

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

**DÉVELOPPEMENT D'OUTILS D'AIDE À LA DÉCISION POUR L'ÉTUDE DE
LA VARIABILITÉ SPATIOTEMPORELLE LOCALE ET RÉGIONALE DU COU-
VERT DE GLACE DE LA BAIE D'HUDSON : APPORTS DE LA STATISTIQUE,
DE LA GÉOMATIQUE ET DE LA TÉLÉDÉTECTION**

Thèse présentée par Charles Gignac pour l'obtention du grade de
Philosophiae doctor (Ph.D.) en sciences de l'eau

**Président du jury et
évaluateur interne**

*Pr. Fateh Chebana, Ph.D.
INRS Eau Terre Environnement*

Examineur externe

*Pr. Luke Copland, Ph.D.
Université d'Ottawa*

Examineur externe

*Pr. Simon Bélanger, Ph.D.
Université du Québec à Rimouski*

Directrice de recherche

*Pr. Monique Bernier, Ph.D.
INRS Eau Terre Environnement*

Co-directeur de recherche

*Pr. Karem Chokmani, Ph.D.
INRS Eau Terre Environnement*

Résumé

La glace marine joue un rôle significatif relativement à la protection des côtes et des infrastructures, à la régulation du climat et à l'activité économique des régions nordiques. Or, la région arctique est touchée par les effets des changements climatiques, ce qui se reflète dans la dynamique du couvert de glace. Cette diminution progressive de l'étendue, de la durée et de l'épaisseur du couvert de glace devrait se traduire par une plus grande exposition des infrastructures côtières et des rives aux surcotes et aux vagues de tempêtes, à une dégradation accélérée des infrastructures dû à une mobilité accrue des floes et à une variation du bilan sédimentaire affectant la stabilité des berges et entraînant de l'érosion. Néanmoins, les changements dans la dynamique de la couverture de glace de mer amèneront leur lot de possibilités commerciales. Les modélisations démontrent que le passage du Nord-Ouest pourrait être entièrement libre de glace lors du minima annuel de septembre dès l'horizon 2050 et ce de manière récurrente.

La capacité des intervenants de divers milieux comme la navigation, le génie maritime et la géomorphologie côtière à faire face aux changements climatiques et à leurs impacts sur le couvert de glace sera un facteur déterminant dans le succès des projets et activités mises de l'avant en Arctique et dans le Nord. Pour se faire, une connaissance accrue des aléas liés au couvert de glace et à sa dynamique permettra de mieux évaluer les risques liés à l'utilisation, la construction et l'exploitation des infrastructures maritimes et du milieu côtier par les communautés. Les besoins en informations de qualité deviennent d'autant plus critiques considérant l'intensification escomptée et déjà visible des activités économiques dans l'Arctique et le Nord et les besoins en infrastructures qui en découlent. Malgré ces besoins émergents, il est ardu, voire impossible dans certaines communautés, de prétendre à effectuer des analyses précises du comportement des glaces étant donné l'insuffisance de données à l'échelle des infrastructures.

Une recherche approfondie de la littérature scientifique sur la variabilité

spatiotemporelle du couvert de glace révèle un grand nombre d'études portant sur l'impact des changements climatiques sur le couvert de glace. Dans ces recherches, plusieurs analyses statistiques régionales permettent de mieux comprendre le comportement du couvert de glace grâce à de l'information sur la distribution moyenne des concentrations de glace, la médiane de la concentration, les valeurs extrêmes (étendue et concentration maximale et minimale), les dates d'englacement et de fonte, la durée des saisons. Pour l'Arctique et le Nord Canadien, le Service Canadien des Glaces fournit un atlas à une échelle régionale (ex : Baie d'Hudson, Archipel Arctique) basé sur 30 ans de données sur lesquelles toutes les informations susmentionnées sont fournies. Par contre, et c'est ce qui a motivé cette recherche, aucune information n'est fournie sur la nature de la distribution statistique des paramètres permettant de caractériser un couvert de glace (durée, date englacement, concentration, étendue, etc...), sur la probabilité de leur occurrence pour un contexte donné (lieu et jour) ou sur la variabilité de la glace à une échelle locale.

C'est afin de pallier au manque d'information sur la dynamique spatiotemporelle du couvert de glace que l'objectif de recherche principal du projet IcePAC¹ (et de cette recherche doctorale) était de «développer pour les décideurs et intervenants des outils facilitant la prise de décision, permettant une meilleure compréhension de la dynamique des glaces de mer aux échelles régionales (12.5 km) et locales (250 m), faisant appel à des approches de télédétection, de géomatique ainsi que de statistique.» De cet objectif, quatre objectifs spécifiques furent définis et constituent les objectifs de cette recherche doctorale:

- Le développement, grâce aux données historiques (1978-2015) tirées de l'imagerie micro-ondes passives, d'un outil d'aide à la décision reposant sur la modélisation fréquentielle locale (12,5km) de la variabilité spatiotemporelle des concentrations de glace de mer.

¹ Recherche menée dans le cadre du projet IcePAC (2014-2017) financé par la Plateforme d'adaptation aux changements climatiques (AP060) de Ressources naturelles Canada et appuyé par Ouranos.

- L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson (en anglais : *Hudson Bay System* ou HBS) grâce à l'outil d'aide à la décision IcePAC développé à l'objectif 1.
- Le développement, grâce aux données de télédétection, d'une approche de cartographie de la présence des glaces de mer à haute résolution spatiale et temporelle, par rapport aux produits existants, permettant de mieux documenter la fréquence d'occurrence et l'étendue couverte par les glaces de mer.
- L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson grâce à l'approche de cartographie développée à l'objectif 3.

Un outil probabiliste d'aide à la décision sur les concentrations de glace, basé sur l'analyse fréquentielle des données historiques de concentrations de glace tirées du produit OSI-409 (résolution de 12,5 km), a été réalisé à l'échelle hebdomadaire. Grâce à cet outil, l'utilisateur peut obtenir des informations sur la probabilité d'occurrence d'une condition précise de concentration pour une semaine et un endroit précis. L'outil, nommé IcePAC, jette les bases pour des développements futurs utilisant comme intrant les données de modélisations climatiques, ces derniers permettront d'obtenir la probabilité d'occurrence d'événements dans un horizon futur.

Grâce à l'outil IcePAC, une série d'analyses furent menées afin d'estimer non seulement la dynamique moyenne des glaces dans la Baie mais également, grâce à la perspective probabiliste novatrice disponible sous IcePAC, la gamme des événements possibles pour le spectre entier des probabilités. Il en ressort, pour chacun des 20 738 points du domaine, et ce pour les deux événements principaux reliés au couvert de glace, soit l'englacement et la fonte, qu'IcePAC est en mesure de définir la semaine probable d'occurrence la plus précoce et la plus tardive de l'événement. IcePAC s'est montré cohérent avec les observations moyennes disponibles dans l'atlas 30 ans (1981-2010) du service canadien des glaces. Avec l'outil IcePAC, il est donc possible d'avoir un avant-goût des pires et

meilleures conditions probables en un point, ce qui constitue un avantage stratégique important pour la gestion et la logistique des opérations reliées au milieu marin, que ce soit sur la côte ou au large.

Un algorithme de cartographie basé sur l'imagerie MODIS a été mis sur pied et testé sur la région de la Baie d'Hudson. L'algorithme, nommé IceMap250, permet de cartographier la présence de glace à la surface en utilisant la réflectance et l'indice spectral NDSII-2. La résolution spatiale est de 250 m et les cartes peuvent être produites à chaque jour, conditionnellement à des conditions d'enneigement favorables. Les résultats montrent que l'algorithme est efficace en tout temps durant la saison d'englacement, les valeurs Kappa (précision) étant systématiquement au-dessus de 90%.

L'analyse de la dynamique des glaces avec les données IceMap250 a permis de dénoter l'apport important d'information découlant d'une donnée combinant une moyenne résolution spatiale et une haute résolution temporelle. En effet, l'analyse des événements d'englacement et de fonte avec les données IceMap250 en synthèse journalière a permis de raffiner la compréhension de la dynamique des glaces car, contrairement aux données du service canadien ou micro-ondes passives, leur résolution permet d'observer des phénomènes locaux, comme par exemple l'impact des effluents d'eaux chaudes des rivières sur la durée de la saison de glace. Ces données permettent donc un regard nouveau et une capacité d'analyse plus avancée, ce qui est porteur pour les décideurs et acteurs du milieu marin arctique.

Ces contributions scientifiques jumelées à l'interface cartographique IcePAC constituent des outils novateurs qui peuvent aider les intervenants et décideurs des milieux nordiques et arctiques qui ont à faire face au couvert de glace changeant et en constante évolution. Ces outils sont appelés à évoluer en fonction des besoins des usagers et à être appliqués à d'autres régions de l'Arctique au cours des prochaines années.

Mots-Clés : Glace marines; Télédétection; Géomatique; Analyse fréquentielle; Modélisation

Abstract

Sea ice plays a significant role in coastal protection and infrastructure, climate regulation and economic activity in northern regions. The Arctic region is affected by the effects of climate change, which is reflected in the dynamics of ice cover. This gradual decrease in the extent, duration and thickness of ice cover should result in greater exposure of coastal and shoreline infrastructure to storm surges, accelerated degradation of infrastructure due to increased floe mobility and sediment budget variation affecting bank stability and erosion. Nevertheless, changes in the dynamics of sea ice cover will bring their share of commercial opportunities. The models show that the Northwest Passage could be entirely ice-free at the annual September minimum by 2050 and recurrently.

The ability of stakeholders in various environments such as navigation, marine engineering and coastal geomorphology to deal with climate change and its impacts on ice cover will be a determining factor in the success of the projects and activities put forward. Arctic and in the North. To do this, an increased knowledge of the hazards associated with ice cover and its dynamics will make it possible to better assess the risks associated with the use, construction and operation of marine infrastructures and the coastal environment by the communities. The need for quality information becomes even more critical given the expected and already visible intensification of economic activities in the Arctic and the North and the resulting infrastructure needs. Despite these emerging needs, it is difficult, if not impossible in some communities, to pretend to make accurate analyzes of ice behavior given the lack of data at the infrastructure level.

In-depth research of the scientific literature on the spatiotemporal variability of ice cover reveals a large number of studies examining the impact of climate change on ice cover. In these researches, several regional statistical analyzes provide a better understanding of ice cover behavior through information on the mean distribution of ice concentrations, median concentration, extreme values (range and maximum and minimum concentration), the dates of

freezing and melting, the duration of the seasons. For the Arctic and Northern Canada, the Canadian Ice Service provides an atlas on a regional scale (e.g. Hudson Bay, Arctic Archipelago) based on 30 years of data on which all the above information is provided. On the other hand, and that is what motivated this research, no information is provided on the nature of the statistical distribution of the parameters making it possible to characterize a cover of ice (duration, date freezing, concentration, extent, etc.), the probability of their occurrence for a given context (place and day) or the variability of ice on a local scale.

In order to overcome the lack of information on the spatiotemporal dynamics of ice cover, the main research objective of the IcePAC project (and this doctoral research) was to "develop for decision-makers and stakeholders tools facilitating decision-making, allowing a better understanding of sea ice dynamics at regional (12.5 km) and local (250 m) scales, using remote sensing, geomatics and statistical approaches". From this objective, four objectives were defined and constitute the objectives of this doctoral research:

- The development, using historical data (1978-2015) derived from microwave passive imagery, of a decision support tool based on local frequency modeling (12.5 km) of spatiotemporal variability in concentrations of sea ice.
- The evaluation of the spatiotemporal dynamics in the Hudson Bay System (HBS) using the IcePAC decision support tool developed in Objective 1.
- The development, through remote sensing data, of an approach to map the presence of sea ice with high spatial and temporal resolution, compared to existing products, to better document the frequency of occurrence and the range covered by the sea ice.
- The evaluation of the spatiotemporal dynamics in the Hudson Bay system through the mapping approach developed in Objective 3.

A probabilistic decision-making tool on ice concentrations, based on frequency analysis of historical ice concentration data from OSI-409 (12.5 km resolution), was conducted at the weekly. With this tool, the user can obtain information on the probability of occurrence of a specific concentration condition

for a specific week and location. The tool, named IcePAC, lays the groundwork for future developments using climate modeling data as inputs, which will provide the probability of occurrence of events in a future horizon.

Using the IcePAC tool, a series of analyzes were conducted to estimate not only the average ice dynamics in the Bay but also, thanks to the innovative probabilistic perspective available in IcePAC, the range of possible events for the entire spectrum of probabilities. For each of the 20,738 points in the domain, for the two main events related to ice cover, ice freezing and melting, it is possible for IcePAC to define the most probable week of occurrence, and the early and the latest probable events. IcePAC was consistent with the average observations available in the 30-year (1981-2010) atlas of the Canadian Ice Service. With the IcePAC tool, it is therefore possible to have a taste of the worst and most probable conditions at one point, which is an important strategic advantage for the management and logistics of operations related to the marine environment, whether on the coast or offshore.

A mapping algorithm based on MODIS imagery was developed and tested in the Hudson Bay area. The algorithm, named IceMap250, maps the presence of ice on the surface using the reflectance and the NDSII-2 spectral index. The spatial resolution is 250 m and the maps can be produced every day, conditionally with favorable conditions of cloud cover. The results show that the algorithm is effective at all times during the freeze season, Kappa values (accuracy) being consistently above 90%.

The analysis of ice dynamics with IceMap250 data allowed us to denote the important contribution of information resulting from a data combining a medium spatial resolution and a high temporal resolution. In fact, the analysis of freezing and melting events with IceMap250 data in daily synthesis has made it possible to refine the understanding of ice dynamics because, unlike Canadian service data or passive microwave data, their resolution makes it possible to observe local phenomena, such as the impact of hot water effluents from rivers on the duration of the ice season. These data therefore provide a new perspective and a more advanced analytical capacity, which is beneficial for

decision makers and stakeholders in the Arctic marine environment.

These scientific contributions, coupled with the IcePAC Mapping Interface, are innovative tools that can help northern and Arctic stakeholders and decision makers cope with the changing ice cover. These tools will evolve according to the needs of users and be applied to other regions of the Arctic over the next few years.

Keywords: Sea ice; Remote sensing; Geomatics; Frequency analysis; Modelization

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier ma directrice de recherche et mentor, Monique Bernier, pour m'avoir soutenu tout au long de mon cheminement aux études graduées. Ton énergie contagieuse et ton soutien m'ont été essentiels au cours des dernières années et m'ont permis de garder le moral dans les moments les plus difficiles. Tu as su m'insuffler le courage de continuer mon chemin la tête bien haute, peu importe les obstacles dressés devant moi.

J'offre également mes remerciements à mon co-directeur de recherche, Karem Chokmani, pour la confiance qu'il m'a accordée. En te côtoyant, j'ai gagné en autonomie, en confiance et j'ai développé une résilience face aux défis de la vie scientifique, un atout essentiel.

Ensuite, je remercie mes collègues du laboratoire TENOR pour leur amitié. Je me dois d'offrir un remerciement spécial à Yves Gauthier pour son appui indéfectible depuis mes débuts à L'INRS comme stagiaire en 2007.

