynamique générale de la côte du site	Active taux moyen annuel évolution 2009-2011 ; -0,84 m (-0,84 1996-2005	Active taux moyen annuel évolution 2009-2011 ; -0,28 m	Active, taux moyen annuel évolution 2005-2008 ; -2.70 m	Active, taux moyen annuel évolution 2005-2009 ; -0.62 m	Active, taux moyen annuel évolution 2005-2009 ; -0.29 m
Sédiment du haut estran	Sable moyen à grossier	Sable moyen à grossier	Sable moyen à grossier et silt sableux	Sable moyen à fin avec gravier	Sable moyen à grossier avec gravier
BE	Sable fin	Sable fin	Sable non différencié	Sable fin	Sable moyen à grossier
Largeur de la plage à proximité du site	25 m	25 m	15 à 25 m	30 à 40 m	20 à 35 m
Largeur du be	2 km	2,5 km	nd	nd	nd
Autres	Résurgence d'eau des falaises sur l'estran	Résurgence d'eau des falaises sur l'estran	Résurgence d'eau des falaises sur l'estran	Présence de barres sableuses de bas estran	Présence de barres sableuses prélittorales
Orientation de la côte	Sud-est	Sud	Sud et sud-ouest	Est	Nord-ouest
Déplacement de la glace de mer en fonction des vents dominants	Vers le large	Vers le large	Vers le large	Vers le large	Vers la côte

Tableau 1-6 Caractéristiques des sites d'études : climat et régime tidal

	Péninsule Manicouagan	**Rivière-Saint-Jean**	**Îles-de-la-Madeleine**
Station météorologique la plus proche	Baie-Comeau (71691)	Sept-Îles (71279)	Cap-aux-Meules (71710)
Type de climat, selon la classification de Köppen	Subarctique : Continental humide avec été courts et frais (Dfc)	Subarctique : Continental humide avec été courts et frais (Dfc)	Continental humide avec été tempéré (Dfb)
Température de l'air normale			
HIVER (déc-janv-fev)	-12.4	-13.4	-5.9
SAISON (nov à avril)	-7.6	-8.4	-3.1
ANNÉE	1.5	0.8	4.5
Degrés-jour de gel			
HIVER (déc-janv-fev)	1127.5	1214.4	527.3
SAISON (nov à avril)	1460	1599.1	699.4
ANNÉE	1465.3	1609.3	700
Degrés-jour de dégel			
HIVER (déc-janv-fev)	4.8	4.9	22.6
SAISON (nov à avril)	61.1	74.2	153.2
ANNÉE	2036.8	1916.1	2329.4
Précipitations			
HIVER (déc-janv-fev)	238,9	262,7	293,4
SAISON (nov à avril)	486,2	552,0	553,7
ANNÉE	1014,4	1156,0	987,3
Orientation des vents dominants			
HIVER	Ouest et nord-ouest	Ouest et nord-ouest	Ouest et nord-ouest
Localisation dans le fleuve Saint-Laurent	Estuaire Maritime	Golfe	Golfe
Marégraphes où les niveaux d'eau sont disponibles	Sept-Îles (2780) et	Sept-Îles (2780) et	Cap-aux-Meules (1970)
Régime tidal selon le marégraphe le plus proche	Semi-diurne Macro-tidal Baie-Comeau (2840)	Semi-diurne Méso-tidal Mingan (2470)	Semi-diurne Micro-tidal Cap-aux-Meules (1970)
Niveau d'eau moyen	1,8	1,5	0,7
Niveau d'eau des marées hautes moyennes	3,4	2,1	1,0
Niveau d'eau des marées hautes de vives-eaux	4,2	2,6	1,2

	Péninsule Manicouagan	**Rivière-Saint-Jean**	**Îles-de-la-Madeleine**
Niveau extrême	4,9	Nd	2,4
Marnage « normale »	3,0	1,7	0,7
Marnage de vive eau	4,3	2,5	1,1
Vitesses maximales des courants			
Flot	2 nœuds	4 nœuds	1 nœud
Jusant	2 nœuds	3 nœuds	1 nœud

Source : Pêches et Océans Canada et Environnement Canada

1.5 Contexte climatique et de glace de mer de la période 2008-2012

Afin de mettre en contexte nos observations, cette section résume l'état général de la glace de mer à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent de même que les anomalies de températures de l'air enregistrées aux stations météorologiques des sites d'étude en degrés Celsius et en degrés-jour de gel cumulé. Le tableau suivant présente ces anomalies (Tableau 1-7).

Tableau 1-7 Anomalies des températures de l'air durant la période 2008-2012

	Péninsule de Manicouagan	Rivière-Saint-Jean	Îles-de-la-Madeleine
2008-2009	**Hiver normal**	**Hiver normal**	**Hiver chaud**
Anomalie mensuelle[5] (novembre à avril)	-2.4 à +3.2	-1.4 à +3.9	-1.8 à 2.6
Hiver	+0.1	+0.6	+0.9
Dj gel hiver	-15.4	-64.2	-57.5
Dj dégel hiver	-4.7	-4.8	+25.8
Saison	+0.4	+0.6	+1.2
Dj gel saison	-38.2	-94.6	-106
Dj dégel saison	+64.1	+27.3	+85
2009-2010	**Hiver extrêmement chaud**	**Hiver extrêmement chaud**	**Hiver extrêmement chaud**
Anomalie mensuelle (novembre à avril)	+3 à +8,9	+3,4 à +9,7	+1.7 à +5.2
Hiver	+6,4	+7	+3.9

[5]Les qualificatifs utilisés pour décrire les anomalies correspondent à ceux utilisés par Climat-Québec. Toutefois, ceux-ci qualifient les anomalies standardisées ce qui n'est pas le cas ici.

Dj gel hiver	-552,3	-591	-307
Dj dégel hiver	+24,4	+39,4	+18.4
Saison	+5	+5,2	+3.6
Dj gel saison	-760,4	-830,1	-445,9
Dj dégel saison	+162	+125	+185,5
2010-2011	**Hiver extrêmement chaud**	**Hiver extrêmement chaud**	**Hiver extrêmement chaud**
Anomalie mensuelle (novembre à avril)	-0,3 à 6,8	-1,5 à +8,5	+1.1 à+4,9
Hiver	+3.9	+4,5	+4,4
Dj gel hiver	-349,9	-377.9	-292.3
Dj dégel hiver	+25,5	+33,5	+73,7
Saison	+2,3	+2,4	+3.1
Dj gel saison	-428.3	-420, 1	-376.3
Dj dégel saison	+42.1	+21,6	+164,2
2011-2012	**Hiver extrêmement chaud**	**Hiver chaud**	**Hiver extrêmement chaud**
Anomalie mensuelle (novembre à avril)	+1,6 à +2,8	+0,7 à +1,8	+1,6 à +3
Hiver	+2,2	+1,2	+2,7
Dj gel hiver	-199,9	-109,4	-215.9
Dj dégel hiver	-0,6	-2,4	+28
Saison	+2,4	+1,2	+2,5
Dj gel saison	-345,4	-177,2	-307,3
Dj dégel saison	+72,6	+38,6	+162,6

La Figure 12 et la Figure 13 et le Tableau 1-8 présentent l'évolution de la couverture de glace de mer à l'échelle interannuelle par rapport à la normale et au suivi historique (Figure 12) et l'évolution hebdomadaire de la couverture de glace durant la période 2008-2012 (Figure 13) et les faits saillants de chacune de ces saisons (Tableau 1-8). L'information concernant la glace de mer provient des **résumés saisonniers** du **Service Canadien des Glaces**. Dans l'ensemble, à l'échelle de l'ensemble de la période de suivi de la couverture de glace de mer de 1968-1969 à 2011-2012, on constate que le total accumulé de la couverture de glace de la saison 2008-2009 est près de la normale alors que pour les trois saisons suivantes (2009-2012), le pourcentage de couverture de glace de mer est nettement sous la moyenne et ne connaît pratiquement pas de valeur comparable à l'échelle du suivi historique (Figure 12). L'ensemble de ces résultats provient des analyses du Service canadien des glaces (SCG, en ligne).

L'analyse des images pour la période de 2009 à 2012 étant sous les normales d'englacement, celle-ci offre donc l'opportunité d'évaluer l'effet du réchauffement des températures hivernales sur les conditions de glaces côtières.

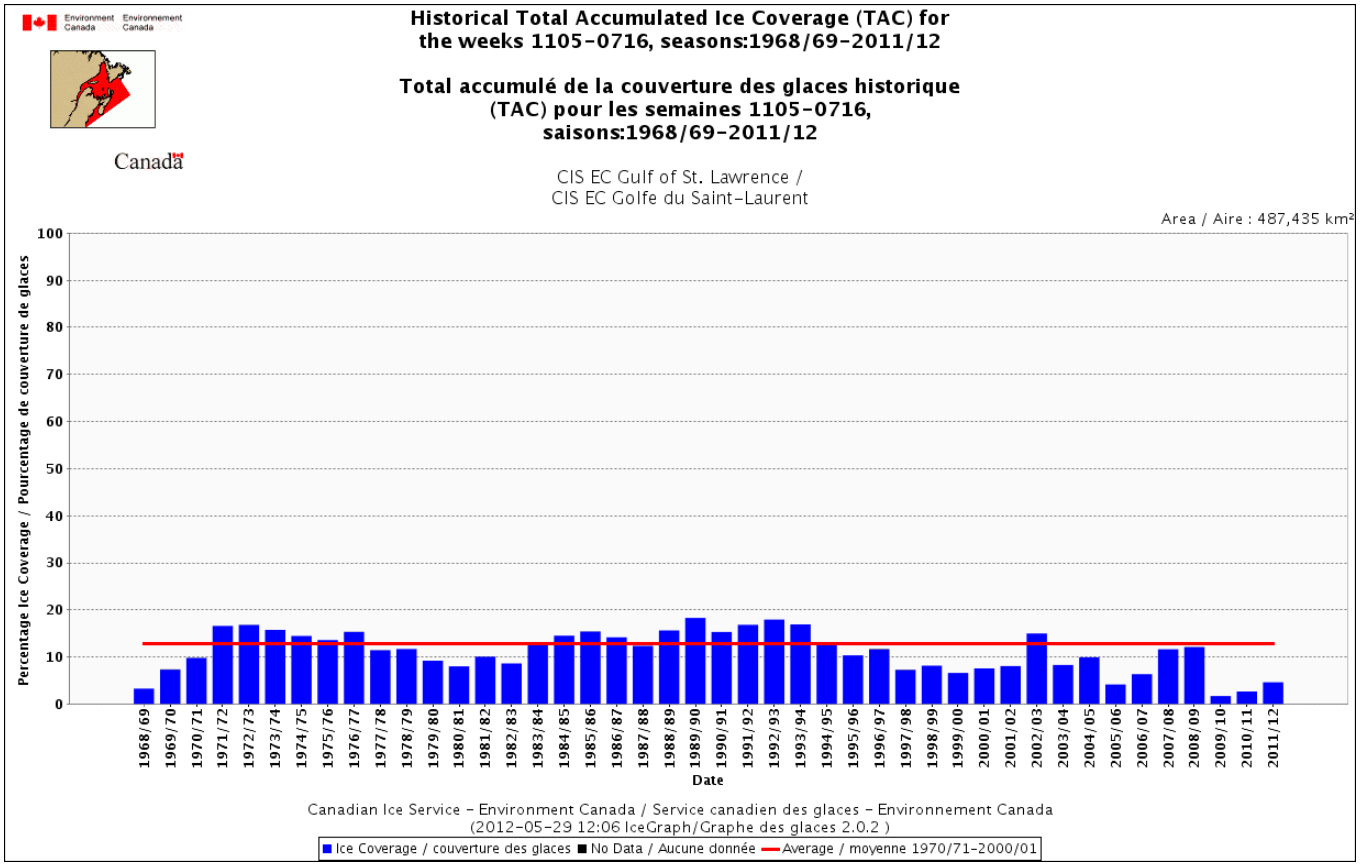


Figure 12 Total accumulé de la couverture des glaces de 1968 à 2011

Source : SCG, en ligne

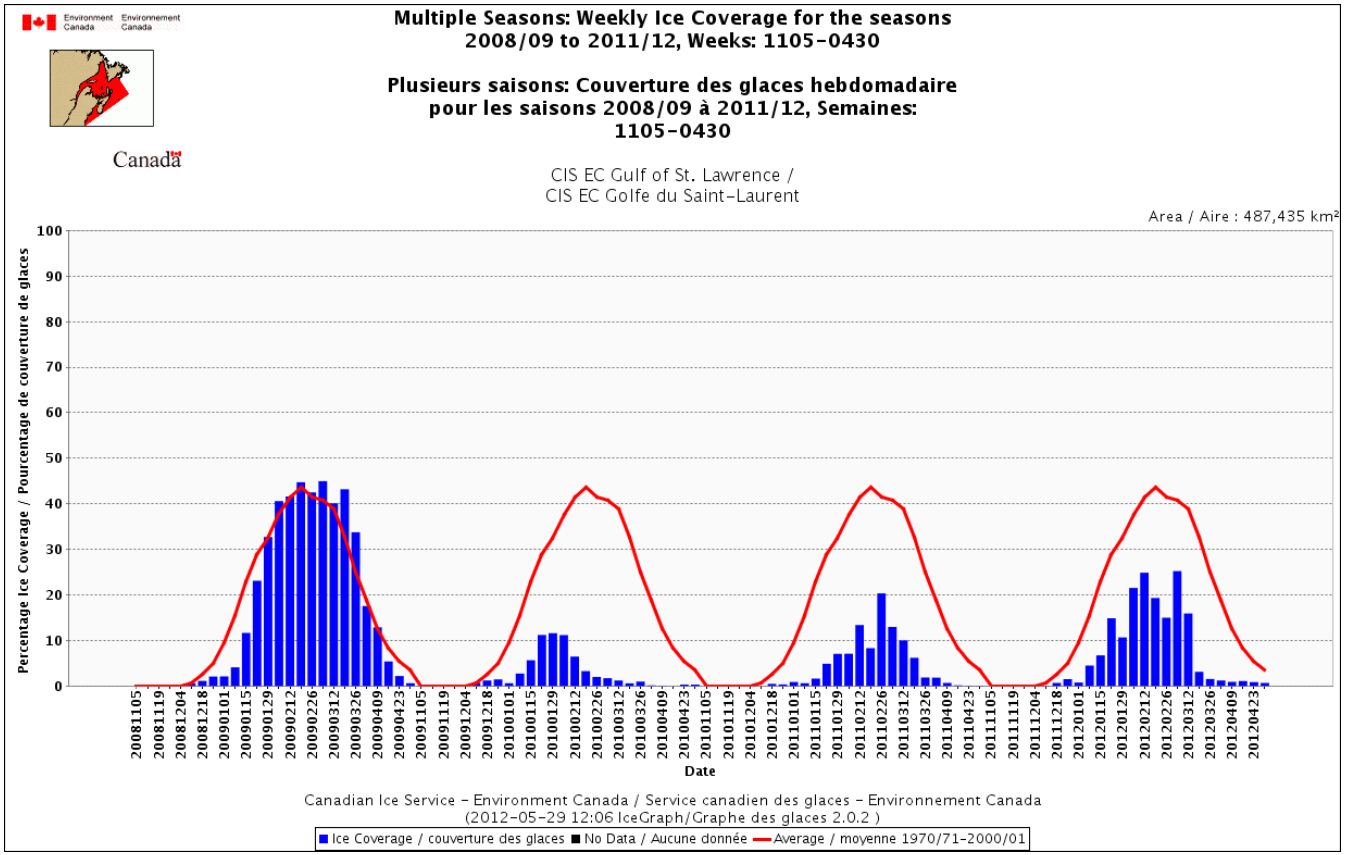


Figure 13 Évolution hebdomadaire du pourcentage d'englace de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent et normale 1970-2000

Source : Service canadien des glaces, en ligne

Tableau 1-8 Résumé des conditions d'englacement de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent d'après le SCG

Saison	Faits saillants
2008-2009 Près de la normale	• Début plus lent en raison des anomalies positives des températures de l'air et de l'eau de surface enregistrées jusqu'à la mi-janvier • Proche de la normale à la fin des mois de janvier et février 2009 • Accumulation de glace et mise en place d'une couverture supérieure à la normale à la fin mars en raison des vents de la mi-mars qui ont favorisé l'accumulation • Début du déglacement en avril
2009-2010 Record minimum d'englacement sur la période de suivi historique	• Aucune formation de glace avant la mi-décembre • Manque de glace durant toute la saison en raison de températures de l'air nettement supérieures à la normale • « La couverture de glace dans le golfe du Saint-Laurent est d'environ 86% moindre que le précédent record » (SCG, 2010).
2010-2011 Deuxième année minimum de glace après 2009-2010	• À la fin du mois de janvier, quelques épisodes de températures froides permettent la formation de glace. Néanmoins, la couverture de glace continue d'être la plus faible observée. • Suite aux vagues de froid du mois de février, l'extension maximale de la couverture de glace est atteinte durant la dernière semaine de février, mais s'inscrit toujours en-deçà de la normale. • « Le pack de glace ne s'est jamais étendu jusqu'aux Îles-de-la-Madeleine et est demeuré beaucoup plus mince qu'à l'habitude pendant tout l'hiver » • Début du déglacement en mars
2011-2012 Sous la normale	• Début de l'englacement de novembre à début décembre. • Air froid de la deuxième de décembre favorise la formation de glace, notamment à l'est de Baie-Comeau. Cette vague de froid permet momentanément de devancer l'étendue de la couverture de glace d'une semaine. • Consolidation de la glace de mer durant la deuxième semaine de janvier (retard de plus d'une semaine par rapport à la normale) • Air plus chaud et tempête de la seconde moitié du mois de février détruisent une grande partie de la glace et maintient l'englacement sous les normales. • La saison glacielle prend fin brutalement entre la 2^{ième} et la 3^{ième} semaine de mars sous l'effet de températures largement supérieures aux normales.

1.6 Résultats globaux

Cette section est composée des figures illustrant les observations obtenues à partir des caméras Reconyx et des sources de données climatiques et océanographiques. L'ensemble des résultats subséquents (présentés en annexe) réfère à l'analyse des différentes composantes de ces figures. Celles-ci rassemblent, à l'échelle quotidienne, les paramètres suivants :

- l'évolution de l'état d'englacement devant chacune des caméras Reconyx (manquant, LIBRE, INCOMPLET, COMPLET),
- l'état d'englacement des eaux côtières devant chacune des caméras Reconyx (manquant, LIBRE, INCOMPLET, COMPLET),
- la température de l'air minimum et maximum (°C) selon les stations météorologiques d'Environnement Canada
- la température de l'eau selon les marégraphes de Cap-aux-Meules et de Sept-Îles
- le niveau d'eau minimum et maximum selon le modèle MOR-GEM et selon le marégraphe de Cap-aux-Meules dans le cas des Îles-de-la-Madeleine
- les précipitations (mm équivalent en eau) selon les stations météorologiques d'Environnement Canada

Seules les données concernant les modes de formation ou de dégradation de glace de rive n'ont pu être incluses dans les figures.

La figure suivante présente la légende associée à ces données (Figure 14).

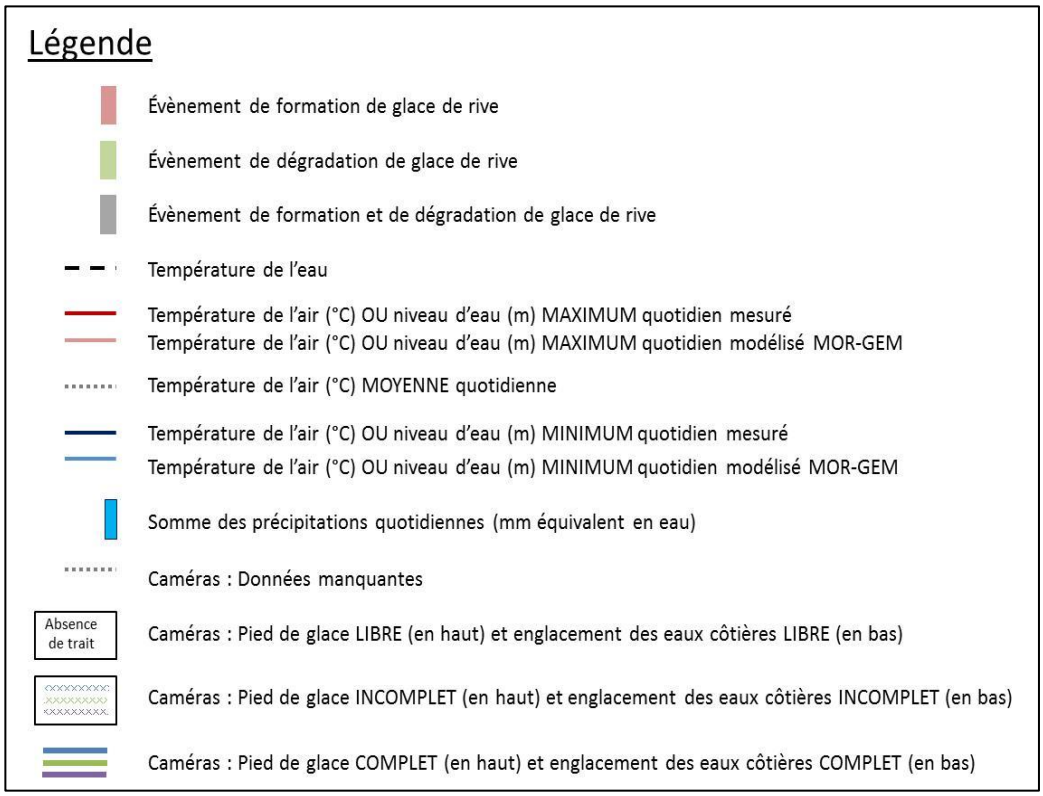


Figure 14 Légende associée aux figures représentant les saisons glacielles observées durant la période de suivi

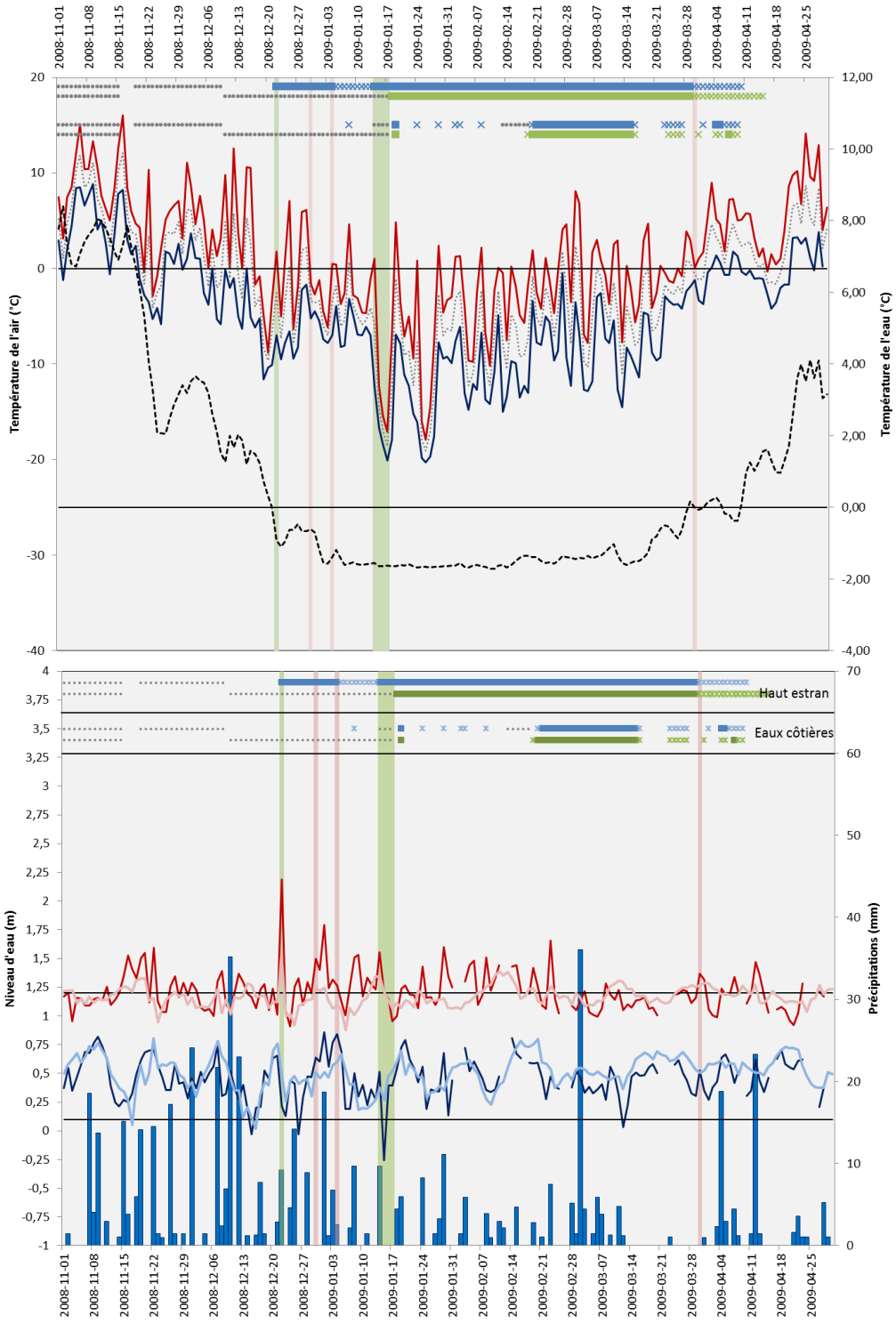


Figure 15 Saison glacielle 2008-2009 à La Martinique, Îles-de-la-Madeleine

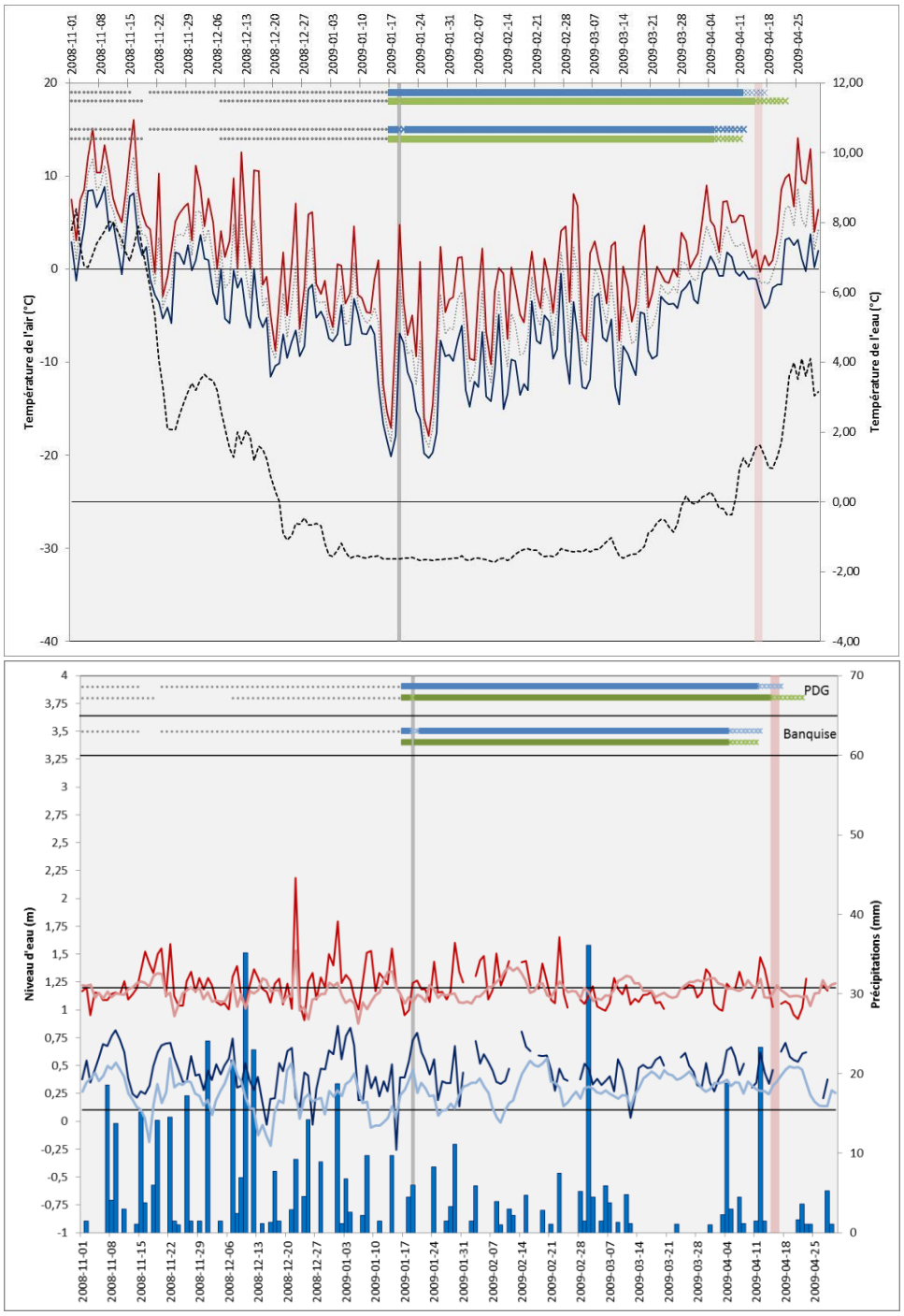


Figure 16 Saison glacielle 2008-2009, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine

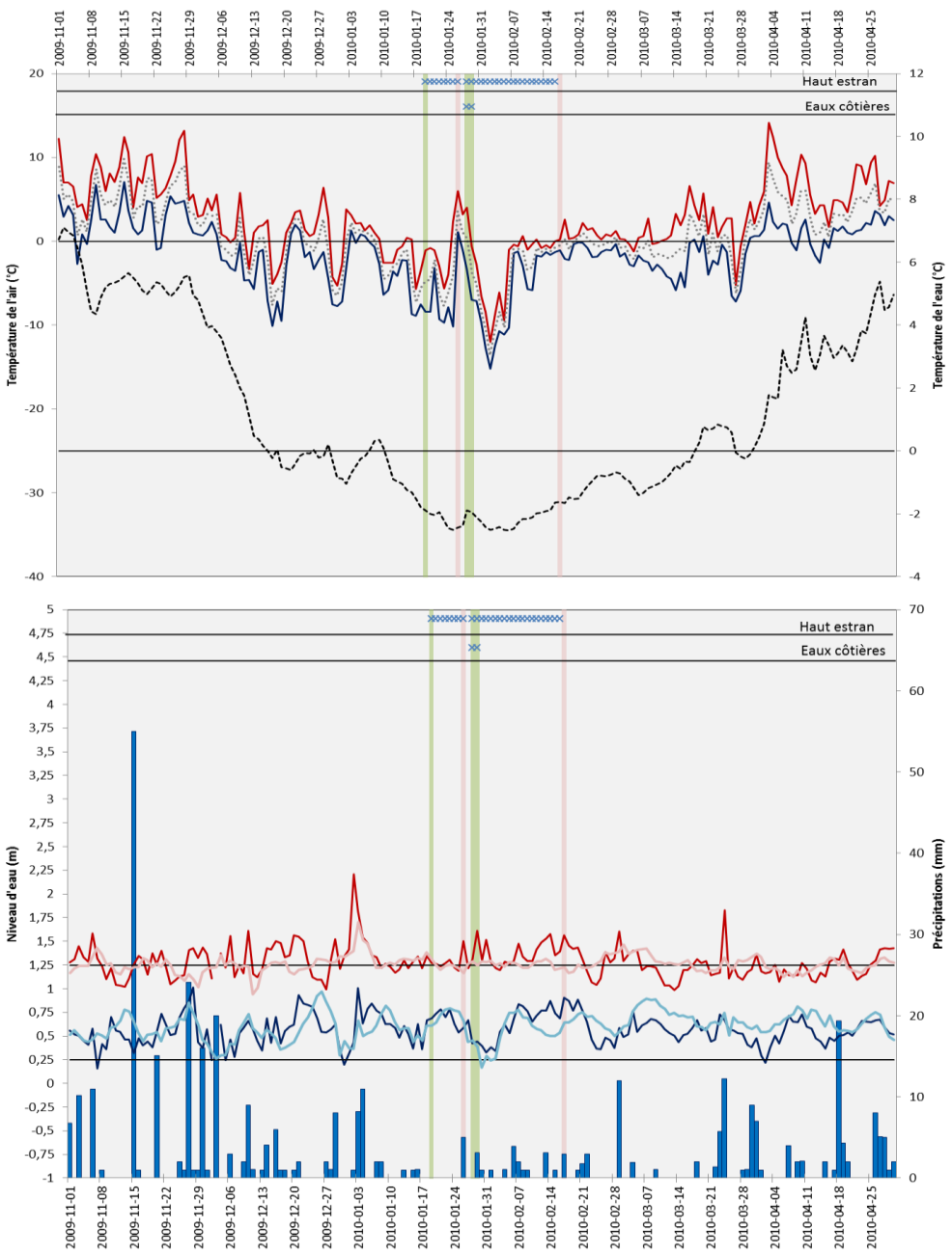


Figure 17 Saison glacielle 2009-2010, La Martinique, Îles-de-la-Madeleine

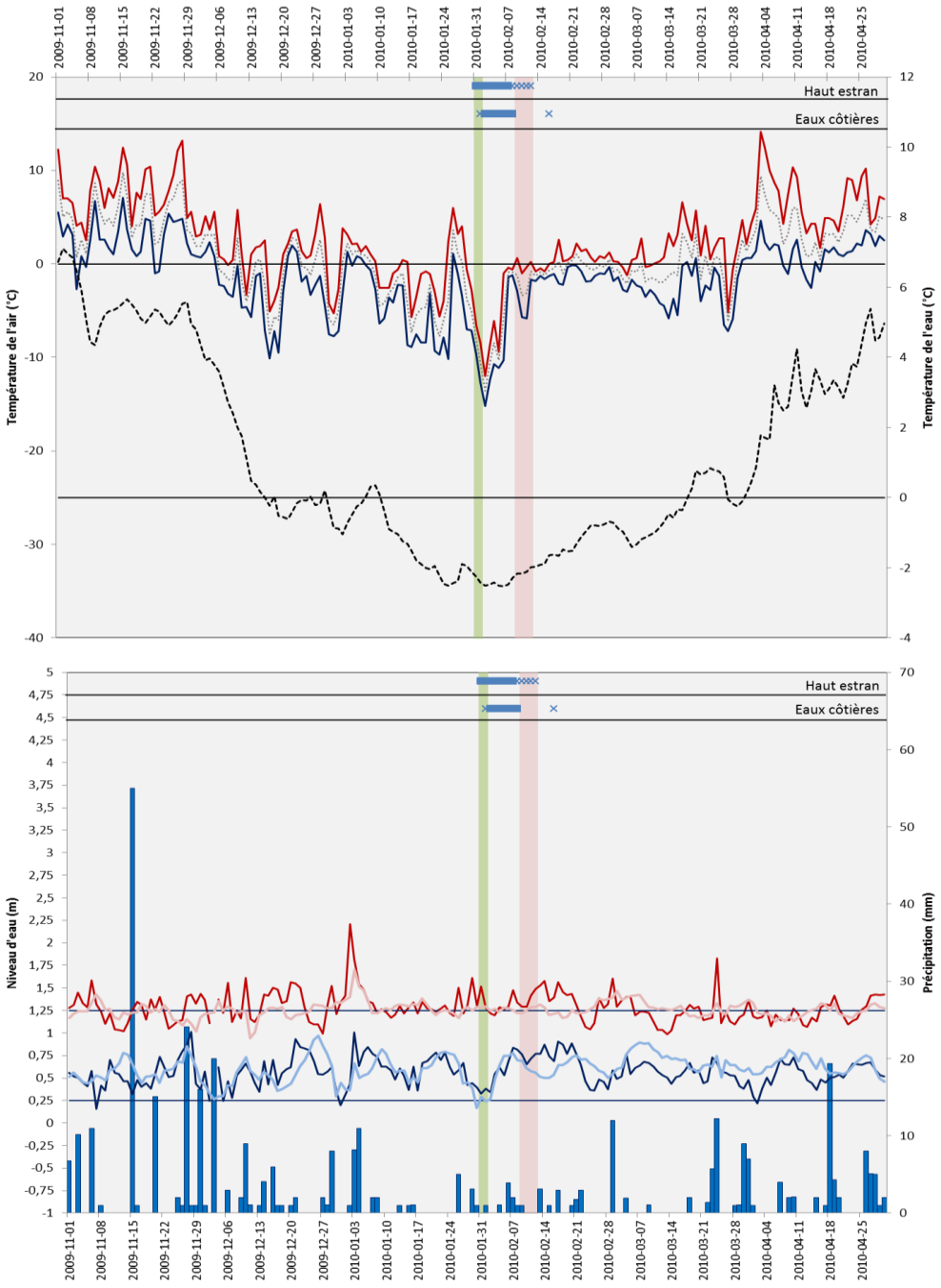


Figure 18 Saison glacielle 2009-2010, Pointes-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine

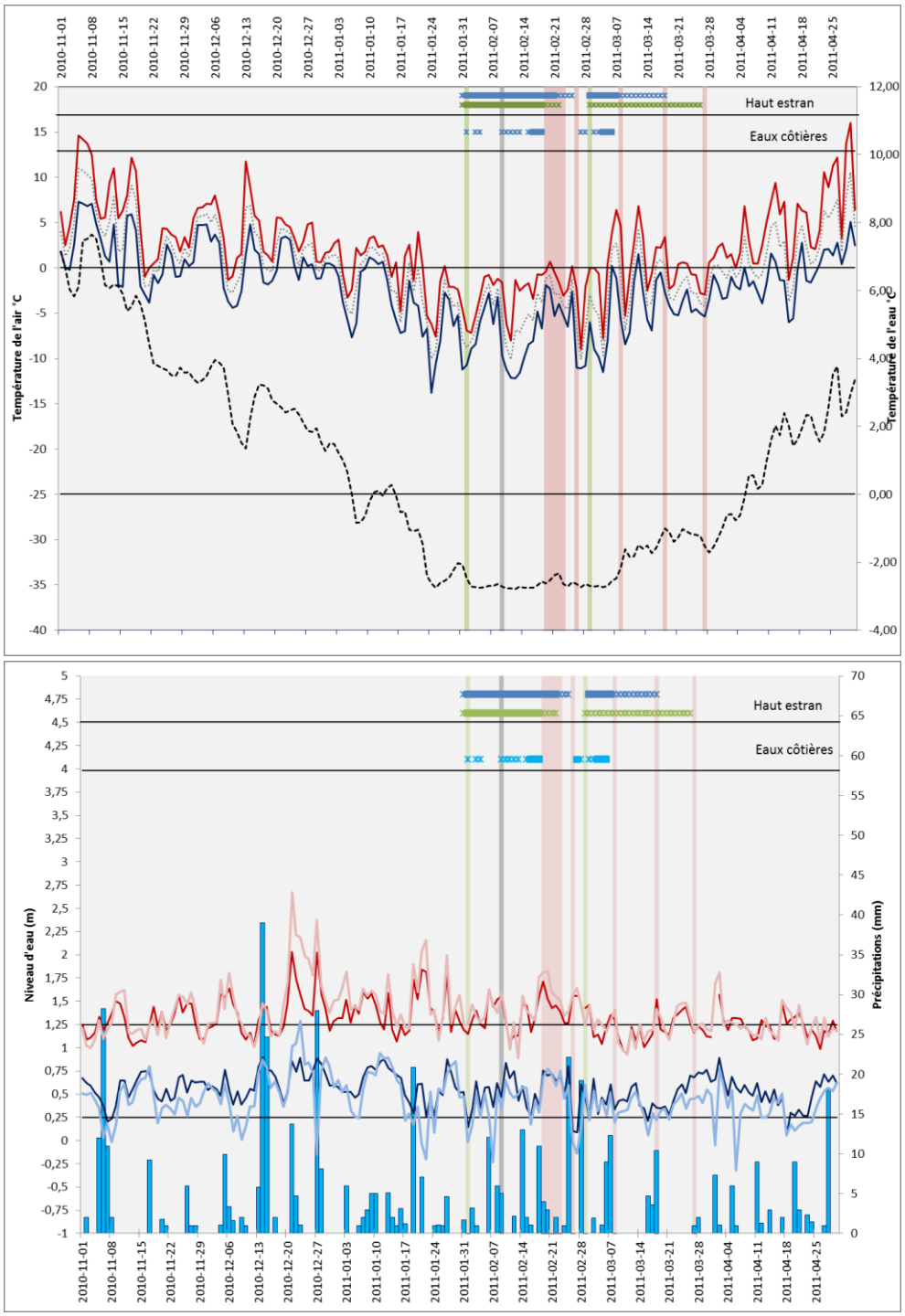


Figure 19 Saison glacielle 2010-2011, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine

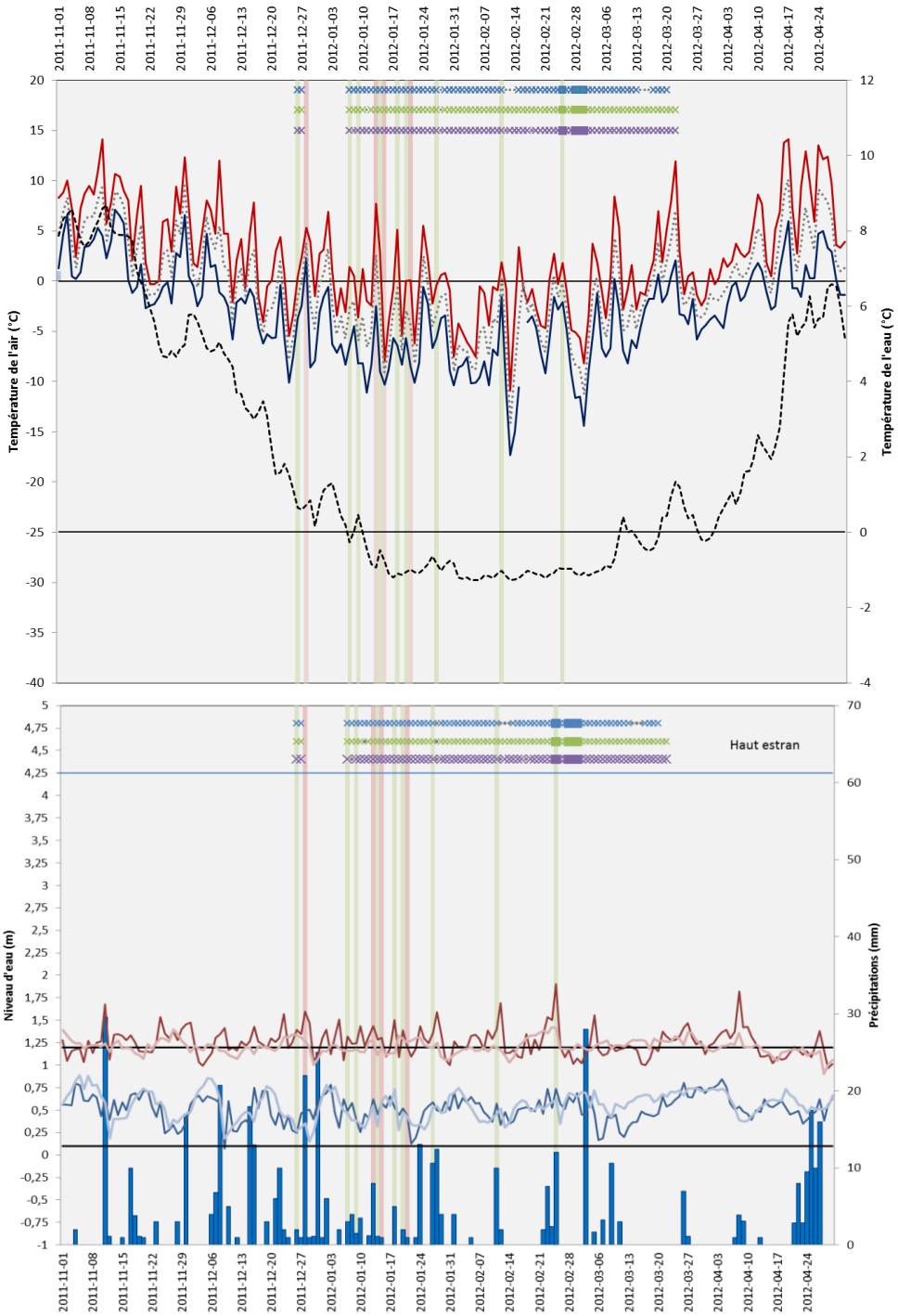


Figure 20 Saison glacielle 2011-2012, La Martinique, Îles-de-la-Madeleine

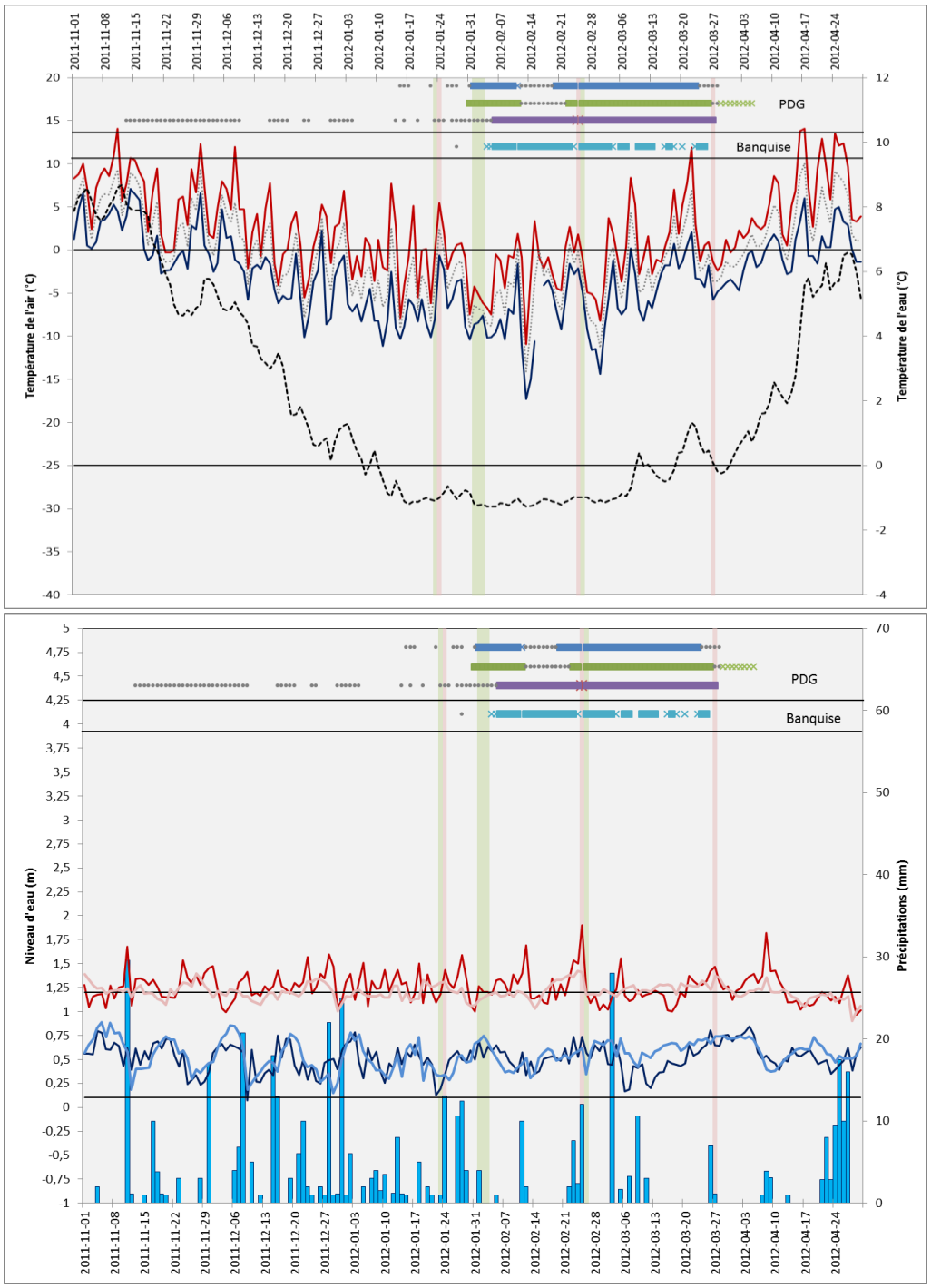


Figure 21 Saison glacielle 2011-2012, Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine

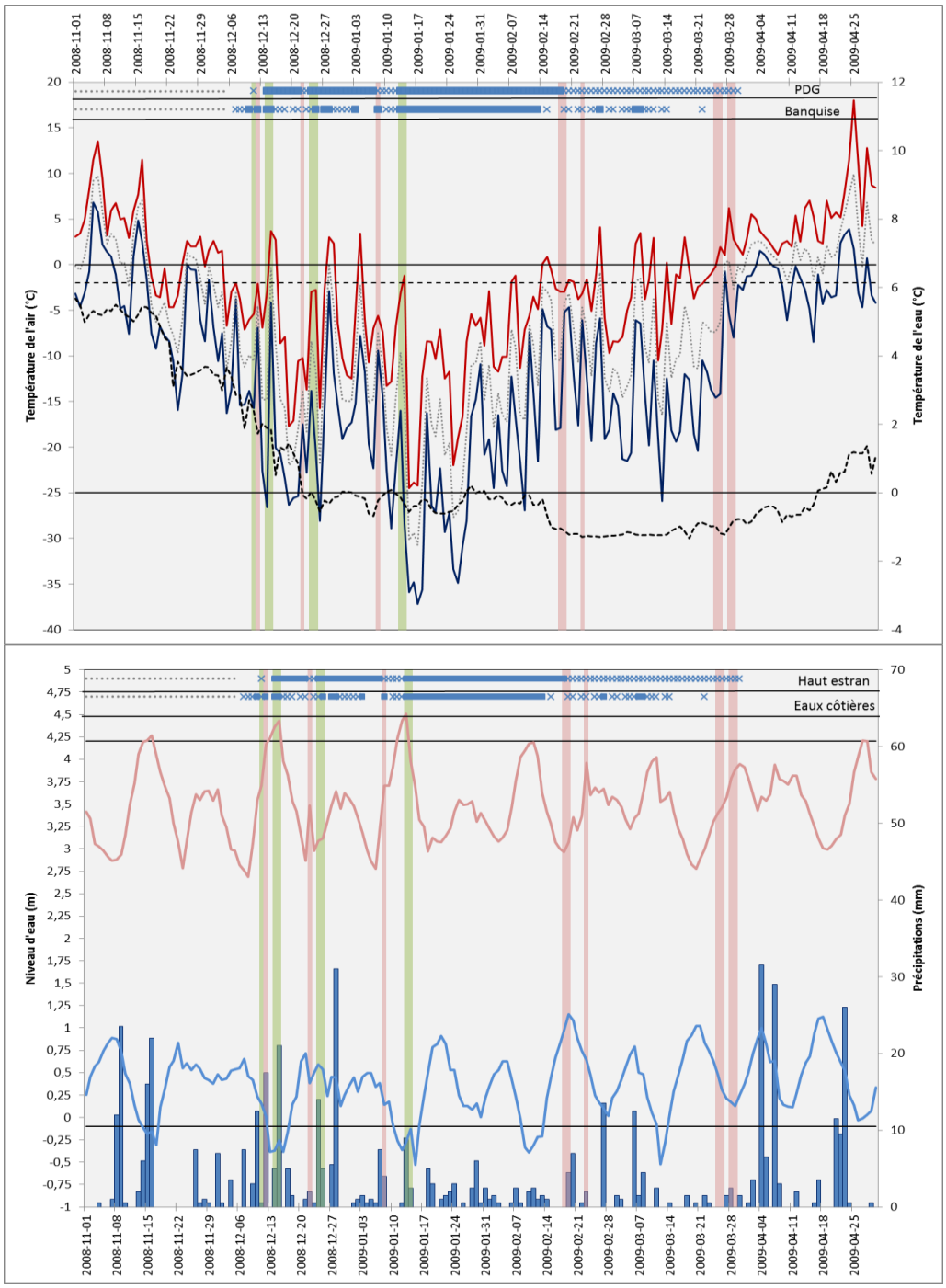


Figure 22 **Saison glacielle 2008-2009, caméra 5, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord**

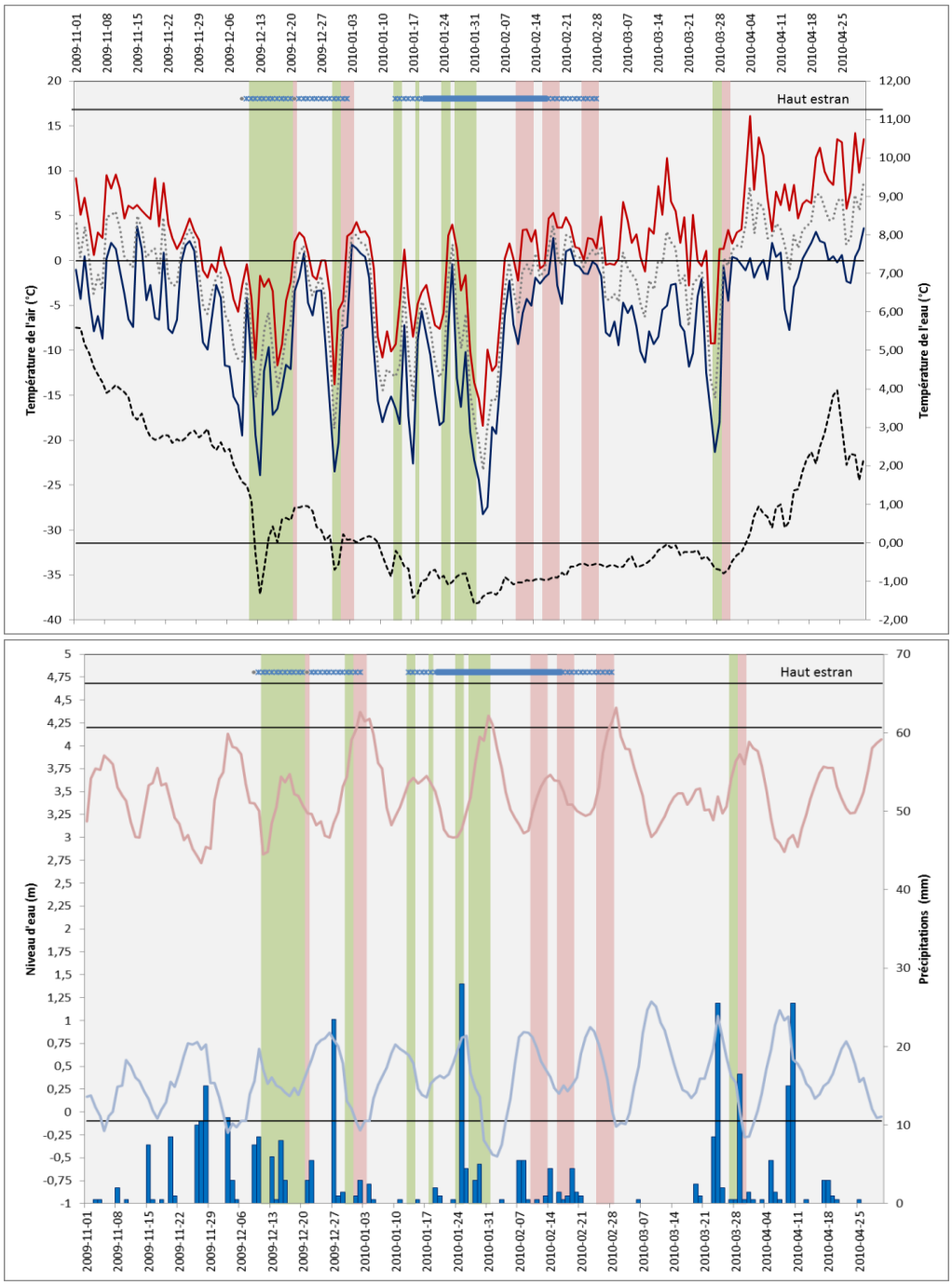


Figure 23 **Saison glacielle 2009-2010, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord**

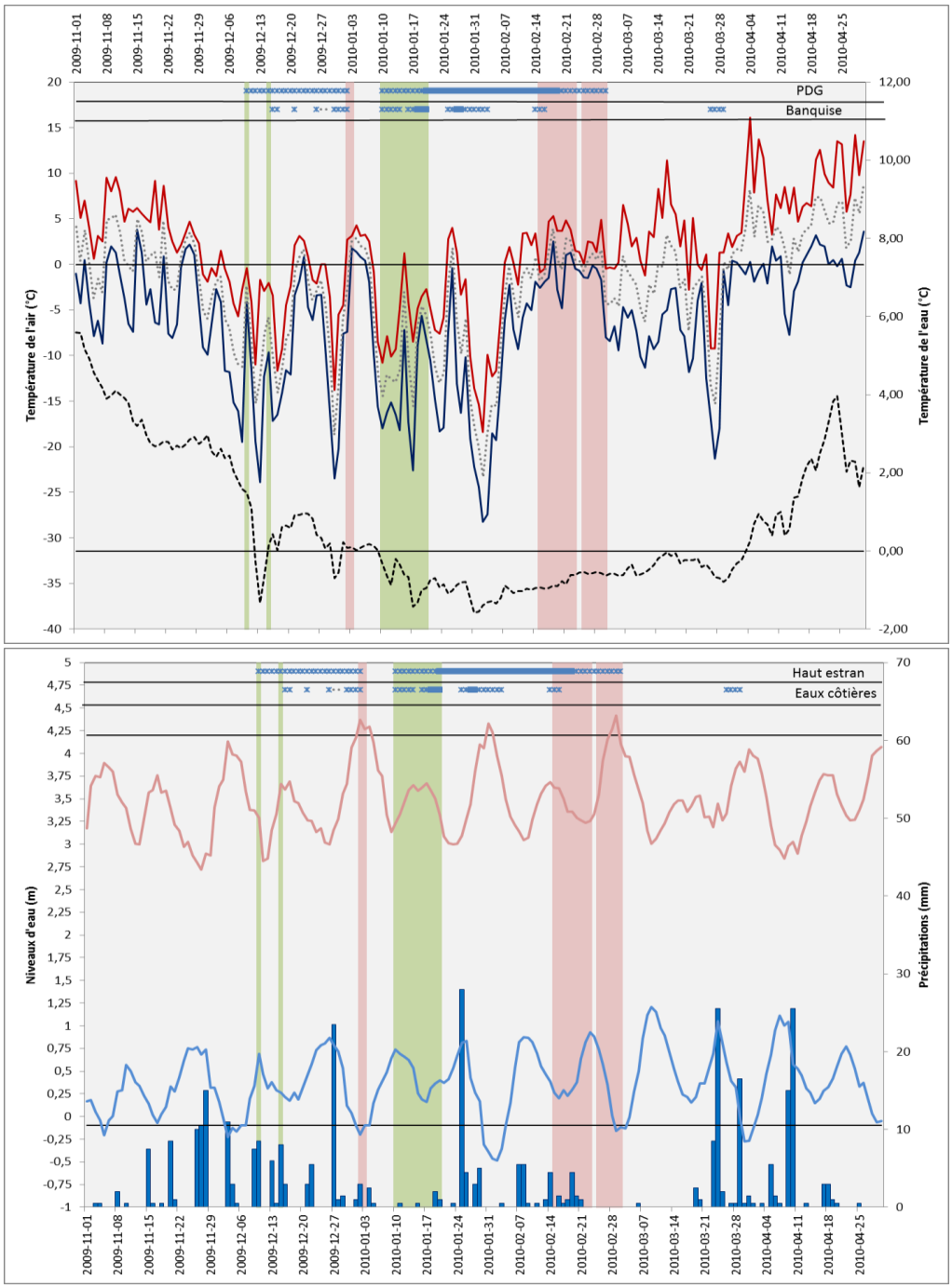


Figure 24 **Saison glacielle 2009-2010, Baie-Saint-Ludger, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord**

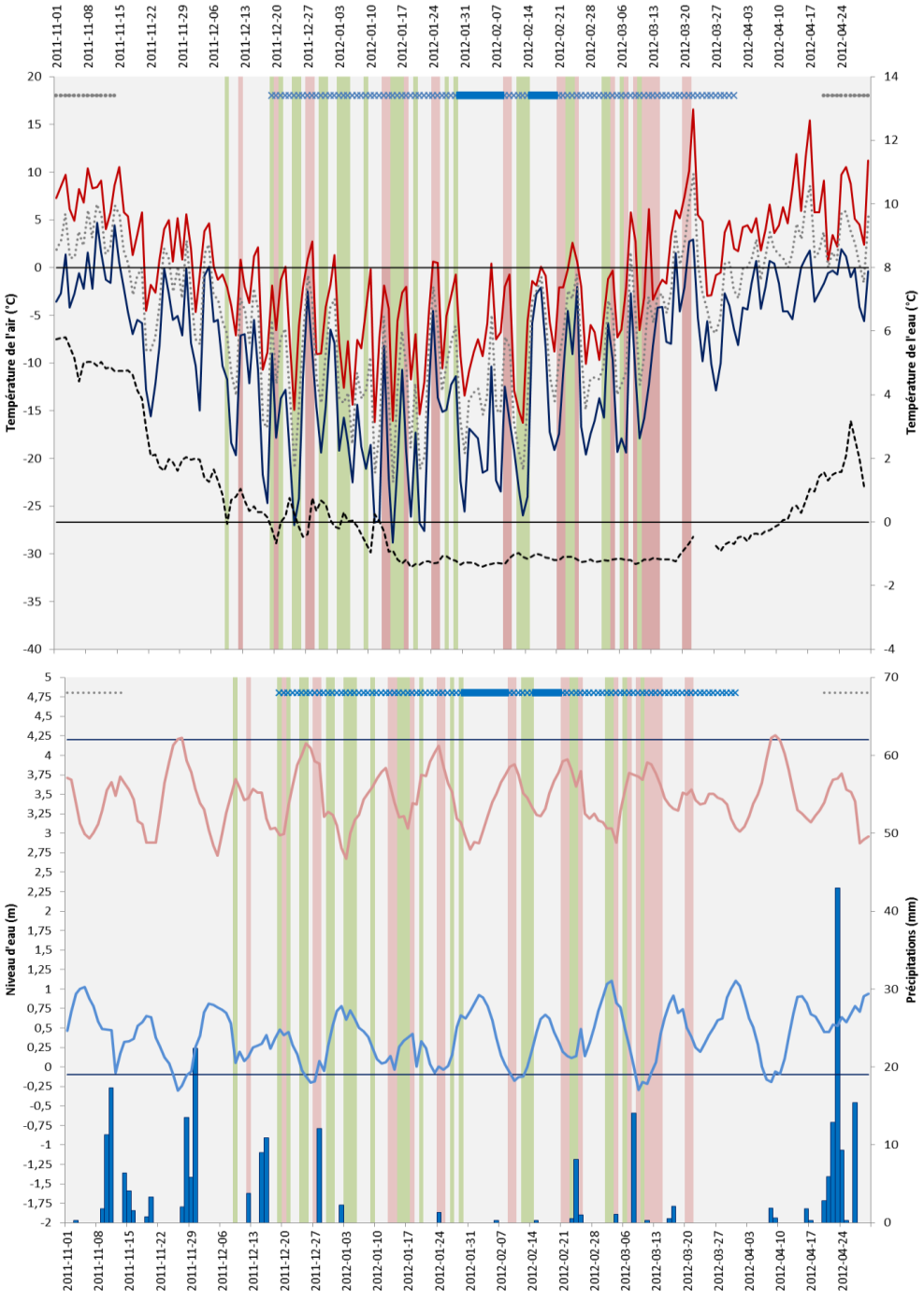


Figure 25 **Saison glacielle 2011-212, caméra 3, Pointe-Lebel, péninsule de Manicouagan, Côte-Nord**

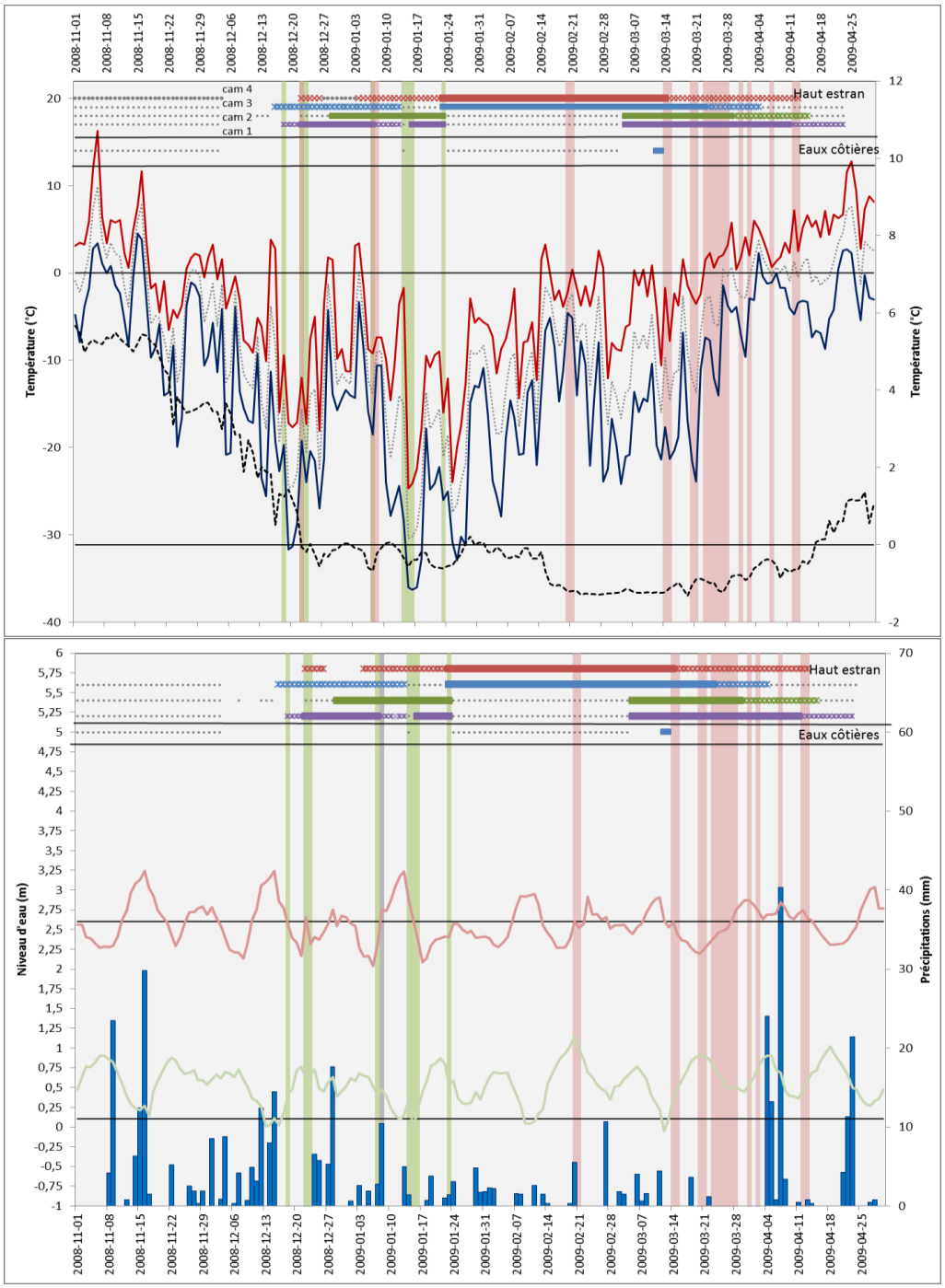


Figure 26 Saison glacielle 2008-2009, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord

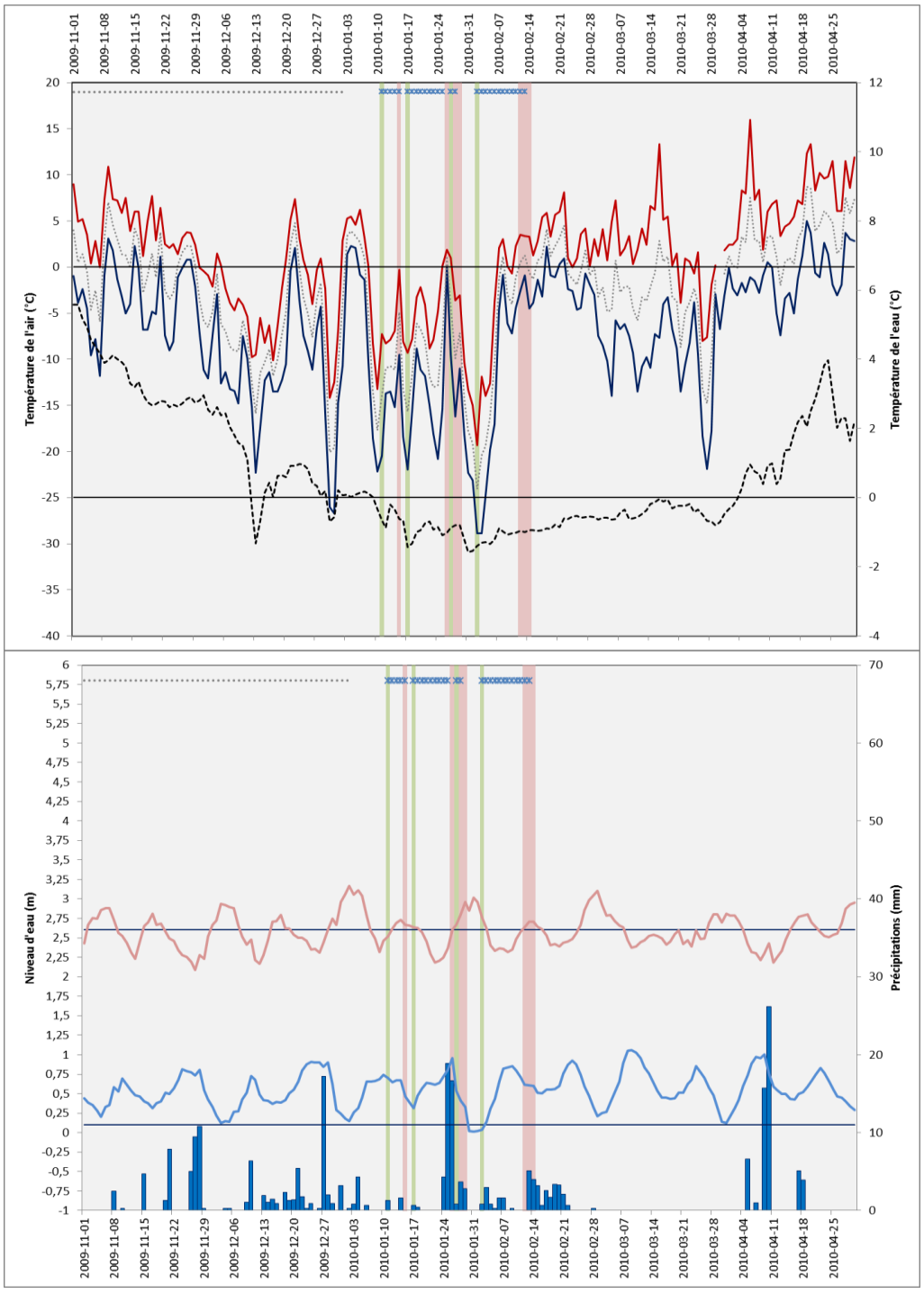


Figure 27 Saison glacielle 2009-2010, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord

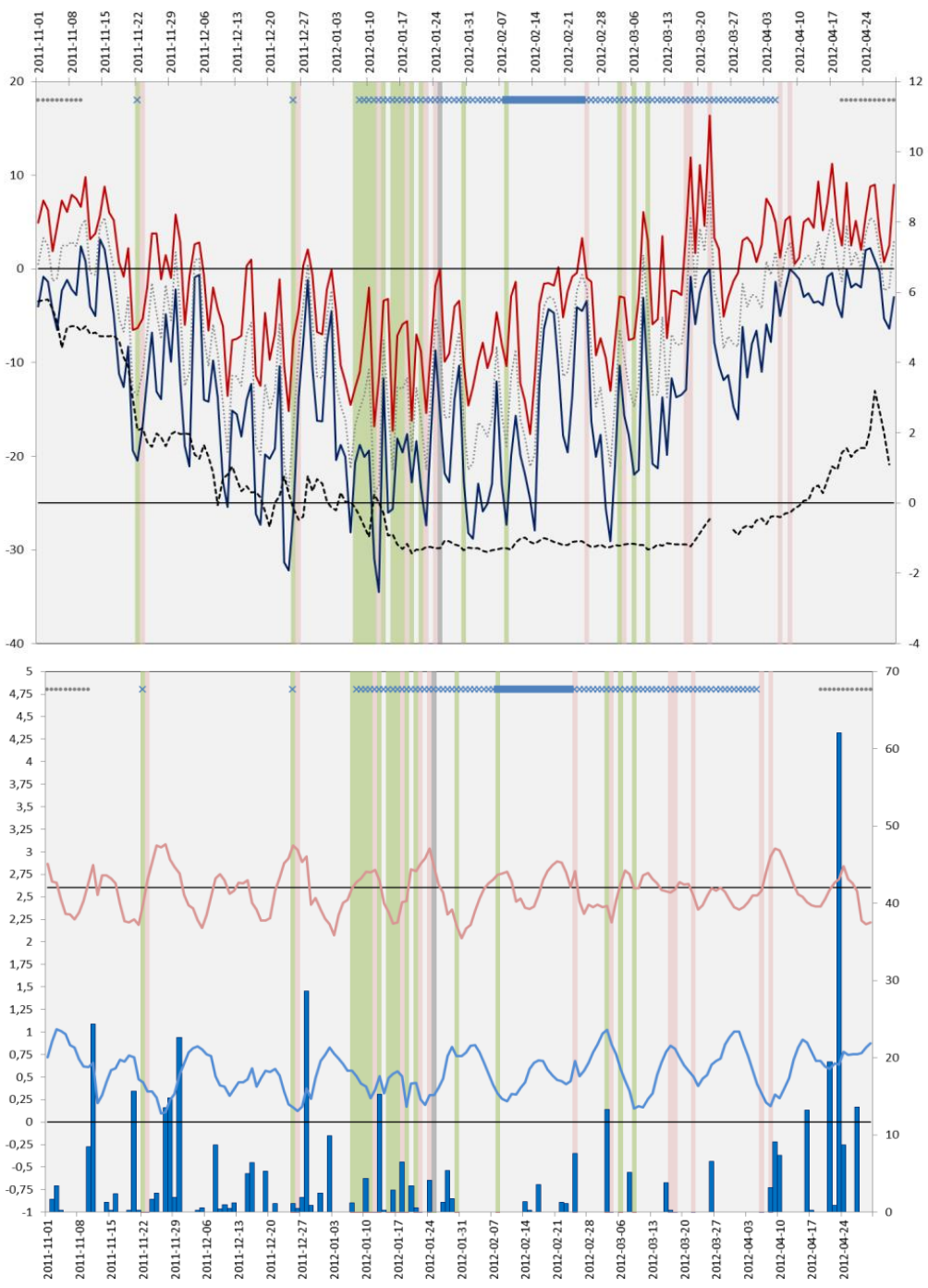


Figure 28 Saison glacielle 2011-2012, Rivière-Saint-Jean, caméra EST

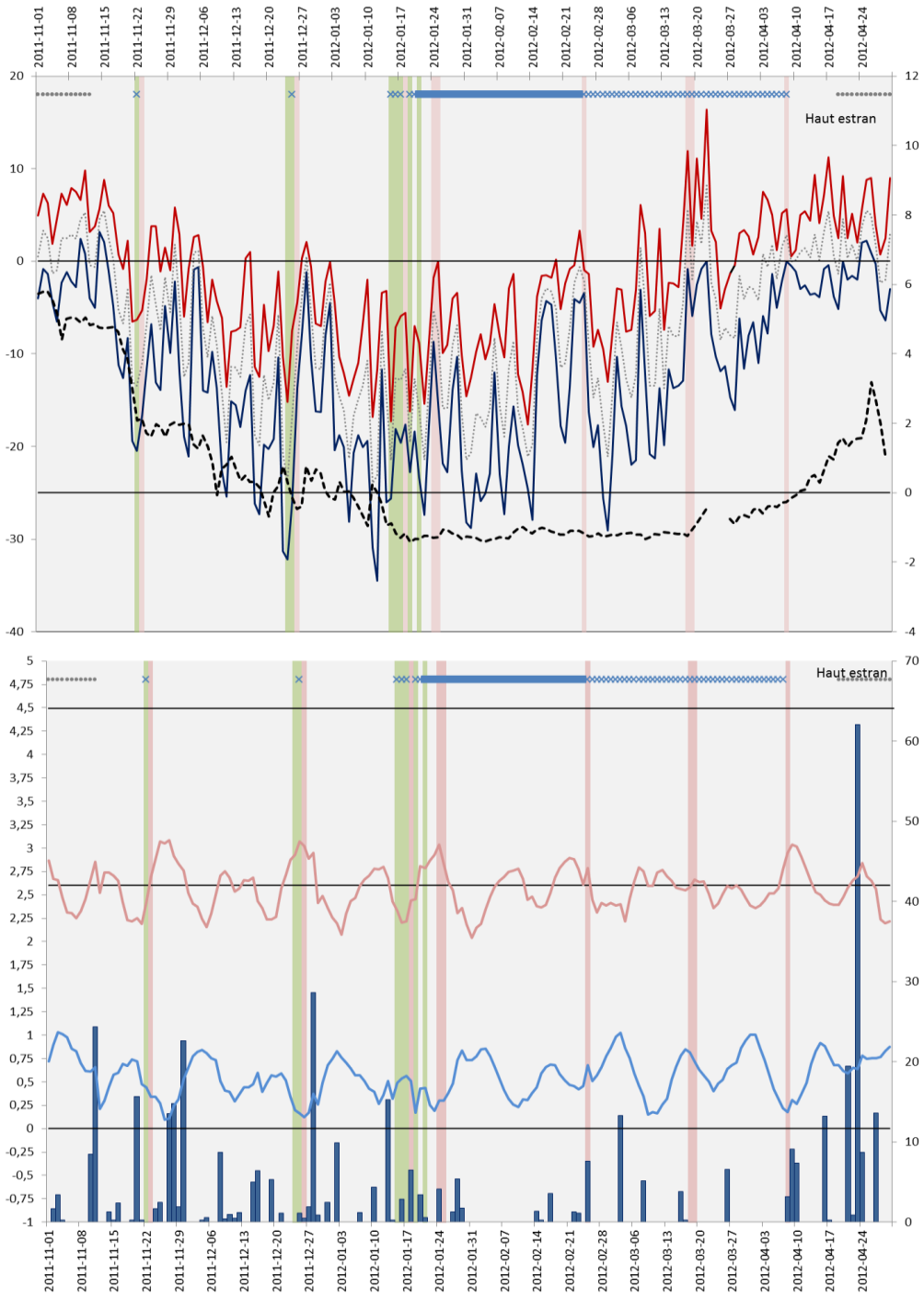


Figure 29 Saison glacielle 2011-2012, caméra OUEST, Côte-Nord

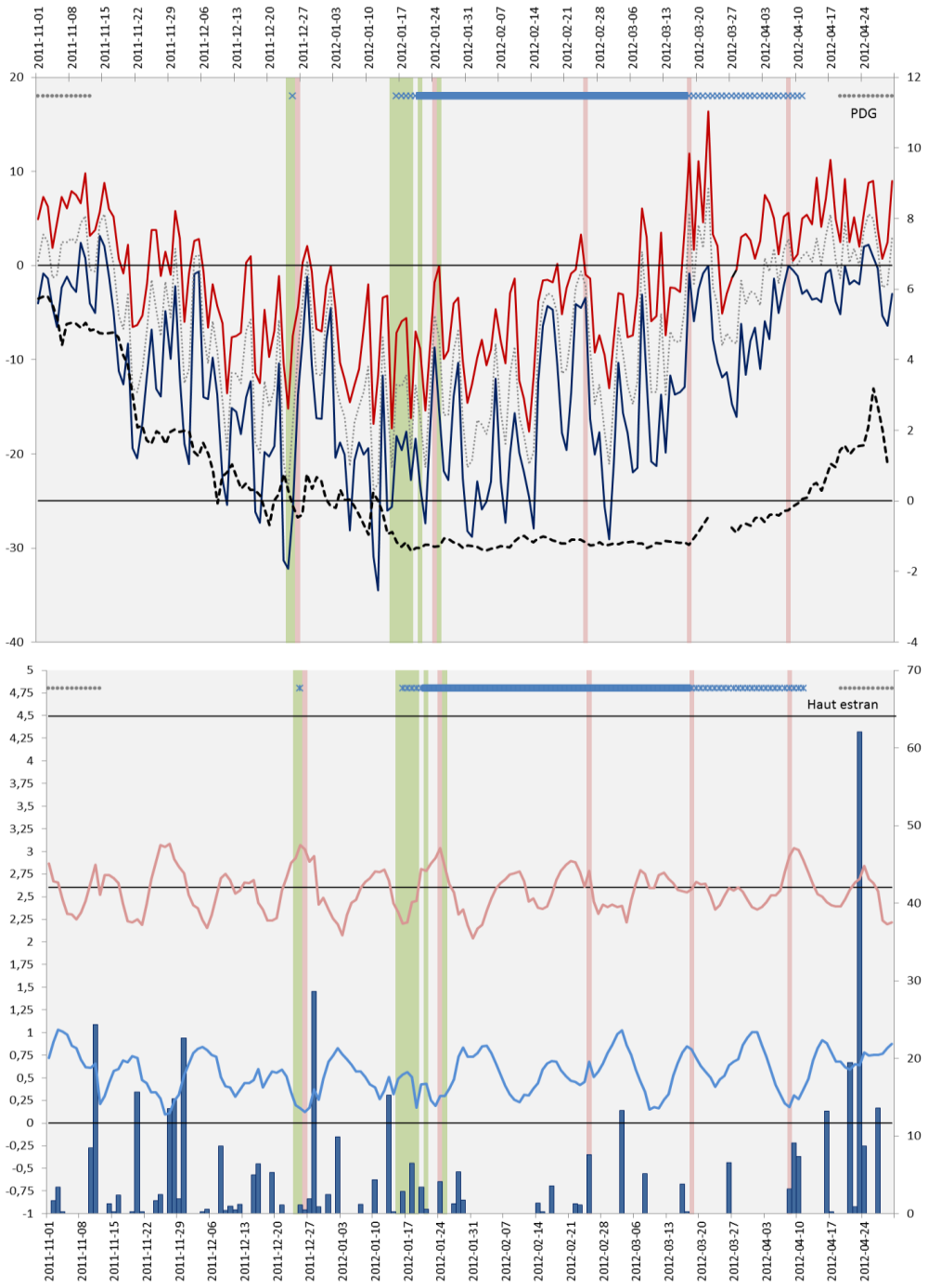


Figure 30 **Saison glacielle 2011-2012, caméra HORIZONTAL, Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord**

La description de l'évolution de la saison glacielle pour chacun des sites et des saisons de suivis réalisées à partir de résultats illustrés de la Figure 15 à la Figure 30 précédentes est présentée à l'annexe A1.1. Ces observations nous ont permis de considérer les trois phases du cycle glaciel (englacement, pléni-glaciel et déglacement) lors d'une saison près des normales thermiques et lors de saisons où les anomalies ont été importantes ou exceptionnelles. Les sous-sections suivantes exposent les principales différences observées pour chacune des phases du cycle glaciel.

Les modes de formations et de dégradation observés sont exposés et analysés à l'annexe A1.1 également.

1.6.1 Englacement : discussion sur les différences entre les saisons

Durant la saison de suivi 2008-2009, l'englacement des sites de suivi correspond aux observations réalisées antécédemment par Dionne (1973). En effet, à l'échelle régionale, soit dans la partie amont de l'estuaire maritime du Saint-Laurent (entre le Saguenay et Pointe-des-Monts), la **saison glacielle,** tel qu'observée par Dionne (1973) commence avec la formation du pied de glace de haut estran entre la mi-décembre et la mi-janvier. Au moment de l'englacement, Brochu (1960, *in* Drapeau 1992) note que l'augmentation du volume de glace se produit rapidement dans la deuxième quinzaine de décembre. Dionne (1973) spécifie que l'englacement de la rive nord du Saint-Laurent se produit plus tard avec un décalage d'une quinzaine de jours par rapport à la rive sud. **Durant la saison 2008-2009**, les évènements de formation de glace de rive se sont bel et bien produits lors de ces périodes soit entre la mi-décembre et la mi-janvier.

Durant les saisons plus chaudes, soit celles de 2009-2010, 2010-2011 et 2011-2012, la phase d'englacement ne s'est pas déroulée de manière à correspondre aux observations de Dionne (1973). Dans plusieurs cas, l'englacement de l'estran n'a tout simplement pas mené à la formation d'un pied de glace complet (La Martinique 2009-2010 et RSTJ, 2009-2010). Lorsqu'il se produit, nous avons observé que l'englacement était très long (PM 2009-2010 et 2011-2012) ou alors particulièrement court (Pointe-aux-Loups 2009-2010, 2010-2011 et 2011-2012 et RSTJ 2011-2012). Dans le cas de la péninsule de Manicouagan, il y avait peu ou pas de retard quant au début de la phase d'englacement, mais un retard dans l'atteinte d'un stade de développement complet, ce qui explique que la phase d'englacement durant les années plus chaudes a été particulièrement longue. Bernatchez (2003) a aussi observé sur la péninsule de Manicouagan que la durée de la saison

glacielle est demeurée la même entre 1996 et 2002 malgré un pied de glace de haut estran moins large et un pied de glace de bas estran plus mobile et davantage fragmenté. Seule la saison glacielle de l'hiver 2001-2002 a été écourté d'environ un mois (Bernatchez, 2003). Nous attribuons la formation du pied de glace de haut estran sur la péninsule de Manicouagan même sous des conditions globalement plus chaudes, au fort marnage (macro à méso-tidal) combiné à la présence d'un très large bas estran qui permet à la fois, aux précipitations solides de s'accumuler sur l'estran à marée basse, le refroidissement de la nappe d'eau lors de la marée montante et la dissipation de l'énergie des vagues favorisant ainsi le dépôt de frasil et de la glace sur la plage. Inversement, des anomalies thermiques positives dans des environnements tels que ceux de Pointe-aux-Loups et de Rivière-Saint-Jean, semblent favoriser un englacement plus tardif et plus soudain. Dans ces environnements côtiers réflectifs, l'accumulation de frasil et de glace n'est pas propice, de sorte que l'apport de glace doit être significatif et les températures de l'eau et de l'air assez froides pour ne pas qu'il soit évacué avec la marée descendante. Ces conditions expliquent ces phases d'englacement soudaines (tributaire de conditions météorologiques spécifiques) et tardives (plus de froid accumulé).

Enfin, on comprend que l'englacement est fonction des conditions météorologiques et des conditions climatologiques mensuelles ou saisonnières. Cependant, qu'il s'agisse d'une saison plutôt froide ou plutôt chaude, il est possible que des conditions ponctuelles (météorologiques), par exemple une tempête puisse amener sur la plage une quantité importante de frasil et entraîner un englacement soudain.

1.6.2 Pléni-glaciel : discussion sur les différences entre les saisons

Sous les conditions près des normales climatiques, en 2008-2009, la phase d'englacement a permis le développement d'un pied de glace complet très tôt durant la saison (janvier ayant été caractérisé par des anomalies négatives). Conséquemment, le pléni-glaciel a débuté tôt en saison. Pour l'ensemble des sites d'étude, la durée du pléni-glaciel couvre une période d'environ 2 mois et plus. Durant cette saison, on n'observe pas de phase d'instabilité au cœur du pléni-glaciel ce qui correspond également aux observations de Dionne (1973). On constate que sous des conditions climatiques près des normales, le pied de glace peut demeurer complet jusqu'à la fin mars, voire même le début avril (Îles-de-la-Madeleine et certains sites de Rivière-Saint-Jean). Durant cette saison, c'est seulement sur la péninsule de Manicouagan que le pléni-glaciel se termine précipitamment durant le mois de février en raison du déglacement

des eaux côtière sous les conditions climatiques du 13-14 février[6]. La fin des périodes pléni-glacielles de 2008-2009 correspond aux observations de Dionne (1973).

Durant les années plus chaudes (2009-2012), le pléni-glaciel n'a pas toujours été atteint et s'il l'était, il était de courte durée ou encore, on y observait des phases d'instabilité. Ainsi, il n'y a pas eu de pléni-glaciel à La Martinique (2009-2010 et 2011-2012) et à Rivière-Saint-Jean (2009-2010) et le pléni-glaciel a durée moins de 30 jours à Pointe-aux-Loups (2009-2010), sur la péninsule de Manicouagan (2009-2010 et 2011-2012) et localement à Rivière-Saint-Jean (2011-2012). Des phases d'instabilité ont été observées à Pointe-aux-Loups (2010-2011 et 2011-2012) et sur la péninsule de Manicouagan (2010-2011 et 2011-2012). Normalement, ces phases d'instabilité sont limitées par l'englacement du bas estran et/ou des eaux côtières (Figure 130, section A1.4.11, non-effet d'un redoux). En effet, pour Dionne (1973) qui observe les conditions des années 1960 et du début des années 1970, c'est le pied de glace de bas estran qui est susceptible de connaître des bouleversements durant la saison froide lorsque l'englacement des eaux côtières est plus faible.

Des conditions de ce type font en sorte que l'estran est exposé aux conditions hydrodynamiques hivernales ce qui n'est pas sans conséquence sur la dynamique côtière.

1.6.3 Déglacement : discussion sur les différences entre les saisons

Sous des conditions près des normales le déglacement s'est généralement produit à partir de la fin mars et s'est terminé durant le mois d'avril. Au cours de la saison la plus chaude (2009-2010), le déglacement s'est produit environ un mois plus tôt en s'amorçant dès le début du mois de février. Durant les saisons intermédiaires (2010-2011 et 2012), le déglacement s'est produit plus tôt qu'en 2008-2009 soit entre la mi-février et la mi-mars en 2010-2011 et entre

[6] Température de l'air maximum de 0,8 °C (station météorologique de Baie-Comeau), niveau d'eau de 3,62 m (MOR-GEM relativisé) et des vents soufflant vers le large avec des rafales maximales de 57 km/h. Climat Québec résume la situation du 13-14 février 2009 comme suit : « Un vaste système dépressionnaire sur les maritimes affecte surtout l'est du Québec. La faible neige qui a débuté sur la Basse-Côte-Nord s'intensifie, générant de bonnes quantités de neige. Cette chute de neige et les vents forts du nord-est causent de la poudrerie sur l'extrême est. Sur le Bas-St-Laurent, la neige débute et s'intensifie avec de bonnes accumulations de neige. De plus, avec les vents de forts à violents du secteur ouest, de la poudrerie généralisée affecte principalement le Bas St-Laurent, ainsi que la région du Saguenay. »

la fin février à la fin mars en 2011-2012. Cette situation a notamment permis à la tempête du 26 février 2011 d'affecter la rive devant la caméras Ouest de Pointe-aux-Loups.

La durée du déglacement est demeurée sensiblement la même, soit entre 10 et 20 jours, en dépit des conditions climatiques des différentes années de suivi. C'est seulement à une occasion que le déglacement a duré environ 30 jours (RSTJ 2011-2012).

1.6.4 Durée de la saison glacielle au cours de la période 2008-2012

La durée de la saison glacielle a été observée dans des environnements diversifiés et varie en fonction de la géographie et de la géomorphologie des sites. Par exemple, sur la mer du Nord, elle dure entre 0 et 66 jours (Reineck, 1976), sur le lac Michigan, 60 jours (Davis *et al.*, 1976), au Nouveau-Brunswick, de 84 à 91 jours (Owens, 1976) et sur plus de 180 jours au Spitsberg (Moign, 1976).

La durée moyenne de la saison glacielle pour l'estuaire maritime est de 90 à 150 jours selon les environnements côtiers de l'estuaire maritime du Saint-Laurent (Dionne, 1973).

Le Tableau 1-9 présente la période d'englacement du haut estran (PDGC ou PDGI) lors de la période de suivi. La saison glacielle débutant lorsque l'on compte 2 jours et plus de glace de rive (PDGI ou PDGC) jusqu'au dernier jour de glace de la saison (LIBRE). La durée de la saison inclut les jours LIBRE qui se produisent en cours de saison. Le Tableau 1-9 présente aussi le détail de la saison glacielle en nombre de jour de l'état d'englacement du haut estran. Ce sont ces valeurs qui sont utilisées dans les régressions linéaires présentées aux sous-sections suivantes.

La variabilité qu'on observe entre les années de suivi et entre les sites d'études indiquent que l'état d'englacement du haut estran est attribuable à une variété de facteurs d'ordre géographique, géomorphologique, océanographique et climatique. Les analyses présentés traitent de ces différents paramètres et amorcent une discussion à propos des relations qui les unissent.

On constate que sous des conditions normales (2008-2009), le nombre de jour libre de glace durant la saison glacielle est nettement inférieur aux périodes avec des hivers chauds (2009-2012). L'écart peut être aussi grand que 93 jours pour Rivière-Saint-Jean, 85 jours pour les Îles-de-la-Madeleine, 37 jours

pour la péninsule de Manicouagan. On observe aussi pour une même région que le nombre de jour complet durant une saison peut être très variable selon la géomorphologie de la côte. Par exemple, pour la région de Rivière-Saint-Jean, l'écart entre deux sites peut atteindre 53 jours pour une même saison sous de mêmes conditions météo-marines. Dans la région des Îles-de-la-Madeleine, la durée de la saison glacielle est environ d'un peu plus de 10 jours plus longs du côté du littoral de La Martinique, qui est moins exposé aux vagues, que du côté de Pointe-aux-Loups. On constate cependant que le nombre de jours où le pied de glace est complet est généralement supérieur du côté de Pointe-aux-Loups en raison des vents dominants qui poussent la glace vers la côte alors que les vents dominants ont l'effet contraire du côté de la Martinique. Sur la Côte-Nord, la durée de la saison glacielle est sensiblement la même entre la péninsule de Manicouagan et Rivière-Saint-Jean, mais avec généralement un nombre de jours libres de glace inférieur à Rivière-Saint-Jean notamment en raison de températures plus froides. Cependant, lors des hivers très chauds comme en 2009-2010, la saison glacielle est plus de deux fois plus courte à Rivière-Saint-Jean. Il semble que lors de ces périodes chaudes, l'exposition plus grande aux vagues à Rivière-Saint-Jean devient un facteur encore plus limitant dans l'établissement et le maintien du pied de glace de haut estran.

Les relations linéaires obtenues entre l'état d'englacement du haut estran (en nombre de jours LIBRE ou COMPLET+INCOMPLET) et les paramètres climatiques dérivés des températures de l'eau, des températures de l'air et des précipitations sont présentées à l'annexe A1.6. Les relations obtenues avec les dérivés des températures de l'air et de l'eau présentent des coefficients de corrélation élevés (entre 0,63 et 0,98) qui soutiennent que la variabilité interannuelle rencontrée durant la période de suivi est fonction de ces paramètres. Spécifions que ces relations linéaires s'appliquent uniquement au spectre de températures rencontrées durant l'ensemble des années de suivis et servent à comprendre les paramètres dominant de la variabilité interannuelle. Les équations obtenues ne peuvent être utilisées pour reconstituer l'état d'englacement du haut estran pour le passé récents ni pour le futur. Ceci étant attribuable à l'évolution non linéaire de l'état d'englacement du haut estran et en fonction des températures de l'air et de l'eau. Les relations empiriques présentées à la section 2 sont quant à elles, adéquates pour réaliser l'évolution de l'état d'englacement du haut estran entre le passé récent et l'horizon 2050.