Enfin, impossible de passer sous silence l'importance du soutien de ma famille et de ma conjointe Audrey qui a réussie, je ne sais par quel moyen, à jongler avec les aléas de la vie d'étudiant au doctorat en même temps que moi.

Mes remerciements au jury pour ses commentaires ainsi qu'au Ministère des Ressources Naturelles du Canada et au Consortium Ouranos d'avoir soutenu ce projet.

À tous, mes plus sincères remerciements.

“Antifragility is beyond resilience or robustness. The resilient resists shocks and stays the same; the antifragile gets better.”

— Nassim Nicholas Taleb
Antifragile: Things That Gain from Disorder

Table des matières

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION.....	1
1.1 CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE DE LA RECHERCHE DOCTORALE.....	1
1.2 OBJECTIFS.....	8
1.3 STRUCTURE DE LA THÈSE.....	9
CHAPITRE 2 : ZONE D'ÉTUDE – LE SYSTÈME DE LA BAIE D'HUDSON.....	11
CHAPITRE 3 : MODÉLISATION DES GLACES DE MER.....	17
3.1 INTRODUCTION.....	17
3.1.1 APPROCHES DE MODÉLISATION DÉTERMINISTES.....	17
3.1.2 APPROCHES DE MODÉLISATION STATISTIQUES.....	19
3.2 LA MODÉLISATION FRÉQUENTIELLE.....	21
3.2.1 DÉFINITION ET OBJECTIFS.....	21
3.2.2 LA NOTION D'ÉVÉNEMENT.....	23
3.2.3 CONSTITUTION DES SÉRIES DE DONNÉES.....	23
3.2.4 TESTS PRÉALABLE D'INDÉPENDANCE, D'HOMOGENÉITÉ ET DE STATIONNARITÉ.....	24
3.2.4.1 INDÉPENDANCE : TEST DE WALD-WOLFOWITZ.....	24
3.2.4.2 HOMOGENÉITÉ : TEST DE WILCOXON.....	25
3.2.4.3 STATIONNARITÉ : TEST DE MANN-KENDALL.....	26
3.2.5 ADAPTATION DE LA SÉRIE DE DONNÉES À UN CADRE NON-STATIONNAIRE.....	27
3.2.6 CHOIX DU MODÈLE FRÉQUENTIEL.....	28
3.2.6.1 DISTRIBUTIONS COMMUNES EN ANALYSE FRÉQUENTIELLE.....	29
3.2.6.2 LE CAS PARTICULIER DES DONNÉES EXPRIMÉES EN POURCENTAGE.....	33
3.2.7 AJUSTEMENT DU MODÈLE THÉORIQUE AUX OBSERVATIONS.....	37
3.2.7.1 MÉTHODE DE L'ESTIMATEUR DU MAXIMUM DE VRAISEMBLANCE.....	38
3.2.7.2 MÉTHODE DES MOMENTS.....	38
3.2.8 VALIDATION DU CHOIX DU MODÈLE.....	39
3.2.9 EXPLOITATION DU MODÈLE.....	39
CHAPITRE 4 : DÉVELOPPEMENT D'UN OUTIL D'AIDE À LA DÉCISION SUR LES PROBABILITÉS DES CONDITIONS DE GLACE DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON.....	43
4.1 INTRODUCTION.....	43
4.2 MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	43
4.2.1 DÉFINITION DE LA VARIABLE : CONCENTRATION DE GLACE – SIC.....	43
4.2.2 SOURCES DE DONNÉES SUR LES CONCENTRATIONS DE GLACE.....	44
4.2.3 CONSTITUTION ET VALIDATION DES SÉRIES DE DONNÉES.....	49
4.2.4 TESTS DE STATIONNARITÉ, D'HOMOGENÉITÉ ET D'INDÉPENDANCE.....	50

4.2.5 PRISE EN COMPTE DE LA NON-STATIONNARITÉ DANS L'OUTIL.....	51
4.2.6 CHOIX DU MODÈLE FRÉQUENTIEL.....	53
4.3 IMPLANTATION DE L'OUTIL ICEPAC	57
4.3.1 REQUÊTES TYPES AVEC L'OUTIL ICEPAC.....	58
4.4 RÉSULTATS ET VALIDATION DE LA COHÉRENCE AVEC LA RÉALITÉ	60
4.5 CONCLUSION.....	63
 CHAPITRE 5 : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DES CONCENTRATIONS DE GLACE DANS LA BAIE D'HUDSON GRÂCE À L'OUTIL ICEPAC	67
5.1 INTRODUCTION	67
5.2 INDICATEURS DE L'ÉVOLUTION DU COUVERT DE GLACE.....	67
5.3 DYNAMIQUE D'ENGLACEMENT ET DE FONTE PROBABLES.....	68
5.4 CONCLUSION.....	74
 CHAPITRE 6 : TÉLÉDÉTECTION DES GLACES DE MER.....	77
6.1 INTRODUCTION	77
6.2 HISTORIQUE DE LA TÉLÉDÉTECTION POUR LE SUIVI DES GLACES DE MER.....	77
6.3 PROPRIÉTÉS ÉLECTROMAGNÉTIQUES ET PHYSIQUES DES GLACES DE MER	84
6.4 APPROCHES DE CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER EN TÉLÉDÉTECTION	94
6.4.1 APPROCHES AVEC LES CAPTEURS DU DOMAINE VISIBLE, DE L'IR ET DE L'IRT	94
6.4.2 APPROCHES AVEC LES CAPTEURS MICRO-ONDES PASSIVES.....	97
6.4.3 APPROCHES AVEC LES CAPTEURS RADAR À SYNTHÈSE D'OUVERTURE	100
 CHAPITRE 7 : DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE DE CARTOGRAPHIE DE LA PRÉSENCE DES GLACES DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON	103
7.1 INTRODUCTION	103
7.2 CHOIX DE LA SOURCE DES DONNÉES DE TÉLÉDÉTECTION	103
7.3 MÉTHODOLOGIE DE L'ALGORITHME DE CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER AVEC MODIS.....	104
7.4 RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	109
7.5 CONCLUSION.....	114
 CHAPITRE 8 : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DE LA PRÉSENCE DE GLACE DANS LA BAIE D'HUDSON GRÂCE AUX CARTES DE L'ALGORITHME ICEMAP250	117
8.1 INTRODUCTION	117
8.2 INDICATEURS DE L'ÉVOLUTION DU COUVERT DE GLACE.....	117
8.3 DYNAMIQUE D'ENGLACEMENT ET DE FONTE OBSERVÉES	119
8.4 CONCLUSION.....	127
 CHAPITRE 9 : CONCLUSION GÉNÉRALE.....	129
9.1 RETOUR SUR L'ATTEINTE DES OBJECTIFS	129

9.2 PERSPECTIVES	132
ANNEXES.....	135
ANNEXE 1 : INTERFACE WEB INTERACTIVE ICEPAC.....	137
L'ASPECT CLIENT : OPENLAYERS – CLIENT CARTOGRAPHIQUE WEB.....	137
L'ASPECT SERVEUR : GEOSERVER – SERVEUR DE DONNÉES GÉOSPATIALES.....	137
L'ASPECT UTILISATEUR: SONDAGE AUPRÈS D'UTILISATEURS POTENTIELS	138
L'INTERFACE EN LIGNE : ICEPAC	143
ANNEXE 2 : ARTICLE EN ÉVALUATION PORTANT SUR ICEPAC	145
INFORMATION SUR LA CONTRIBUTION.....	145
RÉSUMÉ EN FRANÇAIS	145
CONTRIBUTION DES AUTEURS	146
COMMENTAIRES DES RÉVISEURS.....	146
ABSTRACT	147
INTRODUCTION.....	147
THE HUDSON BAY SYSTEM.....	149
DATA AND METHODS.....	152
ANALYSIS OF HUDSON BAY SEA ICE SPATIOTEMPORAL DYNAMIC.....	164
CONCLUSION	170
ANNEXE 3 : ARTICLE PUBLIÉ PORTANT SUR ICEMAP250.....	173
INFORMATION SUR LA CONTRIBUTION.....	173
RÉSUMÉ EN FRANÇAIS	173
CONTRIBUTION DES AUTEURS	174
COMMENTAIRES DES RÉVISEURS.....	174
INTRODUCTION.....	175
MATERIALS AND METHODS.....	177
DATA USED IN ICEMAP250.....	178
SPECTRAL BEHAVIOR OF SEA ICE IN THE VISIBLE SPECTRUM.....	180
THE ORIGINAL ICEMAP ALGORITHM.....	182
THE PROPOSED ALGORITHM: ICEMAP250	184
RESULTS	196
DISCUSSION.....	203
CONCLUSIONS.....	207

Liste des figures

FIGURE 1: LE SYSTÈME DE LA BAIE D'HUDSON (HBS) ÉTUDIÉ DANS CETTE RECHERCHE DOCTORALE AVEC LES SITES DE VALIDATION UTILISÉS (CHB = COASTAL HALL BEACH, CCD = COASTAL CAPE DORSET, CBI = COASTAL BELCHER ISLANDS, CAI = COASTAL AKISMI ISLAND, OC = OFFSHORE CHURCHILL, OCHB = OFFSHORE CENTRAL HUDSON BAY, ONUB = OFFSHORE NORTHERN UNGAVA BAY ET OFB = OFFSHORE FROBISHER BAY) ET LES POLYNIES DE LA RÉGION D'ÉTUDE	12
FIGURE 2: DATES DE L'ENGLACEMENT DANS L'ARCTIQUE CANADIEN SELON LES OBSERVATIONS DU SERVICE CANADIEN DES GLACES (SCG-CIS) SUR LA PÉRIODE 1981-2010 (CIS, 2013).....	14
FIGURE 3: DATES DE DÉGLACEMENT DANS L'ARCTIQUE CANADIEN SELON LES OBSERVATIONS DU SERVICE CANADIEN DES GLACES SUR LA PÉRIODE 1981-2010 (CIS, 2013).....	15
FIGURE 4: DIAGRAMME DES ÉTAPES DE L'ANALYSE FRÉQUENTIELLE, INSPIRÉ DE MEYLAN ET AL. (2008).....	22
FIGURE 5: PDF DE LA DISTRIBUTION GUMBEL POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES.....	30
FIGURE 6: PDF DE LA DISTRIBUTION FRÉCHET POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES	30
FIGURE 7: PDF DE LA DISTRIBUTION WEIBULL POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES	31
FIGURE 8: PDF DE LA DISTRIBUTION NORMALE POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES.....	32
FIGURE 9: PDF DE LA DISTRIBUTION LOG-NORMALE POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES.....	33
FIGURE 10: PDF DE LA DISTRIBUTION TRIANGULAIRE POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES.....	35
FIGURE 11: PDF DE LA DISTRIBUTION TRAPÉZOÏDALE POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES	35
FIGURE 12: PDF DE LA DISTRIBUTION JOHNSON SB POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES	36
FIGURE 13: PDF DE LA DISTRIBUTION BÊTA POUR DIFFÉRENTES VALEURS DE PARAMÈTRES	37
FIGURE 14: PDF DE LA DISTRIBUTION BÊTA POUR UN PARAMÈTRE ALPHA (A) ÉGAL À 5 ET UN PARAMÈTRE BÊTA (B) ÉGAL À 25, AVEC L'AIRES SOUS LA COURBE PRÉSENTANT LA DENSITÉ DE PROBABILITÉ POUR UNE GAMME DE VALEURS S'ÉTENDANT DE 0,15 À 0,3.....	41
FIGURE 15: PPF DE LA DISTRIBUTION BÊTA POUR DES PARAMÈTRES ALPHA (A) DE 5 ET BÊTA (B) DE 25, PERMETTANT D'IDENTIFIER L'INTENSITÉ DE L'ÉVÉNEMENT SEUIL POUR UNE PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT DE 15 %.....	41
FIGURE 16: EXPLICATION GRAPHIQUE DU CONCEPT DE CONCENTRATION DE GLACE (SIC).....	44
FIGURE 17: DONNÉES DE SIC D'OSI-409 POUR LA SEMAINE 24 (DÉBUT JUIN) EN 1983	46
FIGURE 18: MAILLAGE DU MODÈLE AVEC UN TOTAL DE 20 738 PIXELS D'UNE RÉOLUTION SPATIALE DE 12,5 KM	48
FIGURE 19: EXTRACTION DES SÉRIES DE SIC PAR PIXEL ET PAR JOUR (OU SEMAINE) [A]; SÉRIE DE SIC POUR UN JOUR J ET UN PIXEL (X,Y) [B] ET; HISTOGRAMME DES FRÉQUENCES AVEC MODÈLE FRÉQUENTIEL AJUSTÉ AUX DONNÉES [C]	49
FIGURE 20: SÉRIES TEMPORELLES TYPQUES DES PIXELS ENGLACÉS STABLES (ICE) [A], DES PIXELS EN ZONE MARGINALE (MIZ) [B] ET DES PIXELS D'EAU LIBRE STABLES (OW) [C]	50
FIGURE 21: CARTOGRAPHIE DES RÉSULTATS DES TESTS DE WILCOXON POUR L'HOMOGÉNÉITÉ [A] ET DE MANN-KENDALL POUR LA STATIONNARITÉ [B] POUR LA PREMIÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE.....	51
FIGURE 22: AJUSTEMENTS GLM AVEC FONCTION LIEN LOGIT SUR UNE SÉRIE DE TYPE ICE [A], DE TYPE MIZ [B] ET DE TYPE OW [C].....	53
FIGURE 23: CARTOGRAPHIE DES RÉSULTATS SUR LA PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT POUR UNE SIC > 50 % POUR LA 1ÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE 2016 [A] ET SUR LA SIC POUR LAQUELLE LA PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT EST DE	

50 % LA 1ÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE 2016 DANS LE CAS D'UN OUTIL BASÉ SUR LA MÉTHODE 1 : RETRAIT DE TENDANCES SELON MANN-KENDALL	55
FIGURE 24: CARTOGRAPHIE DES RÉSULTATS SUR LA PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT POUR UNE SIC > 50 % POUR LA 1ÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE 2016 [A] ET SUR LA SIC POUR LAQUELLE LA PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT EST DE 50 % LA 1ÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE 2016 DANS LE CAS D'UN OUTIL BASÉ SUR LA MÉTHODE 2 : RETRAIT SYSTÉMATIQUE DES TENDANCES	56
FIGURE 25: AJUSTEMENTS BÉTA, TRIANGULAIRE, JOHNSON SB ET TRAPÉZOÏDALE SUR DEUX SÉRIES DE SIC RÉSIDUELLES SANS TENDANCE (A ET B) ET PP-PLOTS REPRÉSENTANT LA CONCORDANCE ENTRE LES CDF THÉORIQUES ET OBSERVÉES (C ET D).....	57
FIGURE 26: SCHÉMA DES DEUX TYPES DE REQUÊTES POSSIBLES AVEC L'OUTIL ICEPAC.....	58
FIGURE 27: CARTOGRAPHIE DES RÉSULTATS DES REQUÊTES SUR LA PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT POUR UNE SIC <=50 % POUR LA 1ÈRE SEMAINE DE L'ANNÉE 2050 [A] ET 2100 [B].....	59
FIGURE 28: COMPARAISON ENTRE LES OBSERVATIONS HEBDOMADAIRES EN 2015-2016 DU PRODUIT OSI-430 (NON-UTILISÉES DANS L'OUTIL ICEPAC) ET LES SORTIES ICEPAC POUR DES SIC POUR P ENTRE 5 % ET 95 %. (SE RÉFÉRER À LA FIGURE 1 POUR LES SITES)	62
FIGURE 29: COMPARAISON DES SIC OBSERVÉES AVEC LE PRODUIT OSI-430 EN 2015-2016 PAR RAPPORT AUX REQUÊTES ICEPAC AVEC P=90 % AU PAS JOURNALIER (LIGNE VERTE) ET HEBDOMADAIRE (POINTS NOIRS). LES ▲ PRÉSENTENT DES ÉVÉNEMENTS DE FONTE HÂTIVE EN 2015, LES ● DES ÉVÉNEMENTS D'ENGLACEMENT TARDIFS EN 2015-2016 ET LE ♦ UN ÉVÉNEMENT DE FONTE HÂTIVE EN 2016. (SE RÉFÉRER À LA FIGURE 1 POUR LES SITES)	63
FIGURE 30: ANOMALIES EN CONCENTRATION SUR LA PÉRIODE 2015-2016 DANS LA RÉGION DE LA BAIE D'HUDSON (A – ENGLACEMENT, B – PÉRIODE STABLE ET C – FONTE)	64
FIGURE 31: ERREUR AU POINT OFB DANS L'ALGORITHME D'ESTIMATION DES SIC UTILISÉES POUR L'AJUSTEMENT DES DISTRIBUTIONS UTILISÉES DANS L'OUTIL ICEPAC. LA FIGURE PRÉSENTE À GAUCHE LA BAIE DE FROBISHER SUR UNE IMAGE MODIS DU 27 AOÛT 2010 ET À DROITE, LE PRODUIT OSI-409	64
FIGURE 32: SÉRIE DE SIC MODÉLISÉES SELON LA PPF DE LA DISTRIBUTION BÉTA POUR UNE VALEUR DE PROBABILITÉ AU NON-DÉPASSEMENT P DE 0,5.....	68
FIGURE 33: SEMAINE D'ENGLACEMENT [A] ET SEMAINE DE FONTE [B] POUR UNE PROBABILITÉ P DE 50 %.....	69
FIGURE 34: SEMAINE D'ENGLACEMENT ET SEMAINE DE FONTE PROBABLES POUR LA COMMUNAUTÉ DE PUVIRNITUQ.....	70
FIGURE 35: DURÉES EN SEMAINES PROBABLES MAXIMUM ET MINIMUM DE LA SAISON SANS GLACE POUR LA COMMUNAUTÉ DE PUVIRNITUQ.....	71
FIGURE 36: DURÉES DES SAISONS SANS GLACE PROBABLES POUR LES COMMUNAUTÉS CÔTIÈRES DU HBS.	71
FIGURE 37: COMPOSÉ EN COULEURS RÉELLES LANDSAT-8 DU 5 MAI 2017 À PROXIMITÉ DE LA COMMUNAUTÉ CRIE DE CHISASIBI, DANS LA BAIE JAMES.	78
FIGURE 38: LIGNE DU TEMPS DES DIFFÉRENTES MISSIONS DANS LE VISIBLE	79
FIGURE 39: CONCENTRATIONS DE GLACE DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON POUR LES DONNÉES MICRO-ONDES PASSIVES DU JEU DE DONNÉES OSI-409 ET TIRÉ DE DONNÉES SSM/I.....	80
FIGURE 40: LIGNE DU TEMPS DES DIFFÉRENTES MISSIONS DANS LES MICRO-ONDES PASSIVES	81
FIGURE 41: IMAGE RADARSAT-1 (HH) EN MODE SCANSAR WIDE (100M) DANS LE BASSIN FOXE, LE 24 JUIN 2006 (SOURCE : CCIN) LE TRAIT NOIR REPRÉSENTE LE TRAIT DE CÔTE.....	82

FIGURE 42: LIGNE DU TEMPS DES DIFFÉRENTES MISSIONS DANS LES HYPERFRÉQUENCES ACTIVES (SAR)	84
FIGURE 43: SALINITÉ DE SURFACE MOYENNE DES OCÉANS EN PSU.....	85
FIGURE 44: ÉVOLUTION DES STADES DE CROISSANCE DE LA GLACE DE MER SELON LES CONDITIONS OCÉANIQUES, FIGURE MODIFIÉE DE GIGNAC (2012)	86
FIGURE 45: DIFFÉRENTES RÉGIONS DU SPECTRE ÉLECTROMAGNÉTIQUE UTILISÉES POUR LA TÉLÉDÉTECTION DES GLACES	87
FIGURE 46: SCHÉMATISATION DES PROCESSUS DE RÉFLEXION, D'ABSORPTION ET DE TRANSMISSION DU RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE. LA PREMIÈRE STRATE CYLINDRIQUE REPRÉSENTE UN COUVERT DE GLACE, LA SECONDE STRATE REPRÉSENTE L'EAU SOUS-JACENTE.....	88
FIGURE 47: SPECTRE DE RÉFLECTANCES MESURÉS EN LABORATOIRE POUR DIFFÉRENTS TYPES DE GLACE ET DE NEIGE EN FONCTION DE LA TAILLE DE GRAINS OU DE L'ÉTAT DE FONTE ET EN FONCTION DE LA LONGUEUR D'ONDE DE LA BANDE SPECTRALE UTILISÉE (BALDRIDGE ET AL., 2009, CLARK ET AL., 2007, PEROVICH, 1998).....	89
FIGURE 48: SCHÉMATISATION DES COMPOSANTES ANGULAIRES INTERVENANT DANS LE CALCUL DE LA BRDF. FIGURE TIRÉE DE GED (2017).....	90
FIGURE 49: ÉMISSIVITÉ DE L'EAU DE MER, DE LA GLACE DE PREMIÈRE ANNÉE, DE LA GLACE POURRIE ET DE LA GLACE PLURIANNUELLE À UN ANGLE D'INCIDENCE DE 50° EN POLARISATION VERTICALE (V) ET HORIZONTALE (H) SELON LES MESURES DE SVENDSEN ET AL. (1983) ET DE ONSTOTT ET AL. (1992).....	93
FIGURE 50: RÉSULTAT EN COMPOSÉ COLORÉ COULEURS RÉELLES DE LA DÉSAGRÉGATION SPATIALE DU PRODUIT MODIS À 500M (A) VERS UNE RÉOLUTION SPATIALE DE 250M (B) GRÂCE À L'ALGORITHME DU CCT (TRISHCHENKO ET AL., 2006)	105
FIGURE 51: APPLICATION DES MASQUES MOD35 ET VIS A DES SCÈNES TIRÉES DE DIFFÉRENTS JOURS DE L'ANNÉE (EN ANGLAIS: DAY OF YEAR OU DOY) CORRESPONDANTS À L'UNE DES TROIS PÉRIODES DYNAMIQUES DE LA GLACE DE MER.	106
FIGURE 52: RÉFLECTANCES EXO-ATMOSPHÉRIQUES RELEVÉS ALÉATOIREMENT SUR 220 POINTS DE VALIDATION DE CLASSE EAU OU GLACE. FIGURE TIRÉE DE GIGNAC ET AL. (2017).....	108
FIGURE 53: SCHÉMA SYNTHÈSE DE L'ALGORITHME IceMAP250. FIGURE TRADUITE DE GIGNAC ET AL. (2017)	109
FIGURE 54: EXEMPLE DE POINTS DE VALIDATION ALÉATOIREMENT SÉLECTIONNÉS SUR LE DOMAINE CARTOGRAPHIÉ ET PHOTO-INTERPRÉTÉS SUR L'IMAGERIE EN COMPOSÉ COULEURS RÉELLES MODIS (A) POUR ÊTRE ENSUITE COMPARÉE À LA CARTOGRAPHIE IceMAP250 POUR EN ESTIMER LA PRÉCISION (B) – SCÈNE DU DOY 151 EN 2003 (FONTE)	110
FIGURE 55: CORRÉLATIONS ENTRE LES DONNÉES AU 500 M ET DÉSAGRÉGÉES AU 250 M POUR LES BANDES DU PIR ET DU VERT UTILISÉES DANS IceMAP250. FIGURE TIRÉE DE GIGNAC ET AL. (2017).....	112
FIGURE 56: COMPARAISON DES ÉTENDUES DU COUVERT DE GLACE LE 27 JUIN 2016 ESTIMÉES SELON DIVERSES MÉTHODES BASÉES SUR L'UTILISATION DE LA TÉLÉDÉTECTION. EN (A) LA CARTE HEBDOMADAIRE DU SCG, EN (B) LA CARTE MICRO-ONDES PASSIVES DE L'OSI-SAF, EN (C) LA CARTE SYNTHÈSE SUR 7 JOURS PRODUITES À L'AIDE DES CARTES JOURNALIÈRES D'ICEMAP250 ET EN (D) LA BANDE 4 (VERTE) DE MODIS LE 27 JUIN 2016.	113
FIGURE 57: COMPARAISON DES ÉTENDUES DU COUVERT DE GLACE LE 27 JUIN 2016 ESTIMÉES SELON DIVERSES MÉTHODES BASÉES SUR L'UTILISATION DE LA TÉLÉDÉTECTION. EN (A) LA CARTE HEBDOMADAIRE DU SCG, EN (B) LA CARTE MICRO-ONDES PASSIVES DE L'OSI-SAF, EN (C) LA CARTE SYNTHÈSE SUR 7 JOURS PRODUITES À L'AIDE DES	

<i>CARTES JOURNALIÈRES D'ICEMAP250 ET EN (D) LA BANDE 4 (VERTE) DE MODIS LE 27 JUIN 2016. FIGURE TIRÉE DE GIGNAC ET AL. (2017).....</i>	<i>118</i>
<i>FIGURE 58: OBSERVATIONS MOYENNES (2002-2016) ICEMAP250 POUR LE HBS EN SEMAINE 26.....</i>	<i>119</i>
<i>FIGURE 59: DYNAMIQUE MOYENNE D'ENGLACEMENT/FONTE POUR 6 COMMUNAUTÉS DU DOMAINE BASÉ SELON ICEMAP250 POUR CHAQUE SEMAINE DES ANNÉES ENTRE 2002 ET 2016 (1: EAU ET 2: GLACE). LES COMMUNAUTÉS SONT REPRÉSENTÉES PAR UN POINT UNIQUEMENT.....</i>	<i>120</i>
<i>FIGURE 60: DYNAMIQUE MOYENNE D'ENGLACEMENT/FONTE POUR 7 COMMUNAUTÉS DU DOMAINE BASÉ SELON ICEMAP250 POUR CHAQUE SEMAINE DES ANNÉES ENTRE 2002 ET 2016 (1: EAU ET 2: GLACE). LES COMMUNAUTÉS SONT REPRÉSENTÉES PAR UN POINT UNIQUEMENT.....</i>	<i>121</i>
<i>FIGURE 61: SEMAINES D'ENGLACEMENT (A) ET DE FONTE (B) COMPLETS MOYENNES 2002-2016 ESTIMÉES AVEC ICEMAP250 COMPARÉES AUX SEMAINES D'ENGLACEMENT (C) ET DE FONTE (D) COMPLETS DE L'ATLAS 30 ANS (1981-2010) DU SCG. NOTEZ QUE LES DATES D'ENGLACEMENT DU SCG (EN FIGURE C) NE VONT PAS AU-DELÀ DU 4 DÉCEMBRE (SOIT LA SEMAINE 49), D'OÙ LA PRÉSENCE D'UNE LARGE SUPERFICIE DE CODE UNIFORME.....</i>	<i>122</i>
<i>FIGURE 62: DIFFÉRENCE ENTRE LES SEMAINES DE FONTE IDENTIFIÉES PAR LE SCG ET CELLES IDENTIFIÉES GRÂCE À ICEMAP250 POUR LES COMMUNAUTÉS DU HBS.....</i>	<i>124</i>
<i>FIGURE 63: SÉRIES TEMPORELLES DES ANOMALIES DE CONCENTRATIONS DE GLACES (SIC) SELON LES DONNÉES MICRO-ONDES OSI-409 (198-2015) POUR LES SEMAINES DE FONTE PRÉCOCES ET D'ENGLACEMENT TARDIFS TELLES QUE DÉTECTÉES PAR ICEMAP250 (NOIR) AINSI QUE LES SEMAINES PRÉCÉDENTES.....</i>	<i>125</i>
<i>FIGURE 64: ESTIMATION DE LA SEMAINE DE FONTE À PARTIR DES DONNÉES ICEMAP250 (A), DE L'ATLAS DU SCG (B) ET D'UNE IMAGE THERMIQUE LANDSAT 8 OLI DU 5 MAI 2017 À L'EXUTOIRE DE LA RIVIÈRE LA GRANDE (C), PRÈS DE LA COMMUNAUTÉ CRIE DE CHISASIBI (LE PANACHE D'EAU DE LA RIVIÈRE, EN ORANGE, EST PLUS CHAUD)</i>	<i>126</i>