Tableau 1-9 État de l'englacement du haut estran en nombre de jours

Site et année	Caméras	Nbre de jour LIBRE sur 181 jours	Nbre de jour INCOMPLET sur 181 jours	Nbre de jour COMPLET sur 181 jours	Début de la saison glacielle	Fin de la saison glacielle	Durée de la saison glacielle	Période d'instabilité durant le plénigla ciel	Plénigla ciel atteint
IDLM, La Martinique									
2008-2009	**NORD et SUD combinées**	**68,5**	**23,5**	**89**	**22 décembre**	**15 avril**	**115**	**non**	**Oui**
2009-2010	**NORD et SUD combinées**	**153**	**28**	**0**	**19 janvier**	**16 février**	**28**	**na**	**Non**
2011-2012	**NORD, SUD et GLACE combinées**	**96**	**73**	**13**	**7 janvier**	**22 mars**	**74**	**na**	**Non**
IDLM, Pointe-aux-Loups									
2008-2009	**NORD et SUD combinées**	**Nd**	**Nd**	**Nd**	**Avant le 17 janvier**	**22 avril**	**Plus de 95**	**Non**	**Oui**
2009-2010	**NORD et SUD combinées**	**168**	**5**	**8**	**31 janvier**	**12 février**	**12**	**Non**	**Oui**
2010-2011	**NORD et SUD combinées**	**134,5**	**23,5**	**23**	**31 janvier**	**26 mars**	**54**	**Oui**	**Oui**
2011-2012	**NORD, SUD et GLACE combinées**	**122,5**	**3,5**	**56**	**31 janvier**	**5 avril**	**64**	**Oui**	**Oui**
Péninsule de Manicouagan									
2008-2009	**Caméra 5-Pointe-Lebel**	**73**	**48**	**60**	**11 décembre**	**30 mars**	**110**	**Non**	**Oui**
2009-2010	**Caméras 1 et 2 combinées Pointe-Lebel**	**105**	**45**	**31**	**11 décembre**	**28 février**	**80**	**Non**	**Oui**

2009-2010	**Cam 1, 2 et 3 combinées Baie-Saint-Ludger**	**110**	**43**	**28**	**10 décembre**	**2 mars**	**83**	**non**	**oui**
2010-2011	**Cam 1 et 2 combinées Baie-Saint-Ludger**	**Nd**	**Nd**	**56**	**17 décembre**	**Nd**	**Nd**	**Non**	**Oui**
2010-2011	**Cam 1 et 2 combinées Pointe-Lebel**	**Nd**	**Nd**	**Nd**	**18 janvier**	**Nd**	**Nd**	**Oui**	**Oui**
2011-2012	**Cam GLACE Pointe-Lebel**	**109**	**57**	**16**	**19 décembre**	**31 mars**	**93**	**Non**	**Oui**
Rivière-Saint-Jean									
2008-2009	**Cam 1-RSTJ**	**54**	**23**	**104**	**18 décembre**	**23 avril**	**127**	**Non**	**Oui**
2008-2009	**Cam 2-RSTJ**	**58**	**25**	**98**	**Nd**	**Nd**	**Nd**	**Non**	**Oui**
2008-2009	**Cam 4- RSTJ**	**68**	**62**	**51**	**22 décembre**	**13 avril**	**113**	**Non**	**Oui**
2009-2010	**Sans nom-RSTJ**	**153**	**0**	**28**	11 janvier 2010	14 février 2010	34	Na	non
2011-2012	**Caméra HORIZONTALE et GLACE combinés-RSTJ**	**76**	**30**	**76**	**16 janvier**	**11 avril**	**85**	**Non**	**Oui**
2011-2012	**Cam EST – RSTJ**	**91**	**74**	**17**	**8 janvier**	**5 avril**	**87**	**Non**	**Oui**
2011-2012	**Cam OUEST-RSTJ**	**96**	**51**	**35**	**15 janvier**	**8 avril**	**83**	**Non**	**Oui**

1.7 Modèle conceptuel : récapitulatifs des relations entre les paramètres océaniques, climatiques et géomorphologique

Les résultats de ce projet qui sont présentés aux annexes A1.5 et A1.6 permettent de proposer un modèle conceptuel préliminaire des différents facteurs qui influencent la dynamique glacielle (Figure 31). Ceci résume en quelques sortes ce qui est présenté dans ces annexes. Nos observations montrent que la dynamique glacielle du haut estran ne peut pas être expliquée seulement en fonction des principes de thermodynamique et qu'il est nécessaire d'introduire des paramètres géographiques (exposition de la côte aux vents dominants) et géomorphologiques (type de côte, caractéristiques du haut et du bas estran).

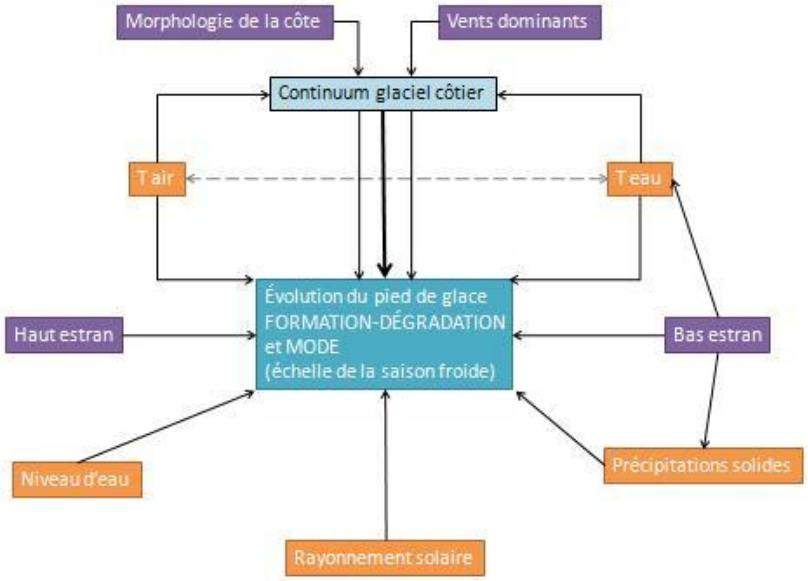


Figure 31 Modèle conceptuel des paramètres influençant l'évolution de l'englacement du haut estran

Les résultats de ce projet indiquent que, bien que différents paramètres influencent l'évolution et l'état d'englacement du haut estran, c'est en majorité les températures moyennes de l'air de la saison qui expliquent la variabilité interannuelle ayant été observée alors que la variabilité inter-site est

attribuable aux caractéristiques géomorphologiques, climatiques et océanographiques de chacun d'entre eux En plus d'influencer l'évolution de l'état d'englacement du haut estran, ces caractéristiques influencent également les modes de formation et de dégradation par lesquels la glace de haut estran évolue.

La poursuite des travaux sur le glaciel devrait permettre d'affiner ce modèle par l'ajout d'autres paramètres ou encore par la production de modèles conceptuels par types de côte (falaise, marais, côtes basses meubles, côte basse rocheuses, etc). La quantification ou une meilleure compréhension des relations entre les différents paramètres est également souhaitables.

SECTION 2. MODÉLISATION DE LA GLACE DE MER ET DU PIED DE GLACE 1981-2070

2.1 Introduction

Le travail de cette section repose principalement sur deux types de modélisation : l'utilisation d'un modèle océanique régional couplé à un modèle de glace de mer et, deuxièmement, la construction de relations empiriques établissant un lien entre le pied de glace (PDG) et certaines variables environnementales.

La première méthode de modélisation consiste à utiliser un modèle océanique régional (MOR) couplé à un modèle de glace de mer pour simuler l'état du système océanique du golfe du Saint-Laurent (GSL) en résolvant les équations de la physique. Nous produisons de cette façon 3 simulations :

1. La première simulation (MOR-GEM) s'étend sur la période allant de 1996 à 2012. Cette simulation utilise une condition initiale pour la salinité et la température du GSL pour un état au repos. Ensuite, à l'aide des équations de conservation et de l'équation d'état, nous prédisons, par pas de temps de 5 minutes, l'évolution du système, sans aucun mécanisme de rappel vers les observations. Cette simulation est la plus réaliste possible. Elle requiert donc des forçages atmosphériques, océaniques et hydrologiques réalistes et doit être validée avec des observations (voir annexe A2.2). Cette validation nous permet d'avoir confiance dans la capacité de prédiction de notre simulateur. Cette étape est très importante puisque les prédictions du simulateur (pour l'horizon 2055) ne peuvent être validées. Une fois validée, cette simulation de référence nous procure une base de données virtuelle très complète du GSL afin de créer des relations empiriques avec le pied de glace.
2. La seconde simulation (MOR-AHJ) est une simulation climatique (1981-2070) produite de la même façon que la simulation de référence (MOR-GEM, décrite ci-dessus), mais, cette fois-ci, à l'aide des forçages atmosphériques MRCC-AHJ (voir section 2.2.2) qui proviennent du consortium OURANOS. Elle reproduit une réalité probable du GSL à l'intérieure des bornes fixées par la variabilité naturelle du GSL inhérente au système d'équations non linéaires qui décrivent la physique. Comme cette simulation est faite à partir de forçages climatiques, elle ne peut être validée. Cependant, les moyennes sur une période de 30 ans ainsi que le nombre d'évènements extrêmes doivent être conformes à la réalité. C'est l'anomalie entre la période du

futur (2041-2070) et celle du passé récent (1982-2011) qui nous permettra de prédire l'évolution réelle du GSL.

3. La troisième simulation (MOR-AEV) est identique à la seconde à l'exception qu'elle utilise les forçages atmosphériques MRCC-AEV.

La seconde méthode, dite empirique, établit une relation entre les observations de l'équipe de Pascal Bernatchez et les variables simulées par notre simulation de référence (MOR-GEM). La construction d'une telle relation est nécessaire puisque le pied de glace n'est pas une variable simulée pas notre simulateur. Par la suite, cette relation est appliquée aux simulations climatiques. Cela nous permet de simuler le PDG pour le passé récent et de faire des projections pour l'horizon 2055.

À la section 2.2 , nous décrivons en détail le modèle océanique régional (section 2.2.1), les différentes simulations (section 2.2.2) et la méthode utilisée pour construire les relations empiriques modélisant le PDG (section 2.2.3). Puis, à la section 2.3 , les simulations climatiques (MOR-AHJ et MOR-AEV bTq) sont d'abord comparées à la simulation de référence (MOR-GEM) (section 2.3.1). Ensuite, l'effet des changements climatiques sur la glace de mer dans le GSL est présenté à la section 2.3.2. À la section 2.3.3, les relations empiriques pour le PDG sont détaillées. Finalement, la section 2.3.4 traite de la modélisation du PDG à partir des relations empiriques pour la période 1981-2070.

2.2 Méthodologie

2.2.1 Description du simulateur MOR

Cette étude utilise un modèle pronostique couplé océan-glace de mer, MOR (Modèle Océanique Régional). Le domaine du modèle s'étend de Trois-Rivières à l'ouest jusqu'au détroit de Belle-Isle au nord-est et au détroit de Cabot au sud-est (Figure 32). Le modèle océanique à niveaux-z fournit une solution hydrostatique pour la conservation de la masse, de la chaleur et du sel à l'aide d'un système d'équations incluant les approximations de Boussinesq et celles en eau peu profonde (Backhaus (1983, 1985) et Stronach, 1993). Un schème semi-implicite résout la variation des niveaux d'eau et les transports sont corrigés à l'aide d'une technique de correction des flux (Zalezak, 1979). Le modèle est complété par des équations d'énergie cinétique turbulente de niveau de fermeture 2.5 (k-eps) incluant les fonctions de stabilité de Canuto et al. (2001) et une équation diagnostique pour les échelles de mélange turbulent (parabolique et longueur d'échelle de Ozmidov). Le modèle océanique est couplé à un modèle de glace de mer avec une dynamique élasto-visco-plastique (Hunke et Dukowicz, 1997), une

thermodynamique à deux couches de glace (Semtner, 1976), une distribution des glaces selon Thorndike et al. (1975) et une couche de neige. Les forçages atmosphériques sont obtenus à partir des cycles opérationnels d'analyse du modèle atmosphérique GEM (Global Environmental Multiscale) du Centre Météorologique du Canada (CMC). Les flux de sel, de chaleur et de momentum à l'interface océan-glace, air-océan et air-glace sont obtenus à l'aide de la formulation empirique de Parkinson et Washington (1979).

La simulation s'étend de décembre 1996 à août 2012, couvrant une période de 16 ans. Cette simulation est entièrement en mode pronostique, c'est-à-dire qu'au cours des 16 ans, il n'y a aucun rappel de la salinité et de la température. Les seules contraintes externes sont : la condition initiale, les forçages atmosphériques, les rivières et les forçages océaniques tels que les marées, la salinité et la température aux frontières océaniques.

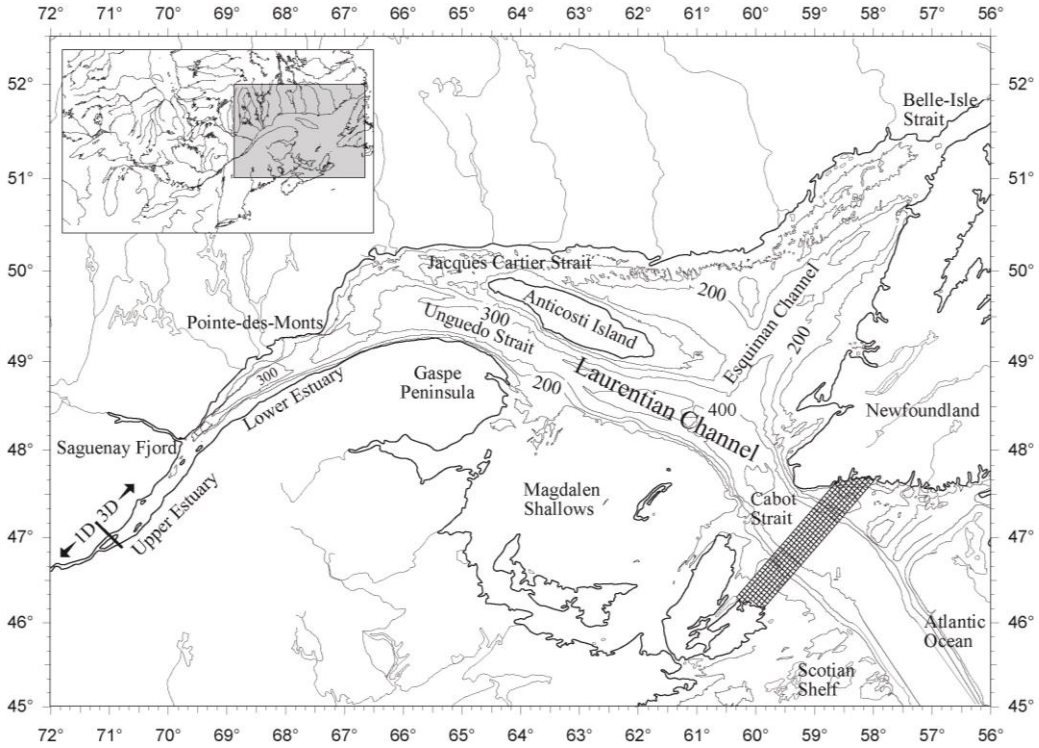


Figure 32 Domaine du simulateur MOR (Tirée de Saucier et al. 2003)

2.2.2 Simulations couplées océan-glace de mer

Dans le cadre de ce projet, plusieurs simulations couplées océan-glace de mer ont été réalisées. Pour désigner ces simulations, le préfixe MOR précède le

forçage atmosphérique utilisé. Ces simulations sont décrites ci-dessous. De plus, pour désigner les simulations atmosphériques ayant servi de forçages atmosphériques aux simulations couplées océan-glace de mer, le préfixe MRCC (Modèle Régional Climatique Canadien) précède le nom de la simulation (AEV ou AHJ).

- Simulations couplées océan - glace de mer réalistes
    - MOR-GEM (1996-2012)
        - La simulation MOR-GEM est notre simulation de référence avec laquelle nous pourrons comparer les autres. C'est la plus réaliste. Elle peut être validée par comparaison avec les observations disponibles. Les données atmosphériques proviennent du Centre Météorologique Canadien et sont produites avec un simulateur nommé GEM. Il s'agit des mêmes simulations utilisées pour faire les prévisions météorologiques d'Environnement Canada.
    - MOR-NARR (1979-2010)
        - Cette simulation est équivalente à la simulation MOR-GEM à l'exception que les forçages atmosphériques proviennent de la réanalyse NARR.
        - Cette simulation surestime, de façon importante, la glace de mer produite (voir le rapport 2). Elle n'a donc pas été utilisée dans la suite de ce projet.
- Simulations climatiques couplées océan - glace de mer
    - MOR-AEV bTq (1981-2070)
        - Simulation climatique : Les forçages atmosphériques proviennent de la version 4.2.3 du Modèle Régional Climatique Canadien (MRCC), piloté par le membre 5 du CGCM3.1/t47 suivant le scénario SRES A2 du GIEC;
        - Cette simulation présente un biais froid de température. Elle a donc été débiaisée en utilisant une méthode de débiaisage par quantiles, d'où le suffixe bTq. Une description détaillée du biais et de la méthode est en annexe (annexe A2.1).
    - MOR-AHJ (1981-2070)
        - Simulation climatique : Les forçages atmosphériques proviennent de la version 4.2.3 du MRCC, piloté par le membre 3 de modèle global ECHAM5 suivant le scénario 20C3M du GIEC et le scénario SRES A2 pour le futur.

Chacune des simulations est faite pour l'ensemble du domaine spatial. Elles comportent donc les informations pour tous les sites.

La simulation MOR-GEM est la simulation de référence. Les résultats de cette simulation sont utilisés pour construire une relation empirique permettant de reproduire les observations du pied de glace (PDG).

Les simulations climatiques MOR-AEV bTq et MOR-AHJ permettent de comparer les climatologies du passé récent et de l'horizon 2055 pour l'ensemble des champs simulés. De plus, la relation empirique du PDG est appliquée à ces champs, ce qui permet de comparer les climatologies du passé récent et de l'horizon 2055 pour le PDG.

Pour l'ensemble de cette section, le passé récent réfère à la période 1982-2011. L'horizon 2055 réfère à la période 2041-2070.

2.2.3 Relations empiriques, pied de glace

Les observations du pied de glace ont été regroupées en 5 différents sites (Figure 33) : 2 sites aux Iles-de-la-Madeleine (Pointe-aux-Loups et La Martinique), 2 sites à Rivière St-Jean et un site à Pointe-Lebel, sur la péninsule Manicouagan. Le Tableau 2-1 regroupe les coordonnées géographiques ainsi que les indices (i,k) de la grille du simulateur de ces sites. La séparation des données des Iles-de-la-Madeleine en deux sites distincts a été effectuée sur la base de la localisation des caméras. Pour Rivière St-Jean, les deux emplacements sont relativement près l'un de l'autre, mais la séparation est justifiée par des dimensions d'estran différentes. De plus, les observations satellitaires confirment le fait que les deux emplacements possèdent une dynamique glacielle significativement différente ($p < 0.05$), ce qui empêche de les considérer ensemble (voir section 3.2.2.2)

Ces observations proviennent de photographies de l'estran. Le traitement actuel de ces photographies nous donne l'information suivante: absence de pied de glace, présence partielle du pied de glace ou pied de glace complet. Ces observations sont les signaux que nous tentons de reproduire à partir des résultats de la simulation MOR-GEM. Donc, pour chacun de ces sites, une relation empirique pour le pied de glace est décrite en détail à la section 2.3.3. Nous décrivons ici le processus de construction de ces relations empiriques.

Tableau 2-1 Coordonnées géographiques et indices de la grille du simulateur des sites d'observations.

Site	latitude	longitude	Indice (i,k)
Iles-de-la-Madeleine, Pointe-aux-loups	47.5546	-61.6649	(106,107)
Iles-de-la-Madeleine, La Martinique	47.3330	-61.9344	(107,101)
Péninsule Manicouagan, Pointe-Lebel	49.0914	-68.2545	(10,68)
Rivière-St-Jean 1	50.2926	-64.3616	(35,127)
Rivière-St-Jean 2	50.2733	-64.2860	(37,127)

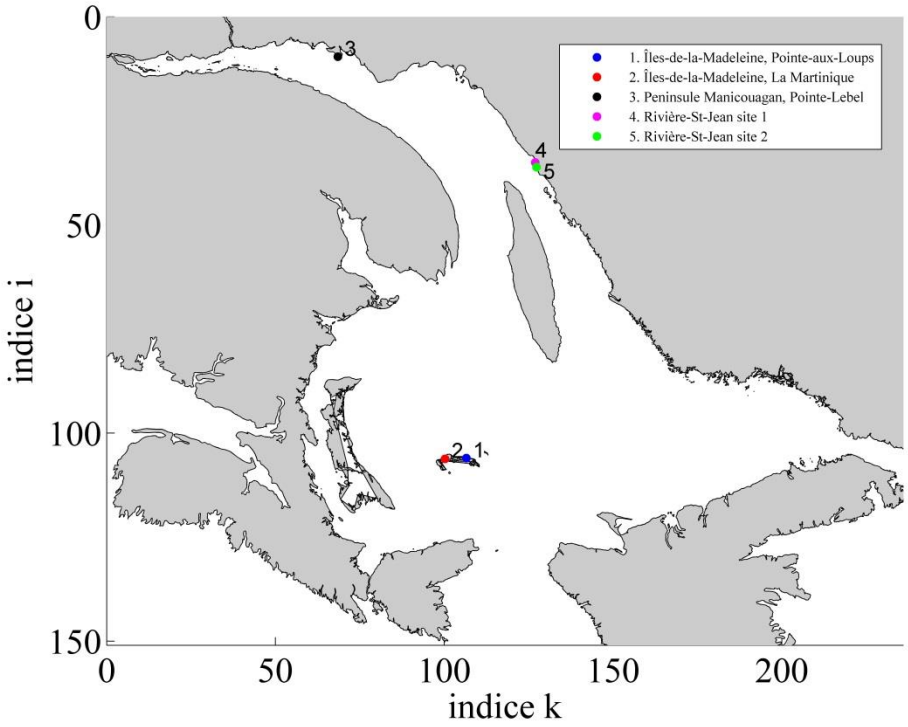


Figure 33 Emplacement des différents sites d'observations.

La simulation de référence (MOR-GEM) étant validée (voir annexe A2.2), elle peut servir de base de données virtuelle. Nous utilisons les variables qui semblent être en corrélation avec le pied de glace afin de déterminer leur

relation avec celui-ci (Figure 34). Une relation empirique est ainsi construite en fonction des champs modélisés par le simulateur. Par exemple, la présence partielle du pied de glace peut survenir lorsque le nombre de degrés-heures de gel atteint 2000 °C*h; la présence d'un pied de glace complet peut ensuite survenir lorsque la concentration de glace de mer passe au-delà de 45 %, etc. Par la suite, cette relation est optimisée en explorant l'espace des paramètres (les paramètres étant les seuils, 2000 °C*j et 45 % dans l'exemple précédent) de la relation afin d'augmenter le coefficient de corrélation de Spearman (coefficient de corrélation pour variables semi-quantitatives) (Figure 35). Ce coefficient de corrélation est un indice de monotonicité générale d'une relation entre 2 variables (Artusi, Verderio et al. 2002). Rappelons qu'une relation est monotone lorsque sa représentation graphique ne présente pas de maximum ou de minimum locaux : une augmentation de la valeur en abscisse est associée à une augmentation de la valeur associée sur l'ordonnée. Un coefficient de corrélation de Spearman élevé ne signifie donc pas que la relation est linéaire, mais qu'elle est monotone.

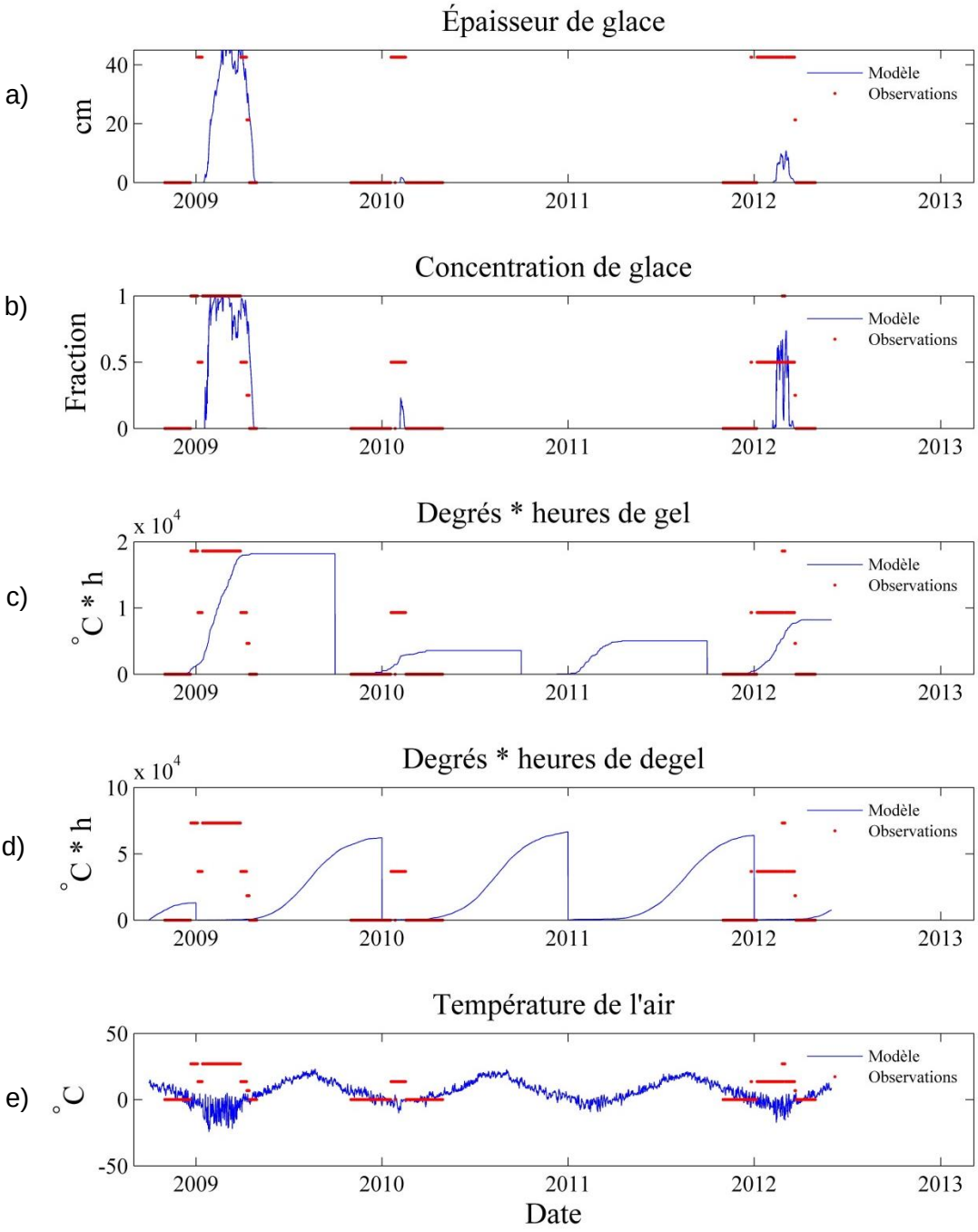


Figure 34 **Exemples de variables du simulateur numérique pouvant être utilisées pour déterminer la relation empirique avec les observations : Épaisseur de glace (a), concentration de glace (b), degrés heures de gel (c), degrés heures de dégel (d) et température de l'air à 2m (e).**

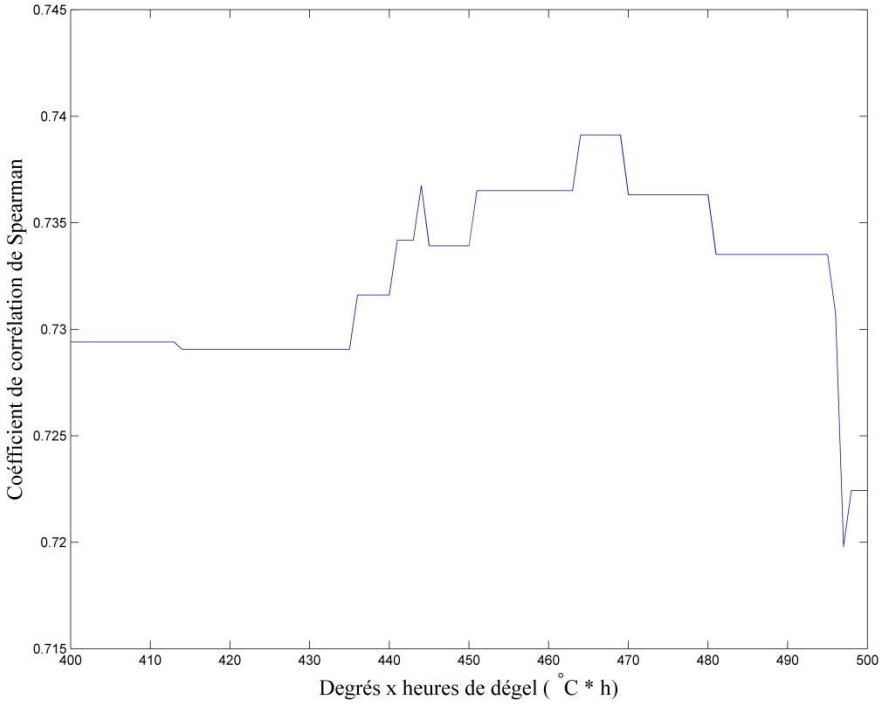


Figure 35 **Exemple d'optimisation de paramètre: Dans ce cas, le nombre de degrés-heures de gel nécessaire à la disparition complète du pied de glace est optimisé en fonction du coefficient de corrélation de Spearman.**

Notons que la Figure 35 montre l'optimisation d'un seul paramètre lorsque tous les autres paramètres sont fixes. Toutefois, les relations ont été optimisées en faisant varier tous les paramètres. Les paramètres retenus sont donc la combinaison qui maximise le coefficient de corrélation de Spearman. Si la relation utilise 6 paramètres, il s'agit donc du maximum d'une surface dans un espace à 6 dimensions.

Le calcul des degrés-heures de gel pour ces relations est effectué de la façon suivante : à partir du 1er octobre de chaque année, lorsque la température est sous le point de congélation, elle est cumulée, aux heures, en valeur absolue. Ce cumul est remis à zéro chaque 1er octobre.

Pour les degrés-heures de dégel, le calcul est similaire: à partir du 1er janvier de chaque année, lorsque la température est au-dessus du point de

congélation, elle est cumulée, aux heures. Ce cumul est remis à zéro chaque 1er janvier.

2.3 Analyse des résultats

Cette section débute par une comparaison entre la glace de mer simulée par les simulations climatiques (MOR-AHJ et MOR-AEV bTq) et la glace de mer simulée par la simulation de référence (MOR-GEM). Viennent ensuite une analyse de la glace de mer simulée par les simulations climatiques, une description détaillée des relations empiriques pour la modélisation du PDG pour 5 sites et, finalement, une analyse du PDG sur la période 1981-2070 tel que modélisé à l'aide de ces relations.

2.3.1 Comparaison des simulations climatiques à la simulation MOR-GEM

L'ensemble des simulations climatiques étant terminé, il est possible de comparer une partie de ces résultats avec les résultats de notre simulation de référence (MOR-GEM) (Figure 36). Il est à noter que les simulations climatiques n'ont pas pour but de reproduire les observations océaniques, mais son climat. Afin de palier au fait que nous n'avons que 15 ans de données GEM, nous avons tenté de faire une simulation de référence avec les réanalyses de NARR. Cependant les simulations forcées par NARR surestiment, de façon importante, la glace de mer produite (voir le rapport d'étape 2). Cette surestimation des glaces de mer simulées avec NARR et le manque d'observations nous empêche de produire une comparaison des caractéristiques des climats de MOR-AEV bTq et MOR-AHJ sur 30 ans.

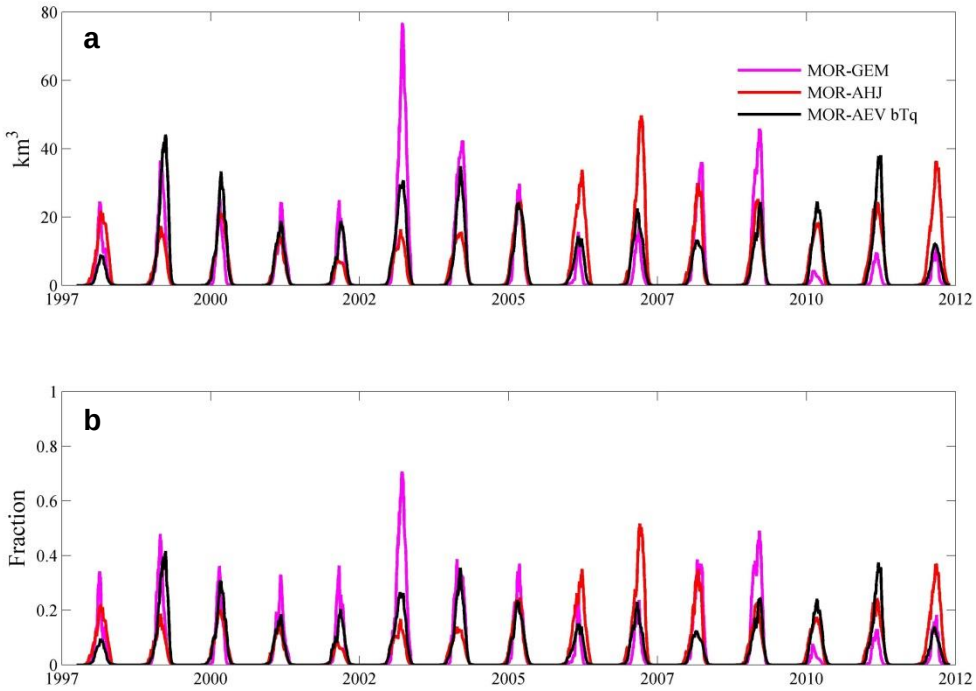


Figure 36 **Série temporelle (1997-2012) du volume de glace de mer total (a) et de la concentration de glace (b). Le trait magenta représente la simulation MOR-GEM (témoin), le trait rouge la simulation climatique MOR-AHJ, et le trait noir la simulation climatique MOR-AEV bTq.**

À première vue, la concentration et le volume de glace de mer des simulations climatiques semblent être similaires à ce qui est obtenu de la simulation de référence (MOR-GEM). Lorsque ces données sont moyennées sur la période allant de 1997 à 2012 (Figure 37), on observe que les simulations climatiques produisent de la glace plus tôt dans la saison. Leur valeur maximale est légèrement inférieure à la simulation de référence pour le volume de glace et, dans une moindre mesure, pour la concentration. Il faut toutefois mentionner que la saison 2002-2003 (MOR-GEM) est une saison record en ce qui a trait à la concentration de glace dans le Golfe du Saint-Laurent. La saison de glace moyenne reste tout de même très comparable d'une simulation à l'autre.

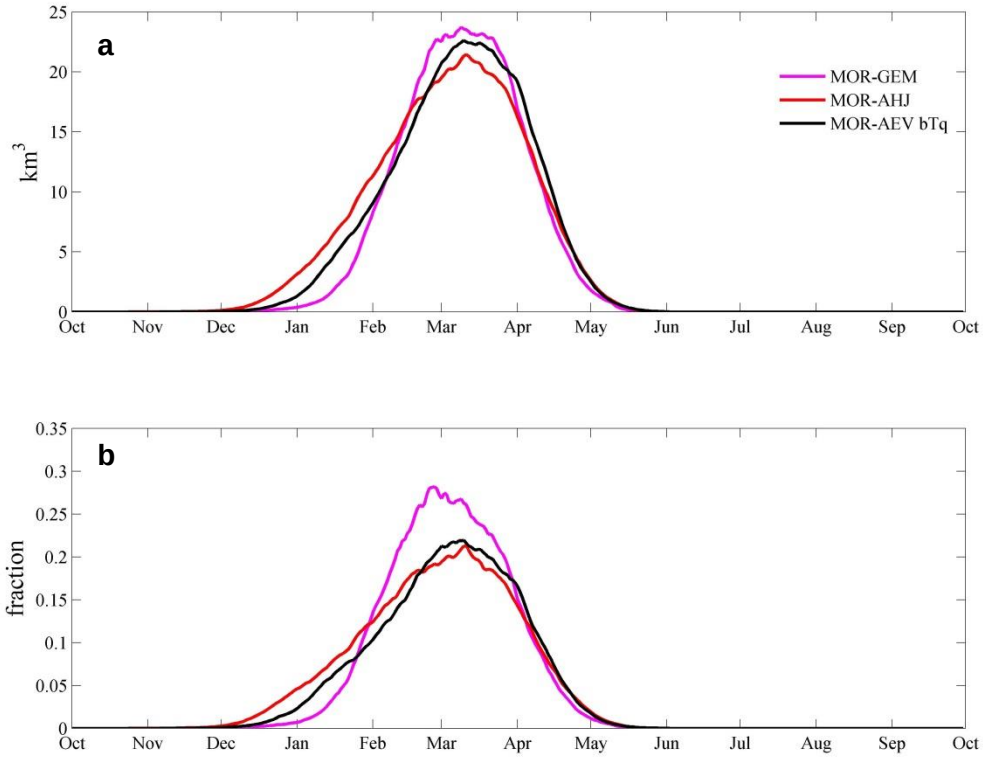


Figure 37 **Moyenne sur la période 1997-2012 du volume de glace de mer total (a) et de la concentration de glace (b). Le trait magenta représente la simulation MOR-GEM (témoin), le trait rouge la simulation climatique MOR-AHJ, le trait noir la simulation climatique MOR-AEV bTq.**

2.3.2 Glace de mer

Nous présentons ici les résultats des simulations climatiques en ce qui à trait à la modélisation de la glace de mer (GDM).

La Figure 38 montre (a) la concentration et (b) le volume de glace de mer sur le domaine entier du Golfe du Saint-Laurent. Le trait pointillé représente le passé récent, soit une climatologie de 30 ans sur la période 1982-2011. Le trait plein représente le futur, également une climatologie de trente ans, mais sur la période 2041-2070. La simulation MOR-AEV bTq est en noir et la simulation MOR-AHJ est en rouge. Dans chacun des graphiques, nous avons défini un seuil. Pour la concentration, ce seuil est de 10 % de la concentration

maximale du passé récent. Nous utilisons ce seuil pour définir le nombre de jours d'écart entre la prise et la fonte des glaces dans le climat actuel et le climat futur. Pour le volume, ce seuil est aussi de 10 % du volume maximum de glace de mer du passé récent. Ces seuils sont actuellement choisis de façon arbitraire, uniquement dans le but de quantifier adéquatement les retards de prise et les avances de fonte de la glace de mer.

Tout d'abord, en ce qui a trait à la concentration de glace, les résultats nous montrent que les changements climatiques entraineront un retard de 18 jours (MOR-AEV bTq*)* et de 9.5 jours (MOR-AHJ) pour la prise des glaces en fonction du seuil de 10 % de la concentration maximale du passé récent. De plus, la fonte se produira entre 25.5 (MOR-AEV bTq) et 18.5 jours (MOR-AHJ) plus tôt. Nous aurons donc une diminution de 43.5 (MOR-AEV-bTq) et de 28 jours (MOR-AHJ) de la période d'englacement entre le climat actuel et le climat prévue pour l'horizon 2055. Finalement, nous observons une diminution de 63 % (MOR-AHJ) et de 70 % (MOR-AEV bTq) de la concentration maximale atteinte (Tableau 2-2).

Pour ce qui est des volumes de glace de mer, les changements climatiques entraineront un retard de 20 jours (MOR-AEV-bTq) et de 11 jours (MOR-AHJ) pour la prise des glaces en fonction du seuil de 10 % du volume maximum. De plus, la fonte se produira entre 27 (MOR-AEV-bTq) et 18 jours (MOR-AHJ) plus tôt. Nous aurons donc une diminution de 47 (MOR-AEV-bTq) et de 29 jours (MOR-AHJ) de la période au-delà du seuil entre le climat actuel et le climat prévue pour l'horizon 2055. De plus, nous observons une diminution de 63 % (MOR-AHJ) et 74 % (MOR-AEV bTq) du volume maximal atteint.

Finalement, notons que la concentration et le volume maximal surviennent plus tôt pour l'horizon 2055. Pour la simulation MOR-AEV bTq, le volume et la concentration maximal sont atteints tous les 2 avec une avance de 13 jours. Pour la simulation MOR-AHJ, le volume maximal est atteint avec une avance de 15 jours et la concentration maximale est atteinte avec une avance de 11 jours.

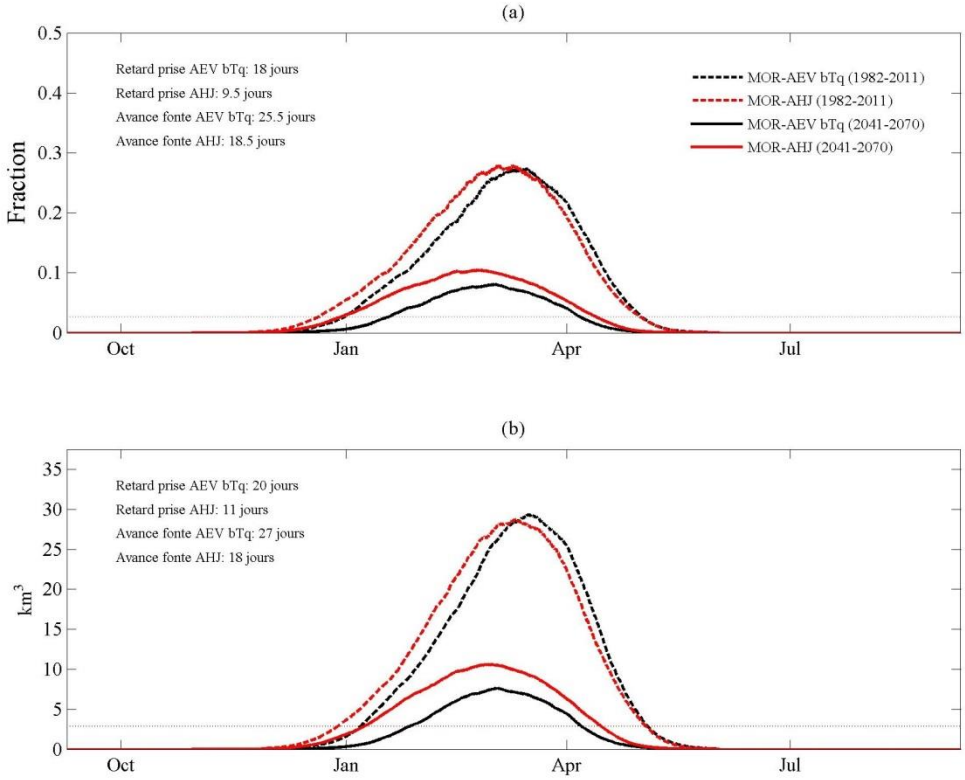


Figure 38 **Concentration (a) et volume total de glace de mer (b) des simulations climatiques pour le domaine entier.**

Tableau 2-2 **Variations de la durée de la saison de GDM et des valeurs maximales.**

Simulation	Concentration de GDM				Volume de GDM			
	Retard prise (jours)	Avance fonte (jours)	Δ total (jours)	Δmax (%)	Retard prise (jours)	Avance fonte (jours)	Δ total (jours)	Δmax(%)
AHJ	-9.5	-18.5	-28	-63	-11	-18	-29	-63
AEV bTq	-18	-25.5	-43.5	-70	-20	-27	-47	-74
Moyenne	-13.75	-22	-35.75	-66.5	-15.5	-22.5	-38	-68.5

Les figures 39 et 40 montrent les moyennes de la concentration puis de l'épaisseur de glace de mer pour le passé récent et l'horizon 2055, et ce pour les 2 simulations climatiques (MOR AHJ et MOR-AEV bTq). La moyenne est

faite sur la période de décembre à avril. L'anomalie entre l'horizon 2055 et le passé récent montre que les régions les plus affectées par les changements climatiques sont l'estuaire maritime, la côte gaspésienne, la Baie-des-Chaleurs et le détroit Northumberland (à l'exception de la concentration de GDM pour MOR-AHJ). En somme, les régions où l'épaisseur et la concentration de GDM sont élevées dans le passé récent sont les plus affectées dans le futur. À une exception près toutefois : l'estuaire moyen est affecté dans une moindre mesure par les changements climatiques. En effet, en amont de Tadoussac, l'anomalie de concentration et d'épaisseur de GDM diminue.

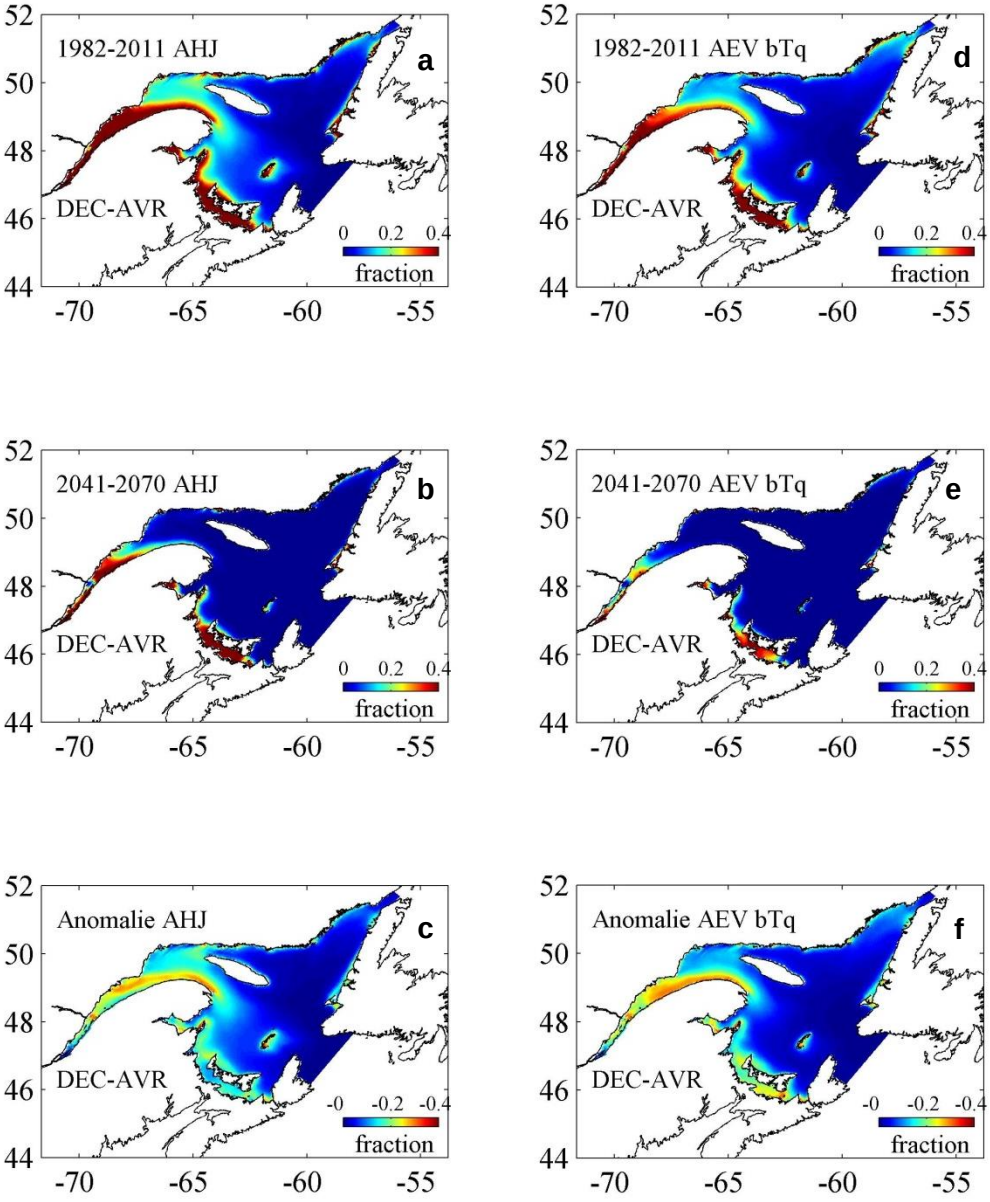


Figure 39 **Concentration de glace de mer moyennée de décembre à avril pour le passé récent (a et d) et l'horizon 2055 (b et e). Les figures de la troisième ligne montrent l'anomalie de concentration de glace de mer (horizon 2055 – passé récent). Les résultats de la simulation MOR-AHJ sont sur la première colonne (a, b et c) et ceux de MOR-AEV bTq sur la deuxième (d, e et f).**

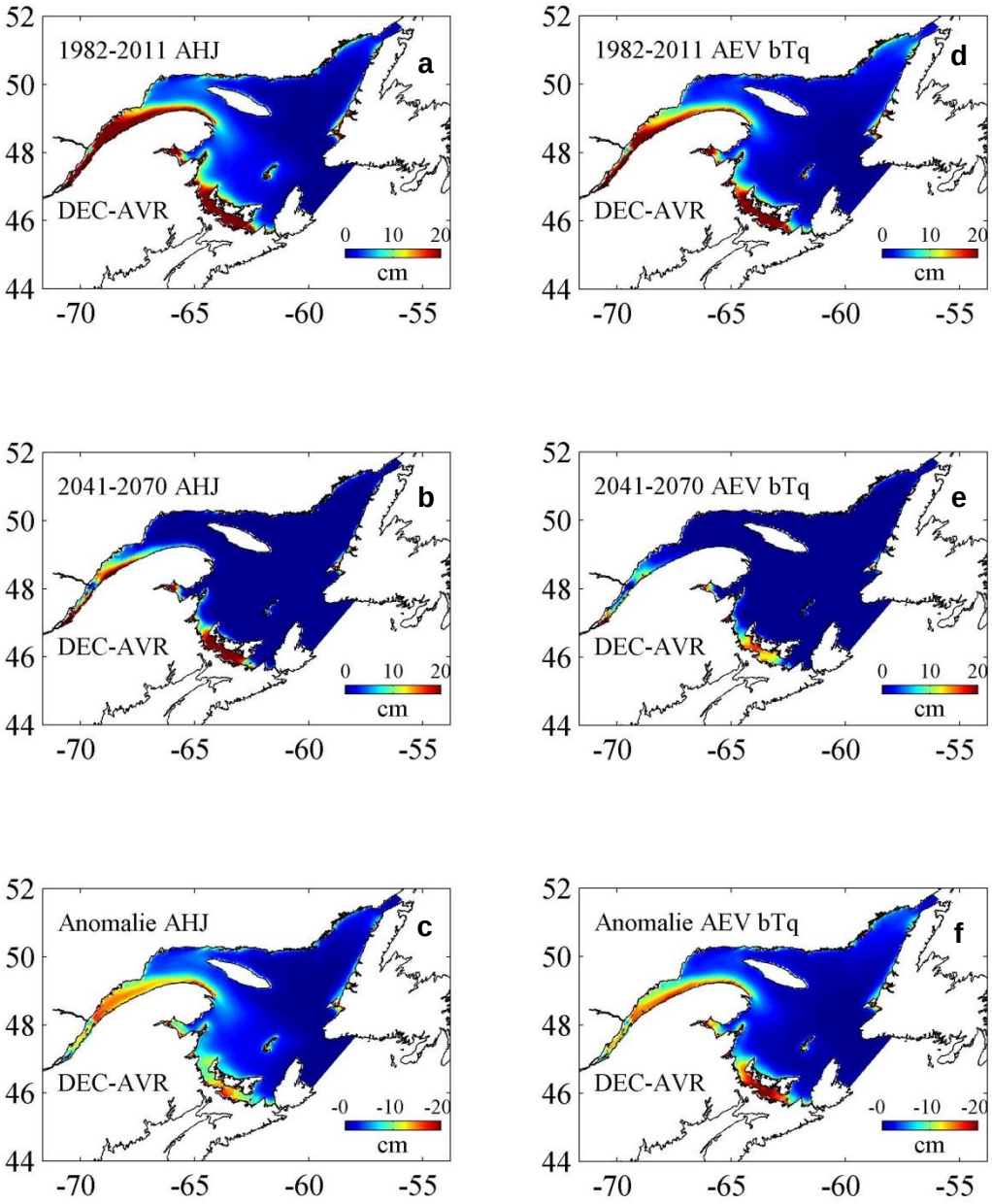


Figure 40 **Épaisseur de glace de mer moyennée de décembre à avril pour le passé récent (a et d) et l'horizon 2055 (b et e). Les figures de la troisième ligne montrent l'anomalie de concentration de glace de mer (horizon 2055 – passé récent). Les résultats de la simulation MOR-AHJ sont sur la première colonne (a, b et c) et ceux de MOR-AEV bTq sur la deuxième (d, e et f).**

2.3.3 Construction des relations empiriques, pied de glace

Comme mentionné plus haut, le modèle océanique est couplé à un modèle de glace de mer. Nous ne prenons donc pas en compte tous les processus liés à la glace de rive et au pied de glace. Pour modéliser le pied de glace, nous devons construire une relation empirique entre les champs modélisés par le modèle (simulation réaliste : MOR-GEM) et les observations du pied de glace. Une relation empirique est donc spécifiquement construite pour chaque site d'observations. Ces relations peuvent ensuite être appliquées aux résultats des simulations climatiques (MOR-AHJ et MOR-AEV bTq), ce qui nous permet d'obtenir des projections du pied de glace pour l'horizon 2055.

Les 5 relations empiriques sont décrites dans cette section. Dans chaque cas, nous utilisons les termes « prise » et « retrait » afin de parler du moment où les glaces apparaissent et disparaissent, indépendamment du fait qu'il s'agisse d'un processus d'advection ou d'un processus thermodynamique.

Afin de bien comprendre les relations établies, précisons une fois de plus que les observations disponibles proviennent de photographies de l'estran aux différents sites d'observations. Le traitement actuel de ces photographies nous donne l'information suivante: absence de pied de glace, présence partielle du pied de glace ou pied de glace complet.

Finalement, précisons que lorsqu'il est question du groupe de cellules du simulateur associées à un site d'observations, il s'agit d'un groupe de cellules autour du site d'observation. Le nombre de cellules par groupe varie de 7 à 9, et la disposition de ces cellules varie d'un site à l'autre. Les cellules d'un groupe ont été choisies de façon à représenter le mieux possible les conditions de glace de mer, au large, pouvant affecter le pied de glace du site en question.

2.3.3.1 Iles-de-la-Madeleine, Pointe-aux-Loups

Prise

À Pointe-aux-Loups, la concentration du pied de glace (CPDG) passe à 0.5 lorsque le nombre de degrés-heures de gel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 1551°C*h. Ensuite, la CPDG est de 1 lorsque la concentration de glace de mer (CGDM) dépasse la valeur seuil de 0.033.

Retrait

La CPDG retombe à 0.5 lorsque la CGDM de la cellule associée passe sous la valeur seuil de 0.141. Toutefois, ce seuil ne s'applique qu'à partir du moment où la CGDM atteint cette valeur une première fois durant la saison de glace en cours. De plus, lorsque la CGDM n'atteint jamais ce seuil pour la totalité de la saison de glace en cours, il est alors fixé à 0.033 (comme le seuil de prise à 100%). Finalement, la CPDG devient nulle lorsque la moyenne de la température de l'air des 71 dernières heures est supérieure à -1.64°C.

Les 2 paragraphes ci-dessus sont résumés dans l'équation 2.1.

$$\mathrm{CPDG} = \begin{cases} 0.5 \; si \; DHGE > 1551°C * h \\ 1 \; si \; CGDM > 0.033 \\ 0.5 \; si \; CGDM \leq 0.141 \\ 0 \; si \; \langle T \rangle_{71h} > -1.64°C \end{cases} \tag{2.1}$$

Par la suite, une moyenne mobile de 164 heures est effectuée sur le signal de PDG résultant.

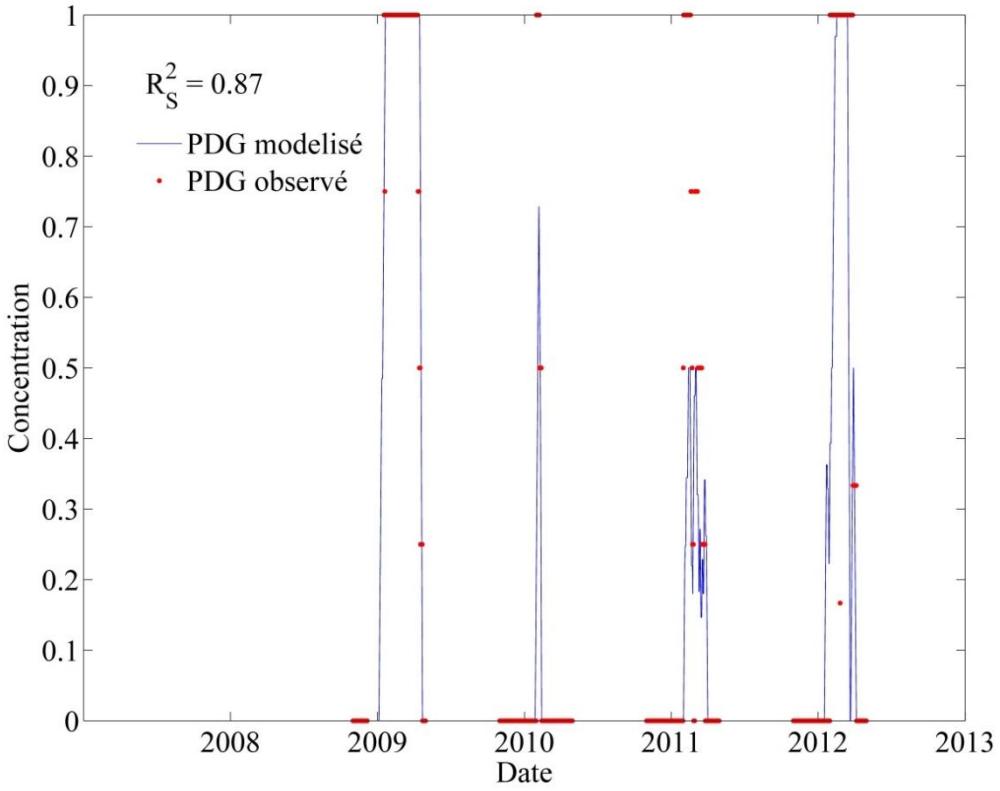


Figure 41 **Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Pointe-aux-Loups, aux Iles-de-la-Madeleine. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure.**

Lorsque le PDG modélisé par la relation décrite plus haut est comparé aux observations du PDG (Figure 41), on observe que les deux signaux sont très fortement corrélés ($R_S^2 = 0.87$). La relation empirique semble bien modéliser la prise et le retrait du PDG. La synchronisation entre les observations et le signal modélisé est bonne pour ces 2 évènements. La variabilité interannuelle du PDG est, elle aussi, bien reproduite par la relation empirique pour les 4 années d'observations. Toutefois, le PDG modélisé sous-estime légèrement la période pour laquelle le PDG est complet : En considérant le PDG modélisé complet lorsqu'il est supérieur à .75, lorsque les observations indiquent un pied de glace complet, le PDG modélisé corrobore celles-ci 71% du temps.

2.3.3.2 Iles-de-la-Madeleine, La Martinique

Prise

Pour la Martinique, la concentration du pied de glace (CPDG) passe à 0.5 lorsque le nombre de degrés-heures de gel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 691°C*h. Ensuite, la CPDG est de 1 lorsque la concentration de glace de mer (CGDM) du groupe de cellules associées est supérieure ou égale à la valeur seuil de 0.7.

Retrait

La CPDG retombe à 0.5 lorsque la CGDM du groupe de cellules associées passe sous la valeur seuil de 0.7. Finalement, la CPDG devient nulle lorsque la CGDM du groupe de cellules associées passe sous la valeur seuil de 0.013. Cette dernière condition ne peut s'appliquer qu'à partir du moment où la CGDM atteint 0.013 une première fois durant la saison de glace en cours. Si ce seuil n'est jamais atteint durant une saison de glace, la CPDG est mise à zéro pour la totalité de cette saison de glace.

Les 2 paragraphes ci-dessus sont résumés dans l'équation 2.2.

$$\mathrm{CPDG} = \begin{cases} 0.5 \; si \; DHGE > 691°C * h \\ 1 \; si \; CGDM \geq 0.7 \\ 0.5 \; si \; CGDM < 0.7 \\ 0 \; si \; CGDM < 0.013 \end{cases} \quad (2.2)$$

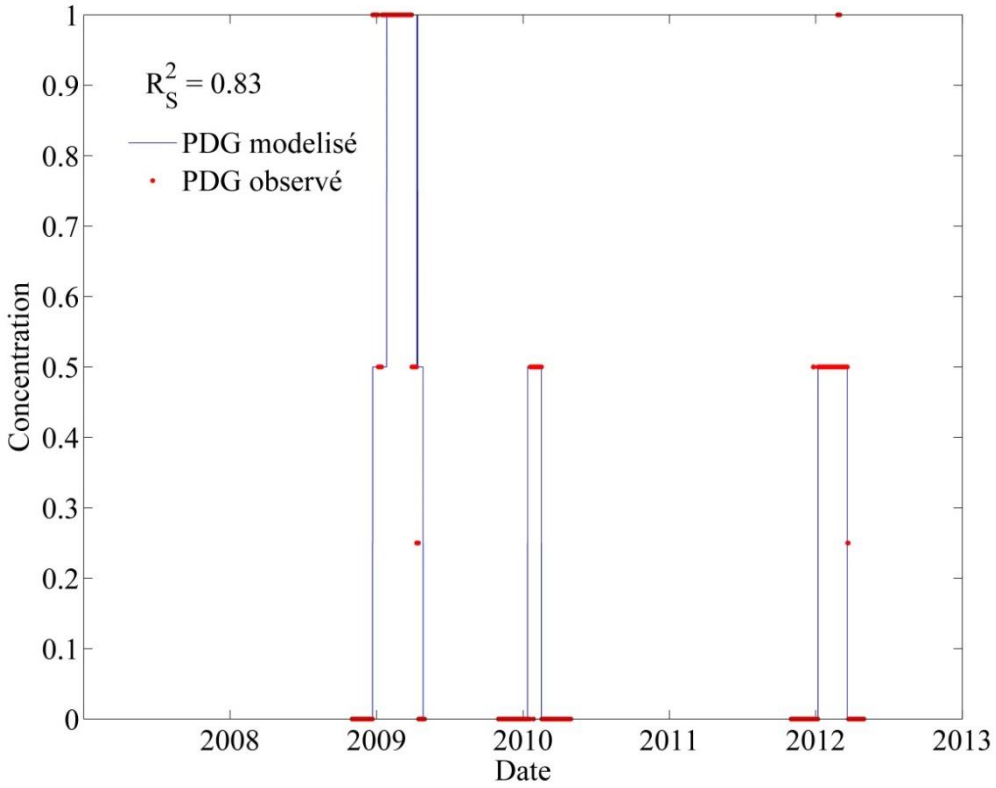


Figure 42 **Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à la Martinique, aux Iles-de-la-Madeleine. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure.**

Lorsque le PDG modélisé par la relation décrite plus haut est comparé aux observations du PDG (Figure 42), on observe que les deux signaux sont très fortement corrélés (R_S^2 = 0.83). La relation empirique semble bien modéliser la prise et le retrait du PDG. La synchronisation entre les observations et le signal modélisé est bonne pour ces 2 évènements. La variabilité interannuelle du PDG est, elle aussi, bien reproduite par la relation empirique pour les 3 années d'observations.

2.3.3.3 Péninsule Manicouagan, Pointe-Lebel

2.3.3.3.1 Prise

Pour le site de Pointe-Lebel à la péninsule Manicouagan, la concentration du pied de glace (CPDG) passe à 0.5 lorsque le nombre de degrés-heures de gel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 2250°C*h. Ensuite, la CPDG est de 1 lorsque la concentration de glace de mer (CGDM) du groupe de cellules associées est supérieure à 0.

2.3.3.3.2 Retrait

La CPDG retombe à 0.5 lorsque la CGDM du groupe de cellules associées passe sous la valeur seuil de 0.0167. Cette dernière condition ne peut s'appliquer qu'à partir du moment où la CGDM atteint 0.013 une première fois durant la saison de glace en cours. Ensuite, la CPDG devient nulle lorsque le nombre de degrés-heures de dégel (DHGE) de la cellule associé atteint la valeur seuil de 464°C*h. Finalement, lorsque la température moyenne des 102 dernières heures de la cellule associée est inférieure à -0.7°C et que la CPDG est de 0.5, la CPDG devient nulle.

Les 2 paragraphes ci-dessus sont résumés dans l'équation 2.3.

$$\mathrm{CPDG} = \begin{cases} 0.5 \; si \; DHGE > 2250°C * h \\ 1 \; si \; CGDM > 0 \\ 0.5 \; si \; CGDM \leq 0.0167 \\ 0 \; si \; DHDG > 464°C * h \\ 0 \; si \; \langle T \rangle_{102h} > -0.7°C \end{cases} \tag{2.3}$$

Par la suite, une moyenne mobile de 100 heures est effectuée sur le signal de PDG résultant.

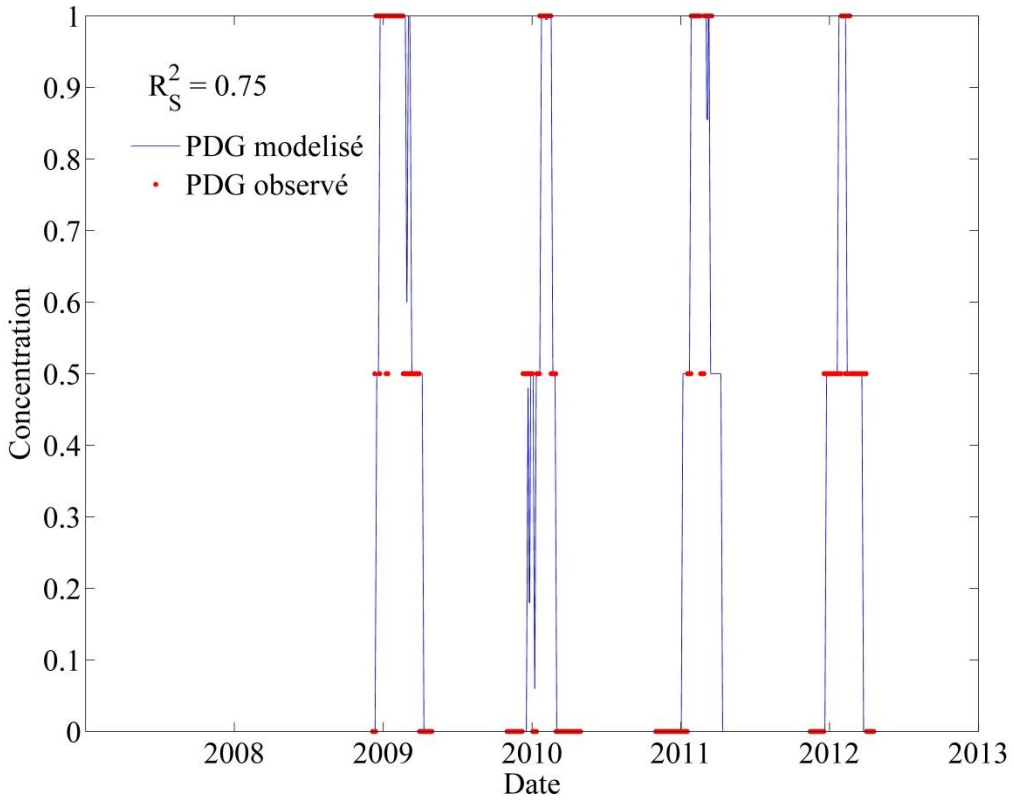


Figure 43 **Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Pointe-Lebel, Péninsule Manicouagan. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure.**

Lorsque le PDG modélisé par la relation décrite plus haut est comparé aux observations du PDG (Figure 43), on observe que les deux signaux sont fortement corrélés ($R_S^2 = 0.75$). La relation empirique semble bien modéliser la prise et le retrait du PDG. La synchronisation entre les observations et le signal modélisé est bonne pour ces 2 évènements. La variabilité interannuelle du PDG est, elle aussi, bien reproduite par la relation empirique pour les 4 années d'observations.

2.3.3.4 Rivère St-Jean 1

2.3.3.4.1 Prise

Pour le site rivière St-Jean 1, la concentration du pied de glace (CPDG) passe à 0.5 lorsque le nombre de degrés-heures de gel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 6690°C*h. Ensuite, la CPDG est de 1 lorsque la concentration de glace de mer (CGDM) du groupe de cellules associées est supérieure à 0.

2.3.3.4.2 Retrait

La CPDG retombe à 0.5 lorsque la CGDM du groupe de cellules associées passe sous la valeur seuil de 0.0003. Cette dernière condition ne peut s'appliquer qu'à partir du moment où la CGDM atteint 0.013 une première fois durant la saison de glace en cours. Ensuite, la CPDG devient nulle lorsque le nombre de degrés-heures de dégel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 388°C*h. Finalement, lorsque la température moyenne des 190 dernières heures de la cellule associée est inférieure à -1.1°C et que la CPDG est de 0.5, la CPDG devient nulle.

Les 2 paragraphes ci-dessus sont résumés dans l'équation 2.4.

$$\mathrm{CPDG} = \begin{cases} 0.5 \; si \; DHGE > 6690°C * h \\ 1 \; si \; CGDM > 0 \\ 0.5 \; si \; CGDM \leq 0.0003 \\ 0 \; si \; DHDG > 388°C * h \\ 0 \; si \; \langle T \rangle_{190h} > -1.1°C \end{cases} \tag{2.4}$$

Par la suite, une moyenne mobile de 90 heures est effectuée sur le signal de PDG résultant.

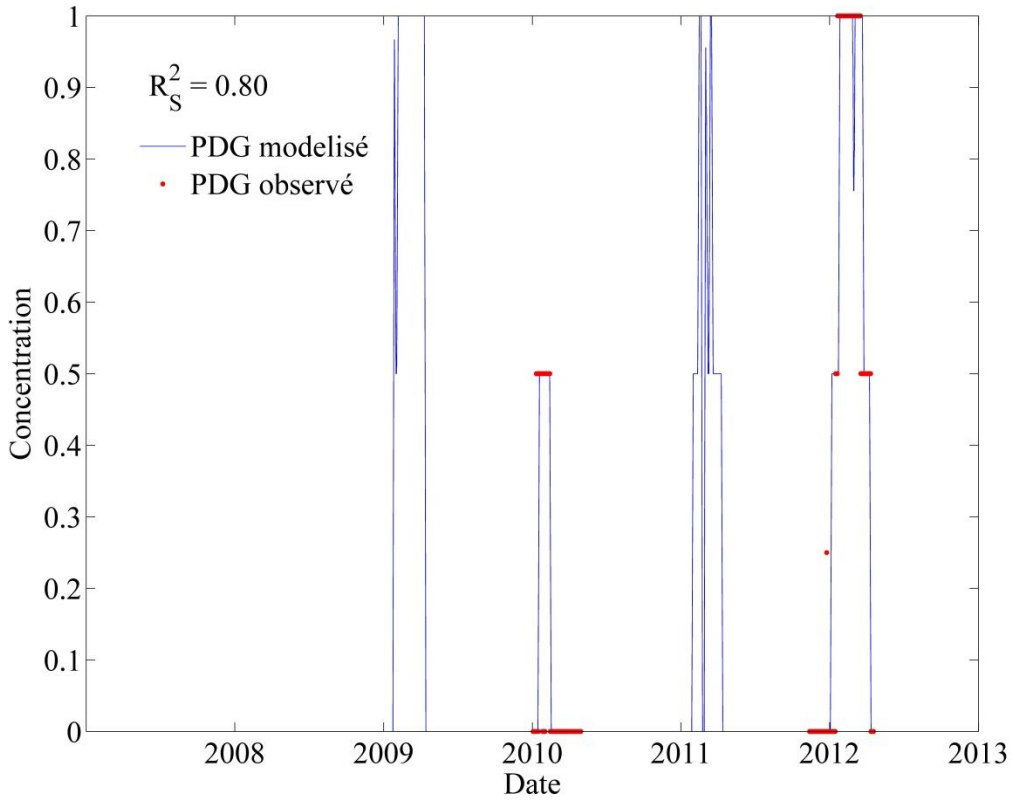


Figure 44 **Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Rivière St-Jean, site 1. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure.**

Lorsque le PDG modélisé par la relation décrite plus haut est comparé aux observations du PDG (Figure 44), on observe que les deux signaux sont fortement corrélés (R_S^2 = 0.80). La relation empirique semble bien modéliser la prise et le retrait du PDG. La synchronisation entre les observations et le signal modélisé est bonne pour ces 2 évènements. La variabilité interannuelle du PDG est, elle aussi, bien reproduite par la relation empirique pour les 2 années d'observations. Par contre, la faible quantité d'observations (seulement 2 saisons de glace) diminue la robustesse de la relation.

2.3.3.5 Rivière St-Jean 2

2.3.3.5.1 Prise

Pour le site rivière St-Jean 2, la concentration du pied de glace (CPDG) passe à 0.5 lorsque le nombre de degrés-heures de gel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 7800°C*h. Ensuite, la CPDG est de 1 lorsque la concentration de glace de mer (CGDM) du groupe de cellules associées est supérieure à 0.00262.

2.3.3.5.2 Retrait

La CPDG retombe à 0.5 lorsque la CGDM du groupe de cellules associées passe sous la valeur seuil de 0.0003. Ensuite, la CPDG devient nulle lorsque le nombre de degrés-heures de dégel (DHGE) de la cellule associée atteint la valeur seuil de 271°C*h.

Les 2 paragraphes ci-dessus sont résumés dans l'équation 2.5.

$$\mathrm{CPDG} = \begin{cases} 0.5 \; si \; DHGE > 7800°C * h \\ 1 \; si \; CGDM > 0.00262 \\ 0.5 \; si \; CGDM \leq 0.0003 \\ 0 \; si \; DHDG > 271°C * h \end{cases} \quad (2.5)$$

Par la suite, une moyenne mobile de 244 heures est effectuée sur le signal de PDG résultant.

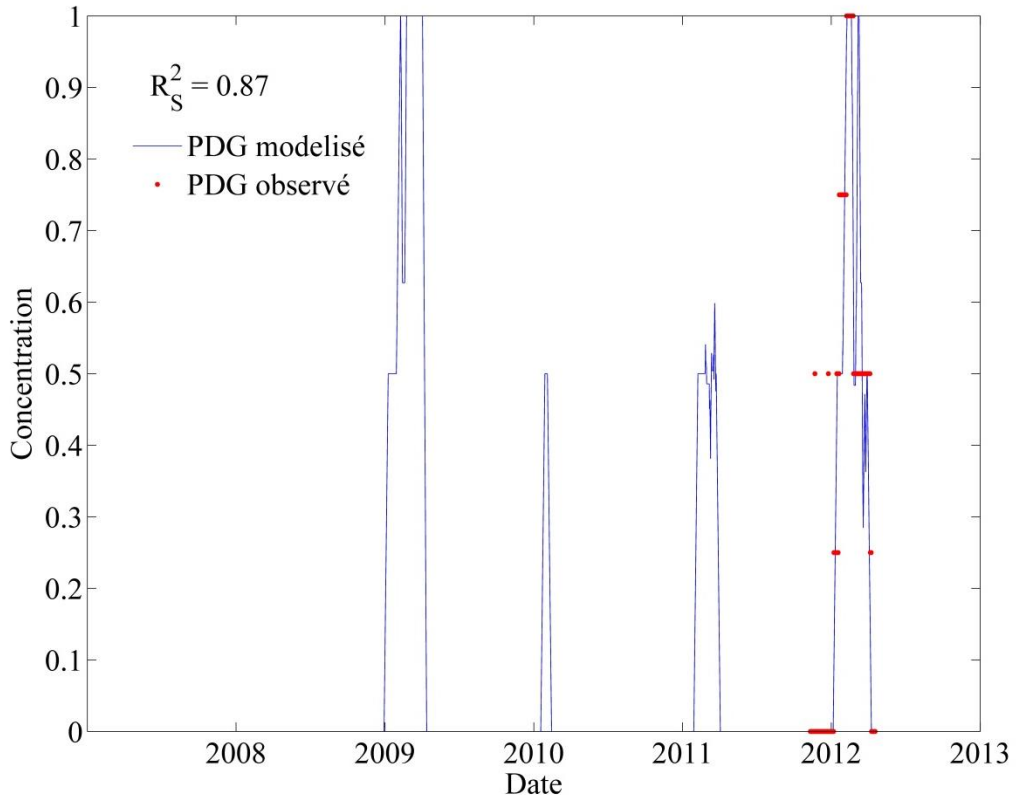


Figure 45 **Série temporelle (2008-2013) du pied de glace à Rivière St-Jean, site 2. Les observations semi-quantitatives (0=absence, 0.5=présence et 1=couvert complet) sont en rouge et le résultat de la relation empirique est en bleu. Comme plusieurs stations adjacentes sont moyennées, des valeurs intermédiaires pour les observations sont présentes. Le coefficient de corrélation de Spearman (R_S^2) est indiqué dans le coin supérieur gauche de la figure.**

Lorsque le PDG modélisé par la relation décrite plus haut est comparé aux observations du PDG (Figure 45), on observe que les deux signaux sont fortement corrélés ($R_S^2 = 0.87$). La relation empirique semble bien modéliser la prise et le retrait du PDG. La synchronisation entre les observations et le signal modélisé est bonne pour ces 2 évènements. On ne peut rien dire sur la variabilité interannuelle du PDG puisque nous ne disposons que d'une année d'observations. Cette faible quantité d'observations diminue grandement la robustesse de la relation.

Nous croyons que de telles capacités prédictives, exprimées par de hauts coefficients de corrélation, sont suffisantes pour déterminer les tendances de la glace de rive associées aux changements climatiques pour 4 des 5 sites d'observations présentés dans cette section, c'est-à-dire les 2 sites des Iles-de-la-Madeleine, le site de Pointe-Lebel à la péninsule Manicouagan et le site de Rivière St-Jean 1. Pour le deuxième site de Rivière St-Jean, le fait qu'il n'y ait qu'une seule année d'observations nous empêche de statuer sur la capacité de la relation empirique à reproduire la variabilité interannuelle du PDG.

2.3.4 Simulation du PDG pour la période 1981-2070 à partir des relations empiriques

Nous appliquons ici les relations empiriques du PDG aux résultats des simulations climatiques MOR-AHJ et MOR-AEV bTq. Le but est de simuler le PDG pour l'horizon 2055 et de quantifier ses variations par rapport au passé récent. Encore une fois, le passé récent réfère à la période 1982-2011 et l'horizon 2055 à la période 2041-2070.

2.3.4.1 Iles-de-la-Madeleine, Pointe-aux-Loups

Une série temporelle du PDG pour le site de Pointe-aux-Loups aux Iles-de-la-Madeleine, sur une période allant de décembre 1981 à décembre 2070, est présentée sur la Figure 46. On y voit clairement une érosion de la saison pour laquelle le PDG est présent.

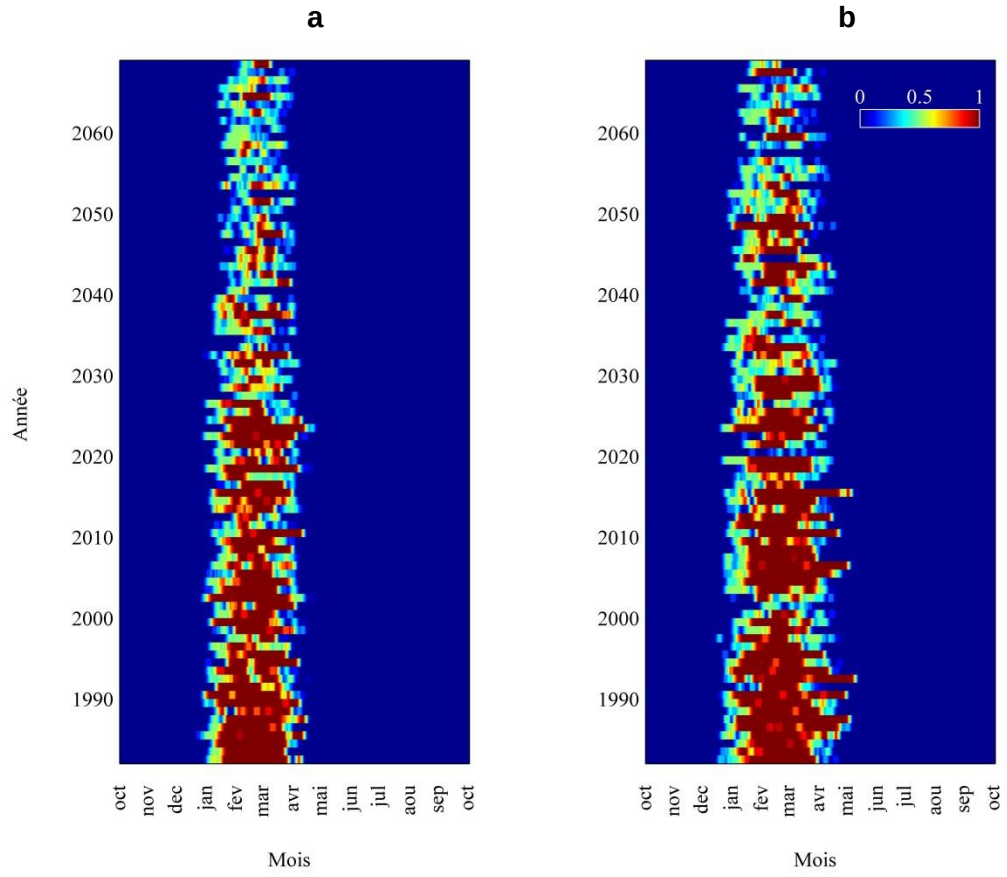


Figure 46 **Séries temporelles du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG.**

La durée du PDG au cours du temps est présentée à la Figure 47. Le PDG est considéré comme complet lorsque sa concentration est supérieure ou égale à 95%, et il est considéré comme partiel lorsque sa concentration supérieure à 0% et inférieure à 95%. La durée du PDG, qui inclut le PDG complet ou partiel, diminue sensiblement, tout comme la durée du PDG complet. Toutefois, la durée du PDG partiel augmente. Cela s'explique par le fait que l'érosion de la durée du PDG complet est plus rapide que l'érosion de la durée du PDG (complet + partiel). La période de PDG complet perdue est transférée en une période de PDG partiel. La durée du PDG diminue, mais, à l'intérieur de celle-ci, la durée du PDG partiel augmente. Ces observations sont quantifiées au Tableau 2-3. Les variations et les taux présentés dans ce tableau comparent l'horizon 2055 et le passé récent. On y voit que la durée du PDG (complet +

partiel) diminue en moyenne (moyenne sur AHJ et AEV bTq) à un taux de 0.61 jour/année, pour une diminution totale de 35.2 jours. La durée PDG complet diminue en moyenne à un taux de 0.74 jour/année, pour une diminution totale de 41.8 jours. Finalement, la durée PDG partiel augmente en moyenne à un taux de 0.13 jour/année, pour une augmentation totale de 6.5 jours.

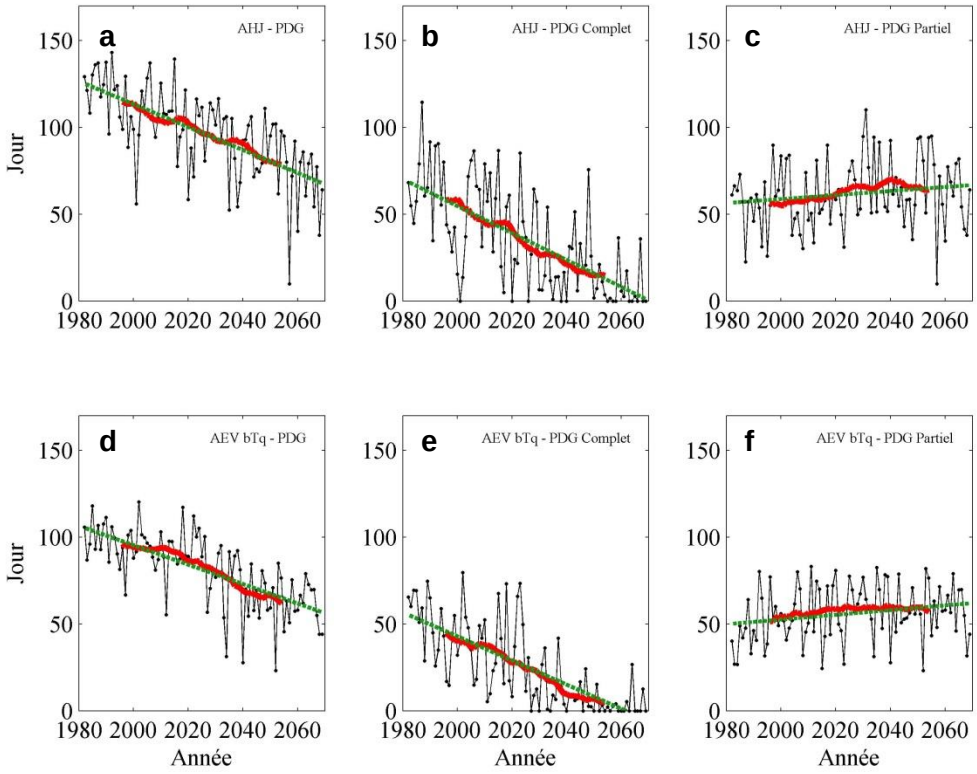


Figure 47 **a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, aux Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans.**

Tableau 2-3 Variation de la durée du PDG, Iles-de-la-Madeleine, site de Pointe-aux-Loups

Simulation	PDG		PDG COMPLET		PDG PARTIEL	
	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)
AHJ	-36,1	-0,66	-43,5	-0,78	7,5	0,12
AEV bTq	-34,3	-0,56	-40,0	-0,69	5,6	0,14
Moyenne	-35,2	-0,61	-41,8	-0,74	6,5	0,13

Remarquons finalement que l'augmentation du PDG partiel semble ralentir avec le temps. En effet, la pente de la moyenne mobile (courbe rouge, Figure 47 c et f) diminue progressivement. En regard des considérations du paragraphe précédent, il est cohérent de croire que cette augmentation sera nulle lorsque la moyenne mobile du PDG complet sera nulle, et qu'elle décroîtra par la suite.

2.3.4.2 Iles-de-la-Madeleine, La Martinique

Une série temporelle du PDG pour la Martinique, aux Iles-de-la-Madeleine, sur une période allant de décembre 1981 à décembre 2070, est présentée sur la Figure 48. On y voit clairement une érosion de la saison pour laquelle le PDG est présent.

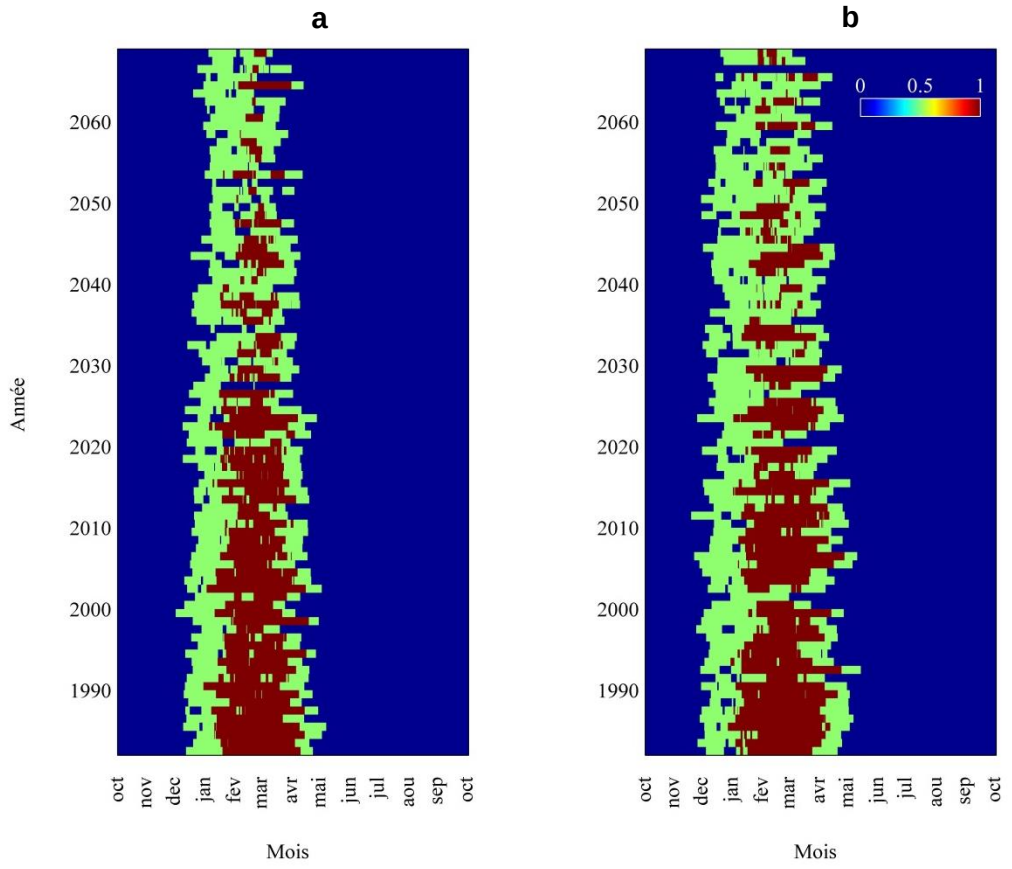


Figure 48 **Séries temporelles du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de La Martinique, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG.**

La durée du PDG au cours du temps est présentée à la Figure 49. Tout comme au site de Pointe-aux-Loups, la durée du PDG, qui inclut le PDG complet ou partiel, diminue sensiblement, tout comme la durée du PDG complet. Toutefois, la durée du PDG partiel augmente. Cela s'explique ici aussi par le fait que l'érosion de la durée du PDG complet est plus rapide que l'érosion de la durée du PDG (complet + partiel). La période de PDG complet perdue est transférée en une période de PDG partiel. La durée du PDG diminue, mais, à l'intérieur de celle-ci, la durée du PDG partiel augmente. Ces observations sont quantifiées au Tableau 2-4. Les variations et les taux présentés dans ce tableau comparent l'horizon 2055 et le passé récent. On y voit que la durée du PDG (complet + partiel) diminue en moyenne (moyenne sur AHJ et AEV bTq) à un taux de 0.82 jour/année, pour une diminution totale

de 46.5 jours. La durée PDG complet diminue en moyenne à un taux de 0.92 jour/année, pour une diminution totale de 52.8 jours. Finalement, la durée PDG partiel augmente en moyenne à un taux de 0.11 jour/année, pour une augmentation totale de 6.2 jours.

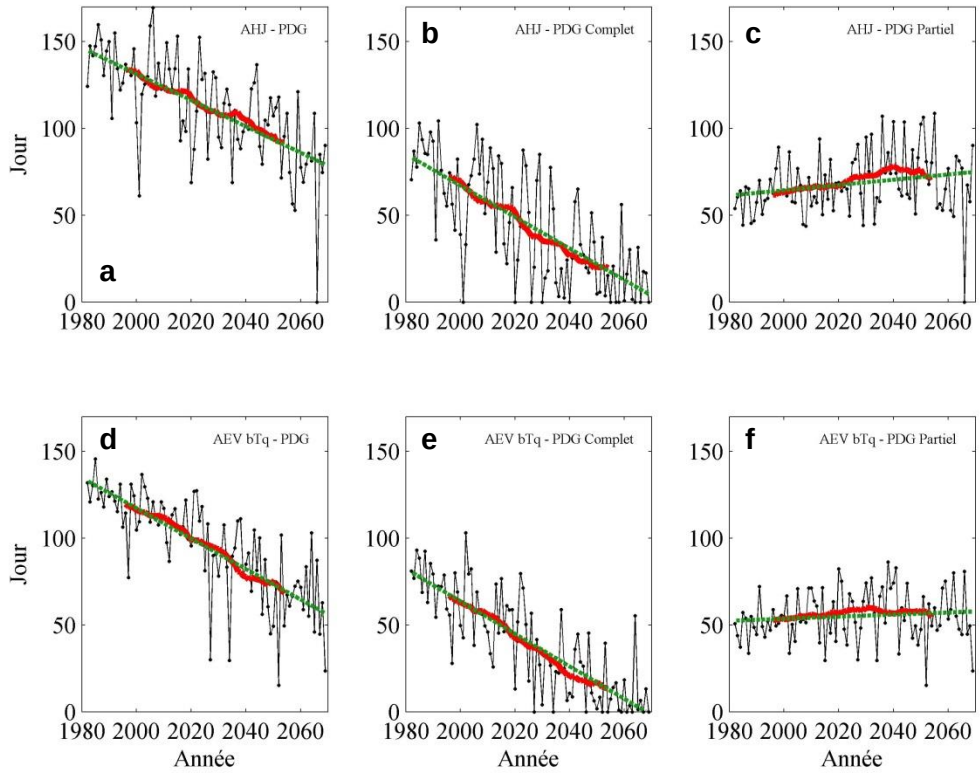


Figure 49 **a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ, aux Iles-de-la-Madeleine, site de La Martinique. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans.**

Tableau 2-4 Variation de la durée du PDG aux Iles-de-la-Madeleine, site de Martinique

Simulation	PDG		PDG COMPLET		PDG PARTIEL	
	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)
AHJ	-41,8	-0,75	-52,2	-0,91	10,4	0,15
AEV bTq	-51,3	-0,88	-53,3	-0,94	2,1	0,06
Moyenne	-46,5	-0,82	-52,8	-0,92	6,2	0,11

Remarquons finalement que l'augmentation du PDG partiel semble, ici aussi, ralentir avec le temps. En effet, la pente de la moyenne mobile (courbe rouge, Figure 49 c et f) diminue progressivement.

2.3.4.3 Péninsule Manicouagan, Pointe-Lebel

Une série temporelle du PDG pour Pointe-Lebel, à la Péninsule Manicouagan, sur une période allant de décembre 1981 à décembre 2070, est présentée sur la Figure 50. On y voit clairement une érosion de la saison pour laquelle le PDG est présent. On remarque aussi que, pour chacune des années, le passage du PDG complet à une absence de PDG a tendance à se produire brusquement, avec une très courte transition par un PDG partiel. À l'inverse, l'apparition du PDG est caractérisée par une période relativement longue où le PDG est partiel.

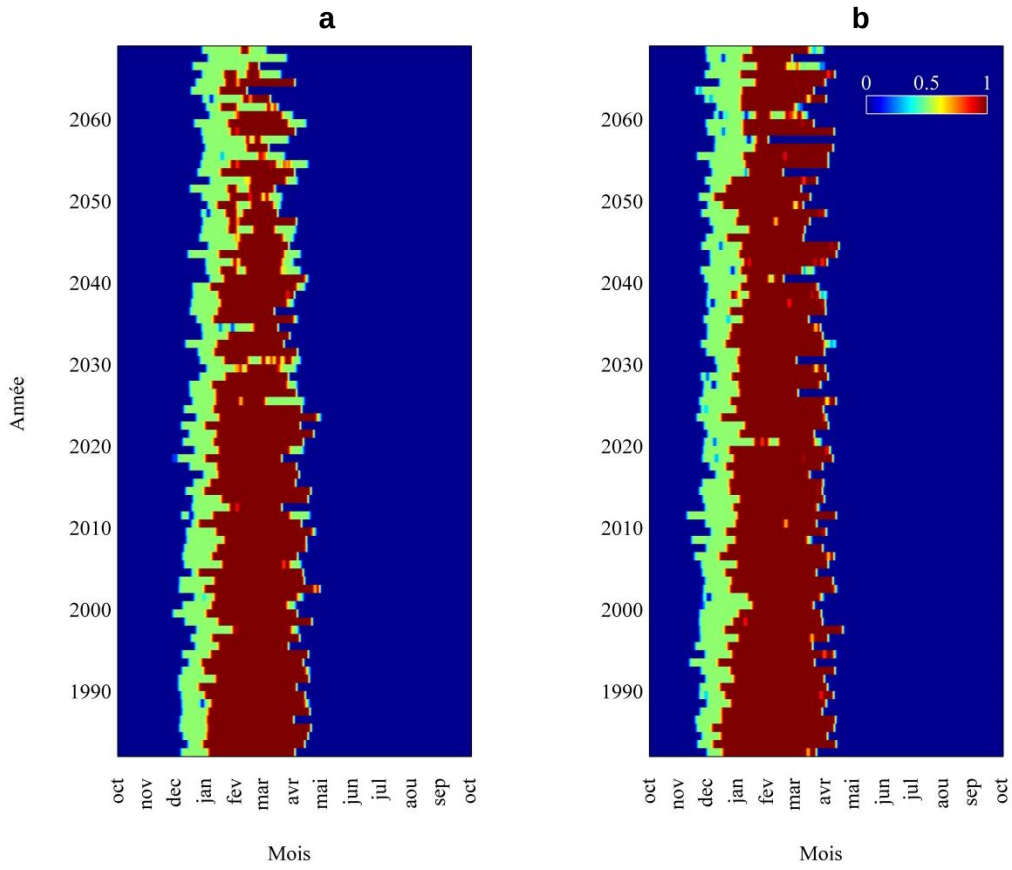


Figure 50 **Séries temporelles du PDG à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG.**

La durée du PDG au cours du temps est présentée à la Figure 51. Tout comme pour les sites précédents, la durée du PDG, qui inclut le PDG complet ou partiel, diminue sensiblement, tout comme la durée du PDG complet. Toutefois, la durée du PDG partiel augmente. Cela s'explique ici aussi par le fait que l'érosion de la durée du PDG complet est plus rapide que l'érosion de la durée du PDG (complet + partiel). La période de PDG complet perdue est transférée en une période de PDG partiel. La durée du PDG diminue, mais, à l'intérieur de celle-ci, la durée du PDG partiel augmente. Ces observations sont quantifiées au Tableau 2-5. Les variations et les taux présentés dans ce tableau comparent l'horizon 2055 et le passé récent. On y voit que la durée du PDG (complet + partiel) diminue en moyenne (moyenne sur AHJ et AEV bTq) à un taux de 0.46 jour/année, pour une diminution totale de 27.9 jours. La

durée PDG complet diminue en moyenne à un taux de 0.72 jour/année, pour une diminution totale de 41.5 jours. Finalement, la durée PDG partiel augmente en moyenne à un taux de 0.26 jour/année, pour une augmentation totale de 13.7 jours. Il est à noter que les différences entre les 2 simulations climatiques sont plus importantes pour ce site que pour les 2 précédents.

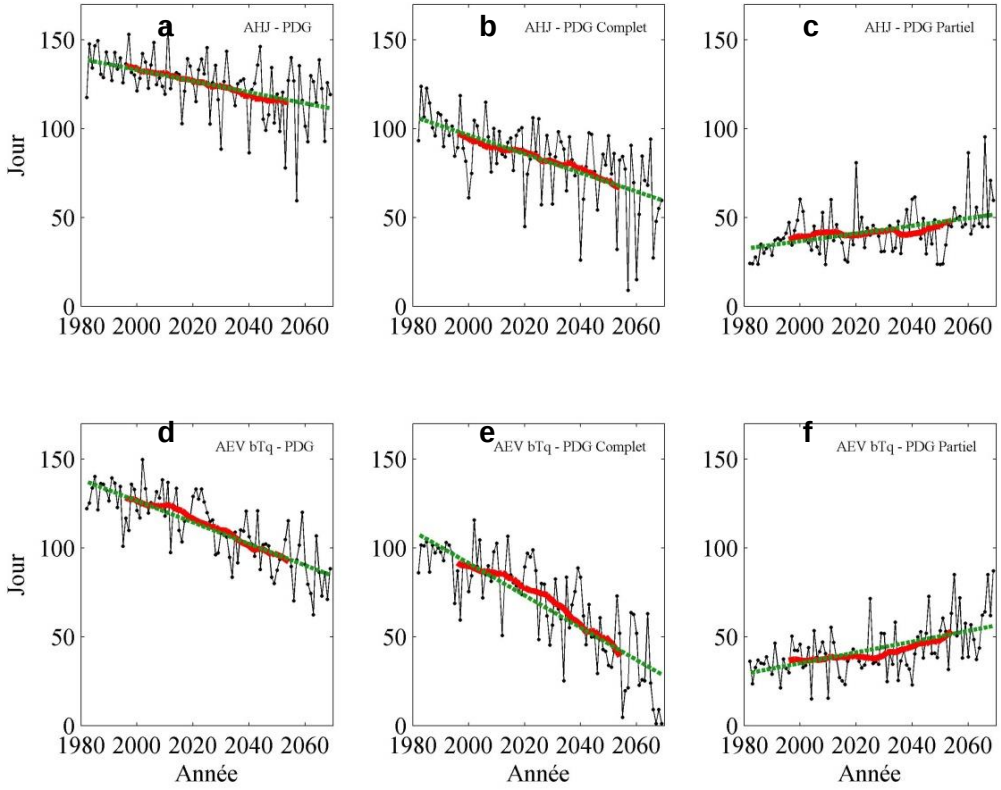


Figure 51 **a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ, à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans.**

Remarquons finalement que l'augmentation du PDG partiel ne semble pas ralentir avec le temps, contrairement aux sites précédents. Cela s'explique par

une dégradation moins avancée du PDG complet (Figure 51 b et e) : l'érosion de ce dernier contribue encore pleinement à l'augmentation du PDG partiel.

Tableau 2-5 Variation de la durée du PDG à la péninsule Manicouagan, site de Pointe-Lebel

Simulation	PDG		PDG COMPLET		PDG PARTIEL	
	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)
AHJ	-19,8	-0,31	-30,5	-0,53	10,7	0,22
AEV bTq	-35,9	-0,60	-52,6	-0,91	16,7	0,30
Moyenne	-27,9	-0,46	-41,5	-0,72	13,7	0,26

2.3.4.4 Rivière St-Jean, site 1

Une série temporelle du PDG pour le premier site de rivière St-Jean, sur une période allant de décembre 1981 à décembre 2070, est présenté sur la Figure 52. On peut remarquer une érosion de la saison pour laquelle le PDG est présent. Toutefois, cette érosion est moins marquée que pour les sites précédents.

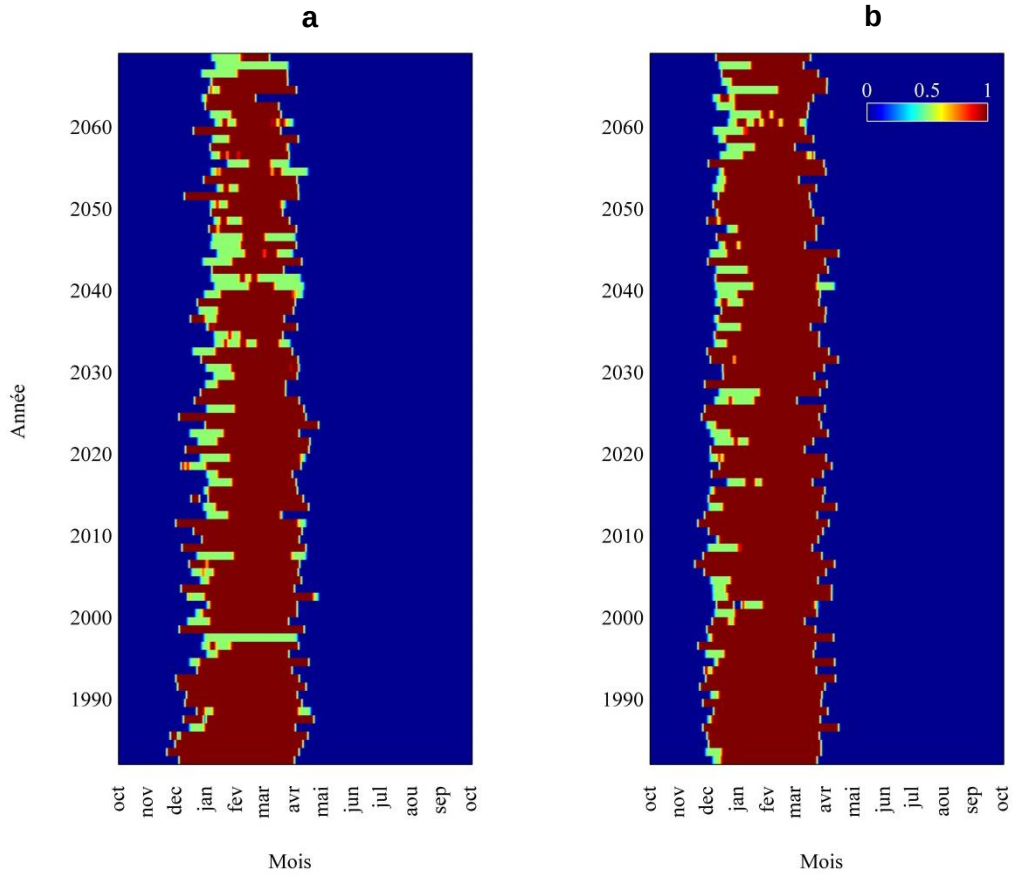


Figure 52 **Séries temporelles du PDG à Rivière St-Jean, site 1, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG.**

La durée du PDG au cours du temps est présentée à la Figure 53. Tout comme pour les sites précédents, la durée du PDG, qui inclut le PDG complet ou partiel, diminue sensiblement, tout comme la durée du PDG complet. Toutefois, la durée du PDG partiel augmente. Cela s'explique ici aussi par le fait que l'érosion de la durée du PDG complet est plus rapide que l'érosion de la durée du PDG (complet + partiel). La période de PDG complet perdue est transférée en une période de PDG partiel. La durée du PDG diminue, mais, à l'intérieur de celle-ci, la durée du PDG partiel augmente. Ces observations sont quantifiées au. Les variations et les taux présentés dans ce tableau comparent l'horizon 2055 et le passé récent. On y voit que la durée du PDG (complet + partiel) diminue en moyenne (moyenne sur AHJ et AEV bTq) à un taux de 0.44 jour/année, pour une diminution totale de 25.4 jours. La durée PDG complet

diminue en moyenne à un taux de 0.65 jour/année, pour une diminution totale de 38 jours. Finalement, la durée PDG partiel augmente en moyenne à un taux de 0.21 jour/année, pour une augmentation totale de 12.7 jours. Il est à noter que les différences entre les 2 simulations climatiques sont, ici aussi, plus importantes pour ce site que pour les 2 sites des Iles-de-la-Madeleine.

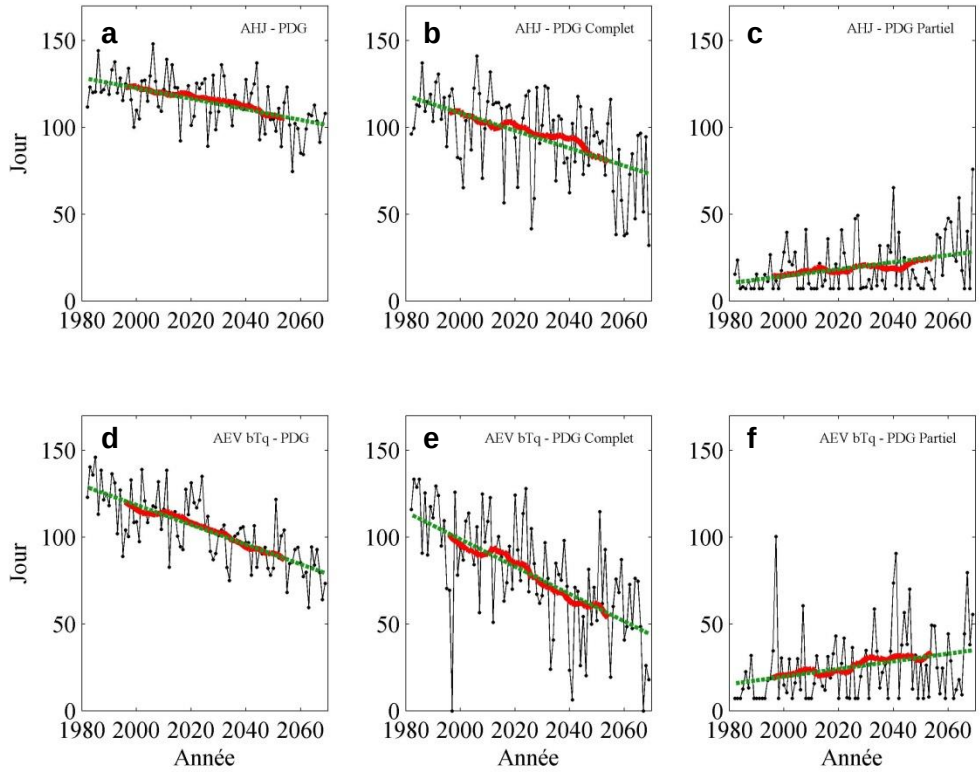


Figure 53 **a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, à Rivière St-Jean, site 1. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans.**

Tableau 2-6 Variation de la durée du PDG à Rivière St-Jean, site 1

Simulation	PDG		PDG COMPLET		PDG PARTIEL	
	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)
AHJ	-17,5	-0,30	-28,3	-0,51	10,8	0,20
AEV bTq	-33,2	-0,57	-47,8	-0,79	14,5	0,22
Moyenne	-25,4	-0,44	-38,0	-0,65	12,7	0,21

Remarquons finalement que, tout comme à Pointe-Lebel, l'augmentation du PDG partiel ne semble pas ralentir avec le temps, contrairement aux sites précédents. Ici aussi, la dégradation moins avancée du PDG complet (Figure 53 b et e) fait en sorte que l'érosion de ce dernier contribue encore pleinement à l'augmentation du PDG partiel.

2.3.4.5 Rivière St-Jean, site 2

Une série temporelle du PDG pour le deuxième site de rivière St-Jean, sur une période allant de décembre 1981 à décembre 2070, est présentée sur la Figure 54. On y voit clairement une érosion de la saison pour laquelle le PDG est présent.

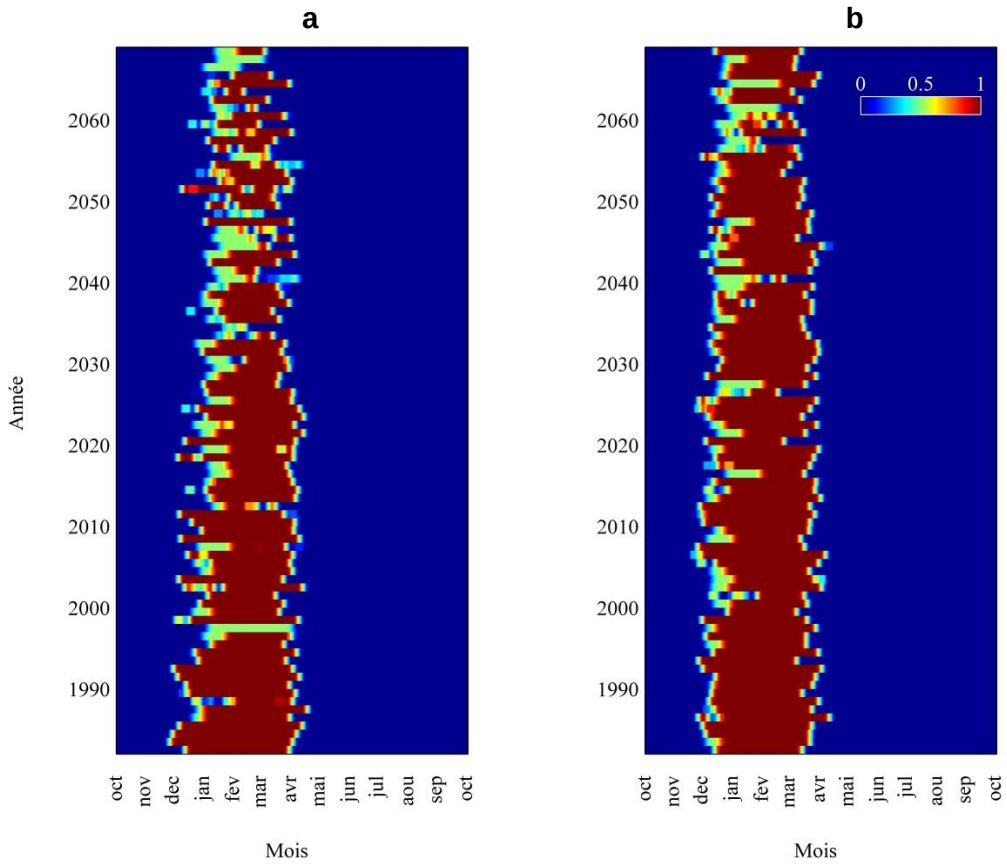


Figure 54 **Séries temporelles du PDG à Rivière St-Jean, site 2, pour la simulation MOR-AEV-bTq (a) et la simulation MOR-AHJ (b). Les années sont sur l'axe vertical (de 1981 à 2070), les mois sur l'axe horizontal et l'échelle de couleurs représente la fraction de la région couverte par le PDG.**

La durée du PDG au cours du temps est présentée à la Figure 55.Tout comme pour les sites précédents, la durée du PDG, qui inclut le PDG complet ou partiel, diminue sensiblement, tout comme la durée du PDG complet. Toutefois, la durée du PDG partiel augmente. Cela s'explique ici aussi par le fait que l'érosion de la durée du PDG complet est plus rapide que l'érosion de la durée du PDG (complet + partiel). La période de PDG complet perdue est transférée en une période de PDG partiel. La durée du PDG diminue, mais, à l'intérieur de celle-ci, la durée du PDG partiel augmente. Ces observations sont quantifiées au Tableau 2-7. Les variations et les taux présentés dans ce tableau comparent l'horizon 2055 et le passé récent. On y voit que la durée du PDG (complet + partiel) diminue en moyenne (moyenne sur AHJ et AEV bTq) à un taux de 0.56 jour/année, pour une diminution totale de 31.5 jours. La

durée PDG complet diminue en moyenne à un taux de 0.78 jour/année, pour une diminution totale de 46.2 jours. Finalement, la durée PDG partiel augmente en moyenne à un taux de 0.23 jour/année, pour une augmentation totale de 14.7 jours. Il est à noter que les différences entre les 2 simulations climatiques sont, ici aussi, plus importantes pour ce site que pour les 2 sites des Iles-de-la-Madeleine.

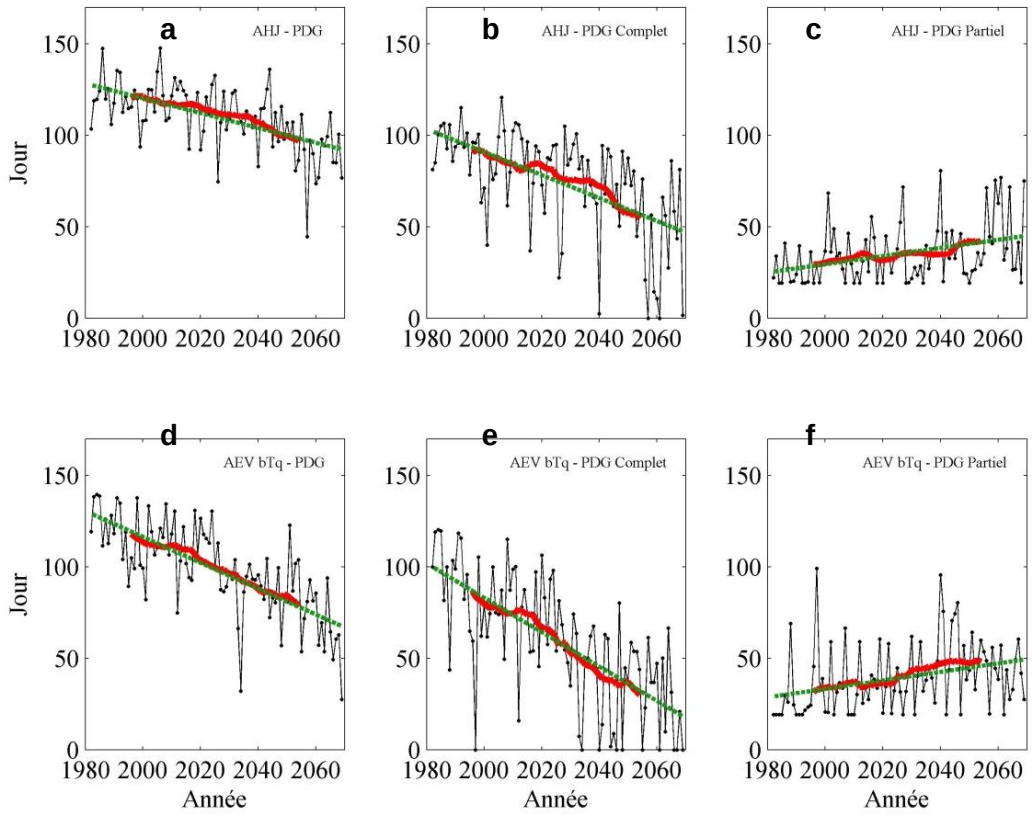


Figure 55 **a) Nombre de jours où le PDG est formé, qu'il soit partiel ou complet, pour la simulation MOR-AHJ. b) Nombre de jours où le PDG est complet, pour la simulation MOR-AHJ, à Rivière St-Jean, site 2. c) Nombre de jours où le PDG est partiel, pour la simulation MOR-AHJ. Les sous-figures (d), (e) et (f) sont les mêmes que (a), (b) et (c), mais pour MOR-AEV bTq. Les données annuelles sont représentées par le trait noir, le trait vert est une régression linéaire et le trait rouge est une moyenne mobile de 30 ans.**

Tableau 2-7 Variation de la durée du PDG à Rivière St-Jean, site 2

Simulation	PDG		PDG COMPLET		PDG PARTIEL	
	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)	Δ (jours)	taux (jours/ année)
AHJ	-23,4	-0,41	-36,2	-0,63	12,8	0,22
AEV bTq	-39,7	-0,71	-56,3	-0,94	16,6	0,23
Moyenne	-31,5	-0,56	-46,2	-0,78	14,7	0,23

Rappelons que les résultats présentés pour ce dernier site se basent sur une relation empirique établie avec une seule année d'observations. Notre confiance en ces résultats est moindre que pour les 4 autres sites.

SECTION 3. ANALYSE SPATIALE DU COMPLEXE DE GLACE CÔTIER DANS L'ESTUAIRE ET LE GOLFE DU ST-LAURENT PAR IMAGERIE SATELLITAIRE

3.1 Introduction

Les relations empiriques établies entre les conditions du pied de glace et les paramètres environnementaux se basent sur des observations *in situ* ponctuelles aux sites équipés de caméras automatisées. Or le pied de glace varie spatialement selon plusieurs facteurs hydrogéomorphologiques côtiers : type et orientation de la côte, hydrodynamisme côtier, présence ou absence d'îles ou de rivières, etc. Quelle est la représentativité des sites de suivi ayant servi à établir les relations empiriques entre le pied de glace et les paramètres environnementaux? Notre hypothèse était que les sites sont représentatifs des côtes qui partagent les mêmes caractéristiques générales, c'est-à-dire des côtes à dépôts meubles situés à proximité et orientés de la même manière. **L'objectif de cette section est de déterminer la représentativité des observations *in situ* pour les différents secteurs à l'étude.** Pour atteindre cet objectif, les outils de télédétection ont été utilisés afin de caractériser la variabilité spatiale de la glace de rive et de la glace de mer dans l'estuaire et du golfe du St-Laurent (EGSL).

Le principal intérêt d'utiliser la télédétection est qu'elle permet de visualiser et de caractériser les conditions spatio-temporelles de la glace côtière. Dans cette perspective, différentes échelles d'analyse ont été examinées. Dans un premier temps, une climatologie pour la période 1996-2012 de la glace de mer et de rive a été produite à partir des observations des satellites Landsat 5 et 7. Cette climatologie, en format matriciel à 30 m de résolution spatiale, couvre l'ensemble de la saison hivernale dans l'EGSL. L'analyse des images permet de mettre en évidence les variations spatiales de la glace côtière ainsi que de distinguer les glaces de rive et de mer. Dans un deuxième temps, l'obtention d'une trentaine d'images radars en polarisation multiple de RADARSAT-2 a permis de cartographier le pied de glace à une résolution spatiale relativement fine (8 m). Il s'agit, à notre connaissance, d'une première tentative de cartographie de la glace de rive à cette échelle spatiale le long des côtes de l'EGSL, voire dans le monde. Cependant, il fut difficile d'obtenir des images RADARSAT-2 couvrant les Îles-de-la-Madeleine. Pour cette raison, des photographies aériennes obliques acquises lors d'un survol aérien à basse altitude durant la période englacée ont permis de documenter la présence/absence de glace de rive le long de l'ensemble du littoral des Îles de La Madeleine. Les résultats de cette cartographie, à haute résolution spatiale, ont ensuite été analysés de manière statistique à partir d'une segmentation et

d'une caractérisation du littoral selon les types de côte se trouvant à proximité des sites de suivi. Ainsi, il a été possible de délimiter une zone susceptible d'accueillir un pied de glace et quantifier le recouvrement effectif de cette zone par la glace. Cette analyse a permis de répondre, du moins partiellement, à la question de la représentativité des sites d'études. De manière générale, les résultats de nos analyses nous obligent à considérer l'importance du type de côte sur la répartition du pied de glace et d'apprécier son impact avec précaution lors de l'extrapolation des résultats du suivi par caméras automatiques. Les côtes des sites de suivi sont situées sur des côtes de dépôt meubles, or les côtes rocheuses semblent posséder une dynamique glacielle qui leur est propre. Cependant, les secteurs où les routes nationales sont susceptibles d'être les plus vulnérables à l'érosion sont localisées en bordure des côtes de dépôts meubles (Drejza et al., 2013).

La section 3.2 présente les méthodes utilisées pour cartographier la glace de rive à l'aide de différentes sources de données satellitaires (passives et actives) et aéroportées. Un effort considérable a été investi pour mettre au point et valider ces méthodes puisque pratiquement aucune n'était disponible dans la littérature. En ce sens, cette étude est novatrice et originale, mais doit être perçue comme un premier pas vers le développement de méthodes de télédétection du pied de glace à haute résolution spatiale. L'analyse spatiale en fonction des types de côte est également décrite dans cette section. La section 3.3 présente les résultats, d'abord avec une perspective globale de l'ensemble de l'EGSL, ensuite en examinant en détail la variabilité spatiale du pied de glace aux sites de suivi équipés de caméras automatisées, tel que présenté précédemment. La section 3.4 aborde des éléments de discussion et conclut avec un retour sur la question de recherche qui a motivé l'utilisation des outils de télédétection pour documenter la variabilité spatiale du pied de glace. Des perspectives pour la poursuite du travail y sont présentées. Une annexe accompagne également ce chapitre. Elle comprend des tableaux, schémas et figures qui complètent l'information présentée dans cette section.

3.2 Méthodologie

3.2.1 Données satellitaires et aéroportées

La glace a été cartographiée à l'aide de trois types de données de télédétection, soit des images multispectrales des capteurs Thematic Mapper (TM) et Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) des satellites Landsat, des images radar à synthèse d'ouverture (RSO) de RADARSAT-2 (R2) et des photographies numériques couleurs obliques obtenues à partir de survols en avion à basse altitude.

3.2.1.1 Imagerie Landsat

Les capteurs TM et ETM+ des satellites Landsat 5 et 7 respectivement sont munis de trois bandes spectrales dans le visible (bleu, vert et rouge), une dans le proche infrarouge (PIR), deux dans le moyen infrarouge (MIR) et un dans l'infrarouge thermique (IRT) (Informations complémentaires sur les données utilisées pour la cartographie du CGC par télédétection Tableau A3-1). Toutes les bandes ont été utilisées pour discriminer la glace des nuages, de l'eau libre et des autres surfaces terrestres (voir section traitement des données). La résolution spatiale des données Landsat est de 30 m dans le visible, PIR et MIR, et de 120 ou 60 m dans l'IRT.

Au total, 2483 images acquises entre 1996 et 2012 ont été téléchargées gratuitement du site de distribution des données Landsat de la U.S. Geological Survey (USGS) (earthexplorer.usgs.gov). Seules les images durant la période d'englacement ont été considérées, soient des mois de novembre à mai inclusivement. La majorité des images ont été acquises entre 1999 et 2010 (à l'exception de 2009), période qui correspond à celle où les deux satellites (Landsat 5 et 7) étaient opérationnels (Figure 56).

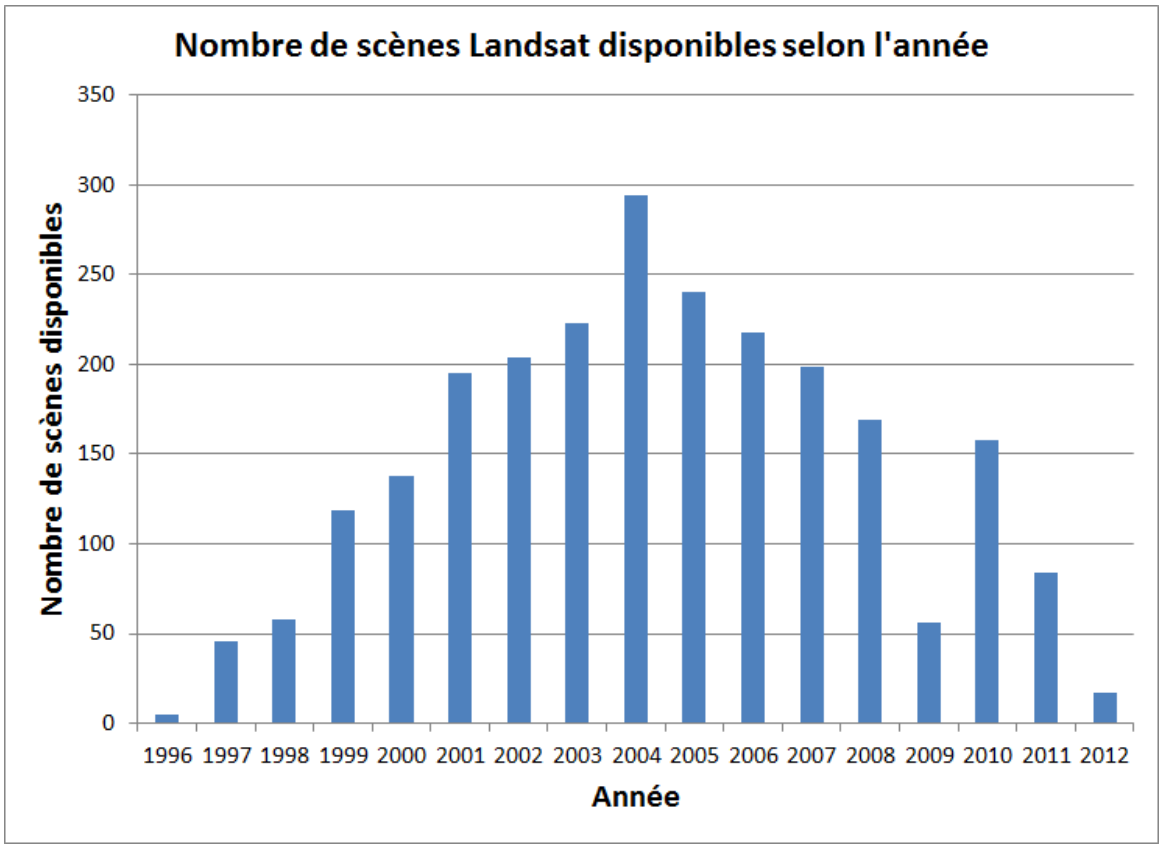


Figure 56 **Répartition du nombre de scènes Landsat disponibles pour le traitement.**

La Figure 57 montre la répartition et le nombre des images Landsat couvrant l'EGSL. Ainsi, entre 85 et 205 images sont disponibles pour chaque zone de découpage de Landsat. À nos latitudes, le chevauchement des orbites de Landsat a permis d'obtenir plus de 350 images dans certains secteurs. C'est le cas notamment des secteurs de la péninsule de Manicouagan et de la rivière Saint-Jean sur la Côte-Nord (Figure 57). Cette base de données a servi à générer des analyses sur un horizon de 16 ans (1996-2012) de la variabilité spatiale de la glace côtière en distinguant la glace de rive et la glace de mer. Ces analyses se retrouvent dans la section 3.3 .

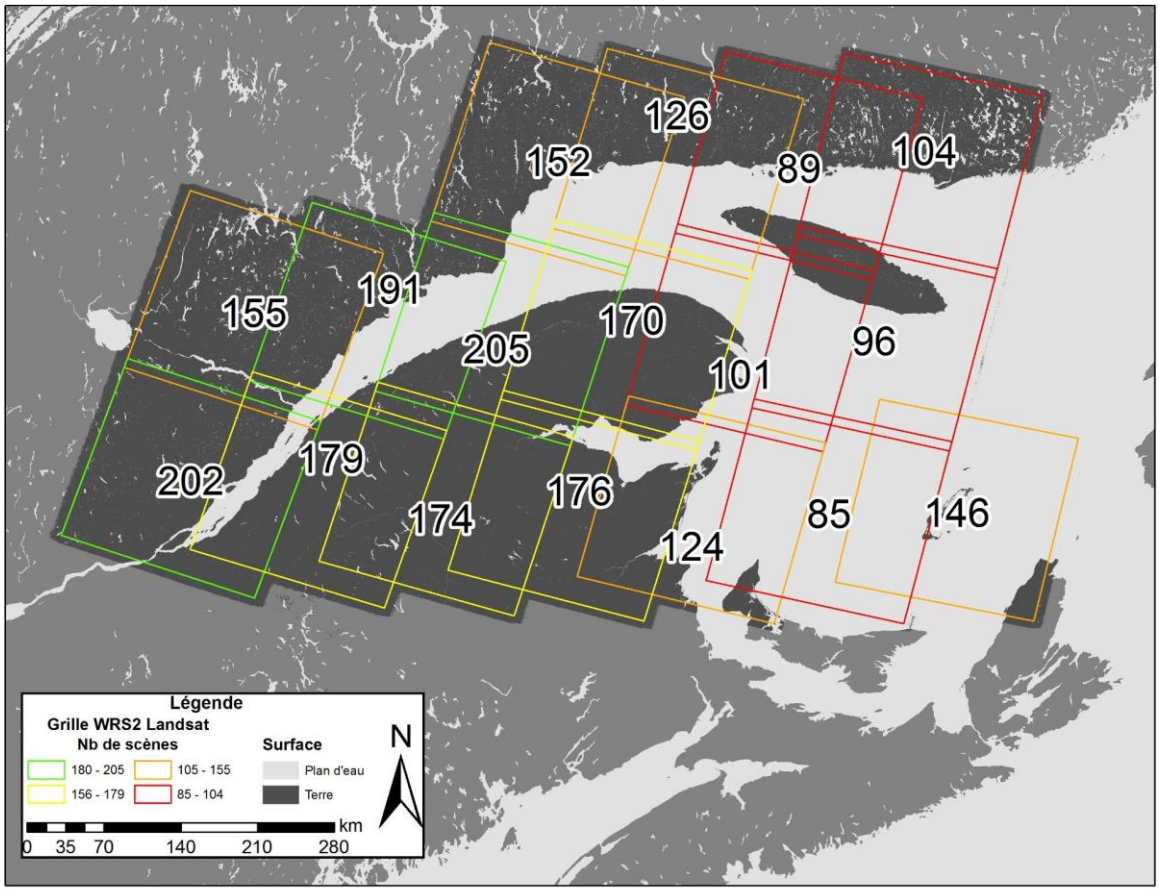


Figure 57 **Nombre de scènes hivernales Landsat obtenues par zone selon le découpage Worldwide Reference System-2 (WRS2) pour l'EGSL.**

3.2.1.2 Imagerie RADARSAT-2

Trente images RADARSAT-2 acquises en mode Quad-Pol à fine résolution spatiale (~8 m) ont été obtenues de l'agence spatiale canadienne (ASC) par l'entremise de la compagnie MDA corporation. Ces données ont été obtenues gratuitement grâce à deux projets soumis par S. Bélanger en 2009 et 2011 à l'initiative de recherche sur les applications scientifiques et opérationnelles - éducation (SOAR-E) de l'ASC. Les images Quad-Pol permettent d'obtenir des images selon quatre modes de polarisation radar possibles, soit les deux modes de polarisation parallèles HH et VV, et les deux modes de polarisation croisés HV et VH. Les données multi-polarimétriques permettent de maximiser

les chances de discriminer plusieurs types de surfaces, dont le pied de glace, le frasil et divers types de glace de mer. La période d'acquisition des images a débuté le 7 décembre 2009 avant la prise des glaces et s'est terminée le 28 février 2013 (Tableau A3-2). Treize images de la péninsule de Manicouagan, trois du secteur de la rivière Saint-Jean et deux des Îles de la Madeleine en période d'englacement ont été acquises. Des images sur les secteurs de Maria (N=2), de Rivière-à-Claude (N=4), de St-Ulric / Rimouski (N=4) ont également été obtenues et analysées, mais ne seront pas présentées dans le rapport principal (Figure 164 à Figure 169).

Il est important de noter que les images de RADARSAT-2 à haute résolution dans l'EGSL en période hivernale sont difficiles à obtenir en raison de la priorité donnée à la cartographie de la glace pour la navigation par le Service canadien des glaces (SCG). Cela explique notamment le faible nombre d'images sur les Îles de la Madeleine malgré les demandes répétées.

3.2.1.3 Photographie aérienne oblique

Un survol à basse altitude (~300 m) de la côte gaspésienne a été réalisé le 22 février 2012 afin de photographier le littoral. Les photographies obliques ont été prises avec une caméra numérique de marque Canon, modèle t3i, munie d'un objectif de 200 mm. Environ 1300 photos ont été photo-interprétées pour caractériser le CGC. Un survol similaire à basse altitude (150 m) a été effectué le 12 mars 2012 autour des Îles de La Madeleine. Environ 2100 photos ont été photo-interprétées pour caractériser le CGC. Ces données ont permis de combler le manque de données RADARSAT-2 à haute résolution spatiale dans ces secteurs.

3.2.2 Traitement des données satellitaires

3.2.2.1 Climatologie de la glace par Landsat

L'observation passive à l'aide des satellites Landsat est fortement dépendante des propriétés optiques de l'atmosphère. Spécifiquement, la présence de nuages, de fumée ou de brouillard peut absorber et réfléchir certaines ou toutes les bandes spectrales au point d'en rendre impossible l'interprétation de la surface. Landsat est équipé de sept bandes spectrales, cependant aucune de celles-ci ne permet de clairement identifier le couvert nuageux de façon rapide et définitive. Cette situation est particulièrement problématique en hiver lorsque la neige ou la glace peuvent facilement être confondues avec les nuages dans la portion visible du spectre électromagnétique. Une analyse spectrale est donc nécessaire afin de discriminer les nuages et la glace. Afin de caractériser la présence de glace de rive à proximité ou en contact avec la

côte, il faut donc discerner non seulement l'eau libre et la glace, mais également la terre ou la plage. De plus, il faut éliminer la présence de nuages, ou de l'ombrage projeté par ceux-ci, car cette dernière modifie fortement la réflectance spectrale de la surface.

Dans cette étude, nous avons modifié l'algorithme de classification publié par Zhe et Woodcock (2012). L'algorithme, nommé *Fmask*, permet la détection des nuages et de leur ombrage de façon orientée-objet dans l'imagerie Landsat avec un taux de réussite de plus de 90 % (Zhe et Woodcock, 2012). La méthode est schématisée en détail dans la Figure 153 en annexe.

Brièvement, l'algorithme *Fmask* utilise les sept bandes spectrales de Landsat. Les bandes spectrales visibles (1, 2 et 3) sont d'abord inspectées pour déterminer les pixels saturés pour produire un masque utilisé lors d'une étape ultérieure du processus de classification de la couverture nuageuse. Les comptes numériques (CN, 8 bits) sont ensuite convertis en valeur de réflectance (en température pour la bande thermique) en appliquant les coefficients d'étalonnage fournis dans les métadonnées. Une série de tests, utilisant des seuils pour différents ratios de bande ou des valeurs absolues de réflectance ou de température, est appliquée pour discriminer l'eau libre, la terre, les nuages, l'ombrage, la neige et la glace (Figure 153 et Figure 58).

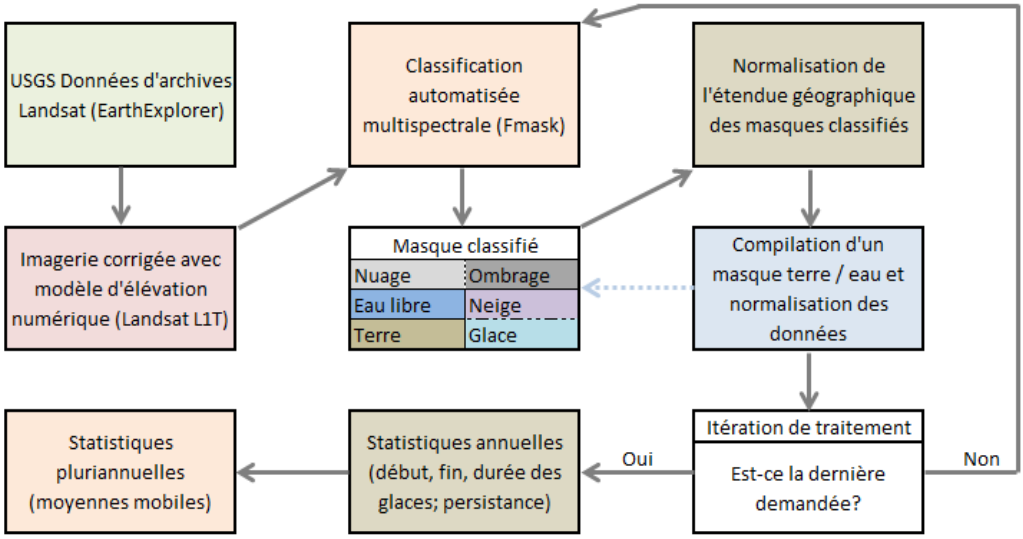


Figure 58 **Procédure complète de traitement de l'imagerie Landsat pour la production de statistiques du couvert de glace de l'EGSL. Le masque terre / eau est utilisé pour assister la classification automatique dans les itérations subséquentes au traitement initial**

La Figure 58 montre le processus de traitement de l'ensemble de l'imagerie Landsat disponible jusqu'à la production de données climatologiques. La première étape est d'effectuer la classification automatisée utilisant l'algorithme multispectral *Fmask*. Il en résulte un masque comprenant les zones classifiées comme étant de l'eau libre, de la terre, de la neige ou de la glace et des nuages ou de l'ombrage. La classification de la glace et de la neige en utilisant les bandes spectrales disponibles de Landsat est similaire. Par conséquent, les observations de glace sont limitées à celles étant plus matures (glace grise et glace blanchâtre).

Initialement, l'algorithme original de Zhe et Woodcock (2012) n'est appliqué pour une seule scène à la fois, sans itération. Cet algorithme a donc été modifié pour effectuer plus d'une itération de traitement afin de raffiner la classification. En utilisant les statistiques compilées sur l'ensemble des observations déjà classifiées lors d'une itération précédente, il est possible de valider la classification automatique au fil de son application afin de minimiser les erreurs d'identification de pixel de terre ou d'eau libre. Ces erreurs (i.e. ombres projetées par le relief identifiées comme de l'eau, nuages au-dessus de l'eau identifiés par erreur comme de la terre ferme, etc.) ne se produisent

pas de façon majeure, mais elles perturbent l'établissement de la climatologie lorsqu'elles s'accumulent.

La classification des zones de transition humides permet d'évaluer les zones côtières pouvant être parfois à marée haute et parfois à marée basse puisque l'heure de celles-ci est variable, mais que le passage du satellite est sensiblement toujours à la même heure. L'utilisation d'un masque généré à partir d'un trait de côte vectoriel ne permettait pas d'exploiter l'information à son plein potentiel. Trois ratios sont ainsi utilisés pour produire les masques de terre (s_{terre}), d'eau (s_{eau}) et de transition humide (s_{humide}):

$$f_{terre} = 100 * (Nb_{terre} / Nb_{valide}),$$

$$f_{eau} = 100 * (Nb_{eau} / Nb_{valide}),$$

$$f_{humide} = 100 * (f_{eau} / f_{terre}),$$

et utilisé de cette manière

$$s_{terre} = (f_{humide} >= 0) \text{ et } (f_{humide} <= 50\%),$$

$$s_{eau} = (f_{humide} >= 200\%),$$

$$s_{humide} = (f_{humide} > 50\%) \text{ et } (f_{humide} < 200\%),$$

où Nb_{terre} est le nombre de fois que le pixel a été classifié "terre", Nb_{eau} est le nombre de fois que le pixel a été classifié "eau", Nb_{valide} le nombre total d'observations valides pour ce pixel, c'est-à-dire le nombre total d'observations (Nb_{total}) moins le nombre de fois que le pixel a été classifié "nuage" ou "ombrage" (Nb_{nuage}), f_{terre} est la fréquence (en %) de classification du pixel dans la classe "terre", f_{eau} est la fréquence (en %) de classification du pixel dans la classe "eau" et f_{humide} est le ratio (en %) entre f_{eau} et f_{terre}. Les seuils ont été optimisés pour obtenir une classification robuste des terres et de l'eau.

Chaque image Landsat pour une même rangée et colonne (Row / Path) dans la grille de référence de couverture Landsat (WRS-2) couvre une étendue géographique similaire, mais pouvant être décalée de quelques kilomètres entre les acquisitions. À cet effet, l'ensemble des données Landsat traitées à

l'aide de *Fmask* est d'abord soumis à une normalisation de l'étendue spatiale des acquisitions en fonction de la grille de référence. Cette normalisation augmente la couverture des images matricielles pour que les limites soient concordantes entre chaque image afin de simplifier les opérations matricielles en ayant des grilles qui possèdent les mêmes dimensions en terme de nombre de cellules.

Après une seconde passe d'application de *Fmask*, les statistiques pour chaque cellule de la couverture Landsat sont générées pour obtenir la prépondérance de glace et de neige pour chaque saison hivernale. La saison des glaces de l'EGSL s'étend du 1er novembre au 30 mai.

Les données de classification qui sont adjacentes au sein de la grille WRS2 sont transformées et reprojetées dans le même système de coordonnées afin d'augmenter les données disponibles pour la production de statistiques pour les parties se chevauchant (Figure 57). Cette opération a deux objectifs : 1) pallier au nombre d'observations variables en marge d'une zone d'acquisition, induit par la légère variabilité spatiale de la trajectoire de Landsat d'un passage à l'autre ; 2) profiter du recouvrement entre les zones d'acquisition voisines pour doubler et même tripler le nombre d'observations pour les cellules à l'intersection de plusieurs zones de la grille de référence. Lors d'une transformation et d'une reprojection, la méthode du plus proche voisin est utilisée pour éviter de brouiller les données entre les pixels voisins. Cette considération est particulièrement importante pour les plages, car celles-ci sont limitées à seulement quelques pixels de largeur.

Des grilles matricielles comportant la date de début de présence de glace, la date de dernière présence de glace, le nombre de jours séparant ces deux valeurs, le ratio d'englacement (f_{glace}; en %) et la nébulosité ($f_{nuage,}$ en %) ont été produites. Les trois premiers type de carte ne sont pas présentés en raison du nombre très variable d'images disponible d'année en année (Figure 56) qui introduisait un biais dans l'analyse.

Le ratio d'englacement et la nébulosité ont été calculés pour chaque pixel de la grille globale de l'EGSL avec :

$$f_{glace} = 100 * (Nb_{glace} / Nb_{valide})$$

et

$$f_{nuage} = 100 * (Nb_{nuage} / Nb_{total}).$$

Dans la chaîne de traitement initialement mise en œuvre, la date de la première et dernière observation de glace pour chaque pixel ainsi que le

nombre de jours les séparant (longueur de l'année de glace) a été produite. Cette donnée a été utilisée en conjonction avec le nombre de jours de présence de glace sans interruption dans les observations issues de Landsat.

Cependant, la très forte variabilité spatiale d'une scène Landsat lors de son acquisition, rendue complexe par la nébulosité, ne permet pas une analyse probante de la mise en place du couvert de glace et de sa longévité sur une base temporelle pour une saison. Hormis le fait que l'observation de glace en un point donné et continue dans le temps ne signifie pas que cette glace a été présente tout au long de l'intervalle séparant les observations, la nébulosité relativement uniforme, mais importante pour l'EGSL (Figure 63) diminue substantiellement la répétitivité des données. Par conséquent, seule la mesure d'englacement (f_{glace}) compilée pour l'ensemble de la période 1996 - 2012 a été retenue aux fins d'analyses.

3.2.2.2 Cartographie du pied glace par RADARSAT-2

Peu d'auteurs ont travaillé sur la télédétection du pied de glace au sens strict du terme avec les données radars à synthèse d'ouverture (RSO). Les études répertoriées (Morris & al. 1994; Kozlenko, 2000; Duguay & al. 2002; Hirose & al. 2008) avaient pour objet la glace littorale lacustre dans le Grand-Nord canadien et en Alaska, seul Marsh *et al.* (1976) s'étaient spécifiquement attardé à cartographier le pied de glace par des méthodes de télédétection. Les objectifs de ces études étaient généralement associés à l'approvisionnement et l'exploitation de l'eau pour des fins de consommation et la construction des routes glacées. Parmi les conclusions de ces études, celle qui nous intéresse le plus concerne la baisse significative des valeurs du coefficient de rétrodiffusion radar (σ°) lorsque la glace était ancrée au fond. En effet, en absence de surface de rétrodiffusion possédant une valeur de constante diélectrique (ε') élevée, les ondes RADARS pénètrent le sol au lieu d'être rétrodiffusées par la surface de l'eau liquide sous la glace. Cependant, comme il s'agit d'eau douce cette conclusion ne peut être directement extrapolée à un milieu océanique ou estuarien. En effet, le pied de glace qui caractérise cet environnement dynamique est plus diffusif que la glace de lac formée d'eau douce en milieu calme et relativement peu dynamique.

Considérant qu'aucune méthode n'a été décrite dans la littérature, nous avons dû mettre au point une procédure pour extraire l'information recherchée qui est contenue dans les images RADARSAT-2. Le développement de la méthode, et sa validation seront décrits en détail dans le mémoire de maîtrise de S. Tolszczuk-Leclerc (en préparation). La Figure 59 présente les différentes étapes de traitement et les différents essais qui furent effectués 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 (i.e. la texture poivre et sel sur les images produites par l'interférence aléatoire, constructive et destructive, provenant de la diffusion multiple qui se produit dans chaque cellule de résolution), 3) le calcul des paramètres de décomposition polarimétriques, 4) la classification du résultat des décompositions polarimétriques, 5) l'ortho rectification des résultats et 6) la validation à l'aide des levés de terrain.

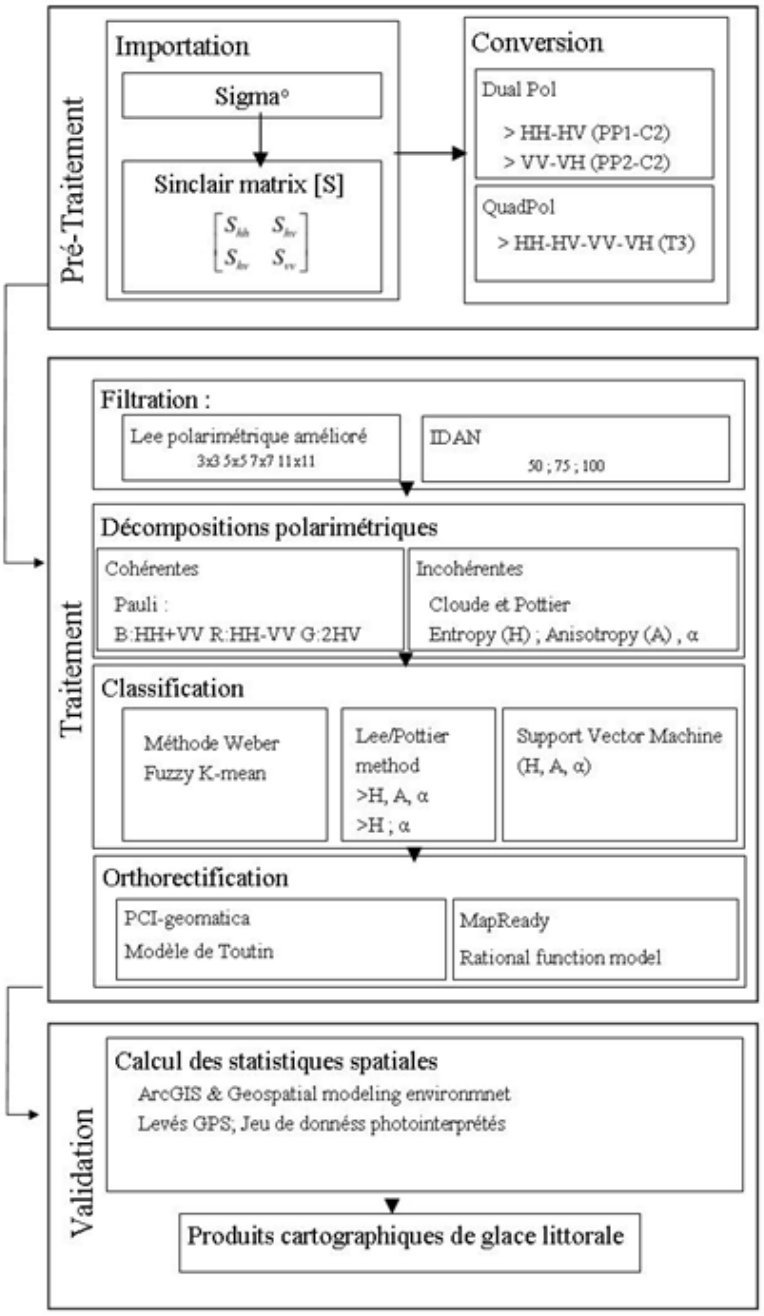


Figure 59 Approche méthodologique adoptée pour déterminer la meilleure méthode de classification des images Quad-pol de RADARSAT-2.

Brièvement, les données RADARSAT-2, acquises dans le format *Single Look Complex* (SLC), ont d'abord été importées dans le logiciel PolSARpro

(http://earth.eo.esa.int/polsarpro/). Les coefficients d'étalonnage fournis par le producteur de données ont été appliqués aux données SLC pour obtenir les valeurs de coefficient de rétrodiffusion (σ°) pour chaque mode de polarisation (HH, VV, HV, VH). Les données ont été transformées sous la forme de la matrice de rétrodiffusion de Sinclair [S]. La matrice [S] est par la suite convertie en matrice de cohérence à la polarimétrie double [C2] pour les images acquises en Dual-Pol ou triple [T3] pour les images en Quad-Pol. Dans le cadre de cette étude, seul le deuxième type d'images a été utilisé.

Les matrices des cohérences [T3] ont été filtrées à l'aide de filtres polarimétriques pour réduire le chatoiement. Les filtres polarimétriques Lee améliorés (Lee, 1999) de dimension 3x3, 5x5, 7x7, 9x9, et 11x11 ont été testés. Le filtre polarimétrique proposé par Lee (1999), de taille 11x11, a été identifié comme étant le plus performant dans le contexte de cette étude. Les décompositions polarimétiques cohérentes de Pauli et incohérentes (Cloude et Pottier, 1997) ont ensuite été effectuées. La décomposition de Pauli permet de mettre en évidence trois types de rétrodiffusion radar, soit la diffusion de surface, la diffusion volumique et la réflexion en coin (ou de dièdre). Des composés colorés en fausses couleurs ont été produit à partir de la décomposition de Pauli pour la photo-interprétation de la scène et générer des sites d'entrainement pour l'algorithme de classification supervisé par la méthode de *Support Vector Machine* (SVM). La classification SVM fut utilisée pendant la phase de validation des méthodes de classifications non supervisées. D'autres méthodes de classification des décompositions polarimétriques ont été testées, dont celle de Weber (2003) mettant à profit un classificateur à logique floue (*Fuzzy K-mean*) qui n'a pas été retenu. Parmi les méthodes de décompositions et de classification actuellement en utilisation dans le domaine, la méthode par vecteur propres valeurs propres combinées au classificateur Wishart entrainé par l'espace segmentée Entropie / angle alpha, mise au point par Cloude et Pottier (1997), s'impose par sa simplicité et son efficacité (Cloude, 1996, Ferro-Famil, 2001).

Les résultats des classifications ont été confrontés à une vérité terrain recueillie pendant les sorties sur les sites d'études (Tableau A3-3). La méthode pour déterminer la meilleure classification est détaillée dans Tolszczuk *et al.* (2012). Brièvement, des polygones correspondant à la surface du pied de glace ont été créés à partir des données GPS. Pour chaque polygone, des épaisseurs de glace et photographies ont été prises. Dans certains cas, de l'information sur la structure interne du pied de glace a été documentée. Dans ArcGIS, les pixels se trouvant à l'intérieur des polygones ont été extraits et des statistiques pour chaque classe ont été calculées. Les sommes de pixels pour chaque classe ont été converties en pourcentages à l'intérieur des polygones.

À partir des observations *in situ* et de l'interprétation de l'image classifiée, on a pu identifier les numéros de classe correspondant à de la glace hors de tout doute. Ainsi, pour chaque polygone, le pourcentage de pixels ayant été classifié comme étant de la glace a été calculé. Plus ce pourcentage est élevé, meilleure est la méthode de classification (pour plus de détails voir Tolszczuk-Leclerc, en préparation).

En somme, la méthode de Lee et Pottier a été identifiée comme étant la plus performante. Un exemple de la méthode est présenté aux Figure 60 et Figure 61. La Figure 60 présente une image Landsat prise le 15 février 2011. Il est possible d'y observer la présence de glace de mer au large et dans les estuaires. Plusieurs types de glaces sont présent : frazil, nilas, glace grise et blanche. Tous ces types de glace ont été détectés et classifiés à l'aide de la méthode choisie (Figure 61).

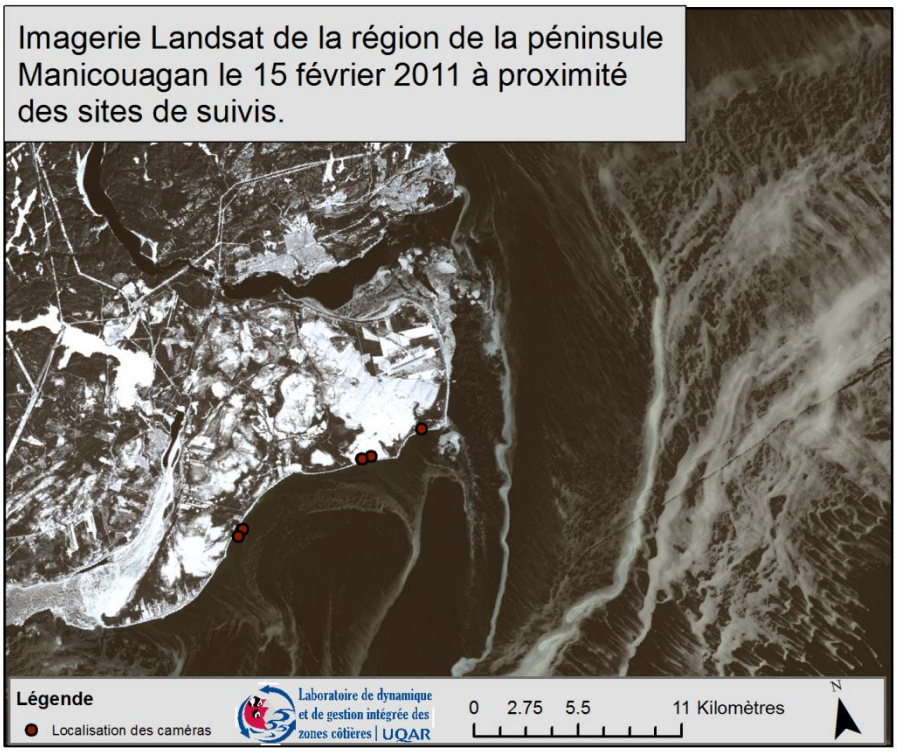


Figure 60 **Image en fausse couleur réalisée à partir de l'image Landat ETM+ du 15 février 2011. Les tons de gris au large de la côte de la péninsule de Manicouagan sur la Côte Nord représentent de la glace de mer. Les positions des caméras de surveillance sont indiquées par des points rouges.**

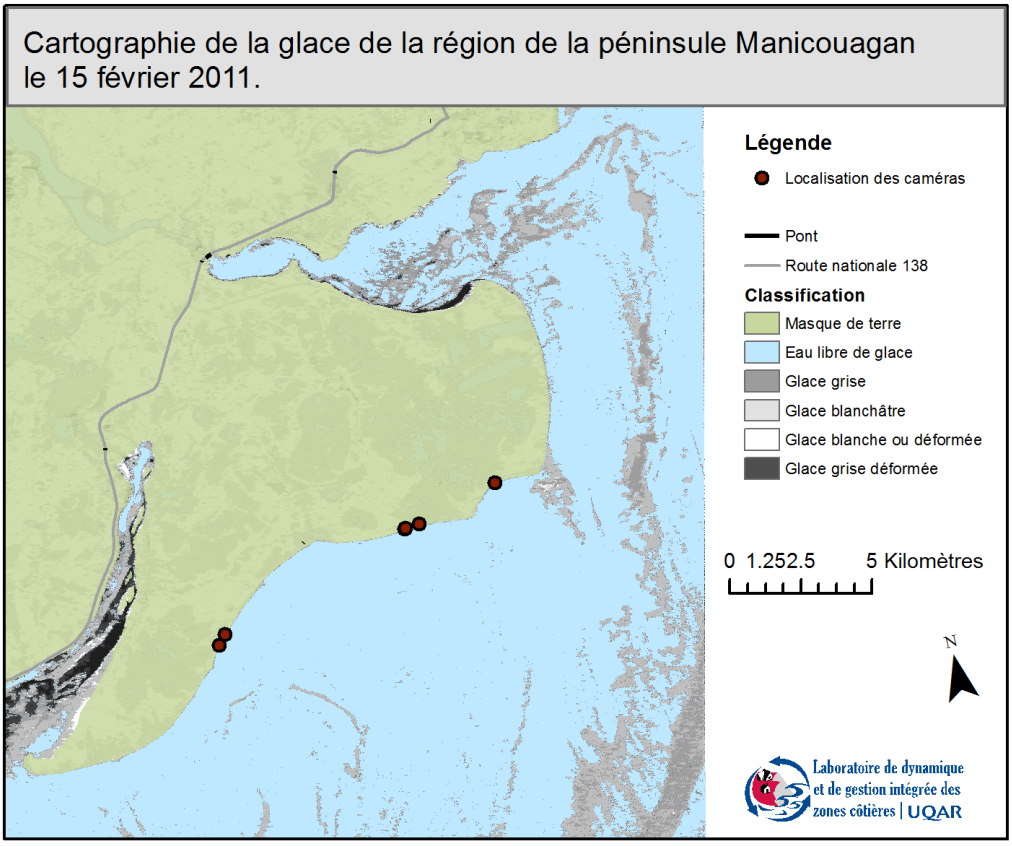


Figure 61 **Résultat de la classification par la méthode de Lee et Potier de l'image Quadpol de RADARSAT-2 acquise le 15 février 2011 sur la péninsule Manicouagan, Côte-Nord.**

Dans la section suivante, on détaillera les analyses réalisées afin de quantifier la variabilité spatiale du pied de glace.

3.2.2.3 Photo-interprétation des photographies aériennes obliques

L'analyse des photographies aériennes obliques a été effectuée à l'instar de la méthode utilisée pour l'interprétation des données des caméras automatisées. C'est-à-dire que la concentration de pied de glace est estimée en trois catégories : absent, incomplet, complet. La méthode diffère cependant au niveau de la zone interprétée. L'estimation ne concerne pas une section transversale, mais une surface, car l'estimation effectuée a pour objet toute la surface de la plage sur une portion de côte segmentée selon le type de côte.

3.2.3 Analyse de la variabilité spatiale du pied de glace

La méthode développée pour cartographier la glace du complexe glaciel côtier (CGC) à haute résolution permet d'analyser la concentration de la glace sur les rives des sites de suivi. Cette étape est cruciale afin de répondre à la question de la représentativité des sites de suivi présentés dans les sections 1 et 2 de ce rapport.

Afin de répondre à cette question de recherche, nous posons l'hypothèse que le type de côte est un facteur expliquant significativement la variabilité de la concentration de la glace observée par la méthode de télédétection développée. L'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace est basée sur la prémisse que le pied de glace s'installe sur le haut estran s'il est présent ou à proximité de la ligne de rivage lorsqu'il ne l'est pas. Pour tester cette hypothèse, nous avons délimité une **zone susceptible d'accueillir un pied de glace** et nous avons quantifié le recouvrement effectif de cette zone par la glace. Cette zone est segmentée en fonction du type de côte sur laquelle elle se trouve ce qui permet d'effectuer une analyse de la variance inter-groupe, donc inter type de côte. Nous croyons que le type de côte pourrait être un bon indicateur de la couverture glacielle le long de la côte, car cette caractéristique de la côte est le produit d'une multitude de facteurs pouvant eux-mêmes avoir une influence sur le pied de glace notamment l'orientation et la forme de la côte, ainsi que la largeur et la pente de la plage.

Le schéma de la Figure 62 expose les principales étapes de traitement des données de terrain et des données issues des classifications.

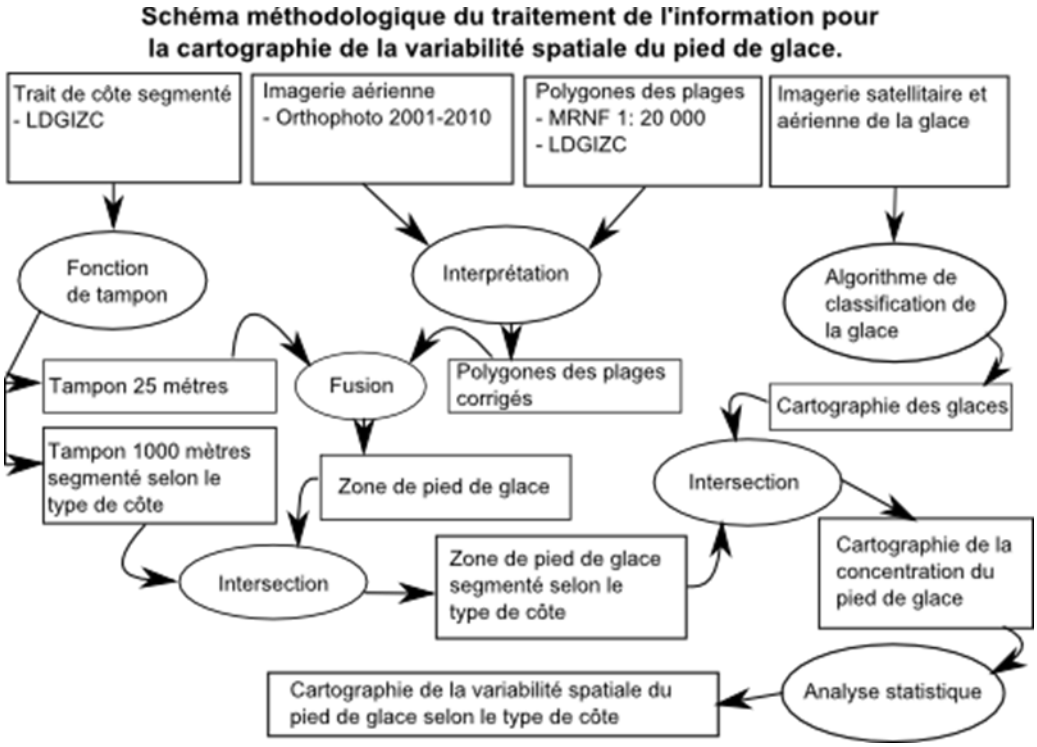


Figure 62 Schéma méthodologique de la cartographie de la variabilité spatiale du pied de glace.

Les données de base nécessaires à ce traitement sont :

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

Le trait de côte de la zone à l'étude a été créé par le laboratoire de dynamique et de gestion intégré de la zone côtière (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) ou (Dubois et al., 2006). Brièvement, le jeu de données des plages utilisé dans le cadre de ce travail est le résultat de la correction de la géométrie du jeu de donnée des dépôts fluviaux des cartes topographiques au 1: 20 000 produites par le gouvernement du Québec. La correction du jeu de donnée s'est faite par 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'acquisitions de ces différents jeux de donnée varient entre 2005 et 2009. Selon la zone, le jeu de donnée 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.

Dans certaines zones des sites de suivi, il était impossible de cartographier avec précision la superficie des plages par manque de données d'imagerie, ou encore le jeu de donnée initial des dépôts fluviaux au 1:20 000 était inadéquat. Cette situation s'applique particulièrement aux côtes rocheuses de la région de Rivière-Saint-Jean sur la Côte-Nord. Pour pallier à cette lacune, une zone tampon de 25 mètres est créée du côté du trait de côte faisant face à l'estuaire ou la mer. La distance de 25 mètres 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. Ainsi, les zones vides du jeu de donnée de plages sont comblées à l'aide de ce tampon.

Le jeu de données de plage a ensuite été segmenté à l'aide des données de segmentation du trait de côte du LDGIZC Le tampon de 1000m contient les données de segmentation, il est utilisé pour sectionner le polygone des plages. Il en résulte un jeu de données de la superficie pouvant accueillir un pied de glace segmenté en fonction du type de côte auquel il appartient. Le choix de cette superficie est motivé par le fait que les observations de pied de glace in situ et les levés GPS correspondent à plus de 70% avec la surface de l'estran. Sans surprise, le pied de glace s'installe sur les plages.

Le jeu de données de la superficie pouvant accueillir du pied de glace a ensuite été utilisé pour calculer la concentration de glace présente à l'intérieur de ses limites. Les données matricielles issues de la cartographie de la CGC de RADARSAT-2 et les données photographies aériennes interprétées ont été utilisées pour calculer les concentrations de glace pour chaque segment côtier pouvant accueillir un pied de glace. L'interprétation des concentrations de glace sur les sites de suivi a permis de conclure que les seuils de 10% et 70% permettaient de séparer un pied de glace absent, incomplet et complet dans le but de rapprocher l'interprétation faite plus tôt de la couverture glacielle de la plage (voir Section 1). Par exemple, la Figure 72 montre trois classes de concentration de glace pour chaque segment côtier selon cette méthode de classification. Ces classes ne sont toutefois utilisées que pour la visualisation des résultats. Au contraire les analyses statistiques sont effectuées sur le pourcentage réel de glace calculé par segment.

Dans le but de différencier rigoureusement les zones côtières pouvant partager une dynamique glacielle similaire à celle observée sur les sites de

suivi par caméra automatique, une analyse de la variance 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 côtes statistiquement différents ($p < 0.05$) du type de côte qui accueille les caméras automatiques.

3.3 Analyse des résultats

3.3.1 Climatologie des glaces de rive à l'échelle de l'EGSL

La méthode utilisée pour calculer la climatologie des glaces se base sur le nombre de fois qu'un pixel a été classifié comme étant de la glace, normalisé par le nombre total d'observations valides disponibles pour ce pixel (f_{glace}). Les pixels valides excluent les nuages et les zones d'ombrage. Par conséquent, les cartes de glace ne devraient pas être significativement affectées par la couverture nuageuse, à moins que la nébulosité varie temporellement et spatialement durant la saison hivernale. La Figure 63 montre que la nébulosité varie relativement peu spatialement. En moyenne 45% des observations Landsat en hiver sont classifiées comme étant des nuages. Dans l'estuaire, on note une diminution de la couverture nuageuse entre le haut estuaire (~55%) et l'estuaire maritime (~40%). Dans l'estuaire maritime, il y a plus de nuages le long de la rive sud (50% versus 40%). Pour les sites de suivi des glaces littorales, on note peu de différence entre les sites, sauf peut-être dans le secteur au nord de la MRC de la Haute-Gaspésie où on note un peu plus de nuages.

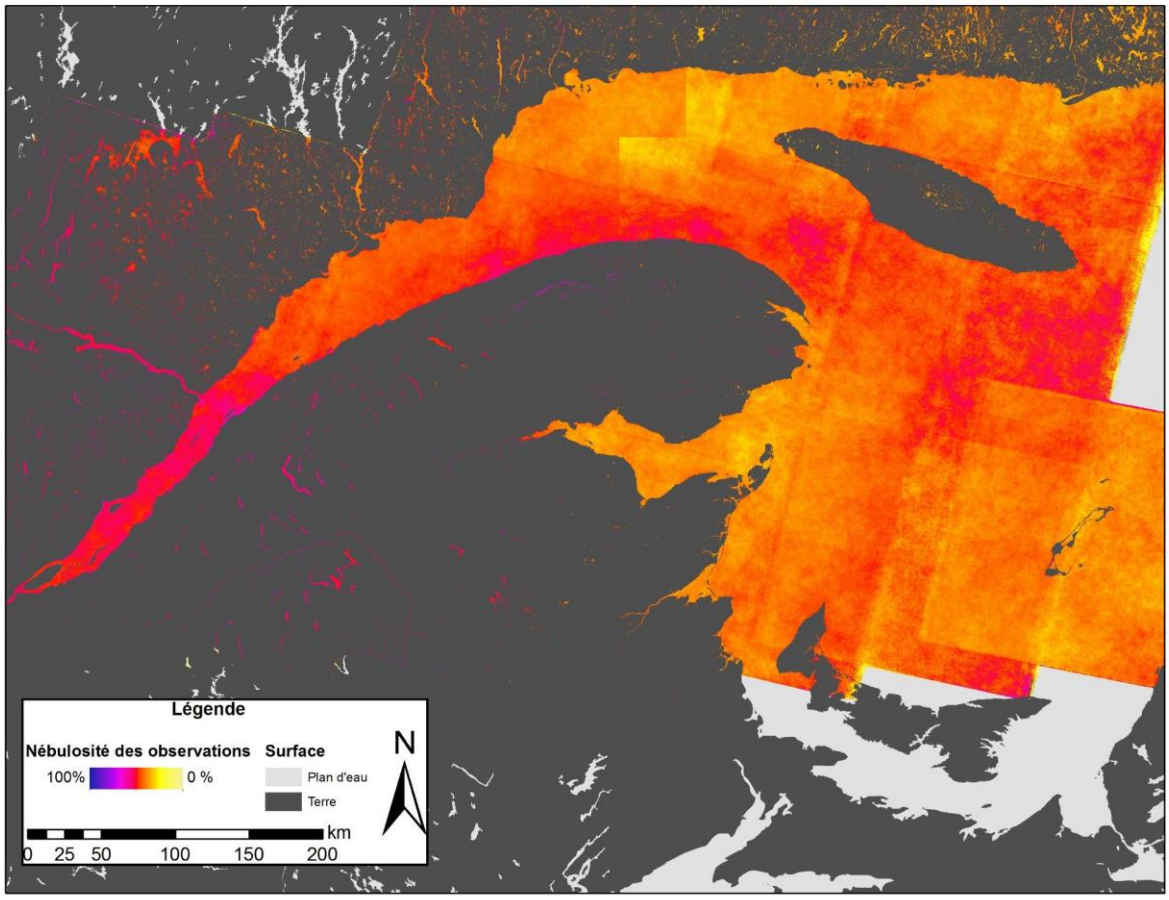


Figure 63 **Répartition spatiale de la nébulosité, f_{nuage}, pour l'EGSL pour la période hivernale de 1996 à 2012.**

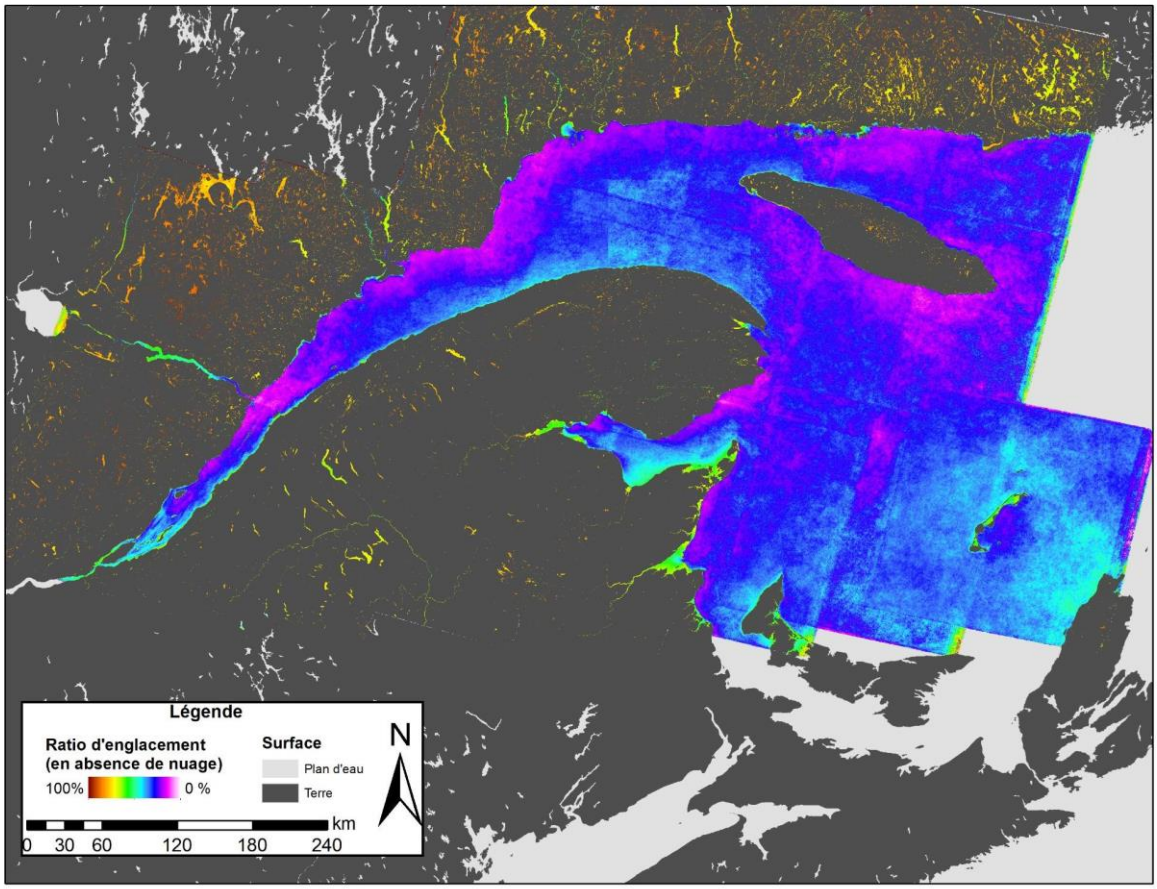


Figure 64 **Ratio d'englacement, f_{glace}, pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 (Voir A3.2 pour plus de détail).**

La Figure 64 montre le f_{glace} pour l'ensemble de l'EGSL pour la période 1996-2012, ci-après défini comme étant le ratio d'englacement. De manière générale, la distribution du f_{glace} à l'échelle de l'EGSL correspond à la distribution de glace de mer observée et modélisée (voir Figure 13 dans Saucier et al. 2003). Les zones faiblement englacées se trouvent le long des côtes où les vents dominants soufflent vers le large, comme le long de la Côte-Nord, au sud de la Gaspésie, au sud de l'île d'Anticosti et à l'est des îles de la Madeleine. La glace tend à s'accumuler lorsqu'elle est poussée vers une côte par le vent. C'est notamment du nord de la Gaspésie, à l'ouest des îles de la Madeleine, du sud de la baie des chaleurs. De plus, il est intéressant de noter que les zones où le f_{glace} est supérieur à 40% correspondent aussi à celles qui

sont identifiées comme étant des zones d'importante persistance de la glace liée à une contrainte au fond (voir Section 4).

Les secteurs avec une fréquence d'englacement plus faible (en violet; f_{glace} < 20%), se trouvent à proximité des zones de remontée d'eau. C'est le cas notamment à l'embouchure du Saguenay, le long de la Côte-Nord, et à proximité de l'île d'Anticosti. On note également une zone de faible englacement le long de la côte sud de la péninsule Gaspésienne entre Percé et Paspébiac, ainsi que du côté est de la pointe de Miguasha. Les zones d'accumulation de glace (vert jaune) sont également bien visibles: à l'ouest de Dalhousie et Miguasha ainsi qu'au sud de la baie des Chaleurs, dans les baies de Gaspé et de Maria, le long de la rive nord de la Gaspésie, et finalement, à proximité des îles de la Madeleine. Il est également possible d'observer l'importante différence entre la partie en amont et celle en aval des vents dominants pour cette dernière. Le déficit en glaces observé dans la climatologie établie à l'aide de l'imagerie Landsat correspond à celui observé dans les données du SCG. Cependant, la climatologie présentée ici comprend également la glace côtière et même, dans certains cas, le pied de glace proprement dit.

À une échelle plus fine, d'autres particularités sont observables. Par exemple, les estuaires et l'embouchure des rivières harnachées pour la production hydroélectrique montrent un régime glaciel fortement distinct par rapport à celles laissées à leur état naturel. La période de consommation énergétique de pointe étant l'hiver, le régime hydraulique se trouve modifié pour ces cours d'eau. Ce régime particulier est illustré à la Figure 65 qui compare les rivières Sainte-Marguerite et Moisie dans la région de Sept-Îles. Comparée à la rivière Moisie qui est à l'état naturel, on note que le ratio d'englacement est plus faible dans l'estuaire et à proximité de l'embouchure de la Sainte-Marguerite en aval du barrage SM-II.

On remarque également sur la Figure 65 une bande côtière où le f_{glace} est plus important. Il s'agit de la glace de rive. Il est frappant d'observer la continuité de cette bande côtière. Elle contraste avec la glace de mer plus au large qui est relativement peu fréquente dans ce secteur. Toutefois cette bande côtière reste relativement peu englacée en comparaison avec les plans d'eau douce qui, en général, gèlent en décembre et fondent en avril ou en mai.

Pour résumer, la bande de glace du CGC, faisant partie ou étant en contact avec le pied de glace, est plus souvent observée que la glace de mer en eau libre. Par contre sa persistance temporelle est beaucoup moins importante que dans les environnements lacustres, ce qui explique les valeurs de f_{glace} intermédiaire autour de 40% pour le CGC.

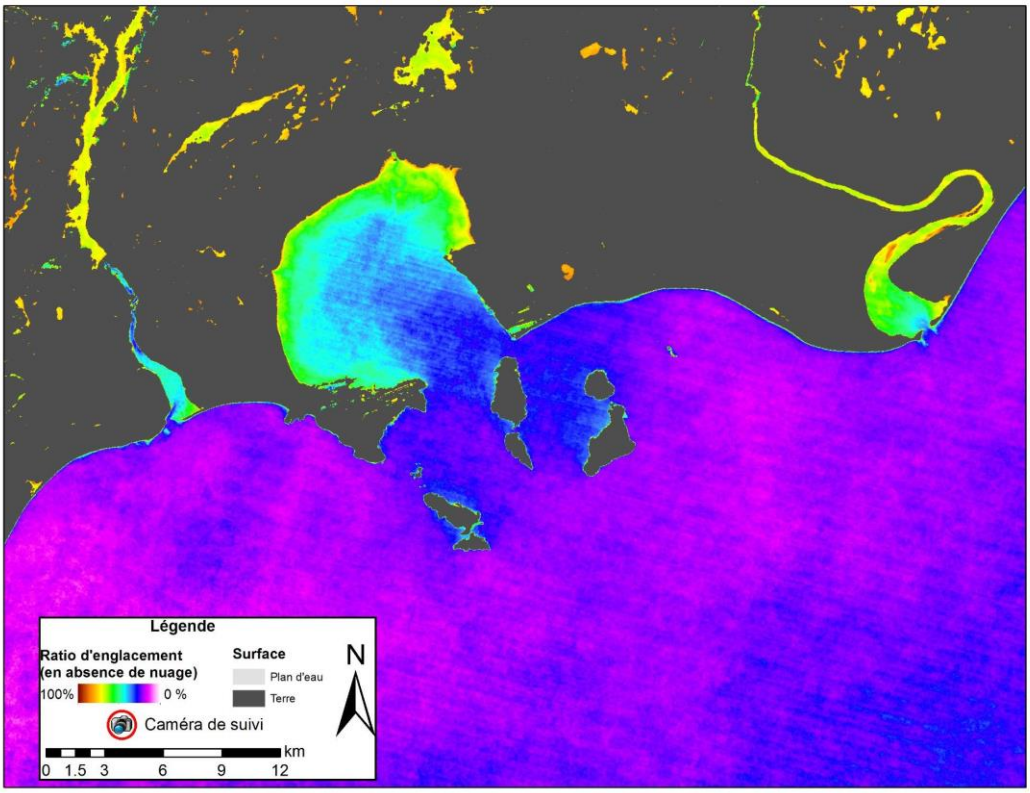


Figure 65 **Ratio d'englacement dans le secteur de Sept-Îles. À droite la rivière Moisie, à gauche la rivière Sainte-Marguerite.**

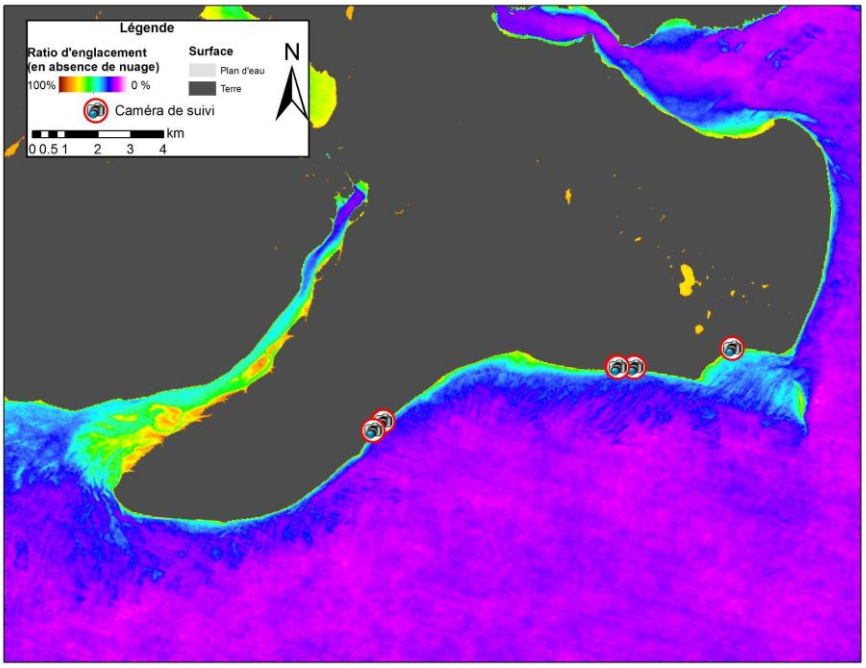


Figure 66 Ratio d'enlacement pour la péninsule de Manicouagan.

La Figure 66 montre la péninsule de Manicouagan et les sites d'études par caméra. Le régime glaciel est substantiellement distinct pour la côte située à l'embouchure de la rivière aux Outardes. Cet englacement relativement supérieur est caractéristique des zones de hauts fonds ou d'estran de marais côtiers, comme c'est le cas en amont dans l'EGSL (Figure 70). La configuration du littoral (orientation, bathymétrie, présence d'iles) est un des facteurs de rehaussement de l'englacement qu'il est possible d'observer à l'aide de la climatologie produite. La péninsule de Manicouagan regroupe plusieurs de ces facteurs. En comparaison, le littoral exposé au large présente une marge d'englacement beaucoup plus mince, en particulier pour les littoraux de forme plutôt convexe. Le site de suivi le plus à l'est est, au contraire, situé là où la ligne de rivage est concave et où un cordon littoral au large de la pointe de Manicouagan semble favoriser des concentrations de glace plus importantes pour ce site par rapport aux autres (Figure 60, Figure 61 et Figure 66).

Les Figure 67 et Figure 68 montrent deux situations diamétralement opposées qui caractérisent respectivement l'embouchure de la rivière Saint-Jean et les Îles-de-la-Madeleine. Dans le cas de la Rivière-Saint-Jean, la bande de glace

de rive observable est relativement ténue pour le CGC, tandis qu'au large, la fréquence d'englacement est faible (f_{glace} < 10%). L'observation obtenue par RADARSAT-2 à la Figure 75 correspond ainsi aux résultats observés dans la climatologie de la Figure 67. Ce phénomène au large est attribuable aux zones de remontée d'eau profonde vers la surface dont la circulation est entrainée par la présence des vents dominants du secteur nord-ouest dans cette région de l'EGSL (Saucier et al., 2003). Malgré le fort englacement de la rivière, il n'y a visiblement pas d'impact sur la présence de glace au-delà de son estuaire. En l'absence de hauts fonds ou d'îles à l'embouchure, cette situation est typique de plusieurs rivières de la Côte-Nord qui se jettent directement dans l'EGSL. En d'autres termes, dans certaines situations géomorphologiques, les rivières ne contribuent pas significativement à la présence de glace de rive si le littoral fait face à une zone de remontée d'eau.

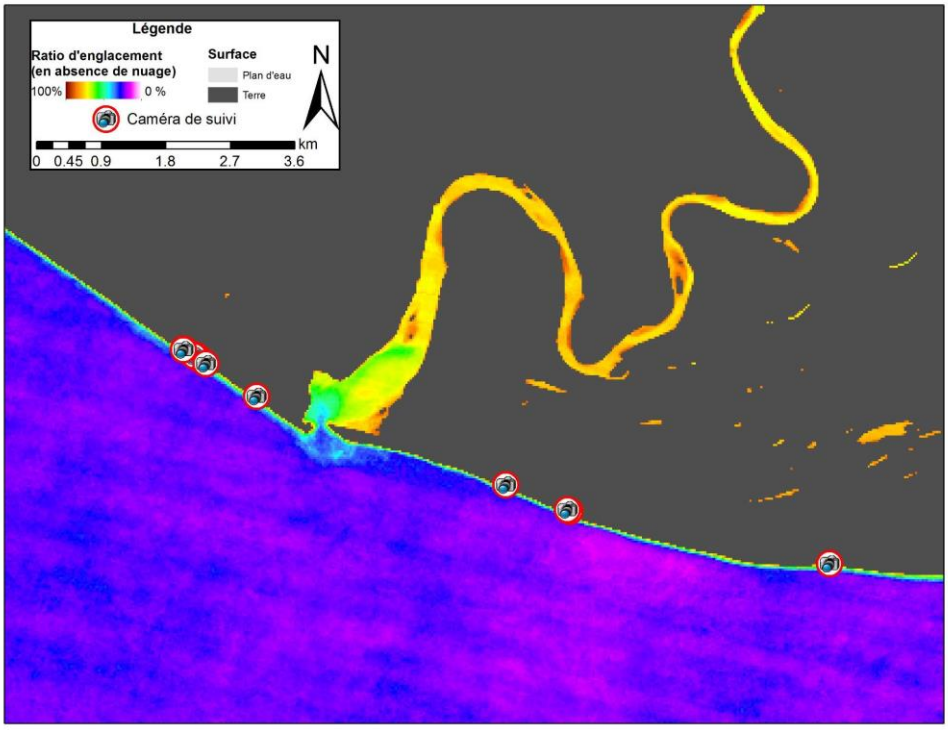


Figure 67 Ratio d'englacement pour l'estuaire de la rivière St-Jean.

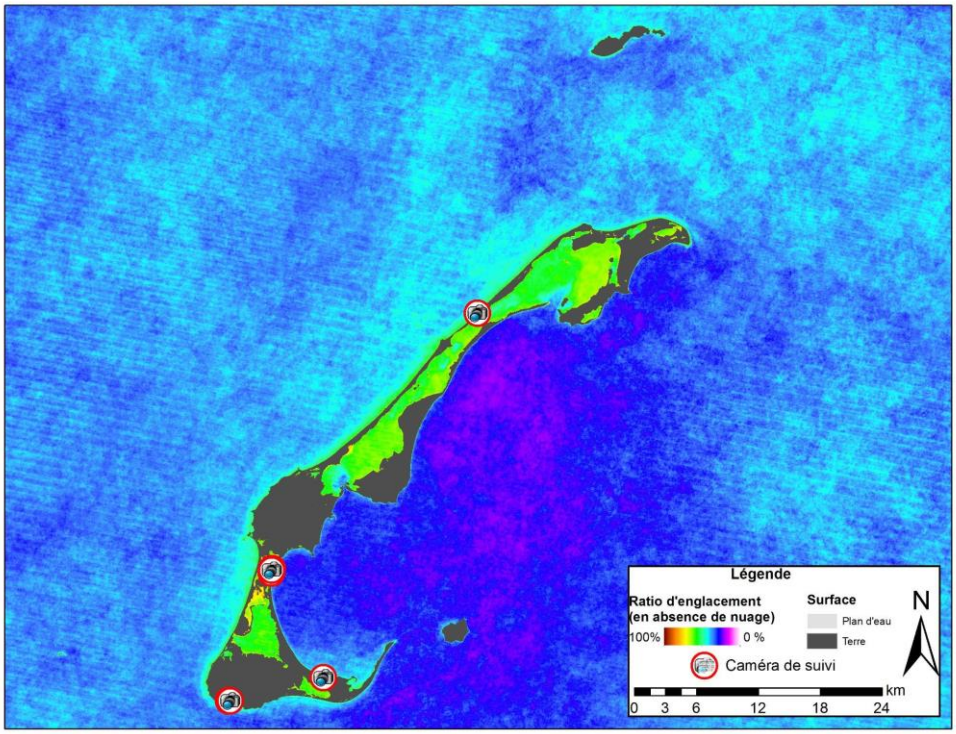


Figure 68 **Ratio d'englacement pour les Îles de La Madeleine de 1996 à 2012.**

Les Îles-de-la-Madeleine ont un régime de glace distinct. Par rapport à l'EGSL, il s'agit d'une zone d'accumulation de glace de mer, en partie conditionnée par la bathymétrie du plateau madelinien et la dynamique océanique et atmosphérique (Figure 64). Lorsqu'on examine de plus près la variabilité spatiale autour des îles, cependant, on note une importante zone de déficit d'englacement du côté est, alors qu'on observe une zone de glace de rive beaucoup plus large du côté ouest (Figure 68). Sans surprise, les lagunes comportent un englacement supérieur à celui des littoraux qui sont directement exposés aux vagues.