Liste des tableaux

<i>TABEAU 1 : PRINCIPAUX CAPTEURS UTILISÉS POUR LA CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER</i>	7
<i>TABEAU 2: SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX ALGORITHMES D'ESTIMATION DE LA SIC À PARTIR DES DONNÉES MICRO-ONDES PASSIVES, INSPIRÉ DE IVANOVA ET AL. (2014)</i>	45
<i>TABEAU 3: COMPARAISON DES SEMAINES D'ENGLACEMENT ET DE FONTE IDENTIFIÉES PAR LE SCG (CIS, 2013) PAR RAPPORT À CELLES IDENTIFIÉES PAR LE SCÉNARIO $P=0,5$ D'ICEPAC.</i>	73
<i>TABEAU 4: CAPTEURS MICRO-ONDES PASSIVES, LEURS BANDES SPECTRALES ET RÉOLUTIONS SPATIALES</i>	81
<i>TABEAU 5: CAPTEURS SAR ET LEURS FRÉQUENCES, POLARISATIONS DISPONIBLES ET RÉOLUTION SPATIALE</i>	84
<i>TABEAU 6: QUELQUES ALGORITHMES DE CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER AVEC L'IMAGERIE VISIBLE, IR ET IRT ...</i>	95
<i>TABEAU 7: ALGORITHMES DE CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER AVEC LES MICRO-ONDES PASSIVES.</i>	98
<i>TABEAU 8: ALGORITHMES DE CARTOGRAPHIE DES GLACES DE MER À PARTIR D'IMAGES SAR</i>	100
<i>TABEAU 9: CAPTEURS ÉVALUÉS POUR LA CARTOGRAPHIE DE LA PRÉSENCE DE GLACE</i>	104
<i>TABEAU 10: ENSEMBLES DE DONNÉES SÉLECTIONNÉS POUR L'ÉVALUATION DE L'ALGORITHME IceMAP250</i>	110
<i>TABEAU 11: VALIDATION DES CARTES IceMAP250 EN PÉRIODE DYNAMIQUE STABLE</i>	111
<i>TABEAU 12: VALIDATION DES CARTES IceMAP250 EN PÉRIODE DYNAMIQUE DE FONTE</i>	111
<i>TABEAU 13: VALIDATION DES CARTES IceMAP250 EN PÉRIODE DYNAMIQUE D'ENGLACEMENT</i>	112
<i>TABEAU 14: COMPARAISON DES DATES D'ENGLACEMENT ET DE FONTE MOYENNE DURANT LA PÉRIODE 2002-2016 (CARTES IceMAP250) ET LES MOYENNES CLIMATOLOGIQUES TIRÉES DE L'ATLAS 30 ANS DU SERVICE CANADIEN DES GLACES (CIS, 2013). UNE TRAME VERTE INDIQUE UNE VALEUR MOYENNE IceMAP250 PROCHE DE LA VALEUR DU SCG (± 1 SEM.), UNE TRAME JAUNE INDIQUE UNE DIFFÉRENCE NÉGATIVE MINEURE (ENTRE 1 ET 3 SEM. + TÔT), UNE TRAME ROUGE INDIQUE UNE DIFFÉRENCE NÉGATIVE MAJEURE (PLUS DE 4 SEM. + TÔT), UNE TRAME BLEUE INDIQUE UNE DIFFÉRENCE POSITIVE MINEURE (ENTRE 1 ET 3 SEM. + TARD)</i>	123

Liste des abréviations

ALOS	Advanced Land Observation Satellite
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
API	Application Program Interface
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
ASC/CSA	Agence Spatiale Canadienne / Canadian Space Agency
ASI	Agence Spatiale Italienne
AVHRR	Advanced very-high-resolution radiometer
BSD	Berkeley Software Distribution License
CCT	Centre Canadien de Télédétection
CDF	Cumulative Density Function
CNES	Centre National d'Études Spatiales (France)
CSS	Cascading Style Sheets
dB	Décibel
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
ERS	European Remote Sensing Satellite
ERTS	Earth Resources Technology Satellite
ESA	European Space Agency
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
GCOM-C	Global Change Observation Mission - Climate
GES	Gaz à Effet de Serre
GHz	Gigahertz
GLM	Generalized Linear Model / Modèle linéaire généralisé
HTML	HyperText Markup Language
INRS	Institut National de la Recherche Scientifique
IR	Infrarouge
IRT	Infrarouge Thermique
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LISS	Linear Imaging Self-Scanning Sensor
MDA	MacDonald, Dettwiler and Associates
MISR	Multiangle Imaging Spectro-Radiometer
MK	Mann-Kendall
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
MPA	MODIS Potential open water Algorithm
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NDSI	Normalized Difference Snow Index
NDSII	Normalized Difference Snow and Ice Index
NetCDF	Network Common Data Form
NIC	Naval Ice Center ou National Ice Center (USA)
NIMBUS	Nom donnée à une série de satellites, dérivé de la racine latine du mot nuage.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

NSIDC	National Snow and Ice Data Center (USA)
OGC	Open Geospatial Consortium
OMC	Organisation Mondiale du Climat
OSI-SAF	Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility
OT	Observation de la Terre
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
PDF	Probability Density Function
PHP	Hypertext Preprocessor
PIR	Proche Infrarouge
PSU	Practical Salinity Unit
RSO	Radar à Synthèse d'Ouverture
SCG/CIS	Service Canadien des Glaces / Canadian Ice Service
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SPOT	Système Pour l'Observation de la Terre
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
TIROS	Television Infrared Observation Satellite
TOA	Top Of Atmosphere
ϵ	Émissivité
ϵ_0	Constante diélectrique
μm	Micromètre

Chapitre 1 - Introduction

Cette partie vise à informer le lecteur sur le contexte de la recherche doctorale, sur les objectifs et leurs justifications stratégiques, sur les raisons d'être et les principaux impacts et innovations. Documentation à l'appui, l'auteur discutera de: l'importance de l'étude du couvert de glace dans le contexte des changements climatiques actuels et futurs; des principales approches de suivi des conditions de glace de mer en identifiant leurs forces et faiblesses; et des implications stratégiques de la gestion des risques liés au couvert de glace de mer et à sa dynamique dans le temps et l'espace.

1.1 Contexte et problématique de la recherche doctorale

De plus en plus de travaux scientifiques font le lien entre les impacts des changements climatiques et les changements dans la dynamique spatiotemporelle des conditions de glaces (Andrews *et al.*, 2017, Cavalieri *et al.*, 2012, Comiso, 2002, Comiso, 2011, Comiso *et al.*, 2008, Gloersen *et al.*, 1998, Johannessen *et al.*, 2004, Rothrock *et al.*, 1999, Stocker, 2014, Stroeve *et al.*, 2007, Stroeve *et al.*, 2014, Stroeve *et al.*, 2012a, Wang *et al.*, 2009). Depuis les débuts de la révolution industrielle, les changements induits par les activités humaines ont amené un réchauffement de la température globale moyenne de 0,6°C (ACIA, 2004, Edenhofer *et al.*, 2014, Jones *et al.*, 2003) intimement lié au déclin rapide des conditions de glace dans l'Arctique.

Dans la région arctique, on estime que la hausse moyenne des températures atteint 2,0°C (Serreze *et al.*, 2011). Cette différence dans l'intensité du changement de température entre l'Arctique et le reste du Globe est imputable à un phénomène nommé amplification arctique. Pour expliquer ce phénomène, il faut comprendre qu'en réponse à la hausse des températures moyennes, le déclin résultant de la couverture de glace joue un rôle de premier plan dans l'amplification de la hausse de températures dans l'Arctique (Screen *et al.*, 2010). En synergie avec un effet de serre accru par les activités anthropiques (c.-à-d. : une hausse de la concentration atmosphérique de gaz absorbant et réémettant vers la surface le rayonnement infrarouge), la réduction de l'étendue du couvert de glace réduit la capacité de la surface terrestre à refléter l'énergie thermique incidente. Cette interdépendance entre réduction de l'étendue et hausse de la quantité d'énergie absorbée par la surface est appelée boucle de rétroaction glace-albédo (en anglais : *ice-albedo feedback*). Les travaux récents de Pistone *et al.* (2014) indiquent que l'océan Arctique absorbe une quantité d'énergie solaire supplémentaire de $6,4 \pm 0,9 \text{ W/m}^2$ par rapport à son état en 1979. Il est donc logique d'appréhender que les changements dans la dynamique spatiotemporelle de la couverture de

glace continueront et tendront à s'amplifier, en concordance avec le phénomène d'amplification arctique.

Dans un tel contexte de changement, le suivi du couvert de glace de mer est d'une importance capitale pour la compréhension du climat et de ses impacts sur :

1) les environnements marins (Bintanja *et al.*, 2014, Davies *et al.*, 2014, Holland *et al.*, 2006, Kowal *et al.*, 2017, Manabe *et al.*, 1995, Peterson *et al.*, 2002, Rahmstorf, 1995, Rahmstorf *et al.*, 1999) et côtiers (Allard *et al.*, 1980, Barnhart *et al.*, 2014, Bernatchez *et al.*, 2004, Bernatchez *et al.*, 2008, Dionne, 1973, Overeem *et al.*, 2011, Vermaire *et al.*, 2013);

2) la sécurité des activités économiques et de logistique d'approvisionnement des communautés (Aksenov *et al.*, 2017, Andrews *et al.*, 2017, Ho, 2010, Lasserre *et al.*, 2011, Liu *et al.*, 2010);

3) la protection efficace de la faune marine (Bhatt *et al.*, 2010, Castro de la Guardia *et al.*, 2013, Darnis *et al.*, 2012, Laidre *et al.*, 2015, Post *et al.*, 2013, Wassmann *et al.*, 2011) et finalement;

4) l'anticipation et la mitigation des impacts sur les traditions culturelles des peuples vivant dans la région arctique (Durkalec *et al.*, 2015, Laidler *et al.*, 2010).

La fonte du couvert de glace aura un impact important sur l'environnement marin. Des recherches anticipent une évaporation de surface accrue liée au retrait de la couverture de glace, signal d'un cycle hydrologique amplifié pour la région arctique (Bintanja *et al.*, 2014, Davies *et al.*, 2014, Kattsov *et al.*, 2000). Parmi les impacts appréhendés de l'amplification du régime hydrologique arctique, notons une chute de la densité des eaux de surface engendrant une stratification plus marquée de l'Océan Arctique. Cette stratification aurait un impact sur la circulation thermohaline des eaux dans l'Atlantique Nord, dont dépend le *Gulf Stream*, ce qui affecterait le climat global (Davies *et al.*, 2014, Kattsov *et al.*, 2000, Manabe *et al.*, 1995, Rahmstorf, 1995, Rahmstorf *et al.*, 1999). L'intensification du cycle hydrologique arctique augmenterait *de facto* la quantité de précipitations et amènerait une augmentation des débits aux exutoires se jetant dans l'Océan Arctique, affectant également la densité des eaux de surface (Holland *et al.*, 2006, Kattsov *et al.*, 2007, Peterson *et al.*, 2002). L'augmentation des précipitations aura également un impact sur le taux de croissance de la glace de mer, la neige agissant comme un isolant à la surface (Bintanja *et al.*, 2014).

Les environnements côtiers seront fortement affectés par la réduction du couvert de glace. La glace de mer limite les interactions entre la côte et l'océan durant l'hiver et agit

comme facteur limitant pendant les périodes transitoires du printemps et de l'automne en contrôlant le fetch (Barnhart *et al.*, 2014). Dans plusieurs régions de l'Arctique, une tendance à l'augmentation de la durée de la période en eaux libres est observée (Stammerjohn *et al.*, 2012), ce qui laisse présager une vulnérabilité accrue des côtes. Les processus d'érosion et de sédimentation sur la côte arctique sont affectés par la présence du pied de glace, une formation glacielle soudée à la partie supérieure du rivage qui n'est pas soumise à l'effet des marées au cours de la saison glacielle (Dionne, 1973, Kane, 1857). Cette formation joue un rôle important en limitant l'érosion, la suspension et le transport de sédiments par l'action des vagues. Cependant, la glace n'a pas qu'un rôle de protection pour la côte. Les glaces de rive en eaux peu profondes peuvent, lorsqu'elles se détachent du rivage, transporter une certaine quantité de sédiments (Eicken *et al.*, 2005); il en est de même avec les empilements de glace (Kovacs *et al.*, 1980). Les travaux de Lantuit *et al.* (2012) indiquent un taux d'érosion côtière moyen de $0,5\text{m/an}^{-1}$ pour les régions de l'Arctique couvertes dans son étude. Il est crédible de prétendre qu'avec les changements dans la durée des saisons d'englacement, en conjonction avec l'augmentation anticipée des tempêtes dans l'Arctique (Manson *et al.*, 2007, Vermaire *et al.*, 2013), des changements importants auront un impact de premier ordre sur la vulnérabilité des côtes. Les communautés devront se doter d'outils efficaces de mitigation et de gestion des risques liés à l'érosion des côtes.

La faune et la flore sont également affectées par les changements dans la dynamique des glaces de mer. La glace de mer est l'un des biomes les plus importants sur Terre. Elle comprend un écosystème unique d'importance pour les espèces qui vivent à sa surface (Castro de la Guardia *et al.*, 2013, Laidre *et al.*, 2015), mais également pour les espèces qui se développent sous le couvert de glace (Arrigo *et al.*, 2012, David *et al.*, 2015). Elle a également un fort impact sur le développement des espèces qui vivent dans les écosystèmes terrestres adjacents (Darnis *et al.*, 2012, Wassmann *et al.*, 2011). Le couvert de glace de mer est l'hôte de micro-organismes et constitue un habitat critique pour des espèces de vertébrés, tout en influençant la productivité et la diversité des espèces terrestres sur le territoire arctique, où 80% des toundras se trouvent à moins de 100km d'un océan couvert de glace de manière saisonnière (Bhatt *et al.*, 2010, Post *et al.*, 2009).

Les activités économiques et logistiques dans la région arctique dépendent des conditions de glace et de leur évolution, le potentiel économique de la région étant très intimement lié à la dynamique des glaces de mer et à son impact sur le domaine des

transports maritimes. La glace de mer étant un matériau dynamique et complexe, variant en épaisseur, en âge, concentration et rugosité, il est important pour les navigateurs d'être en mesure d'estimer ces paramètres pour assurer la sécurité de leur cargaison, du personnel et des communautés ainsi que pour éviter les désastres environnementaux (Mussells *et al.*, 2017, Timco *et al.*, 2003). Plusieurs modèles climatiques démontrent que les grands axes de navigation pour les navires commerciaux dans l'Arctique, tant pour le transport de marchandises que de passagers, pourraient être totalement libres de glace lors du minimum annuel de septembre d'ici 2050 (Smith *et al.*, 2013, Stephenson *et al.*, 2013). Cette tangente au déclin que prends actuellement le couvert de glace entraîne une augmentation du trafic maritime dans la région Arctique (Pelletier *et al.*, 2012), que ce soit pour le tourisme (Lasserre *et al.*, 2015) ou pour les activités commerciales et d'extraction de ressources naturelles (Guy *et al.*, 2016, Lasserre *et al.*, 2016, Mussells *et al.*, 2017).

Pour les communautés inuites et autochtones vivant en milieu côtier arctique, le couvert de glace est utilisé de manière journalière pour les activités de déplacement, de chasse et de pêche (Aporta, 2011, Krupnik *et al.*, 2010, Laidler *et al.*, 2010). Les Inuits, peuple nomade, dont les activités traditionnelles reposent énormément sur le mouvement et la connaissance du territoire, considèrent la mer au centre de leurs activités (Krupnik *et al.*, 2010). La précarité du couvert de glace de mer et les dangers en découlant rendent la mer complexe à gérer pour ce peuple qui, depuis des centaines, voire des milliers d'années, fait appel à un savoir traditionnel qui est de plus en plus chamboulé par les effets des changements climatiques. Le consensus est établi au sein du peuple Inuit comme quoi les changements climatiques auront un impact considérable sur leurs coutumes et leur mode de vie (Aporta, 2011, Aporta *et al.*, 2011).

Pour comprendre et apprécier l'importance de la glace tant du point de vue climatique, de la gestion des environnements marins et côtiers, de ses aspects économiques, de son importance sur la vie de la faune et de la flore ou pour son importance culturelle pour les peuples nordiques, l'accès à des jeux de données informatifs sur la dynamique du couvert de glace est fondamentale. Considérant les impacts potentiels listés dans les paragraphes précédents, des outils dotés de hautes-résolutions, tant temporelles que spatiales, sont à la base d'une préparation efficace pour la mitigation des risques liés à l'aléa glace dans un contexte de changements climatiques (CCPE, 2008). Il est indéniable que le succès des mesures et projets mis en place dans la région arctique et nordique dépends fortement sur le

niveau de préparation et les connaissances des décideurs et intervenants. Les ingénieurs, gestionnaires, membres de communautés inuites et autochtones, navigateurs, écologistes, biologistes, géomorphologues, climatologues, et autres scientifiques doivent être aptes à quantifier les aléas liés au couvert de glace de manière à évaluer et minimiser les risques liés à l'usage, la construction et l'exploitation en milieux marins et côtiers. Avec l'intensification attendue des activités dans l'Arctique et le Nord, il est escompté que le besoin en information précise sera croissant.

Plusieurs recherches sur la variabilité temporelle de la glace de mer et sur les impacts liées aux changements climatiques ont été réalisées au cours des dernières décennies grâce aux données de télédétection qui offrent une vue synoptique de notre planète (Bhatt *et al.*, 2014, Cavalieri *et al.*, 2012, Deser *et al.*, 2000, Gagnon *et al.*, 2005b, Galley *et al.*, 2008, Gloersen *et al.*, 1998, Notz, 2017, Notz *et al.*, 2016, Parkinson, 2014, Parkinson *et al.*, 2016, Serreze *et al.*, 2015, Stroeve *et al.*, 2007, Stroeve *et al.*, 2012a, Stroeve *et al.*, 2012b, Swart *et al.*, 2015).

Malgré le grand nombre de jeux de données d'observation sur le couvert de glace de mer, très peu de jeux de données de télédétection permettent de suivre l'évolution spatiale et temporelle du couvert de glace à de hautes résolutions spatiales et temporelles. Les limitations sont le plus souvent d'ordre technique, c'est-à-dire qu'un capteur fournira généralement de l'imagerie à haute-résolution spatiale, avec une empreinte d'acquisition restreinte (locale) et à faible résolution temporelle tandis qu'à l'inverse, d'autres capteurs fourniront une information couvrant une large empreinte (régionale ou globale), de manière journalière, mais à une résolution spatiale grossière. Ce contexte bien particulier, appelant au compromis entre la résolution spatiale, la fréquence d'acquisition et le territoire couvert, explique la diversité de produits scientifiques existants pour l'analyse de la dynamique glacielle. Le tableau 1 présente un inventaire non-exhaustif des capteurs utilisés pour la cartographie des conditions de glace.

Les capteurs présentant des résolutions spatiales élevées, comme les capteurs radar à synthèse d'ouverture (en anglais :*Synthetic Aperture Radar* ou *SAR*) tel que le satellite canadien Radarsat-2 sont fréquemment utilisés, entre autres par les services nationaux de cartographie des glaces (e.g. Service Canadien des Glaces au Canada et Naval Ice Center aux États-Unis.), pour cartographier le comportement du couvert en des régions précises et pour des périodes charnières (Arkett *et al.*, 2015, Geldsetzer *et al.*, 2014, Liu *et al.*, 2016a,

Zakhvatkina *et al.*, 2017). L'avantage indéniable que ces capteurs offrent en n'étant nullement affectés par les nuages joue fortement en faveur de leur utilisation dans un cadre opérationnel.

Les capteurs opérant en micro-ondes passives sont eux utilisés pour cartographier quotidiennement les conditions de concentration du couvert de glace (Bliss *et al.*, 2017, Comiso *et al.*, 1997, Ivanova *et al.*, 2014, Ivanova *et al.*, 2015a, Ivanova *et al.*, 2015c, Petty *et al.*, 2017). L'avantage lié à leur fauchée, très large, est indéniable; une couverture globale quotidienne devient possible. En contrepartie, leur résolution spatiale est faible, de l'ordre de plusieurs kilomètres au mieux. Néanmoins, un grand nombre de capteurs micro-ondes passives ont été lancés depuis la fin des années 1970, ce qui est particulièrement intéressant d'un point de vue temporel.

Les capteurs optiques, comme AVHRR, MODIS, Landsat-8 OLI et la mission Sentinel-2 présentent quant à eux un désavantage bien précis qui contraint leur utilisation pour le suivi de la dynamique des glaces; ils sont affectés par le couvert nuageux, omniprésent dans la région arctique. Néanmoins, exploité de manière adéquate et stratégique, pour des applications locales avec Landsat-8 OLI (Muckenhuber *et al.*, 2016) et régionales avec AVHRR (Lindsay *et al.*, 1994) et MODIS (Gignac *et al.*, 2017, Hall *et al.*, 2004a, Hall *et al.*, 2001, Mäkynen *et al.*, 2017, Rösel *et al.*, 2012), ils peuvent amener de l'information pertinente qui permet de combler certaines lacunes des capteurs SAR et micro-ondes, soit la répétitivité temporelle et la couverture spatiale pour les SAR et la résolution spatiale pour les capteurs en micro-ondes passives. Les capteurs optiques représentent donc un "compromis" en cartographie des conditions de glace.

Pour mieux comprendre la dynamique spatiotemporelle des conditions de glace, des climatologies des conditions de glace sont produites par les services nationaux, comme par le Service Canadien des Glaces (CIS, 2013). Les cartes de cet atlas sont certainement les outils les plus fiables et elles sont utilisées pour toutes sortes d'applications, malgré qu'elles soient principalement réalisées pour des fins de navigation. Cependant, les informations qui y sont fournies ne cadrent pas nécessairement avec les activités des décideurs locaux, ingénieurs et gestionnaires d'infrastructures. La même conclusion peut être tirée en ce qui a trait aux modèles climatiques régionaux fournissant des données de concentrations et d'épaisseurs de glace qui dans la grande majorité des cas sont bien souvent à des résolutions spatiales de l'ordre de 45km. Par exemple, le modèle régional canadien du climat (MRCC4) (Caya *et al.*,

1995) ou le *Community Climate System Model 4* ou 5 ont des résolutions de 1° (Collins *et al.*, 2006). Il est important de noter que des travaux sont en cours pour améliorer les résolutions des modèles climatiques comme le MRCC5 pour lequel l'on souhaite atteindre une éventuelle résolution spatiale de 0,44° (Lucas-Picher *et al.*, 2017) ou des modèles axés sur des régions précises comme la Baie d'Hudson (Saucier *et al.*, 2004).

Tableau 1 : Principaux capteurs utilisés pour la cartographie des glaces de mer

Capteur	Résolution temporelle	Résolution spatiale	Fauchée
Radarsat-2 (R)	3 jours	Max : 3m Min : 100m	Min : 20km Max: 500km
Sentinel-1 (R)	6 jours (2 satellites)	Max : 5m Min : 20x40m	Min : 80km Max : 400km
Sentinel-2 (O)	5 jours (2 satellites)	Max : 10m Min : 60m	290km
Landsat 8(O)	16 jours 8 jours (Combiné à LS7)	Max : 15m Min : 30m	185km
MODIS (O)	1/2 jour (2 satellites)	Max : 250m Min : 1000m	2330km
TerraSAR-X (R)	11 jours	Max : 25cm Min : 40m	Min : 4km Max : 27km
AMSR-2 (M)	1 jour	Max : 5x3km Min : 62x35km	1450km
AVHRR (O)	1 jour	1,09km	2900km

Grâce aux données de télédétection, des analyses statistiques sur les valeurs centrales des distributions de concentrations de glace de mer (moyenne, médiane), les valeurs extrêmes (étendue du couvert maximale et minimale) ainsi que sur les durées des saisons de couverture sont disponibles. Nonobstant ces données, aucune information n'est fournie sur la nature de la distribution statistique de la série temporelle représentant l'évolution des concentrations de glace de mer en chaque point du domaine; ni sur la probabilité d'occurrence d'une condition précise de concentration ou sur la variabilité spatiale des conditions de glace de mer, particulièrement au niveau local.

Considérant ce manque à combler dans les connaissances liées à la dynamique des

conditions de glace de mer, un projet de recherche fût proposé à la plateforme d'adaptation aux changements climatiques de Ressources naturelles Canada (RNCan) pour développer les outils qui pourront fournir ces informations aux décideurs et usagers du milieu marin nordique. Le projet, nommé IcePAC, a été retenu par la plateforme (AP060) et a été supporté scientifiquement et administrativement par le Consortium de recherche en changements climatiques Ouranos (<https://www.ouranos.ca/>).

SYNTHÈSE : INTRODUCTION

- **Les changements dans la dynamique spatiotemporelle de la couverture de glace continueront et tendront à s'amplifier.**
- **La compréhension de la dynamique spatiotemporelle du couvert de glace est importante d'un point de vue climatique, économique, logistique et culturel.**
- **Les données de haute-résolution sont à la base d'une préparation efficace aux changements climatiques.**
- **Le choix d'une technologie (capteur/plateforme) pour le suivi des conditions de glace dépend d'un compromis entre les résolutions temporelles et spatiales, la couverture et la condition à étudier.**
- **Les données micro-ondes passives ont été retenues pour l'objectif 1 considérant la grande couverture temporelle offerte (30 ans de données), tandis que les données MODIS ont été retenues pour l'objectif 3 considérant leur résolution spatiale et leur répétitivité temporelle.**

1.2 Objectifs

Considérant les besoins des différents intervenants en milieu arctique en termes de données sur la dynamique spatiotemporelle des glaces décrits précédemment, le but de cette recherche doctorale a été défini ainsi : « *Développer pour les décideurs et intervenants des outils facilitant la prise de décision, permettant une meilleure compréhension de la dynamique des glaces de mer aux échelles régionales (12,5 km) et locales (250 m), faisant appel à des approches de télédétection, de géomatique ainsi que de statistique.* »

Quatre orientations découlent de ce but et constituent les objectifs de cette recherche doctorale:

- Le développement, grâce aux données historiques (1978-2015) tirées de l'imagerie micro-ondes passives, d'un outil d'aide à la décision reposant sur la modélisation fréquentielle locale (12,5 km) de la variabilité spatiotemporelle des concentrations de glace de mer.

- L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson (en anglais : *Hudson Bay System* ou HBS) grâce à l'outil d'aide à la décision IcePAC.
- Le développement, grâce aux données de télédétection, d'une approche de cartographie de la présence des glaces de mer à haute résolution spatiale et temporelle, par rapport aux produits existants, permettant de mieux documenter la fréquence d'occurrence et l'étendue couverte par les glaces de mer.
- L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson (en anglais : *Hudson Bay System* ou HBS) grâce à l'approche de cartographie IceMap250.

Les données tirées de la cartographie à partir des données MODIS seront éventuellement transposables à l'approche de modélisation présentées au premier objectif. Dans ce contexte une pérennité du modèle et une amélioration de sa résolution spatiale est envisageable. De plus, afin de permettre la diffusion efficace des données résultantes de l'atteinte des objectifs présentés ci-dessus, une interface interactive en ligne a été mise en place. Cette interface est présentée en annexe #1.

1.3 Structure de la thèse

La présente thèse est structurée de la manière suivante:

Le chapitre 1 présente la mise en contexte et l'introduction aux objectifs du projet, tandis que le chapitre 2 présente la description de la zone d'étude et la dynamique spatiotemporelle des conditions de glace dans le système de la Baie d'Hudson.

Le développement et l'implantation de l'outil de modélisation fréquentielle des concentrations de glace de mer est présenté aux chapitres 3, 4 et 5. Le chapitre 3 présente un état de l'art sur la modélisation des conditions de glace ainsi que les concepts de base de la modélisation fréquentielle. Le chapitre 4 décrit les étapes du développement d'un outil d'aide à la décision novateur (IcePAC) basé sur la modélisation fréquentielle des conditions de concentration de glace à partir de données micro-ondes passives. Le chapitre 5 illustre, par des exemples d'application du modèle présenté au chapitre précédent, la dynamique spatiotemporelle des concentrations de glace de mer dans le HBS.

La cartographie de la présence des glaces de mer est abordée aux chapitres 6, 7 et 8.

Le chapitre 6 porte sur un état de l'art des méthodes de cartographie des glaces de mer avec les diverses plateformes de télédétection. Le chapitre 7 présente le développement d'une méthode de cartographie de la présence de glace à partir de données du spectre réfléchi et thermique du capteur MODIS, nommée IceMap250. Cette méthode a d'ailleurs fait l'objet d'une publication qui est disponible en annexe 2. Finalement, l'évaluation de la dynamique spatiotemporelle de la présence de glace dans la Baie d'Hudson grâce aux données de l'algorithme IceMap250 est présentée au chapitre 8.

Enfin, le dernier chapitre (chapitre 9) de cette thèse présentera une conclusion sur l'atteinte des objectifs de la recherche doctorale et sur les aspects innovants de la thèse et les perspectives de développement.

Chapitre 2 : Zone d'étude – Le système de la Baie d'Hudson

Dans cette section, une description de l'état des connaissances liées à la zone d'étude de cette recherche doctorale est présentée. Elle vise à décrire la zone selon ses paramètres physiques particuliers, à décrire la dynamique spatiotemporelle du couvert de glace généralement observée et à aborder les recherches ayant étudiées les changements dans cette dynamique du couvert de glace de mer sur le territoire d'étude.

Le territoire à l'étude dans cette recherche doctorale est constitué de la Baie d'Hudson, du Détroit d'Hudson, de la Baie James et du Bassin Foxe (figure 1). La Baie d'Hudson, le Détroit d'Hudson et la Baie James, sont entourées des provinces canadiennes du Manitoba, du Québec, de l'Ontario et du Nunavut. Parfois nommé complexe de la Baie d'Hudson (Stewart *et al.*, 2010) ou *Hudson Bay System* ou HBS (Saucier *et al.*, 2004), ce système s'étend sur un vaste territoire de plus de 1 300 000 km² et constitue la plus grande mer intérieure sur notre planète (Etkin, 1991, Gagnon *et al.*, 2005a, Martini, 1986). Le HBS est situé dans les régions arctiques et subarctiques au nord-est du Canada. Il est estimé que les rivières s'écoulant vers le HBS amènent environ 900 km³/an⁻¹ d'eau douces dans le système, ce qui représente 20 % de l'afflux d'eaux douces par ruissellement vers l'Océan Arctique (Déry *et al.*, 2004, Déry *et al.*, 2005). La Baie d'Hudson est connectée à la mer du Labrador via le Détroit d'Hudson et à l'Océan Arctique via le Bassin Foxe (Prinsenbergh, 1986) et est caractérisée par une faible profondeur, en moyenne de moins de 100 m dans le Bassin Foxe, de 125 m dans la Baie d'Hudson et de plus de 200 m dans le Détroit d'Hudson (Jones *et al.*, 1994). Les courants dans la Baie sont cycloniques et générés de manière dominante par les vents, avec un maximum d'intensité en novembre (Saucier *et al.*, 2004).