À première vue, le seul facteur pouvant expliquer la localisation de cette zone déficitaire en glace est la direction des vents et des courants dominants en provenance du secteur ouest en hiver. Ces vents induisent une circulation à la surface de l'eau généralement du nord-ouest en fonction du stress éolien (Saucier et al., 2003) contournant les Îles-de-la-Madeleine au sud et au nord de sorte que les courants laissent une zone de circulation perturbée sur le

secteur immédiatement à l'est de l'archipel. Les travaux de modélisation de Saucier et al. (2003) montrent par ailleurs les mêmes caractéristiques au niveau de la répartition spatiale de la concentration cumulée de glace pour les mois de février et mars 1997 autour des Îles-de-la-Madeleine que celles observées pour la période 1996-2012 par l'analyse de l'imagerie Landsat.

Une constatation importante pour le suivi de l'érosion côtière est que l'absence de glace du côté est fait en sorte qu'en cas de tempête hivernale, les vents soufflant de l'est ou du sud-est peuvent avoir une portée relativement importante qui s'ajoute au fait que le CGC de l'est est en général moins bien implanté. En effet, la Figure 69 illustre, à une résolution plus fine, la situation glacielle pour les sites de suivi. La zone de la Martinique est peu englacée, tout comme l'ensemble du littoral à l'est. Ici, la bande de glace ne fait que quelques mètres (parfois un seul pixel d'une résolution de 30 mètres). En comparaison, le site de suivi de la Pointe-aux-Loups est propice à l'observation d'une bande de glace de quelques centaines de mètres. Donc bien que ce secteur soit plus exposé aux vents dominants, il pourrait bénéficier d'un CGC mieux développé, ou à l'inverse être vulnérable aux poussées glacielles.

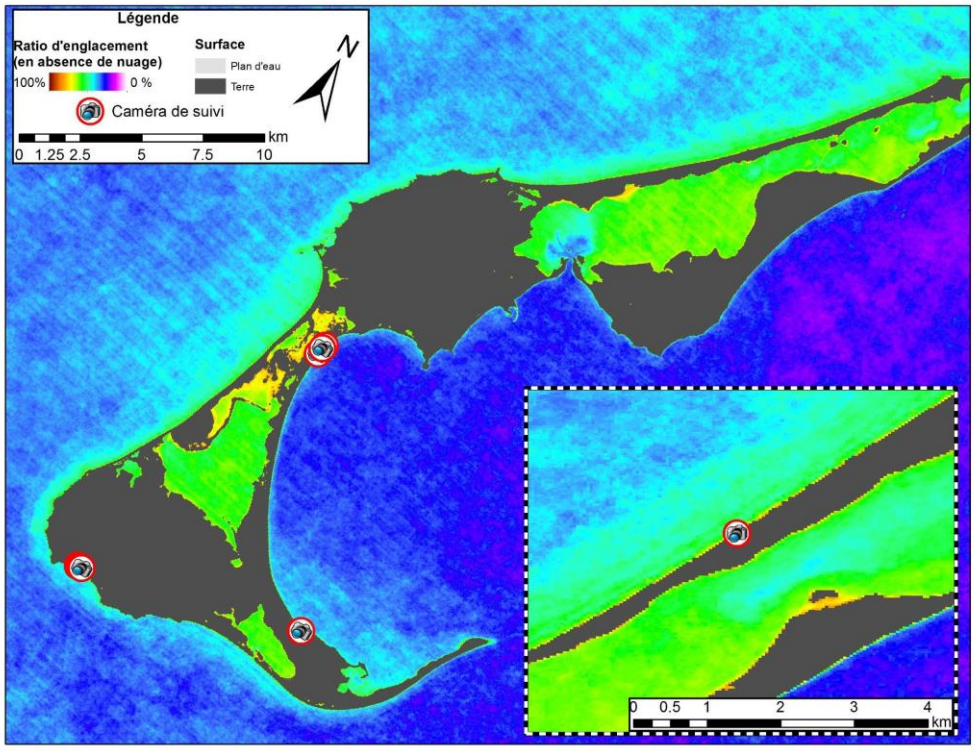


Figure 69 **Ratio d'englacement pour le sud des îles de la Madeleine et le site de Pointe-aux-Loups de 1996 à 2012**

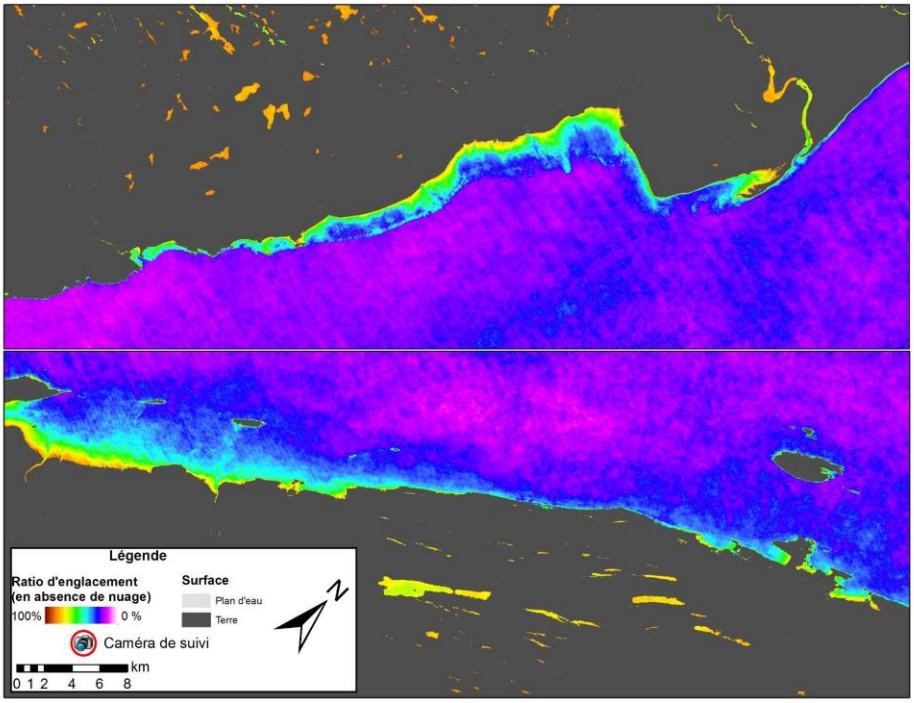


Figure 70 **Ratio d'englacement pour la zone des Escoumins à Portneuf-sur-mer (haut) et de l'Isle-Verte à Bic (bas) de 1996 à 2012**

3.3.2 Variabilité spatiale du pied de glace dans les secteurs à l'étude

La section qui suit présentera les résultats de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace pour les sites de suivi sélectionnés. Les résultats de l'analyse de la variance effectuée sur les jeux de données disponibles pour chacune des zones sont présentés. Les Figure 160 à Figure 170 en annexe complètent l'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de cette étude.

3.3.2.1 Péninsule de Manicouagan

La région de la péninsule de Manicouagan a été observée à treize reprises par RADARSAT-2. La Figure 71 présente les concentrations de pied de glace de haut estran sur la côte pour l'acquisition du 15 février 2011 en fonction des types de côte. Il s'agit d'une image typique de la couverture glacielle observée au mois de février. Au moment de l'acquisition, la présence de glace de mer, de pied de glace et de glace fluviale était clairement observable (Figure 72,

Figure 76 et Figure 77). Le pied de glace de haut estran peut être considéré comme complet pour la majeure partie de la côte (bande verte sur la Figure 72). Cependant, les petites portions de côtes à terrasses de plages situées sur les deux pointes à proximité du site de suivi de Pointe-Lebel sont moins englacées (bande rouge sur la Figure 72).

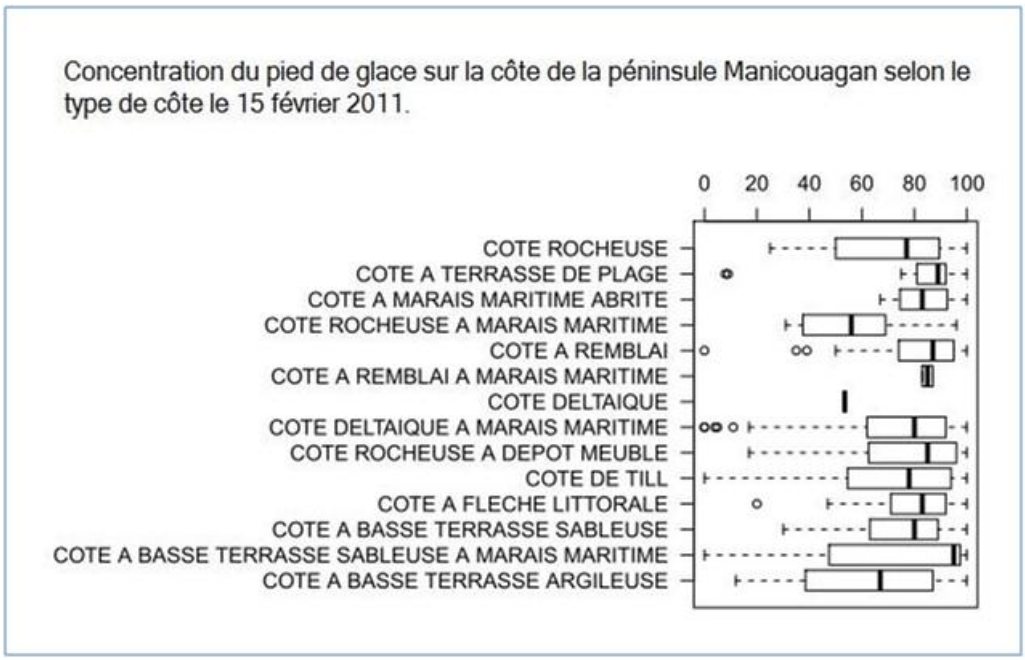


Figure 71 **Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour la région de la péninsule de Manicouagan et ses environs.**

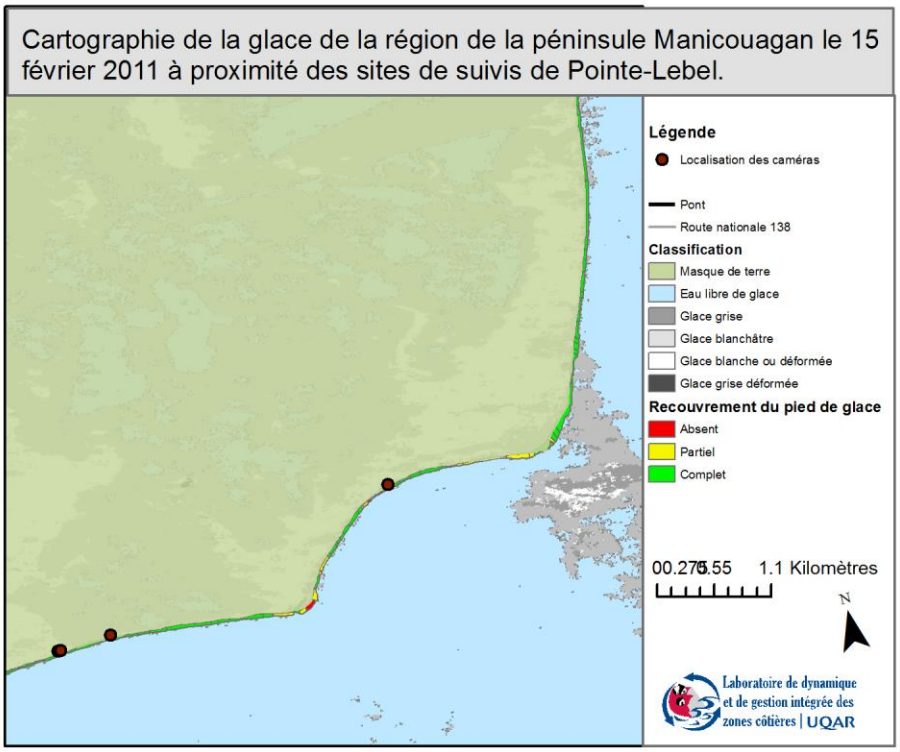


Figure 72 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan centrée sur le site de Pointe-Lebel.

Il est à noter que la côte à marais maritime abritée par la Pointe-aux-Outardes à l'ouest de la péninsule est complètement englacée, contrairement au site de suivi plus exposé de Baie-Saint-Ludger (Figure 160). Dans le jeu de donnée du 15 février 2011, pendant la période la plus englacée de la saison, l'état d'englacement de tous les types de côte est significativement semblable par rapport au type de côte deltaïque qui caractérise les sites de suivi par caméra, tel qu'en témoigne qualitativement le diagramme à boite et moustaches de la Figure 71. Cependant, l'analyse menée sur toutes les images RADARSAT disponibles révèle qu'à certaines périodes l'état d'englacement des côtes deltaïques est différent des autres types de côte. Par exemple, l'acquisition effectuée à une période plus tardive le 14 mars 2011 au début de la période de dégel révèle que la côte deltaïque montre des concentrations de glace significativement différentes pour les types de côtes suivant : basse terrasse argileuse, marais maritime à flèche littorale, marais maritime abrité, rocheuse et deltaïque à marais maritime. De manière similaire, au moment de l'englacement, l'image captée le 07 décembre 2009 (Figure 161) révèle que la côte deltaïque est significativement différente des côtes : à basse terrasse sableuse, à marais maritime abrité, à terrasse de plage et deltaïque à marais

maritime. Les résultats de l'image du 03 janvier 2010 (Figure 162), effectuée à la suite d'un redoux tend à confirmer l'hypothèse selon laquelle la variabilité de la concentration du pied de glace selon le type de côte est maximale en période de restructuration du pied de glace.

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=13) 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 a été considéré comme possédant une dynamique glacielle différente des sites de suivi par caméra (dissimilaire). Dans le secteur de Manicouagan, les types de côtes dissimilaires sont:

- Côte à basse terrasse argileuse
- Côte à basse terrasse sableuse
- Côte à marais maritime abrité
- Côte à terrasse de plage
- Côte à terrasse de plage à marais maritime
- Côte deltaïque à marais maritime
- Côte rocheuse
- Côte rocheuse à marais maritime
- Côte de till

La Figure 73 illustre la répartition spatiale des côtes semblables et dissemblables aux sites de suivi dans la région de la péninsule. Grosso modo, environ 50% des côtes de la péninsule pourrait être considéré similaire à nos sites de suivi (11 fois sur 13). Parmi les secteurs dissimilaires, on note les pointes de la péninsule, les secteurs de Hauterive (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. Lorsque l'on considère uniquement le littoral exposé, de la pointe-aux-Outardes à la pointe Lebel, 78 % du littoral présente un état d'englacement similaire aux segments côtiers suivis par les caméras.

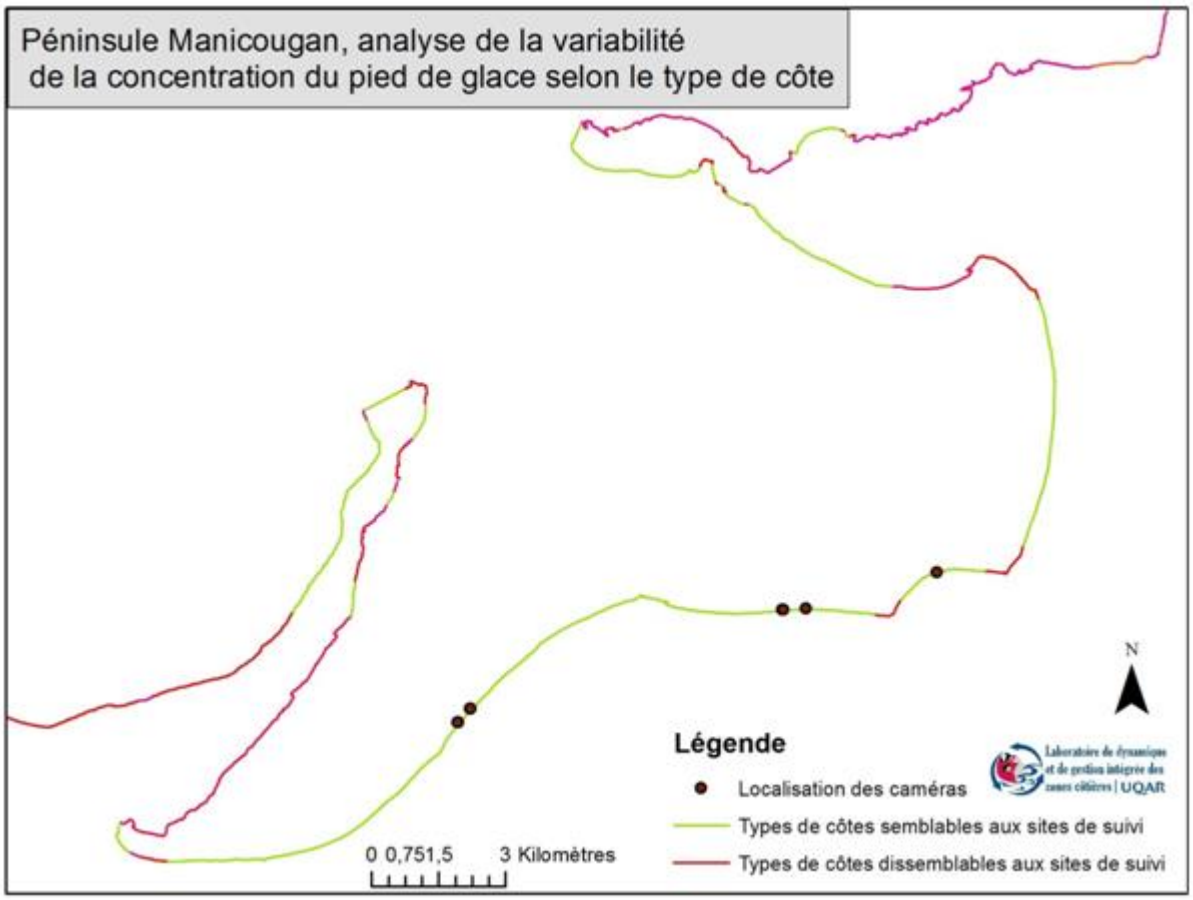


Figure 73 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de la péninsule Manicouagan

3.3.2.2 Rivière Saint-Jean

La zone de l'embouchure de la rivière Saint-Jean a été observée à trois reprises par RADARSAT-2. Les concentrations de glace présentées selon le type de côte à la Figure 74 sont celles du 6 mars 2012 (Figure 75). On note en général une très grande variabilité pour la plupart des types de côte (entre 0 et 100%). Néanmoins, on remarque que la côte rocheuse tend à être complètement englacée et que la distribution des côtes à terrasses de plages est très variable (38% et 82% pour les 25 et 75 percentiles respectivement). À cette date, la côte à terrasse de plage est bien englacée, alors que la côte deltaïque d'un des sites de suivi n'est que partiellement englacée (Figure 75). Cette situation est typique comme l'a révélé l'analyse de la variance.

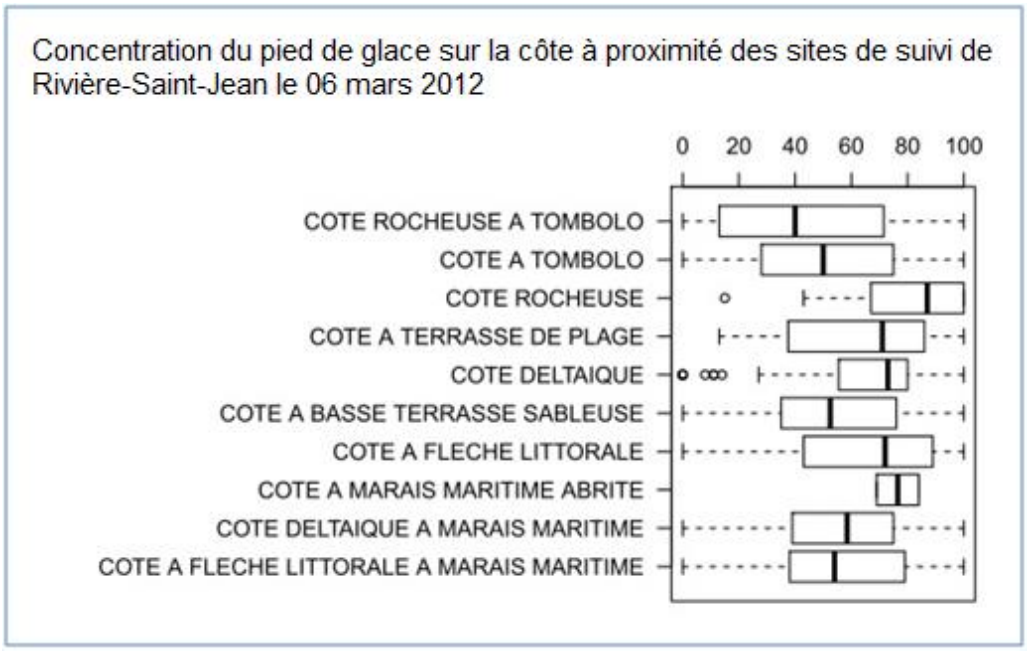


Figure 74 **Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace mesurée sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean**

La Figure 75 montre un exemple de cartographie du pied de glace dans le secteur de la rivière Saint-Jean sur la Côte-Nord en date du 6 mars 2012. On peut voir la présence de glace dans l'estuaire de la rivière et le long de la côte, alors que les eaux côtières sont libres de glace.

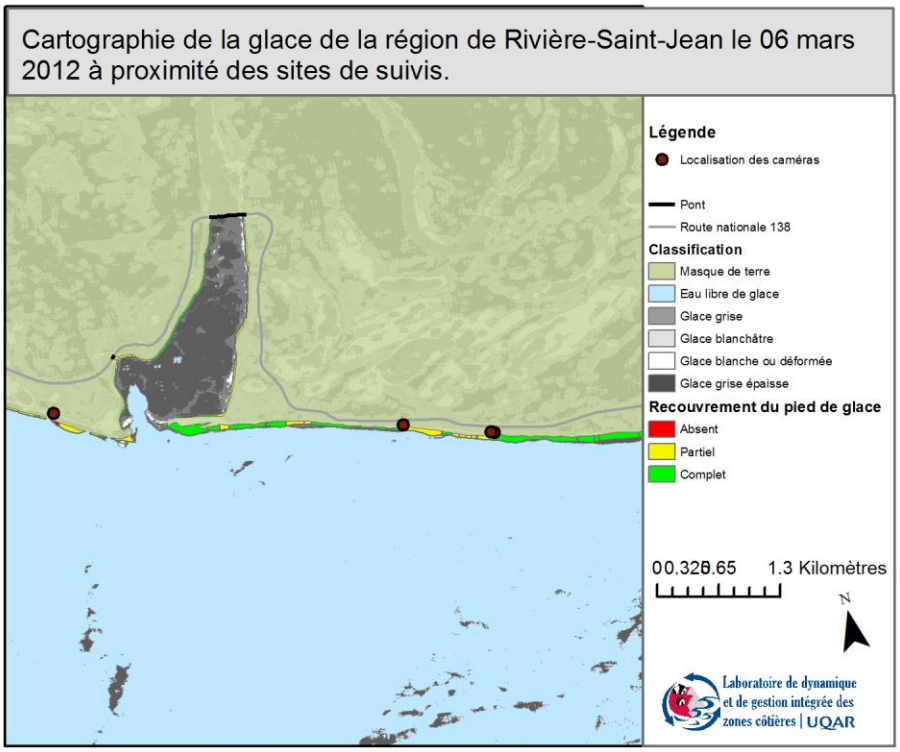


Figure 75 **Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean sur la Côte-Nord.**

Dans l'ensemble, la concentration du pied de glace pour le site de rivière Saint-Jean est assez homogène, mais le type de côte deltaïque est néanmoins significativement ($p < 0.05$) différent des côtes à terrasse de plage, des côtes rocheuses et des côtes rocheuses à tombolo.

Comme le nombre d'images dans l'échantillon est toutefois restreint (N=3), ces résultats doivent être interprétés avec précaution. En effet, dans ce secteur les côtes ont été considérées comme étant similaires si les concentrations de glace étaient les mêmes deux fois sur trois. La Figure 76 présente la cartographie des zones statistiquement similaires et dissimilaires de la côte deltaïque. On note que la majorité du secteur diffère de la côte deltaïque.

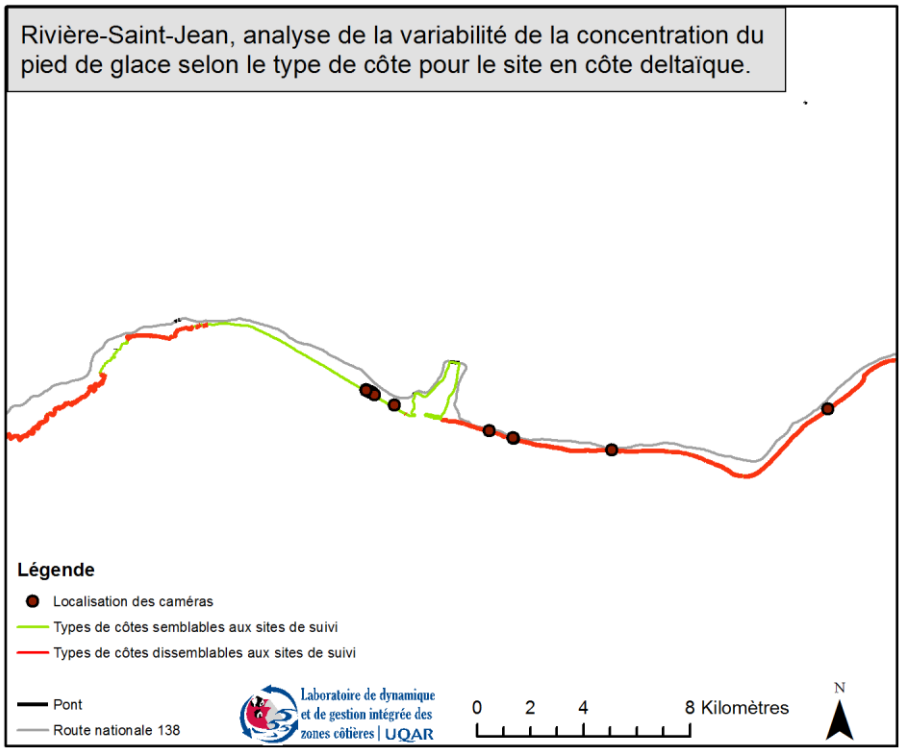


Figure 76 **Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean pour le site situé en côte deltaïque.**

La Figure 77 présente les résultats pour le site en côte à terrasse de plage. C'est pratiquement l'opposé de la figure précédente puisque le seul type de côte significativement différent des côtes à terrasse de plage est la côte deltaïque.

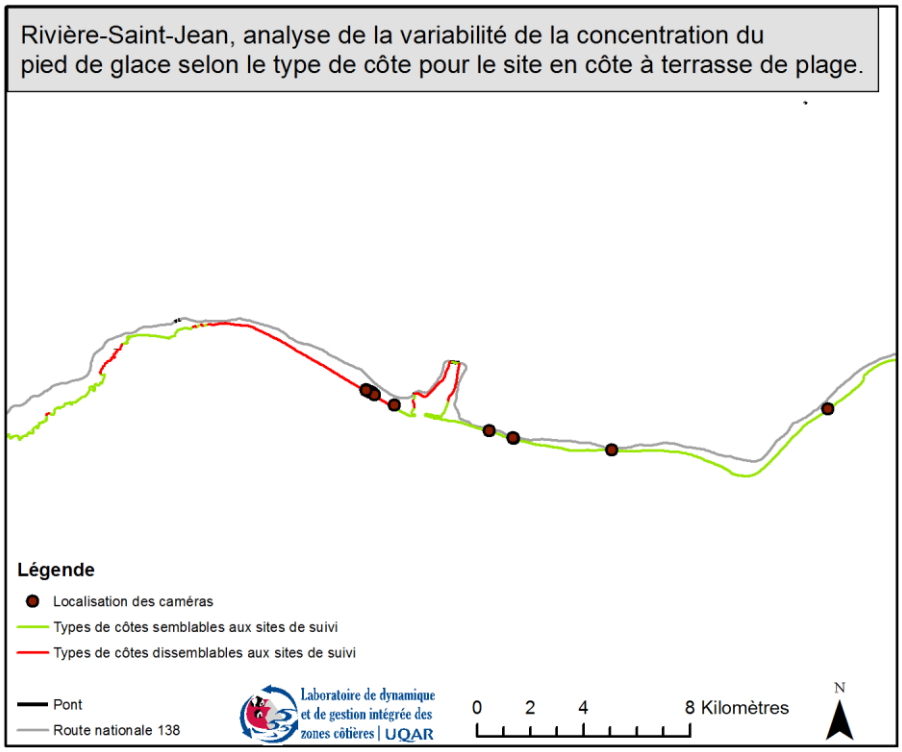


Figure 77 **Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean pour le site situé en côte à terrasse de plage.**

3.3.2.3 Îles-de-la-Madeleine

Les Îles-de-la-Madeleine forment un système particulier. La situation géographique au centre du golfe du Saint-Laurent en fait un système relativement isolé des autres sites par rapport aux dynamiques glacielles. L'acquisition de deux images RSO le 13 février 2013 a permis d'effectuer la cartographie du pied de glace sur l'ensemble des îles (Figure 78). Cependant les conflits d'utilisation du satellite RADARSAT-2 étant nombreux dans cette zone, un survol aérien a été effectué le 3 mars 2012 pour pallier au manque de données radar. Par conséquent l'analyse spatiale ne se base que sur deux dates, une période relativement bien englacée et l'autre en fin de saison glacielle.

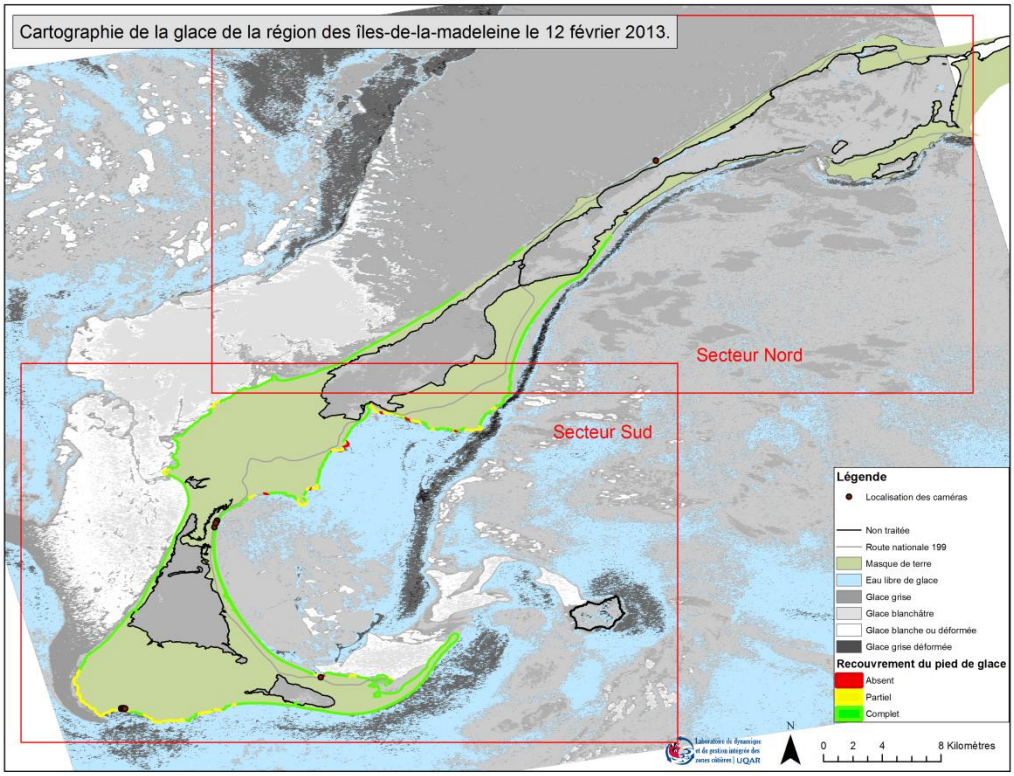


Figure 78 **Cartographie de la glace littorale des îles de la Madeleine par RSO le 13 février 2012.**

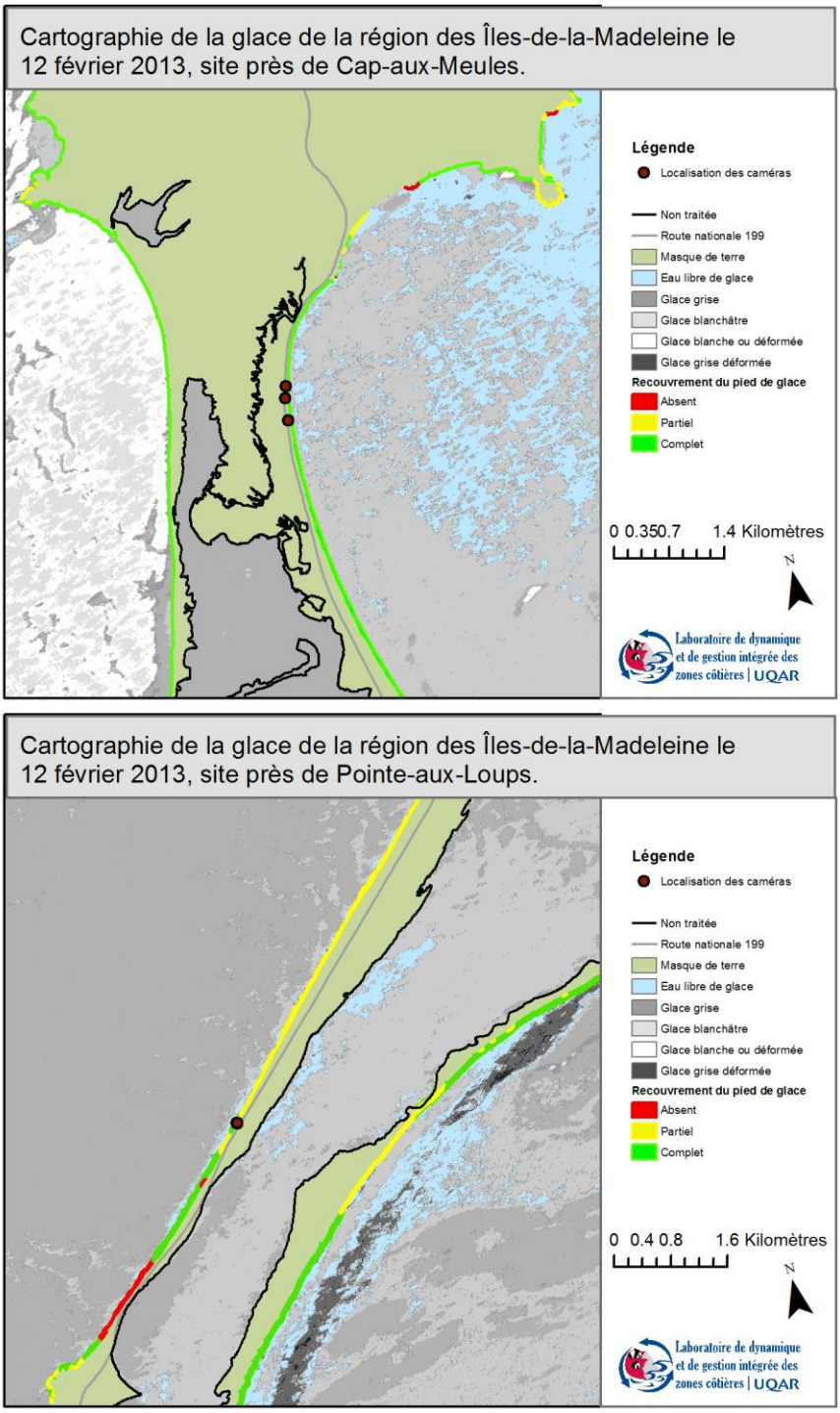


Figure 79 **Agrandissement de la cartographie de la glace littorale des Îles-de-la-Madeleine pour les sites de Cap-aux-Meules (haut) et Pointe-aux-Loups (bas).**

Les Figure 80 et Figure 81 montrent les concentrations du pied de glace estimées par RSO en fonction des différents types de côtes. L'étendue des îles de la Madeleine nous oblige à diviser la zone en deux, le secteur nord et le secteur sud. Le pied de glace est généralement bien développé. Le secteur sud connaît la plus forte concentration de pied de glace totalement développé.

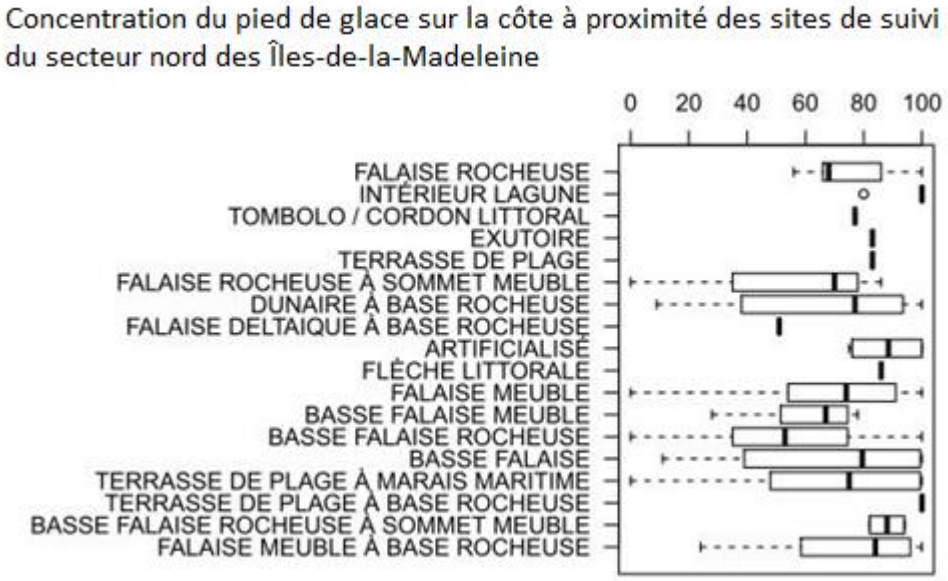


Figure 80 **Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace estimée par RDO sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour le secteur nord des Îles-de-la-Madeleine le 13 février 2013.**

.

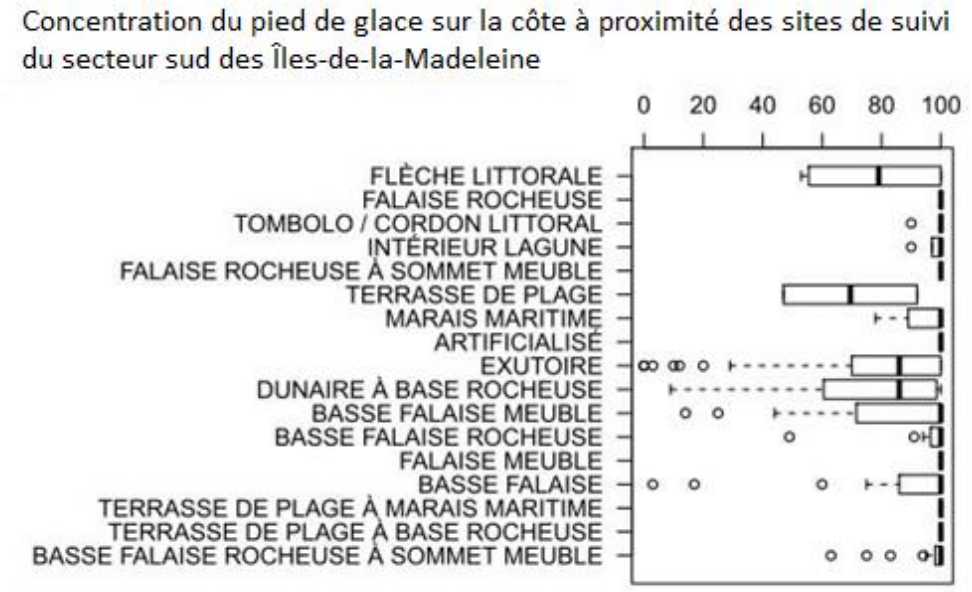


Figure 81 **Diagramme à boîte et moustaches de la concentration de glace estimée par RSO sur la zone pouvant accueillir un pied de glace selon le type de côte pour le secteur sud des Îles-de-la-Madeleine le 13 février 2013.**

La répartition spatiale de la glace aux îles-de-la-Madeleine à cette date est caractérisée par un englacement total à l'ouest et la présence de glace de mer plus lâche à l'est. C'est une situation typique pour cette zone (Figure 79). Le pied de glace est omniprésent, sauf pour la zone située à l'intersection de l'île de Cap-aux-Meules et de l'île de Havre-aux-Maisons. La côte à tombolo / cordon littoral qui abrite chacun des sites de suivi est complètement englacée. Certaines zones à falaise rocheuse ne sont pas englacées, alors que la zone des sites de suivi du Havre-Aubert est englacée au nord et plus marginalement au sud. Encore une fois, les côtes à falaise rocheuse sont partiellement englacées, contrairement aux côtes à tombolo / cordon littoral.

L'analyse de la concentration du pied de glace à l'aide de la méthode par imagerie RSO n'a pu mettre en évidence un type de côte significativement différent du type tombolo / cordon littoral. Par contre, l'analyse des concentrations de glace estimées par photo-interprétation a permis de mettre en évidence des différences qui étaient suspectées lors de l'analyse de la cartographie de la glace côtière. La Figure 82 illustre la répartition de la concentration du pied de glace aux îles de la Madeleine le 03 mars 2012. À cette période, la présence de glace de mer était moyenne, voire faible par

rapport à l'état d'englacement de la mi-février. De manière générale, le pied de glace est réparti de la même manière que le 12 février 2013: l'englacement prédomine du côté ouest et au nord. Les tests statistiques effectués montrent que les côtes à falaises rocheuses sont différentes de côtes de sites de suivi, mais les côtes à falaises rocheuses elles-mêmes sont affectées par une variabilité spatiale importante. Encore une fois, les côtes faisant face à l'est et au sud sont moins englacées.

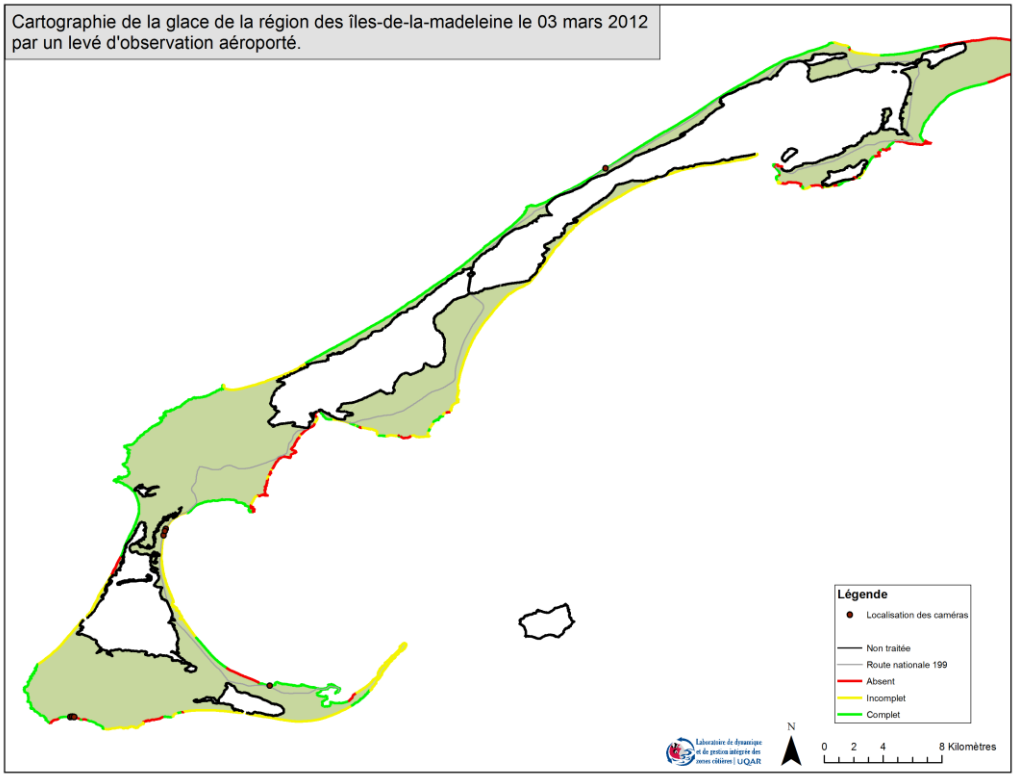


Figure 82 Cartographie du pied de glace estimé à partir des photographies aériennes acquises à basse altitude le 3 mars 2012.

L'état d'englacement des types de côte significativement différents des côtes à "Tombolo / cordon littoral" issue du levé du 03 mars 2012.

- Côte à falaise rocheuses
- Côte rocheuse
- Côte à terrasses de plage

La Figure 83 présente la répartition spatiale des côtes similaires ou dissimilaires "Tombolo / cordon littoral" basé sur l'analyse des données du 3

mars 2012. Il est à noter que le trait noir représente le trait de côte de l'intérieur des lagunes qui n'a pas été soumis à l'analyse. Les résultats montrent que les sites de suivi ressemblent à la majorité du littoral des îles, à l'exception des côtes à falaise rocheuse, des côtes rocheuses et côte à terrasses de plage.

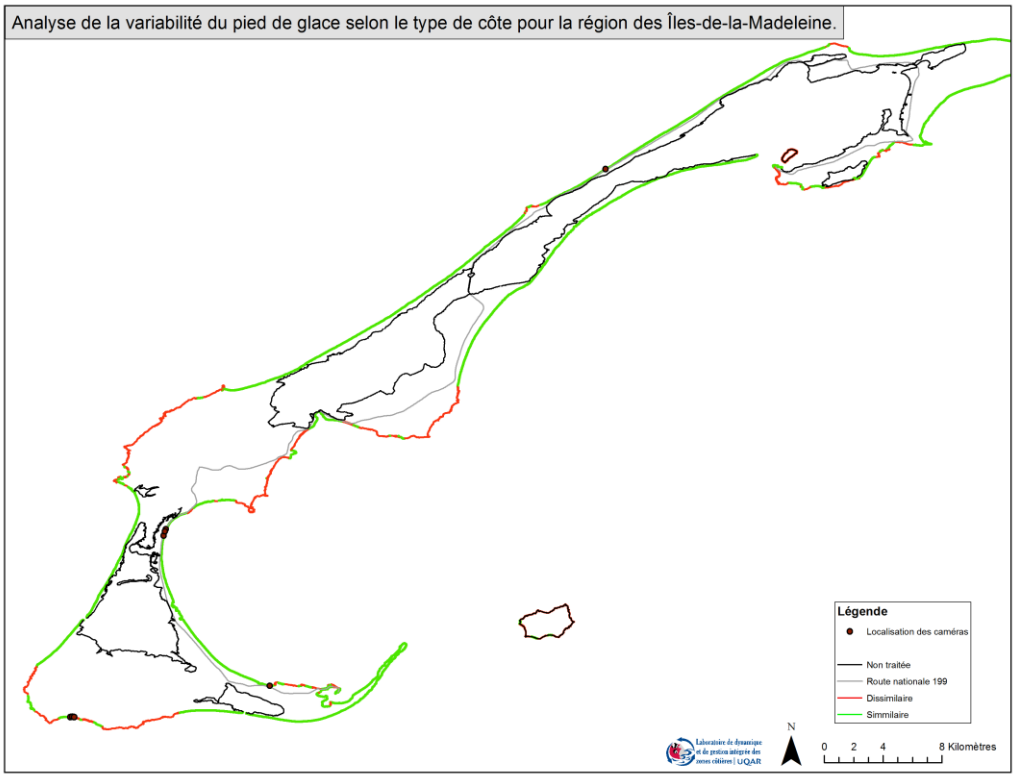


Figure 83 Cartographie de l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace de la région des îles de la Madeleine.

3.4 Interprétation des résultats et conclusion

3.4.1 Corroboration des différentes méthodes d'observations

Les données d'observations multispectrales produites par les satellites Landsat ont permis de compiler une climatologie de la présence de glace pour les saisons de 1996 à 2012. Cette climatologie montre une variabilité spatiale importante quant à l'englacement à proximité des côtes. Le complexe glaciel côtier observé montre une sensibilité aux paramètres suivants : la proximité des remontées d'eaux entrainées par la circulation induite par les vents; la configuration du littoral, la présence de baies et l'orientation du littoral par rapport aux vents dominants et aux courants moyens; les apports en eau

douce et en glaces aux embouchures des rivières; le régime hydraulique des cours d'eau selon leur harnachement hydroélectrique ; la présence d'îles, de hauts fonds et/ou de marais côtiers.

Ainsi, la zone d'accumulation de glace à l'ouest des îles-de-la-Madeleine, l'absence relative de glace du côté est, l'absence de glace au sud de la péninsule de Manicouagan et l'absence de glace à proximité de la rivière Saint-Jean concordent avec les conclusions de la section 1. Considérant que les îles de la Madeleine sont situées dans une zone moins profonde du GSL (plateau madelinien), qu'elles sont aussi le point amphidromique du golfe et en fonction des courants de surface moyens il apparaît que la proportion plus importante de glace observée du côté ouest est le résultat de l'accumulation de glace contre la rive, tandis que ces facteurs prohibent l'établissement permanent de la glace de l'autre côté des Îles. À l'instar de l'accumulation de glace du côté ouest de l'archipel madelinien ce phénomène est également observable le long de la côte de la MRC de la Haute-Gaspésie ainsi que du côté néo-brunswickois de la Baie-des-Chaleurs, eux aussi situés en « opposition » aux vents dominants et faisant obstacle à la dérive des glaces (Section 2, Figure 40).

Pour la péninsule de Manicouagan ainsi que la zone des Escoumins jusqu'à Portneuf-sur-Mer, les fortes concentrations observées en une large bande, malgré leur proximité aux zones de remontées d'eau et en amont des vents dominants, sont le résultat de l'importance de l'étendue entre le haut estran et le bas estran. Au niveau du pied de glace, l'importance de cette accumulation de glace sur le bas estran est la principale source d'englacement pour le site d'étude de Manicouagan.

Un même régime de glace est observé dans la climatologie Landsat tant du côté du site d'étude de la Rivière Saint-Jean que pour la partie est de la péninsule gaspésienne le long de la Baie-des-Chaleurs. Ici, un déficit marqué en glace au large est accompagné d'une faible présence de pied de glace. Les glaces présentent ici ne sont manifestement pas entraînées depuis le large. Les Figure 64 et Figure 170 montrent que la situation lors de cette observation aéroportée se calque fortement sur la climatologie compilée.

Les observations aéroportées, bien que ponctuelles, ainsi que celles obtenues à l'aide de RADARSAT, montrent des situations d'englacement similaires et compatibles avec la climatologie à haute résolution spatiale établie à l'aide de Landsat. Ces observations sont aussi en accord, généralement, entre les sites de suivis et le reste du littoral, ***pourvu que ceux-ci comportent les mêmes caractéristiques*** quant au type de côte, à l'orientation de celle-ci par rapport

aux vents dominants, au profil bathymétrique ainsi qu'à la proximité des zones de formation ou d'inhibition de formation de glace en mer.

Ces observations permettent d'anticiper qu'il serait possible de définir une caractérisation du régime des glaces selon : le type de côte, la proximité de zones de formation de glace de mer, les zones de remontée d'eau, la bathymétrie, l'orientation du littoral par rapport aux vents dominants et des courants. Cette classification pourrait alors être appliquée pour identifier des sites représentatifs du régime de glace de l'ensemble des types de régimes classifiés, évitant ainsi d'avoir à observer directement un nombre très important de sites névralgiques en bordure de la côte. Cependant, il serait nécessaires de faire un suivi en continue avec des caméras sur d'autres sites pour valider cette classification.

3.4.2 Contraintes observées des méthodes de télédétection

La variabilité spatiale du pied de glace est certainement expliquée en partie par le type de côte. Dans certains cas, cela semble toutefois insuffisant. La méthode de cartographie de la glace développée possède ses limites, les différentes surfaces de glace ou de terre peuvent parfois être mal identifiées, mais d'autres facteurs pourraient aussi expliquer l'absence de relations entre la variabilité observée et le type de côte. D'abord la variabilité dans la couverture de glace est plus marquée pendant les périodes de mise en place et de débâcle du CGC. Les acquisitions effectuées en période très froide, au summum de la couverture glacielle, montrent peu de variabilité intergroupe. Cette situation est évidente lorsqu'on examine en détail la série temporelle d'images RSO acquises sur la péninsule de Manicouagan. C'est pourquoi l'analyse de la variabilité spatiale du pied de glace doit être effectuée pendant les périodes de transition comme les redoux, la mise en place et la débâcle. L'acquisition des données de télédétection doit être effectuée en conséquence.

Le type de côte est le résultat d'un nombre de facteurs géomorphologique et hydrodynamique. Afin de mieux comprendre la variabilité spatiale du pied de glace, une analyse de la variabilité en fonction d'autres facteurs, telle la sinuosité de la côte ou la largeur de l'estran pourrait être effectuée. Par exemple, une modélisation conjuguant les données de concentration de la glace et ces paramètres permettrait de raffiner notre compréhension de ce phénomène.

L'effet de l'angle d'incidence d'illumination RADAR sur l'efficacité de la méthode de cartographie est encore incertain. L'échantillon de donné est restreint et une trop grande variabilité dans la couverture du pied de glace

existe pour permettre une estimation robuste de l'impact de la variation de l'angle d'incidence. La méthode de classification semble toutefois mieux performer pour les scènes à l'angle d'incidence plus faible.

L'exploitation des données des satellites Landsat a été restreinte à la période de 1996 à 2012. Cependant, l'exploitation de l'ensemble des données du capteur *Thematic Mapper* depuis son lancement en 1984 pourrait permettre de documenter la variabilité temporelle du CGC sur une plus longue période de temps. Une telle analyse n'a pu être réalisée dans le cadre de cette étude considérant le temps investi pour le développement méthodologique.

La télédétection du CGC par RSO est prometteuse, en particulier avec le lancement de la constellation de trois satellites de type RADARSAT-2 dans un avenir rapproché (~2017). Cela permettra de produire de manière routinière des cartes de glace de rive avec une excellente précision.

SECTION 4. PROJECTION DÉTERMINISTE DU PIED DE GLACE

4.1 Introduction

L'objectif de cette section est d'étudier et d'inclure dans le simulateur océanique MOR les principaux mécanismes affectant la formation et le maintien du pied de glace afin d'en prédire de manière déterministe la distribution spatio-temporelle dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent sur une échelle climatique. Les trois mécanismes qui ont été ciblés initialement sont (1) l'interaction avec le fond, (2) l'interaction avec la côte et (3) la capacité de la glace à résister au vent et au courant (rhéologie). Le complexe glaciel côtier définit à la section 1.2.1 est une simplification de la réalité permettant d'en dégager les principales caractéristiques observables, sachant que cette réalité est beaucoup plus complexe. L'inclusion de ce phénomène et des processus en cause dans un modèle numérique implique des simplifications supplémentaires afin de bien circonscrire la portée des résultats attendus ainsi que leur interprétation. Dans le modèle, nous définissons le **complexe glaciel côtier** comme étant toute banquise immobile adjacente à la côte ou à un autre point de glace de rive. La glace peut être immobile parce qu'elle est maintenue immobile par des forces d'ancrage, au fond ou avec la banquise adjacente, ou bien parce qu'aucune force externe n'agit sur elle. Dans le premier cas, la glace de rive a plus de chance de persister dans le temps que dans le second cas. La persistance dans le temps est donc un facteur important que nous considérons afin de diagnostiquer la glace de rive. Il est aussi possible de distinguer deux parties à la glace de rive : le **pied de glace**, qui est constamment ou périodiquement en contact avec le fond sur un cycle de marée, et la **banquise côtière** qui flotte, mais résiste néanmoins aux forces externes. La modélisation de la formation et du maintien du pied de glace, ce qui est principalement visé dans cette section, dépendent donc de manière fondamentale de l'interaction entre la banquise et le fond (Reimnitz et Barnes 1974; Reimnitz 2000). C'est ce processus que nous avons étudié de manière prioritaire et que nous décrivons dans cette section.

Le modèle décrit dans la section 4.2 représente, selon notre connaissance, la première tentative d'inclusion dans un modèle numérique de la banquise des mécanismes d'interaction avec le fond. Le développement du modèle d'interaction repose donc sur des hypothèses volontairement simples et idéalisées afin de pouvoir évaluer, à partir d'une première comparaison avec les données récoltées au cours de ce projet, la capacité de ces principes simples à représenter la réalité et à prioriser les aspects à développer dans une phase ultérieure. Contrairement aux relations empiriques développées aux sections 2.2.3 et 2.3.3, aucune optimisation du modèle d'interaction n'a été

faite et la comparaison avec les données présentée dans la section 4.3.2 n'est ici que pour évaluer le modèle.

4.2 Méthodologie

4.2.1 Description du modèle de friction

4.2.1.1 Fonction de contact

La banquise dans un modèle numérique est représentée par deux variables d'état principales, soit la concentration *c*, c'est-à-dire la portion de surface couverte par la glace de mer, et l'épaisseur moyenne *h*. Ces deux variables d'état sont représentées par une fonction de distribution d'épaisseur *g*(*h*) qui donne la concentration pour chaque catégorie d'épaisseur pour chaque cellule ou tuile de la grille. Un exemple de cette fonction discrète est illustré à la Figure 84. Dans cet exemple fictif, la première catégorie représente la portion libre de glace qui couvre 5% de la surface, la seconde couvre 15% de la surface et représente la glace dont l'épaisseur est supérieure à 10 cm et inférieure à 30 cm, etc. La fonction *g*(*h*) ne contient aucune information concernant la distribution spatiale de la glace et en ce sens doit être considérée comme une densité de probabilité. Une interprétation adéquate de cette fonction pourrait être formulée en disant qu'il y a 1% de probabilité que la glace en un point donné de la cellule ait une épaisseur comprise entre 1.5 et 2.0 m. On introduit donc ici la variable aléatoire x_i qui représente l'épaisseur en un point quelconque à l'intérieur d'une cellule. Dans le simulateur MOR, la fonction *g*(*h*) évolue dans le temps et dans l'espace en étant soumis à des processus dynamiques tels que la divergence (ouverture de chenaux dans la glace), la convergence et la compression (transformation d'eau libre en glace ou de glace mince en glace épaisse), et des processus thermodynamiques tels que la fonte et la formation de glace.

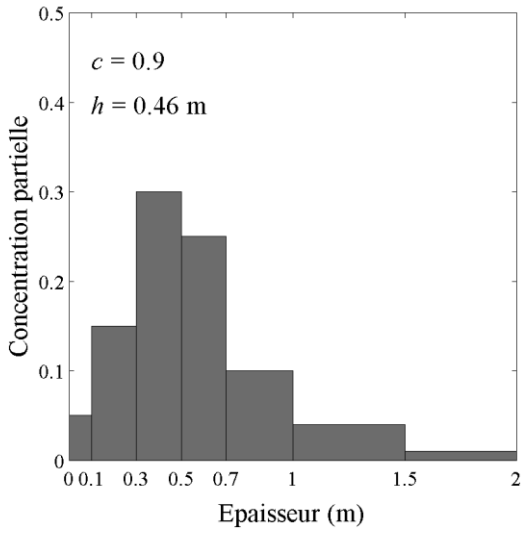


Figure 84 **Exemple de distribution d'épaisseur que l'on peut retrouver à un moment donné à un point de la grille du modèle. C'est à partir de cette distribution déterministe $g(h)$ que l'on infère la distribution $X_i = N(\mu_i, \sigma_i)$ de la variable aléatoire x_i.**

Afin de déterminer si la glace en un point sera en contact avec le fond ou non, il est nécessaire de connaitre la profondeur de la colonne en ce point ainsi que la hauteur du niveau d'eau par rapport au niveau de référence (zéro des cartes défini comme le niveau des basses mers). Cette information tirée de bases de données de diverses sources, contrairement à l'épaisseur de la glace, est statique et bien localisée dans l'espace. Or, étant donné la nature aléatoire de l'épaisseur de glace, la bathymétrie d'une cellule est elle aussi considérée comme une variable aléatoire x_g que l'on peut caractériser par une densité de probabilité. Autrement dit, même si l'on connait la profondeur d'un point à l'intérieur d'une cellule, l'épaisseur de la glace en ce même point est inconnue et ne peut être estimée qu'à partir de la densité de probabilité. Le problème à résoudre revient à déterminer la probabilité qu'un couvert de glace caractérisé par une distribution X_i entre en contact avec le fond dont la profondeur suit une distribution X_g. Ceci est schématisé par la Figure 85. En connaissant les densités de probabilité X_i et X_g, la probabilité de contact défini par

$$P = \mathbb{P}\left(X_i > X_g\right)$$

qui, dans le cas où $X_i = N(\mu_i, \sigma_i)$ et $X_g = N(\mu_g, \sigma_g)$, i.e. des distributions normales de moyennes μ_i et μ_g et de variances σ_i et σ_g, respectivement, est donné par

$$P = 1 - \Phi\left(\frac{\mu_g - \mu_i}{\sqrt{\sigma_g^2 + \sigma_i^2}}\right)$$

où Φ est la fonction de répartition de la loi normale. Les valeurs de P sont comprises entre 0 (absence de contact) et 1 (contact sur toute la surface de glace). Il est à noter que x_i représente l'épaisseur de la glace submergée et x_g la distance entre le fond et le niveau d'eau instantané, qui inclut la marée et autres processus dynamiques pouvant l'affecter (Figure 85). L'épaisseur de la glace submergée est donnée par $x_s = (\rho_i/\rho_w)x_i$, où ρ_i et ρ_w sont les densités de la glace et de l'eau de mer respectivement, alors que la profondeur instantanée est donnée par $x_g + \eta$ où η est la hauteur de la surface par rapport au niveau moyen.

4.2.1.2 Détermination des distributions X_i et X_g

Tel que mentionné dans la section précédente, le modèle de glace représente la concentration de chaque catégorie par une fonction de distribution $g(h)$ qui évolue dans le temps et dans l'espace. La distribution X_i est obtenue en supposant que $g(h)$ est normale, ce qui nous permet de calculer la moyenne et la variance par

$$\mu_i = \frac{1}{c}\sum_n a_n h_n$$
$$\sigma_i = \sum_n (a_n h_n - \mu_i)^2$$

où a_n et h_n sont les concentrations et épaisseurs partielles de chaque catégorie (voir Figure 84). Pour calculer X_g, les données bathymétriques du Service Hydrographique Canadien interpolées sur une grille de 25 m de résolution sont utilisées afin d'extraire, pour chaque point de grille du modèle à 5 km la moyenne μ_g et la variance σ_g.

Le fait de considérer X_i et X_g comme suivant des distributions normales est justifié simplement par la simplicité de l'approche comme première approximation. Le modèle peut parfaitement accommoder des distributions plus réalistes si cela est jugé nécessaire suite à une première analyse approfondie des résultats par rapport aux observations.

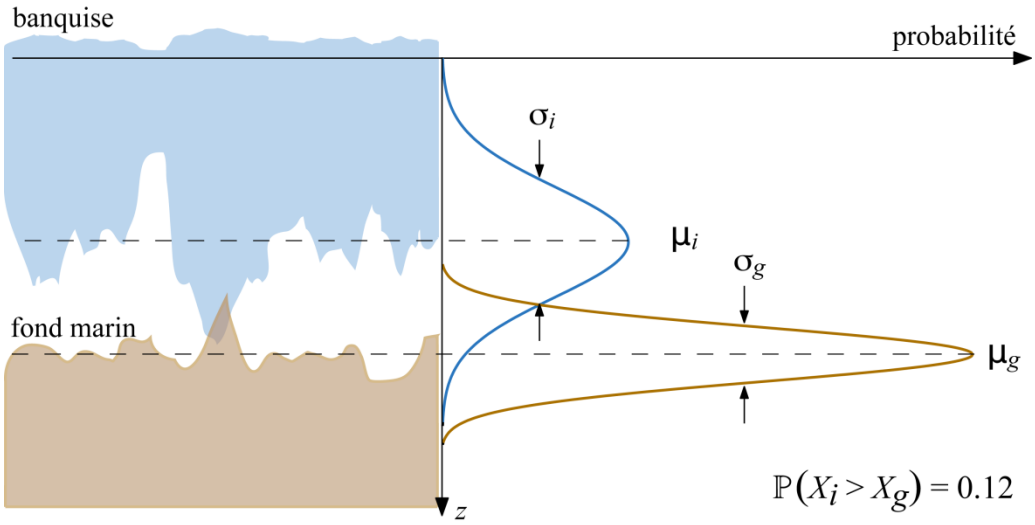


Figure 85 **Schéma de la méthode de calcul de la probabilité de contact entre la glace et le fond à partir des densités de probabilité suivant des lois normales. Dans cet exemple, la probabilité que x_i soit plus grande que x_g est non-nulle et, une fois calculée, la probabilité de contact entre la glace et le fond s'élève à 12% que l'on interprète comme la portion de la surface du couvert de glace d'une cellule qui est en contact avec le fond.**

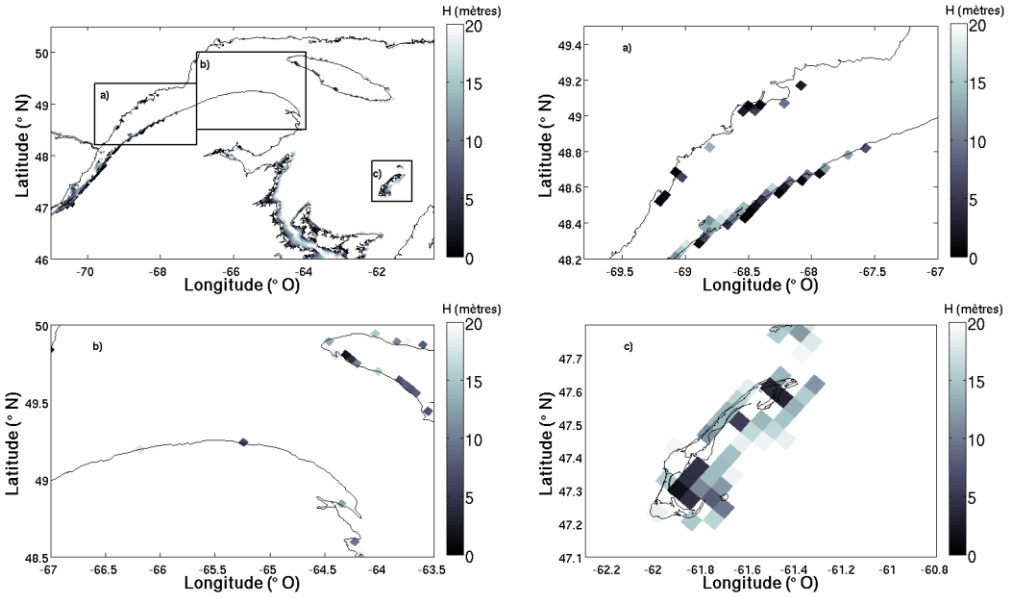


Figure 86 **Bathymétrie moyenne du golfe du Saint-Laurent (en haut à gauche) avec emphase sur les 20 premiers mètres, montrant ainsi les endroits où la glace est susceptible de s'ancrer au fond (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine).**

4.2.1.3 Modèle de friction

L'approche privilégiée pour prendre en compte l'interaction avec le fond est l'ajout d'un terme de friction avec le fond $\boldsymbol{\tau}_g$ dans l'équation de conservation de la quantité de mouvement

$$\rho_i \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u}\right) = -\rho_i h f \mathbf{k} \times \mathbf{u} - \rho_i h g \nabla \eta + \boldsymbol{\tau}_a + \boldsymbol{\tau}_w - \boldsymbol{\tau}_g + \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} \qquad (4.1)$$

Le terme de gauche est l'accélération matérielle, incluant les termes d'advection non-linéaires, produite par la somme des forces externes et internes représentées dans les termes de droite : le premier est la force de Coriolis, le second l'accélération due à la pente de la surface, le troisième la contrainte due au vent, le quatrième la contrainte océanique, le cinquième la friction avec le fond et le dernier la résistance interne aux déformations (rhéologie). $\rho_i h$ est la masse de la glace par unité de surface, $\mathbf{u}$ la vitesse de la glace, f le paramètre de Coriolis, $\mathbf{k}$ un vecteur unitaire normal à la surface, $\boldsymbol{\tau}_a$ et $\boldsymbol{\tau}_w$ sont respectivement les forces par unité de surface dues à la friction turbulente entre l'eau et l'air et entre l'eau et la glace et g est l'accélération gravitationnelle.

La rhéologie employée est celle d'un continuum visqueux-plastique (Hunke et Dukowizc, 1997) dont la résistance dépend linéairement de l'épaisseur et décroît exponentiellement lorsque la concentration diminue. Une analyse de sensibilité du comportement de la banquise en fonction de la résistance au cisaillement a été réalisée et nous a permis de conclure que, dans le contexte du GSL, la rhéologie ne joue qu'un rôle secondaire dans l'établissement d'une banquise côtière, principalement en raison de l'épaisseur qui est trop faible pour résister aux forces externes, et à la résolution du modèle qui ne rend bien compte de la ligne de côte dans les baies où le processus pourrait dominer.

La friction au fond s'oppose toujours au mouvement de la banquise. Lorsque la contrainte au fond calculée avec l'équation (4.2) est supérieure à la somme des contraintes externes dues au vent, aux courants et à la pente de la surface (termes 2, 3 et 4 de l'équation 4.1), la vitesse est fixée à zéro. Dans ce cas, toutes les forces sont également fixées à zéro excepté le terme de rhéologie qui dépend des gradients spatiaux de vitesse. Ceci implique que même si la glace est immobile, elle peut quand même croitre, fondre se compacter et former des crêtes, ce qui se traduit par des changements d'épaisseur et de concentration. Lorsque la contrainte est inférieure, celle-ci est soustraite de la somme des contraintes externes et l'équation (4.2) est résolue avec les contraintes modifiées.

Pour quantifier le terme de friction au fond, nous nous référons aux travaux qui ont été effectués sur la dynamique des îles de glace artificiellement construites comme plates-formes de forage dans les eaux arctiques (Barker et Timco 2004). Nous supposons que la glace en contact repose à plat sur le fond et que la contrainte horizontale exercée par le fond dépend du poids net de la glace en contact tel que

$$\boldsymbol{\tau}_g = cP(A + N\tan\beta) \qquad (2)$$

où *N* est le poids net de la glace sur le fond par unité de surface qui correspond au poids total de la glace moins la force d'Archimède orientée vers le haut et proportionnelle au volume de glace submergée. Ceci correspond au poids de la glace d'épaisseur excédentaire $\tilde{h}$ définie par

$$\tilde{h} = \max\left[0,\ \frac{\rho_i}{\rho_w}h - (H + \eta)\right] \qquad (3)$$

qui est nulle lorsque la glace flotte librement. A est un terme d'adhésion qui tient compte de la friction non nulle exercée lorsque la glace est tout juste en contact avec le fond. Celui-ci dépend des caractéristiques (rugosité) et de la composition du fond (sable, argile, roche, etc.). Pour notre étude, par souci de

simplicité, ce paramètre est fixé à zéro et ne sera modifié que si jugé nécessaire. tan β est un coefficient de frottement linéaire exprimé en fonction d'un angle de friction interne qu'on a choisi égal à 30°. Le tout est pondéré par la concentration de glace *c* et par la probabilité de contact *P* présentée dans la section précédente.

Tableau 4-1 Paramètres physiques du modèle.

Paramètre	Symbole	Valeur
Densité de l'eau de mer	ρ_w	1035 kg m^{-3}
Densité de la glace de mer	ρ_i	922 kg m^{-3}
Angle de friction interne	β	30°
Paramètre de Coriolis	f	$2\Omega\sin\phi$
Accélération gravitationnelle	g	9.81 m s^{-2}
Constante d'adhésion	A	0 Pa
Variable	**Symbole**	**Unité**
Probabilité de contact	P	-
Concentration totale	c	-
Épaisseur moyenne	h	m
Hauteur du niveau d'eau par rapport au niveau moyen	η	m
Profondeur de la colonne à partir du zéro des cartes	H	m
Poids net de la glace par unité de surface sur le fond	N	Pa

4.3 Analyse des résultats

4.3.1 Simulation du pied de glace

Les années 2002-2003 et 2008-2009 ont été choisies dans un premier temps pour tester le modèle en raison de la présence d'un couvert de glace important en 2002-2003, d'une couverture satellitaire Landsat adéquate pour les deux hivers et de données de terrain pour l'hiver 2008-2009, permettant une première comparaison. En plus de la concentration totale et de l'épaisseur

moyenne, le modèle calcule la contrainte au fond τ_b ainsi que la probabilité de contact *P*. Les Figure 87, Figure 88 et Figure 89 montrent l'évolution temporelle de l'épaisseur moyenne, de la concentration, de la contrainte au fond (en Pascal) et de la probabilité de contact (comprise entre 0 et 1) pour trois différentes sous-régions d'intérêt pour l'hiver 2002-2003. La contrainte au fond est présentée sur une échelle logarithmique afin de bien illustrer la variabilité de cette force qui peut dépasser de plusieurs ordres de grandeurs la somme des contraintes externes qui est de l'ordre de 0.1 Pa. Par exemple, pour le site de Rivière-du-Loup, ces résultats suggèrent que le pied de glace apparait autour du 9 janvier et disparait autour du 21 mars (Figure 87). Pour cette cellule, on voit que la contrainte au fond dépasse le seuil critique dès que l'épaisseur devient non-nulle parce qu'il y a une probabilité non nulle que la profondeur soit nulle. Ceci est possible lorsque, par exemple, la profondeur moyenne est de 8 m et que la variance est de 10 m. On remarque également que la probabilité de contact (Figure 87d, Figure 88d et Figure 89d) augmente en fin de saison juste avant de disparaitre, alors que la contrainte au fond diminue. Ceci illustre bien le fait que la glace la plus épaisse, celle qui a le plus de chance de toucher le fond, est la dernière à fondre dans le modèle. Enfin, on observe également des variations rapides de la contrainte au fond causées par des variations du niveau d'eau (ex. la marée) qui éloignent ou rapprochent le couvert de glace du fond.

La Figure 90 montre une carte du nombre de jours pendant l'hiver où la contrainte au fond est supérieure à 0.1 Pa, i.e. l'ordre de grandeur des contraintes externes. Cette carte constitue en quelque sorte une manière d'évaluer la distribution et la persistance du pied de glace à l'échelle du GSL. Les figures suivantes (Figure 91 à Figure 94) présentent des cartes plus détaillées des variables importantes pour le 26 février 2003, ainsi que le nombre de jour où la contrainte au fond surpasse le seuil de 0.1 Pa pour différentes régions d'intérêt. Nous verrons, dans les prochaines sections, comment ces résultats se comparent aux observations et de quelles façons pouvons-nous interpréter les résultats produits par le modèle.

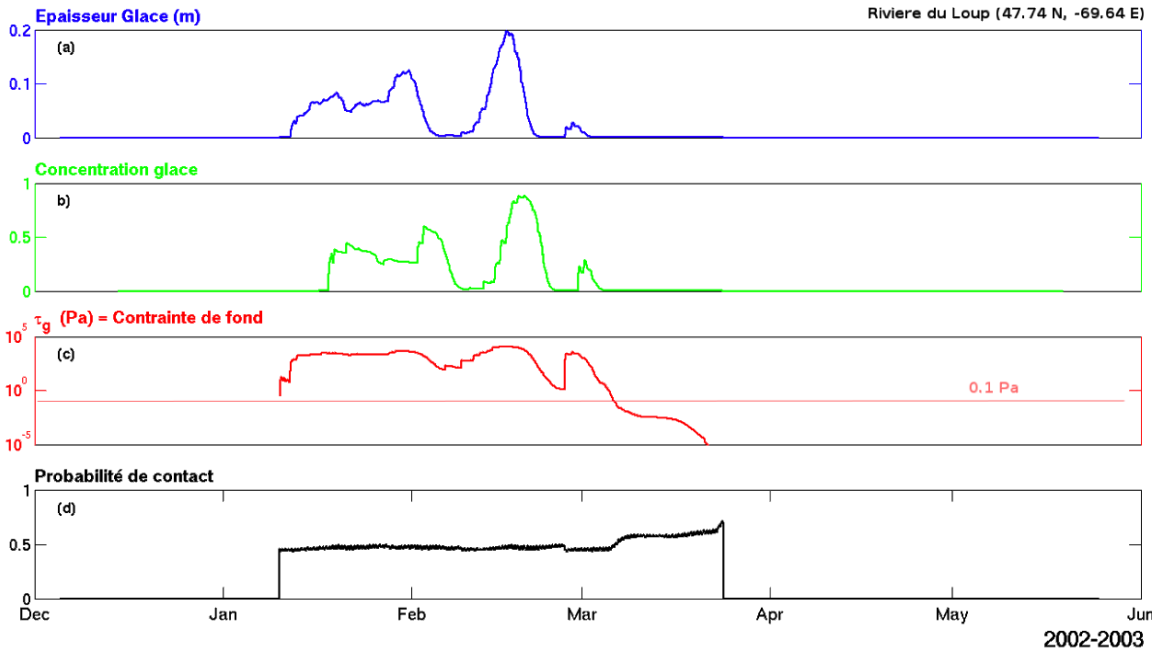


Figure 87 **Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de grille (47.74°N, 69.64°O) près de Rivière-du-Loup pour l'hiver 2002-2003.**

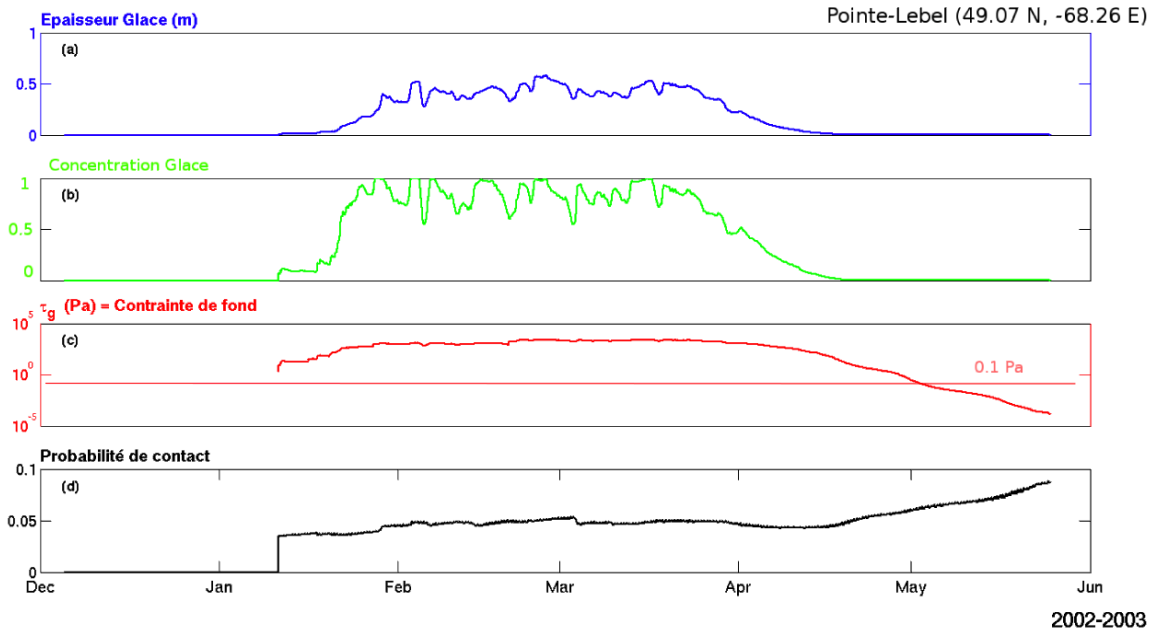


Figure 88 **Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de grille (49.07°N, 68.26°O) près de Pointe-Lebel pour l'hiver 2002-2003.**

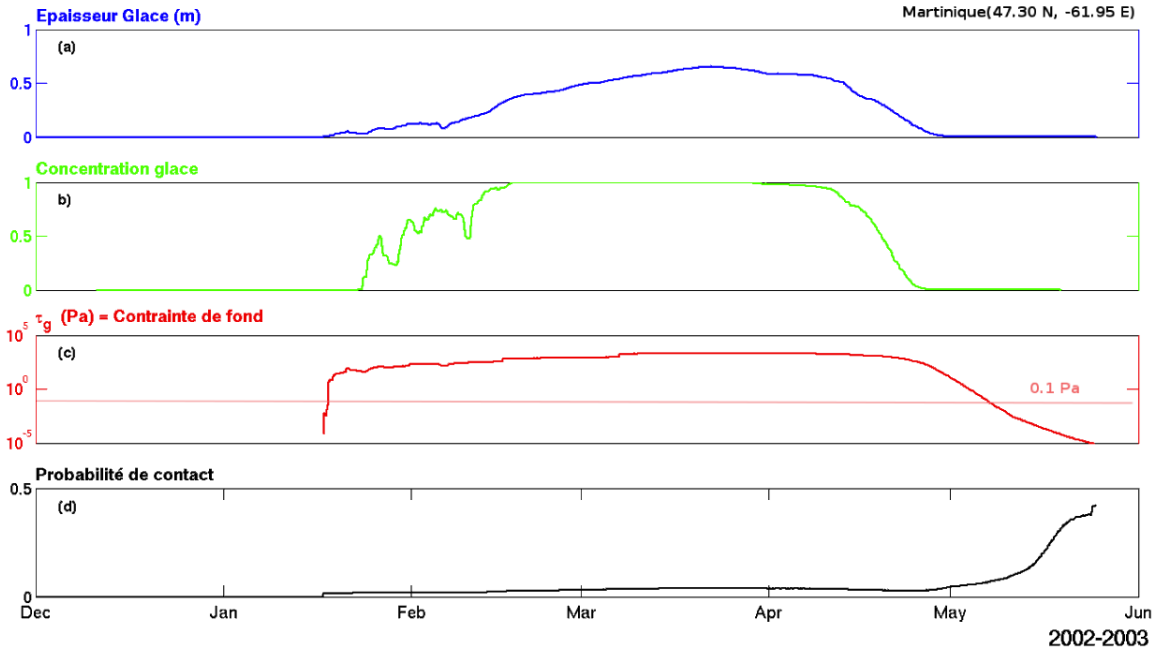


Figure 89 **Séries temporelles de a) l'épaisseur, b) la concentration, c) contrainte au fond et d) la probabilité de contact au point de grille (47.03°N, 61.95°O) près de la Martinique, aux Îles-de-la-Madeleine pour l'hiver 2002-2003.**

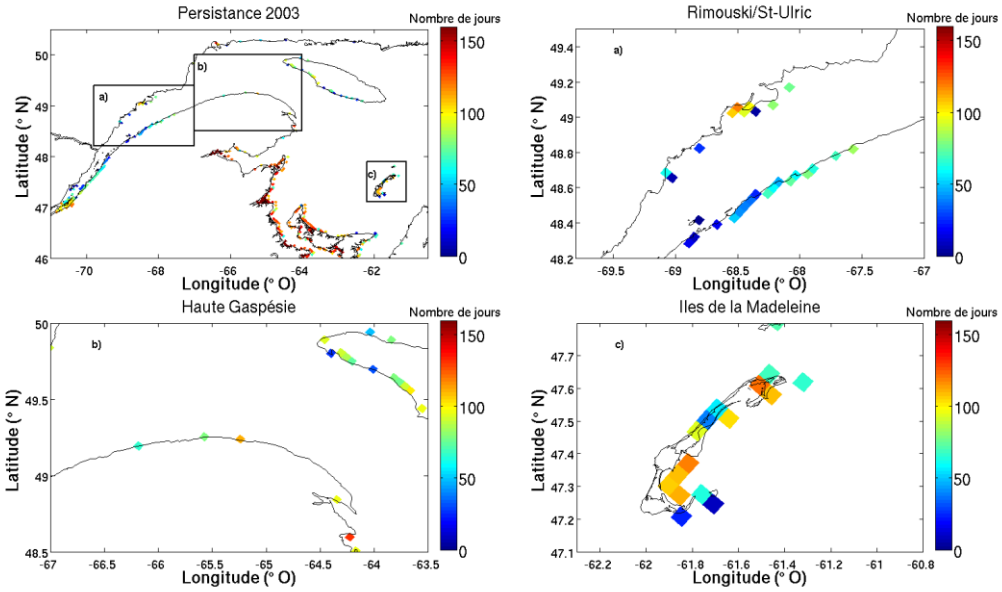


Figure 90 **Carte de la persistance du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut à gauche) au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine).**

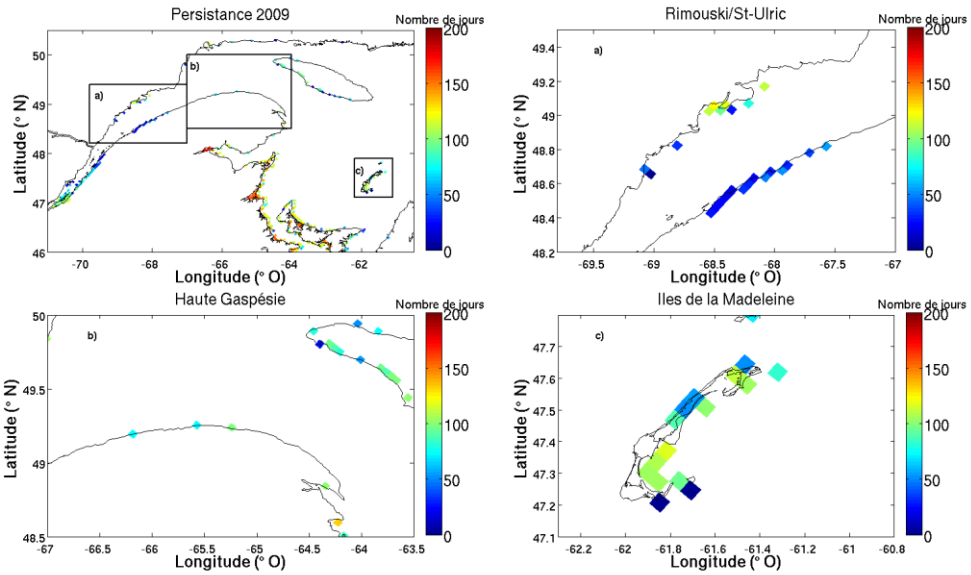


Figure 91 **Carte de la persistance du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) au cours de l'hiver 2008-2009 (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine).**

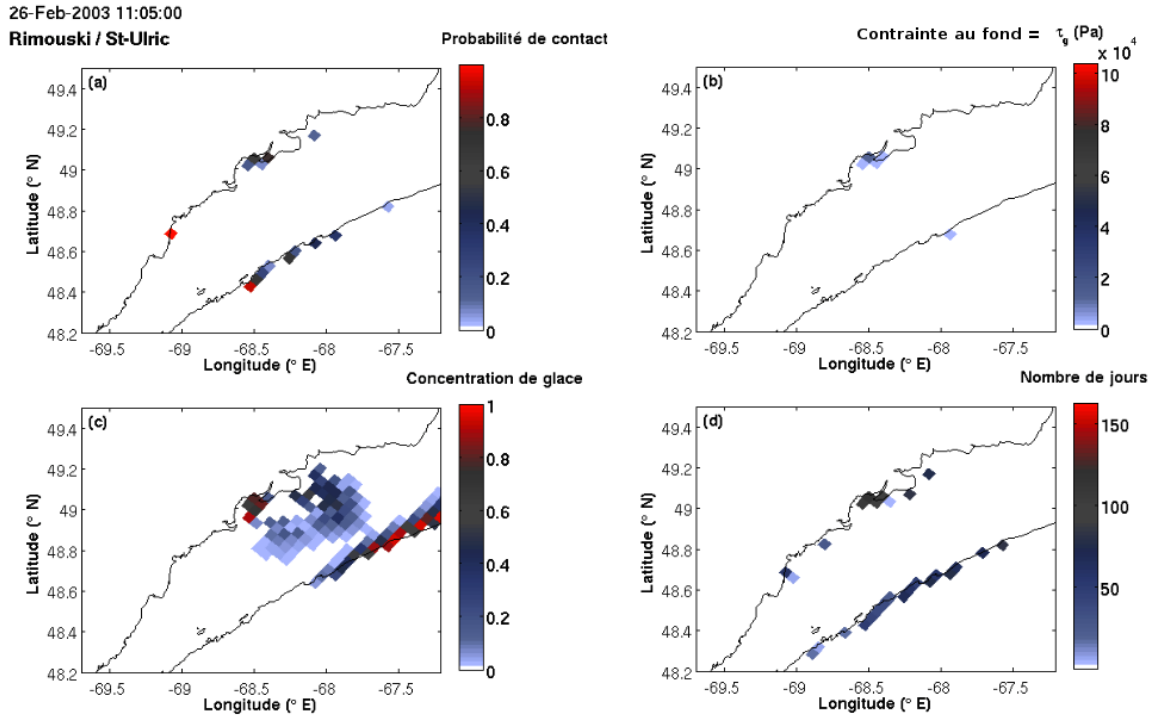


Figure 92 **a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90).**

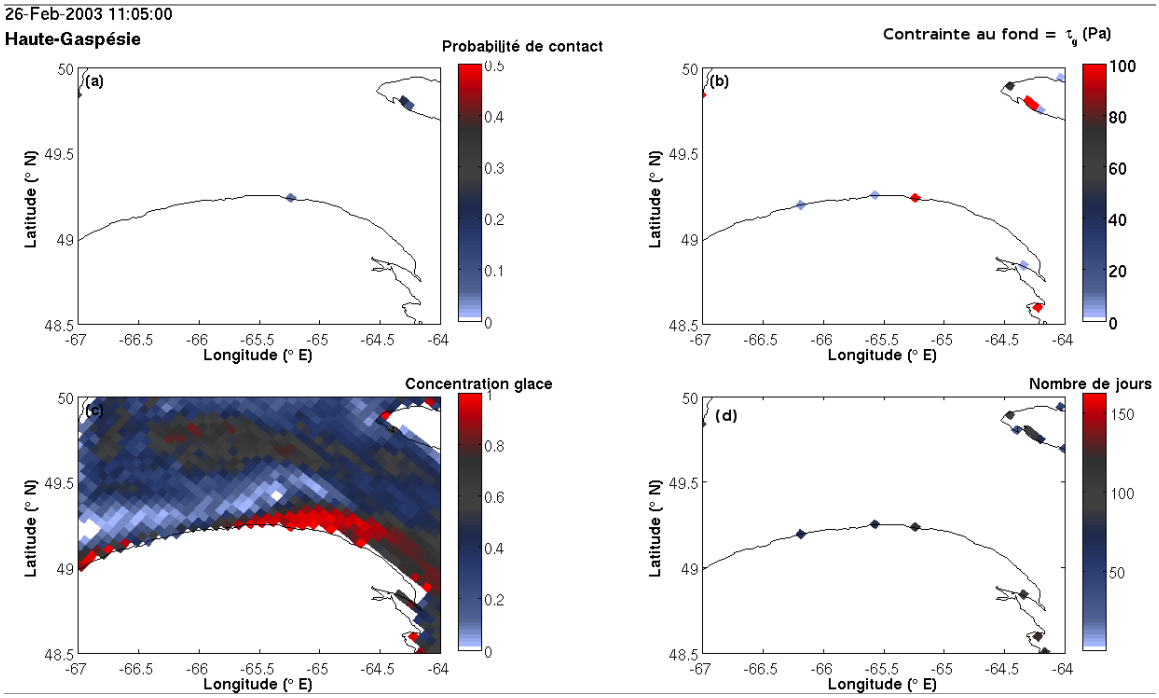


Figure 93 **a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90).**

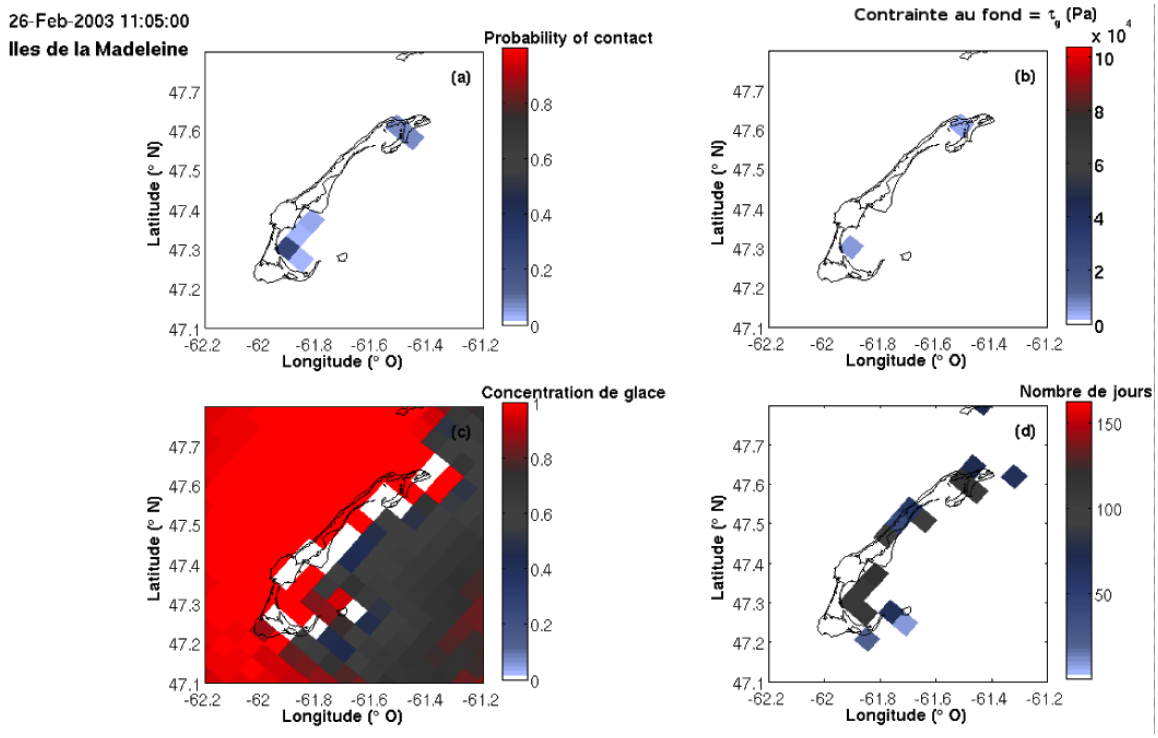


Figure 94 **a) Probabilité de contact, b) contrainte au fond et c) concentration de glace au 26 février 2003. Le panneau d) indique la persistance en nombre de jours du pied de glace dans l'estuaire maritime au cours de l'hiver 2002-2003 (agrandissement de la Figure 90).**

4.3.2 Comparaison avec les observations

La Figure 95 montre une comparaison entre la simulation témoin (concentration), la simulation test (concentration et contrainte au fond) et les observations du pied de glace (PDG) pour les quatre sites d'intérêt, Pointe-aux-Loups, la Martinique, Pointe-Lebel et Rivière-Saint-Jean. La bathymétrie du modèle aux sites de Pointe-aux-Loups et Rivière-Saint-Jean est telle que la contrainte au fond à ces deux sites est restée nulle pour la simulation test. La concentration présente donc très peu de différence avec la simulation témoin. Au contraire, pour les sites de la Martinique et de Pointe-Lebel, l'ancrage de la glace au fond (ligne rose) contribue la maintenir en place et à allonger la période d'englacement. Toutefois, la date d'apparition du pied de glace reste inchangée.