Le comportement typique du couvert de glace dans le HBS est bien documenté par plusieurs recherches (CIS, 2013, Gagnon *et al.*, 2005a, Gagnon *et al.*, 2005b, Hochheim *et al.*, 2010, Hochheim *et al.*, 2014, Kowal *et al.*, 2017, Maxwell, 1986). Le HBS passe au cours d'une année au travers d'un cycle englacement/fonte complet, ce qui signifie que la glace couvre entièrement la Baie en hiver et qu'elle est entièrement libre de glace en été (Gagnon *et al.*, 2005a, Gagnon *et al.*, 2005b). Le couvert de glace de mer apparaît initialement près de la côte nord-ouest de la Baie d'Hudson et près de l'Île Southampton tôt en novembre et progresse ensuite en direction sud-est (Hochheim *et al.*, 2014, Maxwell, 1986). La Baie James et l'est de la Baie d'Hudson sont les dernières parties du HBS à être englacées (Hochheim *et al.*, 2014). Typiquement, la majorité du HBS est englacé vers la fin décembre et

entièrement libre de glace de la mi-août jusqu'à la fin octobre (Gagnon *et al.*, 2005b, Markham, 1986, Mysak *et al.*, 1996, Wang *et al.*, 1994).

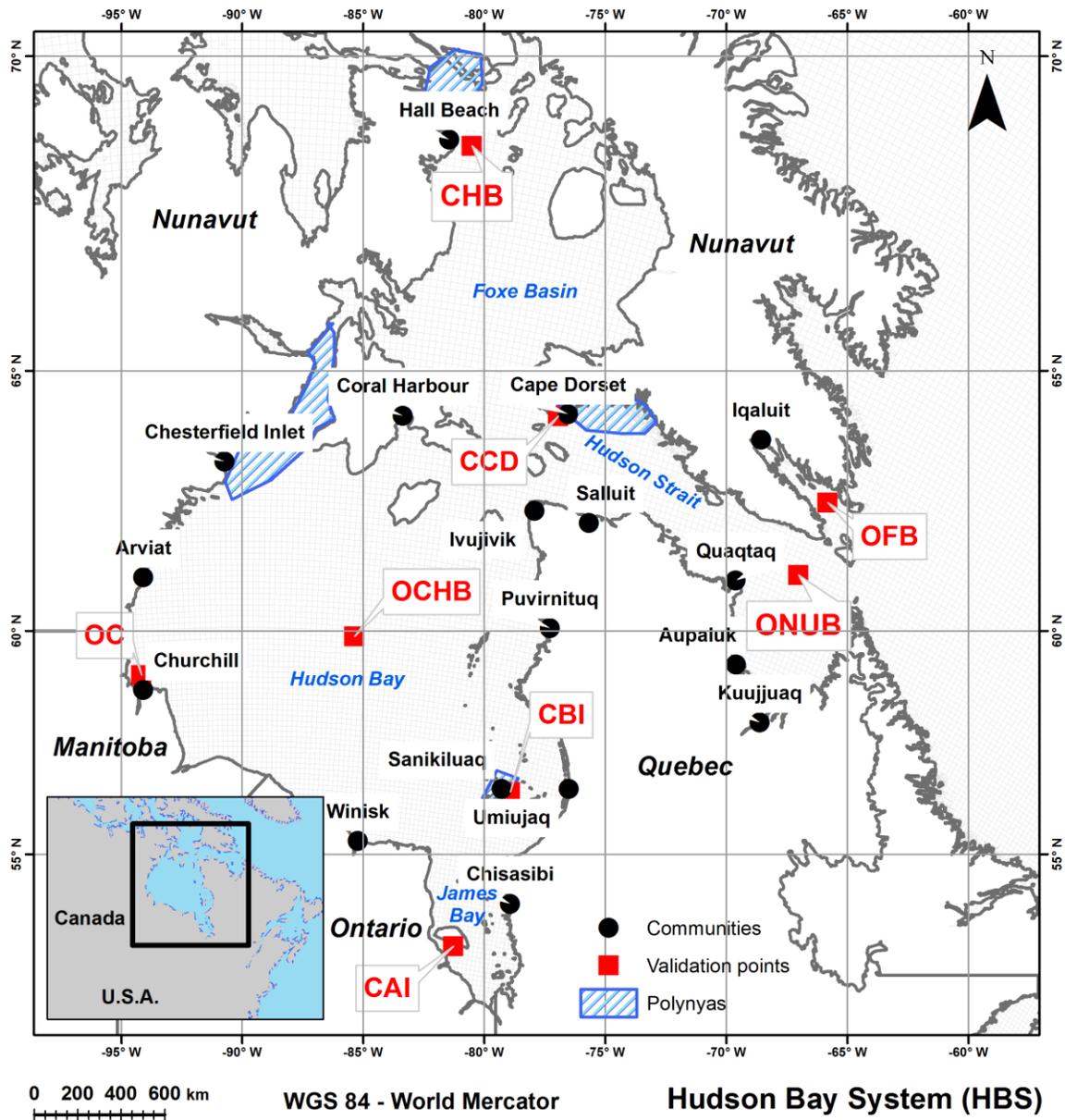


Figure 1: Le système de la Baie d'Hudson (HBS) étudié dans cette recherche doctorale avec les sites de validation utilisés (CHB = Coastal Hall Beach, CCD = Coastal Cape Dorset, CBI = Coastal Belcher Islands, CAI = Coastal Akismi Island, OC = Offshore Churchill, OCHB = Offshore Central Hudson Bay, ONUB = Offshore Northern Ungava Bay et OFB = Offshore Frobisher Bay) et les polynyas de la région d'étude

Le maximum annuel est atteint en avril (Gagnon *et al.*, 2005b), la fonte des glaces débutant en mai, le long de la rive nord-ouest et les chenaux d'eau libre s'étendent

graduellement le long des côtes autour de la Baie d'Hudson. À la fin juillet, il ne reste généralement qu'un banc de glace au voisinage de la rive sud de la Baie (CIS, 2013). Le couvert de glace est constitué quasi-exclusivement de glaces de première année, à l'exception de quelques glaces de deuxième année dans le nord-est de la Baie d'Hudson et principalement dans le Bassin Foxe (CIS, 2013, Etkin *et al.*, 1993). Les sections de la Baie James et du Détroit d'Hudson tendent à s'englacer au début novembre; et c'est dès la mi-octobre que la glace commence à se former dans le Bassin Foxe (CIS, 2013). Les figures 2 et 3 présentent les dates d'englacement et de déglacement moyennes pour l'Arctique Canadien.

Des travaux portant sur l'étude des tendances des étendues de glace et sur les jours d'englacement et de déglacement permettent de dresser un portrait de la dynamique temporelle des conditions de glace dans la Baie d'Hudson et dans l'Arctique, sans néanmoins fournir une information spatiale sur les concentrations de glace ou sur les distributions statistiques sous-jacentes aux données (Cavalieri *et al.*, 2012, Markus *et al.*, 2009, Meier *et al.*, 2007, Parkinson *et al.*, 2002, Parkinson *et al.*, 2008, Parkinson *et al.*, 1999). D'emblée, l'on remarque que l'ensemble des travaux abondent dans la même direction, soit un déclin des étendues du couvert de glace, particulièrement marquée pour les périodes les plus dynamiques et des englacements et déglacements devenant respectivement de plus en plus tardifs et hâtifs.

Avec des données provenant des satellites micro-ondes passives SMMR et SMM/I pour la période 1978-1996, des taux de déclin du couvert de $-1,2$ % par décennie au printemps, de $-5,4$ % par décennie en été et de $-4,7$ % par décennie en automne ont été mesurés pour le HBS (Parkinson *et al.*, 1999). Pour le même exercice, mais couvrant la période 1979-2006, des taux de déclin du couvert de $-2,8 \pm 0,7$ % au printemps, de $-19,5 \pm 5,0$ % en été et de $-12,9 \pm 2,9$ % en automne ont été mesurés pour le HBS (Parkinson *et al.*, 2008). Finalement, en reproduisant l'approche sur des données entre 1979-2010, des taux de déclin du couvert de $-2,6 \pm 0,6$ % au printemps, de $-19,1 \pm 3,9$ % en été et de $-12,9 \pm 2,4$ % en automne ont été mesurés pour le HBS (Cavalieri *et al.*, 2012). Dans un même ordre d'idées, les travaux de Meier *et al.* (2007) présentent le même type d'analyse, mais mois par mois, pour une analyse sur la période 1979-2006, toujours à partir d'observations micro-ondes passives. Les taux de déclin de l'étendue du couvert par décennie mesurés pour le HBS sont de $-0,1$ % en mai, de $-5,3$ % en juin, de $-24,3$ % en juillet, de $-22,9$ % en août, de -

34 % en septembre, de -46,6 % en octobre, de -25,8 % en novembre et de -1,4 % en décembre, pour un taux de déclin annuel de -4,6 %.

Le travaux de Markus *et al.* (2009), portant eux sur les dates d'englacement et de fonte, ont permis de déceler des tendances, entre 1979 et 2008, au prolongement de la période sans glace, soit une date de fonte plus hâtive et un englacement plus tardif dans la Baie d'Hudson, l'englacement étant reporté de 5,4 jours par décennie et la fonte devancée de 5,3 jours par décennie.

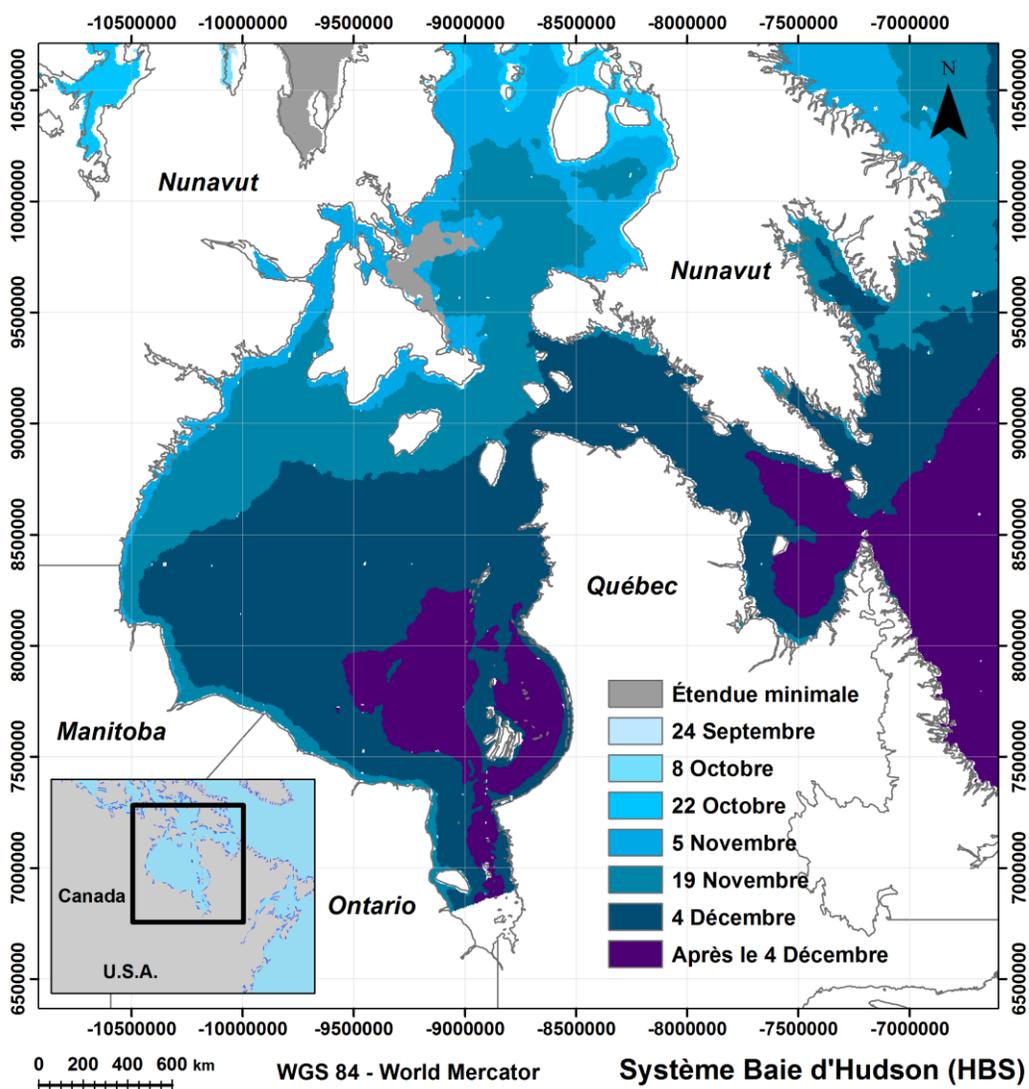


Figure 2: Dates de l'englacement dans l'Arctique canadien selon les observations du Service canadien des glaces (SCG-CIS) sur la période 1981-2010 (CIS, 2013)

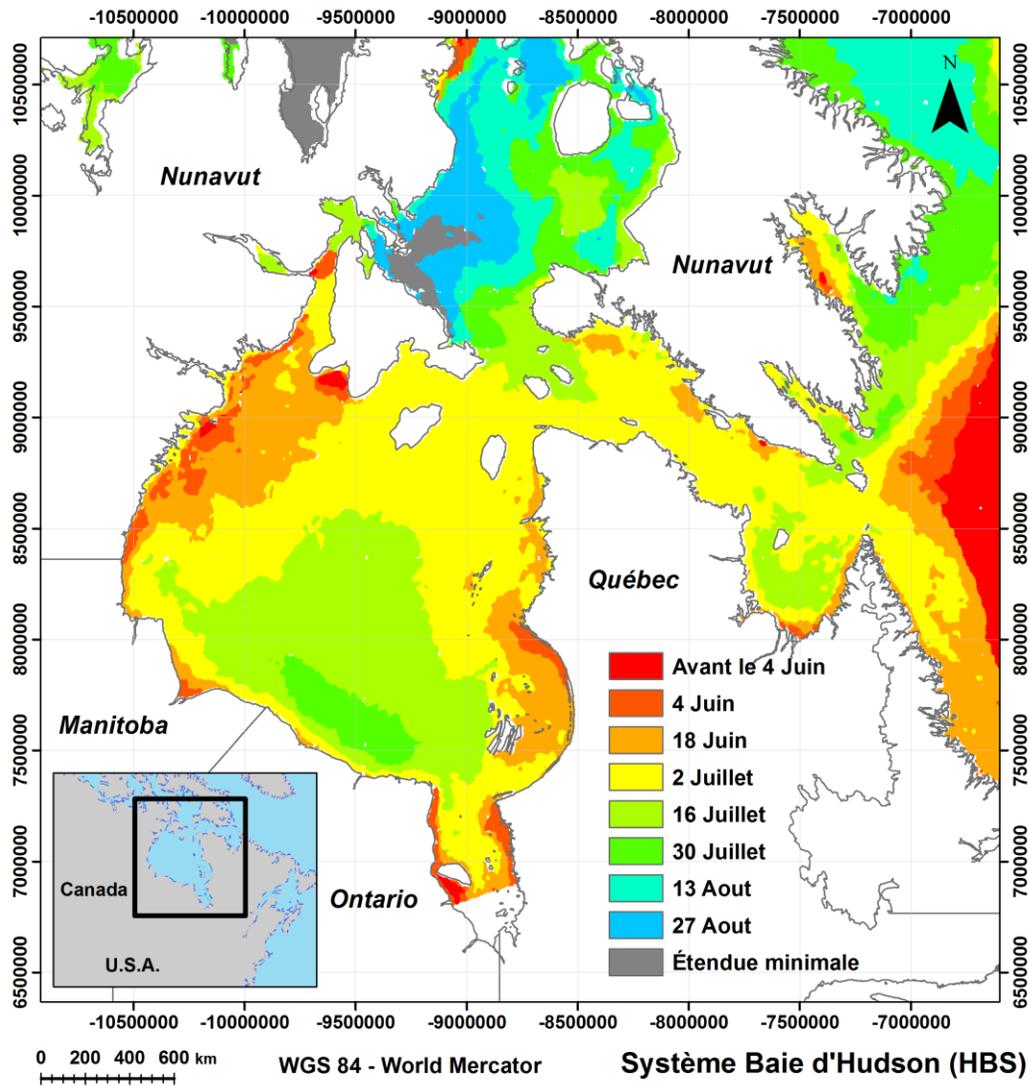


Figure 3: Dates de déglacement dans l'Arctique canadien selon les observations du Service canadien des glaces sur la période 1981-2010 (CIS, 2013)

SYNTHÈSE : LA DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DES GLACES DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON

- L'enlancement dans le HBS débute tôt en novembre, sauf dans le Bassin Foxe, hautes latitudes pour lesquelles l'enlancement débute dès octobre. À la fin décembre, l'ensemble du HBS est généralement enlencé.
- Le déglacement dans le HBS débute en mai et se termine en juillet.
- L'enlancement se fait de plus en plus tardivement et la fonte de plus en plus précocement.
- Un déclin de la durée du couvert est observé dans la Baie d'Hudson selon les données acquises depuis 1978.

Chapitre 3 : Modélisation des glaces de mer

Dans cette section, une introduction aux diverses approches de modélisation des conditions de glace de mer est présentée. Sont d'abord introduites sommairement les approches déterministes (modèles physiques) et statistiques de modélisation en présentant les principaux produits existants et les concepts de base sous-jacents à leur production et exploitation. S'en suit une présentation détaillée des concepts clés de l'analyse fréquentielle, sur laquelle repose le développement du modèle présenté dans cette thèse.

3.1 Introduction

La couverture de glace de mer a présenté un important déclin dans les dernières décennies, tel qu'observable dans les observations satellites ayant débutées en octobre 1978. Le déclin des concentrations rendent la région arctique plus accessible à la navigation mais aussi plus vulnérable entre autres à l'érosion côtière, la durée de la saison propice à la fonte augmentant environ d'une semaine par décennie (Stroeve *et al.*, 2014). Traditionnellement, les prédictions des conditions de glace pour les saisons à venir sont faites par un expert ou une experte des glaces, une approche heuristique. Toutefois, pour faire face à l'incertitude engendrée par les changements climatiques, de nouvelles approches de prédiction permettant de prévoir à des échelles saisonnières deviennent pertinentes (Hamilton *et al.*, 2016). Deux types de méthodes de modélisation sont utilisées pour l'étude des glaces; 1. L'approche déterministe, soit les modèles reposant sur la thermodynamique des glaces, et; 2. L'approche statistique, soit les modèles qui estiment les conditions en fonction de modèle de régression ou fréquentiels. Les approches déterministes et statistiques seront présentées dans les sections suivantes, l'approche heuristique n'étant pas pertinente dans le contexte global du projet.

3.1.1 Approches de modélisation déterministes

Les prévisions réalisées par les modèles déterministes sont obtenues selon divers schèmes de modélisation. Ces modèles sont définis sur un domaine (territoire couvert par les résultats) et par des résolutions spatiale (taille de maille) et temporelle (pas de temps entre chaque simulation). Les équations à la base des modèles de glace de mer visent à prendre en compte les phénomènes dynamiques comme les vents et les courants, ainsi que les phénomènes thermodynamiques comme les températures de l'océan et de l'atmosphère ou

l'albédo. Les chercheurs peuvent faire appel à des modèles de type glace ou à des modèles couplés de type glace-océan ou atmosphère-glace-océan.

Un modèle de glace utilise des données provenant de sources externes pour son initialisation aux conditions limites. Les conditions limites, comme la température de l'atmosphère à la surface de l'océan ou la température de l'eau, ou les conditions de glace en dehors du domaine, ne peuvent pas être simulées par le modèle de glace et doivent être obtenues via une autre source. C'est ce que l'on nomme les forçages du modèle.

Contrairement à un modèle de glace non-couplé, les modèles couplés comme les modèles glace-océan, ou atmosphère-océan ou encore atmosphère-glace-océan sont, pour certaines ou toutes les composantes nécessaires à leurs calculs, indépendants des forçages extérieurs. En somme, cela signifie que ce type de modèle couplé permet aux composantes de l'atmosphère, de l'océan et de la glace d'évoluer en synergie et d'interagir entre elles, sans être forcées de l'extérieur.

Stefan (1891) réalisa la toute première modélisation de la glace de mer en décrivant sur un plan unidimensionnel, la croissance verticale de la glace en fonction de paramètres thermodynamiques. Cette approche n'était évidemment pas de nature numérique, les ordinateurs n'existant pas à cette époque. Les premiers pas au niveau des simulations numériques des conditions de glace furent réalisés par Untersteiner (1964) qui jeta les bases d'une modélisation détaillée décrivant les transferts de chaleur ainsi que la croissance et la fonte de la glace de mer. Quelques années plus tard, Maykut et al. (1971) développèrent le premier modèle numérique de la thermodynamique des glaces de mer. Depuis les années 80, les modèles de glace sont fréquemment incorporés dans les modèles globaux du climat (GCM), comme dans le cas de Hibler et al. (1987) qui a couplé un modèle de glace à deux couches combinant la thermodynamique et la dynamique (Hibler III, 1979) avec un modèle océanique à baroclines à multiples niveaux (Bryan, 1969).

Citons, parmi les modèles de glace modernes, le *Los Alamos Sea Ice Model* ou CICE (Hunke et al., 2017), le modèle *Earth Climate System Model* de l'Université de Victoria (Weaver et al., 2001) et le modèle LIM de Louvain-la-Neuve (Rousset et al., 2015). Ces modèles sont fréquemment couplés avec des modèles océaniques comme le modèle NEMO (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*) qui découle du modèle OPA (Océan Parallélisé) de Madec et al. (1998) ou avec des modèles globaux du climat, tel que l'on peut

le constater en découvrant les multiples sources de modélisation sur la glace de mer dans le projet CMIP5 (Stroeve *et al.*, 2012a).

Les variables modélisées portant sur les glaces de mer dans le projet CMIP5 sont multiples, parmi elles : épaisseur du couvert, âge de la glace, concentration et étendue du couvert de glace. L'étendue est l'une des variables les plus utilisées pour évaluer la performance des modèles vis-à-vis les observations provenant de l'imagerie satellitaire (Kattsov *et al.*, 2010). Les modèles présentent un consensus quant au fait que l'étendue de glace suit une pente déclinante (Kattsov *et al.*, 2010), mais la dispersion des résultats indique d'importantes discordances entre les modèles (Agarwal *et al.*, 2018, Massonnet *et al.*, 2012).

3.1.2 Approches de modélisation statistiques

Les modèles statistiques permettent de décrire le comportement des conditions de glace grâce à des outils statistiques comme par exemple, la régression simple ou multiple entre une variable liée au couvert de glace et une ou des variables explicatives. En faisant appel à des observations historiques sur les glaces ou le climat, ces modèles permettent d'inférer les conditions futures du couvert en se basant sur des équations définissant les relations entre la variable à modéliser et les variables explicatives. Les modèles statistiques sont généralement utilisés afin de décrire le comportement moyen des glaces ou pour fournir une prévision dans une perspective à court et moyen terme (semaine, mois, saison ou année) et sont rarement spatialisés, c'est-à-dire qu'ils fournissent une information d'ensemble.

Parmi les variables utilisées pour obtenir une prévision des conditions de glaces citons les conditions de glace connues *a priori*, les variables atmosphériques (e.g. températures, vents, précipitations, etc.) et océaniques (e.g. courants, température de l'eau, turbidité, etc.) (Ahn *et al.*, 2014). Logiquement, la température à la surface est reconnue dans la littérature comme une variable explicative centrale (Chapman *et al.*, 1993, Hansen *et al.*, 2010) et est de surcroît utilisée dans beaucoup de modèles statistiques. Cependant, utilisée seule, cette variable ne permet pas au modèle d'offrir des résultats stables, c'est pourquoi il est généralement admis d'utiliser d'autres variables dans les modèles (Barnston, 1994, Drobot, 2007).

Les modèles peuvent faire appel à des observations in-situ, à des modélisations externes, à des climatologies ou à des données de télédétection. Les travaux précurseurs de

sur les eaux au nord de l'Alaska utilisent l'information sur l'anticyclone de Sibérie pour prévoir la sévérité des conditions de glace au voisinage de la ville de Barrow. Le *Barnett Severity Index* (BSI), utilisé pour qualifier la navigabilité des eaux au nord de l'Alaska, est basé sur ces travaux. Les travaux de Walsh (1980) font quant à eux appel à des décompositions orthogonales en valeurs propres (en anglais : *Empirical Orthogonal Functions* ou EOF) de données de pression au niveau de la mer, de température de l'air et d'étendue du couvert connue *a priori* pour prédire l'étendue future quelques mois à l'avance. Plus récemment, les travaux de Pavlova *et al.* (2014) font appel aux données de vents et aux températures de surface de l'eau pour estimer l'étendue du couvert de glace dans la mer de Barents, au nord de la Scandinavie. Les prédictions du minimum annuel de l'étendue du couvert obtenues grâce à l'approche de régression multiple développée par Drobot *et al.* (2006) reposent entièrement sur des données de télédétection comme prédicteurs dont la concentration de glace observée, la température de surface de l'océan, l'albédo de surface et l'émissivité de surface.

Une autre perspective statistique, visant à analyser les conditions de glace de mer en fonction de leur probabilité d'occurrence a été utilisée dans quelques travaux récents. Les travaux de Hochheim *et al.* (2010) sur la Baie d'Hudson utilisent les données historiques du Service Canadien des Glaces et du NSIDC pour établir des cartes de probabilité hebdomadaires des événements de concentrations de glace (SIC) supérieures à 20 % et à 80 %. Avec ces seuils, basés sur les travaux de Galley *et al.* (2008), la concentration 20 % est utilisée pour suivre l'évolution de la bordure du couvert lors de l'englacement et le seuil de 80 % est utilisé pour identifier les glaces consolidées. Dans Hochheim *et al.* (2010), les cartes de probabilité sont établies selon la méthode du décompte, qui vise simplement à faire la somme du nombre d'occurrences répondant à une condition donnée (e.g. SIC > 20 %) et à diviser cette somme par le nombre d'année dans la série étudiée. Une autre approche permet de connaître la distribution de probabilité des données; soit l'approche visant à ajuster une distribution théorique aux données et d'en établir les paramètres. C'est dans cette optique que les travaux de Dirkson (2017) ont fait appel à une approche paramétrique, nommée *Trend Adjusted Quantile Mapping* (TAQM), pour aider à estimer les probabilités d'occurrences de concentrations de glace précises en faisant appel à des prévisions d'ensemble générées par un modèle atmosphère-océan global (CanCM3).

Les méthodes statistiques présentent donc des utilités et des portées temporelles

variées et sont utilisées non seulement pour obtenir des projections mais également, dans certains contextes, comme méthode de comparaison ou approche complémentaire aux approches déterministes.

3.2 La modélisation fréquentielle

3.2.1 Définition et objectifs

L'analyse fréquentielle est une approche statistique de prédiction très utilisée en hydrologie et de plus en plus utilisée pour d'autres champs d'études environnementales. L'approche repose sur l'étude des événements du passé, qui sont caractéristiques du phénomène étudié, afin d'en dériver la probabilité d'occurrence future (Meylan et al., 2008).

Il est possible d'estimer la probabilité d'occurrence future d'un événement précis en ajustant aux données décrivant le comportement passé du phénomène étudié un modèle fréquentiel. Ce modèle fréquentiel est l'expression du comportement du phénomène étudié, exprimé de manière simplifiée sous la forme d'une équation. Cette équation décrit une distribution théorique, ajustée à la distribution de fréquence des occurrences observées du phénomène.

Le processus peut être schématisé, tel qu'en figure 4.

La première étape est une définition juste et claire des buts de l'analyse ce qui permet d'aborder les étapes subséquentes efficacement. Les buts de l'analyse guident les choix en ce qui a trait à l'échelle spatiale (locale, régionale, globale) et temporelle (jour, semaine, mois) des données utilisées dans la démarche.

La deuxième étape est la constitution de la série de valeurs qui est un processus pouvant s'avérer fastidieux au cours duquel de nombreuses erreurs, liées aux appareils (e.g. sonde thermique, station météorologique, vélocimètre, etc.) et aux conditions d'échantillonnage, peuvent survenir. Il est donc essentiel de procéder à une évaluation de la qualité de la donnée recueillie préalablement aux étapes subséquentes.

L'étape de contrôle de la série statistique vise à tester si la série temporelle des valeurs réponds à trois conditions préalables à l'ajustement d'un modèle fréquentiel. Ces conditions préalables sont l'homogénéité, la stationnarité et l'indépendance des données.

Évidemment, le choix du modèle fréquentiel est une étape très importante dans la démarche pour assurer que les résultats obtenus soient valides et représentatifs du phénomène à l'étude. Le choix du modèle doit être fait selon la nature du problème à résoudre et les données qui sont disponibles. Généralement, pour assurer un choix optimal, la comparaison de plusieurs distributions théoriques aux données observées permet de sélectionner la meilleure distribution. Néanmoins, avec l'expérience, il est d'usage que certains chercheurs fassent appel directement à une seule distribution (Meylan *et al.*, 2008).