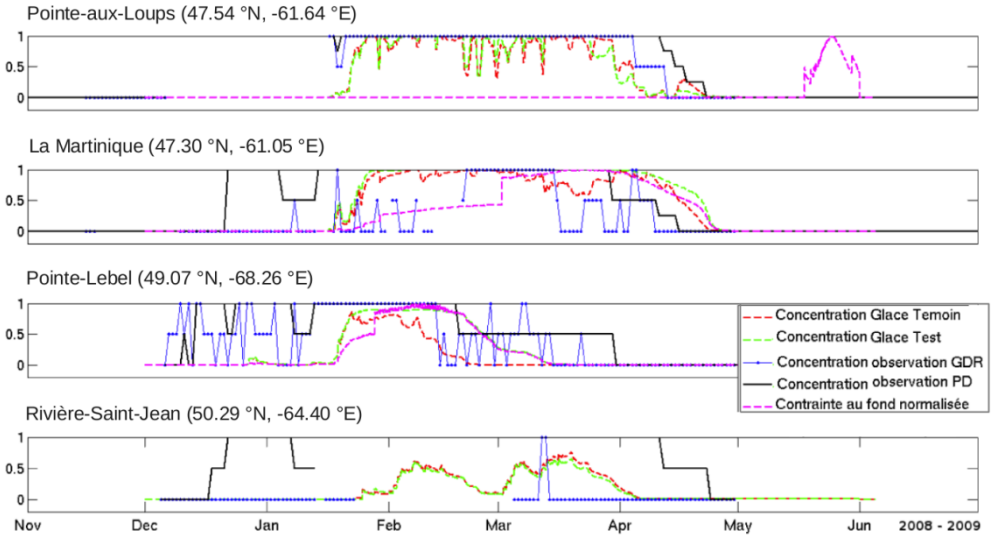


Figure 95 **Comparaison entre la simulation témoin (concentration), la simulation test (concentration et contrainte au fond normalisée) et les observations du pied de glace (PDG) pour les quatre sites d'intérêt, Pointe-aux-Loups, La Martinique, Pointe-Lebel et la Rivière-Saint-Jean (Les concentrations sont exprimées de 0 à 1, signifiant de l'absence jusqu'au couvert total de glace).**

Une comparaison point par point des résultats avec les observations de terrain est à ce stade-ci un test trop difficile à passer pour le modèle, principalement car le pied de glace simulé dépend fortement de la bathymétrie que nous avons décidé, par simplicité, de simuler avec une loi de probabilité normale, et que d'autres facteurs entrent en ligne de compte dans la formation du pied de glace.

Cette première approche permet toutefois de bien reproduire la distribution spatiale de la banquise côtière, telle que vu par les satellites à haute résolution. La Figure 96 montre une analyse d'images Landsat pour la période 1995-2007 du ratio d'englacement, dont les points chauds (ration > 40%) près des côtes se superposent bien aux points chauds de la carte de persistance issue du modèle (Figure 97), à l'exception des côtes de l'Île d'Anticosti.

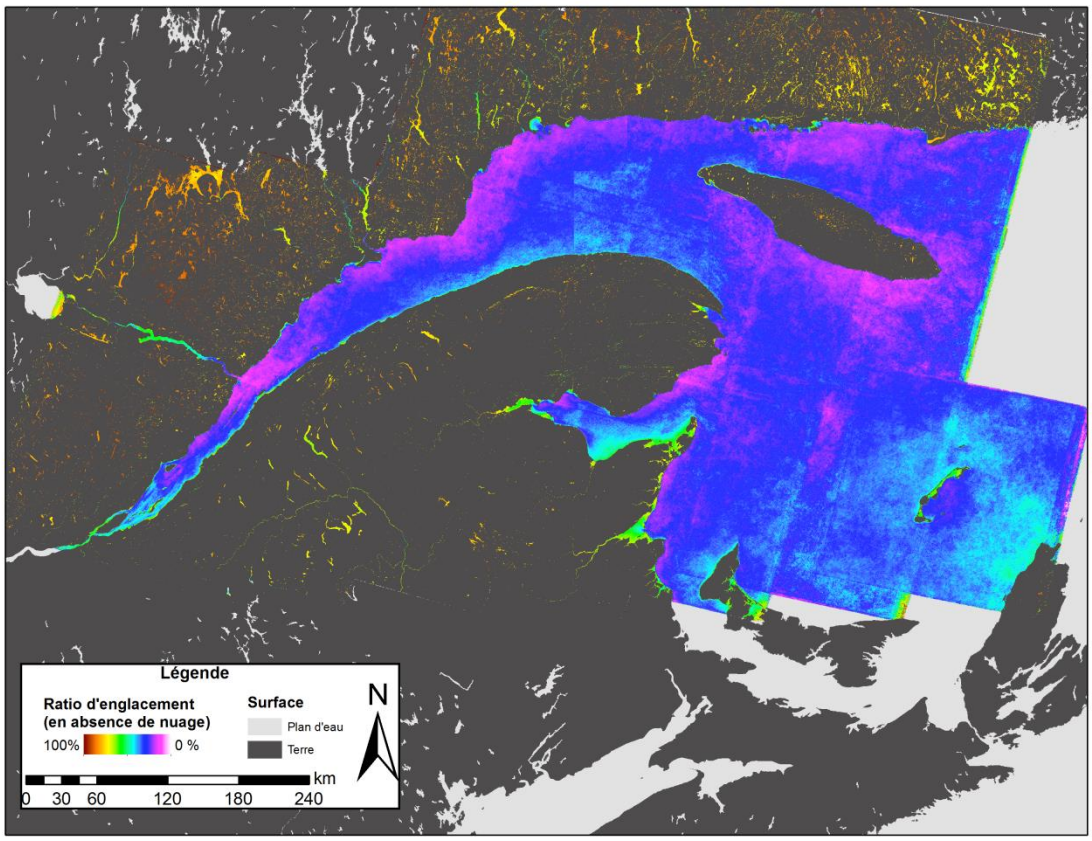


Figure 96 **Fréquence d'englacement par temps clair du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent. Celle-ci est définie comme étant le ratio entre le nombre d'images sur laquelle un pixel de 30m × 30m est couvert de glace et le nombre total de pixels valides, c'est-à-dire sans nuage. Les zones à haut ratio d'englacement correspondent bien aux zones où la banquise interagit avec le fond (voir Figure 98).**

4.3.3 Projection climatique

En se basant sur les résultats les plus probants du modèle, c'est-à-dire sa capacité à représenter la distribution régionale de la persistance de l'ancrage au fond, deux simulations ont été réalisées afin d'évaluer la tendance climatique de cette distribution. La Figure 97 montre la persistance moyenne de l'ancrage pour la période 1982-2006 alors que la Figure 98 montre la persistance moyenne de l'ancrage pour la période 2041-2067. On note d'abord une réduction du nombre de point où il y a ancrage (ex. autour de l'Île d'Anticosti) et une réduction du nombre de jours d'ancrage dans à peu près toutes les régions.

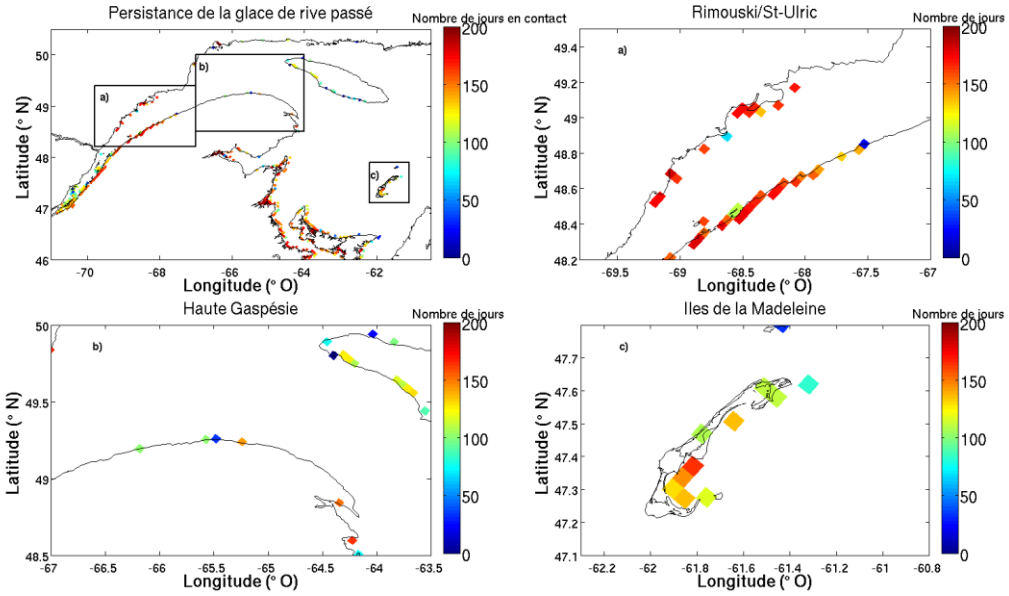


Figure 97 **Carte de la persistance moyenne du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) pour le climat du passé récent (1982-2006) (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine).**

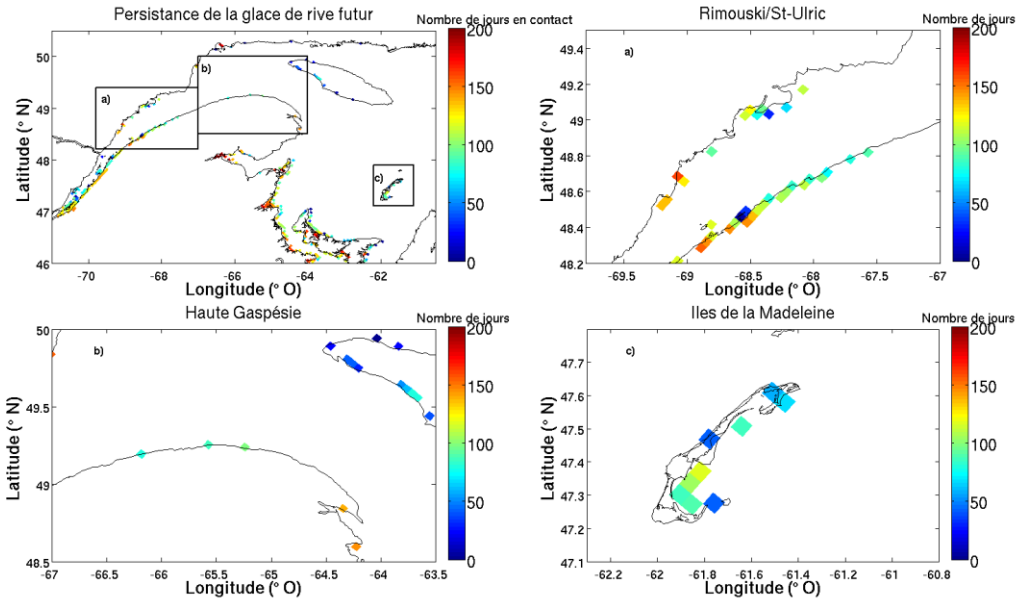


Figure 98 **Carte de la persistance moyenne du pied de glace en nombre de jours où la contrainte au fond a dépassé 0.1 Pa pour le golfe et l'estuaire (en haut, à gauche) pour le climat futur (2042-2067) (agrandissement a, b et c représentant respectivement l'estuaire maritime, la côte nord de la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine).**

Étant donné que le modèle ne reproduit pas très bien les observations faites aux sites, mais qu'il reproduit relativement bien la distribution spatiale du pied de glace à une échelle régionale intermédiaire, il est raisonnable de penser qu'une projection du de la persistance du pied de glace à cette échelle puisse être une information valable issue du modèle. Pour cela, nous avons calculé la moyenne du nombre de jours où la glace est ancrée pour huit régions (Figure 99 et Tableau 4-2) en faisant la comparaison entre les climats passé et futur. Ces résultats sont montrés à la Figure 100. Les valeurs n'ont pas de sens si l'on compare les régions entre elles, car la moyenne est effectuée sur tous les points mouillés des régions dont le nombre varie d'une à l'autre, mais reste constant pour les deux périodes.

On y voit une diminution significative du nombre de jours d'ancrage entre le passé et le futur pour chaque zone. Cette diminution du nombre de jours durant lesquels les cellules côtières sont ancrées s'accorde très bien avec les résultats des simulations temporelles du PDG pour la période 1981-2070 à partir des relations empiriques (section 2). Par exemple, on obtient pour la zone 8 (Z8) une diminution de la période d'englacement de 28 jours en moyenne alors que la relation empirique prédit une diminution moyenne de 35

jours au site de Pointe-aux-loups. La zone 2 (Z2) affiche une diminution de la période d'englacement de 32 jours en moyenne alors que la relation empirique prédit une diminution moyenne de 28 jours au site de Pointe-lebel.

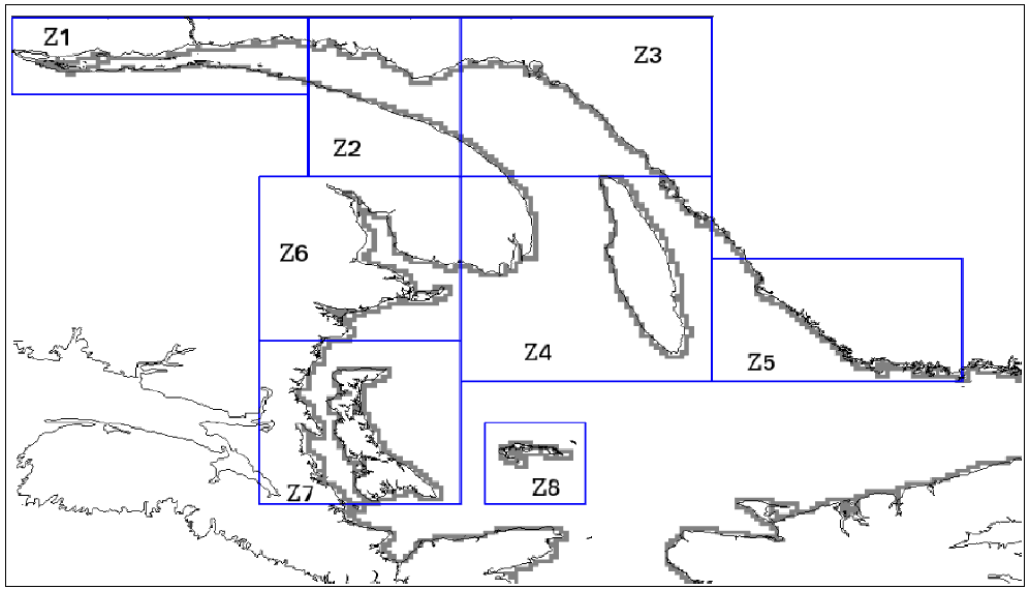


Figure 99 **Carte du golf avec les huit zones étudiées. Les cellules grises correspondent aux cellules mouillées du modèle en contact avec la côte.**

Tableau 4-2 Coordonnées géographiques des zones identifiées sur la Figure 99.

Nom de la zone	Coordonnées 4 coins de la zone (lat, lon)	
Z1	(47.1 °N, -71.7°E) (46.5 °N, -70.7°E)	(49.1 °N, -69.1°E) (48.5 °N, -68.1°E)
Z2	(49.1 °N, -69.1°E) (47.9 °N, -67.1°E)	(50.0 °N, -67.7°E) (48.9 °N, -65.8°E)
Z3	(50.0 °N, -67.8°E) (48.9 °N, -65.8°E)	(51.6 °N, -65.5°E) (50.6 °N, -63.6°E)
Z4	(48.9 °N, -65.8°E) (47.5 °N, -63.3°E)	(50.6 °N, -63.6°E) (49.1 °N, -61.1°E)
Z5	(47.1 °N, -71.7°E) (49.1 °N, -61.0°E)	(51.6 °N, -60.4°E) (50.8 °N, -58.8°E)
Z6	(47.6 °N, -67.5°E) (46.4 °N, -65.5°E)	(48.9 °N, -65.8°E) (47.7 °N, -63.7°E)
Z7	(46.4 °N, -65.5°E) (45.1 °N, -63.5°E)	(47.7 °N, -63.7°E) (46.6 °N, -61.7°E)
Z8	(47.3 °N, -62.5°E) (46.7 °N, -61.5°E)	(48.1 °N, -61.6°E) (47.4 °N, -60.6°E)

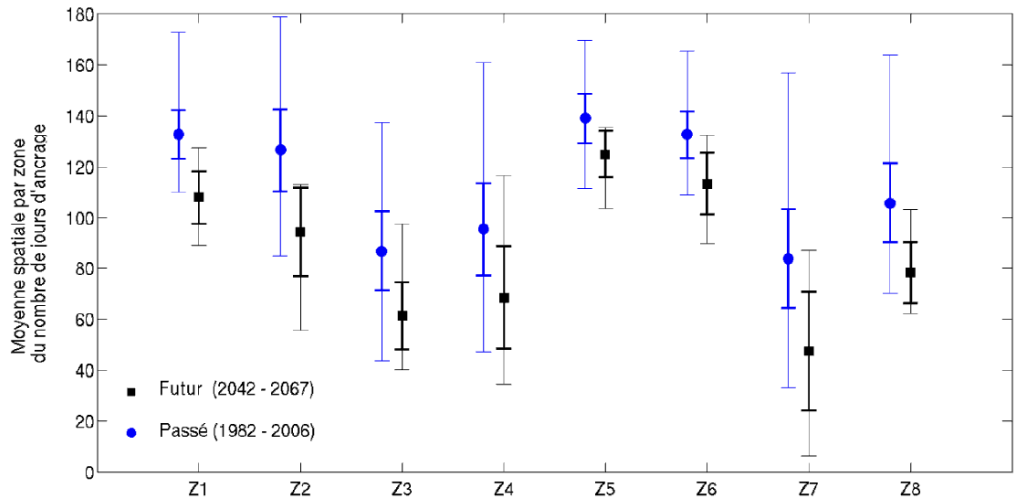


Figure 100 **Nombre de jours pendant lesquels la glace est ancrée au fond (présence d'un pied de glace) pour huit régions du GSL, pour le passé récent (1982-2006, ronds bleus) et le futur (2042-2067, carrés noirs). Les barres foncées représentent un écart de plus ou moins un écart-type alors que les barres fines représentent les valeurs extrêmes obtenues pour chacune des périodes.**

SYNTHÈSE GÉNÉRALE

Dans un premier temps, profitons de cette discussion générale pour résumer les objectifs du projet. Tel que mentionné dans le devis de recherche, le but principal est de prévoir, en fonction de différents scénarios climatiques, l'impact des changements climatiques sur le PDG des différents sites observés. Pour ce faire, nous avons tout d'abord simulé, pour l'ensemble de l'EGSL, le climat océanique et cryogénique sur l'horizon 1981-2070. Par la suite, nous avons établi des relations empiriques pour modéliser le PDG et les avons appliquées à la période 2040-2070. Deuxièmement, nous avons étudié de façon synoptique, à l'aide d'imagerie satellitaire et aérienne, la possibilité d'étendre ces relations empiriques sur une plus grande section que celle observée. Finalement, dans une optique de recherche, nous avons modifié le simulateur de glace actuel afin d'y inclure la modélisation des glaces de rives.

Suite à ce travail, nous croyons que certains points méritent d'être discutés plus abondamment dans cette section. Dans un premier temps, nous discutons des effets possibles de la modification de l'état d'englacement du haut estran sur la dynamique côtière. Par la suite, il est question des implications d'une diminution de la période d'englacement complet malgré une augmentation de la période d'englacement partiel. Nous discutons également des limites des relations empiriques et de leur représentativité spatiale pour finalement revenir sur les efforts de modélisation déterministe du PDG.

Conséquence des modifications de l'état d'englacement du haut estran sur la dynamique côtière

Les modifications attendues à l'englacement du haut estran pour les côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent ne seront pas sans conséquence sur la dynamique côtière. En raison de la hausse appréhendée des températures de l'air, nous avons vu que les conditions glacielles subiront des modifications plus ou moins importantes quant aux périodes d'englacement et de déglacement, aux caractéristiques du pléni-glaciel en nombre de jours PDGC et PDGI de même qu'au nombre de jours où le haut estran sera pratiquement libre de glace. Actuellement, il existe un consensus relativement généralisé sur la relation entre la diminution de l'englacement et l'augmentation de **l'érosion (**BaMassoud et Byrne, 2012 ; Forbes *et al.*, 2002). À ce sujet, nous avons vu à la section 1, qu'un grand nombre d'auteurs s'étaient prononcés quant au rôle de protection assuré par la glace de rive en général.

Les modifications au **transit sédimentaire** constituent l'un des phénomènes associés aux bouleversements des caractéristiques de la saison glacielle. D'une part, la durée où le transit sédimentaire est actif durant une année sera

à la hausse en raison de la diminution de la durée de la saison glacielle. D'autre part, le transit sédimentaire s'effectue de manière différente durant l'hiver puisqu'il est fonction notamment des vents dominants et de l'action des agents hydrodynamiques sur la côte. Durant la saison froide, les vents dominants changent de direction et les agents hydrodynamiques ont un niveau d'énergie plus élevé (houle et tempêtes hivernales). Sur la Côte-Nord, la prédominance des vents du nord-ouest en hiver aurait comme conséquence de changer la direction de la dérive littorale principale et de modifier les zones d'érosion et d'accumulation dans la zone côtière (Bernatchez *et al*., 2008). Bernatchez et Dubois (2004) avaient déjà indiqué que l'instabilité du pied de glace observé depuis 1998 sur la Côte-Nord soumettait le bas de plage à l'influence des agents hydrodynamiques (et donc au transit sédimentaire) et que ce phénomène pourrait s'accentuer en raison des changements climatiques. Les résultats obtenus montrent que la modification du cycle glaciel présente déjà une variabilité importante. Par ailleurs, les périodes avec des hivers chauds et une réduction du couvert de glace, notamment lors de la fin des années 70 et début des années 80 seraient à l'origine d'une réduction de la largeur des plages aux Îles-de-la-Madeleine et de l'accélération subséquente du recul de la côte (Bernatchez *et al*., 2008).

Diminution du nombre de jours PDGC et augmentation du nombre de jours PDGI

La diminution du nombre de jours où le pied de glace est complet au profit d'une augmentation du nombre de jours où le pied de glace est incomplet engendre des modifications à la dynamique côtière. Le pied de glace incomplet, s'il ne couvre pas le haut estran jusqu'à la flexure (niveau moyen des eaux), agit comme une structure rigide. Autrement, s'il couvre tout l'estran, mais n'est pas suffisamment épais, le pied de glace incomplet laisse les marées atteindre la côte. L'effet des **structures rigides** produit lorsque le front du pied de glace est plus élevé que le niveau de la flexure et exposé à des conditions d'eau libre constitue sans doute le pire scénario en regard de l'érosion côtière. En l'absence des autres entités glacielles le front du pied de glace constitue une structure rigide qui augmente la réflectivité des vagues qui entraîne l'érosion du bas de plage puisque l'énergie des vagues se déplace de la rive vers le front du pied de glace (position variable) ce qui déplace la zone de déferlement (Marsh *et al.*, 1973; Barnes *et al.*, 1993, Neilsen, 1988 ; Forbes *et al.*, 2004 ; Bernatchez et Dubois, 2004). L'augmentation de la réflectivité des vagues contre ce front de glace rigide et vertical engendre une plus grande turbulence qui favorise une plus grande mise en suspension de sédiments qui deviennent alors disponibles pour le transport (Neilsen, 1988). C'est d'ailleurs en raison de l'augmentation de la turbidité de l'eau que le contenu en sédiment

dans la glace est plus important dans sa portion supérieure (verticalement) que dans sa portion inférieure. En effet, la turbulence est moindre au début de la formation alors que lorsque le front engendre la réflexion des vagues, la nouvelle glace est formée à partir d'eaux plus chargées en sédiment (Marsh *et al.*, 1973). L'effet de structure rigide engendre **l'affouillement** de la plage au front du pied de glace (Forbes *et al.*, 2004 Bouchard et Hill, 1995 in Forbes *et al.*, 2002). Puis, suite au déglacement de la rive, la plage est reprofilée par l'action des vagues, ce qui entraîne un **abaissement** du haut de plage (Bernatchez et Dubois, 2004). Des mesures effectuées entre 1998 et 2004 par Bernatchez et Dubois (2004) sur des plages sableuses de la Côte-Nord montrent des abaissements d'un mètre de la surface de la plage au front du pied de glace de haut estran. L'érosion verticale des plages augmente le temps de submersion du haut de plage et permet aux marées de morte-eau d'atteindre la base de certaines falaises.

Toutefois, l'érosion attribuable à l'affouillement et à la mise en suspension des sédiments au front du pied de glace demeure généralement non quantifiée en dehors des mesures ponctuelles de Bernatchez et Dubois (2004) et de Marsh *et al*. (1973) sur l'ensemble du bilan sédimentaire annuel. Dans le cas de Marsh *et al*. (1973), ceux-ci affirment, sur la base de la réalisation de profils, que l'érosion nette du fond devant le front du pied de glace attribuable à l'augmentation de la turbulence dans cette zone est négligeable. Toutefois, dans l'ensemble, on ignore si ce phénomène joue un rôle significatif et si la rupture du CGC viendrait augmenter l'érosion par affouillement et par abaissement. Actuellement, les données nécessaires à la quantification de ces modifications ne sont pas disponibles. Des études subséquentes méritent d'être conduites afin de connaître les effets de ces nouvelles conditions d'englacement sur le haut estran et sur l'évolution de la côte.

Limites des relations empiriques

Les relations empiriques pour le PDG se basent sur les champs simulés par le simulateur MOR. Or, ce celui-ci ne tient pas compte de tous les processus pouvant affecter l'évolution du PDG. La capacité prédictive des relations empiriques est donc restreinte par les limites du simulateur.

Le simulateur ne tient aucunement compte du changement des caractéristiques morphologiques de la côte, ce qui constitue une première limite. Ces changements peuvent être naturels ou anthropiques. Par exemple, les modifications anthropiques qui modifient à court, moyen ou long terme les caractéristiques géomorphologiques de la côte vont générer une modification dans la dynamique du pied de glace. La mise en place de structures rigides sur la partie supérieure de la plage entraîne une augmentation de réflectivité

de la côte, ce qui entraîne généralement un abaissement de la surface de la plage et une réduction de sa largeur (Bernatchez et Fraser, 2012). Ce changement de la morphologie de la plage entraîne à son tour une augmentation de la fréquence d'inondation de la plage et une augmentation de l'agitation de la mer, qui par conséquent limite grandement le développement d'un pied de glace.

La hausse du niveau marin constitue une autre limite du simulateur. En effet, le GIEC (GIEC, 2007) évalue à 3,8 ± 2.0 mm/an la hausse probable du niveau moyen des océans au cours du XXI^{e} siècle. Tel que présenté à l'annexeA1.4.3, le niveau d'eau a un impact sur la formation et la dégradation du PDG. Or, la hausse du niveau marin est ignorée par le simulateur MOR. De plus, le niveau d'eau n'est pas un paramètre pris en compte dans la construction des relations empiriques. Il ne peut donc affecter le PDG simulé qu'indirectement, par la modification de la GDM.

Représentativité synoptique des relations empirique à partir d'imagerie satellitaire et aérienne

La représentativité spatiale des relations empiriques définies pour chaque site de suivi a été examinée à l'intérieur des zones soumises à l'analyse par télédétection de la section 3. Les figures : 73, 76, 77 et 83 illustrent la répartition spatiale des côtes où les relations empiriques peuvent s'appliquer à la lumière des résultats obtenus. En résumé, pour les sites de suivi situés sur la côte nord de l'estuaire les relations sont valables pour les côtes de type deltaïque, ne le sont pas pour les côtes rocheuses et doivent être utilisées avec réserve pour les autres types de côte. Aux îles de la madeleine, les relations établies s'appliquent à tous les types de côtes, mais l'analyse du levé aérien révèle que la généralisation aux côtes à falaise rocheuse est hasardeuse.

Il est important de comprendre, cependant, que l'analyse de l'homogénéité/hétérogénéité spatiale du PDG est basée sur des observations synoptiques instantanées capturées à des moments précis durant la saison hivernale. Or le PDG, observé à un moment précis, est le résultat d'un ensemble complexe de processus thermodynamiques qui varient sur de courtes échelles spatio-temporelles (courant, vent, marée, température, précipitation) et des facteurs géomorphologiques qui sont statiques (type de côte, caractéristiques morphométriques de la côte et de la plage, apport d'eau douce, etc.).

Les relations empiriques sont établies localement, mais avec des variables thermodynamiques issues d'un modèle dont la grille est de 5 km. Ainsi, à

l'intérieur d'une cellule de 5 km, les variables thermodynamiques sont homogènes. Les cartes montrent que la variabilité spatiale du PDG est largement inférieure de 5 km en raison de la courte échelle spatiale de la variabilité de la géomorphologie côtière. Par exemple, on peut avoir des orientations de côte par rapport aux vents dominants très différentes à l'intérieur d'une cellule de 5 km (baie, pointes, etc). Par conséquent, même à l'intérieur d'une cellule de 5 km, il est peu probable que la relation empirique soit valable partout. Par contre, on peut affirmer avec certitude que la relation empirique ponctuelle soit extrapolable en tout point de la côte distant de moins de 5 km à condition qu'il partage les mêmes caractéristiques géomorphologiques et morphométriques que le lieu où elle a été déterminée.

Si l'on veut étendre les relations à l'extérieur d'une cellule de 5 km, il faut considérer le fait que les variables du modèle présenteront des valeurs différentes dans les cellules avoisinantes. Cela est en partie dû à la géométrie de la côte et, en particulier, à l'orientation de la côte par rapport aux vents dominants. Cela a des implications fondamentales: 1) une relation empirique appliquée à un site à l'extérieur de la cellule de 5 km produira un PGD différent, car les valeurs des variables thermodynamiques seront différentes; 2) une observation instantanée du PDG par satellite montrant des différences entre ces deux sites n'invalide pas nécessairement l'applicabilité de la relation empirique à cet autre site. Dans notre analyse des images RADARSAT-2, on a fait l'hypothèse que les variables thermodynamiques étaient homogènes, ne laissant que les paramètres géomorphologiques et morphométriques des facteurs explicatifs de la variabilité spatiale du PGD.

Il semble que l'application d'une relation empirique à un autre site est possible, mais un effort de validation avec des données in situ reste incontournable à la lumière des connaissances générées par cette étude.

Par rapport à la possibilité d'extrapolation des relations empiriques à des sites très éloignés des sites de suivi, il semblerait que la Côte-Nord, la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine forment 3 ensembles distincts. Il est difficile d'estimer la portée des relations empiriques sans avoir analysé au moins deux images radars acquises pendant les périodes charnières de mise en place et de débâcle du pied de glace. Néanmoins, notre hypothèse est qu'à l'intérieur d'un même type de côte la relation peut être extrapolée à l'intérieur d'un rayon d'une centaine de kilomètres à tous le moins si aucun élément morphologique majeur ne vient changer drastiquement les dynamiques marines et microclimatiques qui prévalent sur le site.

En ce qui a trait à la représentativité du type de côte en tant qu'estimateur de la variabilité spatiale du pied de glace comme postulat de base à notre

analyse; il est vrai que la morphologie du littoral influence la genèse et l'existence du pied de glace. Il existe encore une incertitude par rapport à la qualité du lien entre les paramètres morphologiques d'une portion de côte et la classe de côte qui est utilisée pour la caractériser. Cette incertitude limite l'analyse de la variabilité du pied de glace à grande échelle. En ce sens, de plus amples recherches sont nécessaires. Une analyse multi variée mettant en relation la sinuosité de la côte, la largeur de l'estran, la pente de l'estran et la lithologie de l'estran en fonction de la concentration de glace observée est en cours. Cependant, les données ne sont pas disponibles pour l'ensemble des sites de suivi et seule la péninsule Manicouagan fait l'objet d'une analyse préliminaire qui sera incluse dans Tolszczuk (en préparation).

Quelques autres limites à cette analyse doivent être mentionnées. Une grande quantité de conflits d'utilisation du satellite RADARSAT-2 ont modifié le plan d'échantillonnage initial. Le nombre de scènes disponibles pour l'analyse, surtout aux Îles-de-la-Madeleine, a été limité principalement pour cette raison. Si cette méthode devait être appliquée dans le cadre d'un autre projet de recherche, il serait nécessaire de prendre des mesures pour pallier à ce problème. Par exemple, avoir accès à un autre capteur polarimétrique plus disponible ou encore en augmentant la priorité du projet dans la programmation des acquisitions auprès du bureau de commande de l'agence spatiale canadienne. Cela sera possible si elle constitue une demande gouvernementale prioritaire. À moyen terme cependant (~5 ans), la constellation de trois satellites RADARSAT permettra probablement de documenter le PDG de manière hebdomadaire sur pratiquement l'ensemble des côtes de l'EGSL. Cela pourrait fournir les données nécessaires pour développer des modèles tenant compte de la variabilité spatiale à haute résolution.

Modélisation de glace de rive

Un module de friction avec le fond a été implanté avec succès dans le modèle numérique couplé MOR. Les résultats montrent que le modèle se comporte conformément à notre compréhension générale du pied de glace. Notamment, l'ancrage au fond se manifeste dans les zones à la fois peu profondes et là où la glace a tendance à s'accumuler par l'action des vents et des courants. Le modèle permet également de diagnostiquer deux nouvelles variables : la probabilité de contact entre la glace et le fond ainsi que la contrainte au fond.

Une comparaison avec la climatologie de la probabilité de présence (ou fréquence d'occurrence) issue des données satellite Landsat montre une bonne concordance dans la localisation des endroits où la banquise est ancrée au fond de manière persistante (Figure 96 et Figure 97). Cela démontre que la

prise en compte de manière probabiliste de la topographie des fonds marins est valable au premier ordre, même à faible résolution. Autrement dit, même si un point de grille a son centre éloigné de plusieurs kilomètres d'un estran et que la profondeur moyenne est de 15 m, le modèle *sait*, par la forme de la distribution X_g, que la glace peut toucher le fond si la variance de la distribution capte la présence de hauts fonds ou de plages.

La concordance entre le modèle et les observations pour un site donné est quant à elle beaucoup moins bonne. Ce constat n'est toutefois pas surprenant étant donné l'importance de la spécificité morphométrique des sites qui n'est pas représentée dans les données topographiques à faible résolution. C'est pourquoi une partie de l'analyse des résultats s'est faite à une échelle régionale, c'est-à-dire en analysant les tendances climatiques du nombre de jours de présence d'un pied de glace (glace ancrée au fond le long de la côte) sur des sous-régions de l'estuaire et du golfe. De manière générale, le modèle prévoit une diminution moyenne d'environ 30 jours de la durée d'englacement côtier entre la période 1982-2006 et la période 2042-2067, projection qui s'accorde avec celles obtenues en moyenne avec les relations empiriques. De plus, les patrons régionaux du pied de glace simulé se comparent avantageusement avec ceux obtenus de la mosaïque Landsat.

Dans son état actuel, le modèle ne peut prédire à court terme la dynamique du pied de glace. Par contre, étant donné les limites associées aux méthodes empiriques pour prédire le climat de glace, le recours à la modélisation déterministe représente certainement une avenue prometteuse afin de caractériser et prédire la dynamique du pied de glace à plusieurs sites, plusieurs échelles et pour différents types de côtes. Le présent exercice a permis d'identifier quelques pistes de développement à privilégier dans ce cas. L'augmentation de la résolution du modèle et une bonne caractérisation de la topographie côtière figurent parmi les plus prioritaires. Notons également que la formation hâtive de frasil dans les zones littorales peu profondes et sa compaction sur la rive par les vagues incidentes à la côte sont des processus couplés qui ne sont toujours pas pris en compte par le modèle modifié.

Le module de friction développé dans la dernière année de ce projet fait maintenant partie intégrante du simulateur MOR de l'ISMER. Ce travail de développement original fera vraisemblablement l'objet d'une publication scientifique qui, au moment du dépôt de ce rapport, est en cours de préparation.

BÉNÉFICES ET RETOMBÉES

Les données d'observations sur les glaces sont très utiles pour la compréhension des processus qui contrôle la dynamique des glaces, d'autant plus que le couvert de glace joue un rôle protecteur en hiver.

Les données sur les glaces produites par la modélisation des glaces de mer dans le cadre de ce projet sont essentielles pour établir la durée de la saison d'eau libre, pendant laquelle des vagues peuvent agir sur la côte. Cette information est très importante pour estimer l'exposition des infrastructures aux vagues et aux ondes de tempêtes dans les secteurs de côte plus vulnérables.

Le projet a servi à élaborer un outil unique de simulation de la glace de rive qui pourra être utilisé dans le futur pour la gestion des risques côtiers en saison hivernale dans l'EGSL. Les données de terrain recueillies dans le cadre du projet auront servies à construire cet outil, dont l'usage pourrait éventuellement être généralisé à l'ensemble de l'EGSL avec une meilleure connaissance des caractéristiques géomorphologiques, climatiques et océanographiques des sites côtiers et une amélioration de la résolution du modèle, ce qui permettrait une meilleure représentation de la variabilité spatiale de la glace de rive. Ces résultats seront utiles aux gestionnaires et intervenants en territoire pour évaluer la vulnérabilité future des infrastructures et aider à la prise de décision pour la planification des interventions et des projets.

Pour les intervenants des directions des territoires concernés au MTQ, une meilleure connaissance de l'évolution des conditions de glaces dans l'EGSL leur permettront d'agir en mode préventif et de mieux planifier leurs interventions sur le réseau routier. Ces connaissances sont essentielles pour identifier et mettre en œuvre des solutions d'adaptation qui prendront en compte le changement d'exposition de la côte aux vagues de tempête en raison de la réduction de la couverture de la glace de rive (pied de glace).

Conclusion

Le suivi haute résolution de l'état d'englacement du haut estran (pied de glace de haut estran) a été réalisé à l'aide de caméras Reconyx ayant permis l'acquisition de photographies du littoral toutes les 60 minutes ou moins sur des sites localisés sur la péninsule de Manicouagan, à Rivière-Saint-Jean et aux Îles-de-la-Madeleine entre 2008 et 2012. Mise à part la saison 2008-2009 où les conditions climatiques étaient près des normales, les 3 saisons suivantes ont été particulièrement chaudes. Ces conditions nous ont permis d'observer des saisons glacielles telles qu'il serait possible d'en observer dans le futur à mesure que les températures de l'air se réchauffent.

L'analyse des photographies a permis de connaître quotidiennement l'état d'englacement du haut estran et d'obtenir les séries temporelles des saisons glacielles observées devant chacune des caméras. Cette analyse a aussi permis d'identifier les dates des évènements de formation (englacement) et de dégradation (déglacement) de même que les modes et processus par lesquels se sont produits ces évènements. Le couplage entre l'état d'englacement du haut estran de même que les évènements de formation et de dégradation et les paramètres climatologiques, océanographiques et géomorphologiques ont permis de comprendre l'effet de ces paramètres sur les phénomènes glaciels des sites d'étude. Nos observations montrent que la dynamique glacielle du haut estran ne peut pas être expliquée seulement en fonction des principes de thermodynamique. Il est donc nécessaire d'introduire des paramètres géographiques (exposition de la côte aux vents dominants) et géomorphologiques (type de côte, caractéristiques du haut et du bas estran) dans la compréhension de la dynamique glacielle. Sur le plan géomorphologique, on constate que la morphométrie du haut et du bas estran sont des paramètres important dans de la dynamique glacielle. De manière générale, sous des conditions climatiques et océanographiques similaires, plus l'estran est large et de pente faible plus la stabilité de l'englacement est importante et inversement lorsque l'estran est plus étroit et plus pentu. Ces connaissances ont été synthétisées à travers un modèle conceptuel qui permet d'illustrer les principales relations ayant été observées à la lumière des résultats du projet.

De plus, contrairement à la majorité des études effectuées jusqu'ici, ce suivi haute résolution a permis de quantifier les conditions climatiques et océanographiques nécessaires à l'évolution de l'état d'englacement du haut estran. La quantification et l'explication de ces relations est décrites dans les annexes A1.

En ce qui a trait à la modélisation des glaces de mer et du pied de glace, les simulations climatiques 1981-2070 nous permettent d'envisager des diminutions importantes du régime des glaces pour l'horizon temporel 2040-2070. En effet, une comparaison des simulations du passé récent et du futur nous permet de prédire une diminution moyenne de 35 jours de la période pour laquelle la concentration des glaces de mer est au-delà de 10 % de la valeur maximale du passé récent. Nous prédisons également une diminution de 67 % de la concentration maximale annuelle. De la même façon, nous prédisons une diminution de 38 jours de la période pour laquelle le volume de la glace de mer excède 10 % de la valeur maximale du passé récent et une diminution de 69 % du volume de glace maximal annuelle. Si nous regardons plus en détail la modélisation du pied de glace aux différents sites, nous remarquons des différences importantes. Pour le site de Pointe-aux-Loups aux IDM, nous prédisons une diminution de 35 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 7 jours de la durée de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet. Pour le site de La Martinique, également aux IDM, nous prédisons une diminution de 47 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 6 jours de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet. Au site de Pointe-Lebel à la péninsule Manicouagan, nous remarquons une diminution de 28 jours de la saison de pied de glace, malgré une augmentation de 14 jours de la saison de pied de glace incomplet. Finalement, pour les sites de la Rivière St-Jean, nous prédisons respectivement, une diminution de 25 jours et 32 jours de la durée de la saison du pied de glace, malgré une augmentation de 13 et 15 jours de la période pour laquelle le pied de glace est incomplet.

Suite à l'analyse d'imagerie satellitaire et aérienne, quelques points se dégagent au niveau de la portée spatiale des relations empiriques pour une station donnée.

- Dans une même cellule de 5 km, les résultats de la relation empirique sont valides pour les types de côte jugés semblable.
- Dans un rayon d'une centaine de kilomètres, pour deux site jugés semblables, la relation empirique est valide, même si les résultats, eux, peuvent différer puisque le climat de glace de mer et les variables environnementales changent. Cependant, cette affirmation nécessiterait une validation supplémentaire qui n'a pas été faite dans le cadre de cette étude.

Finalement, il nous semble que la prochaine étape, s'il y a lieu, devrait inclure des modèles à haute résolution de chacune des régions souhaitées. L'augmentation de la résolution spatiale aurait des répercussions

principalement à deux niveaux : une meilleure représentativité du trait de côte et de la bathymétrie qui, comme démontré dans le rapport, joue un rôle prédominant pour modéliser les glaces de rive. Deuxièmement, l'augmentation de la résolution permettrait une meilleure représentation de la variabilité spatiale de la glace de rive.

Références bibliographiques

Anandhi, A., A. Frei, D. C. Pierson, E. M. Schneiderman, M. S. Zion, D. Lounsbury and A. H. Matonse (2011). "Examination of change factor methodologies for climate change impact assessment." Water Resources Research 47(3): W03501.

Artusi, R., P. Verderio and E. Marubini (2002). "Bravais-Pearson and Spearman correlation coefficients: meaning, test of hypothesis and confidence interval." Int J Biol Markers 17: 148-151.

Barker, A. et G.W. Timco (2004) Sliding resistance of grounded spray ice island. 17th International Symposium on Ice. International Association of Hydraulic Engineering and Research. St. Petersburg, Russia, 21-25 June.

Bernatchez, Pascal (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, P. et Dubois, J.-M. M. (2004) *Bilan des connaissances de la dynamiques de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien*, Géographie physique et Quaternaire, 58:45-71

Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. (2008) *Seasonal quantification of coastal processes and cliff erosion on the fine sediments shoreline in a cold temperate climate, North Shore of the St. Lawrence Martime Estuary*, Quebec, Journal of coastal Research, 24, 1A: 169-180

Bernatchez, P., Toubal, T., Van-Wierts, S., Drejza, S. et Friesinger, S. 2010. Caractérisation géomorphologique et sédimentologique des unités hydrosédimentaires de la baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, route 199, Îles-de-la-Madeleine. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, avril 2010, 177 p.

Brochu, 1960, *Dynamique et caractéristiques des glaces de dérive de l'estuaire et de la partie nord-est du golfe Saint-Laurent, hiver 1957-1958*. Direction de la géographie, Ministère des mines et des relevés techniques, 1960 (indisponible)

Brochwicz-Lewinski, W. et Rudowski, S., 1976, The action of ice and frost on the development of moderate climate baltic beaches, Revue de géographie de Montréal, vol.30 (1-2) : 155-160.

Cloude, S. R., & Pottier, E. (1996). A review of target decomposition theorems in radar polarimetry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *34*(2), 498–518.

Cloude, S. R., & Pottier, E. (1997). An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *35*(1), 68–78.

Davies, R.A., Goldsmith, V. et Goldsmith, Y.E., 1976, *Ice effects on beach sedimentation, examples from Massachusetts and lake Michigan*, Revue de géographie de Montréal, vol. 30 (1-2): 201-206

Dionne, J.-C. 1972, *Vocabulaire du glaciel*, Centre de recherches forestières desLaurentides, Région de Québec, Rapport d'information Q-F-X-34, EnvironnementCanada, Service des forêts, 47 p.

Dionne, J.-C. 1973,*La notion de pied de glace (icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent*, Cahiers de géographie du Québec, 17(41): 221-250.

Dionne, J.-C., 1976, *Le glaciel de la région de la grande rivière, Québec subarctique*,Revue de géographie de Montréal, vol. 30 (1-2) : 133-153.

Dionne, J.-C., 1988. *Ploughing boulders along shoreline with particular reference to the St. Lawrence estuary*, Québec, Canada. Geomorphology, 1 : 297-308.

Dionne, J.-C., 1993, Sediment load of shore ice and ice rafting potential, upper St. Lawrence estuary, Québec. Journal of Coastal Research, 9 : 628-646.

Dionne, J.-C., 2004. *Les mégablocs de la batture argileuse du secteur sud-ouest de la baie à l'orignal (parc du Bic).* Le naturaliste canadien, 128 : 99-105.

Dionne, J.-C. et Poitras, S. Observations géomorphologiques sur la batture à méga-blocs, à Petite-Rivière, Charlevoix, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 50 (2) : 221-232.

Divine, D., Korsnes, R. et Makshtas, A. (2003) *Variability and climate sensitivity of fast ice extent in the noth-eastern Kara Sea*, Polar Research, 22(1): 27-34.

Dubois, J.-M.M., Bernatchez, P., Bouchard, J.-D., Daigneault, B., Cayer, D., Dugas, S. (2005). Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période 1996-2003. Baie-Comeau, QC : Conférence régionale des élus de la Côte-Nord

Duguay, C. R., Pultz, T. J., Lafleur, P. M., & Drai, D. (2002). RADARSAT backscatter characteristics of ice growing on shallow sub-Arctic lakes, Churchill, Manitoba, Canada. *Hydrological Processes*, *16*(8), 1631–1644

Dumas, J. A., Flato, G. M. et Brown, R. D. (2006) *Future projections of landfast ice thickness and duration in the Canadian Arctic*, Journal of climate, 19: 5175-5189.

Environnement Canada, *Archives nationales d'information et de données climatiques*, (consultation en 2011), http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/canada_f.html

Ferro-Famil, L., & Pottier, E. (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*, *39*(11), 2332–2342.

Forbes, D.L., Manson, G.K., Chagnon, R., Solomon, S.M., van der Sanden, J.J, Lynds, TL., 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, 2nd-6th December 2002, International Association of Hydraulic Engineering and Research, 8 p.

GIEC, 2007 : Changements climatiques 2007 - Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (éds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni et New York, NY, États-Unis.

Hirose, T., Kapfer, M., Bennett, J., Cott, P., Manson, G., & Solomon, S. (2008). Bottomfast Ice Mapping and the Measurement of Ice Thickness on Tundra Lakes Using C-Band Synthetic Aperture Radar Remote Sensing

1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *44*(2), 285–292.

Hume, J. D. et Schalk, M., 1976, The effects of ice on the beach and nearshore, point Barrow, arctic Alaska, Revue de géographie de Montréal, vol. 30 (1-2) : 105-114.

Josenhans, H., 2007, Atlas of the Marine Environment and Seabed Geology of the Gulf of St. Lawrence" Compilation Géologique par Heiner Josenhans, compilation numérique par Lisa Peitso and Robin Harvey. Rapport de la Commission géologique du Canada, 2007

Kozlenko, N., & Jeffries, M. O. (2000). Bathymetric mapping of shallow water in thaw lakes on the North Slope of Alaska with spaceborne imaging radar. *Arctic*, *53*(3), 306–316.

MANICE, *Manuel des normes d'observation des glaces*, Service canadien des glaces, 9ème révision juin 2005, (consultation en 2011), http://ice-glaces.ec.gc.ca

Marsh, W. M., Marsh, B. D. et Dozier, J., 1973, Formation, structure, and geomorphic influence of Lake Superioricefoots, American Journal of Science, 273 : 48-64.

McCann, S. B. et Taylor, R. B. (1975) *Beach freezup sequence at Radstock Bay, Devon Island, Arctic Canada*, Arctic and Alpine Research, 7(4): 379-386

Moign, A.,1976, *L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental*, Revue de géographie de Montréal, vol. 30 (1-2) :51-64.

Moign, Y. (1972), *Étude dynamique d'une plage subarctique: Sept-Îles (province de Québec)*, Thèse de doctorat de 3e cycle de géographie, Université de Bretagne occidentale, U.E.R. des Lettres et Sciences Sociales, Brest, 303 pp. et annexe.

Morris, K., Jeffries, M. O., & Weeks, W. F. (2009). Ice processes and growth history on Arctic and sub-Arctic lakes using ERS-1 SAR data. *Polar Record*, *31*(177), 115.

Nielsen, N. 1988, Observations of sea ice influence on the littoral sediment exchange, North Zealand, Denmark, Geografisktidsskrtift, 88 : 61-67.

Owens, E.H., 1976, *The effects of ice on the littoral zone at Richibucto head eastern New Brunswick*, Revue de géographie de Montréal, vol. 30 (1-2) : 95-104.

Petrich C., et Eicken, H. (2010) Growth, structure and properties of sea ice, in Sea ice 2nd ed. Edited by D.N. Thomas asd G.S. Dieckmann, p.23-77, Wiley-blackwell, Oxford, U.K. : disponible en ligne : http://books.google.ca/books?hl=fr&lr=&id=HQOBuzpS24sC&oi=fnd&pg=PA23&dq=petrich+eicken&ots=3mZC6FRN7Y&sig=Hl3FM3vTlR0u7be_oj7ndwsjoDg#v=onepage&q&f=false

Remnitz, E. (2000) Interactions of river discharge with sea ice in proximity of Arctic deltas : a review. *Polarforschung*, 70, 123-134.

Remnitz, E. et P. Barnes (1974) In : Reed, J.C., A.G. Slater (Eds.) Sea ice as a geologic agent on the Beaufort shelf of Alaska, in the coast and shelf of th Beaufort Sea, *Proc. Symposium on Beufort Sea Coast and Shelf Research*, Arctic Institute of North America, Arlington, VA, 301-353.

Saucier, F.J., Roy, F., Gilbert, D.. (2003) Modeling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), 3269.

Senneville S. et Saucier F. J. (2007) *Étude de la sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent*, Rapport préparé pour Ouranos et soumis le 30 octobre 2006.

Senneville, S. et St-Onge Drouin S., 2013, Étude de la variation des glaces dans le système couplé océan — glace de mer de la baie d'Hudson, 63 pp.

Short, A. D. et Wiseman Wm.J. Jr. (1974) *Freeze up processes on arctic beaches*, Arctic, 27(3) : 215-224.

Short, A. D. et Wiseman Wm.J. Jr. (1975) *Coastal breakup in the Alaskan arctic*, Geological society of America bulletin, 86: 199-202

Smedsrud, L. H., 2003, *Formation of turbid ice during autumn freeze-up in the Kara Sea*, Polar Research, 22(2): 267-286.

Troude, J. P. et Sérodes, J. B. (1987) *Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran moyen du Saint-Laurent*, Canadian Journal of Civil Engineering, 15 : 348-354.

Tolszczuk-Leclerc, S. Évaluation du potentiel de l'imagerie de RADARSAT-2 en polarization multiple pour la cartographie du pied de glace en zone littorale, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, en préparation.

Tolszczuk-Leclerc, S., É. Hudier and S. Bélanger (2012) Evaluating the potential of Unsupervised classifications for icefoot cartograpy using Radarsat-2 high resolution imagery, Proceedings of IGARSS 2012.

Uuskivi, J., Granskog, M. A., Sonninen, E. (2011) *Meteoric ice contribution and influence of weather on landfast ice growth in the Gulfof Finland, Baltic Sea*, Annals of glaciology, 52(57): 91-96.

Wiseman, WM. J. Jr., Owens, E. H. et Kahn J., 1981, *Temporal and spatial variability of ice-foot morphology*, GeografiskaAnnaler. Series A. PhysicalGeography, 63(1/2): 69-80.

Zhe, Z., Woodcock, C.E. (2012) Object-based cloud and cloud shadow detection in Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 83-94.

ANNEXES

ANNEXE SECTION 1

A1.1 Description des phases du cycle glaciel et des modes d'évolution de la glace de rive de haut estran observés durant la période de suivis 2008-2012 sur chacun des sites d'études

A1.1.1 L'englacement

Plusieurs auteurs ont défini à partir de quels effets le gel de l'eau marque le début de la phase d'englacement. Pour Short et Wiseman (1974) et Bourget (1977), le **début de l'englacement** se produit au **moment où l'eau gèle dans les interstices des sédiments de l'estran** et des zones non touchées activement par la marée, ce qui a pour effet de solidifier la plage. Pour plusieurs autres auteurs, les températures de l'air doivent plutôt permettre à l'eau des marées montantes, à l'eau projetée lors du déferlement, à l'eau du jet de rive et/ou aux embruns de geler au contact de l'estran et d'y former une pellicule de glace (glaçure, en ang. *glaze*) (Dionne, 1973; McCann et Taylor, 1975; Moign, 1976, Corriveau *et al.,* 2007) (Figure 101).Sous les conditions observées au début de l'englacement, Nielsen (1988) observe qu'il y a intensification de l'érosion dans la zone de jet de rive puisque l'estran gelé limite grandement la percolation. Sous ces conditions, la quantité d'eau du retrait n'est pas diminuée par la percolation ce qui favorise le décollement de plaquettes de sédiments qui se désintègrent ou qui sont projetées plus haut sur la plage (Bourget, 1977 ; Neilsen, 1988) (Figure 102). Ces derniers ajoutent que lorsque l'englacement de l'estran se produit lors du cycle décroissant des marées que l'on peut même observer ce phénomène sur plusieurs étages de la plage (gradins de 1 à 3 cm chacun).



Figure 101 Gel du jet de rive sur l'estrant



Figure 102 Plaquette de sédiments gelés et délogée de grande taille

Ensuite, avec le **refroidissement des températures qui se poursuit**, toute une gamme de processus peut agir et permettre la mise en place du pied de glace. Les auteurs ayant examiné les processus d'englacement notent qu'il y a formation de **laisses de frasil** notamment au niveau de la marée haute (McCann et Taylor, 1975) ou encore **accumulation de frasil et de nouvelle glace**[7] de 2-3 cm d'épais qui, poussés sur la rive, s'y accumulent en cordon ou en banquette (Short et Wiseman, 1974) (Figure 103). Un autre phénomène visible généralement au début de l'englacement, mais étant plutôt rare est l'accumulation de **mousse gelée** sur l'estran (mousse ou écume de mer produite lorsque la mer est agitée) (Short et Wiseman, 1974). Enfin, s'il y a un apport en **glace de mer**, des glaçons peuvent être poussés sur le rivage lors du jet de rive et participer au développement du pied de glace (Short et Wiseman, 1974; Dionne, 1976). Ces morceaux de glace pourront être colmatés et soudés par de la nouvelle glace et former un pied de glace de glace agglomérée (Corriveau *et al*., 2007 et Dionne, 1972).

Aussi plusieurs auteurs mettent en lumière l'effet **du jeu des marées** sur la construction du pied de glace (Wiseman *et al.,* 1981; Moign, 1976). Avec la montée et la descente des eaux, les températures négatives de l'air permettent de refroidir l'estran suffisamment pour favoriser la production de glace lorsque l'eau submerge de nouveau l'estran. Ce jeu des marées génère différents modes de formation. Par exemple, Moign (1976) remarque que l'eau monte moins haut sur l'estran en raison de la pente qui s'accroît suite à la superposition successive des pellicules de glace. Le pied de glace se développe alors du haut vers le bas de la plage. Un pied de glace formé de cette manière présente une glace approximativement du même âge et exempt de sédiment (le sable étant gelé et les quelques grains en suspension glissent sur la glace et ne s'y déposent pas).

Durant son développement, le pied de glace peut **continuer d'être alimenté** par de **l'eau** qui se retrouve prisonnière dans des **dépressions de surface** notamment lors de marées hautes qui submergent légèrement le pied de glace (Corriveau *et al*., 2007). De manière plus directe, **les glaces minces** (nilas et crêpes) localisées en surface de l'eau peuvent alimenter le pied de glace lorsque le niveau d'eau est suffisamment élevé pour les faire glisser sur le pied de glace (Corriveau *et al*., 2007) (Figure 104). Il peut aussi continuer de croître verticalement grâce à l'apport en **frasil** lors de tempêtes ou de marées de vive eau (Corriveau *et al*., 2007). Lors de conditions particulièrement dynamiques,

[7] Nouvelle glace : premier stade de développement de la glace de mer, inclus le frasil, le sorbet, la gadoue ou *slush* et shuga)

des **morceaux de glace de mer** de plus grande dimension peuvent eux aussi se retrouver sur le pied de glace et l'engraisser localement. Enfin, les **précipitations neigeuses** peuvent aussi contribuer à alimenter le pied de glace en se métamorphisant ou grâce à leurs apports en **eau de fonte** qui regèle sur le pied de glace (Dionne, 1973; Moign, 1976).



Figure 103 Laisse de frasil sur le haut estran



Figure 104 Dépôt de glace en crêpe sur le pied de glace

Moign (1972) observe que l'englacement est caractérisé par des phases de destruction qui alternent avec des phases de construction et de consolidation. Les processus de **destruction** permettent parfois la **fragmentation** du front du pied de glace ou des couches de glaces sur l'estran lors de hauts niveaux d'eau et/ou vagues de haute énergie (Wiseman *et al*., 1981). Ces morceaux peuvent ensuite être déposés sur la surface du pied de glace (Wiseman *et al*., 1981). Enfin, selon Moign (1972) la croissance normale d'un pied de glace « se produit de l'amont vers l'aval en même temps qu'il progresse en épaisseur ».

L'englacement constitue une **phase importante** puisque la nature de la glace qui compose le pied de glace est en partie fonction de son mode de formation (ex. gel de l'eau de mer, solidification de frasil ou accumulation de glaçons) qui offrira des résistances différentes aux conditions climatiques et hydrologiques et sera pourvu d'un réseau de fissures et faiblesses plus ou moins important. Ainsi, c'est à partir de l'englacement que l'évolution du pied de glace sera en partie dictée durant le reste de la saison (Moign, 1972). Rarement composés d'une glace complètement homogène, les différents types de glace réagissent différemment à « l'envahissement » de l'eau ou au déferlement des vagues. Par exemple, la glace plus poreuse offrira moins de résistance au déferlement et y sera plus vulnérable. Dans le même sens, lors du dégel, « l'eau profite des

lignes de faiblesses et s'y engouffre, accélérant le processus de fontes et des dépressions aux contours sinueux se creusent » (Moign, 1972).

La fin de la période d'englacement est fixée en fonction de différents critères. Pour McCann et Taylor (1975) la période d'englacement se termine à partir du moment où l'estran est protégé contre l'action des processus hydrodynamiques. Pour Nielsen (1988), la croissance du pied de glace est interrompue à partir du moment où la glace de mer se développe. Toutefois, advenant le déglacement de la mer, le pied de glace pourrait continuer de croître même une fois la période d'englacement terminée (Nielsen, 1988).

A1.1.2 Les modes de formation de glace de rive observés durant la période 2008-2012

À partir des photographies acquises grâce aux caméras de suivis, la période d'englacement considérée est celle qui peut y être distingué visuellement[8]. L'englacement est donc fixé entre le premier évènement de formation de glace de rive[9] et le moment où le pied de glace est complet et stabilisé pour au moins 5 jours[10] (fin de l'alternance entre les évènements de formation et de dégradation) ce qui assure à l'estran une protection contre les agents hydrodynamiques. Contrairement à Nielsen (1988), le développement de la glace de mer sur la nappe d'eau devant le pied de glace n'est pas un critère adéquat dans le contexte climatique tempéré (Îles-de-la-Madeleine) et subarctique (Côte-Nord) des sites d'étude.

Les évènements de formation de glace de rive sur le haut estran que nous avons observés ont été regroupés selon les trois modes suivants : 1) accumulation sur le haut estran de nouvelle glace, 2) accumulation de glace produite sur le bas estran et transportée par la marée et les vagues sur le haut estran et 3) accumulation sur le haut estran de blocs de glace de mer à la dérive. La Figure 105 et le Tableau A1-1 présente la répartition des modes de formation de glace de rive en fonction des sites d'étude. Nous y référons aux sous-sections suivantes. Notez, qu'il y a parfois plus d'un mode observé lors d'un évènement ce qui explique la différence entre la somme totale des modes et la somme totale des évènements (ex. 2 modes lors d'un seul évènement).

[8] Par exemple, il est difficile d'établir à partir de photographies, le moment où l'estran est solidifié en raison du gel de l'eau dans les interstices.

[9] Exceptionnellement, il est possible d'observer des évènements de formation de glace de rive isolés et tôt en saison. Ces évènements ne sont alors pas considérés comme le début de la phase d'englacement. Par exemple, à Rivière-Saint-Jean, le 22 novembre 2011, il y a eu une accumulation momentanée de frasil sur le haut estran en raison d'une vague de froid. Toutefois, l'englacement ne s'est produit concrètement qu'à partir du 25 décembre 2011.

[10] En deçà de 5 jours on ne considère pas de phase pléni-glacielle (donc absence des trois phases distingues du cycle glaciel). Il s'agit d'un seuil arbitraire.

Tableau A1-1 Répartition des modes de formation en fonction des sites d'étude (2008-2012)

	Îles-de-la-Madeleine (2 sites combinés)		La Martinique		Pointe-aux-Loups		Péninsule de Manicouagan[11]		Rivière-Saint-Jean	
Mode de formation	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)
1. Nouvelle glace tous	21	78	12	75	9	82	5	28	29	94
1.1. Nouvelle glace en couches et rides	**16**	59	**9**	56	**7**	64	**4**	**22**	**24**	77
1.2. Cordon et banquettes de nouvelle glace	**5**	19	**3**	19	**2**	18	**1**	**6**	**5**	16
2. Accumulation de glace formée sur le bas estran	**0**	0	**0**	0	**0**	0	**12**	**67**	**1**	3
3. Accumulation de glace de mer à la dérive	**6**	22	**4**	25,0	**2**	18	**1**	6	**1**	3

[11]Si la période d'observation considérée, 2008 – 2012, on compte 14 évènements pour lesquels le mode de formation est indéterminé sur les sites de la péninsule de Manicouagan attribuable à une série de photos dont l'angle de champ ne couvrait pas le bas estran.

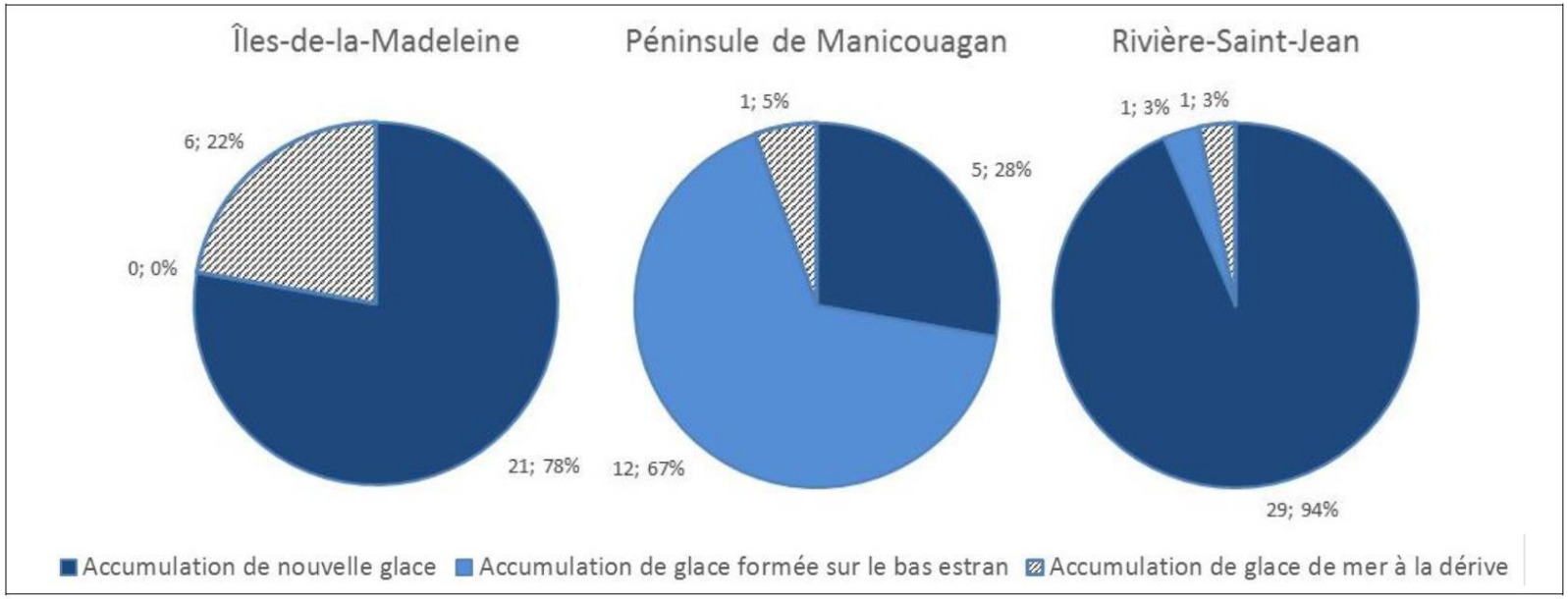


Figure 105 Répartition des modes de formation observés pour chacun des sites d'étude durant la période 2008-2012

A1.1.2.1 Accumulation de nouvelle glace

L'accumulation de nouvelle glace (frasil)[12] sur le haut estran constitue le mode de formation de glace de rive le plus important pour les sites des Îles-de-la-Madeleine[13] et de Rivière-Saint-Jean[14] et compte respectivement pour 78% et 94% des modes ayant été observés sur ces sites (Tableau A1-1 et Figure 105).

L'accumulation de nouvelle glace se produit selon des vitesses que l'on peut qualifier de « **rapide** » ou de « **progressive** » (souvent continu et parfois interrompu). L'englacement **progressif** du haut estran s'effectue sur plusieurs jours. Ce type de mise en place est observé surtout durant des vagues de froid où les conditions hydrodynamiques sont calmes[15] où sous le jeu des marées, le frasil s'accumule sur le haut estran en **couches** ou en **rides successives.** La série de photos suivante illustre un exemple d'englacement progressif tel qu'observé en janvier 2010 à Baie-Saint-Ludger (Figure 106). Cette vitesse de mise en place est surtout observée sur les sites de la péninsule de Manicouagan en raison du régime macro-tidal qui permet aux marées de couvrir de frasil le haut estran à marée haute et qui, à marée basse, l'expose aux températures de l'air froides. Ce mode de formation semble aussi favoriser par la réflectivité modérée de la plage ce qui permet au frasil de se déposer. À l'inverse, bien que le marnage soit relativement important sur le site de Rivière-Saint-Jean, la réflectivité plus importante de la plage fait en sorte que l'accumulation progressive de frasil sur plusieurs jour jusqu'à former un pied de glace complet, s'y fait plus rare. Le frasil est déposé, mais aussitôt évacué leur du retrait.

[12] La production de frasil constitue le premier stade de développement de la glace de mer. Son développement se produit lorsque la température atteint le point de congélation (variable selon la salinité) ou lorsque l'eau entre en surfonte dans des eaux ouvertes. La turbulence contribue à maintenir une couche de frasil dans la colonne d'eau et limite la formation de glace laminaire en surface.

[13] La répartition des modes d'englacement à Pointe-aux-Loups et à La Martinique est similaire (Tableau A1-1).

[14] La présence de la rivière Saint-Jean pourrait contribuer à la formation de frasil mais comme une source de frasil est responsable de cette forte proportion, mais cela est à vérifier.

[15] L'intensité du refroidissement nécessaire est variable selon les sites d'études, voir l'annexe A1.4.10.1.


2010-01-05 8:30:00 AM
1°C
2010-01-10 1:00:00 PM
12°C
2010-01-11 4:30:00 PM
-7°C
2010-01-12 4:30:00 PM
-8°C
2010-01-14 3:30:00 PM
1°C
2010-01-19 9:30:00 AM
-3°C
PC85 RAPIDFIRE PRO



Figure 106 Englacement "progressif" du haut estran à Baie-Saint-Ludger entre le 5 janvier (libre) et le 21 janvier 2010 (pied de glace bien développé)

La mise en place rapide d'un pied de glace quant à elle implique une accumulation de nouvelle glace qui mène à la mise en place d'imposants cordons et banquettes menant parfois à la formation de pied de glace bien développé ou complet. Ce type de mise en place se produit sous des conditions météorologiques et hydrodynamiques intenses. Par exemple, le 22 décembre 2008, les conditions de tempêtes qui ont lieu alors mènent à la formation d'un pied de glace complet sur les rives du secteur de La Martinique (Figure 107). La mise en place de cordon de frasil imposant suivi de conditions climatiques et océanographiques qui favorisent sa consolidation. Les cordons peuvent alors devenir des cordons que nous qualifions de limitant qui constituent des structures de glace assez hautes et solides pour empêcher les agents hydrodynamiques (en dehors de conditions extrêmes) d'affecter le haut estran. Nous avons pu en observer un exemple sur le site de La Martinique en janvier 2009 (Figure

108). Alors qu'une partie du haut estran n'était pas occupée par de la glace de rive, un cordon limitant faisait office de protection.



Figure 107 **Englacement rapide de la côte sur le site de La Martinique suite à la tempête du 22 décembre 2008**



Figure 108 **Cordon limitant formé à la mi-janvier 2009 sur le site de La Martinique Légende : 1) glace mise en place lors de la tempête du 22 décembre 2008, 2) espace libre de glace, neige seulement et 3) cordon limitant**

Les résultats de nos observations montrent que le pied de glace dans les environnements micro-tidals (IDLM) est un peu plus susceptible d'être mis en place lors d'évènements de formation **rapide** associés à des conditions plus dynamiques (19% des évènements de formation aux IDLM contre 16% à RSTJ et 6% à PM). En effet, ces milieux ne bénéficient pas de l'effet de l'oscillation des marées où la formation peut être progressive. Il est donc plus fréquent que le pied de glace se forme lorsque les conditions météorologiques et océanographiques favorisent l'avènement de niveaux d'eau particulièrement élevés forcés par les conditions météorologiques.

Enfin, soulignons que la **vitesse** des évènements de formation est tributaire des conditions **météorologiques** à l'échelle quotidienne ce qui est indépendant des conditions climatiques enregistrés sur l'ensemble d'une saison. La vitesse de formation est également tributaires des caractéristiques **géomorphologiques** des sites d'étude.

A1.1.2.2 Accumulation de glace produite sur le bas estran et transportée par la marée et les vagues sur le haut estran

Un des modes de formation ayant été observé est exclusif à la péninsule de Manicouagan. Il s'agit de la production de grande quantité de glace sur le bas estran qui, transportée vers le haut estran lors de la marée montante, s'y accumule. Ce mode compte pour 67% des modes de formation de glace de rive observés sur ce site (Tableau A1-1 et Figure 105). L'exposition du bas estran, ici très large, aux températures de l'air plus froides que celles de l'eau lors des marées basse permet à la glace de s'y former. C'est l'absence de bas estran très large sur les autres sites d'étude qui explique que l'on n'y observe pas ce mode de formation.

A1.1.2.3 Accumulation de blocs de glace à la dérive sur le haut estran

Les évènements de formation de glace de rive par accumulation de glace de mer à la dérive sont plutôt rares pour l'ensemble des sites d'étude. C'est seulement aux Îles-de-la-Madeleine que ce mode de formation a été observé (22%) (Tableau A1-1 et Figure 105).

Dans l'ensemble, le faible apport des glaces de mer à la formation du pied de glace est fonction de la géographie des sites d'étude. En effet, les vents dominants soufflent vers le large sur la péninsule de Manicouagan et à Rivière-Saint-Jean de même qu'à La Martinique ce qui fait en sorte que, au lieu de s'accumuler sur le haut estran, la glace de mer à la dérive est plutôt poussée vers le large.

Inversement, aux Îles-de-la-Madeleine, le site de **Pointe-aux-Loups**, fait face aux vents dominants, ce qui permet à la glace de mer d'être poussée sur le haut estran. On retrouve une dynamique similaire sur la rive sud du Saint-Laurent où les vents dominants poussent aussi la glace de mer contre la rive et où l'apport en blocs et glaçons est davantage susceptible de contribuer à l'englacement du haut estran. Ces conditions y permettent également l'empilement de blocs de glace le long de la côte (Figure 109).



Figure 109 Empilement de blocs de glace le long de la côte, nord de la Gaspésie

A1.1.3 Englacement : description des saisons

Au cours des mois de décembre et de janvier de la période de suivis 2008-2012, nous avons pu suivre l'englacement du haut estran sous des anomalies de températures parfois près des normales ou alors positives par rapport aux normales climatiques.

A1.1.3.1 Englacement, saison 2008-2009

Sous les conditions thermiques de 2008-2009 caractérisées par des anomalies de température de l'air généralement négatives, la phase d'englacement sur les différents sites de suivis s'est déroulée de la manière suivante (Tableau A1-2 et Tableau A1-3).

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, sur le site de la **Martinique**, le pied de glace de haut estran se forme lors de la tempête du 22 décembre 2008 (accumulation importante de frasil sous conditions de tempête). Le pied de glace subit des reculs ponctuels (30 décembre 2008 et 4 janvier 2009) avant d'être stabilisé grâce à la formation et la consolidation d'un cordon de frasil à la mi-janvier (14-17 janvier 2009) (Figure 15). À **Pointe-aux-Loups**, on ne connait pas la date de mise en place du pied de glace puisque les photographies des caméras Reconyx ne sont pas disponibles en début de saison. Lorsque qu'elles le sont, c'est-à-dire à partir du 17 janvier 2009, le pied de glace est déjà complet et constitué de nouvelle glace (Figure 16).

Sur la **péninsule de Manicouagan**, plus précisément à Pointe-Lebel (caméra 5), l'englacement débute le 11 décembre et se produit rapidement avec la mise en place d'un pied de glace complet dès le 14 décembre (Figure 22).

À **Rivière-Saint-Jean**, le développement d'un pied de glace complet diffère en fonction des sites suivis. Ce n'est qu'à la caméra 1 que le suivi de la phase d'englacement est complet (photos manquantes aux autres caméras). Ici, l'englacement débute le 18-19 décembre et le pied de glace devient assez bien développé à partir du 23 décembre. Il s'agit sans doute de la phase d'englacement la plus rapide et la plus hâtive comparativement aux autres caméras de Rivière-Saint-Jean. Par exemple, devant la caméra 3, la phase d'englacement dure au moins 29 jours à partir du 16 décembre (en date du 13 janvier le pied de glace est encore incomplet, mais les photos du passage entre incomplet et complet ne sont pas disponible) (Figure 26).

Bref, pour l'ensemble des sites d'étude, l'englacement s'est amorcé, sous des conditions climatiques près des normales (anomalies généralement négatives) à partir de la mi-décembre et s'est terminé vers la mi-janvier. La phase d'englacement du haut estran a perduré environ un mois.

Tableau A1-2 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2008 et de janvier 2009 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Décembre 2008	+1,6	-0,2	-0,7
Janvier 2009	-1,8	-2,4	-1,2

Tableau A1-3 Chronologie de la phase d'englacement 2008-2009

	Début de la phase d'englacement	Fin de la phase d'englacement	Durée en nombre de jours de la phase d'englacement
IDLM	22 décembre 2008	15 janvier (14-17 janvier) 2009	25 jours
PM	11 décembre 2008	13 janvier 2009	34 jours
RSTJ (cam 1)	18 décembre 2008	23 décembre 2009	6 jours (plus long et plus tardif aux autres sites, mais dates non disponibles, car photos manquante durant l'englacement)

A1.1.3.2 Englacement, saison 2009-2010

Sous les conditions particulièrement chaudes de la saison 2009-2010, l'englacement des sites d'étude se produit de la manière suivante (Tableau A1-4 et Tableau A1-5)

En 2009-2010, aux **Îles-de-la-Madeleine**, sur le site de **La Martinique**, le pied de glace ne s'est tout simplement pas développé jusqu'à un stade complet (Figure 17). Sur le site de **Pointe-aux-Loups**, l'englacement de la rive se produit en 2 jours seulement sous l'effet d'un apport massif de frasil sur l'estran et par l'englacement des eaux côtières lors de la consolidation de frasil en date du 31 janvier et du 1 février 2009 (Figure 18).

Sur la **péninsule de Manicouagan**, à **Pointe-Lebel et à Baie-Saint-Ludger**, la glace commence à s'installer sur la rive à partir du 11 décembre sans constituer un pied de glace complet ni même y être constamment présente. Ce n'est qu'à partir du 20 janvier que l'on observe un pied de glace complet (Figure 23).

À **Rivière-Saint-Jean** (caméra sans nom), il n'y a pas eu de cycle glaciel menant à la formation d'un pied de glace complet durant cette saison (Figure 27).

Bref, au cours de la saison 2009-2010, l'englacement menant à un pied de glace complet ne se produit pas à la Martinique ni à Rivière-Saint-Jean. Dans le cas du site de la Pointe-aux-Loups, l'englacement est rapide (2 jours) et tardif (1 février) et sur la péninsule de Manicouagan, l'englacement est particulièrement long (48 jours), mais s'effectue malgré des températures anormalement chaude *grosso modo* dans la période normale d'englacement, soit entre la mi-décembre et la mi-janvier.

Tableau A1-4 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2009 et janvier 2010 durant la période 2009-2010 pour chaque région suivie

	Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Saison 2009-2010	Décembre 2009	+1,7	+3,3	+4,0
	Janvier 2010	+3,7	+7,2	+7,3

Tableau A1-5 Chronologie de la phase d'englacement 2009-2010

	Début de la phase d'englacement	Fin de la phase d'englacement	Durée en nombre de jours de la phase d'englacement
IDLM, La Martinique	Aucun	aucun	aucun
IDLM, Pointe-aux-Loups	31 janvier 2010	1 février 2010	2 jours
PM	11 décembre 2009	20 janvier 2010	50 jours
RSTJ	Aucun	aucun	aucun

A1.1.3.3 Englacement, saison 2010-2011

Les anomalies de températures de l'air de 2010-2011 sont positives et très importantes (Tableau A1-6). Sous ces conditions, l'englacement du haut estran sur les sites d'étude se produit de la manière suivante (Tableau A1-7).

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, sur le site de **Pointe-aux-Loups** (caméra NORD et SUD), l'englacement se produit rapidement avec la mise en place d'un pied de glace complet le 31 janvier-1 février 2011. Avant cette date, le haut estran est essentiellement libre de glace (Figure 19). Il n'y a pas de suivi durant cette saison sur le site de **La Martinique** (pas de caméras).

Sur la **péninsule de Manicouagan**, l'englacement du haut estran se produit entre le 18 et le 26 janvier à Pointe-Lebel et entre le 8 janvier et le 20 janvier à Baie-Saint-Ludger[16].

Il n'y a pas de caméras fonctionnelles sur le site de **Rivière-Saint-Jean** durant la saison 2010-2011.

Tableau A1-6 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2010 et janvier 2011 pour chaque région suivie

	Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Saison 2010-2011	Décembre 2010	+2,4	+6,8	+8,5
	Janvier 2011	+4	+4,2	+5,0

[16] Les évènements de formation et de dégradation de PM de 2010-2011 ne sont pas inclus dans l'analyse en raison d'un problème de qualité d'image, car il y a eu un problème avec la qualité d'images qui ne permet pas de bien distinguer les évènements de formation et de dégradation ni le mode par lesquels ils se produisent. Une analyse sommaire des photos a tout de même permis d'identifier l'état d'englacement du haut estran (libre, incomplet, complet).

Tableau A1-7 Chronologie de la phase d'englacement 2010-2011

	Début de la phase d'englacement	Fin de la phase d'englacement	Durée en nombre de jours de la phase d'englacement
IDLM, La Martinique	Nd	nd	nd
IDLM, Pointe-aux-Loups	31 janvier 2011	1 février 2011	2 jours
PM, Pointe-Lebel	18 janvier 2011	26 janvier 2011	9 jours
PM, Baie-Saint-Ludger	8 janvier 2011	20 janvier 2011	13 jours
RSTJ	Nd	nd	nd

A1.1.3.4 Englacement, saison 2011-2012

Les anomalies de températures de l'air de 2011-2012 sont supérieures à celles de 2008-2009, mais inférieures à celles de 2009-2010 et 2010-2011 (Tableau 1-8). L'englacement du haut estran durant cette saison se déroule de la manière suivante (Tableau A1-9).

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, sur le site de **La Martinique**, le pied de glace demeure incomplet durant pratiquement toute la saison glacielle. Le pied de glace n'est complet que durant 3 jours, on ne parle donc ni d'une phase d'englacement ni d'une phase pléni-glacielle (Figure 20). Sur le site de **Pointe-aux-Loups**, l'englacement se produit brusquement le 31 janvier (Figure 21).

Sur la **péninsule de Manicouagan**, à Pointe-Lebel (caméra GLACE), l'englacement débute le 19 décembre, mais le pied de glace demeure incomplet durant une longue période et subit une alternance très fréquente d'évènements de formation et de dégradation. Ce n'est qu'en date du 29 janvier que le pied de glace est complet (Figure 25).

À Rivière-Saint-Jean (caméra **ouest** et **horizontale**), après un jour de formation de glace le 25 décembre, l'estran demeure essentiellement libre de glace. Le pied de glace prend forme entre le 15 et le 21 janvier 2012 (Figure 29 et Figure 30). À la caméra **est**, la phase d'englacement est beaucoup plus longue. Celle-ci débute le 7 janvier et se termine le 8 février 2012 (Figure 28).

Tableau A1-8 Anomalies des températures mensuelles de décembre 2011 et janvier 2012 pour chaque région suivie

	Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Saison 2011-2012	Décembre 2011	+2,3	+2,4	+0,7
	Janvier 2012	+2,8	+2,0	+1,2

Tableau A1-9 Chronologie de la phase d'englacement 2011-2012

	Début de la phase d'englacement	Fin de la phase d'englacement	Durée en nombre de jours de la phase d'englacement
IDML, La Martinique	nd	nd	nd
IDLM, Pointe-aux-Loups	31 janvier 2012	31 janvier 2012	1 jour
PM, Pointe-Lebel	19 décembre 2011	29 janvier 2012	42 jours
RSTJ cam **ouest** et **horizontale**	15 janvier 2012	21 janvier 2012	7 jours
RSTJ cam **est**	8 janvier 2012	8 février 2012	33 jours

A1.1.4 Englacement du bas estran

Sous les conditions décrites par Dionne (1973), la phase d'englacement se poursuit normalement entre la fin décembre et la fin janvier avec le développement du pied de glace de bas estran.

Durant la saison 2008-2009 où les températures de l'air ont été près des normales climatiques et où la couverture de glace de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent ne présente pas d'anomalie significative par rapport à la normale, le bas estran ou les

eaux côtières dans le cas des Îles-de-la-Madeleine se sont effectivement englacés. Ainsi, dans le secteur de **Pointe-aux-Loups**, les eaux côtières se sont englacées suite à la mise en place du pied de glace de haut estran. Elles étaient déjà englacées le 17 janvier 2009 (pas de photos avant) et le sont demeurées jusqu'au 5-6 avril 2009. Les eaux côtières sur le site de **La Martinique** se sont aussi englacées mais pour une période un peu plus courte, soit du 19 février au 16 mars 2009. Sur la péninsule de **Manicouagan**, l'englacement du bas estran perdure du 13 janvier au 14 février 2009. Les eaux sont libérées sous l'effet du redoux enregistré à la mi-février (T air de 0,8 °C et vent soufflant vers le large avec des rafales maximales de 57 km/h). À **Rivière-Saint-Jean**, l'angle de champs des caméras de suivi qui permettent de voir les eaux côtières ne sont pas disponible entre la fin janvier et le début mars. Lorsque ces images sont disponibles, seulement en janvier, il n'y a pas de glace de mer sur les eaux côtières.

Par contre, durant les saisons chaudes de la période 2009-2012, le pied de glace de bas estran ou les eaux côtières ne se sont formés que très rarement. En 2009-2010, les eaux côtières ne se sont pas englacées à La Martinique et le pied de glace de bas estran ne s'est formé ni sur la péninsule de Manicouagan ni à Rivière-Saint-Jean. C'est seulement sur le site de Pointe-aux-Loup que les eaux côtières se sont englacées et ce, pour une période extrêmement courte soit du 2 au 8 février. En 2010-2011, l'englacement des eaux côtières n'a eu lieu à Pointe-aux-Loups que pour un maximum de 3 jours consécutifs avec une concentration de 7/10 et plus, et occasionnellement à moins de 7/10. La majorité du temps, les eaux côtières étaient libres de glace. Il n'y avait pas de suivi de l'englacement du bas estran sur la péninsule de Manicouagan (problème de qualité d'images) ni à Rivière-Saint-Jean (pas d'image).

En 2011-2012, la concentration de glace dans l'estuaire et le golfe est sous la moyenne, mais supérieure aux deux saisons précédentes. Malgré cela, l'englacement des eaux côtières ne se produit toujours pas devant les caméras de de La Martinique, de la péninsule de Manicouagan ni de Rivière-Saint-Jean. C'est à Pointe-aux-Loups que l'englacement des eaux côtières (complet) est le plus important puisqu'il perdure du 5 février au 5 mars 2012.

De manière générale, on constate que lors des hivers chauds, les vents dominants soufflants vers la côte à Pointe-aux-Loups est un facteur déterminant permettant tout de même la mise en place d'un couvert de glace de bas estran pour une courte période.

Bref, mise à part, la saison de suivi 2008-2009, les conditions d'englacement des eaux côtières et du bas estran s'il y a lieu, sont extrêmement différentes des conditions décrites par Dionne (1973).

A1.2 Le pléni-glaciel

Une fois la phase d'englacement complétée (le bas estran englacé ou non), on entre dans une phase de stabilité relative que l'on nomme pléni-glaciel.

De manière générale, Dionne (1973) observe qu'au début de la saison, le pied de glace peut prendre une forme chaotique et accidentée alors qu'au pléni-glaciel la surface est généralement lisse et inclinée vers la mer (Dionne, 1973). L'extension maximale du développement de la glace d'estran est normalement atteinte durant le mois de février ou de mars (Dionne, 1973). Même sous des conditions près des normales, on sait que la phase du pléni-glaciel peut être affectée par des évènements de dégradation de glace de rive. À ce sujet, Moign (1972) souligne combien cette stabilité qu'on attribue à la période pléni-glacielle n'est qu'apparente et qu'elle peut être rompue soudainement et brusquement. Ce dernier observe qu'en quelques heures, la banquise peut être complètement évacuée vers le large et ainsi exposer le pied de glace à des évènements de dégradation. Ceux-ci peuvent être assez important pour entrainer le passage entre un pied de glace complet vers un pied de glace incomplet, voire même libérer presque complètement le haut estran de glace de rive. Néanmoins, lorsque les températures de l'air sont près des normales, les effets de ces évènements sont généralement limités au pied de glace de bas estran (Dionne, 1973).

Dans le cadre de cette étude, le pléni-glaciel correspond à la période entre la phase d'englacement et de déglacement où le pied de glace est complet pour au moins 5 jours consécutifs[17].

A1.2.1 Pléni-glaciel : description des saisons

Au cours de la période de suivis 2008-2012, les températures de l'air durant les mois typiques du pléni-glaciel, c'est-à-dire février et mars, ont présenté des anomalies généralement positives, mais selon des intensités différentes. Sous ces différentes conditions, le pléni-glaciel s'est déroulé de la manière suivante devant les caméras de suivis.

[17] Seuil arbitraire. En deçà de 5 jours consécutifs de PDGC, on ne considère pas qu'il y ait eu de pléniglaciel durant la saison.

A1.2.1.1 Pléni-glaciel : saison 2008-2009

Durant les mois typiques du pléni-glaciel, les températures de l'air de la saison 2008-2009 ont été généralement supérieures aux normales climatiques durant le mois de février et inférieures durant le mois de mars (Tableau A1-10). Sous ces conditions, le pléni-glaciel a été observé comme suit (Tableau A1-11).

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, sur le site de **La Martinique**, le pied de glace est stable entre le 15 janvier et le 30 mars (74 jours) (Figure 15). À **Pointe-aux-Loups**, le pied glace est déjà complet lorsque les photographies débutent, soit le 17 janvier 2009, et demeure complet et stable jusqu'aux évènements de dégradation de glace de rive du 12 avril 2009 (plus de 85 jours) (Figure 16). Sur la **péninsule de Manicouagan,** le pléni-glaciel perdure du 14 décembre 2008 au 18 février (67 jours). Sur ce site, on observe quelles courtes phases d'instabilité, mais celles-ci se produisent en début de saison (décembre et janvier) (Figure 22).

À **Rivière-Saint-Jean**, à la **caméra 1**, le pléni-glaciel débute à partir du 23 décembre 2008 et se termine le 12 avril (111 jours). On observe toutefois une courte phase d'instabilité entre le 8 et le 16 janvier. À la **caméra 2**, le pléni-glaciel débute avant de 29 décembre (pas de photos avant cette date) et se termine le 30 mars (au moins 92 jours). À la caméra 3, le pléni-glaciel débute avant le 23 janvier (pas de photos avant cette date) et se termine le 23 mars (au moins 59 jours). Enfin, à la caméra 4, le pléni-glaciel débute le 22 janvier et se termine le 14 mars (51 jours) (Figure 26).

Tableau A1-10 Anomalies des températures mensuelles de février 2009 et de mars 2009 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Février 2009	+1,8	+3,2	+3,9
Mars 2009	+0,3	-1,4	-1,4

Tableau A1-11 Chronologie du pléni-glaciel 2008-2009

	Début du pléni-glaciel	Fin du pléni-glaciel	Durée en nombre de jours du pléni-glaciel	Périodes d'instabilité durant février ou mars
Îles-de-la-Madeleine				
La Martinique	14 janvier (14-17 janvier) 2009	30 mars 2009	74 jours	Non
Pointe-aux-Loups	Avant le 17 janvier 2009	12 avril 2009	Plus de 85 jours	Non
Péninsule de Manicouagan				
Pointe-Lebel (cam 5)	14 décembre 2008	18 février 2009	67 jours	Non
Rivière-Saint-Jean				
RSTJ (cam 1)	23 décembre 2008	12 avril 2009	111 jours	Non
RSTJ (cam 2)	Au moins à partir 29 décembre 2008	30 mars 2009	Au moins 92 jours	Non
RSTJ (cam 3)	Au moins du 23 janvier 2009	23 mars 2009	Au moins 59 jours	Non
RSTJ (cam 4)	22 janvier 2009	14 mars 2009	51 jours	Non

A1.2.1.2 Pléni-glaciel, saison 2009-2010

Durant les mois typiques du pléni-glaciel de 2009-2010, les températures de l'air ont été extrêmement chaudes et ce, particulièrement durant le mois de février (Tableau A1-12). Sous ces conditions, le pléni-glaciel a été observé comme suit (Tableau A1-13).

Sur le site de La **Martinique**, il n'y a pas de pied de glace complet durant cette saison (Figure 17). Tout au plus, les conditions n'ont permis que de construire momentanément de minces couches de glace qui ne perdurent que quelques jours sous des conditions hydrodynamiques calmes et qui sont détruites au moindre soubresauts des températures de l'air ou de la mer. Durant toute la saison, les eaux côtières demeurent libre de glace (sauf pour quelques dizaines d'heure les 28-29 janvier). À **Pointe-aux-Loups**, la présence d'un pied de glace n'a été que très éphémère. C'est seulement au cours de la première 10aine de février (31 janvier au 9 février) que le haut estran a été protégé des processus hydrodynamiques par la mise en place d'un pied de glace combinée à l'englacement des eaux côtières (Figure 18). Sur la **péninsule de Manicouagan**, à **Pointe-Lebel**, le pied de glace est complet entre le 18 janvier et le 10 février (24 jours) (Figure 23). À **Baie-Saint-Ludger**, il est complet entre le 20 janvier et le 19 février (29 jours) (Figure 24). À **Rivière-Saint-Jean**, le pied de glace n'atteint à aucun moment le stade de pied de glace complet (Figure 27).

Tableau A1-12 Anomalies des températures mensuelles de février 2010 et de mars 2012 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Février 2010	+5,2	+8,9	+9,7
Mars 2010	+3,5	+3,7	+3,5

Tableau A1-13 Chronologie du pléni-glaciel 2099-2010

	Début du pléni-glaciel	Fin du pléni-glaciel	Durée en nombre de jours du pléni-glaciel	Périodes d'instabilité
Îles-de-la-Madeleine				
La Martinique	aucun	aucun	aucun	aucun
Pointe-aux-Loups	31 janvier 2010	9 février 2010	10 jours	non
Péninsule de Manicouagan				
Pointe-Lebel	18 janvier	10 février	24 jours	non
Baie-Saint-Ludger	20 janvier	19 février	29 jours	non
Rivière-Saint-Jean				
RSTJ (cam sans nom)	aucun	aucun	aucun	aucun

A1.2.1.3 Pléni-glaciel, saison 2010-11

Durant les mois typiques du pléni-glaciel, les températures de l'air de la saison 2010-2011 ont été près des normales sauf aux Îles-de-la-Madeleine où elles ont présenté

des anomalies positives (Tableau A1-14). Sous ces conditions, le pléni-glaciel a été observé comme suit (Tableau A1-15).

Aux Îles-de-la-Madeleine, sur le site de **Pointe-aux-Loups**, le pléni-glaciel débute le 1 février et se termine le 8 mars (36 jours) (Figure 19). On observe une période d'instabilité où le pied de glace devient incomplet et même où le haut estran devient essentiellement libre de glace entre le 22 février et le 1 mars. Cette période d'instabilité débute après 4 jours successifs d'évènements de dégradation durant lesquels la température de l'air atteint un maximum de 0,7 °C et qui avaient généré le déglacement des eaux côtières. Il n'y a pas de suivi à **La Martinique** durant cette saison**.**

Sur la **péninsule de Manicouagan** (Pointe-Lebel et Baie-Saint-Ludger) le pléni-glaciel débute dans la deuxième quinzaine de janvier et se poursuit jusqu'au 17-18 mars (51 et 56 jours).

Il n'y a pas de suivi disponible pour le site de **Rivière-Saint-Jean**.

Tableau A1-14 Anomalies des températures mensuelles de février 2011 et de mars 2011 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Février 2011	+2,8	+0,5	-0,6
Mars 2011	+2,1	+0,6	-0,1

Tableau A1-15 Chronologie du pléni-glaciel 2010-2011

	Début du pléni-glaciel	Fin du pléni-glaciel	Durée en nombre de jour du pléni-glaciel	Périodes d'instabilité
Îles-de-la-Madeleine				
La Martinique	Pas de suivi	Pas de suivi	Pas de suivi	Pas de suivi
Pointe-aux-Loups	1 février	8 mars	36 jours	Oui PDGI et LIBRE 22 février au 1 mars
Péninsule de Manicouagan				
Pointe-Lebel	27 janvier	18 mars	51 jours	Oui PGCI 19 au 27 février
Baie-Saint-Ludger	21 janvier	17 mars	56 jours	Non
RSTJ	Pas de suivi	Pas de suivi	Pas de suivi	Pas de suivi

A1.2.1.4 Pléni-glaciel, saison 2011-2012

Durant les mois typiques du pléni-glaciel, les températures de l'air de la saison 2011-2012 ont été au-dessus des normales climatiques (Tableau A1-16). Sous ces conditions, le pléni-glaciel a été observé comme suit (Tableau A1-17).

Tableau A1-16 Anomalies des températures mensuelles de février 2012 et de mars 2012 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Février 2012	+2,6	+2,4	+1,8
Mars 2012	+2,4	+2,7	+0,8

Aux Îles-de-la-Madeleine, à **Pointe-aux-Loups**, le pied de glace est complet du 31 janvier 2012 au 27 mars. Le 25 février, il est en partie évacué et immédiatement reconstruit (56 jours) (Figure 21). Sur le site de **La Martinique** le pied de glace demeure incomplet durant une bonne partie de la saison (soit du 7 janvier au 21 mars 2012), mais sans jamais atteindre un stade complet sur une période consécutive de 5 jours et plus (Figure 20).

Sur la **péninsule de Manicouagan**, le pléni-glaciel débute le 29 janvier et perdure jusqu'au 20 février (23 jours). Durant cette courte période, on observe une phase d'instabilité où le pied de glace devient incomplet entre le 9 et le 14 février (Figure 25).

À **Rivière-Saint-Jean**, à la caméra EST, le pied de glace atteint un stade complet le 8 février et conserve cet état jusqu'au 24 février (17 jours) (Figure 28). À la caméra OUEST, le pied de glace est complètement formé en date du 21 janvier 2012 et demeure stable jusqu'au 25 février (34 jours) (Figure 29)

Tableau A1-17 Chronologie du pléni-glaciel 2011-2012

	Début du pléni-glaciel	Fin du pléni-glaciel	Durée en nombre de jour du pléni-glaciel	Périodes d'instabilité
Îles-de-la-Madeleine				
Martinique	Moins de 5 jours PDGC	Moins de 5 jours PDGC	Moins de 5 jours PDGC	na
Pointe-aux-Loups	31 janvier	27 mars	56 jours	Oui 25 février PDGI
Péninsule de Manicouagan				
PM	29 janvier	20 février	23 jours	Oui PDGI 9 au 14 février
Rivière-Saint-Jean				
Cam EST	8 février	24 février	17 jours	Non
Cam OUEST	21 janvier	24 février	34 jours	Non

A1.3 Déglacement

À l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, le déglacement des eaux débute grâce à la remonté d'eau chaude près du fjord du Saguenay qui permet le réchauffement de l'eau et génère des ouvertures dans la couverture de glace (SCG, en ligne). Ces ouvertures, permettent au rayonnement solaire de réchauffer l'eau et contribue aussi à la dégradation progressive de la glace. Par la suite, sous des conditions normales, les vents et les courants libèrent l'estuaire de la glace de mer au cours du mois de mars ou avril (Brochu, 1960 in Drapeau 1992 et Dionne 1970 in Drapeau, 1992). Puis, la période de déglacement du haut estran s'amorce généralement au cours du mois de mars ou d'avril dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et dure de quelques jours à quelques semaines (Dionne, 1973). Le

déglacement du bas estran d'abord et du pied de glace de haut estran ensuite coïncide fréquemment avec les périodes des marées de vive eau de la fin mars à la mi-avril (Dionne, 1973). Sous des conditions d'eau libre, en l'absence de formation de glace durant la saison ou atteintes suite au déglacement des eaux côtières, les vagues et la marée peuvent entrer en contact avec le pied de glace de haut estran et générer des évènements de dégradation de glace de rive. Pour observer des évènements de dégradation de glace de rive au contact de l'eau, la glace doit avoir été affaiblie. Les températures de l'air à la hausse, le rayonnement solaire, l'infiltration de l'eau dans les fissures qui fragilise la glace sont tout autant de facteurs en cause dans l'affaiblissement de la glace de rive. La saison glacielle se termine aussi plus rapidement sur la rive sud que sur la côte nord.

Les modes de dégradations de glace de rive, qui agissent mécaniquement et thermiquement, sont les détachements marginaux, les détachements massifs et l'amincissement vertical de la glace par submersion et la fonte sur place. En plus de ces modes principaux, on observe des modes de dégradation de plus faible amplitude tel que les effondrements de corniches. L'ensemble de ces modes est décrit aux sous-sections suivantes.

Au moment où les masses de **débris de glace de rive partent à la dérive**, Moign (1972) observe que leur fonte semble se produire très rapidement (fonte direct mais aussi dégradation par frottement et chocs entre les glaçons).

Enfin, durant le dégel, l'absence de percolation en raison du gel encore présent, permet encore une fois au retrait d'être vigoureux et de transporter des sédiments vers le large au-delà de l'estran (Bourget, 1977 et Neilsen 1988).

A1.3.1 Modes de dégradation observés durant la période 2008-2012

A1.3.1.1 Détachement marginaux

La dégradation du pied de glace s'effectue en grande partie par la réduction de sa largeur suite au contact entre le front du pied de glace et la nappe d'eau qui génère le détachement de radeaux de glace (Dionne, 1973). Les détachements marginaux s'effectuent tant sous des conditions d'eau calme que sous des conditions avec des vagues. Les détachements marginaux peuvent entraîner le retrait de quelques radeaux (mineurs) ou d'une grande quantité (majeurs). De manière générale, les radeaux qui se détachent au contact de la nappe d'eau sont délimités par un réseau de fissures qui est exploité par l'eau qui circule et qui affaiblit la glace par fonte lorsqu'elle circule (action thermique) et par expansion lorsqu'elle y gèle (action mécanique). Progressivement, ce

phénomène génère le détachement de radeaux qui sont alors susceptibles d'être emportés par la mer (Moign,1972).

A1.3.1.2 Détachement massif

Les détachements massifs se produisent lorsque le pied de glace est soulevé lors de grandes marées, morcelé, fragmenté et évacué vers le large grâce aux vents et/ou aux courants (Moign, 1972; Dionne, 1973;Troudes et Sérodes, 1987). Il affecte plutôt le pied de glace de bas estran, mais peut aussi affecter le pied de glace de haut estran. Les détachements massifs sont généralement associés aux périodes de vive eau (Dionne, 1973). Ce mode de dégradation exploite aussi les réseaux de fissure de la glace.

A1.3.1.3 Amincissement vertical du pied de glace

Occasionnellement, nous avons observé que la marée haute est venue submerger complètement le pied de glace et que suite à son retrait le pied de glace avait subi un amincissement vertical. La couche superficielle ayant été évacuée par la marée devait être plus faible que le reste de la masse de glace. Ainsi, il pourrait s'agir de la couche composée du manteau nival ou de neige métamorphisée ou encore d'une couche de glace affaiblit par les conditions atmosphériques (rayonnement solaire, température de l'air) ayant eu lieu avant la submersion.

A1.3.1.4 Effondrement de corniches

Le retrait par effondrement de corniche engendre lui aussi, quoi que de manière assez limité, une diminution de la largeur du pied de glace. Les corniches s'observent surtout vers la fin de la saison lorsque le soleil, l'écoulement de l'eau sur l'estran ou encore l'eau de la marée ont suffisamment d'énergie pour fondre la glace et y tailler ces formes (Figure 110). Les corniches sont des formations fragiles qui s'effondrent avec la gravité ou alors, qui sont facilement délogées au contact de la marée. Lorsque les corniches s'effondrent par gravité, ce mode de recul s'effectue indépendamment du contact avec la marée et de l'état d'agitation de la nappe d'eau.



Figure 110 Corniche au front du pied de glace observée à Rivière-Saint-Jean, mars 2006

A1.3.1.5 Amincissement et fonte sur place

En l'absence de contact avec la marée durant la phase de déglacement, le rayonnement solaire et les températures de l'air génèrent la fonte sur place du pied de glace. Les morceaux de glace accumulés dans la partie supérieure du haut estran, qui est moins fréquemment inondée, vont souvent fondre sur place en raison de leur localisation (Dionne, 1973).

Lors de l'identification des évènements de dégradation (date, mode et paramètres météorologiques et océanographiques), la fonte sur place n'est pas incluse dans ces évènements. En effet, bien que **l'amincissement et la fonte sur place de la glace** puissent être visibles, la définition d'un évènement de ce type dans le temps serait plutôt approximative puisque la fonte est un processus progressif et interrompu ou non

et qui s'effectue à des intensités différentes dont certaines sont bien visible et d'autres beaucoup moins sans être moins important dans le processus globale. Contrairement aux autres modes de dégradation, celui-ci est surtout attribuable aux conditions atmosphériques et au rayonnement solaire et ne se produit pas lors du contact entre la marée et le pied de glace de haut estran. La fonte du pied de glace sur place est donc favorable dans les milieux où le bilan sédimentaire de la plage est positif et que la fréquence d'inondation de la partie supérieure du haut estran est faible. Les milieux côtiers réflectifs notamment à Rivière-Saint-Jean, Pointe-aux-Loups et dans une moindre mesure sur la péninsule de Manicouagan ne sont pas favorables au processus de fonte sur place du pied de glace.

Sur l'ensemble des modes de dégradation, seul les détachements marginaux, les détachements massifs ont été identifiés lors des évènements de dégradation de glace de rive. Le Tableau A1-18 présente la répartition de ces modes.

Tableau A1-18 Répartition des modes de dégradation de glace de rive en lien avec le contact avec la nappe d'eau en fonction des sites d'étude, période 2008-2012

	Îles-de-la-Madeleine (2 sites combinés)		**Péninsule de Manicouagan**		**Rivière-Saint-Jean**	
Mode de dégradation	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)	Nbre d'obs	(%)
Détachement marginaux	23		26		19	
Détachement massif (soulèvement par la marée)	0		3		0	

A1.3.1.6 L'état d'agitation des eaux côtières

La dégradation de la glace de rive se produit essentiellement au contact de l'eau qui agit comme agent de transport et comme agent d'érosion thermique et mécanique. En ce sens, nous avons voulu connaître l'état d'agitation de la nappe d'eau *lors des évènements de dégradation*. Nous avons distingué trois états d'agitation de la nappe d'eau en fonction de l'énergie déployée contre la glace de rive : sans énergie, vagues visibles ou ressac visible.

L'état de la nappe d'eau est dit « sans énergie » lorsque la mer est calme, que sa surface est lisse ou miroitante ou encore que la surface est affectée par des ondes capillaires (Figure 111). L'état de la nappe d'eau est dit « avec vagues visibles» lorsque des moutons sont visibles ou que l'onde de la houle est visible (Figure 112Figure 110). L'état de la nappe d'eau est dit « avec ressacs visibles » lorsque les vagues se cassent

contre le front du pied de glace et que l'eau est projetée verticalement (Figure 113). Tel qu'indiqué à la section 1, il n'est pas possible d'utiliser les vitesses de vents enregistrés localement sur la côte (station météorologique d'Environnement Canada) pour connaître l'état d'agitation de la nappe d'eau.



Figure 111 État de la nappe d'eau : sans énergie



Figure 112 État de la nappe d'eau : vagues visibles



Figure 113 État de la nappe d'eau : ressacs visibles

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, la plus grande partie des évènements de dégradation post-PDGC se produit lorsque de l'énergie est déployé contre la glace de rive. En effet, des vagues avec ou sans ressac ont été observées dans 60% des évènements de dégradation de glace de rive. Sur la Péninsule de Manicouagan, la majeure partie des évènements de dégradation de glace de rive se sont produits en l'absence d'énergie déployée sur le haut estran et ce, dans une proportion de 63%. À Rivière-Saint-Jean, les évènements de dégradation de glace de rive se sont produits de manière répartie entre des évènements qui impliquent de l'énergie (vagues avec ou sans ressac) avec 47% des cas et dix qui n'implique pas d'énergie (absence de vague) avec 53% des cas. La Figure 114 et le Tableau A1-19 suivants présentent la répartition des évènements de dégradation de glace de rive selon l'état d'agitation de la nappe d'eau qui ont été observé durant l'ensemble du suivi pour chacun des sites.

De manière générale, à l'exception des Îles-de-la-Madeleine, la dégradation de la glace de rive s'est produite indifféremment de l'état d'agitation de la nappe d'eau, que la mer soit miroitante ou alors que les vagues viennent se briser violement contre le front du pied de glace. Les résultats ne sont pas surprenants pour les Îles-de-la-Madeleine puisque cette région est exposée à une fréquence d'événements de tempêtes nettement supérieure aux deux régions de la Côte-Nord (Bernatchez *et al*., 2012). Sur la péninsule de Manicouagan, non seulement la fréquence des événements de tempête est inférieure aux autres régions étudiées, mais la présence d'un large estran permet aussi d'atténuer l'énergie des vagues.

Tableau A1-19 État d'agitation de la nappe d'eau lors des évènements de dégradation par détachement marginaux

	Îles-de-la-Madeleine		Péninsule Manicouagan		Rivière-Saint-Jean	
	Nbre d'obs	%	Nbre d'obs	%	Nbre d'obs	%
Sans énergie déployée	9	39	18	63	10	53
Vagues	7	30	3	10	4	21
Ressac	7	30	5	17	5	26

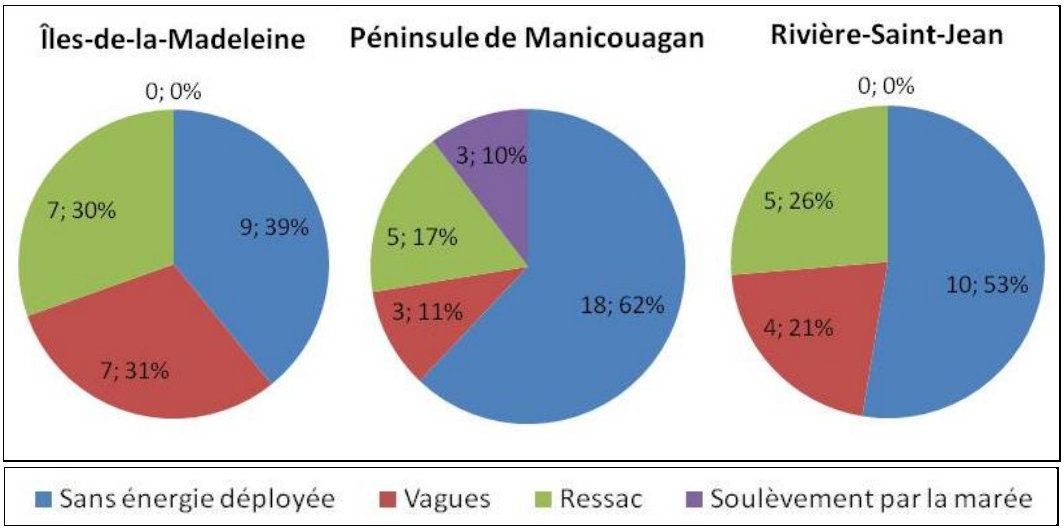


Figure 114 Répartition de l'état d'agitation de la mer lors de la dégradation du pied de glace observée pour chacun des sites d'étude durant la période 2008-2012

A1.3.2 Déglacement : description des saisons

A1.3.2.1 Déglacement : saison 2008-2009

Durant les mois typiques de déglacement, c'est-à-dire mars et avril, on enregistre des anomalies généralement négatives durant le mois de mars et positives durant le mois d'avril (Tableau A1-20). Sous ces conditions, le déglacement s'est produit de la manière suivante (Tableau A1-21).

Tableau A1-20 Anomalies des températures mensuelles de mars 2009 et d'avril 2009 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Mars 2009	+0,3	-1,4	-1,4
Avril 2009	+2,6	+1,5	+1,3

Tableau A1-21 Chronologie de la phase de déglacement 2008-2009

	Début de la phase de déglacement	Fin de la phase de déglacement	Durée en nombre de jours de la phase de déglacement
IDLM, La Martinique	30 mars	16 avril	18 jours
IDLM, Pointe-aux-Loups	15-16 avril	20-23 avril	6-9 jours
PM	23 mars	30 mars	8 jours
RSTJ (cam 1-2)	20 mars	5 avril	17 jours

Aux Îles-de-la-Madeleine, sur le site de **La Martinique**, le cordon limitant mis en place à la mi-janvier est démantelé le 30 mars 2009. Le reste de glace et de neige qui constituait la partie supérieure du pied de glace fond sur place jusqu'à ce qu'il ne reste que quelques plaques résiduelles ici et là le 16 avril 2009 (Figure 15). Sur le site de **Pointe-aux-Loups**, la période de déglacement s'amorce le 15-16 avril 2009 suite au démantèlement de la banquise (5-6 avril 2009) et s'achève avec la fusion complète sur place du cordon de frasil consolidé le 20 et le 23 avril 2009 (Figure 16). Sur la **péninsule de Manicouagan** (Pointe-Lebel, devant la caméra 5), le pied de glace est déjà incomplet en raison des évènements de dégradation qui avait eu lieu à la fin

février (18, 19 et 23 février). Les conditions climatiques et océanographiques subséquentes n'avaient pas permis au pied de glace de retrouver un état complet. Le déglacement a lieu entre le 23 et le 30 mars alors que les températures maximum quotidiennes de l'air sont positives. Seuls quelques morceaux de glace localisés sur la partie supérieure du haut estran fondent sur place dans les jours suivants (Figure 22). À **Rivière-Saint-Jean**, le déglacement s'amorce le 20 mars et s'effectue progressivement et à un rythme différent selon les caractéristiques locales de la côte devant les caméras de suivis jusqu'au 5 avril (caméra 1 et 2). Après cette période de déglacement, la glace et la neige accumulé sur la partie supérieure du haut estran qui n'a pas été évacué fond sur place jusqu'au début du mois de mai. À la caméra 3, le déglacement du haut estran se déroule sensiblement de la même manière. Les images ne sont toutefois pas disponibles entre le 4 et le 24 avril et le 25 avril, il n'y a plus aucune trace de glace ou de neige sur l'estran. À la caméra 4, le déglacement débute également le 20 mars, mais le haut estran est complètement libre de glace dès le 12-13 avril (Figure 26).

A1.3.2.2 Déglacement : saison 2009-2010

Durant les mois de mars et avril 2010, on enregistre des anomalies positives pour les trois sites d'étude (Tableau A1-22). Sous ces conditions, le déglacement s'est produit de la manière suivante (Tableau A1-23).

Tableau A1-22 Anomalies des températures mensuelles de mars 2010 et d'avril 2010 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Mars 2010	+3,5	+3,7	+3,5
Avril 2010	+3,9	+3,8	+3,4

Tableau A1-23 Chronologie de la phase de déglacement 2009-2010

	Début de la phase de déglacement	Fin de la phase de déglacement	Durée en nombre de jours de la phase de déglacement
IDLM, La Martinique	aucun	aucun	aucun
IDLM, Pointe-aux-Loups	9 février	11 février	3 jours
PM, Pointe-Lebel	10 février	28 février	19 jours
PM, Baie-Saint-Ludger	15 février	2 mars	16 jours
RSTJ (cam 1-2)	aucun	aucun	aucun

Au cours de la saison 2009-2010, il n'y a pas de période de déglacement proprement dit (i.e. suivant une phase de pléni glaciel) sur le site de **La Martinique (**Figure 17**)**. À **Pointe-aux-Loups**, le pied de glace, qui avait perduré à peine dix jours au début de février, est complètement démantelé le 9-10-11 février. Le haut estran est libre de glace le 12 février et le demeure durant tout le reste de la saison (Figure 18). Sur la **péninsule de Manicouagan**, à **Pointe-Lebel**, le pied de glace de haut estran entre en dégradation dès le 10 février et recule progressivement jusqu'au 21 février alors que les températures de l'air sont régulièrement positives. Cette phase de recul est presque immédiatement suivie par des niveaux d'eau très élevés qui provoquent le recul par submersion avec déferlement dans la portion restante du pied de glace. La marée atteint la falaise le 25 février 2010 (caméra 1 seulement) et le 26 février (caméra 1 et 2). Les hauts niveaux d'eau répétés les jours suivants, soit les 27 février 2010 et 28 février 2010, viennent à bout d'éliminer la presque totalité du pied de glace restant. La fusion des plaques et glaçons résiduels sera pratiquement complété dans la semaine suivante (Figure 23). **À Baie-Saint-Ludger**, le pied de glace encaisse des reculs successifs par détachement marginaux entre le 15 et le 22 février. Le 23 et 25 février 2010, le recul du pied de glace se poursuit, mais cette fois, on voit les vagues déferlées sur le front. Les assauts de la mer continuent d'affecter le pied de glace qui malgré les

déferlements et les épisodes de submersion observés entre le 26-27-28 février est toujours en place. C'est seulement le 1 et 2 mars que, sous l'effet de températures momentanément positives et de la submersion que ce dernier diminue drastiquement en épaisseur jusqu'à disparaître complètement le 2 mars 2010 (Figure 24). À **Rivière-Saint-Jean**, le pied de glace n'ayant pas atteint le stade complet, il n'y a pas de phase de déglacement au sens stricte. Le haut estran est complètement libre de glace dès le 14 février (Figure 27).

A1.3.2.3 Déglacement : saison 2010-2011

Durant les mois de mars et avril 2011, on enregistre des températures près des normales sur la côte-Nord et des anomalies positives aux Îles-de-la-Madeleine (Tableau A1-24). Sous ces conditions, le déglacement s'est produit de la manière suivante (Tableau A1-25).

Tableau A1-24 Anomalies des températures mensuelles de mars 2011 et d'avril 2011 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Mars 2011	+2,1	+0,6	-0,1
Avril 2011	+2,3	-0,3	-1,5

Tableau A1-25 Chronologie de la phase de déglacement 2010-2011

	Début de la phase de déglacement	Fin de la phase de déglacement	Durée en nombre de jours de la phase de déglacement
IDLM, La Martinique	Pas de suivi	Pas de suivi	Pas de suivi
IDLM, Pointe-aux-Loups EST	8 mars	18 mars	11 jours
IDLM, Pointe-aux-Loups OUEST	19 février	23 février	5 jours
PM, Pointe-Lebel	nd	nd	nd
PM, Baie-Saint-Ludger	18 mars	nd	nd
RSTJ (cam 1-2)	nd	nd	nd

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, il n'y a pas de suivi durant la saison 2010-2011 sur le site de **La Martinique**. Sur le site de **Pointe-aux-Loups**, du **côté EST**, le déglacement du haut estran s'effectue à partir du 8 mars et le 18 mars il ne subsiste à peine que quelques traces de glace (Figure 19). Contrairement au côté EST où la période d'instabilité du mois de février est suivi par le ré-englacement du haut estran jusqu'à un pied de glace complet, le pied de glace sur le côté **OUEST** ne retrouve un état complet. La période de déglacement s'effectue donc plus hâtivement ici. Ainsi, à partir du 19 février, les conditions climatiques et hydrologiques n'assurent plus le maintien du pied de glace et l'estran sera progressivement complètement libéré de glace en date du 23 février (Figure 19). Ceci permet à la tempête du 26 février 2011 de provoquer l'érosion de la côte.



Figure 115 Évolution de la côte entre le 25 février et le 27 février 2011, Pointe-aux-Loups, caméra OUEST

Sur la **péninsule de Manicouagan**, sur le site de Baie-Saint-Ludger, le déglacement se produit à partir du 18 mars où il passe au stade incomplet. Par contre, les photos sont manquantes à partir du 3 avril. À cette date, le pied de glace est toujours incomplet. On ne sait donc pas à quel moment la saison glacielle prend fin. Sur le site de Pointe-Lebel, les photos sont manquantes à partir du 18 mars. Avant cette date, le pied de glace était encore complet. On ne connaît pas non plus la fin de la saison glacielle sur ce site. Il n'y a pas de photographies disponibles pour le site de **Rivière-Saint-Jean** durant la saison 2010-2011.

A1.3.2.4 Déglacement : saison 2011-2012

Durant les mois de mars et avril 2012, on enregistre des températures près des normales sur la côte-Nord et des anomalies positives aux Îles-de-la-Madeleine (Tableau A1-26). La saison 2011-2012 est caractérisé par un déglacement influencé par les conditions particulière du mois de mars où les températures de l'air maximum ont atteint jusqu'à 16 degrés Celsius à Baie-Comeau et à Sept-Îles. Cette situation particulière a favorisé la dégradation de la glace de rive par fusion sur place, plus que ce que nous avions observé jusqu'alors. Les températures record de cette période expliquent le rôle marquant de la fusion à la fin de cette saison. Sous ces conditions, le déglacement s'est produit de la manière suivante (Tableau A1-27).

Tableau A1-26 Anomalies des températures mensuelles de mars 2012 et d'avril 2012 pour chaque région suivie

Anomalies des températures mensuelles	Station météorologique de Cap-aux-Meules pour les Îles-de-la-Madeleine	Station météorologique de Baie-Comeau (Pointe-Lebel) pour la péninsule de Manicouagan	Station météorologique de Sept-Îles pour Rivière-Saint-Jean
Mars 2012	+2,4	+2,7	+0,8
Avril 2012	+3	+1,6	+1,1

Tableau A1-27 Chronologie de la phase de déglacement 2011-2012

	Début de la phase de déglacement	Fin de la phase de déglacement	Durée en nombre de jours de la phase de déglacement
IDLM, La Martinique	Aucun	Aucun	aucun
IDLM, Pointe-aux-Loups	27 mars	5 avril	10 jours
PM, Pointe-Lebel	12 mars	21 mars	10 jours
RSTJ (cam GLACE et HORIZONTAL)	18 mars	18 avril	31 jours
RSTJ (cam EST et OUEST)	25 février	8 avril	12 jours

Aux Îles-de-la-Madeleine, à **La Martinique**, le pied de glace n'a pas atteint le stade complet sur une période 5 jours consécutifs (pléniglaciel). Il n'y a donc pas de déglacement proprement dit sur ce site. La saison glacielle prend fin le 20 mars principalement par fusion sur place de la glace de rive sous l'effet des températures chaudes du mois de mars 2012 (Figure 20). Sur le site de **Pointe-aux-Loups**, le déglacement du haut estran débute le 27 mars et se termine le 5 avril (Figure 21). Sur la **péninsule de Manicouagan** (caméra 1 et 3), le déglacement se produit à partir du 12-13-14 mars. Puis, la dégradation de la formation restante s'effectue ensuite en grande partie par la fusion en raison des températures chaudes du mois de mars et de l'absence de niveau d'eau élevé (ce qui limite le contact entre la glace de haut estran et la marée et donc tous les modes de dégradation qui implique un tel contact). Le haut estran est essentiellement libre de glace le 21 mars et il n'y a plus aucune trace de glace visible le 5 avril (Figure 25). Sur le site de **Rivière-Saint-Jean**, (caméras **GLACE-RSTJ et HORIZONTALE-RSTJ**), le déglacement se produit sous les conditions particulièrement chaudes du 18 mars au moment du contact de la marée sur front du pied de glace (avec déferlement). Déjà, le pied de glace avait amorcé sa dégradation progressivement sous l'effet de la hausse des températures de l'air et de l'intensité du rayonnement solaire depuis la mi-mars. Sur la dernière photo disponible pour cette saison, soit le 18 avril, il ne reste que des morceaux de glace chaotique enfouis sous

les sédiments sur la partie très haute du haut estran (Figure 30). Sur les sites suivis à la caméra **EST-RSTJ et OUEST-RSTJ**, le pied de glace subit un déglacement plus hâtif que celui devant les caméras GLACE-RSTJ et HORIZONTALE-RSTJ (Figure 28 et Figure 29). Ici, le pied de glace passe à un stade incomplet à partir du 25 février puis les conditions de la mi-mars font en sorte que sa dégradation se poursuit. **Le 8 avril**, la marée touche pratiquement la falaise et lave presque complètement l'estran de toute glace, il ne reste que quelques radeau ici et là et une mince croute de glace au pied de la falaise. L'estran est considéré comme libre à partir de cette date.

A1.4 Influence des paramètres océanographiques et météorologiques lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

Les conditions océanographiques et climatiques des évènements de formation et de dégradation de glace de rive ont été caractérisées afin de mieux cerner leur influence sur la dynamique glacielle.

A1.4.1 Température de l'eau lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

Notez que nous avons préféré utiliser les données mesurées sur le terrain à l'extérieur des sites d'étude de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean, c'est-à-dire à Sept-Îles, plutôt que les données de modèles MOR-GEM puisque, bien que le modèle reproduise assez bien l'ensemble de l'évolution des températures de l'eau, l'écart quotidien entre les données mesurées et le modèle sont important. La Figure 116 illustre l'évolution des températures selon le marégraphe de Sept-Îles et selon le modèle durant la saison 2008-2009. Rappelons aussi que l'analyse de la température de l'eau aux Iles-de-la-Madeleine n'est pas présentée en raison de la mauvaise qualité des données mesurées au marégraphe (voir section 2.1.2.2. méthodologie). La Figure 117 et le Tableau A1-28 présente les températures de l'eau enregistrées lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive pour l'ensemble du suivi de même que les statistiques obtenues et identifiées précédemment.

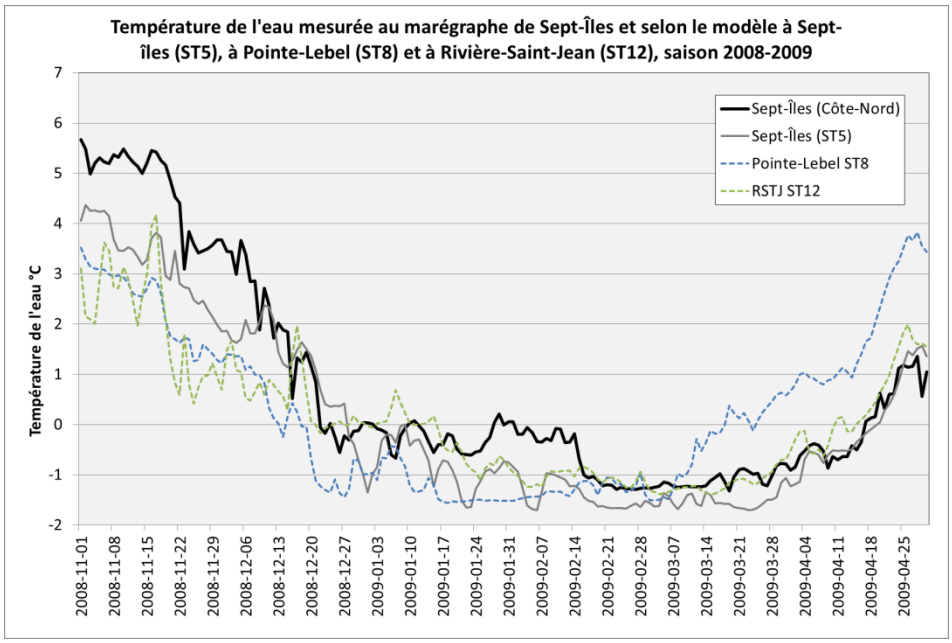


Figure 116 **Température de l'eau enregistrée au marégraphe de Sept-Îles et selon le modèle MOR-GEM à Sept-Îles (ST5), Pointe-Lebel (péninsule de Manicouagan) (ST8) et Rivière-Saint-Jean (ST12)**

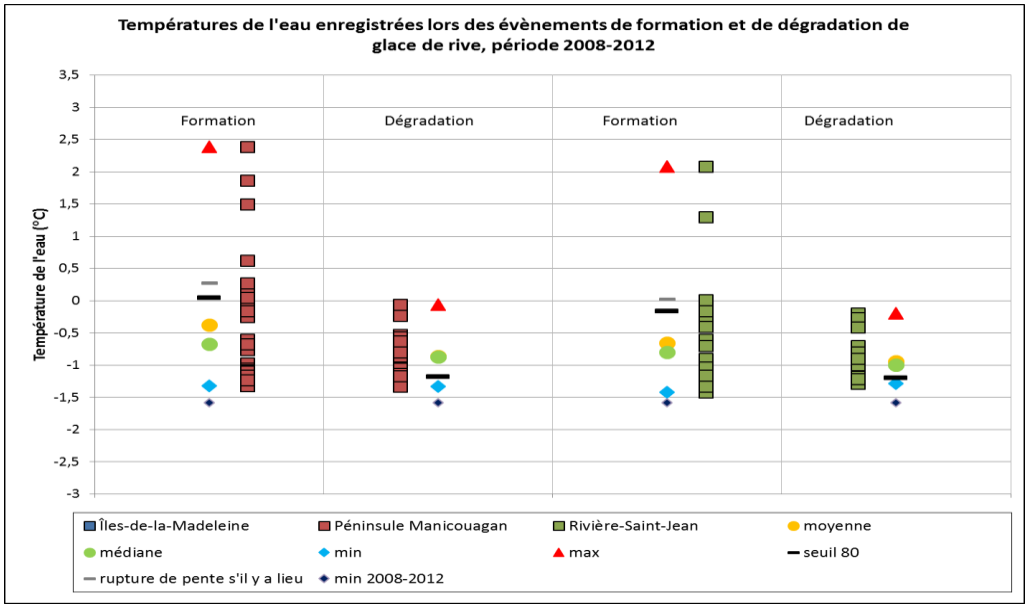


Figure 117 **Température de l'eau observée à Sept-Îles lors des évènements de formation et de dégradation sur les sites de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean**

Tableau A1-28 Statistiques des températures de l'eau lors des évènements de formation de glace de rive, période 2008-2012

	Moyenne	Médiane	Min	Min 2008-2012	Max	Seuil 80	Rupture de pente (RP)	Seuil80-RP
Formation								
Péninsule de Manicouagan	-0,38	-0,67	-1,32	-1,58	2,39	0,05	0,27	0,16
Rivière-Saint-Jean	-0,66	-0,8	-1,42	-1,58	2,08	-0,16	0,02	-0,07
Dégradation								
Péninsule de Manicouagan	-0,86	-0,87	-1,33	-1,58	-0,06	-1,18	Na	-1,18
Rivière-Saint-Jean	-0,94	-1	-1,29	-1,58	-0,2	-1,2	Na	-1,2

Sur la péninsule de Manicouagan, et à Rivière-Saint-Jean, on compte respectivement 8 cas sur 31 (26 %) et 3 cas sur 27 (11%) où la température de l'eau enregistrée lors d'évènements de formation de glace de rive au marégraphe de Sept-Îles a été positive. Sur la péninsule de Manicouagan, trois de ces cas se sont produits lorsqu'il y avait des précipitations de 5 mm équivalent en eau et plus et 4 cas se sont produits alors que les températures minimum de l'air passaient sous la barre de -15 °C (effet du large bas estran). Somme toute, 80 % des évènements de formation de glace de rive se sont produits lorsque la température de l'eau était de 0,05°C (PM) et de -0,16 °C (RSTJ) et moins. **Le seuil 80-RP en deçà duquel les évènements de formation de glace de rive se produisent est de 0,16 °C (PM) et de -0,07 °C (RSTJ).**

Lors des évènements de dégradation de glace de rive aux **sur la péninsule de Manicouagan et à Rivière-Saint-Jean,** les températures de l'eau (Sept-Îles) ont été négatives et souvent près des températures minimums enregistrées au cours de la saison. En effet, 80% des évènements de dégradation de glace de rive se sont produit lorsque les températures étaient respectivement de -1,18 °C et de -1,20 °C et plus. En moyenne les températures de l'eau ont été plus froides qu'au moment des évènements de formation avec des valeurs de -0,86 °C et de -0,94°C (Figure 117 et Tableau A1-28).

Rappelons qu'ici nous ne prétendons pas identifier de seuils correspondant aux températures de l'eau « réelles » sur l'estran au moment des évènements

de formation de glace de rive puisque celles-ci varient spatialement et varient à l'intérieur de la colonne d'eau. Ainsi, il s'agit plutôt, d'un seuil de températures relatif basé sur des mesures empiriques qui permettent de situer dans le temps le moment où l'on rencontre des valeurs qui, sur le terrain, se traduisent par l'atteinte de conditions favorables à la formation de glace de rive.

A1.4.2 Température de l'eau lors des évènements de formation et de dégradation : interprétation

Le début de l'englacement des rives a été observé lorsque les températures de l'eau ont été de près de 0 °C ou moins (seuil 80-RP). Le refroidissement de l'eau est, sans surprise, indispensable à la **formation** de glace de rive. Pour rendre possible l'englacement du haut estran, le seuil de température de l'eau de 0°C a aussi été identifié par Short et Wiseman (1974) bien qu'en eau salée, le point de congélation (qui varie selon la salinité) se trouve en deçà de ce seuil. Théoriquement, la formation de frasil ne se produit que lorsque les eaux de surface se refroidissent au point de congélation (valeur variable en fonction de la salinité) (Smedsrud, 2003). Avec une salinité tournant autour de 20 à 30 ‰ selon les sites d'étude, la température de gel de l'eau est d'environ -1,8 °C. L'écart considérable entre la température de l'eau mesurées lors des évènements de formation de glace de rive et le point de congélation souligne l'importance d'avoir des mesures de température de l'eau pour vraiment connaître l'évolution des températures de l'eau dans cette zone. Actuellement, nous ne disposons pas de mesure de température à la limite inférieure du bas estran ni au niveau de la flexure, mais il est indéniable que la présence d'un très large bas estran sur la péninsule de Manicouagan contribue à faire varier significativement la température de l'eau lorsqu'elle rejoint la rive. Ainsi, durant l'automne et le début de l'hiver (avant que l'eau au large ne se refroidissent jusqu'au point de congélation), les températures de l'air froides favorisent le gel du bas estran à marée basse. Conséquemment, le contact entre la nappe d'eau de la marée montante et le bas estran très froid permet un abaissement important de la température de l'eau. Ce refroidissement permet à l'eau d'atteindre les températures nécessaires à la formation de glace de rive. Cette particularité locale, explique en partie (seulement en partie compte tenu de la provenance de données de température de l'eau) que la proportion d'évènements de formation de glace de rive enregistrés lorsque la température était positive (marégraphe de Sept-Îles) est plus importante sur la péninsule de Manicouagan (26 %) qu'à Rivière-Saint-Jean (11%) et que la température de l'eau mesurée à Sept-Îles était plus chaude qu'à Rivière-Saint-Jean avec un seuil 80-RP de 0,16 °C contre un seuil de -0,07.

Lors des évènements de **dégradation** de glace de rive, les températures de l'eau n'interviennent généralement pas sur la glace de rive. Au contraire, les températures enregistrées lors des évènements de dégradation sont parmi les plus froides observées entre novembre et avril lors des années de suivi. **Les évènements de dégradation de glace de rive surviennent indépendamment de la température de l'eau.** En ce sens, le suivi réalisé par Miner et Powell (1991) sur les berges du Lac Michigan, indique aussi que les évènements de dégradation du pied de glace qu'ils ont observé n'étaient pas associés à l'augmentation de la température de l'eau au-dessus du point de congélation (0 °C en eau douce). La dégradation de la glace de rive serait donc davantage attribuable à son exposition aux rayonnements solaires et aux températures de l'air qu'à l'action thermique de l'eau lorsque les conditions d'eau libre prédominent durant toute la saison froide.

La glace préalable affaiblie serait alors soumise à l'action mécanique des agents hydrodynamiques. Notez toutefois qu'il est probable que l'eau près des côtes est déjà subit un réchauffement plus important que ce qui est mesuré à la localisation des marégraphes. Des données de température de l'eau *in situ* seront nécessaires si l'on veut évaluer de manière quantitative l'influence de ce paramètre sur la dynamique glacielle. Ces conditions d'eau libre pourraient expliquer les différences que l'on observe entre le rôle de la température de l'eau sous des latitudes plus élevées que celles des sites d'étude.

A1.4.3 Niveaux d'eau lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

La Figure 118 présente l'ensemble des niveaux d'eau maximum enregistrés ou modélisés lors des évènements de formation et de dégradation post-PDGC de glace de rive de même que les statistiques obtenues (Tableau A1-29).

Tableau A1-29 Statistiques des niveaux d'eau quotidien (IDLM : marégraphe, PM : ST8, RSTJ : ST12) lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive, période 2008-2012

	niveau d'eau moyen	marées hautes moyennes	marées haute vive-eau	Moyenne des évènements	Médiane des évènements	Minimum des évènements	Maximum des évènements	seuil 80	Rupture de pente (RP)	Seuil 80-RP
Îles-de-la-Madeleine										
Formation	0,7	1,0	1,2	1,43	1,39	1,15	2,19	1,25		1,25
Dégradation	0,7	1,0	1,2	1,40	1,41	1,03	1,9	1,29	1,24	1,27
Péninsule de Manicouagan										
Formation	1,8	3,4	4,2	3,50	3.52	2.83	4.64	3,13		3,13
Dégradation	1,8	3,4	4,2	3,72	3.71	3.25	4.43	3,37		3,37
Rivière-Saint-Rivière										
Formation	1,5	2,1	2,6	2,55	2,56	2.14	2.50	2,36		2,36
Dégradation	1,5	2,1	2,6	2,59	2,55	2.28	2.99	2,46		2,46

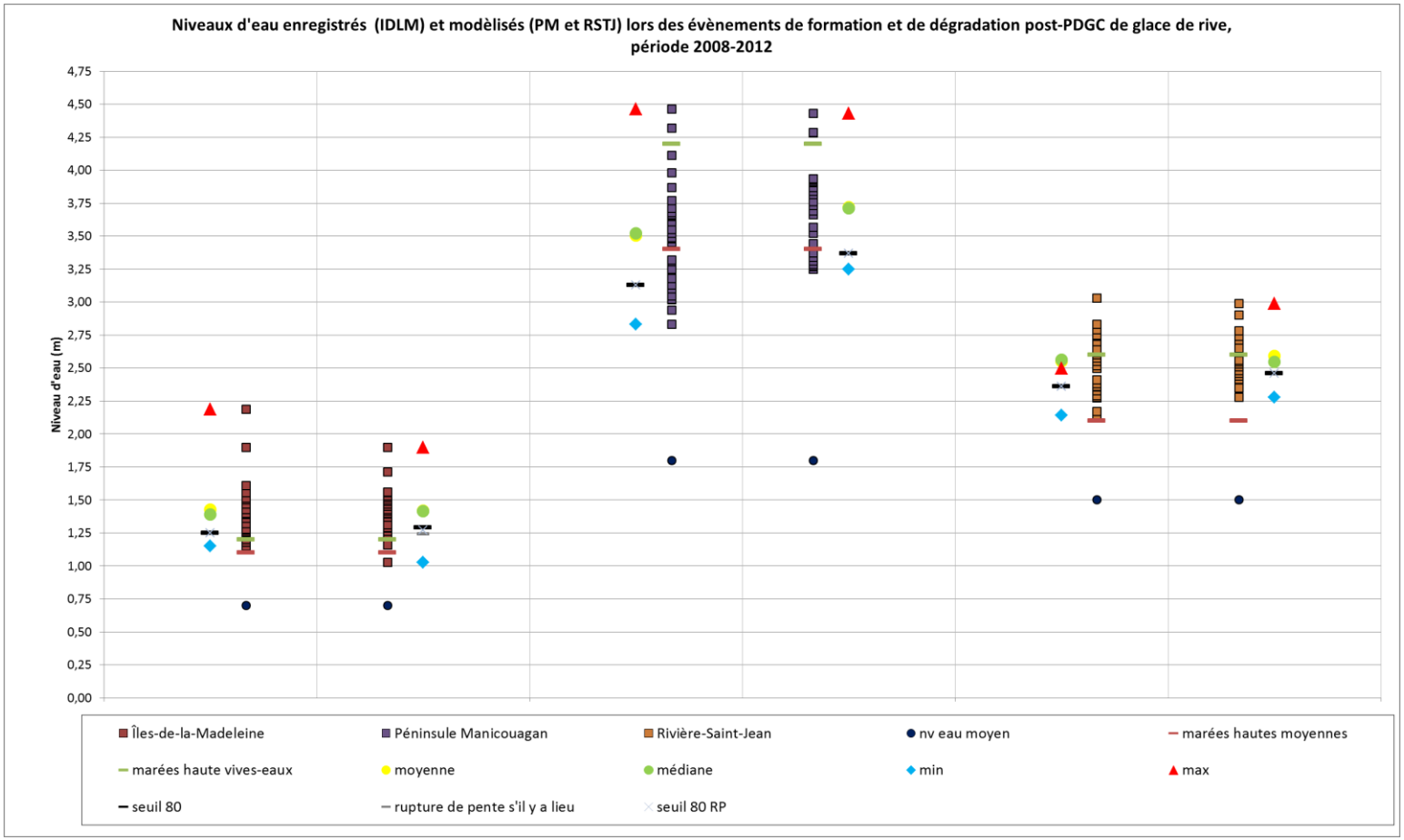


Figure 118 **Répartition des niveaux d'eau observés (Cap-aux-Meules) et modélisé (PM et RSTJ) lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive**

Au moment des évènements de formation de glace de rive, les niveaux d'eau maximum enregistrés aux **Îles-de-la-Madeleine** étaient toujours supérieurs au niveau des marées hautes moyennes (22/22 ou 100% >1,0 m) et majoritairement supérieurs au niveau des marées hautes de vive eau (19/22 ou 86% >1,2 m) (Tableau A1-30). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de formation était de 1,43 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 1,25 m (Tableau A1-29). Sur la **péninsule de Manicouagan**, les niveaux d'eau maximums modélisés lors des évènements de formation de glace de rive sont souvent supérieurs au niveau d'eau des marées hautes moyennes (19/31 ou 61% > 3,4 m) et rarement au-dessus du niveau d'eau des marées hautes de vive eau (2/31 ou 7% > 4,2 m) (Tableau A1-30). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de formation était de 3,50 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 3,13 m (Tableau A1-29). À **Rivière-Saint-Jean**, les niveaux d'eau maximums modélisés lors des évènements de formation de glace de rive sont toujours supérieurs au niveau d'eau des marées hautes moyenne (21/21 ou 100% > 2,1 m) et de temps à autre au-dessus du niveau d'eau des marées hautes de vive eau (12/28 ou 43% > 2,6 m) (Tableau A1-30). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de formation était de 2,55 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 2,36 m (Tableau A1-29).

Tableau A1-30 Pourcentage des évènements de formation de glace de rive au-dessus du niveau d'eau des marées hautes moyennes de marée haute de vive-eau

	% d'évènement au-dessus marée haute moyenne	% d'évènement au-dessus marée haute vive-eau
IDLM, micro-tidal		
Formation	100 %	86 %
Dégradation	100 %	91 %
RSTJ, méso-tidal		
Formation	100 %	43 %
Dégradation	100 %	42 %
PM, macro-tidal		
Formation	61 %	7 %
Dégradation	75 %	14 %

Les niveaux d'eau enregistrés lors des évènements de dégradation sont semblables aux niveaux d'eau mesurés lors des évènements de formation de glace de rive, mais très légèrement supérieurs (Figure 118 et Tableau A1-29). Notez pour le cas des Îles-de-la-Madeleine que le niveau d'eau atteint durant un des évènements de formation est de 2,19 m ce qui est près de la valeur extrême la plus haute enregistré selon Pêches et Océans Canada de 2,4 m. C'est la raison pour laquelle les statistiques des évènements de formation ne sont pas toujours sous les statistiques des évènements de dégradation comme observé aux deux autres sites (Tableau A1-29). Aux **Îles-de-la-Madeleine**, les niveaux d'eau enregistrés lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC étaient toujours supérieurs au niveau des marées hautes moyennes (23/23 ou 100% >1,0 m) et majoritairement supérieur au niveau des marées de haute de vive eau (21/23 ou 91% >1,2 m). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de dégradation post-PDGC était de 1,40 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 1,27 m. Sur la **péninsule de Manicouagan**, les niveaux d'eau maximum modélisés lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC sont majoritairement supérieurs au niveau des marées hautes moyennes (21/28 ou 75% > 3,4 m) et rarement au-dessus du niveau des marées hautes de vive eau (4/28 ou 14% > 4,2 m). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de dégradation post-PDGC était de 3,72 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 3,37 m. À **Rivière-Saint-Jean**, les niveaux d'eau maximum modélisés lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC sont toujours supérieurs au niveau des marées hautes moyenne (19/19 ou 100% > 2,1 m) et de temps à autres supérieurs au niveau d'eau des marées hautes de vive eau (8/19 ou 42% > 2,6 m). Le niveau d'eau maximum moyen lors des évènements de dégradation post-PDGC était de 2,59 m. Le seuil 80-RP à partir duquel se produisent ces évènements est de 2,46 m.

A1.4.4 Niveau d'eau lors des évènements de formation et de dégradation : interprétation

Dans l'ensemble, les résultats indiquent que la dégradation du pied de glace s'effectue lors de niveau d'eau moyen à élevé. Toutefois, on constate que contrairement aux sites d'étude de la Côte-Nord (méso et macro-tidal), les niveaux d'eau maximum aux Îles-de-la-Madeleine (micro-tidal) dépassent presque quotidiennement le niveau des marées hautes de vive eau. Plusieurs raison sont en cause. D'une part, considérant que les Îles-de-la-Madeleine sont en subsidence et que le niveau marin est à la hausse, le niveau de référence (zéro des cartes) à partir duquel les niveaux sont mesurés n'est plus à jour. Ce niveau devrait être révisé d'ici 2015 (comm. par courriel, Service

hydrographique du Canada, Institut-Maurice-Lamontagne, Pêches et océans Canada). D'autre part, l'analyse des niveaux d'eau et des vents de tempête à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent indique que la fréquence des niveaux d'eau supérieurs à la pleine mer supérieure de grande marée et des événements de tempête sont nettement supérieures pour la région des Îles-de-la-Madeleine (Bernatchez et al., 2012). Ainsi, la variation des niveaux d'eau est plus fortement influencée par les conditions météo-marines que par la marée dans les milieux micro-tidals. Conséquemment, dans le secteur des Îles-de-la-Madeleine, en milieu micro-tidal, on constate que 91 % des événements de dégradation se sont produits au moment où le niveau d'eau était supérieur à la marée haute de vive-eau. Ces résultats indiquent que plus le marnage est faible, plus l'influence des forçages météorologiques (vents, houle, vagues, pression atmosphérique) sont importants dans la variation du niveau d'eau sur le haut estran et donc dans la dynamique glacielle du haut estran. Enfin, le gradient d'inondation qui découle de l'amplitude marégraphique et de la géomorphologie de l'estran serait un facteur important des modalités de déglacement de l'estran (Allard, 1981).

Très peu d'études ont quantifié jusqu'à maintenant l'influence des niveaux d'eau sur le déglacement de l'estran. L'influence des tempêtes combinée aux marées de vive eau ont été évoquées dans la région de l'île d'Orléans comme processus initial au déglacement de l'estran alors que les vents soufflant vers le large et les courants de jusant se chargent d'évacuer les glaces et d'assurer le démantèlement final du pied de glace (Allard et Champagne, 1980). Nos résultats permettent d'apporter des nuances et des éléments supplémentaires à considérer pour la dégradation du pied de glace de haut estran. Ce n'est pas nécessairement seulement la marée, mais plutôt le niveau d'eau qui intègre les surcotes qui en est le facteur déterminant. Pour les régions des Îles-de-la-Madeleine (IDLM) et de Rivière-Saint-Jean (méso-tidal) qui sont exposées à des conditions météo-marines plus sévères que la péninsule de Manicouagan, les vagues constituent un facteur supplémentaire influençant des niveaux d'eau élevé sur le littoral et favorisant par conséquent le démantèlement du pied de glace de haut estran. Sur la péninsule de Manicouagan sous influence d'un régime méso à macro-tidal et d'un large estran, les courants de jusant seraient plus propices à au démantèlement et à l'évacuation de pied de glace de haut estran.

A1.4.5 Influence du vent lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

Durant les évènements de **formation ou de dégradation** de glace de rive nous n'observons pas de tendance qui montrent que l'orientation des vents (vers la côte (C), vers le large (L) ou parallèle à la côte (P) favorise l'un ou l'autre de ces évènements (Figure 119)

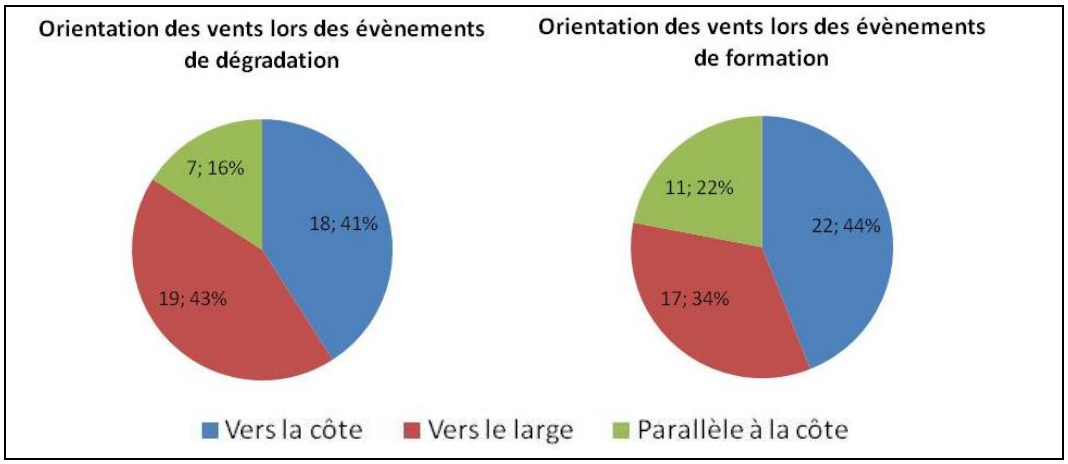


Figure 119 Orientation des vents par rapport à la côte lors évènements de formation et de dégradation pour l'ensemble des sites d'étude durant la période 2008-2012

Quant aux données de vitesse des rafales maximales, celles-ci sont difficilement utilisables. En effet, lorsque l'on compare l'état d'agitation de la nappe d'eau près de la côte (mer calme, vagues ou ressacs) observé à l'aide des caméras avec les données de rafales maximales mesurées aux stations météorologiques, on retrouve un bon nombre d'évènements pour lesquels les données sont discordantes (Figure 120). Par exemple, alors que l'on observe le ressac des vagues contre la rive, les données de vents locales peuvent présenter des valeurs faibles. Inversement, à certaines occasions, la mer est calme et les valeurs de vents enregistrées localement sont élevées. Même si l'on considère uniquement les vitesses de rafales maximales enregistrées lorsque le vent soufflait vers la côte durant des évènements de dégradation, le problème demeure (Figure 121).

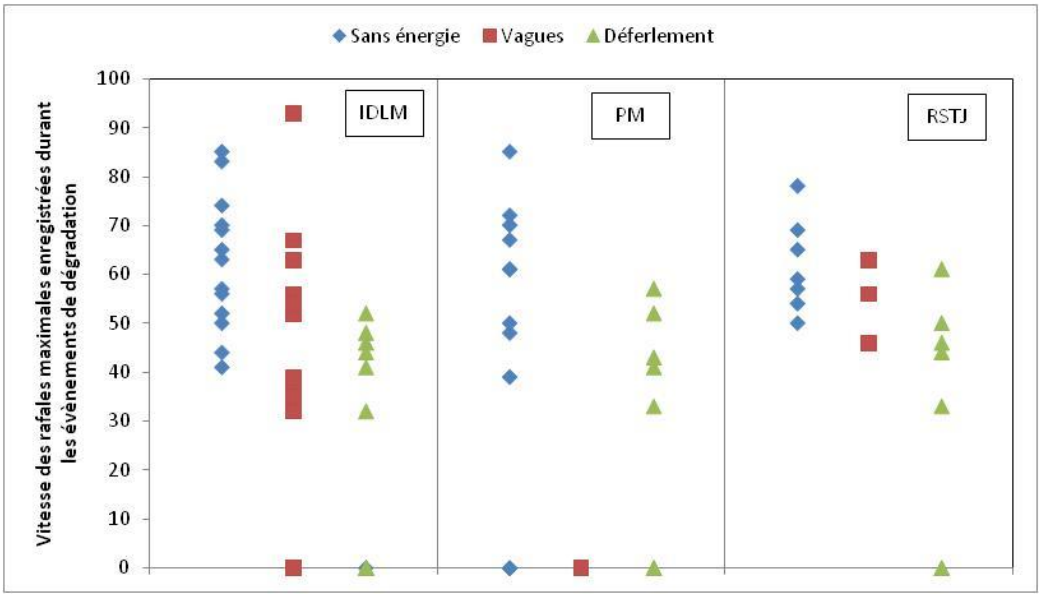


Figure 120 **Vitesse des rafales maximales enregistrées lors des évènements de dégradation post-PDGC selon le niveau d'énergie déployée contre la glace pour chacun des sites d'étude**

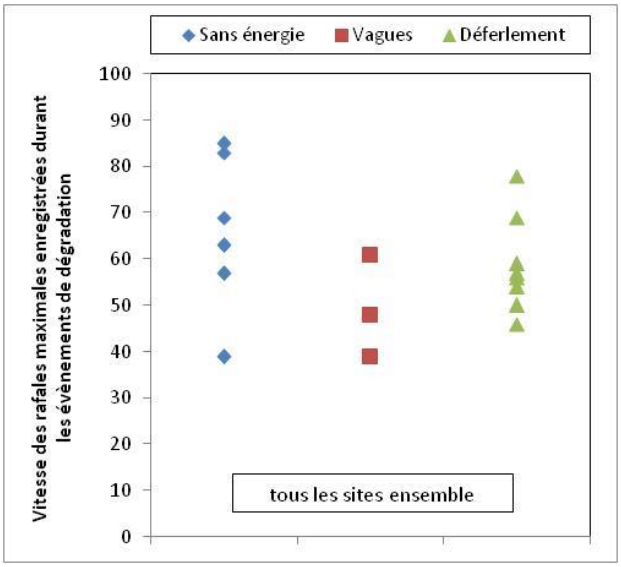


Figure 121 **Vitesse des rafales maximales enregistrées lors des évènements de dégradation post-PDGC lorsque les vents soufflaient vers la côte selon le niveau d'énergie déployée contre la glace**

A1.4.6 Orientation des vents lors des évènements de formation et de dégradation : Interprétation

Peu d'auteurs ont tenté de quantifier les caractéristiques du vent sur le **développement** de la glace de rive et du CGC. Il s'agit davantage d'observations qualitatives. Par exemple, Bryan et Marcus (1972) identifient au côté de la température de l'eau et de l'air (point de congélation 0 °C), de la présence de grandes étendues d'eau libre, de sources de sarrasin et de slush et de vagues de tempête, l'importance des vents soufflant vers la côte dans le développement de la glace de rive.

Nos résultats indiquent qu'il n'existe pas de relations claires entre l'orientation des vents et l'ensemble des évènements de formation et de dégradation. Cette absence de relation claire entre ces paramètres et la dynamique glacielle u haut estran découle du fait que l'**orientation et la vitesse des vents influencent directement les mouvements de la glace de mer qui à son tour, influence la dynamique glacielle du haut estran.** En effet, sur le terrain, on observe que les vents soufflant vers le large contribuent au mouvement de la glace lors du dégel. C'est justement sous la dynamique des vents dominant (NO) à l'échelle de toute la saison froide que le pied de glace de bas estran et la banquise côtière sont plus mobiles sur la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1973). Petrich *et al.* (2012), qui se sont aussi penchés sur les modes de démantèlement (break-up) de la banquise côtière dans le nord de l'Alaska, soulignent que le démantèlement n'est pas associé à des valeurs de vents inhabituellement fortes (*unusually strong*) mais que lorsque le vent souffle vers le large, il peut favoriser le démantèlement mécanique de la banquise côtière et l'évacuation de la glace (Short et Wiseman, 1975 ; Petrich *et al.*, 2012). Pour Nielsen (1988), les forts vents soufflant vers le large qui surviennent au cœur de la saison froide peuvent engendrer le démantèlement et l'évacuation de la glace du CGC et permettre de nouveau la croissance du pied de glace alors nouvellement exposé à des conditions d'eaux libres. Dans le même sens, Divine *et al.* (2003) observent aussi que l'orientation des vents favorise (NE) ou restreint (NO) la destruction et le démantèlement de la banquise côtière durant la saison. Cependant, puisque le vent n'est pas l'unique paramètre en cause dans le mouvement des glaces, sous d'autres conditions, les courants marins sont en cause dans le mouvement des glaces. En ce sens, Mahoney *et al*. (2007) ont constaté qu'il n'y avait pas nécessairement de relation entre les mouvements de glace de la banquise côtière perçus sur le radar et les données de vents enregistrées localement et ces mouvements ont plutôt été associés aux courants marins.

Bref, d'une part, on n'observe pas toujours de relation entre les vents enregistrés localement et l'état de la nappe d'eau et d'autre part, le vent favorise l'évacuation ou l'accumulation de glace de mer contre les côtes ce qui modifie l'exposition du pied de glace à des eaux libres qui elles sont en cause dans la dégradation ou la formation de glace sur le haut estran. En raison de de ce rôle indirect du vent sur la dynamique glacielle du haut estran, il n'y a pas de relation entre les évènements de formation ou de dégradation et les vents enregistrés localement.

A1.4.7 Précipitations lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

À l'aide des caméras, nous avons observé que les précipitations solides (neigeuses) de 5 mm équivalent en eau et plus[18] pouvaient favoriser la formation de glace de rive en contribuant à la formation de frasil dans les eaux côtières et/ou en se déposant sur le bas estran avant de former de la slush durant la marée montante. La proportion d'évènements de formation de glace de rive favorisés par des précipitations solides de 5 mm équivalent en eau et plus a été quantifiée pour chacun des sites d'étude. Les tableaux qui décrivent ces évènements sont présentés à l'annexe A1.6.

Aux **Îles-de-la-Madeleine**, la contribution des précipitations solides à la formation de frasil et de glace de rive s'élève à 32 % (7/22). Sur les rives de la **péninsule de Manicouagan**, en plus de la formation de frasil en mer, on observe que les précipitations neigeuses qui s'accumulent à marée basse sur ses larges estrans, sont progressivement intégrées à la nappe d'eau de la marée montante pour constituer de la slush/gadoue qui s'accumule sur le haut estran ou alors contribue à la formation de nouvelle glace directement sur le bas estran. Au total, on y compte **6 cas** de formation de glace de rive influencés par les précipitations neigeuses. La proportion d'évènements de formation au cours desquels des précipitations de 5 mm et plus s'élève donc à 43% (6/(31-17)*100))[19]. À **Rivière-Saint-Jean**, on compte 2 évènements de formation de glace de rive par accumulation de frasil qui se produisent sous l'influence de précipitations neigeuses sur l'ensemble des 28 évènements de formation de glace de rive ce qui correspond à une proportion de 7 %. **Dans l'ensemble**, on constate que les précipitations (5 mm et plus équivalant en eau), contribuent à la formation de glace de rive dans une proportion de 23%

[18] Seuil semi arbitraire basé sur les observations Reconyx,

[19] Les données de précipitations d'Environnement Canada ne sont pas disponibles pour 17 évènements de formation (problèmes d'acquisition à la station de Baie-Comeau).

(15/64) (Tableau A1-31). L'effet des précipitations s'est manifesté notamment par la formation de frasil[20].

Tableau A1-31 Fréquence d'évènement de formation de glace de rive lors de précipitations solides de 5 mm équivalent en eau et plus, période 2008-2012

	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	Total	%
Îles-de-la-Madeleine	2/3	0/3	1/3	4/13	7/22	32%
Péninsule Manicouagan	3/4	4/10	Nd	nd*	6/14	43%
Rivière-Saint-Jean	0/8	0/4	Nd	2/16	2/28	7%
Total	5/15	4/17	1/3	6/29	**15/64**	23%

*Les données de précipitations ne sont pas disponibles à la station de Baie-Comeau durant la saison 2011-2012

Durant la période de suivi, le visionnement des images n'a pas permis d'observer d'évènement de **dégradation** significatifs attribuables aux précipitations liquides à l'exception de la fonte de plaques résiduelles encore sur la plage une fois la grande majorité du dégel effectué. Les pluies peuvent contribuer à la dégradation du pied de glace en raison de la fonte qu'elles entraînent. Cette fonte affecte surtout l'épaisseur du pied de glace et, dans une plus faible proportion, sa largeur. Dans le cadre de ce projet, nous ne pouvons mesurer l'épaisseur du pied de glace de manière assez précise pour intégrer la fonte liée aux précipitations liquides lors des évènements de dégradation. Toutefois, la fonte induite par les précipitations liquides sur la glace pourrait être modélisée puisqu'elle est fonction des lois de thermodynamiques et indépendante des conditions hydrodynamiques et géomorphologiques.

A1.4.8 Précipitations lors des évènements de formation : interprétation

À l'annexe A1.1.2.1, nous avons vu qu'un des apports importants et reconnus des précipitations à la formation de glace de rive est sa contribution à la formation de **frasil** en mer (Wiseman *et al.,* 1981). Ce frasil peut, selon les

[20] Toutefois rappelons que la production de frasil n'est pas observée uniquement les jours de précipitations. Par exemple, sur le site de Rivière-Saint-Jean, les évènements de formation implique dans 75% la formation de nouvelle glace (frasil) alors que la formation de frasil lors de précipitations n'a compté que pour seulement 7% des évènements.

conditions hydrodynamiques, s'accumuler sur l'estran et favoriser la construction, alimenter ou même former l'essentiel du pied de glace. Dans cette perspective, citons en exemple McCann et Taylor (1975) qui observent régulièrement des laisses de frasil au niveau de la marée haute au cours de l'englacement et qui notent que ces laisses ont été observées principalement lors des journées de précipitations importantes. Une fois le développement du pied de glace amorcé, les précipitations solides alimentent le pied de glace en s'accumulant à la surface où ce **couvert neigeux** peut être consolidé par **métamorphisme** ou grâce à la **percolation** d'eau de mer lors de niveau d'eau suffisamment haut (Short et Wiseman, 1974). Notons que les précipitations solides constituent l'essentiel du pied de glace nivale.

À l'intérieur de la saison, les précipitations ont favorisé la formation de glace de rive de manière non négligeable et dans des proportions différentes entre les sites d'étude. **La proportion d'évènements de formation de glace de rive favorisés par les précipitations solides (5 mm équivalent en eau et plus en 24h) a été la plus élevé sur la Péninsule de Manicouagan (43%).** Ainsi, il apparaît que le large bas estran de 2,5 km augmente le potentiel d'accumulation de neige et favorise une plus grande influence des précipitations solides sur la formation de glace de rive. En effet, celles-ci sont susceptibles de s'y accumuler à marée basse et de produire du frasil ou de la gadoue/slush (mélange eau-neige). De plus, aux Îles-de-la-Madeleine, l'influence des précipitations s'est fait sentir principalement du côté de la Martinique (6 événements sur 7) où la surface de l'estran qui est moins fréquemment inondée est plus large qu'à Pointe-aux-Loups et qu'à Rivière-Saint-Jean.

De nouveaux résultats de suivis devraient permettre de soutenir ces observations quant à l'apport des précipitations et ce, notamment en fonction des caractéristiques géographiques et géomorphologiques des sites.

A1.4.9 Degrés-jour de gel et de fonte cumulés lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

A1.4.9.1 Degrés-jours de gel cumulé lors de la formation de glace de rive

Le nombre de **degrés-jour de gel le plus faible ayant été cumulé depuis le 1er novembre lors de formation de glace de rive a été de 42,8** en date du 26 décembre 2011 sur le site de La Martinique (Îles-de-la-Madeleine). Dans l'ensemble, c'est aux Îles-de-la-Madeleine et sur la péninsule de Manicouagan que le nombre de degrés-jour de gel cumulés pour générer les **premiers évènements de formation** de glace de rive est le plus faible avec une moyenne de 98,8, et de 96,1 degrés-jour de gel cumulé depuis le 1er novembre respectivement alors que la moyenne enregistrée à Rivière-Saint-Jean est de 325,5 (Tableau A1-32).

Le nombre de degrés-jour de gel cumulé **lorsque le pied de glace devient complet** est nécessairement plus élevé que le nombre de degrés-jour de gel cumulé lorsque l'englacement débute. En moyenne, il aura fallu 151,7 degrés-jour de gel cumulé pour atteindre le stade de pied de glace complet aux Îles-de-la-Madeleine. Sur les sites de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean, le nombre de degrés-jour de gel cumulé était de 385,7 et de 560,8 respectivement lors du premier jour où le pied de glace a été complet (Tableau A1-33).

Tableau A1-32 Date de formation de glace de rive la plus hâtive pour chacune des années de suivis et chacun des sites et nombre de degrés-jours de gel cumulés depuis le 1 novembre

Région	Site	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	Moyenne	Variabilité interannuelle
Îles-de-la-Madeleine	La Martinique	12 décembre 2008 **54,2 DJ**	19 janvier 2010 **93,0 DJ**	Nd	26 décembre 2011 **42,8 DJ**	MART : 63,3 PLOU : 134,2 IDLM : 98,8	MART : 50,2 PLOU : 47,7 IDLM : 111,2
	Pointe-aux-Loups	Nd	31 janvier 2010 **154,0 DJ**	1 février 2011 **106,3 DJ**	23 janvier 2012 **142,3 DJ**		
Péninsule Manicouagan	Pointe-Lebel	11 décembre 2008 **133,0**	11 décembre 2009 **92,1 DJ**	Nd	9 décembre 2011 **75,2 DJ**	96,1	57,8
	Baie-Saint-Ludger	Nd	10 décembre 2009 **84,2 DJ**	Nd	Nd		
Rivière-Saint-Jean	Rivière-Saint-Jean	18 décembre 2008 **274,1 DJ**	11 janvier 2010 **330,3 DJ**	Nd	24 décembre 2011 **372,2 DJ**	325,5	98,1

Tableau A1-33 Date de formation du pied de glace COMPLET (première fois de la saison) pour chacune des années de suivis et chacun des sites et nombre de degrés-jours de gel cumulés depuis le 1 novembre

Région	Site	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	Moyenne	Variabilité interannuelle
Îles-de-la-Madeleine	La Martinique	22 décembre 2008 **54,2 DJ**	Pas de PDGC	Pas de photos	24 février 2012 **288,0**	MART : 171,1 PLOU : 138,8 IDLM : 151,7	MART : 233,8 PLOU : 60,4 IDLM : 233,8
	Pointe-aux-Loups	Début de saison non disponible	31 janvier 2010 **143,4**	1 février 2011 **106,3**	31 janvier 2012 **166,7**		
Péninsule Manicouagan	Pointe-Lebel	12 décembre 2008 **137,5**	20 janvier 2010 **377,8**	27 janvier 2011 **434,4**	29 janvier 2012 **632,1**	385,7	494,6
	Baie-Saint-Ludger	Pas de photos	20 janvier 2010 **377,8**	21 janvier 2011 **354,3**	Pas de photos		23,5
Rivière-Saint-Jean	Rivière-Saint-Jean	21 décembre 2008 **321,5**	Pas de PDGC durant cette saison	Pas de photos durant cette saison	Cam est : 8 février 2012 **981,3** Cam ouest : 21 janvier 2012 **717,5** Cam horiz. : 20 janvier 2012 **701,4** Moyenne : **800,1**	560,8	478,6

A1.4.9.2 Degrés-jour de gel cumulés lors de la formation : Interprétation

A l'aide du suivi, il a été possible d'identifier le seuil minimum du nombre de degrés-jour cumulées (base de 0 °C) à partir du 1er novembre à partir duquel on commence à observer les premiers évènements de formation de glace de rive (marque le début de la phase d'englacement) et à partir duquel le pied de glace passe au stade complet pour la première fois durant la saison.

Toutefois, l'utilisation d'un seuil minimum de degrés-jours de gel pour appréhender les premiers évènements de formation ou encore le moment où le pied de glace sera complet comporte certaines limites. En effet, la variabilité interannuelle est somme toute assez importante (Tableau A1-32 et Tableau A1-33). Par exemple, à Rivière-Saint-Jean, on compte près de 100 degré-jours de différence entre le premier évènement de formation en 2008-2009 et celui de 2011-2012. Cette variabilité interannuelle est tout aussi importante au moment où le pied de glace devient complet. De plus, contrairement à ce qu'on observe sous des climats arctiques, l'augmentation du nombre de degrés-jour de gel ne se fait pas sans interruption en raison des oscillations plus encore fréquentes entre les températures positives et négatives qui se manifestent à l'automne et au début de l'hiver. **Malgré ces limites, l'utilisation des DJ cumulés combiné à d'autres variables thermiques et glaciologique permet de reproduire l'évolution de l'état d'englacement du haut estran** (voir la section 2).

À notre connaissance, il n'y a pas eu d'étude où les degrés-jours de gel sont utilisés pour appréhender l'englacement de l'estran. Le nombre de degrés-jour de gel est plutôt utilisé dans les modèles de croissance de glace de mer (relation épaisseur de glace et degrés-jour de gel) (Billelo, 1961 ; Brown et Côté, 1992).

A1.4.9.3 Degrés-jour de fonte cumulés lors de la dégradation du pied de glace

Pour chacun des évènements de dégradation post-PDGC, le nombre de degrés-jour cumulé durant l'évènement est mesuré. Pour l'ensemble des sites d'étude, une proportion importante des évènements de dégradation post-PDGC (IDLM : 65%, PM : 50% et RSTJ : 63%) se produisent alors qu'aucun degrés-jour de fonte n'est enregistré au cours de l'évènement ni même cumulé depuis le 1er mars s'il y a lieu (Figure 122, Figure 123, Figure 124 et Figure 125).
Même à la fin de la saison glacielle (lors du passage entre un état englacé et des conditions libre de glace), le nombre de degrés-jour cumulés depuis le 1

mars [21] n'est pas très élevé (Tableau A1-34). On observe qu'aucun degrés-jour de fonte n'a été cumulé à la fin de la saison 2009-2010 aux Îles-de-la-Madeleine, mais cela est attribuable au très faible développement de glace durant cette saison particulièrement chaude. Autrement, les degrés-jour de fonte cumulés à la fin de la saison glacielle vont de 12,1 à 49 aux Îles-de-la-Madeleine, de 0,6 à 25,7 sur la péninsule de Manicouagan et de 11,8 à 29,6 à Rivière-Saint-Jean.

[21] Certaines saisons glacielles se sont terminées avant le 1 mars et n'ont donc pas de degrés-jour cumulé depuis cette date. Dans ce cas, nous avons cumulé les degrés-jour de fonte à partir du 1 février.

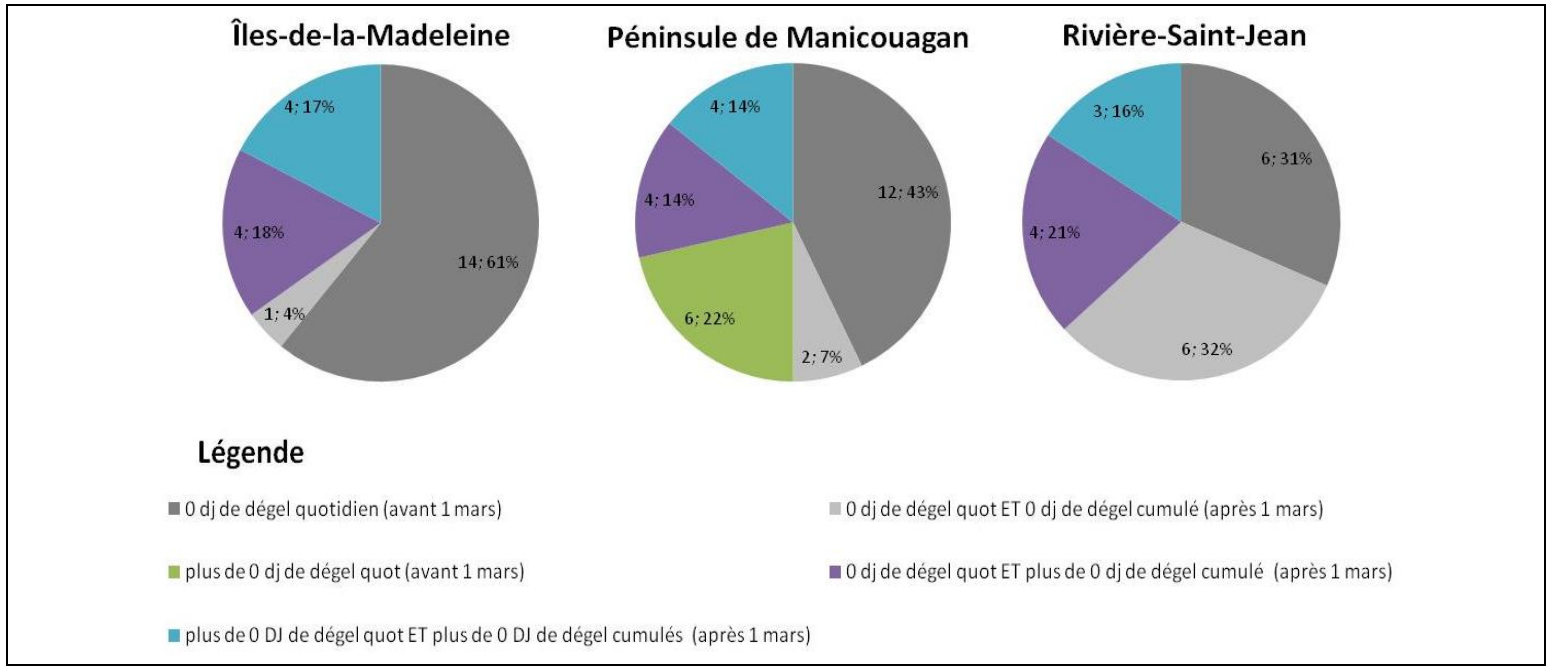


Figure 122 Degrés-jour de fonte enregistrés lors des évènements de dégradation post-PDGC

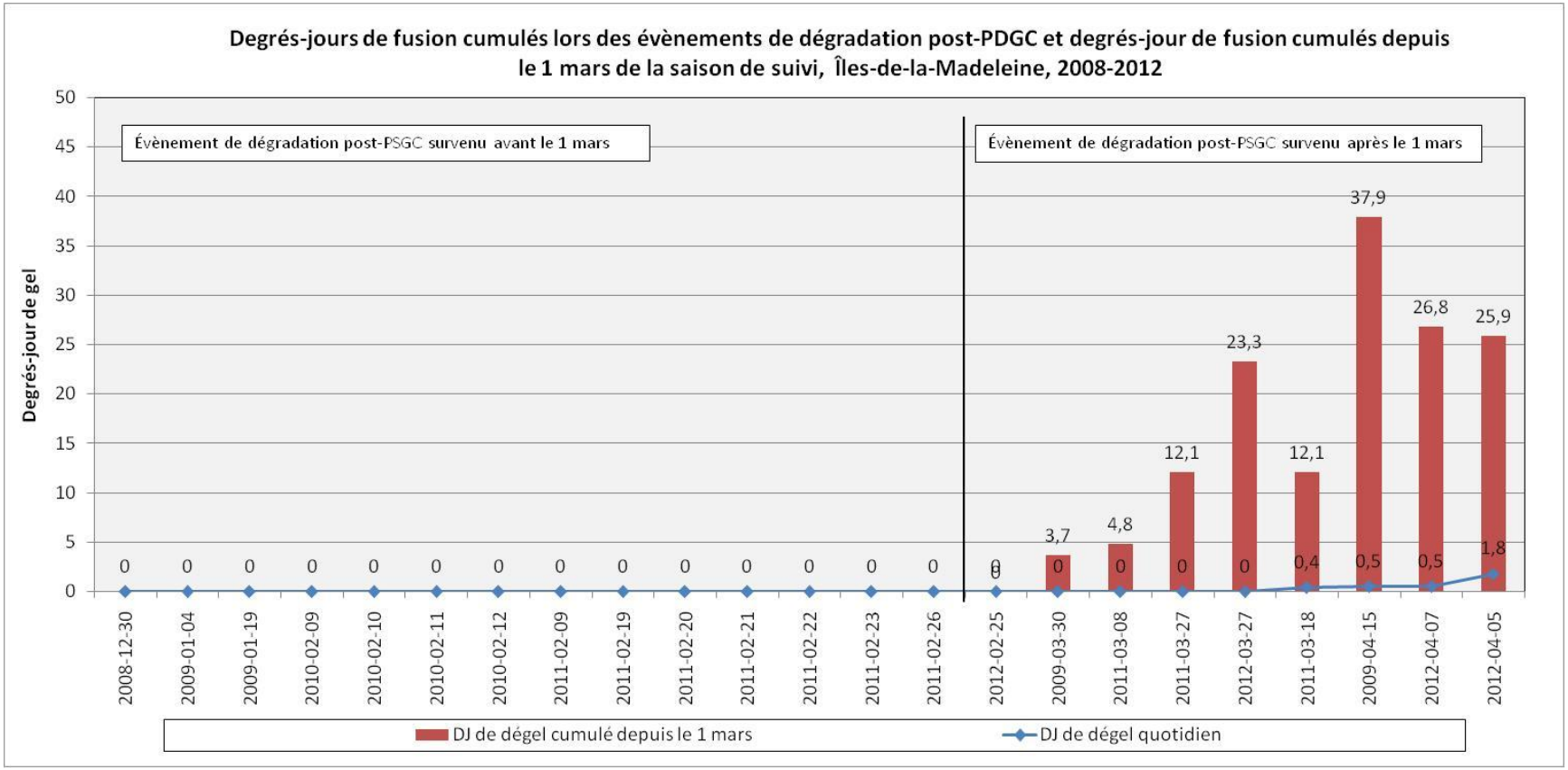


Figure 123 **Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC, Îles-de-la-Madeleine, 2008-2012**

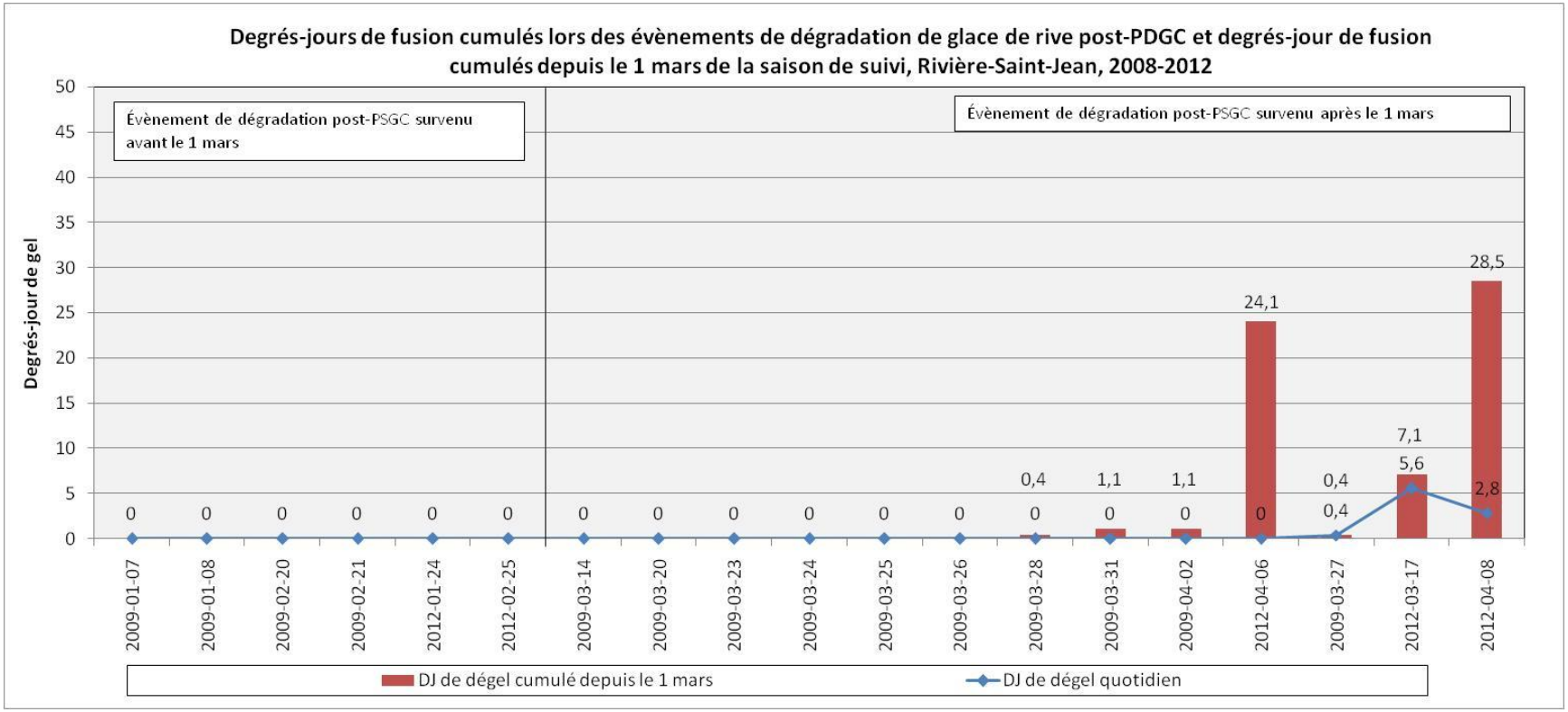


Figure 124 **Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDGC, Rivière-Saint-Jean, 2008-2012**

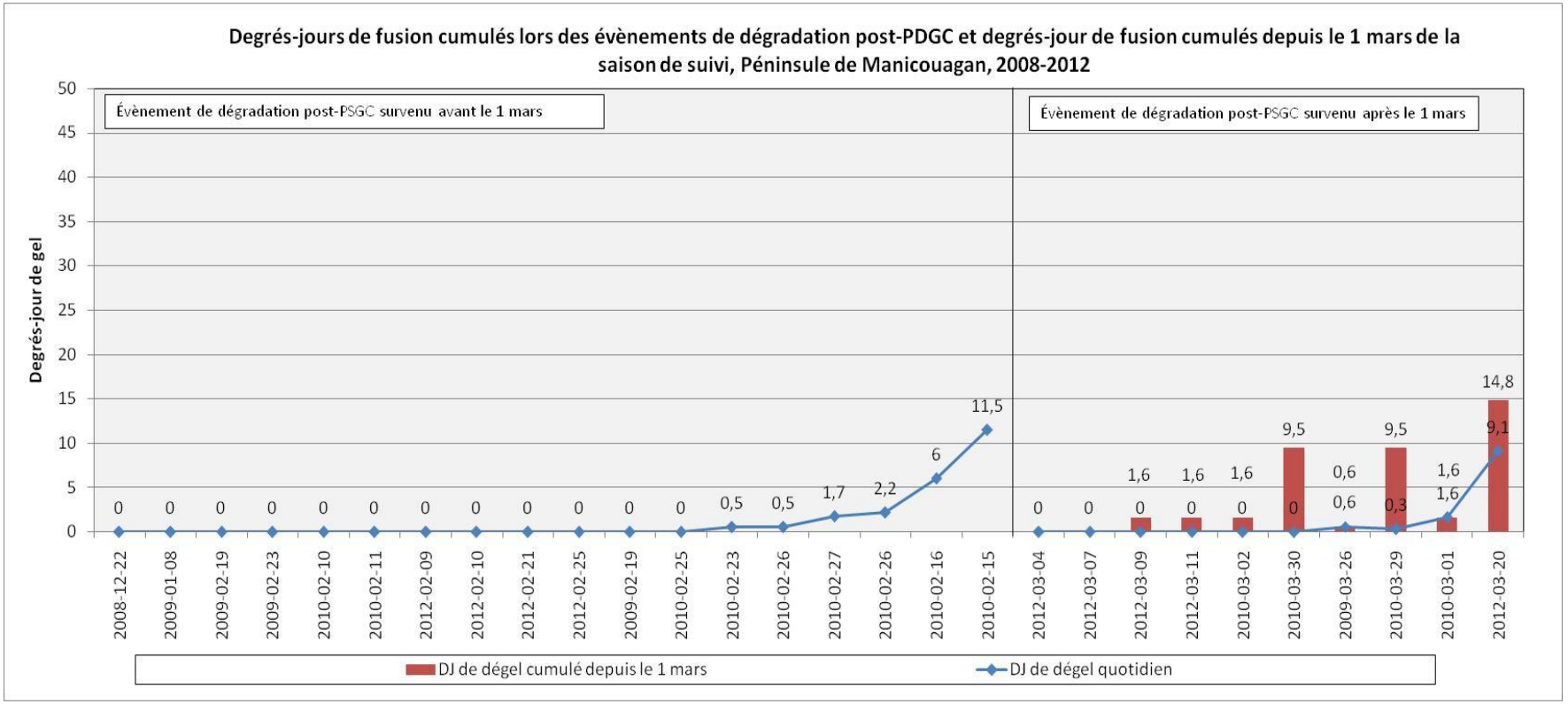


Figure 125 **Nombre de degrés-jour de fonte cumulés quotidiennement et depuis le premier mars lorsqu'applicable lors des évènements de dégradation de glace de rive post-PDCG, péninsule de Manicouagan, 2008-2012**

Tableau A1-34 Nombre de degrés-jour de fonte cumulé à la fin du déglacement

Année	Caméras	Dernier jour de la phase de déglacement	Nombre de degrés-jour de fonte cumulé (1 mars)
La Martinique			
2008-2009	NORD et SUD combinées	15 avril	37,9
2009-2010	NORD et SUD combinées	16 février	Na (1 mars) et 0 (1 février)
2011-2012	NORD, SUD et GLACE combinées	22 mars	23,3
Pointe-aux-Loups			
2008-2009	NORD et SUD combinées	22 avril	49
2009-2010	NORD et SUD combinées	12 février	Na (1 mars) et 0 (1 février)
2010-2011	NORD et SUD combinées	26 mars	12,1
2011-2012	NORD, SUD et GLACE combinées	5 avril	25,9
Péninsule de Manicouagan			
2008-2009	Caméra 5-Pointe-Lebel	30 mars	0,6
2009-2010	Caméras 1 et 2 combinées Pointe-lebel	28 février	Na (1 mars) et 15,4 (1 février)
2009-2010	Cam 1, 2 et 3 combinées Baie-Saint-Ludger	2 mars	1,6 (1 mars) et 17 (1 février)
2010-2011	Cam 1 et 2 combinées Baie-Saint-Ludger	Nd	nd
2010-2011	Cam 1 et 2 combinées Pointe-Lebel	Nd	nd
2011-2012	Cam GLACE Pointe-Lebel	31 mars	25,7
Rivière-Saint-Jean			
2008-2009	Cam 1-RSTJ	23 avril	23,9
2008-2009	Cam 2-RSTJ	Nd	nd
2008-2009	Cam 4- RSTJ	13 avril	11,8
2009-2010	Sans nom-RSTJ	14 février 2010	Na (1 mars) et 2,9 (1 février)
2011-2012	Caméra HORIZONTALE et GLACE combinés-RSTJ	11 avril	29,6
2011-2012	Cam EST –RSTJ	5 avril	24,1
2011-2012	Cam OUEST-RSTJ	8 avril	28,5

A1.4.9.4 Degrés-jour de fonte cumulé lors de la dégradation : Interprétation

L'utilisation des degrés-jour pour considérer les **évènements** de dégradation de glace de rive s'avère problématique puisque la plupart des évènements se sont produit en l'absence de DJ de fonte cumulé ou quotidien (base 0 °C).

À la lumière de nos connaissances, le nombre de degrés-jours cumulés au moment du déglacement (initiation ou fin du déglacement) a été quantifié par certains auteurs qui ont travaillé dans l'arctique canadien ou américain (Tableau A1-35). Pour tous les auteurs consultés, le déglacement concorde avec l'accumulation de degrés-jour de fonte. Ces valeurs sont plus importantes que ce que nous avons obtenu à la fin de la saison glacielle (0,6 à 49 contre 30 à 190). Toutefois, ces études portent sur la dynamique de la banquise côtière ou du complexe glaciel côtier dans son ensemble en milieux arctiques où le déglacement des eaux côtières est plus tardif que celui de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Les valeurs de degrés-jour de fonte cumulé à la fin des phases de déglacement de la période de suivi ont été particulièrement base et ce, notamment en raison des conditions d'eau libre qui ont prédominé durant la période de suivi 2008-2012. L'effet de l'eau libre sur le nombre de jour de fonte cumulé lors des évènements de dégradation est aussi en grande partie responsable de l'absence presque généralisée de degrés-jours de fonte cumulé à l'échelle des *évènements* de dégradation (trait et points bleu sur la Figure 123, Figure 124 et Figure 125). Toutefois, même sous des conditions d'englacement près des normales où la saison glacielle se terminerait à la fin du mois d'avril, le nombre de degrés-jour de fonte serait plutôt d'environ 40 à 60 degrés-jour ce qui est encore bien inférieur aux valeurs présenté jusqu'ici dans la littérature (Tableau A1-36).

Tableau A1-35 Littérature sur la relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le démantèlement de la banquise côtière

Auteurs, année	Entité glacielle du CGC	Lieu	Degrés-jours de dégel
Barry *et al.*, 1979 in Petrich*et al.*, 2012	Banquise côtière	Alaska	Mouvement et ouverture du LFI lorsque les DJ de fonte sont de l'ordre de **55 à 140**
Barry *et al.*, 1979 in Petrich*et al.*, 2012	Banquise côtière	Alaska	L'évacuation du LFI est complétée lorsque les DJ de fonte sont de l'ordre de **140 à 220**
Mahoney*et al.*, 2007	Banquise côtière	Alaska	Le déglacement de la banquise côtière s'effectue en moyenne (1997-2004) 18 jours après la date où les températures de l'air moyenne sont positives
Petrich*et al.*, 2012	Banquise côtière	Alaska	Le démantèlement thermique de la banquise côtière s'effectue lorsque les DJ de fonte sont de l'ordre de **110 à 120**
Petrich*et al.*, 2012	Banquise côtière	Alaska	Le démantèlement mécanique de la banquise côtière s'effectue lorsque les DJ de fonte sont de l'ordre de **30 à 70**
Short et Wiseman. 1975	CGC et PDG	Alaska	Le démantèlement est initié avec l'accumulation de DJ de fonte
Bilello, 1980 in Petrich*et al.*, 2012	Banquise côtière	arctique canadien	L'évacuation du LFI se produit lorsque les DJ de fonte sont de l'ordre de **120 à 190 (8 des 10 années de suivis)**

Tableau A1-36 Normales des degrés-jour de fonte par mois par site d'étude

	Cap-aux-Meules (1961-1990) Nbre de jour où T>0	**Baie-Comeau (1971-2000) PM**	**Sept-Îles (1971-2000) RSTJ**
Février	**5 jours T>0**	**1,5**	**1,2**
Mars	**12 T>0**	**6,9**	**6,2**
Avril	**24 jours T>0**	**49,4**	**42,9**
Cumulé depuis le 1 mars	**36 jours T>0**	**56,3**	**49,1**

A1.4.10 Température de l'air lors des évènements de formation

Nous considérons dans cette section les degrés-jour de gel, les températures de l'air minimums, maximums et moyennes quotidiennes enregistrées à l'échelle des évènements de formation et de dégradation. Les figures suivantes présentent l'ensemble des valeurs de température ayant été enregistrées lors de ces évènements (Figure 127, Figure 128 et Figure 129).

Lors des évènements de **formation** de glace de rive sur les sites des Îles-de-la-Madeleine, de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean, la température de l'air **minimum** était généralement inférieure aux seuils 80-RP de -5,7 °C, -10,3 °C et -18,9 °C respectivement (Tableau A1-37 et Figure 126). La température de l'air **moyenne** était généralement inférieure aux seuils 80-RP de -2,2 °C, -6,2 °C et -13,1 °C respectivement (Tableau A1-37 et Figure 128). Enfin, la température de l'air **maximum** était généralement inférieure aux seuils 80-RP de 1,9°C, 0,5 °C et -2,3 °C respectivement (Tableau A1-37 et Figure 127).

Lors des évènements de **dégradation** de glace de rive sur les sites des Îles-de-la-Madeleine, de la péninsule de Manicouagan et de Rivière-Saint-Jean, les températures de l'air **moyennes** étaient égales ou supérieures à -3,6 °C, -7,3 °C et -9 °C et en moyenne de -2,1 °C, -3 °C et de -4,4°C respectivement (Tableau A1-38 et Figure 128). Les températures de l'air **minimums** étaient égales ou supérieures à -5,8 °C, -14,2 °C et -15,4 °C et en moyenne de -4,4 °C, -7,3 °C et de -9,2°C (Tableau A1-38et Figure 126). Les températures de l'air **maximum** étaient égales ou supérieures à -1,6 °C, -2,1 °C et -2,2 °C et en moyenne de 0,4 °C, 0,5 °C et de 0,6 °C respectivement (Tableau A1-38 et Figure 127).

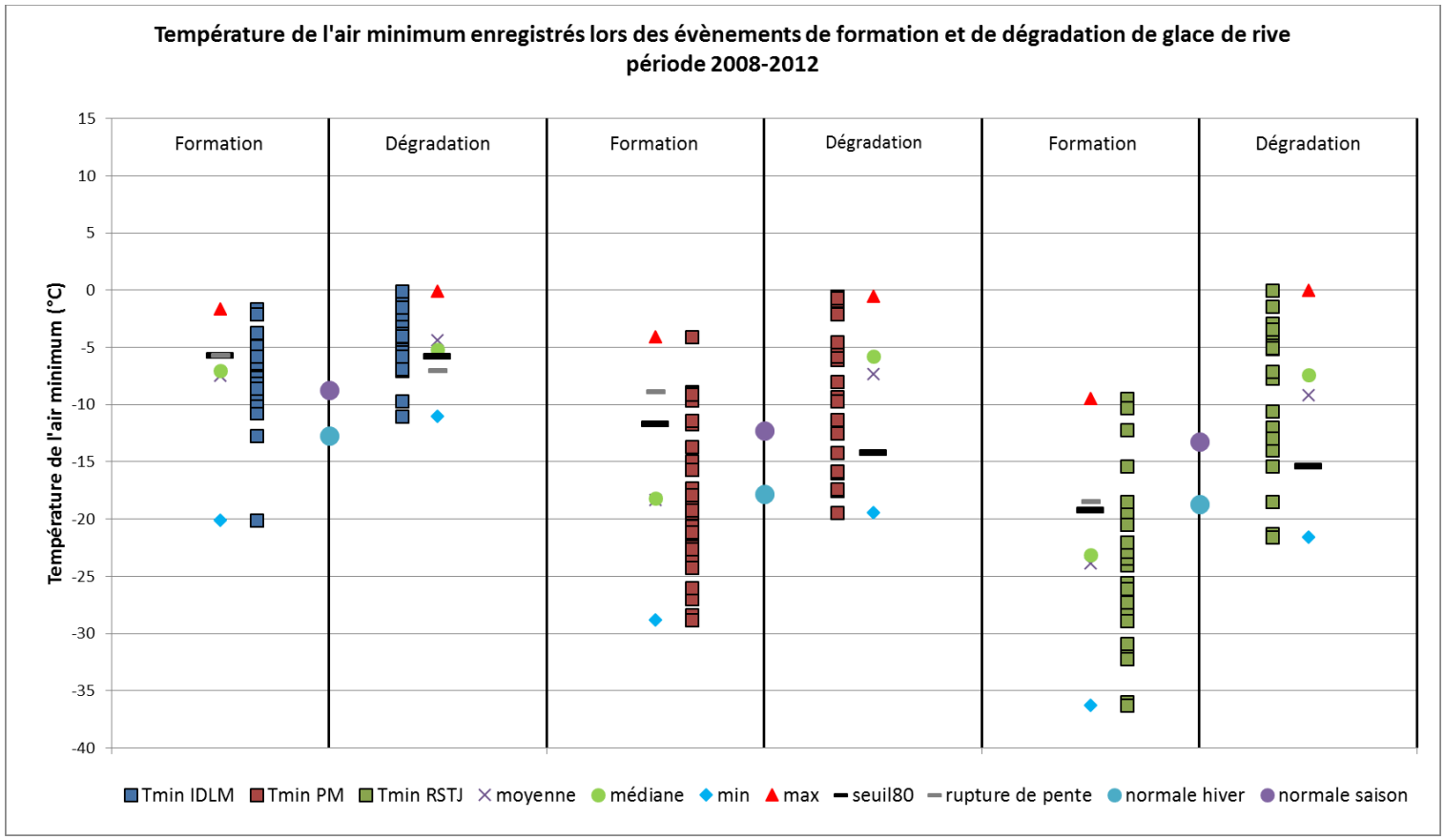


Figure 126 Température de l'air minimum enregistré lors des évènements de formation et de dégradation

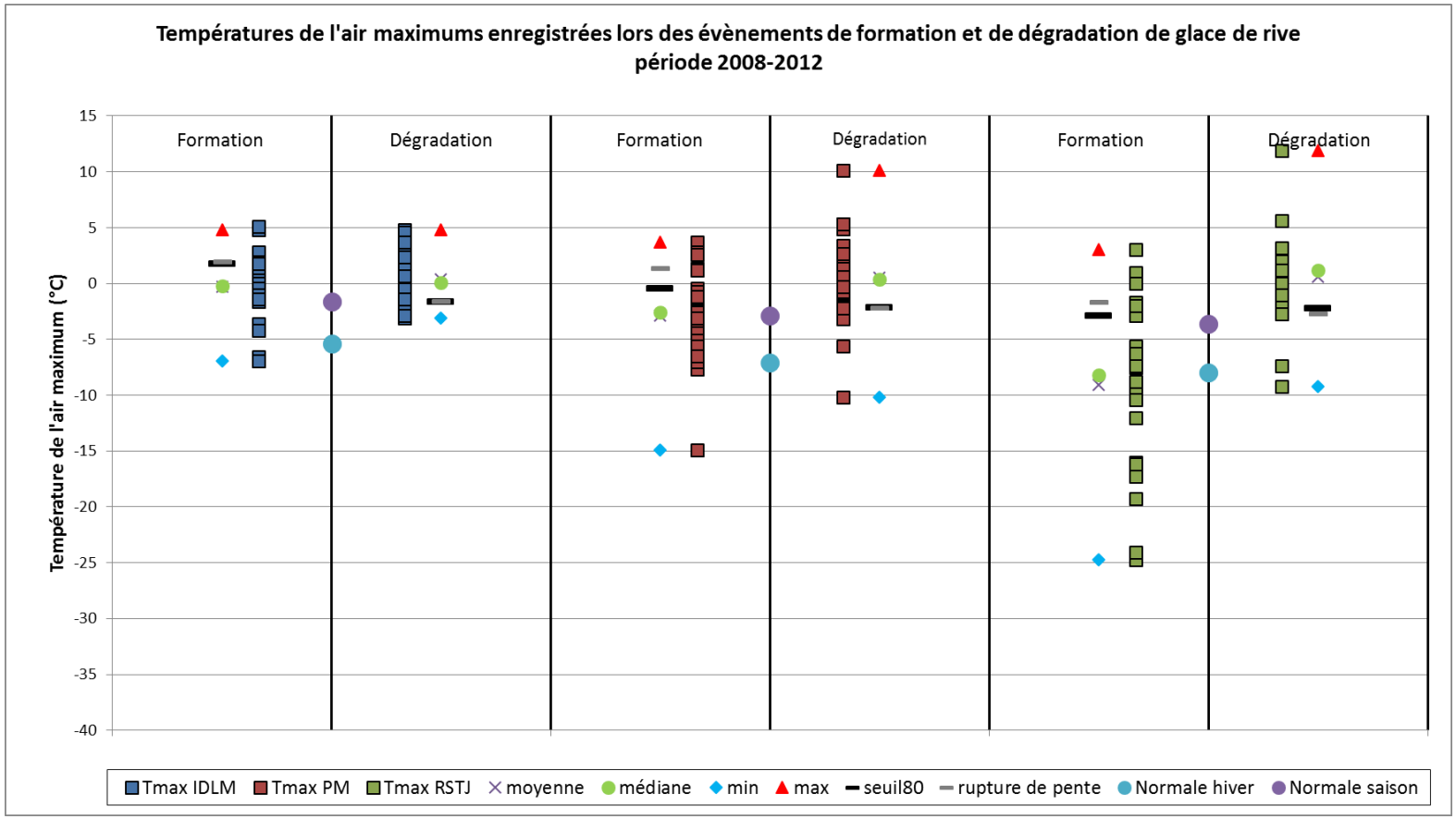


Figure 127 Températures de l'air maximum enregistré lors des évènements de formation et de dégradation

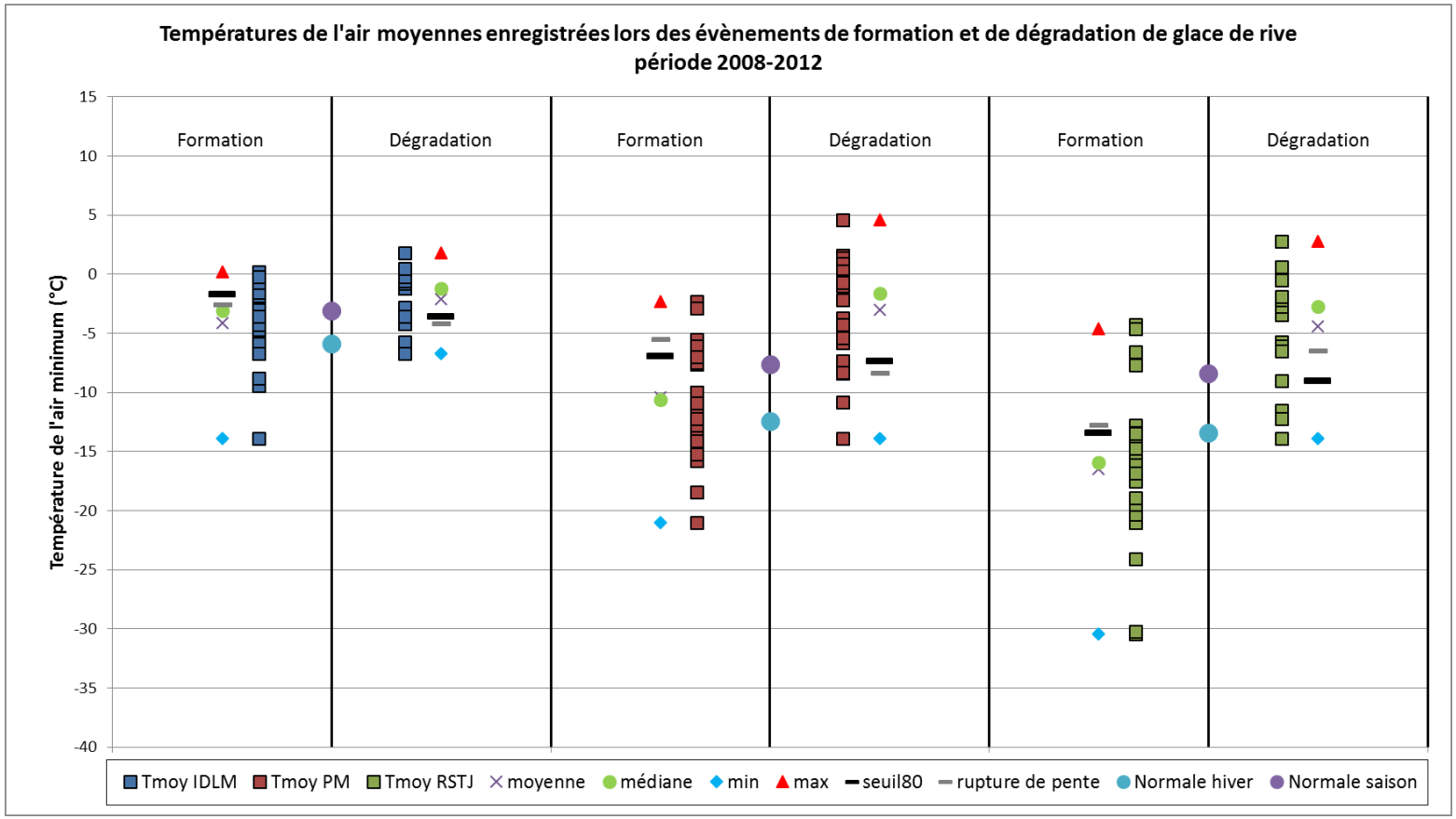


Figure 128 **Température de l'air moyennes enregistrées lors des évènements de formation et de dégradation de glace de rive période 2008-2012**

Tableau A1-37 Caractéristiques des températures de l'air enregistrées lors des évènements de formation de glace de rive, période 2008-2012

	moy	méd	Moy-med(X)	Min	max	seuil80	rupture de pente	Seuil 80-RP
Îles-de-la-Madeleine								
T min	-7,5	-7	-7,25	-20,1	-1,6	-5,7	-5,7	**-5,7**
T max	-0,3	-0,2	-0,25	-6,9	4,8	1,8	1,9	**1,85**
T moy	-4,1	-3,1	-3,6	-13,9	0,2	-1,7	-2,6	**-2,15**
Péninsule Manicouagan								
T min	-18,3	-18,2	-18,25	-28,8	-4,1	-11,7	-8,9	**-10,3**
T max	-2,9	-2,6	-2,75	-14,9	3,7	-0,4	1,3	**0,45**
T moy	-10,4	-10,6	-10,5	-21	-2,3	-6,9	-5,5	**-6,2**
Rivière-Saint-Jean								
T min	-23,9	-23,1	-23,5	-36,3	-9,5	-19,2	-18,5	**-18,85**
T max	-9,1	-8,2	-8,65	-24,7	3	-2,9	-1,7	**-2,3**
T moy	-16,5	-15,9	-16,2	-30,4	-4,6	-13,4	-12,8	**-13,1**

Tableau A1-38 Caractéristiques des températures de l'air enregistrées lors des évènements de dégradation de glace de rive, 2008-2012

	moy	méd	Moy-med(X)		Min	max	seuil 80	rupture de pente	Seuil 80-RP
Îles-de-la-Madeleine									
T min	-4,4	-5,2	-4,8		-11	-0,1	-5,8	-7	-6,4
T max	0,4	0,1	0,25		-3,1	4,8	-1,6	-1,6	-1,6
T moy	-2,1	-1,2	-1,65		-6,7	1,8	-3,6	-4,2	-3,9
Péninsule Manicouagan									
T min	-7,3	-5,8	-6,55		-19,4	-0,5	-14,2	Na	-14,2
T max	0,5	0,4	0,45		-10,2	10,1	-2,1	-2,2	-2,15
T moy	-3	-1,6	-2,3		-13,9	4,6	-7,3	-8,4	-7,85
Rivière-Saint-Jean									
T min	-9,2	-7,4	-8,3		-21,6	0	-15,4	Na	-15,4
T max	0,6	1,2	0,9		-9,2	11,9	-2,2	Na	-2,2
T moy	-4,4	-2,7	-3,55		-13,9	2,8	-9	Na	-9

A1.4.10.1 Formation

Lors des évènements de **formation** de glace de rive, on observe que les températures de l'air (min, moy, max) ont d'une part, été généralement négatives (sauf les cas expliqué à la sous-section suivante) et d'autre part, très différentes en fonction des sites d'étude. Si l'on compare les seuils 80-RP des températures **moyennes** évènementielles enregistrées, l'écart thermique entre les conditions les plus chaudes et les plus froides est de 11 degrés (seuil 80-RP de -2 °C aux IDM et de -13 °C à RSTJ). Dans une perspective similaire, l'écart thermique entre les seuils 80-RP des températures **minimums** évènementielles lors de la formation de glace de rive est de 13 degrés (seuil 80-RP de -6 °C aux IDLM et de -19 °C à RSTJ) (Tableau A1-37). Ainsi, alors que la formation de glace de rive se produit lorsque les températures de l'air **minimums** chutent à -6 °C et moins aux Îles-de-la-Madeleine, celles de la Péninsule de Manicouagan doivent être de -10 °C et moins et celles de Rivière-Saint-Jean de -19 °C et moins. Bien entendu, le climat à Rivière-Saint-Jean est plus froid et il est dans l'ordre des choses que les températures moyennes et minimums observées lors d'évènement de formation de glace de rive soit, elles aussi, plus froides sur l'ensemble de la saison glacielle. Toutefois, alors que l'écart entre les normales hivernales et saisonnières des

températures de l'air est d'environ 1 degré[22] entre la péninsule de Manicouagan et Rivière-Saint-Jean, les écarts des seuils 80-RP des températures de l'air minimums sont plutôt de l'ordre de 9 degrés (Tableau A1-37Tableau A1-37 Caractéristiques des températures de l'air enregistrées lors des évènements de formation de glace de rive, période 2008-2012). Ainsi, on peut conclure que sous un climat comparable, **l'intensité du refroidissement nécessaire à la formation de glace de rive peut varier considérablement en fonction des caractéristiques locales des sites d'étude selon les caractéristiques océanographiques et/ou géomorphologiques.**

Dans ce cas, l'intensité du refroidissement nécessaire à la formation de glace de rive était plus importante à Rivière-Saint-Jean. D'une part, le site de Rivière-Saint-Jean est situé dans la zone de remontée d'eau (upwelling) du détroit de Jacques Cartier entre la Côte-Nord et l'île d'Anticosti, ce qui signifie que l'abaissement des températures de l'eau le long de la côte est plus lent puisque de l'eau froide (mais plus chaude que les eaux de surfaces) y remontent continuellement (Figure 129) (Josenhans, 2007). Les températures de l'air doivent donc y être plus froides pour qu'on y observe la formation de glace de rive. Inversement, la nappe d'eau de la marée montante sur les sites de la péninsule de Manicouagan est refroidie lors de son passage sur le bas estran. D'autre part, les sites suivis à Rivière-Saint-Jean sont moins favorable au dépôt et à l'accumulation de frasil puisque les plages y sont plus réflectives que sur la péninsule de Manicouagan. Ces caractéristiques locales pourraient expliquer que les températures de l'air nécessaires à l'englacement du haut estran soient plus froides à Rivière-Saint-Jean que sur la péninsule de Manicouagan.

[22]Normales hivernales : PM (Baie-Comeau) : -12,4° C et RSTJ (Sept-Îles) : -13,4°C
Normales saisonnière : PM (Baie-Comeau) : -7,6° C et RSTJ (Sept-Îles) : -8,4°C

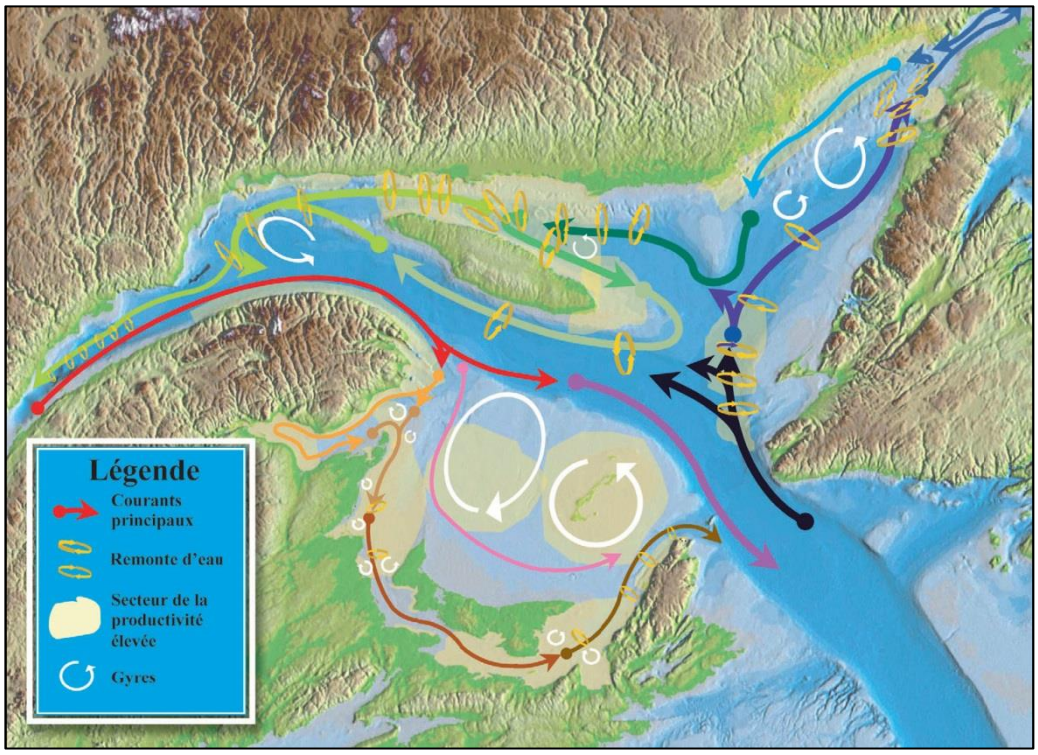


Figure 129 Représentation des courants et des remontés d'eau dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent

Source : Gouvernement du Canada (image courant Saint-Laurent Google, réf. à Josenhans, 2007)

Quant à elles, les températures **maximum** évènementielles de l'air lors de la formation de glace de rive couvrent un spectre moins large (seuil 80-RP entre -2°C et 2°C) (Tableau A1-37). **Ainsi, les températures maximums de l'air entre -2°C et 2°C limitent le développement de la glace de rive et ce, en dépit des caractéristiques océanographique, géomorphologiques ou géographiques locales**.

A1.4.10.2 Dégradation

Quand on compare les données de températures de l'air minimums, maximum et moyennes enregistrées lors des évènements de **dégradation** de la glace de rive, on observe également des écarts de température importants entre les sites (Tableau A1-38). Dans le cas des températures minimums et moyennes évènementielles lors de dégradation de glace de rive, l'écart thermique était de 9 degrés (seuil 80-RP de -6 °C aux IDLM et de -15 °C à RSTJ) et de 5 degrés (seuil 80-RP de -4 °C aux IDML et de -9 °C à RSTJ) respectivement. Par

exemple, on observe que la majorité des évènements de dégradation se sont produits lorsque les températures de l'air minimum quotidienne (seuil 80-RP) étaient de plus de -6 °C (IDLM), de plus de -14 °C (PM) et de plus de -15 °C (RSTJ). Ces seuils 80-RP étant froids et même très froids, on comprend que l**a température de l'air minimum et moyenne n'est pas un facteur limitant dans l'occurrence d'évènement de dégradation de glace de rive.** Enfin, les valeurs des températures de l'air maximums évènementielles lors des évènements de dégradation de glace de rive présentent une moins grande variabilité avec des écarts entre les sites presque nuls. En effet, les températures maximums étaient en majorité (80%) de 0 °C et plus (IDM et PM) et de 1 °C (RSTJ). **Quant au seuil 80-R, les évènements de dégradation de glace de rive se sont toujours produit lorsque les températures de l'air maximum étaient de -2 °C et plus. La similitude entre les températures maximum quotidienne des différents sites indique que c'est la température de l'air maximum quotidienne qui doit être considérée pour appréhender l'occurrence des évènements de dégradation de glace de rive et ce, peu importe les caractéristiques locales des sites d'étude.**
Le Tableau A1-39 résume les seuils identifiés ici en fonction de trois situations possible : favorable à l'englacement, favorable au maintien de la glace de rive et favorable au déglacement.

Tableau A1-39 Récapitulatif des températures de l'air, seuil 80-RP

Conditions	IDML	PM	RSJT	Général
Favorables à l'englacement				
Tmin	-6 °Cet moins	-10 °C et moins	-19 °C et moins	Variable selon les sites
Tmax	2 C et moins	O et moins	-2 et moins	Entre -2 et 2 °C
Tmoy	-2 °C et moins	-6 C° et moins	-13 °C et moins	Variable selon les sites
Favorables au maintien de la glace de rive				
Tmax	-1,6 et moins	-2,2 et moins	-2,2 et moins	-2 °C et moins
Favorable au déglacement				
Tmax	-1,6 et plus	-2,2 et plus	-2,2 et plus	Environ -2 C et plus pour tous les sites

A1.4.10.3 Température de l'air lors des évènements de formation et de dégradation : intérprétation

Différents seuils de température ont été identifiées à travers la littérature et ce, selon différentes approches. Selon une approche **empirique** (basée sur des observations sur le terrain), des seuils correspondant à différents moments de l'englacement pour différentes entités glacielles du CGC (ou de la glace de mer) ont été identifiés. Pour Short et Wiseman (1974), le maintien des températures de l'air sous 0 °C permet le gel de la plage et la formation de frasil. Pour McCann et Taylor (1975), l'englacement est complété lorsque les températures de l'air moyenne sont maintenu sous -6 °C (arctique canadien). Brown et Côté (1992) pour leur part indiquent que le couvert de glace de la banquise côtière permanant est établi (arctique canadien) lorsque les températures moyennes de l'air chutent et se maintiennent sous -5°C. Pour Larouche et Glabraith (1989) qui étudient la banquise côtière dans la Baie d'Hudson, le seuil de 0°C a été retenu pour expliquer que la zone d'étude soit occupée complètement par une banquise côtière ou alors, complètement par glace de glace de mer mobile. Pour ces derniers, l'élévation de la température de l'air au-dessus de 0 °C durant quelques jours limite la consolidation de la glace de mer et permet d'expliquer l'absence de banquise côtière dans la zone d'étude et la présence de glace à la dérive seulement.

D'autres auteurs utilisent des seuils basés sur la **thermodynamique**. C'est notamment le cas de McCann et Taylor (1975) qui indiquent que l'englacement de la plage commence lorsque les températures moyennes quotidiennes sont de -2,2 °C (fonction du point de congélation de l'eau de mer également; le point de congélation de l'eau varie légèrement en fonction de la salinité.). Bourget (1977) considère également que le gel des sédiments de la plage est possible lorsque la température de l'air chute sous le point de congélation de l'eau qui localement est de -1,36 °C. Il en va de même pour Barnes *et al.* (1993) qui indiquent que la plage gèle, une semaine ou plus, avant que la température de l'eau ne s'abaisse elle-même sous le point de congélation (dans ce cas, Grand Lac, T de gel de l'eau à 0 C). Zumberge et Wilson (1953) indiquaient également que le gel de la plage (Grands Lacs) se produisait lorsque les températures de l'air chutaient sous le point de congélation de l'eau. Aussi, Brown et Côté (1992) indiquent que la croissance de la glace de mer (arctique canadien) cesse lorsque la température de l'air moyenne s'élève au-dessus du point de congélation de l'eau de mer. Pour Billelo (1961), le seuil de températures de l'air retenu pour le calcul des degrés-jour de gel ou de fonte est celui de -1,8 °C et ce, basé sur la température de gel de l'eau de mer.

Le seuil de -2 °C obtenu de manière empirique s'inscrit dans cette lignée puisqu'il correspond approximativement au point de congélation de l'eau dans la zone d'étude qui est d'environ -1,8 °C. Le seuil obtenu ici signifie que l'identification des redoux[23] favorables à l'instabilité du pied de glace (en l'absence de banquise côtière) doit être considérée lorsque la température de l'air maximum quotidienne passe au-dessus de -2 °C et que le dégel printanier[24] doit être considéré lorsque les températures diurnes dépasse ce seuil (et non pas 0 degrés Celsius). Enfin, compte tenu du rythme des oscillations qui s'effectue généralement sur une période de 24 heures, on comprend que le passage vers des températures supérieures à -2 °C durant un évènement n'a pas besoin de durer très longtemps. Billelo (1961 et Sverdrup *et al.*, 1942 in Bilelo, 1961) qui met en relation l'évolution de la glace de mer avec les températures de l'air, utilise également le seuil de -1,8 °C pour comptabiliser les degrés-jours de gel ou de fonte.

A1.4.10.4 Formation de glace de rive et température de l'air maximum positive

Dans la plupart des cas, la température de l'air maximum enregistrée lors des évènements de formation a été négative. Toutefois, on compte 17 cas sur l'ensemble des évènements où il y a eu formation de glace de rive alors que les températures de l'air quotidiennes maximums s'élèvent au-dessus du point de congélation. On observe d'une part, qu'un certain nombre de ces évènements se produisent sous l'effet des précipitations solides. Ainsi, lorsqu'elles sont accompagnées de précipitations solides, les températures maximums positives ne limitent pas nécessairement la formation de glace de rive (5 cas). D'autre part, on compte un certain nombre de jours où les températures de l'air ont été positives, mais que les températures de l'air **minimums** ont chuté en deçà du seuil 80-RP (Tableau A1-40). Par exemple, l'arrivée d'une masse d'air froide durant la journée peut faire chuter radicalement les températures de l'air qui étaient jusqu'alors très douces. On compte seulement 4 cas pour lesquels la formation de glace de rive n'entre dans aucune de ces catégories d'explications.

Malgré les légères nuances apportées ici, la formation de glace de rive se produit essentiellement alors que les températures de l'air quotidiennes minimums, moyennes et maximum sont négatives.

[23]Redoux : Les redoux hivernaux sont définis ici comme une période pendant laquelle on enregistre des températures positives à l'intérieur d'un régime de températures froides.
[24]Dégel printanier : Le dégel printanier est caractérisé par des oscillations diurne-nocturne entre des températures assez froides et des températures clémentes ou positives.

Tableau A1-40 Facteurs explicatifs des évènements de formation de glace de rive pour lesquels les températures de l'air maximum ont été positives

	IDM	PM	RSTJ
Nombre de cas ou T max de l'air est plus grande que 0	9	6	2
Précipitations	5 (peut être dans les deux catégories)	0	0
T min de l'air sous le seuil 80-RP	6	5	0
Cas n'entrant pas dans les deux catégories d'explications précédentes	1 (26 décembre 2011 à La Martinique par cordon de frasil)	1 (23 février 2012 à Pointe-Lebel Précipitation ND, mode de formation indéterminée Pourrait être de la **formation ou un apport de glace d'ailleurs en raison du recul durant les jours précédents ??)**	2 (27 janvier 2012 et 9 mars 2012 par accumulation de frasil)

A1.4.11 Effet de protection par l'englacement des eaux côtières contre les évènements de dégradation de glace de rive

Les processus de dégradation du pied de glace de haut estran ne s'opèrent pas tant et aussi longtemps que les autres composantes du CGC sont en place ou que les eaux côtières sont englacées. Par exemple, durant la saison 2008-2009, nous avons enregistré des conditions thermiques qui, en l'absence d'un pied de glace de bas estran et de la banquise, auraient fort probablement généré une dégradation du pied de glace de haut estran. Lors du redoux enregistré à la fin du mois de février et début mars aux Îles-de-la-Madeleine, les températures maximum de l'air quotidienne ont atteint des valeurs élevées (27 février ; 4,1 °C, 28 février ; 4,6 °C, 2 mars ; 8,1 °C et 3 mars 6,8 °C) qui était suffisamment chaude pour générer des évènements de recul. Rappelons que nos résultats montrent un potentiel de dégradation aux IDLM à partir de -1,6 °C (seuil 80-RP). Ces valeurs sont même supérieures à la température maximum de 4,8 °C ayant été enregistrée pour l'ensemble des évènements de dégradation ayant eu lieu aux Îles-de-la-Madeleine durant la période 2008-2012. La présence d'un CGC complet a complètement inhibé l'effet de ce redoux sur le pied de glace de haut estran alors qu'en conditions d'eaux libres, le pied de glace aurait certainement été dégradé (Figure 130).

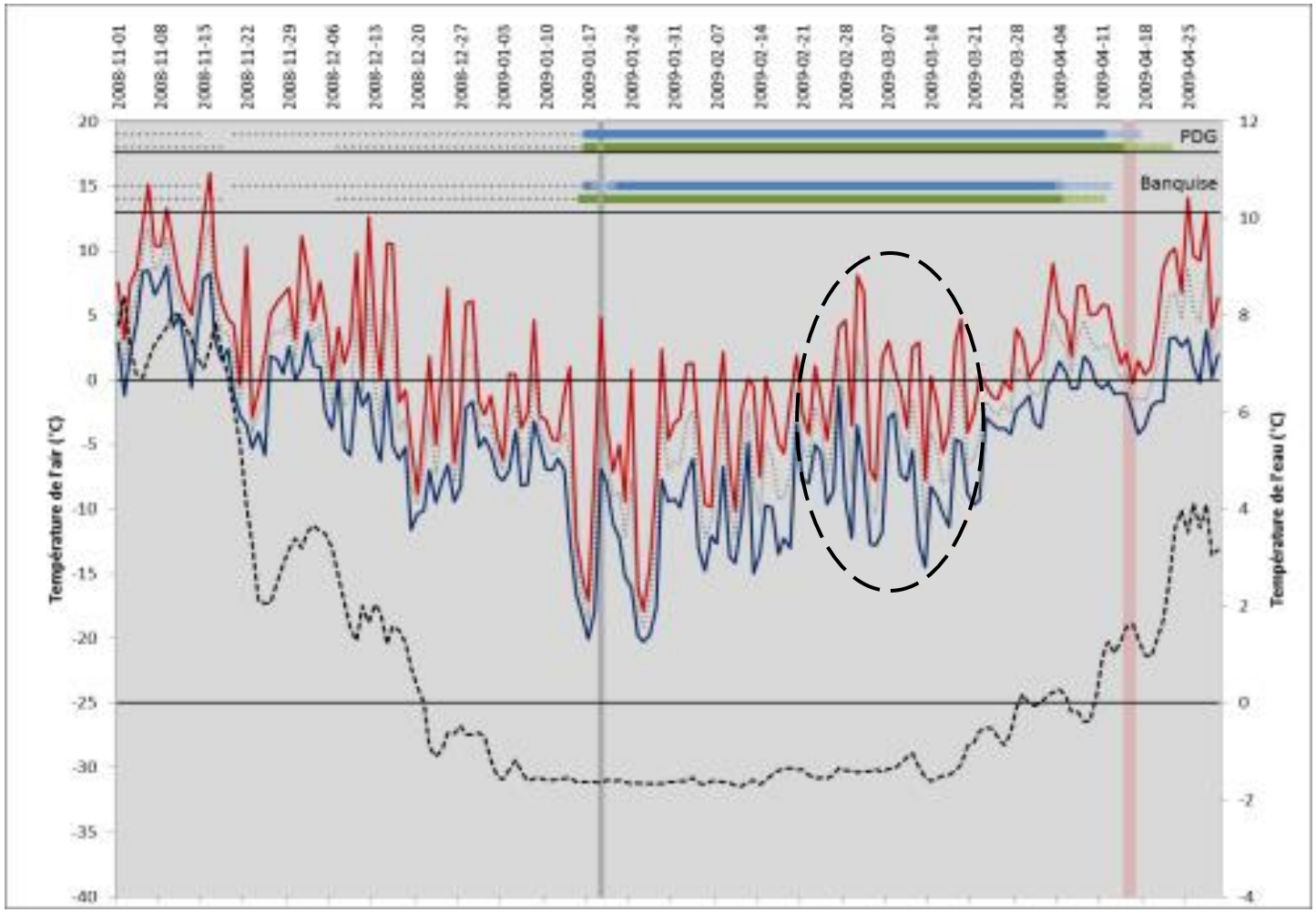


Figure 130 **Température de l'air et de l'eau et évolution de l'état d'englacement du haut estran et des eaux côtières à Pointe-aux-Loups, îles-de-la-Madeleine, 2008-2009 : Exemple d'un redoux n'ayant pu affecter le pied de glace de haut estran en raison de l'englacement des eaux côtières**

A1.4.12 Effet du pied de glace de bas estran, de la banquise côtière et de la glace de mer sur le moment où survient le déglacement du haut estran

Les résultats permettant de se questionner sur la relation entre le pied de glace de haut estran et le déglacement des eaux côtières (pied de glace de bas estran, banquise côtière et glace de mer) proviennent de Pointe-aux-Loups et de La Martinique aux Îles-de-la-Madeleine. En effet, ces deux sites évoluent sous un climat similaire, mais présente des caractéristiques géographiques différentes quant à l'exposition de la côte aux vents dominants et donc aux conditions d'englacement des eaux proximales à la côte. Le site de **Pointe-aux-Loups** est exposé aux vents dominants de l'ouest et du nord-ouest si bien que la banquise y est plus constante et y est présente sur une plus longue période. Inversement, sur le site de la **Martinique**, les vents dominants soufflent la glace de mer vers le large et la banquise y est moins stable et y est présente sur une plus courte période. La saison 2008-2009 a été la seule période à présenter des conditions météorologiques et de glace de mer près des normales. Elle est donc la seule qui permette d'observer et de quantifier l'effet de la banquise sur le déglacement du pied de glace puisque les autres saisons ont été marquées par l'absence presque complète de glace de mer aux Îles-de-la-Madeleine. Notez que les photos du début de la saison ne sont pas disponibles pour le site de Pointe-aux-Loups. On connaît donc le nombre minimum de jours PDGC et de présence de la banquise, mais ceux-ci sont vraisemblablement plus élevés puisqu'au moment où les photos sont disponibles (17 janvier 2009), le pied de glace est complet et la banquise recouvre les eaux côtières. Il nous est impossible d'évaluer le moment de mise en place du pied de glace.

En 2008-2009, on compte au moins 78 jours où la banquise est présente sur le site de Pointe-aux-Loups. C'est plus de 54 jours de plus qu'à la Martinique où la banquise n'a été présente que durant 24 jours. Conséquemment, c'est plus de 23,5 jours de PDGC de plus qui sont comptés sur le site de Pointe-aux-Loups que sur le site de La Martinique (Tableau A1-41). En fin de saison glacielle, la banquise complète est en place 20 jours de plus sur le site de Pointe-aux-Loups que sur le site de la Martinique ce qui fait en sorte que le pied de glace subit un déglacement plus hâtif à la Martinique. Le pied de glace complet perdure de 13 à 16 jours de plus sur le site de Pointe-aux-Loups où il est plus longuement protégé par la banquise (Figure 131). Ainsi, sous un climat similaire, le nombre de jours d'englacement des eaux côtières présente

une relation positive avec le nombre de jours où le pied de glace est complet (jour PDGC) (Tableau A1-41).

Tableau A1-41 Comparaison entre le nombre de jours où la banquise et le pied de glace sont complets sur les sites de Pointe-aux-Loups et de la Martinique durant la saison 2008-2009

Saison 2008-2009	Nombre de jours où le pied de glace est complet	Nombre de jours où la banquise est complète
Pointe-aux-Loups N et S combinés	Plus de 112,5[25]	Plus de 78
Martinique N et S combinés	89	24
Différences entre les deux sites	Au moins 23,5	Au moins 54

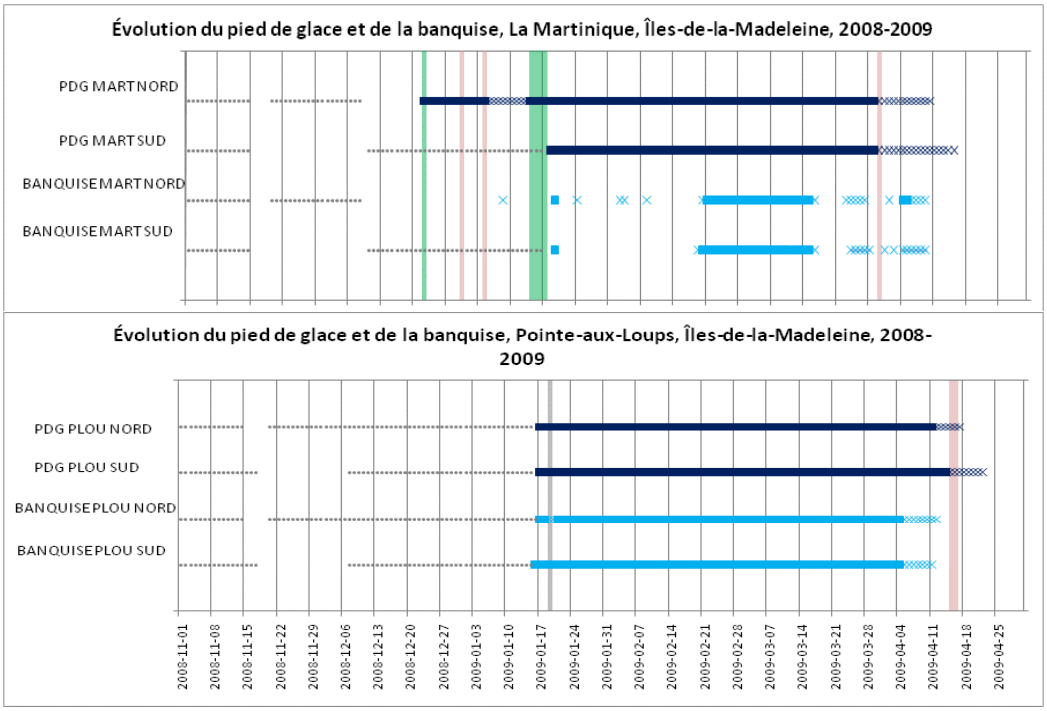


Figure 131 Évolution du pied de glace et de l'état d'englacement des eaux côtière sur les sites de La Martinique et de Pointe-aux-Loups

[25] *Le nombre de jour complet est possiblement supérieur au nombre connu en raison des photos manquantes. Avec les données connues il n'est pas non plus possible d'évaluer le nombre de jour de pied de glace complet probable*.

Une meilleure connaissance des zones favorables à la présence de glace de mer et de banquise côtière malgré un contexte de diminution du volume de glace dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, permet d'identifier les environnements côtières où le pied de glace sera moins sensibles aux modifications du climat et aux évènements météorologiques qui engendrent la dégradation de la glace de rive (par exemple, un redoux). La cartographie de ces zones qui demeureront protégées ou alors qui ne le seront plus, contribue à une meilleure identification des sites où la dynamique côtière pourrait être le plus affecté suite à des changements glaciologiques. À la section 2.3.2, la Figure 39 présente à l'échelle du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent, les projections de concentration de glace pour l'horizon 2055.

En effet, à travers la littérature, on observe que tous les auteurs ayant traité du sujet accordent une importance particulière à la banquise dans ce rôle de protection puisque la cette dernière a pour effet de **réduire l'action des vagues et des courants qui affectent la côte** qui affectent la côte en dehors de la saison glacielle. Moign (1972) et Hume et Schalk (1976) soulignent également qu'elle a pour effet de **diminuer le fetch** et ce, même si la banquise n'est pas installée directement le long de la côte et que le complexe glaciel est rompu (eau libre au front du pied de glace, mais présence de banquise au large). Moign (1972) affirme que « les effets de la houle sont considérablement amortis […] par la présence de la banquise au large (eau libre en bordure la côte) qui réduit le fetch et même si les vents locaux ne mettent ainsi en mouvement qu'une masse d'eau restreinte. » Lorsqu'il y a lieu, Hume et Schalk (1976) remarquent que les **radeaux de glace persistants** en période interglacielle permettent d'amortir l'énergie des vagues et donc leurs impacts sur le littoral. Bref, l'évolution et la dynamique de la glace de mer ont une grande influence sur la dynamique côtière du haut estran.

A1.5 Influence des paramètres océanographiques et météorologiques sur l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle (Régression linéaires)

Cette section décrit l'influence des paramètres océanographiques et climatiques sur l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle.

A1.5.1 Conditions annuelles et variabilité interannuelle

Le nombre de jours obtenu dans chacune des classes (LIBRE, PGCI et PDGC) a été mis en relation avec les paramètres climatiques et ce, à l'échelle de la saison ou de l'hiver (saison-saison, hiver-hiver et saison-hiver) pour un total de plus de 400 régressions linéaires (Tableau 1-47) (présenté en Annexe A1.7). Ces relations se caractérisent par un coefficient de corrélation plus ou moins élevé qui permet de quantifier la variabilité interannuelle qui peut être expliquée par le paramètre en question. Les paramètres suivants ont été analysés selon les relations exposées au Tableau A1-42.

- Anomalie des températures de l'air
- Température de l'air moyenne
- Nombre de jours où les températures max ont été positives
- Nombre de jours où les températures de l'air min ont été négatives
- Nombre de jours où la température moyenne est de -6 °C[26]
- Nombre de jours où la température moyenne est de -10 °C
- Nombre de degrés-jour de gel
- Nombre de degrés-jour de dégel
- Nombre de jours favorables à la formation de glace de rive-pied de glace
- Nombre de jours favorables à la dégradation de la glace de rive-pied de glace
- Précipitations
- Nombre de jours où la température de l'eau est inférieure à 0 °C

[26] McCann et Taylor (1975) indiquent que l'englacement est complété lorsque les températures de l'air moyennes sont maintenues sous -6 °C (arctique canadien).

Tableau A1-42 Éléments mis en relation

Régions	Paramètres	État du pied de glace	Relation temps	Nombre d'équations
4	12	3	3	432
Îles-de-la-Madeleine, Côte-Nord, Péninsule Manicouagan seulement et Rivière-Saint-Jean seulement	Voir la liste des paramètres climatiques considérés ci-dessus	Libre complet Complet +incomplet	Saison-saison Saison-hiver Hiver-hiver	Choix parmi ces équations pour application des scénarios futures
EXEMPLE : Résultats des Îles-de-la-Madeleine	Température moyenne de l'air durant la SAISON	Nombre de jour PDGC durant l'HIVER	Saison-Hiver	-22,52x+13,53 Coefficient de corrélation : 0,796

Dans l'ensemble, les coefficients de corrélation des relations entre le nombre de jours LIBRE, PDGI et PDGC et les différents paramètres étaient généralement les plus élevés pour les relations SAISON-SAISON. Ainsi, les autres relations possibles ont été réalisées, mais seuls les résultats SAISON-SAISON sont présentés dans le cadre de ce rapport. Seule la relation entre les précipitations et le nombre de jours LIBRE, PDGI et PDGC a été analysé sur la période de temps HIVER-HIVER puisque nous voulions connaître l'influence des précipitations solides.

Bref, le suivi en continu réalisé à l'aide de caméras a permis d'acquérir les différentes informations qui permettent d'affiner la compréhension et de quantifier les paramètres en cause dans l'évolution du cycle glaciel du haut estran.

A1.5.2 Relation entre les températures de l'eau et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle

À l'échelle **interannuelle**, la relation entre le nombre de jour où la température de l'eau est inférieure à 0 °C[27] et le nombre de jours LIBRE ou PDGI+PDGC est excellente avec des coefficients de corrélation variant entre 0,71 et 0,98 (Figure 132 et Figure 133).

Les températures de l'eau se sont abaissées moins fréquemment sous le seuil choisi de 0 °C durant les années plus chaudes (2009-2012). En regard de la hausse attendue des températures de l'air durant la saison de suivi, le nombre de jour où la température de l'eau s'abaisse suffisamment pour permettre la formation de glace de rive diminuera ce qui limitera la formation de glace de rive.

De plus, il est reconnu que le début de la croissance de la glace est en partie fonction de l'énergie accumulé dans la colonne d'eau durant l'été (Larouche et Glabraith, 1989, Divine *et al*., 2004). Conséquemment, il est probable qu'à l'échelle des changements climatiques, une hausse des températures moyennes annuelles ou estivales de l'eau retarde le moment de son passage vers des températures suffisamment froides pour permettre la formation de glace (début de la phase d'englacement). Par contre, la température de l'eau n'étant pas un facteur déterminant dans les évènements de dégradation lorsque le pied de glace est exposé à des conditions d'eau libre, le déglacement plus hâtif observée lors des années les plus chaudes n'est pas directement en lien avec les températures de l'eau.

[27] Le point de congélation varie en fonction des variations spatiales et temporelles de la salinité. En ce sens nous avons utilisé le seuil de 0 °C afin d'utiliser une seule valeur pour établir les relations. De nouveau calcul pourrait permettre d'obtenir le nombre de jour où la température de l'eau atteint le point de congélation.

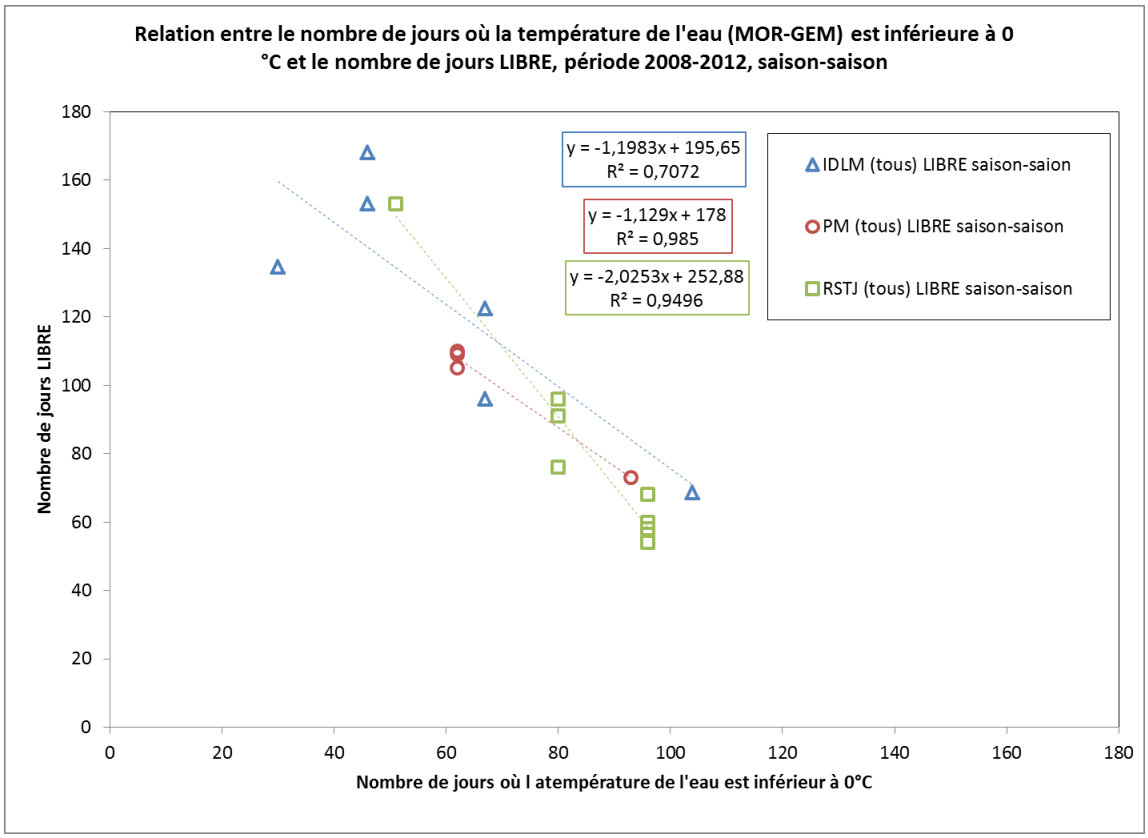


Figure 132 **Relation entre le nombre de jours où la température de l'eau est inférieure à 0 °C et le nombre de jours LIBRE**

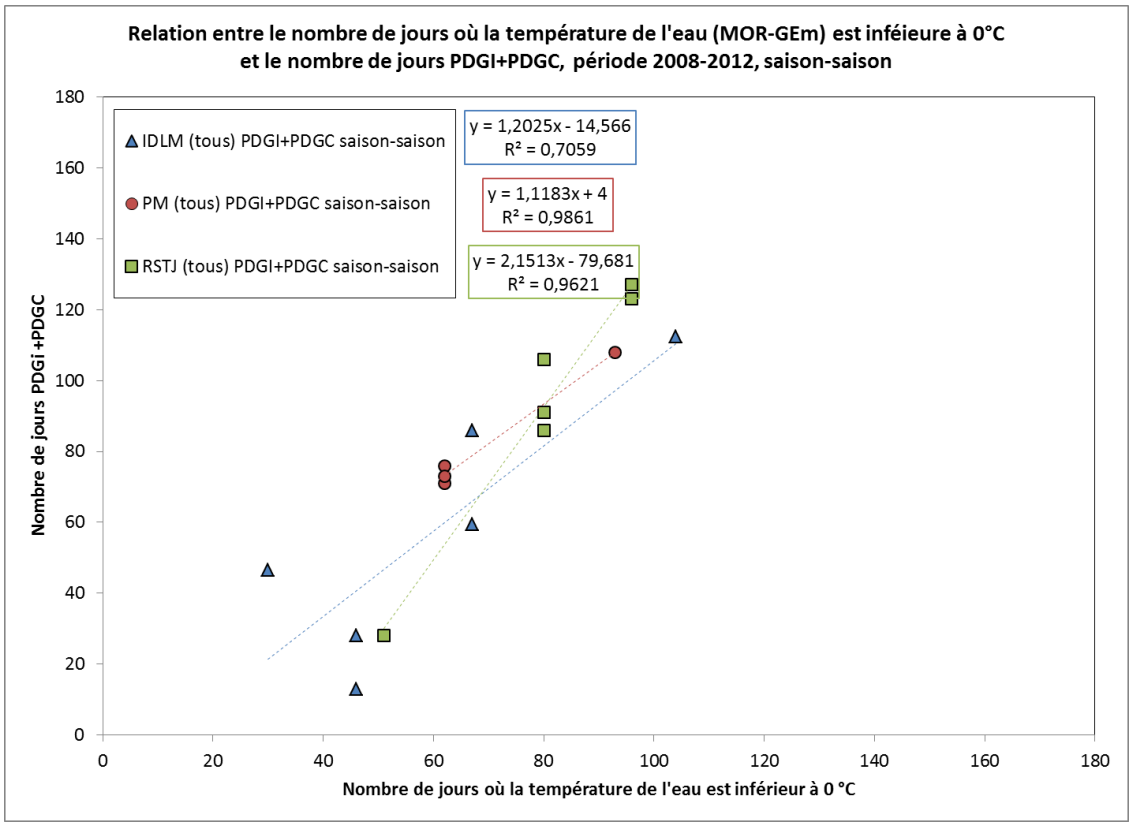


Figure 133 **Relation entre le nombre de jour où la température de l'eau est inférieure à 0 °C et le nombre de jours PDGI+PDGC**

A1.5.3 Relation entre les niveaux d'eau et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle

À l'échelle interannuelle, l'état d'englacement pourrait être influencé par l'occurrence plus ou moins grande de niveau d'eau supérieur aux seuils 80-RP précédemment identifiés. En raison de la hausse attendue du niveau marin, qui sera non négligeable (par exemple, 53 cm à Forillion pour l'horizon 2050), la fréquence des niveaux d'eau supérieurs au seuil 80-RP identifiés plus haut sera plus importante. On peut donc s'attendre à observer un plus grand nombre d'évènements de formation et de dégradation (l'un ou l'autre selon les conditions météorologique) durant la saison glacielle lorsque les conditions d'eaux libre prédominent. De plus, la hausse anticipée du niveau marin contribue à la modification des caractéristiques du littoral et à la fréquence d'inondation de l'estran et donc aux conditions d'englacement du haut estran. L'effet de la hausse du niveau marin sur la géomorphologie des côtes, pourrait contribuer à la diminution de l'englacement.

Actuellement, la hausse du niveau marin n'est pas intégrée aux données de variation du niveau des modèles.

A1.5.4 Relation entre le vent et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle

À l'échelle de la période de suivi, il n'est pas pertinent de mettre en relation l'orientation des vents et l'état d'englacement du haut estran en raison de la trop courte période de suivi.

À la lumière de nos connaissances, il n'existe pas d'étude qui quantifie la variabilité interannuelle de l'englacement (glace de mer et complexe glaciel côtier) et le régime des vents dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. On sait pourtant que les vents ont un effet important sur la variabilité interannuelle de l'englacement des eaux de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Par exemple, durant la saison exceptionnelle 2009-2010, les analyses du SCG indiquent que « les fréquents épisodes de vents forts ont entraîné la destruction de la nouvelle glace et ont empêché toute formation notable de nouvelle glace » (SCG, en ligne, résumé de la saison de glace 2009-2010). Par ailleurs, le vent est utilisé dans la modélisation de la glace de mer. En ce sens, des modifications futures du régime de vent pourraient affecter la dynamique glacielle.

À travers la littérature, on compte un nombre limités d'auteurs ayant expliqué une partie de la variabilité interannuelle de la glace en fonction des vents. Par exemple, Larouche et Galbraith (1989), sans offrir de quantification, expliquent

tout de même que le vent est le facteur explicatif quant à la variabilité interannuelle de l'état de la banquise côtière. Ceux-ci indiquent que l'occurrence d'une couverture de 100% de banquise côtière ou encore de 50% de banquise côtière combine à 50% de glace à la dérive dans la Baie d'Hudson est attribuable aux vents et affirment : "Winds storms blowing along the axis (ENE) of the region seem to be the main factor leading to an ice cover of the first categories (lfi100%), with the dynamics of compression requiring them to at least one or two days". Ces auteurs affirment par ailleurs que « the most important factor for the drift ice is the wind ». Aussi, la corrélation entre l'orientation des vents et l'extension de la banquise côtière dans la mer de Kara a été mesuré par Divine *et al*. (2003). Dans leur étude, ceux-ci observent que les vents de l'est et du nord-est sont défavorables au développement de la banquise côtière (corrélation de 0,5 avec l'extension de la LFI) alors que les vents de l'ouest y sont favorables (corrélation de 0,4). De plus, ils indiquent que les vents de l'ouest et du sud-ouest qui soufflent durant l'hiver entravent l'expansion de la LFI en raison de l'air et de l'eau plus chaud qu'ils apportent sur la région (Divine *et al.*, 2004).

A1.5.5 Relation entre les précipitations et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle

Lorsque l'on met en relation l'état d'englacement du haut estran (hiver) et les précipitations (hiver)[28], on obtient des relations positives entre la quantité de précipitations reçues et le nombre de jours PDGI+PDGC et négatives, entre les précipitations reçues et le nombre de jour LIBRE. Ainsi, plus les précipitations hivernales sont abondantes, plus le nombre de jours PDGI+PDGC est important et inversement, moins le nombre de jours LIBRE est important. Ces relations s'inscrivent dans ce qui a été observé à l'échelle des évènements de formation où nous avons pu constater l'effet des précipitations solides sur l'englacement du haut estran. Bien que les précipitations ne soient pas complètement étrangères à l'évolution de la glace de rive, on ne peut utiliser ce paramètre à l'échelle de la saison ou de l'hiver pour comprendre l'évolution interannuelle de l'état d'englacement du haut estran puisque les coefficients de corrélation sont généralement faibles (Tableau A1-43).

Dans le cas de la péninsule de Manicouagan, où nous avons observé une plus grande proportion d'évènement de formation de glace de rive attribuable en

[28] Contrairement aux autres paramètres, les précipitations sont considérées durant les trois mois d'hiver puisque c'est essentiellement la somme des précipitations solides intervient dans l'évolution de la glace de rive.

partie à des précipitations solides de 5 mm et plus équivalent en eau, on observe que le coefficient de corrélation est plus élevé que pour les autres sites. Toutefois, la période de suivi actuelle est trop courte pour conforter cette affirmation.

Dans la littérature, *l'effet des précipitations sur la* ***banquise côtière*** a à l'occasion été traité. Selon Brown et Côté (1992), la variabilité interannuelle (et non pas climatique) de **l'épaisseur de la glace de la banquise côtière** s'explique en partie par l'épaisseur du couvert nival. Par contre, **l'extension de la banquise côtière** n'est pas en lien avec les précipitations mesurées ou l'épaisseur du couvert nival (Brown et Côté, 1992; Divine *et al.*, 2003).

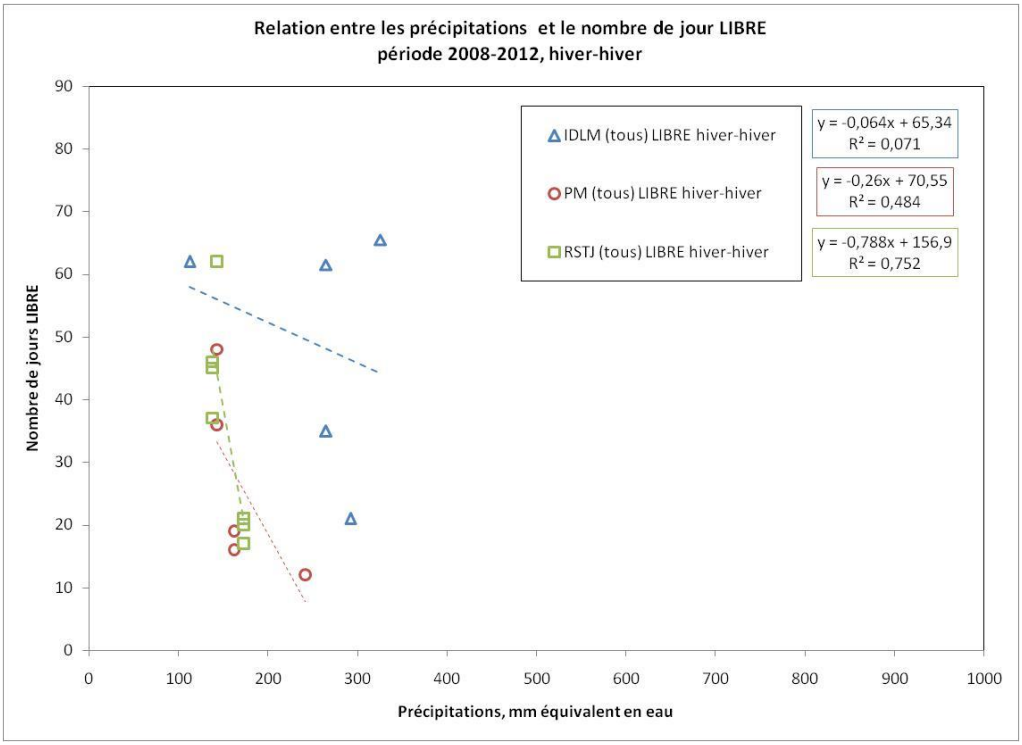


Figure 134 Relation entre les précipitations hivernales et le nombre de jour LIBRE durant l'hiver

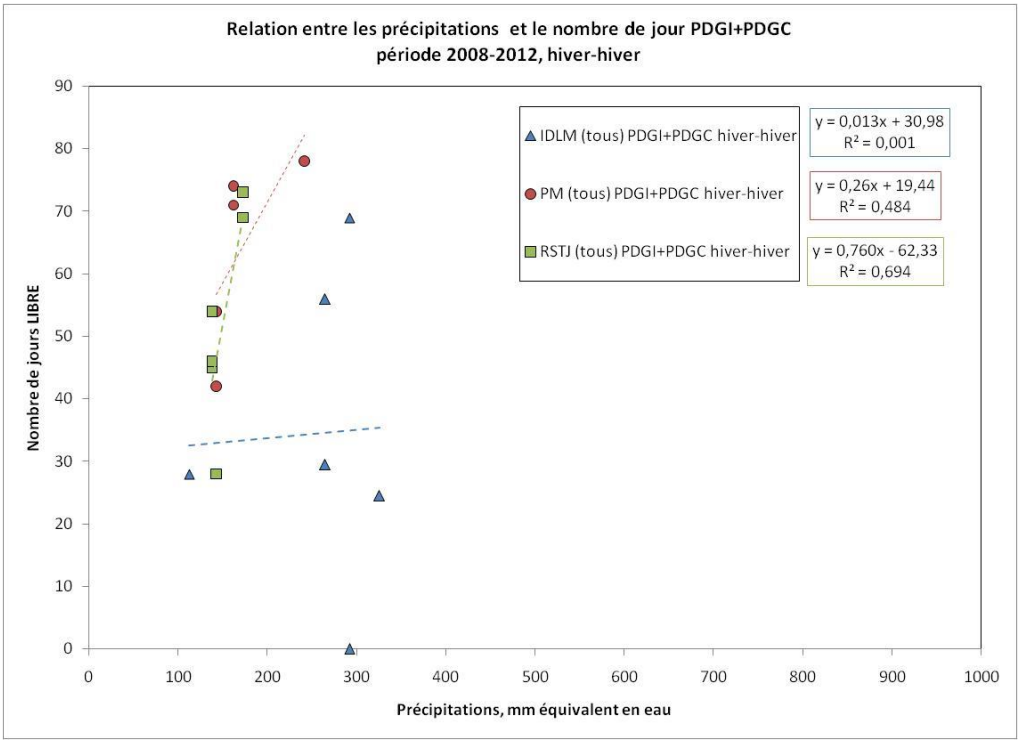


Figure 135 Relation entre les précipitations hivernales et le nombre de jours PDGI+PDGC durant l'hiver

A1.5.6 Relation entre les températures de l'air et l'état d'englacement du haut estran à l'échelle interannuelle

Les relations entre les paramètres thermiques dérivés des températures de l'air (moyenne, anomalie et somme des degrés-jours de gel et de fonte) et l'état d'englacement du haut estran (LIBRE et PDGI+PDGC) durant la saison (novembre à avril) sont présenté aux figures suivantes.

Les meilleurs coefficients de corrélation mesurés sont ceux issus des relations avec le nombre de jour LIBRE ou de la relation complémentaire, soit la relation avec le nombre de jour PDGI+PDGC. À titre indicatif, nous avons présenté les coefficients de corrélation obtenus pour les relations entre les paramètres des températures de l'air et le nombre de jours COMPLET pour lesquels seules les relations obtenues aux Îles-de-la-Madeleine présentaient des valeurs acceptables.

Selon les résultats actuels, la température de l'air et ses dérivées (moyenne, anomalie, degrés-jours) expliquent en grande partie la variabilité interannuelle

de l'état d'englacement des différents sites d'étude durant la période de suivis. Le Tableau A1-43 présente les coefficients de corrélation ainsi obtenus. Rappelons que l'ensemble de ces relations est considéré à l'échelle de la saison (1 novembre au 30 avril).

Tableau A1-43 Coefficient de corrélation pour les relations entre les paramètres thermiques et le nombre de jours PDGC, PDGI+PDGC ou LIBRE (saison-saison)

	Complet	Complet + incomplet	Libre
Température de l'air moyenne			
Tous les points Rivière-Saint-Jean	0,240	0,896	0,896
Tous les points péninsule de Manicouagan	0,365	0,676	0,652
Tous les points Îles-de-la-Madeleine	0,836	0,876	0,882
Anomalie T air			
Tous les points Rivière-Saint-Jean	0,240	0,896	0,896
Tous les points péninsule de Manicouagan	0,365	0,676	0,652
Tous les points Îles-de-la-Madeleine	0,820	0,913	0,916
DJ de gel			
Tous les points Rivière-Saint-Jean	0,227	0,884	0,883
Tous les points péninsule de Manicouagan	0,289	0,668	0,643
Tous les points Îles-de-la-Madeleine	0,835	0,87	0,876
DJ de dégel			
Tous les points Rivière-Saint-Jean	0,229	0,886	0,885
Tous les points péninsule de Manicouagan	0,489	0,627	0,602
Tous les points Îles-de-la-Madeleine	0,767	0,878	0,881

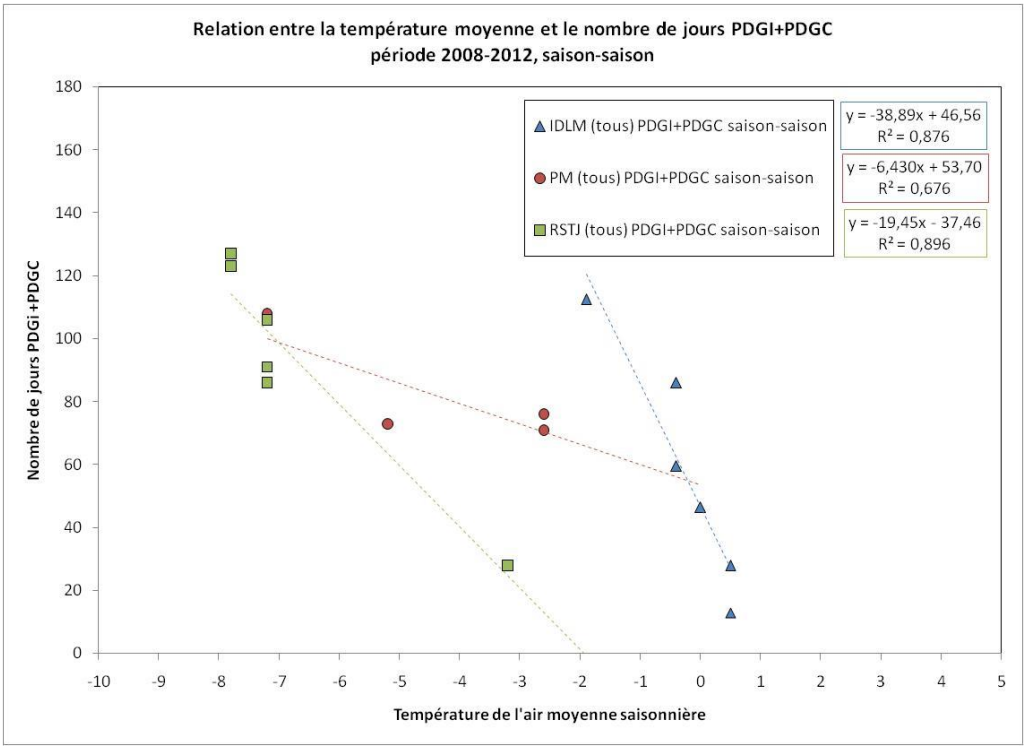


Figure 136 Relation entre les températures de l'air moyennes et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012

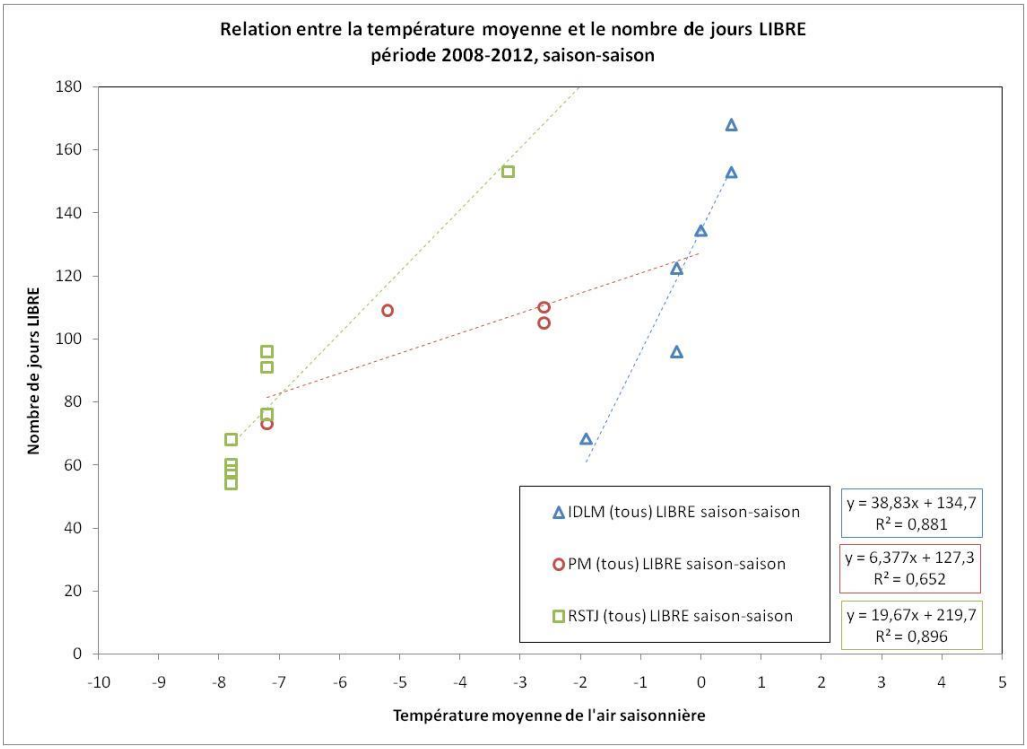


Figure 137 Relation entre les températures de l'air moyennes et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012

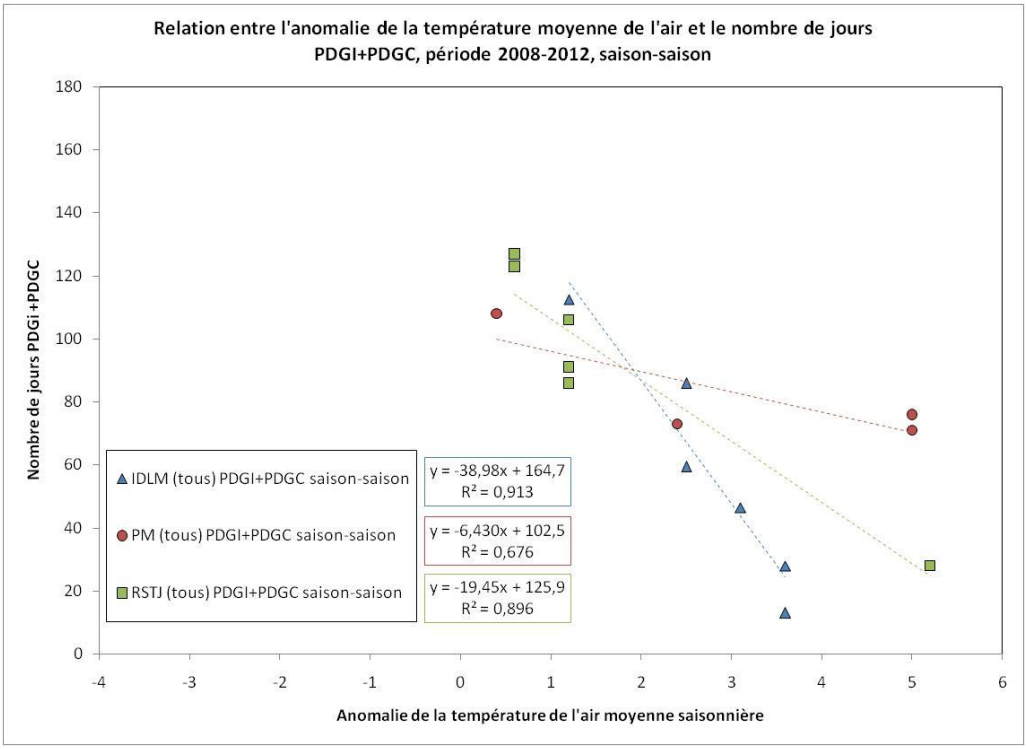


Figure 138 Relation entre les anomalies de températures de l'air et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012

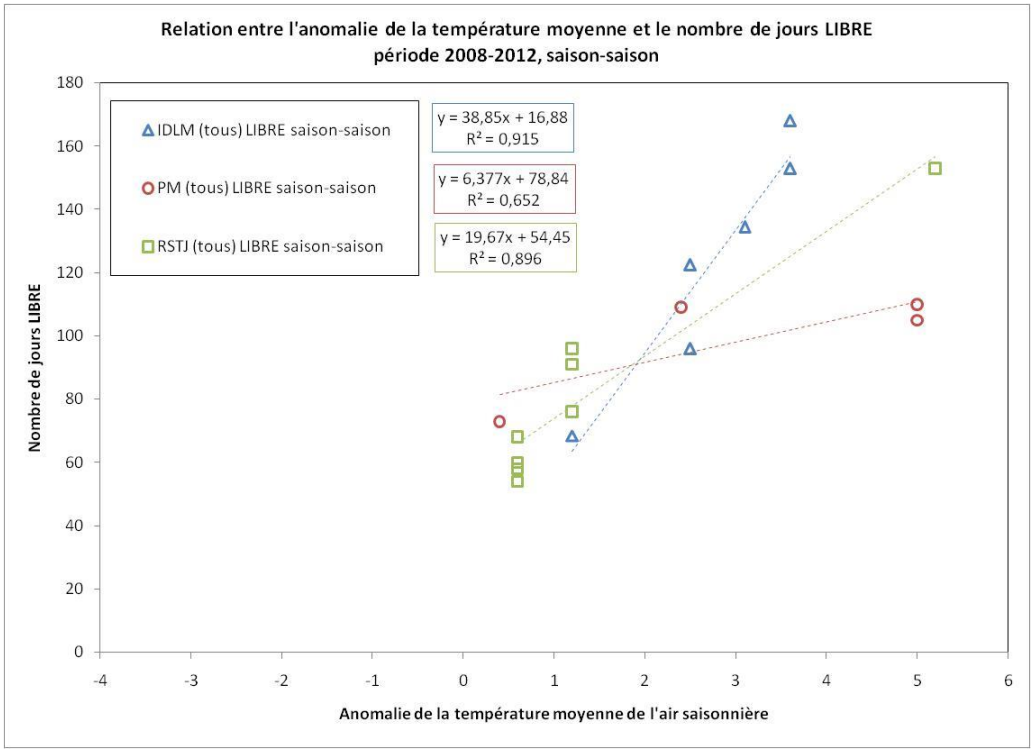


Figure 139 **Relation entre les anomalies de températures de l'air et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012**

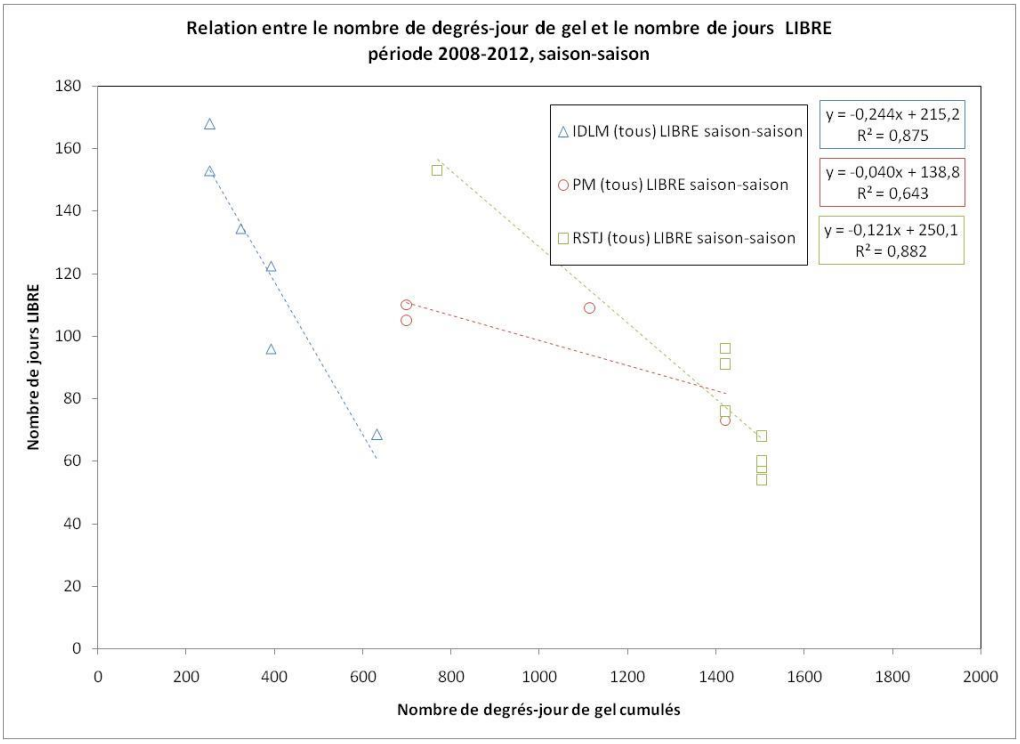


Figure 140 Relation entre le nombre de degrés-jour de gel et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012

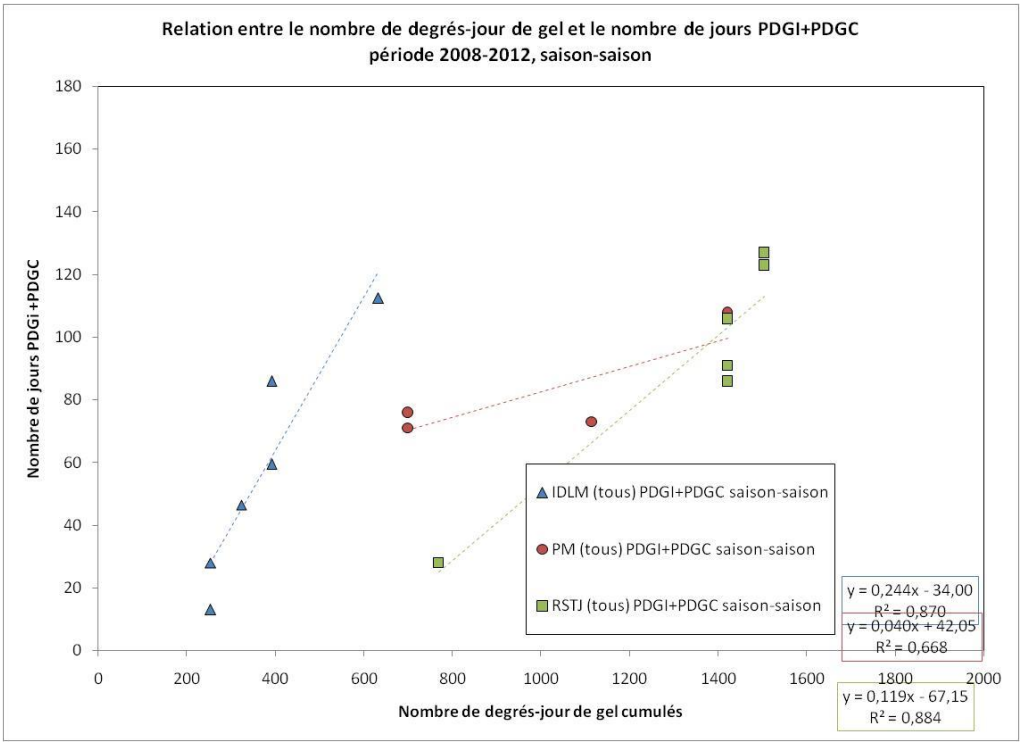


Figure 141 Relation entre le nombre de degrés-jour de gel et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012

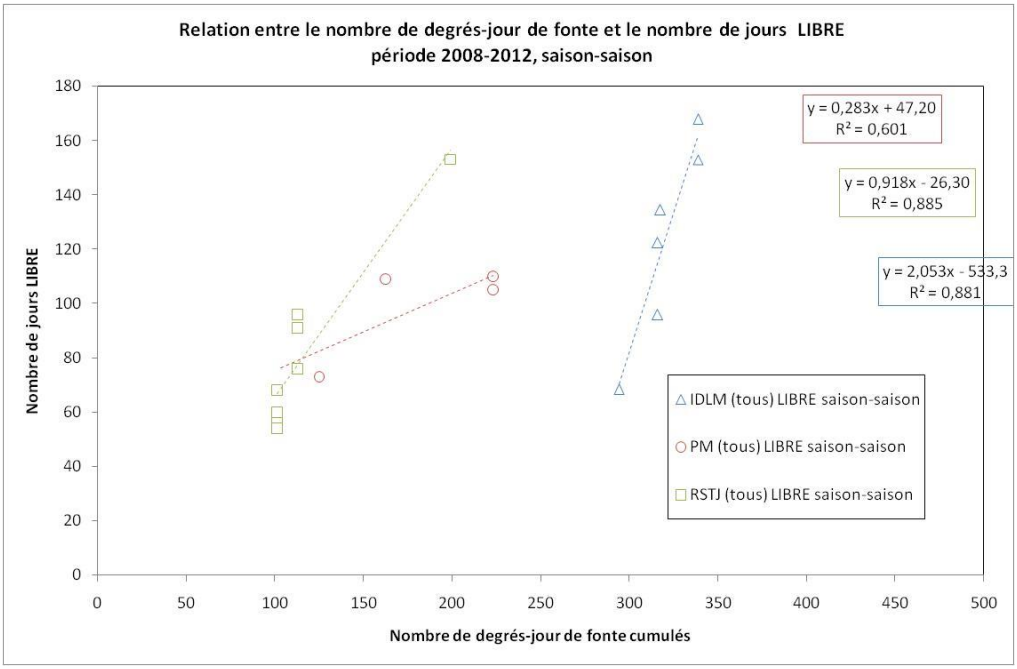


Figure 142 Relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le nombre de jours LIBRE durant la saison, période 2008-2012

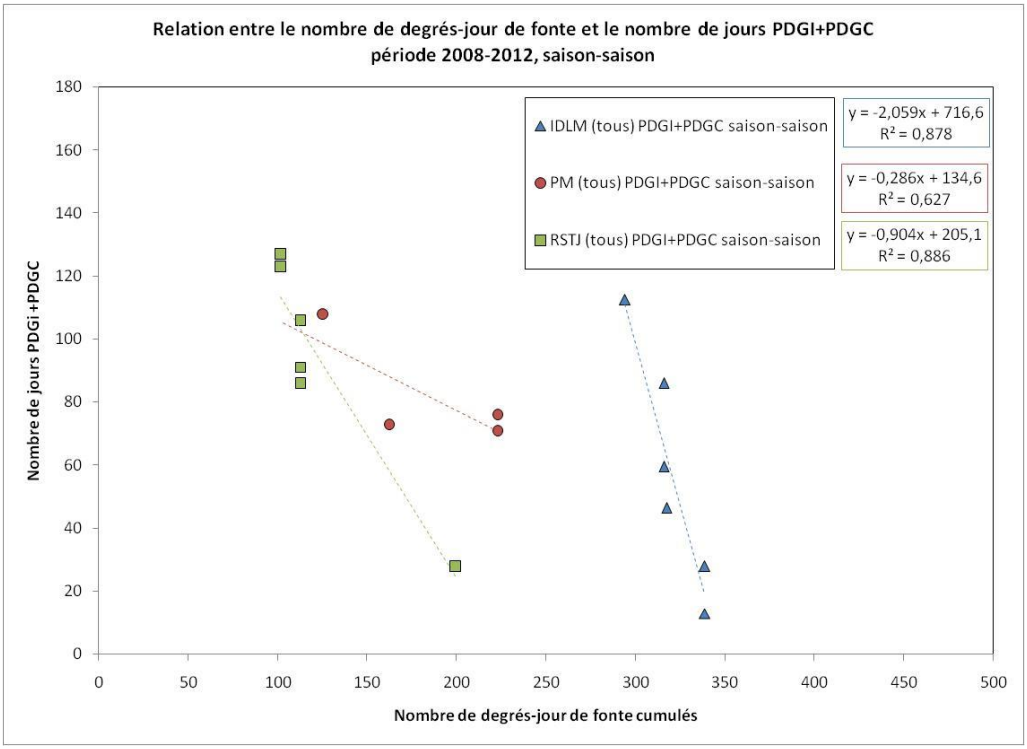


Figure 143 Relation entre le nombre de degrés-jour de fonte et le nombre de jours PDGI+PDGC durant la saison, période 2008-2012

La **variabilité interannuelle** de l'état d'englacement du haut estran permet de connaître la **sensibilité des sites d'études aux variations de la température** saisonnière. Avec des pentes élevée, c'est aux Îles-de-la-Madeleine, que la hausse des **températures** de l'air font diminuer le plus drastiquement le nombre de jours PDGI-PDGC et augmenter le plus drastiquement le nombre de jour LIBRE (figure X à X). Par exemple, pour chaque augmentation de 1 degré de la température de l'air moyenne de la saison, on compte 38,8 jours LIBRE de plus aux Îles-de-la-Madeleine, 19,7 jours LIBRE de plus à Rivière-Saint-Jean et 6,4 jours LIBRE de plus sur la péninsule de Manicouagan[29]. Le golfe du Saint-Laurent est une des étendues d'eau les plus au sud à s'englacer au cours de l'hiver et ce qui explique qu'il soit sensible à de petits changements climatiques (Forbes

[29] Compte tenu du nombre restreint d'années de suivi, ces résultat sont préliminaires et devront être améliorés grâce à l'ajout de nouvelles années de suivis. Il ne s'agit pas d'une quantification « définitive », mais la différence entre les sites vers classification de sensibilité (ex. idm très sensible) ne devrait pas vraiment changer même une fois la série temporelle allongée.

et al.,2002). La sensibilité du pied de glace aux Îles-de-la-Madeleine, qui est le site le plus au sud, s'inscrit dans cette logique.

À travers la littérature, on compte plusieurs études ayant permis de quantifier la relation entre les températures de l'air et le développement de la glace. Ainsi, Divine *et al.* (2003) mesurent une corrélation négative dont le R2 est de 0,55 entre les températures moyennes de l'air de la saison froide (*septembre*-avril) et l'extension de la banquise côtière dans la mer de Kara en avril-mai. De son côté, Uusikivi *et al.* (2011) mesure une corrélation entre l'épaisseur de glace de mer et le nombre de degrés-jours de gel cumulés durant la saison froide de 0,93 (R2) dans la mer Baltique (période de suivi de 1999-2009).Pour Larouche et Glabraith (1989), la variabilité des températures de l'air explique seulement les années, très rares, où la LFI ne se développe pas (seulement drift ice) dans leur zone d'étude de la Baie d'Hudson.

A1.5.7 Autres paramètres (volcan, oscillations et soleil)

Occasionnellement, **d'autres paramètres** ont été utilisés pour comprendre la variabilité interannuelle de l'englacement. Nous ne prétendons pas couvrir ici l'ensemble de la littérature traitant des autres paramètres pouvant expliquer la variabilité interannuelle. Il s'agit plutôt de souligner leurs existences. Par exemple, l'effet des éruptions volcaniques a été identifié pour expliquer les années de fort englacement. Gough *et al.* (2004) ont observé que les éruptions volcaniques permettaient d'expliquer la variabilité de la durée de la couverture de glace dans la Baie d'Hudson et Catchpole et Hanuta (1989 in Gough *et al.*, 2004) avaient aussi observé l'effet de l'éruption du Pinatubo en 1991 sur le climat des glaces. À l'échelle du Saint-Laurent, l'état du pont de glace dans le secteur de Québec-Lévis durant la période 1620-1910 traduit aussi l'effet de l'activité volcanique sur le climat de glace (Houle et Moore, 2008). Par exemple, l'immense pont de glace observé en 1817 est vraisemblablement lié à l'éruption du Tambora en 1817 (Houle et Moore, 2008).

Les variations des indices d'oscillations de la NOA et de l'ENSO ont aussi été utilisées pour expliquer la variabilité interannuelle des glaces (Gough *et al.* 2004, Wand *et al.* 1994 in Gough *et al.*, 2004). Par exemple, Uusikivi *et al.* (2011) mesure une corrélation de 0,73 entre la variation de l'épaisseur de glace de la banquise côtière et l'indice de la NAO moyen des mois de janvier-février dans la mer Baltique sur une période de 10 ans (1999-2009).

Enfin, l'activité cyclonique a été identifié par Divine *et al.* (2003) dans l'explication de la variabilité inter et intrannuelle de l'évolution de la banquise côtière dans la mer de Kara.

L'effet du rayonnement solaire sur la dégradation des glaces côtières a été investigué par quelques auteurs. Lors du démantèlement de la banquise côtière, Billelo (1980, in

Petrich 2012) avait mesuré une « cumulative irradience » de 730 à 1050 MJ/m2 (Alaska) et Petrich (2012) a obtenu des valeurs de 700 à 760 MJ/m2. Ce dernier indique que plus le rayonnement cumulé est important, plus il est probable d'observer un démantèlement mécanique de la banquise côtière en raison de l'affaiblissement de la glace et des cordons de pression (pressure ridge). Lorsque le rayonnement solaire cumulé à partir du 5 juin atteint, 700 MJ/m2 (seuil empirique), Petrich et al. (2012) observent la prolifération de mare de fonte sur la banquise côtière conduisant à un démantèlement thermique[30] (il ne s'agit pas d'un processus de fonte que l'on observe dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent). En plus d'induire l'affaiblissement et la fonte de la glace, le rayonnement solaire contribue au réchauffement des eaux libres ce qui permet d'occasionner la fonte de la glace.

Nous ne disposons pas des données de rayonnement (pas de données par Environnement Canada et données partielles par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières) ni de mesures d'épaisseur de glace, de porosité et de température de glace ce qui ne nous permet pas de quantifier l'effet du rayonnement sur la dégradation de la glace de rive. Compte tenu de l'effet potentiellement significatif du rayonnement solaire sur la dynamique glacielle du haut estran, il serait important d'obtenir les données nécessaires la quantification de ce paramètre (grâce au déploiement de pyranomètres).

[30]Déamtèlement thermique : démantèlement à partir de melt ponds (soleil et température de l'air) qui affaiblit la banquise côtière et qui ne requière pas de force pour intrainer sa dispersion

A1.6 Répartition des évènements de formation et de dégradation de glace de rive

Les analyses et statistiques sur les évènements de formation et de dégradation de glace de rive ont été réalisées grâce à 81 évènements de formation de glace de rive et 70 évènements de dégradation post-PDGC. La répartition de ces évènements entre les sites d'étude et les quatre années de suivi sont présentées au tableau suivant (Tableau A1-44). Les résultats des ayant été obtenu portent sur ces évènements.

Tableau A1-44 Évènements de formation et de dégradation de glace de rive observés par site et par saison de suivis

Région	Saisons de suivi	Nombre d'évènement de formation de glace de rives	Nombre d'évènement de dégradation de glace de rives post-PDGC
Îles-de-la-Madeleine	2008-2009	3	5
	2009-2010	3	4
	2010-2011	3	10
	2011-2012	13	4
	Total	22	23
Péninsule Manicouagan	2008-2009	4	5
	2009-2010	10	14
	2010-2011	na (pas de suivi)	na (pas de suivi)
	2011-2012	17	9
	Total	31	28
Rivière-Saint-Jean	2008-2009	8	14
	2009-2010	4	na (pas de PDGC)
	2010-2011	na (pas de suivi)	na (pas de suivi)
	2011-2012	16	5
	Total	28	19
Toutes les régions	2008-2009	15	24
	2009-2010	17	18
	2010-2011	3	10
	2011-2012	46	18
	Total	81	70

A1.7 Identification des évènements de formation avec précipitations

Tableau A1-45 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive aux Îles-de-la-Madeleine où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012

Date de l'évènement et site	Somme des précipitations durant l'évènement	Température min lors de l'évènement	Température max lors de l'évènement	Nature des précipitations
2008-12-22 Martinique	9,2	-7	1,8	Neige
2009-01-14 au 2009-01-17 Martinique	9,7 (le 2009-01-14)	-20,1	1	Neige
2011-02-09 Pointe-aux-Loups	5	-9,7	-1,6	Neige
2012-01-18 Martinique	5	-6,4	5,1	Neige et pluie verglaçante
2012-01-27 Martinique	10,6	-5,7	-0,4	Neige
2012-02-11 Martinique	10	-1,6	1,9	Pluie, neige et pluie verglaçante
2012-02-25 Martinique	12	-2,1	1,8	Pluie, neige, grésil

Tableau A1-46 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive sur la péninsule de Manicouagan où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012

Péninsule Manicouagan	Somme des précipitations durant l'évènement	Température minimum lors de l'évènement	Température maximum lors de l'évènement	Nature des précipitations
2008-12-14 au 2008-12-15 Pointe-Lebel	26	-26,6	3,7	Neige et pluie verglaçante
2008-12-24 au 2008-12-25 Pointe-Lebel	19	-20,6	-2,8	Neige
2009-01-13 au 2009-01-14 Pointe-Lebel	11,5	-28,4	-1,2	Neige
2009-12-10 Baie-Saint-Ludger	8,5	-4,1	-0,4	Neige
2009-12-11 au 2009-12-20 Pointe-Lebel	17,5	-23,9	-1,7	Neige
2009-12-15 Baie-Saint-Ludger	8	-9,6	-2	Neige

Tableau A1-47 Conditions climatiques des évènements de formation de glace de rive sur la Rivière-Saint-Jean où les précipitations ont été de 5 mm et plus en un jour, période 2008-2012

Rivière-Saint-Jean	Somme des précipitations	Tmin	Tmax	Nature des précipitations
2012-01-18	6,5	-22,8	-5,6	Neige
2012-03-03	13,3	-10,3	-2,9	Neige

ANNEXE SECTION 2

A2.1 Débiaisage des solutions MRCC-AEV

Il est connu que la simulation MRCC-AEV présente un biais froid de température. Nous faisons ici un état de la situation et présentons la solution choisie pour remédier à ce problème.

A2.1.1 Biais de température

Les biais mensuels de température de l'air présentés sur la Figure 144 représentent une moyenne mensuelle sur 13 années des différences de température de l'air (moyennées spatialement sur l'ensemble du domaine) entre les résultats de la simulation climatique MRCC-AEV et les réanalyses de Global environmental multi-scale (GEM) du Centre Météorologique Canadien (CMC) utilisées pour la simulation MOR-GEM. Cette moyenne est calculée sur la période allant de 1997 à 2010.

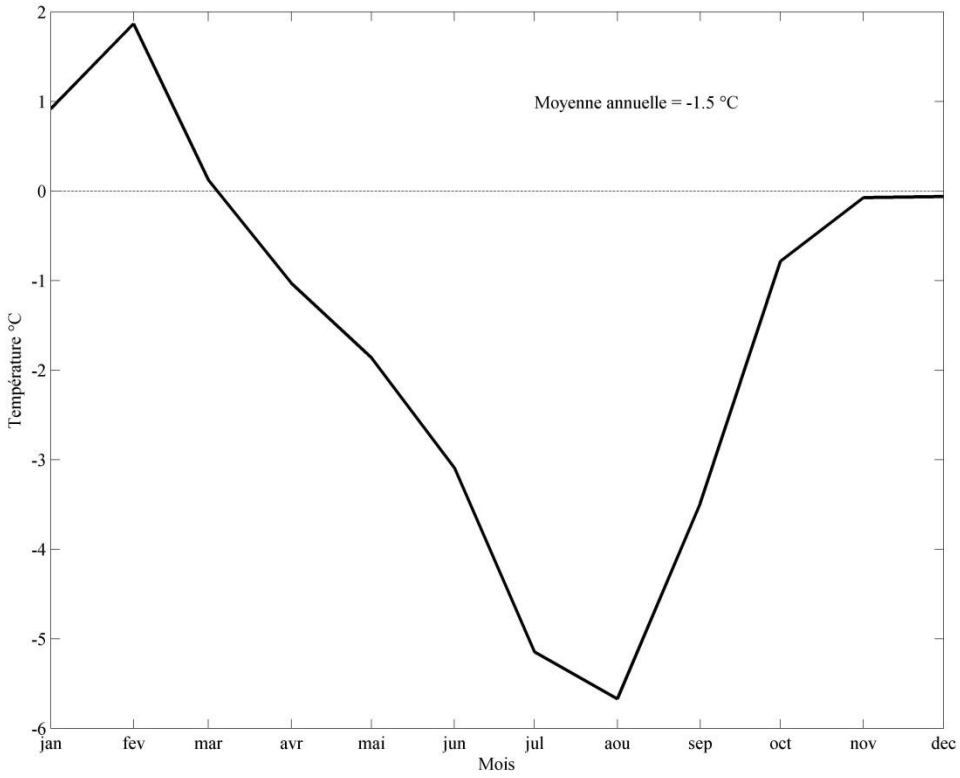


Figure 144 Biais mensuels de température de l'air (MRCC – GEM) moyennés sur l'ensemble du domaine du modèle numérique pour la simulation climatique MRCC-AEV.

La simulation climatique MRCC-AEV, pilotée par le CGCM3.1, a un biais froid de température de l'air. Ce biais atteint une valeur maximale de presque -6 °C en août et la moyenne est de -1.5 °C.

A2.1.2 Débiaisage par quantiles

Dans le but de parer au problème du biais froid de température, 3 méthodes de débiaisage ont été évaluées sur les forçages atmosphériques générés par MRCC-AHJ et par MRCC-AEV :

1. biais moyens;
2. biais spatiaux;
3. biais par quantiles.

La méthode de débiaisage par quantiles s'est avérée être la plus efficace. Nous ne décrirons donc que cette méthode et ses résultats dans ce rapport.

Tout d'abord, les biais sont calculés mensuellement. Les biais ne sont pas fonction de la position géographique, mais plutôt du quantile associé à une température donnée. L'intérêt de cette méthode tient dans le fait que les valeurs extrêmes ont tendance à être biaisées différemment des autres. Le détail de la méthode est décrit par Anandhi, Frei et coll. (2011 a) dans le cadre de l'application de la méthode des deltas. Les principales étapes sont décrites ci-dessous :

1. Lire l'ensemble des valeurs de température à débiaiser pour un mois donné et pour l'ensemble des cellules au-dessus d'un point mouillé du domaine, puis diviser cette série de données en un certain nombre de sous-ensembles, appelés quantiles (25 dans notre cas, tel que suggéré par Anandhi, Frei et coll. (2011));
2. Répéter pour chacune des années (1997 à 2010), puis faire la moyenne de chaque quantile;
3. Répéter les étapes 1 et 2 pour la température de l'air à la surface des données de la simulation de référence;
4. Calculer les biais de température en soustrayant séparément chaque quantile de ces moyennes mensuelles:

$$B_{m,q} = \overline{T_{bad,m,q}} - \overline{T_{t,m,q}}$$

   où $B_{m,q}$ est le biais pour le mois m et le quantile q; $T_{bad,m,q}$ est la moyenne mensuelle de la température des données à débiaiser pour le mois m et le quantile q; et $T_{t,m,q}$ est la moyenne mensuelle de la température des données de la simulation de référence pour le mois m et le quantile q (Figure 145).
5. Pour chaque mois de chacune des années des forçages à débiaiser, répéter l'étape 1;
6. Soustraire les biais pour chacun des 25 quantiles :

$$T_{q,t} = T_{bad,q,t} - B_{m,q}$$

   où $T_{q,t}$ est la température débiaisée au temps t pour le quantile q ; $T_{bad,q,t}$ est la température des données à débiaiser au temps t pour le quantile q et $B_{m,q}$ est le biais pour le mois m et le quantile q.
7. Replacer les nouvelles données de température de surface débiaisées au bon endroit (spatialement et temporellement).

Cette méthode est plus longue à appliquer puisqu'elle nécessite la construction de nouveaux fichiers de forçages atmosphériques. Avec les 2 autres méthodes, le modèle numérique applique « au vol » les biais aux forçages atmosphériques à débiaiser.

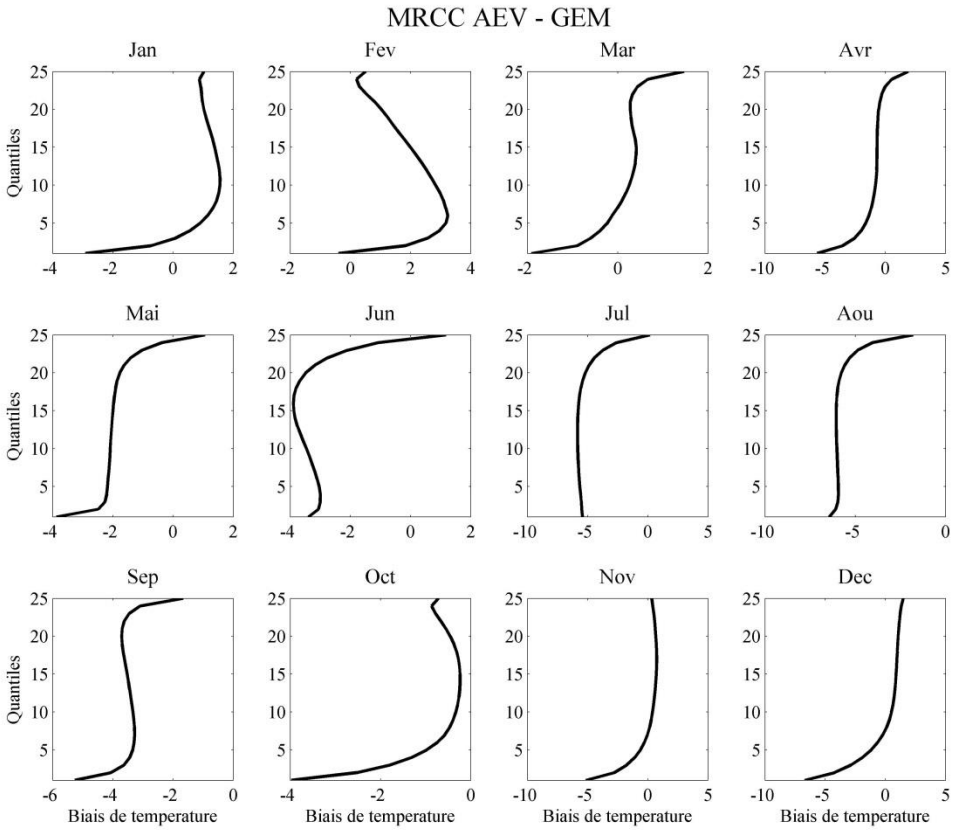


Figure 145 Biais par quantile pour la simulation forcée par MRCC-AEV.

A2.2 Validation

Cette section présente la comparaison des résultats du simulateur MOR et des observations décrites ci-haut. De façons générales, en raison du volume important de données à comparer aux résultats du modèle, seulement une année (à l'exception des glaces de mer), 2010, est présentée dans cette section.

A2.2.1 Thermographe

La Figure 146 et la Figure 147 montrent la comparaison des résultats du modèle MOR avec 50 séries temporelles de température obtenues à l'aide du réseau de

thermographes du MPO pour 2010. Chacune des figures est composée d'un maximum de 16 sous-figures. La première sous-figure en haut à gauche représente une carte du GSL. Les positions des stations présentées dans la figure y sont représentées par un numéro de couleur. Les axes sont mesurés en indices de grille du simulateur. Le titre de cette sous-figure représente l'année des résultats présentés dans la figure. La sous-figure suivante décrit le reste des sous-figures. Prenons, par exemple, la troisième sous-figure de la première rangée. On y voit, en bleu, la série temporelle de la température obtenue du thermographe situé à la station 3, de janvier à novembre 2010. Ce thermographe était situé à 10.8 m de profondeur. La ligne rouge représente la température modélisée à cet endroit, pour la même période. L'erreur moyenne du simulateur est de 0.95 °C au-dessus de la température observée. La déviation standard de l'erreur est de 1.12 °C. La distance entre le thermographe et le centre de la cellule la plus proche est de 0.0 km. Finalement, cette sous-figure fait référence au fichier 656.dat. Cette information n'est pas nécessaire dans le cadre de ce rapport, mais peut se révéler utile pour des vérifications futures, si nécessaire.

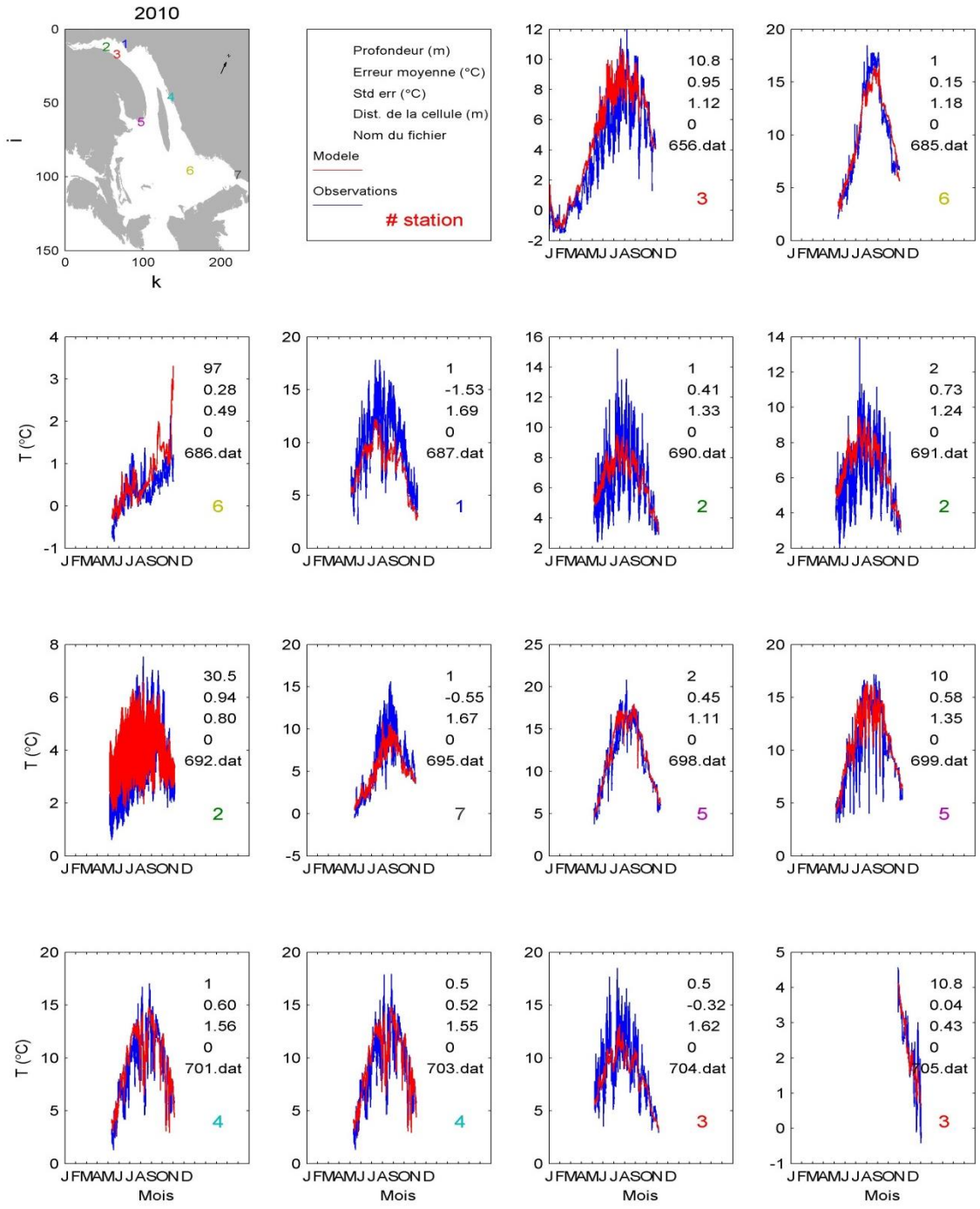


Figure 146 **Comparaison entre les résultats du modèle (en rouge) et les observations (en bleu) pour une série de thermographes en 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons.**

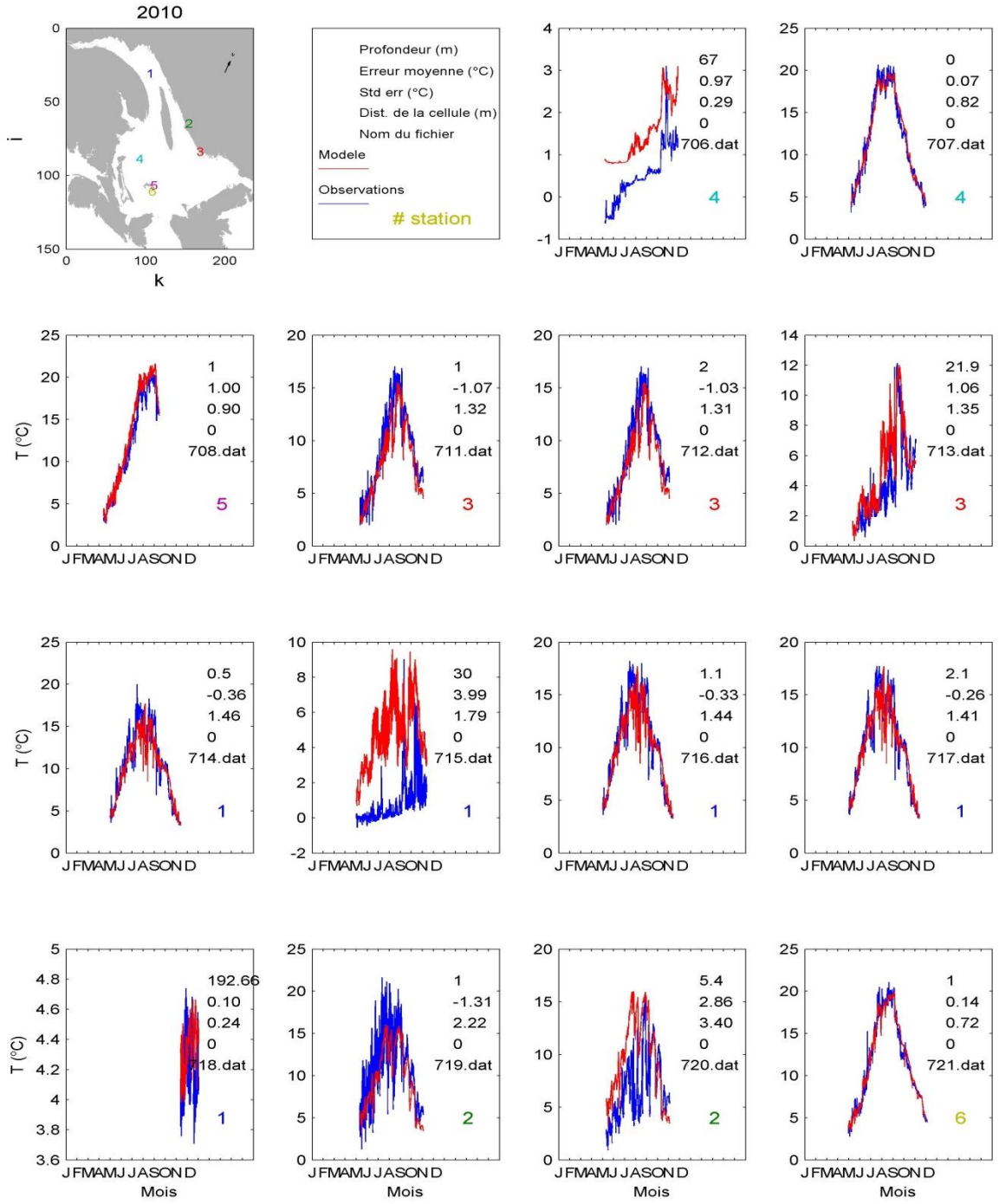


Figure 147 **Comparaison entre les résultats du modèle (en rouge) et les observations (en bleu) pour une série de thermographe en 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons.**

A2.2.2 Niveaux d'eau

Les niveaux d'eau générés par le simulateur sont comparés avec une reconstitution de celui-ci. Cette reconstitution est faite à partir des composantes harmoniques de la marée. En fait, ce sont les variations par rapport aux niveaux moyens des séries temporelles modélisées et reconstituées qui sont comparées. Deux raisons, principalement, justifient ce choix. Premièrement, il est difficile de positionner l'ensemble des stations d'observation les unes par rapport aux autres afin d'avoir des valeurs absolues. Deuxièmement, certains processus de pression atmosphérique ne sont pas pris en compte dans le simulateur, ce qui fausserait la comparaison à des valeurs absolues. De plus, comme c'est l'énergie introduite par les marées dans le GSL qui nous intéresse, la variation des niveaux d'eau par rapport au niveau moyen est un bon moyen de validation.

Sur les Figure 148 à Figure 150, tout comme sur les figures préalablement présentées, les premières sous-figures présentent le positionnement des stations et la description des sous-figures suivantes. Par exemple, sur la seconde rangée de la Figure 148, la série temporelle des variations du niveau d'eau simulé pour la station 1, du 1er juin au 1er juillet 2010, est en rouge. Les observations, pour la même période, sont en bleu. La déviation standard de l'erreur du simulateur est de 0.7 m et la distance entre le marégraphe et le centre de la cellule la plus proche du simulateur est de 0 km.

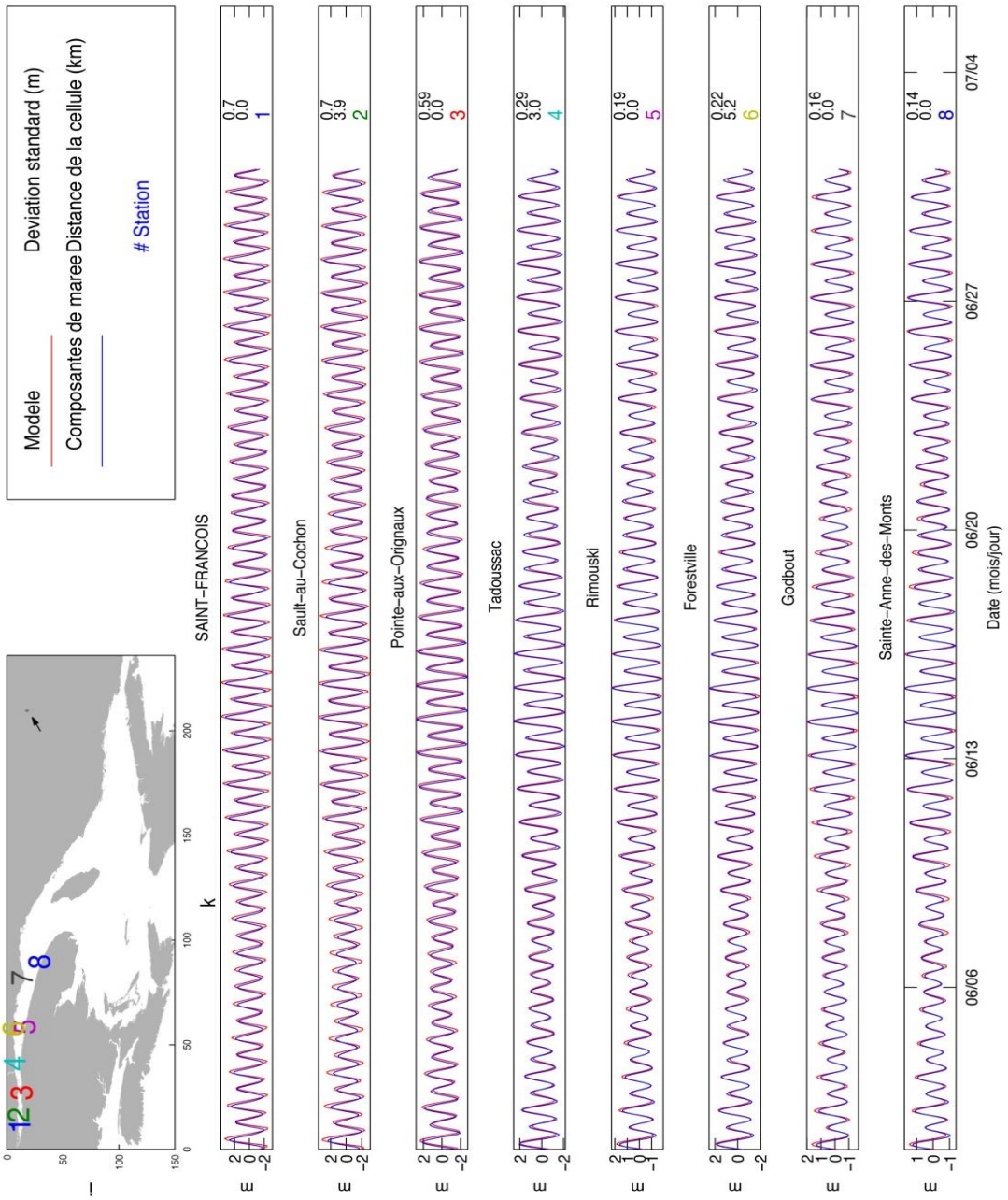


Figure 148 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons.

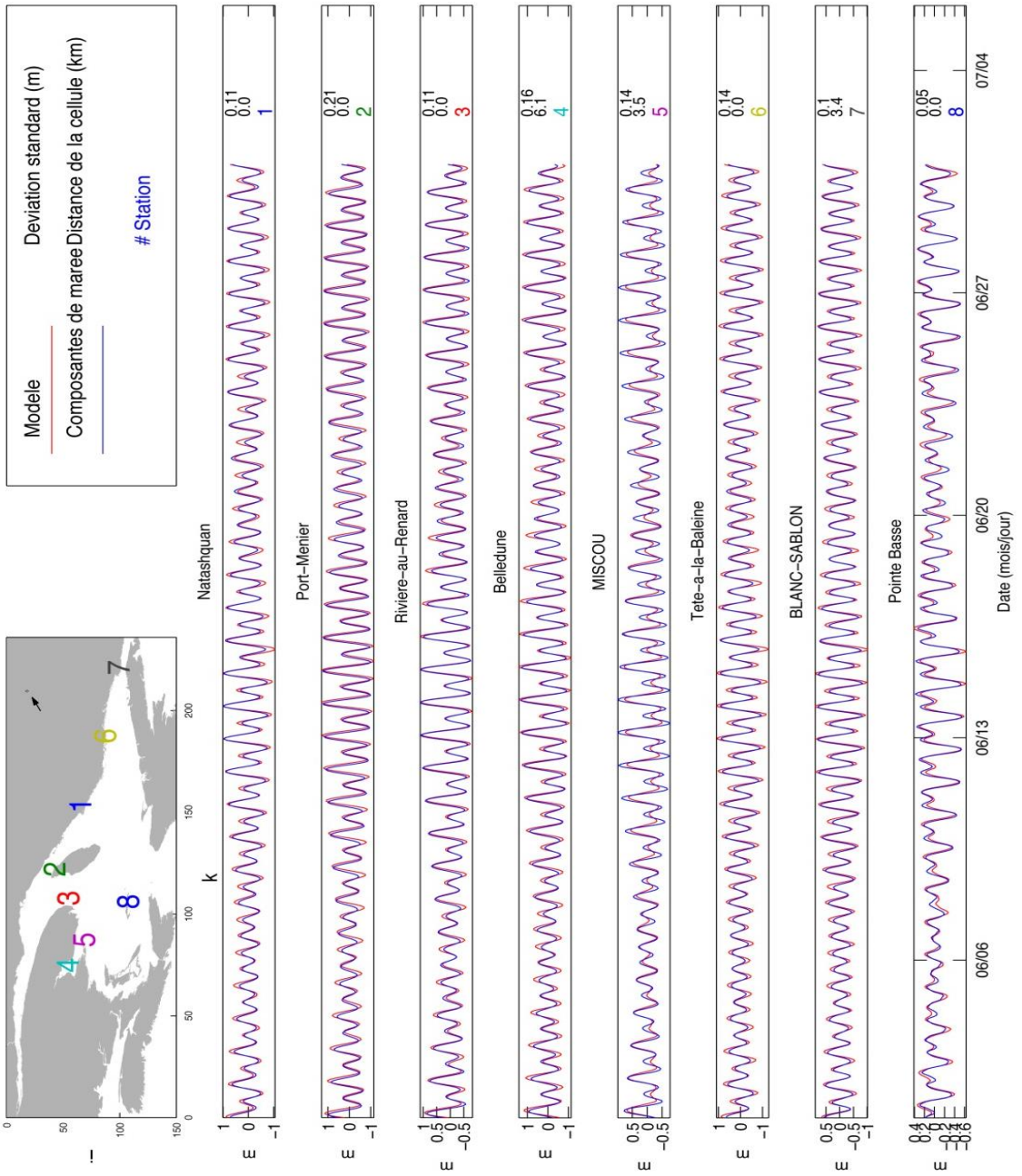


Figure 149 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons.

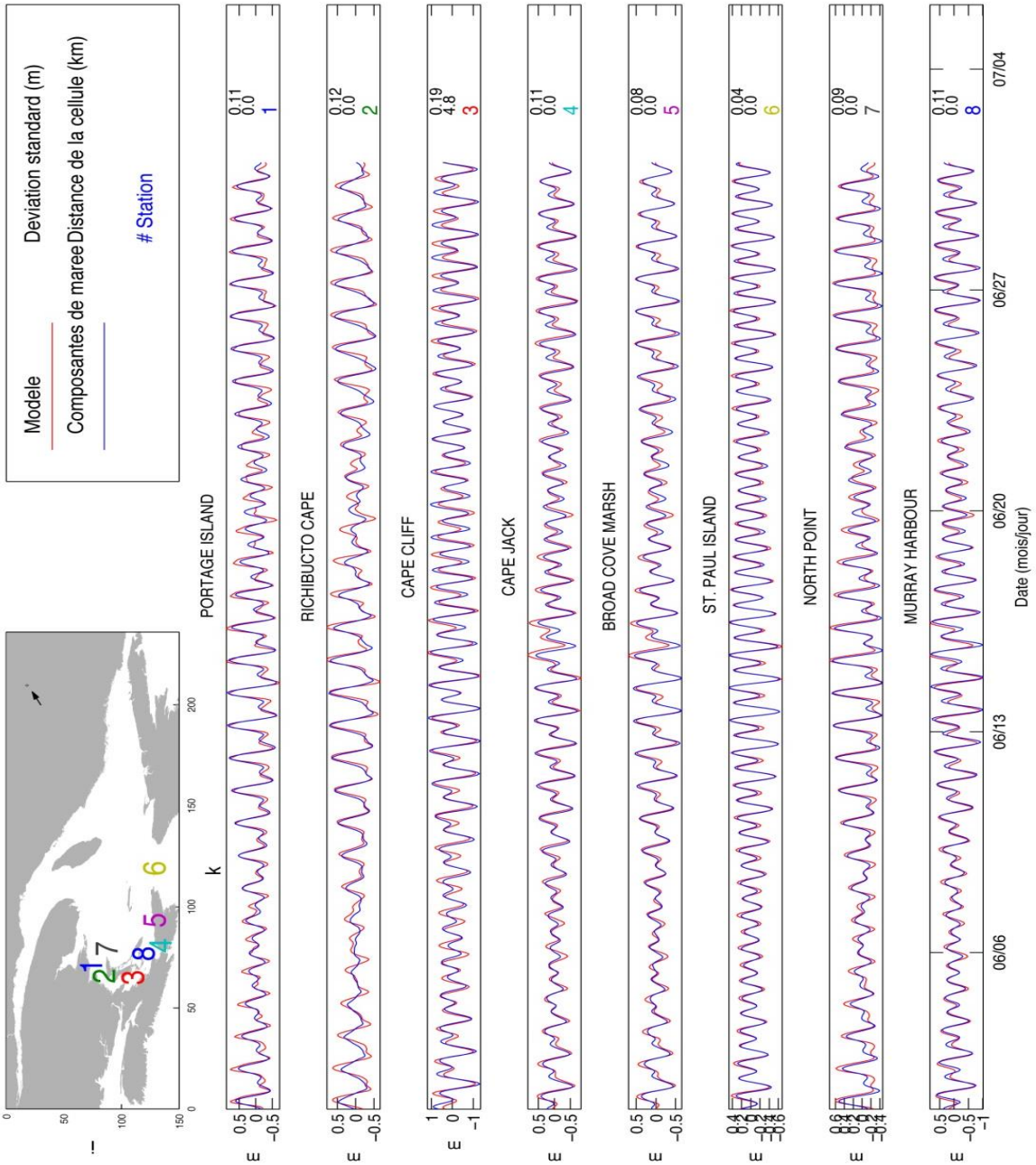


Figure 150 Comparaison entre la variation des niveaux d'eau du simulateur (en rouge) et d'une reconstitution harmonique(en bleu) pour juin 2010. Une carte en haut à gauche et l'encadré à sa droite permettent de positionner et d'interpréter les comparaisons.

Ces résultats nous permettent de conclure que le simulateur MOR reproduit très bien la variation des niveaux d'eau sur l'ensemble du domaine du GSL.

A2.2.3 Profils de salinité, température en fonction de la profondeur

La Figure 151, composée de 24 sous-figures, présente la comparaison du modèle MOR avec 919 profils CTD pour l'année 2010. Chacune des 3 rangées de sous-figures correspond à une période de 4 mois : la première rangée est associée à la période allant du 1er janvier au 30 avril ; la seconde avec la période du 1er mai au 31 août et la dernière avec la période du 1er septembre au 31 décembre. Les 5 premières sous-figures de chacune des rangées montrent la comparaison de 5 profils CTD pris au hasard pour la période correspondante. En fait, chaque profil est pris au hasard dans une des 5 sous-régions du GSL, ces sous-régions étant définies de façon à représenter le mieux possible l'ensemble du GSL. Sur ces figures, la température est en noir et la salinité est en rouge. Les traits gras représentent les profils modélisés alors que les traits fins correspondent aux observations. Un numéro de couleur associé à chacune des sous-figures est reporté sur la carte, sixième sous-figure de chacune des rangées. Les deux sous-figures suivantes présentent l'erreur moyenne (en bleu), sur toute la colonne d'eau, pour la température et la salinité, et ce pour l'ensemble des profils CTD utilisés pour la comparaison. La déviation standard de l'erreur moyenne est en rouge, additionnée et soustraite à l'erreur moyenne. Le nombre de profils (n) utilisés dans ce calcul pour chacune des périodes est indiqué dans le coin droit, au bas de chacune de ces sous-figures.

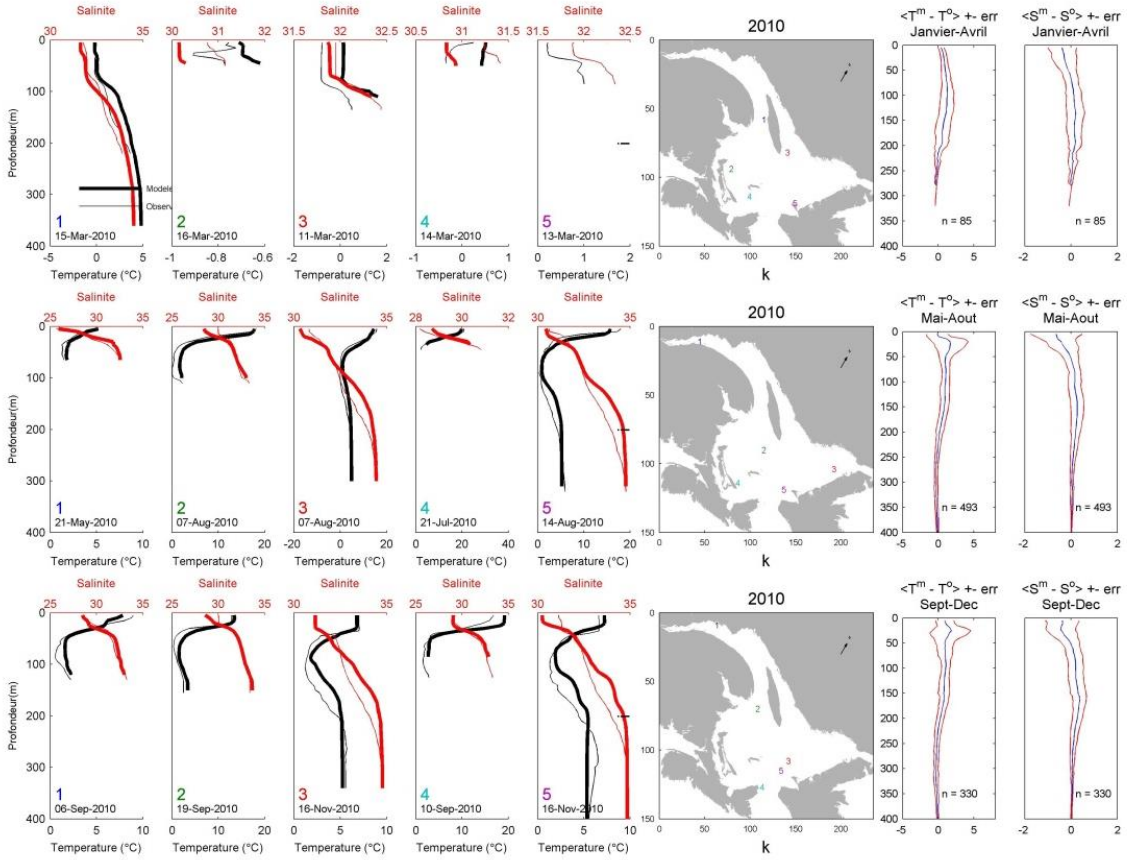


Figure 151 **Comparaison de profils de température (en noir) et de salinité (en rouge). Les positions des stations sélectionnées de façon aléatoire sont présentées dans la sixième colonne. La moyenne (en bleu) et la déviation standard de l'erreur (en rouge) sur la température et la salinité sont dans la septième et huitième colonne, respectivement.**

Sur l'ensemble des figures, on peut voir que le simulateur reproduit de façon assez précise l'allure générale des profils de température et de salinité. La position des thermoclines observées et simulées coïncide relativement bien et la CIF est bien présente dans les profils simulés. Toutefois, la température modélisée dans la partie supérieure de la CIF (de 20 à 50 m de profondeur) est plus chaude que la température observée pour la période allant de mai à décembre. Cette erreur est visible sur la sous-figure présentant l'erreur moyenne sur la température.

A2.2.4 Glaces de mer

Le modèle océanique est couplé à un modèle de glace de mer. Cette distinction est importante, car nous ne prenons pas en compte tous les processus liés à la glace de rive (« landfast ice »). Ce modèle de glace est composé de 11 catégories. Chaque catégorie est déterminée par une épaisseur de glace. La première catégorie est de 10 cm.

La Figure 152 présente la concentration et le volume de glace sur l'ensemble du domaine en km^3. Les observations provenant des cartes de glace du Centre des Glaces Canadien sont en noir et les résultats du modèle sont en rouge.

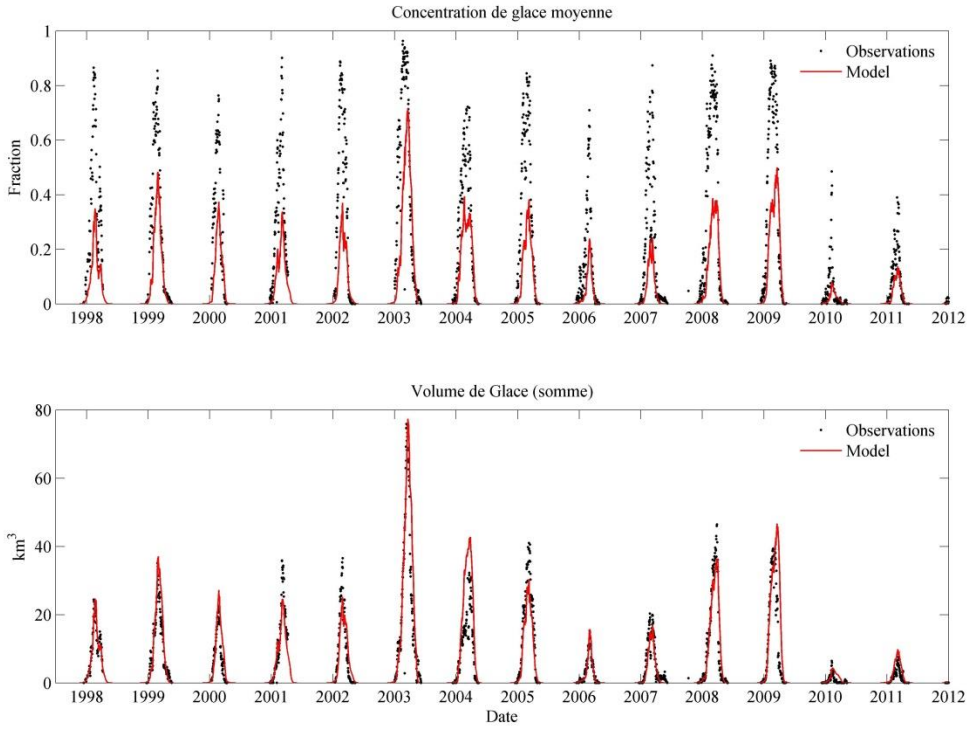


Figure 152 Comparaison de la concentration moyenne et du volume total de glace de mer. Les valeurs tirées du modèle sont en rouge et les observations obtenues des cartes de glaces sont en noir.

De façon générale, le simulateur reproduit bien le volume de glace totale observé ainsi que les variations interannuelles du volume et de la concentration de glace. Toutefois, le modèle sous-estime la concentration de glace. Cela peut être expliqué, en partie du moins, par le fait que la première catégorie de glace (la plus mince) est de 10 cm. Une

fois formée, cette glace aura donc une concentration plus faible puisque c'est le volume de glace qui est lié à l'énergie extraite par l'atmosphère.

ANNEXE SECTION 3

A3.1 Informations complémentaires sur les données utilisées pour la cartographie du CGC par télédétection

Tableau A3-1 Sommaire des sources de données pour la télédétection du CGC.

Source	Angle d'observation	Résolution spatiale	Couverture	Répétitivité (Résolution temporelle)	Plage temporelle des observations	Contraintes environnementales et particularités	Coût d'acquisition
Caméras Réconyx en milieu côtier	Horizontal	Variable - De l'ordre de 1 à 100 mètres	De proximité– Champ visuel de la caméra	15 minutes	2009 au présent	Observations de jour et sans brouillard	Investissement matériel élevé
Profils aéroportés	Oblique	Variable – De l'ordre de 10 à 100 mètres	Locale – Ligne de vol	Ponctuelle	2011 – 2012	Observations de jour selon les règles de vol à vue	Coût horaire élevé et lié au coût des carburants
Satellites Landsat	Vertical	30 mètres	Globale – Images de 185 km x 172 km	16 jours	1983 au présent	Observations de jour* et sans nuages	Gratuit
Satellites RADARSAT	Oblique	Quadpol – 8 mètres	Globale – Scènes de 25 km x 25 km	16 jours	2009 au présent	Observations limitées par la priorité d'utilisation des autres utilisateurs	Frais d'acquisitions importants pour une série temporelle ayant une répétitivité élevé
Données d'archives du Service canadien des glaces (SCG)	Sans objet	Variable selon la source d'observation	Régionale – Ensemble de l'EGSL	Journalier et hebdomadaire	1968 au présent	Observations limitées aux sources ayant servi à produire les cartes de couverture de glace	Gratuit

Tableau A3-2 Dates et modes d'acquisitions des images RADARSAT-2.

Date	Heure d'acquisition UTC	Région	# commande	Mode	Polarisation
2009-12-07	22:10:06	Manicouagan	102438	FQ3	Quad
2009-12-24	22:14:16	Manicouagan	103739	FQ7	Quad
2010-01-03	22:22:34	Manicouagan	104536	FQ16	Quad
2010-01-10	10:56:06	Manicouagan	104720	FQ5	Quad
2010-02-07	10:39:27	Manicouagan	111668	FQ23	Quad
2011-02-08	22:26:48	Bas-St-Laurent	179300	FQ20	Quad
2011-02-08	22:26:55	Manicouagan	179301	FQ20	Quad
2011-02-15	11:00:27	Manicouagan	179077	FQ1	Quad
2011-02-15	11:00:37	Bas-St-Laurent	179078	FQ1	Quad
2011-02-22	22:18:29	Bas-St-Laurent	184812	F23	HH+HV
2011-02-22	22:18:34	Manicouagan	184813	F23	HH+HV
2011-03-14	22:35:09	Bas-St-Laurent	197238	FQ29	Quad
2011-03-14	22:35:16	Manicouagan	197239	FQ29	Quad
2011-03-28	22:26:57	Manicouagan	190550	FQ20	Quad
2012-02-03	22:27:02	Manicouagan	249775	FQ20	Quad
2012-02-27	22:27:03	Haute-Gaspésie	251420	FQ20	Quad
2012-03-05	11:00:33	Manicouagan	254805	FQ1W	Quad
2012-03-06	10:31:16	Haute-Gaspésie	254806	FQ21W	Quad
2012-03-06	10:31:37	Maria	254807	FQ21W	Quad
2012-03-06	10:30:59	Rivière St-Jean	254819	FQ17W	Quad
2012-03-16	10:39:18	Rivière St-Jean	257329	FQ8W	Quad
2012-03-16	10:39:38	Haute-Gaspésie	257330	FQ13W	Quad
2012-03-19	10:52:08	Haute-Gaspésie	257620	FQ1W	Quad
2013-02-04	11:00:35	Manicouagan	320106	FQ1W	Quad
2013-02-12	21:48:53	Iles-de-la-Madeleines	322382	FQ6W	Quad
2013-02-12	21:48:56	Iles-de-la-Madeleines	322383	FQ6W	Quad
2013-02-25	22:10:03	Maria	324448	FQ11W	Quad
2013-02-25	22:10:21	Haute-Gaspésie	324449	FQ13W	Quad
2013-02-25	22:10:34	Rivière St-Jean	324450	FQ20W	Quad
2013-02-28	22:22:47	Manicouagan	324451	FQ18W	Quad

Tableau A3-3 Dates des observations in situ et satellitaires.

Observations terrain période 2009-2012 :				Acquisition RADARSAT-2 correspondante				
	Date	Lieu	Observations	Date	Heure UTC	Site	Mode	Polarisation
2009								
	2009-12-15	Manicouagan	GPS/profils/photographies	2009-12-07	22:10:06	Manicouagan	FQ3	Quad
				2009-12-24	22:14:16	Manicouagan	FQ7	Quad
2010								
	2010-01-09	Manicouagan	DGPS/profils	2010-01-03	22:22:34	Manicouagan	FQ16	Quad
	2010-01-10	Manicouagan	DGPS/profils	2010-01-10	10:56:06	Manicouagan	FQ5	Quad
	2010-01-11	Manicouagan	DGPS/profils					
	2010-02-07	Manicouagan	GPS/profils/Carottes/Photos	2010-02-07	10:39:27	Manicouagan	FQ23	Quad
2011								
	2011-02-09	Rimouski	Télémètre/Photographies	2011-02-08	22:26:48	Rimouski	FQ20	Quad
				2011-02-08	22:26:55	Manicouagan	FQ20	Quad
	2011-02-12	Manicouagan	Télémètre/Photographies/Carottes					
	2011-02-13	Manicouagan	GPS/profils/Carottes/Photos					
	2011-02-14	Manicouagan	GPS/profils/Carottes/Photos					
	2011-02-15	Manicouagan		2011-02-15	11:00:27	Manicouagan	FQ1	Quad
	2011-02-16	Rimouski	GPS/profils/Photos	2011-02-15	11:00:37	Ste-Luce	FQ1	Quad
	2011-02-17	Rimouski	Carottes					
	2011-02-22	Rimouski	Télémètre/Photographies/Carottes	2011-02-22	22:18:29	Bas-St-Laurent	F23	HH+HV
				2011-02-22	22:18:34	Côte-Nord	F23	HH+HV
	2011-03-14	Rimouski	GPS/Télémètre/Photographie	2011-03-14	22:35:09	Ste-Luce	FQ29	Quad
	2011-03-15	Rimouski	Télémètre/Photographie/SnowPit	2011-03-14	22:35:16	Manicouagan	FQ29	Quad
	2011-03-28	Manicouagan	GPS/photographies/SnowPit	2011-03-28	22:26:57	Manicouagan	FQ20	Quad

Observations terrain période 2009-2012 :				Acquisition RADARSAT-2 correspondante				
	Date	Lieu	Observations	Date	Heure UTC	Site	Mode	Polarisation
2012								
	2012-01-25	Saint-Ulric	photographies/Profils					
	2012-01-25	Ruisseau à Rebours	photographies/Profils					
	2012-01-27	Maria	GPS/photographie/profils					
	2012-01-31	Rivière Saint-Jean	GPS/photographie/profils					
	2012-02-01	Manicouagan	GPS/photographie/profils	2012-02-03	22:27:02	Manicouagan	FQ20	Quad
	2012-02-07	îles de la madeleines	GPS/photographie/profils					
	2012-02-22	Gaspésie	Survol aérien	2012-02-27	22:27:03	Manicouagan	FQ20	Quad
	2012-03-02	îles de la madeleines	Survol aérien	2012-03-05	11:00:33	Manicouagan	FQ1W	Quad
				2012-03-06	10:31:16	Ruisseau à Rebours	FQ21W	Quad
				2012-03-06	10:31:37	Maria	FQ21W	Quad
				2012-03-06	10:30:59	Rivière Saint-Jean	FQ17W	Quad
				2012-03-16	10:39:18	Maria	FQ8W	Quad
				2012-03-16	10:39:38	Ruisseau à Rebours	FQ13W	Quad
				2012-03-19	10:52:08	Ruisseau à Rebours	FQ1W	Quad

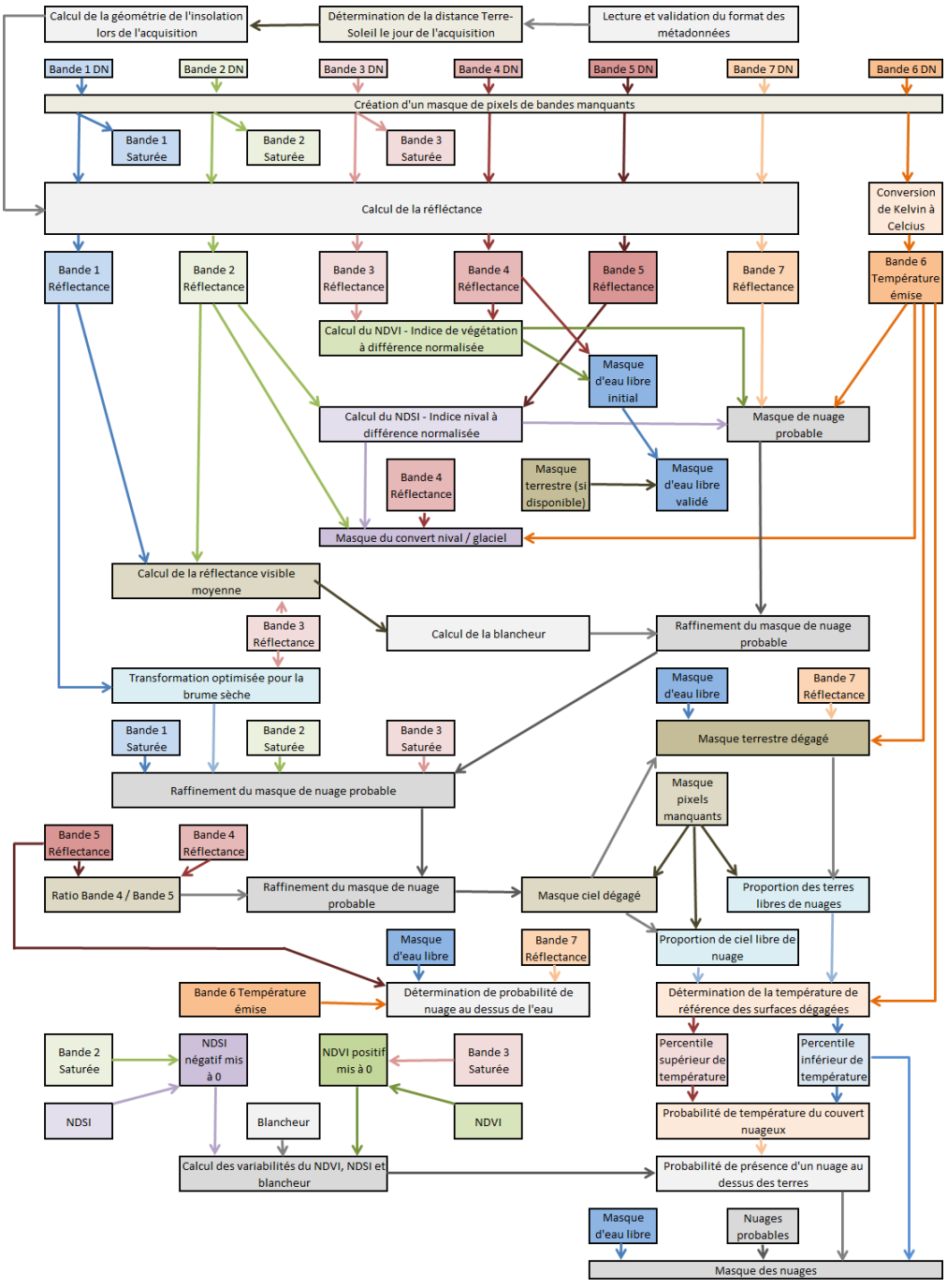


Figure 153 Procédure adaptée de classification automatisée de l'imagerie Landsat

A3.2 Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012.

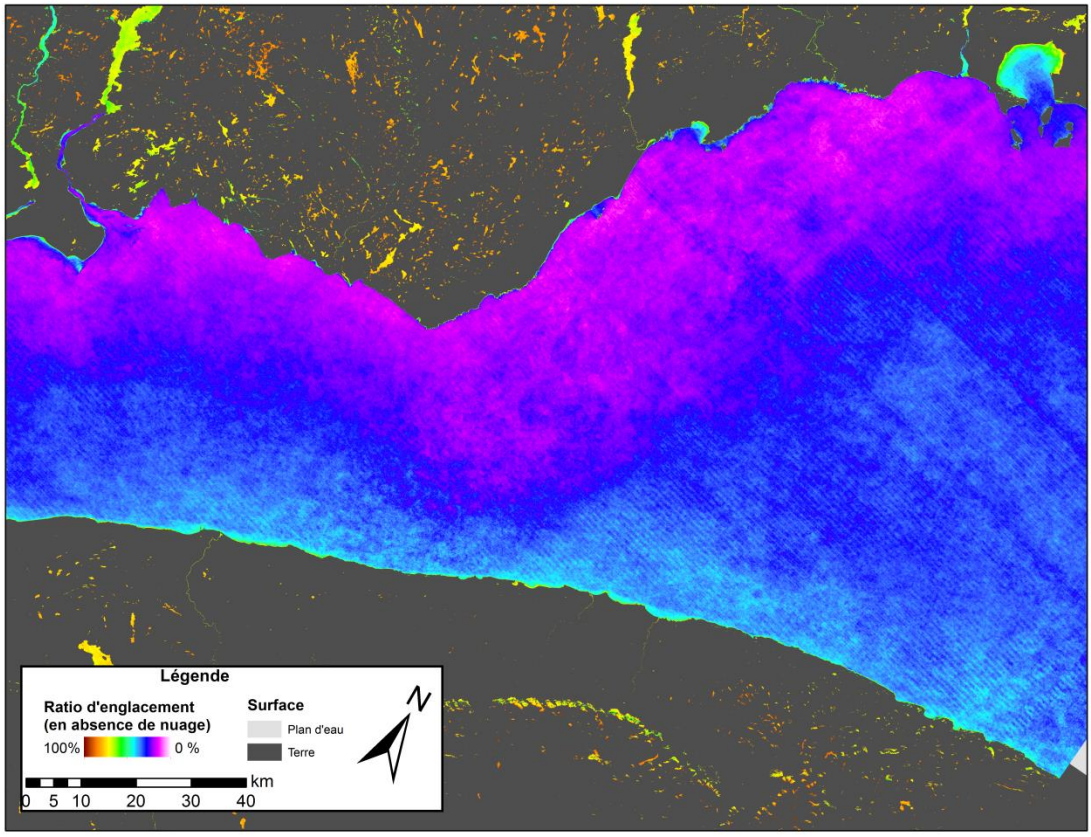


Figure 154 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : péninsule Manicouagan à Sept-Îles.**

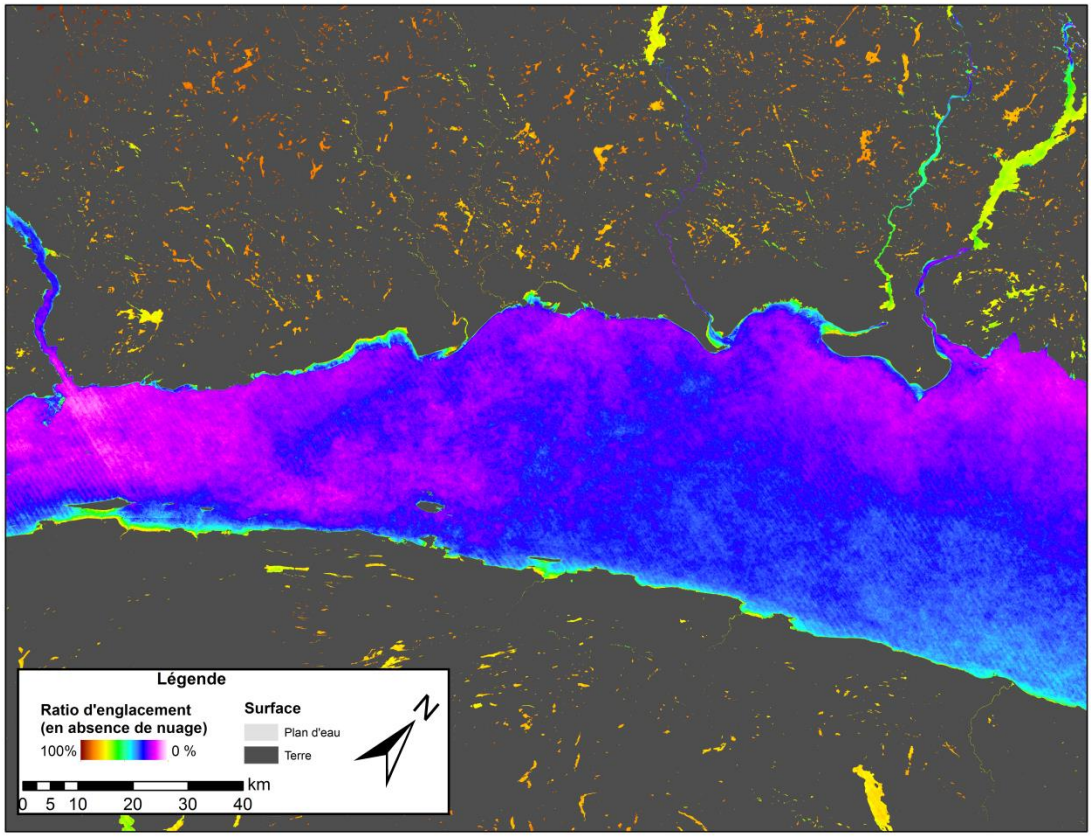


Figure 155 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : Tadoussac à la péninsule Manicouagan**

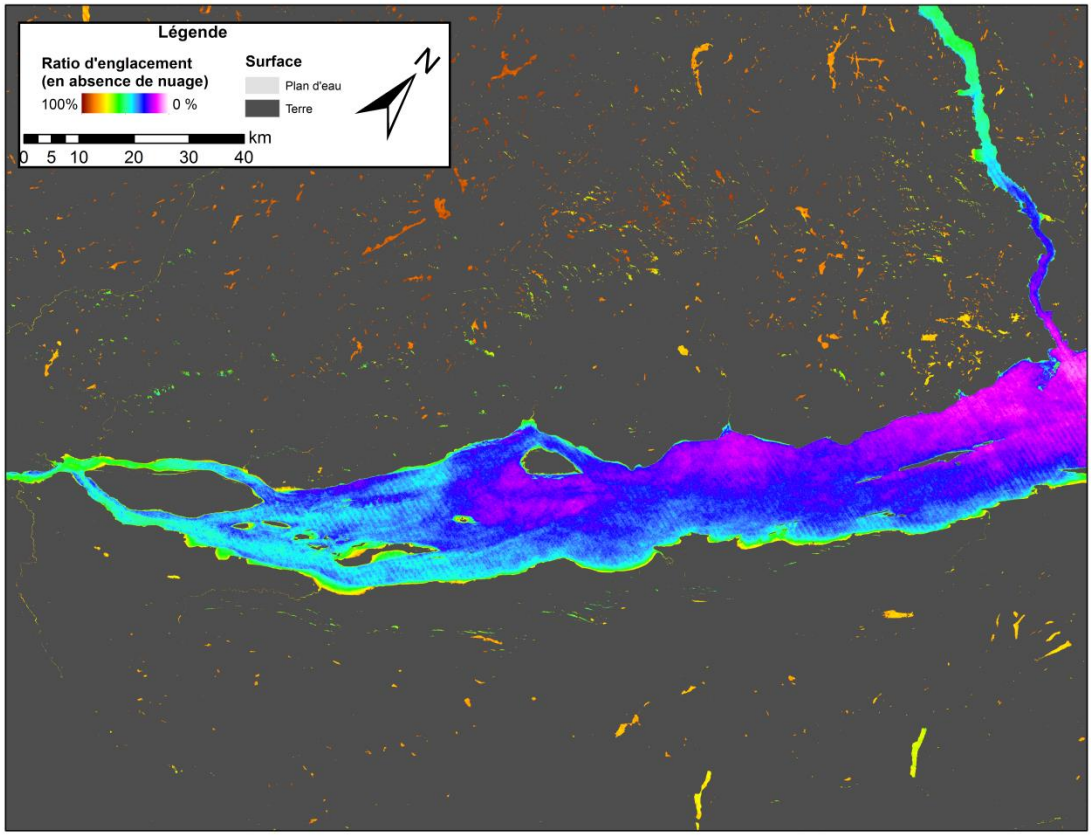


Figure 156 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : estuaire moyen du Saint-Laurent.**

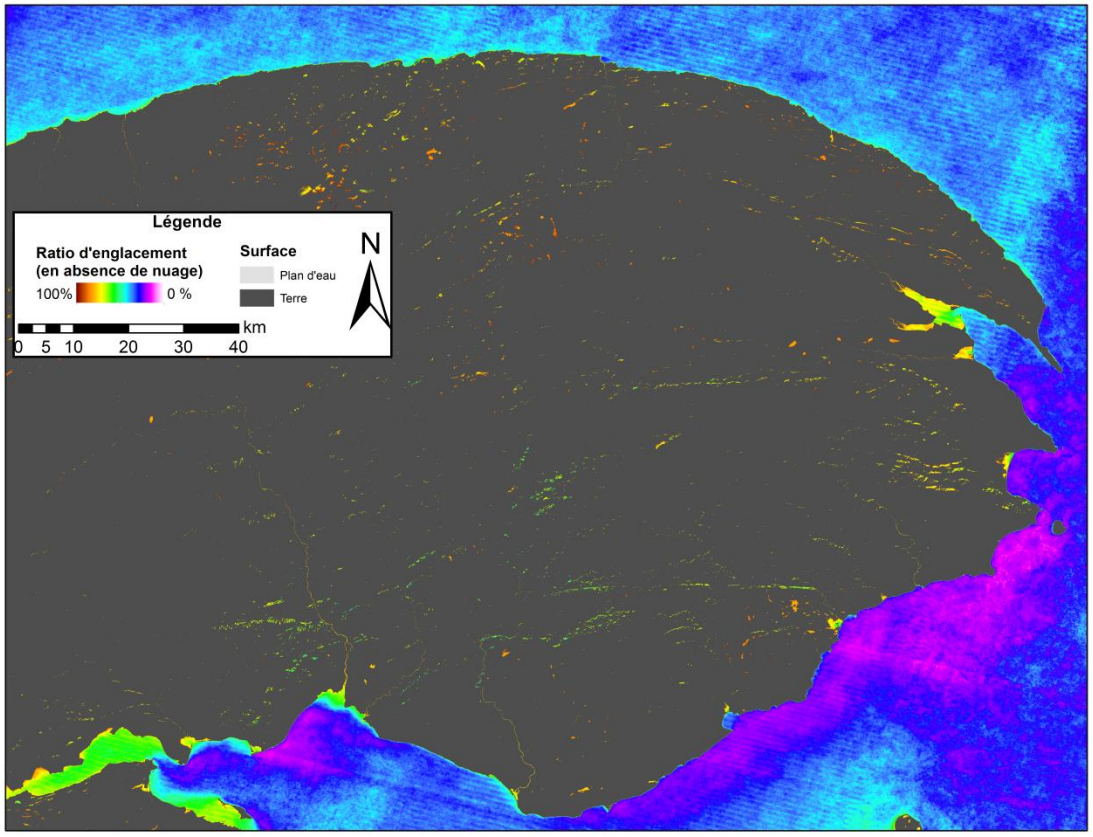


Figure 157 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : péninsule de la Gaspésie**

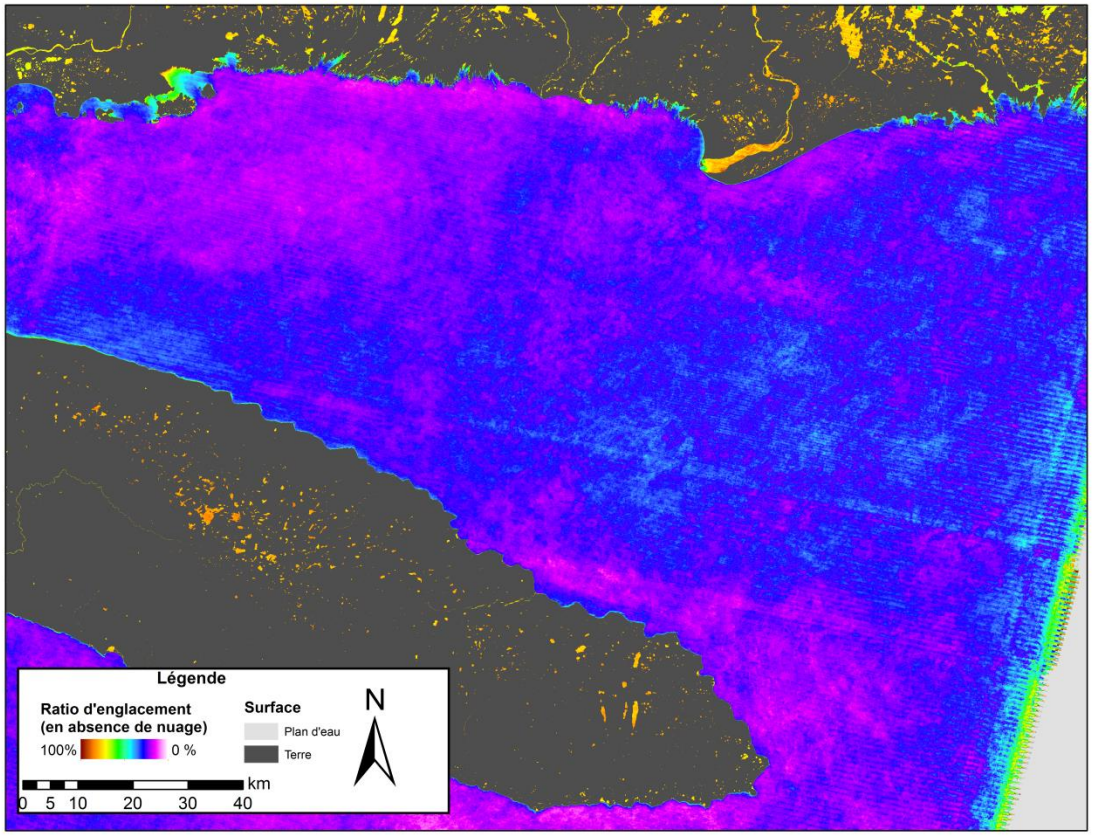


Figure 158 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : détroit de Jacques-Cartier, partie est.**

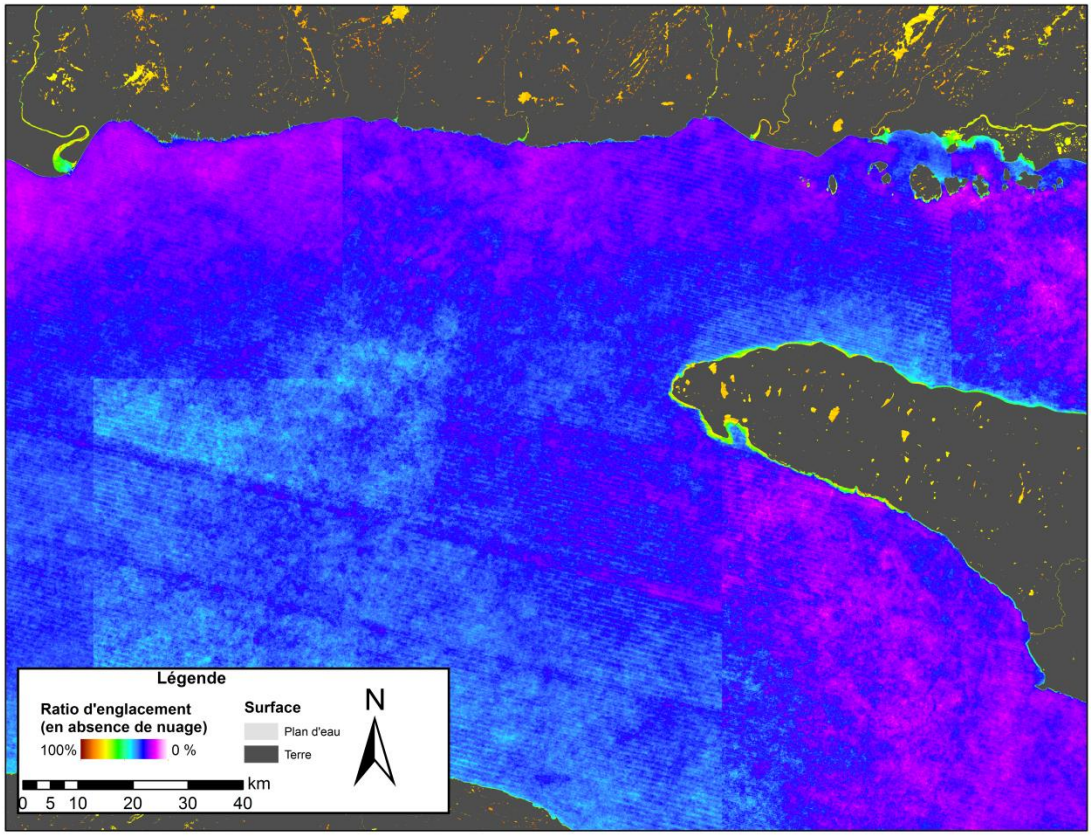


Figure 159 **Agrandissement du ratio d'englacement pour l'ensemble de l'EGSL calculé à partir des données hivernales de Landsat de 1996 à 2012 : détroit de Jacques-Cartier, partie ouest.**

A3.3 Cartographie du pied de glace des zones à l'étude pour d'autres dates et les zones d'études secondaires.

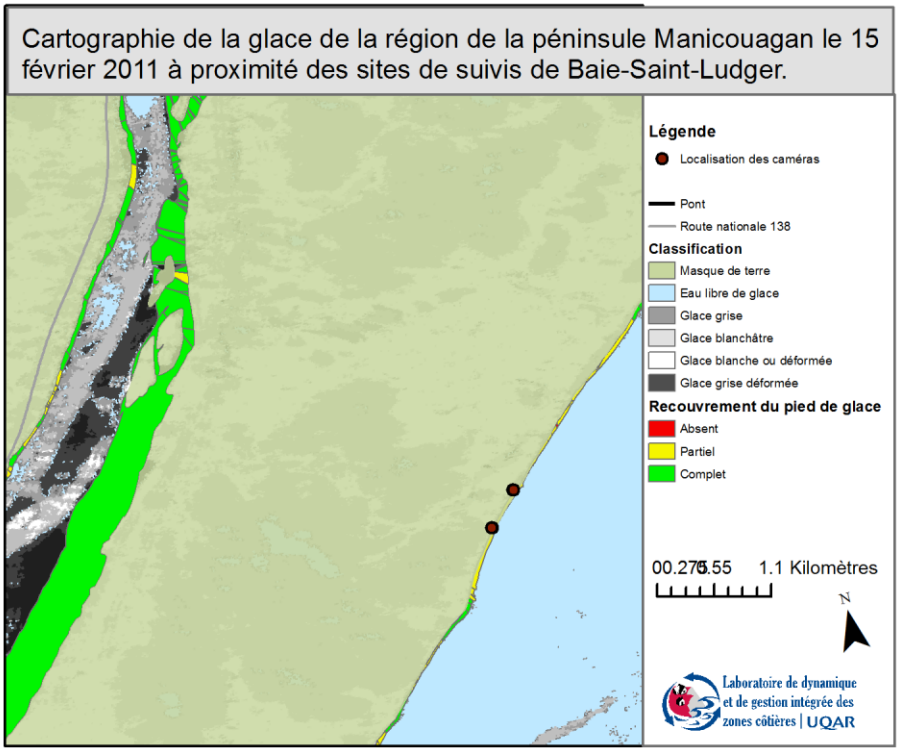


Figure 160 **Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule Manicouagan centrée sur le site de Baie St-Ludger.**

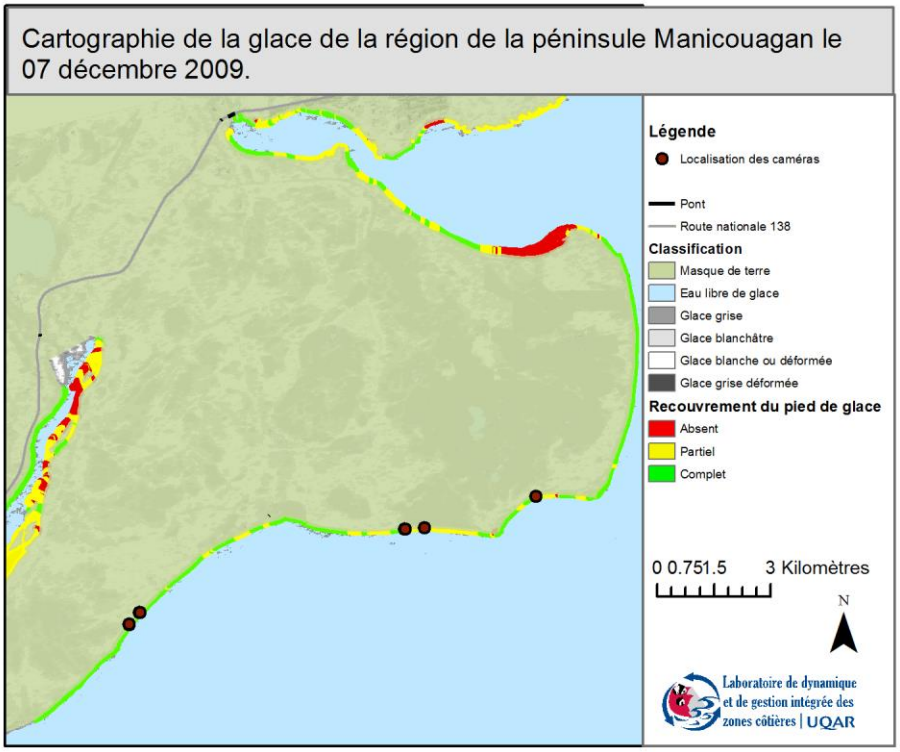


Figure 161 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan le 07 décembre 2009.

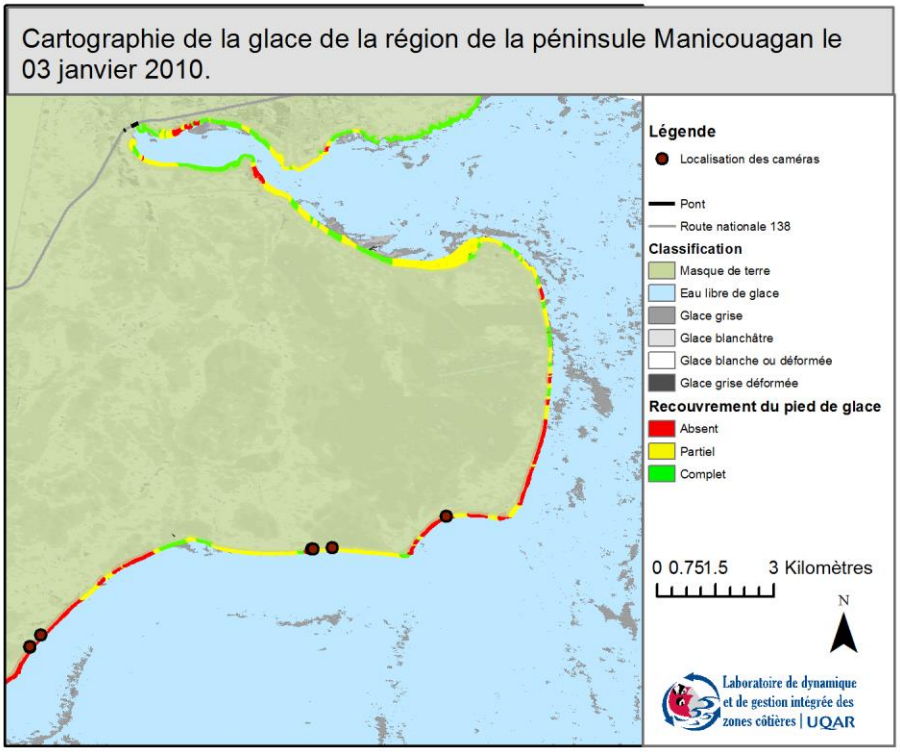


Figure 162 Cartographie de la glace littorale de la région de la péninsule de Manicouagan le 03 janvier 2010.

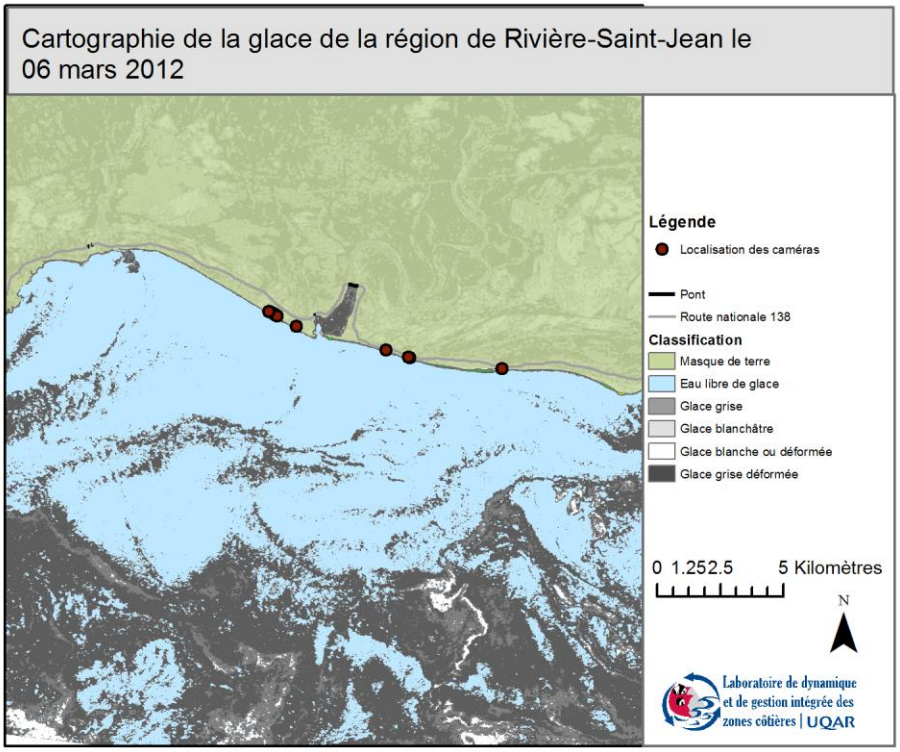


Figure 163 Cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la rivière Saint-Jean

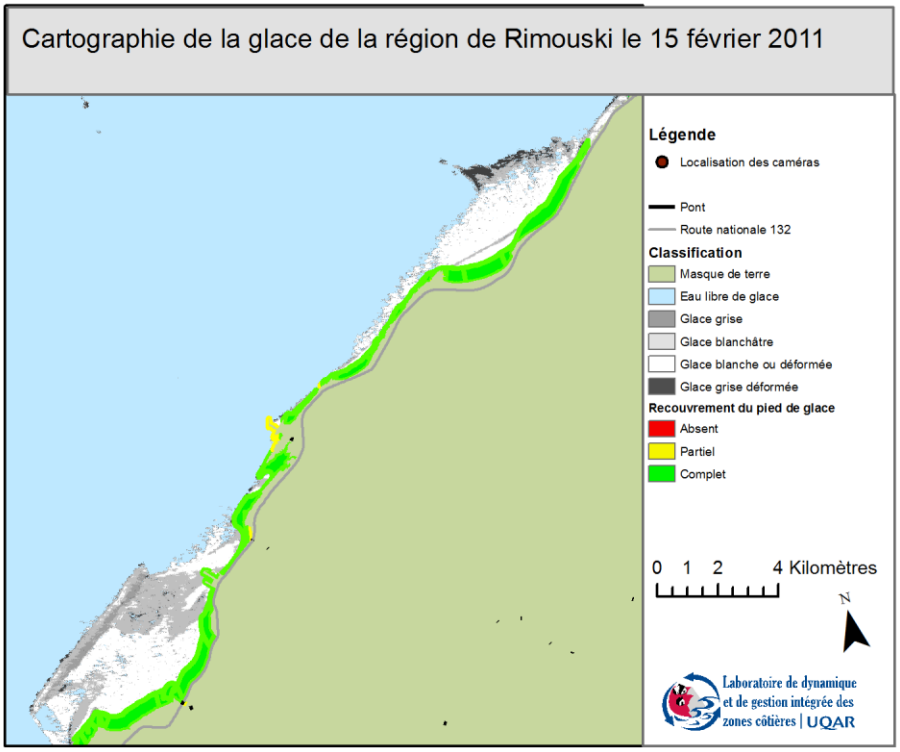


Figure 164 Cartographie de la glace littorale de la région de Rimouski

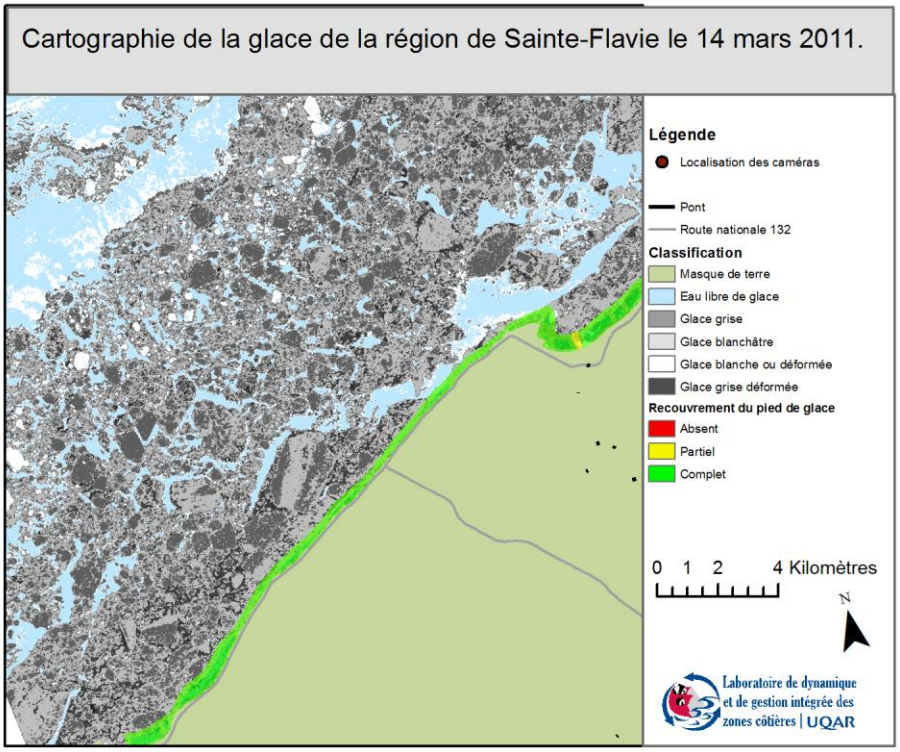


Figure 165 Cartographie de la glace littorale de la région de Sainte-Flavie.

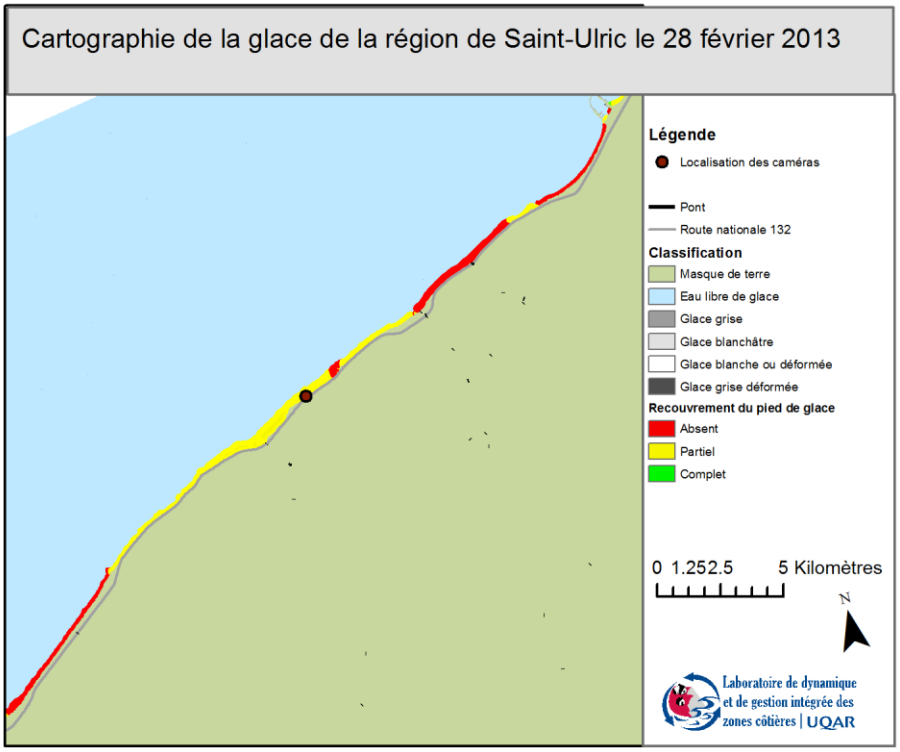


Figure 166 Cartographie de la glace littorale de la région de St-Ulric.

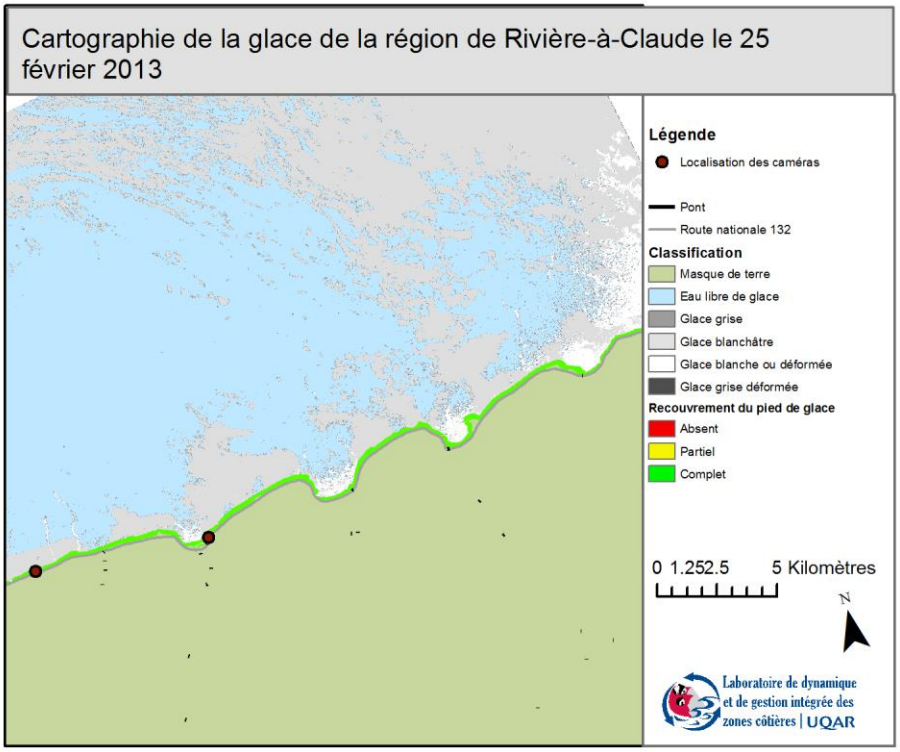


Figure 167 Cartographie de la glace littorale de la région de la rivière à Claude.

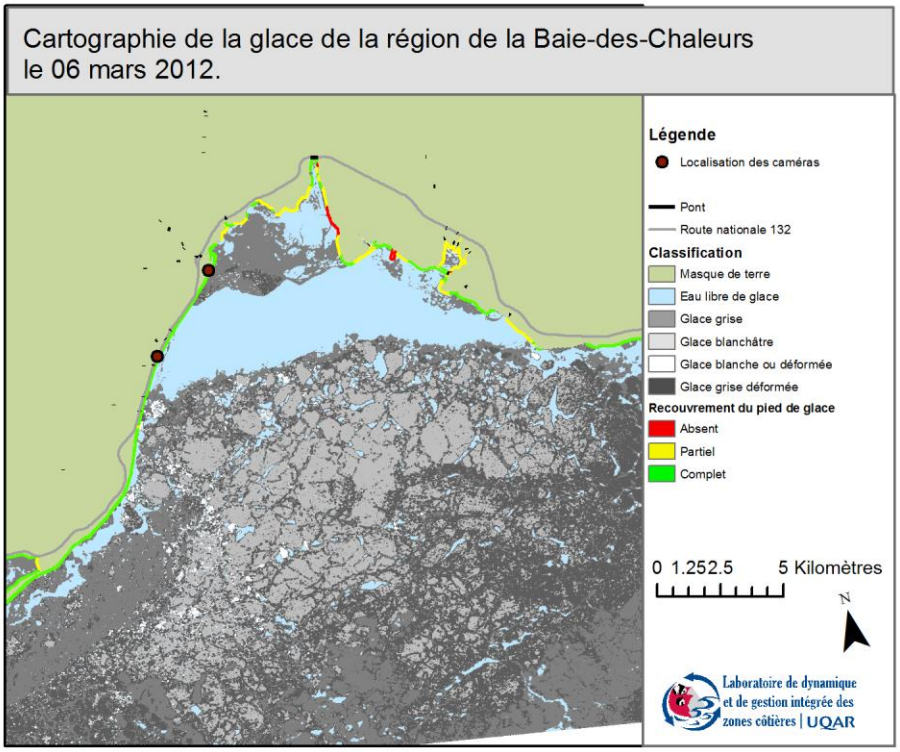


Figure 168 Cartographie de la glace littorale de la région de la baie de Maria.

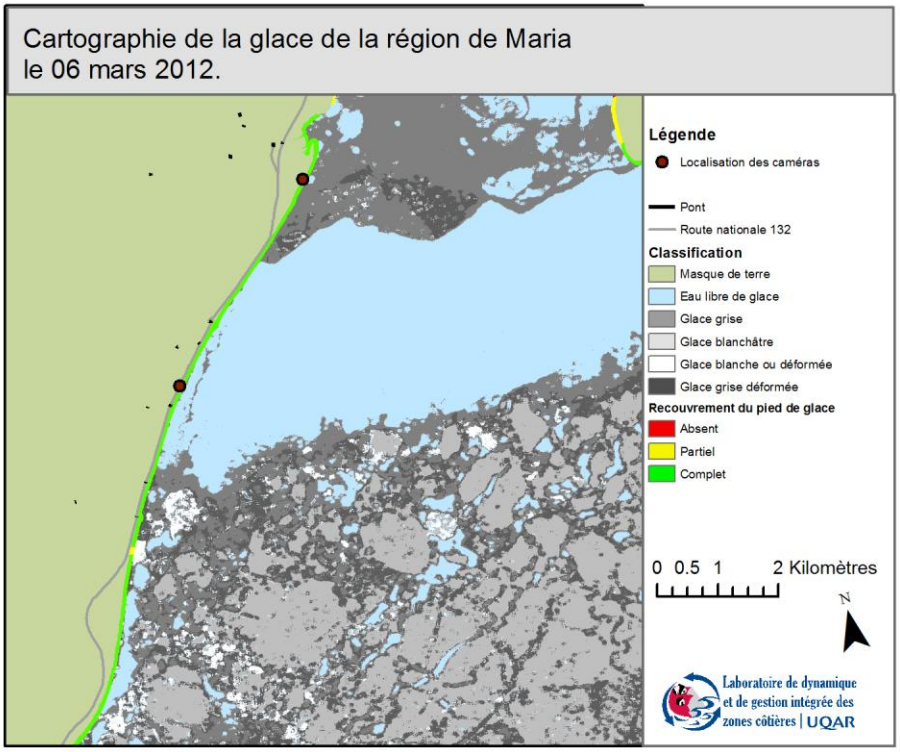


Figure 169 Agrandissement de la cartographie de la glace littorale de la région de l'embouchure de la baie de Maria.

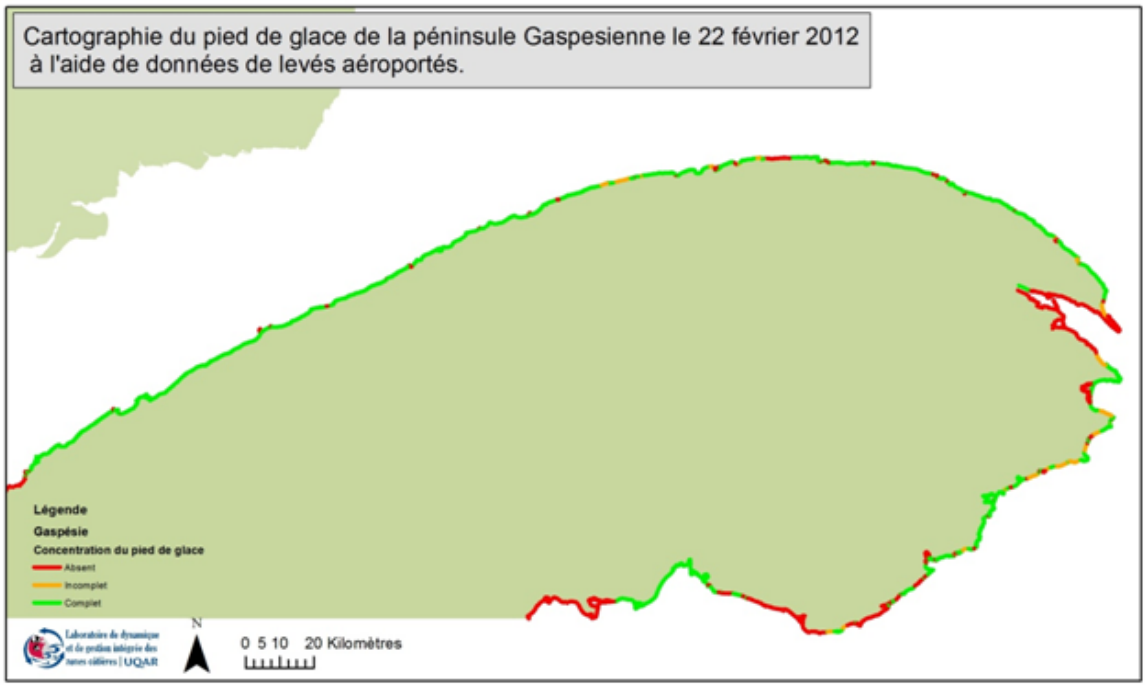


Figure 170 **Cartographie de la présence de pied de glace sur les côtes de la péninsule gaspésienne à partir des données d'observation aéroportée du pied de glace.**