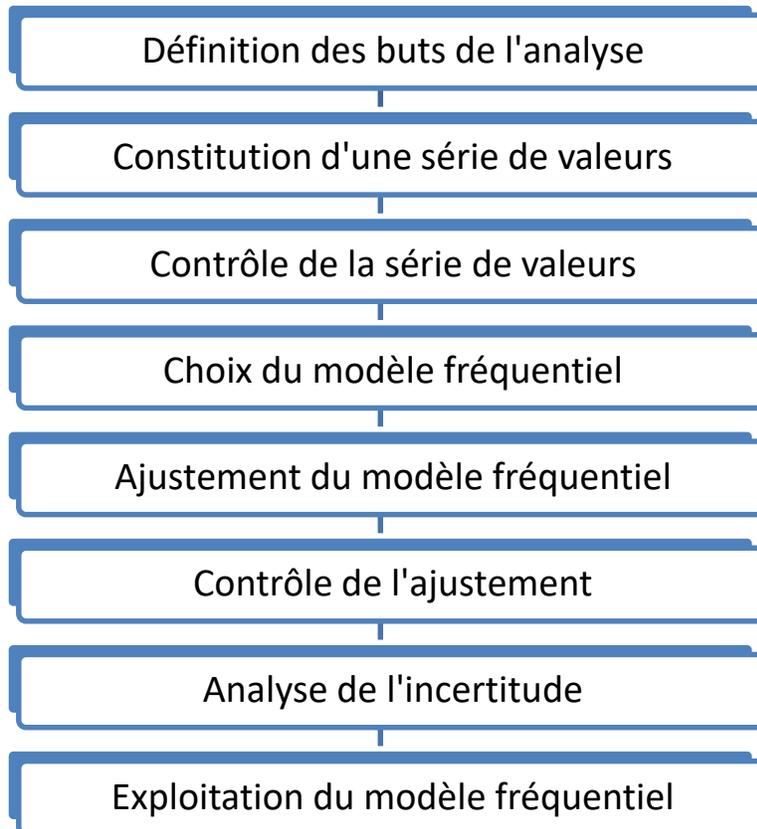


Figure 4: Diagramme des étapes de l'analyse fréquentielle, inspiré de Meylan *et al.* (2008)

L'étape subséquente est l'ajustement du modèle fréquentiel lequel permet de passer de la distribution empirique des données, mathématiquement complexe à exprimer, vers une forme simplifiée et optimisée grâce à une méthode d'ajustement. Parmi les méthodes d'ajustement les plus utilisées pour ajuster la distribution aux données, notons les méthodes des moments et du maximum de vraisemblance. Une fois ajustée, la distribution théorique peut être exprimée grâce à un petit nombre de paramètres.

Le contrôle de la qualité de l'ajustement peut être fait de manière graphique ou à l'aide de tests et critères spécifiques (Meylan *et al.*, 2008). Notons parmi ces méthodes d'évaluation

de la qualité de l'ajustement l'utilisation répandue des critères d'information d'Akaike (AIC) (Akaike, 1998) et Bayésien (BIC) (Neath *et al.*, 2012, Schwarz, 1978). La distribution qui minimise ces critères constitue le meilleur choix parmi les distributions testées.

L'analyse de l'incertitude repose sur la capacité du modèle à bien représenter les données. Il est d'ailleurs suggéré d'éviter de faire appel à un modèle fréquentiel faisant appel à trop de paramètres (Kjeldsen *et al.*, 2017, Laio *et al.*, 2009, Meylan *et al.*, 2008) . On peut évaluer l'incertitude liée à l'échantillonnage grâce à l'estimation de l'intervalle de confiance. Lorsque le modèle sélectionné et validé présente des résultats satisfaisants aux yeux de l'analyste et en fonction du phénomène, le modèle est prêt pour l'exploitation. Enfin, en obtenant, grâce aux paramètres ajustés au modèle sélectionné, la fonction de densité de probabilité (en anglais : *Probability Density Function* – PDF) et la fonction de répartition (en anglais : *Cumulative Density Function* – CDF), il devient possible d'estimer la probabilité d'un événement X ou inversement l'événement attendu pour une probabilité p.

Les prochaines sections présentent les différentes méthodes et fonctions cités ci-dessus.

3.2.2 La notion d'événement

Un événement, dans le contexte de l'analyse fréquentielle, survient lorsque la variable d'intérêt, caractéristique du phénomène naturel étudié, réponds à une condition donnée, par exemple le dépassement d'un seuil. Ce sont les événements, définis en fonction du sujet d'étude, dont on vise à déterminer la probabilité d'occurrence grâce au modèle fréquentiel.

3.2.3 Constitution des séries de données

La constitution des séries de données est une étape clé du processus d'analyse fréquentielle. Les données utilisées doivent permettre de répondre à la problématique étudiée. Dans certains cas, comme en hydrologie, un analyste pourrait devoir transformer une série de débits mesurés à une station hydrométrique pour en dériver uniquement les événements de maximas annuels par exemple.

Une attention particulière aux erreurs potentielles dans les données doit être accordée afin de s'assurer de la qualité des données. Meylan *et al.* (2008) dénote quatre sources d'erreur potentielles :

- Les erreurs de mesure;
- Les erreurs de transmission ;
- Les erreurs de stockage;
- Les erreurs de prétraitement et d'analyse.

Les erreurs de mesure peuvent être systématiques ou aléatoire. Dans le cas d'une erreur systématique, diverses approches peuvent être utilisées, lorsque possible, afin de corriger la série de données, soit en analysant la chaîne de production des données afin de trouver la source du problème ou en faisant appel à des méthodes statistiques.

Les séries de données doivent également répondre à une série de prémisses essentielles à la réalisation d'une analyse fréquentielle :

- Les conditions d'acquisition des données doivent être constantes : Les conditions d'acquisition (observateur ou appareil) n'ont pas changées (ou sont similaires) durant la période de mesure.
- Les séries de données doivent être stationnaires : Les propriétés statistiques des séries (moyenne et variance), ne varient pas dans le temps.
- Les séries doivent être homogènes : Des données non-homogènes peuvent résulter d'un phénomène dont les caractéristiques ont changées dans le temps (données saisonnières ou issues de phénomènes différents) ou d'une instrumentation affectée par un bruit ou un bris durant la période de mesure (Machiwal *et al.*, 2008).
- Les séries doivent être aléatoires : Si tous les éléments de la série sont tirés de la même population et sont indépendants les uns des autres, la série est aléatoire.

3.2.4 Tests préalable d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité

3.2.4.1 Indépendance : Test de Wald-Wolfowitz

Le test de Wald-Wolfowitz (Wald et al., 1943) est utilisé pour évaluer l'indépendance des données des séries temporelles. Aussi appelé le « *runs test* », ce test vérifie le côté aléatoire de la série temporelle en quantifiant les séquences d'observations consécutives comme soit supérieures (+ ou 1) ou inférieures (- ou 0) à la valeur seuil (souvent la médiane). On peut alors tester que le nombre de « *runs* » positives et négatives sont également

réparties. Le test est basé sur l'hypothèse nulle (H_0) que les données soient indépendantes. Si n_0 et n_1 sont respectivement le nombre de 0 et de 1 dans une « *run* », alors on peut exprimer la moyenne et la variance grâce aux équations suivantes (équations 1 et 2) :

$$\mu_r = \frac{2n_1n_0}{n_1 + n_0} + 1 \quad (1)$$

$$\sigma_r^2 = \frac{(\mu - 1)(\mu - 2)}{n_1 + n_0 - 1} \quad (2)$$

On peut ensuite calculer le score Z_s , permettant de vérifier si le nombre de « *runs* » observé correspond au nombre de « *runs* » attendues d'une série de données indépendante (équation 3).

$$Z_s = \frac{R - \mu_r}{\sigma_r} \quad (3)$$

Où R est le nombre de « *runs* ». L'hypothèse nulle est rejetée si $Z_s > 1,96$ ou $Z_s < -1,96$ (test bilatéral).

La *p*-valeur (*p-value*) du test peut être obtenue au moyen de l'équation 4, prétextant un test bilatéral :

$$p = 2[1 - \phi(|Z_s|)] \quad (4)$$

Où ϕ est la fonction de répartition de la distribution normale (équation 5) :

$$\phi(|Z_s|) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{|Z_s|} e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad (5)$$

Si la *p*-valeur est inférieure à la valeur critique $\alpha = 0,05$, l'hypothèse nulle d'indépendance est rejetée.

3.2.4.2 Homogénéité : Test de Wilcoxon

L'homogénéité de chaque série est testée grâce au test de Wilcoxon (Wilcoxon, 1945). Aussi appelé le « *rank sum test* » ou le Mann-Whitney U-test, ce test compare deux échantillons aléatoires (A et B) d'une même série temporelle pour valider qu'ils proviennent d'une seule et même distribution. On combine les données des deux échantillons pour ensuite ordonner les valeurs en ordre croissant. On accorde le rang 1 à la plus petite valeur, le rang 2 à la suivante et ainsi de suite. La statistique de test W (équation 6) est basée sur la

somme des rangs R_i attribués aux observations de l'échantillon W_A ou W_B .

$$W_x = \sum_{i=1}^{n_x} R_i - \frac{n_x(n_x + 1)}{2} \quad (6)$$

Où n_x est la taille de l'échantillon x et R_i les rangs. Dans le cadre d'un test bilatéral, on sélectionne comme statistique W la valeur W_x minimale.

Sous l'hypothèse nulle (H_0), la moyenne et l'écart-type (équations 7 et 8) suivent une distribution normale centrée et réduite, condition vérifiée avec un test d'hypothèse Z (équation 9).

$$\mu_W = \frac{n_1 n_2}{2} \quad (7)$$

$$\sigma_W = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}} \quad (8)$$

$$Z = \frac{W - \mu_W}{\sigma_W} \quad (9)$$

Si la p -valeur (voir équations 4 et 5) est inférieure à la valeur critique $\alpha = 0,05$, l'hypothèse nulle est rejetée, ce qui signifie que la série n'est pas homogène selon le test.

3.2.4.3 Stationnarité : Test de Mann-Kendall

La stationnarité est évaluée avec le test de Mann-Kendall (Kendall, 1975, Mann, 1945) qui évalue la présence d'une tendance dans les données. C'est un test fréquemment utilisé avec des données environnementales (Hisdal *et al.*, 2001, Yue *et al.*, 2002) puisque basé entièrement sur les rangs, donc robuste à la non-normalité des données (Cunderlik *et al.*, 2003, Helsel *et al.*, 2002). Il est important de noter que, dans les cas où les données présentent une autocorrélation, le test de Mann-Kendall tends à faussement détecter des tendances (Adamowski *et al.*, 2003, von Storch, 1999).

Chaque donnée est comparée aux valeurs qui la suit dans la série afin d'établir la statistique S (équation 10).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(X_j - X_k) \quad (10)$$

Où x_j et x_i sont les observations aux années j et i , avec $j > i$ et sgn faisant référence à la fonction signe (équation 11) :

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > 0 \\ 0 & \text{si } x = 0 \\ -1 & \text{si } x < 0 \end{cases} \quad (11)$$

La distribution de la statistique S peut être estimée à une distribution normale pour des grandes valeurs de n , avec une moyenne μ_s (équation 12) et un écart-type σ_s (équation 13).

$$\mu_s = 0 \quad (12)$$

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(i-1)(2i+5)}{18}} \quad (13)$$

Où t_i correspond au nombre de cas où $\text{sgn}(x) = 0$. Pour les séries avec un nombre élevé d'observations, un test Z (équation 14) est possible.

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma_s} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma_s} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (14)$$

Si la p -valeur (voir équations 4 et 5) est inférieure à la valeur critique $\alpha = 0,05$, l'hypothèse nulle est rejetée, ce qui signifie que la série est considérée comme non-stationnaire par le test.

3.2.5 Adaptation de la série de données à un cadre non-stationnaire

L'analyse fréquentielle a comme prémisses, tel que discuté dans les sections précédentes, la stationnarité de la série de données à modéliser. Il convient donc, dans le cas où le test de Mann-Kendall indique la détection d'une tendance significative, de rendre stationnaire la série de données avant de commencer l'analyse. La non-stationnarité dans les données aura un impact sur les paramètres du modèle et peut-être même sur le choix du modèle lui-même. Cette non-stationnarité peut être due à une tendance dans le temps, à la présence d'un cycle dans la série, à un changement au niveau de la moyenne (en anglais : *shift*) ou à un changement au niveau de la variance (i.e. augmentation de l'intensité de certaines valeurs extrêmes). Il faut donc, préalablement au choix du modèle et à l'ajustement de ses para-

mètres, faire appel à une approche séparant la composante tendancielle, explicable par une équation de régression, du phénomène naturel à l'étude.

Plusieurs approches existent, dont la plus instinctive repose sur un calcul de la différence directe entre les observations et la tendance modélisée (Cave *et al.*, 1914, Meylan *et al.*, 2008). La série des résiduelles, liée au phénomène non influencé par une tendance, est ensuite utilisée pour le choix du modèle et l'estimation des paramètres.

3.2.6 Choix du modèle fréquentiel

Le choix du modèle fréquentiel est une étape critique qui peut induire beaucoup d'incertitude dans le processus d'analyse fréquentielle (Meylan *et al.*, 2008). Le choix du modèle explique et décrit, sous une forme opérationnelle et pratique, le phénomène à l'étude. Les facteurs derrière le choix d'un modèle de probabilité pour décrire un phénomène naturel sont :

- La complexité : Les phénomènes naturels sont très complexes et ne peuvent pas, dans l'immense majorité des cas, être décrits de manière purement déterministe. Essentiellement, tel que soulevé par Yevjevich (1972), aucun phénomène hydrologique (naturel) ne peut être considéré comme purement déterministe car il nous est pratiquement impossible de déterminer l'ensemble des paramètres qui le régule et les lois physiques qui sont sous-jacentes.
- La nature des réponses attendues : Le choix du modèle fréquentiel est intrinsèquement lié aux besoins de l'étude. Sans des données de nature probabiliste, il est impossible d'estimer des informations comme le risque ou le temps de retour d'un événement.
- La capacité d'extrapoler dans le temps : Avec un modèle fréquentiel, il est souvent question d'obtenir le temps de retour d'un événement naturel, c'est-à-dire de savoir sur un cycle de combien d'années, selon le modèle, deux événements d'intensité X surviendront. Les temps de retour intéressants pour une étude peuvent être de 50, 100 voire 1000 ans, ce qui, basé sur un échantillon de 30 ans de données, constitue une sérieuse limite conceptuelle. Il est donc important que le modèle concorde non seulement avec les observations, mais également qu'il soit conceptuellement cohérent avec le phénomène à l'étude.

Le modèle choisi doit donc présenter à la fois une adéquation optimale avec la donnée, mathématiquement vérifiable, et une cohérence conceptuelle, c'est-à-dire que la distribution choisie comme modèle doit représenter adéquatement les réalités physiques et environnementales du phénomène. C'est dans ce contexte que Meylan *et al.* (2008) insistent sur l'importance des informations « non-numériques » comme l'avis des experts, les analogies à des phénomènes similaires ou des observations historiques pour guider le choix de la distribution.

3.2.6.1 Distributions communes en analyse fréquentielle

Tel que discuté dans les sections précédentes, le choix d'une distribution théorique comme modèle fréquentiel est fait en fonction de la nature des données et du phénomène naturel à l'étude ainsi que des connaissances préalables de l'analyste. Cette section présente les distributions les plus communément utilisées pour l'analyse fréquentielle, particulièrement en hydrologie.

L'un des cadres les plus fréquents en analyse fréquentielle est l'étude des valeurs extrêmes. La théorie des valeurs extrêmes est basée sur théorème des types de valeurs extrêmes (théorème de Fisher-Tippett-Gnedenko), affirmant que seulement trois types de distributions sont nécessaires pour décrire la distribution des extrêmes (maximum et minimum) d'observations aléatoires tirées d'une même distribution.

Diverses distributions ont été mises en place pour l'étude de ce type précis de phénomènes comme les distributions de Gumbel, de Fréchet et de Weibull.

La distribution de Gumbel (figure 5), développée par le mathématicien allemand Émil Gumbel (1891-1966), a été créée afin de modéliser les phénomènes hydrologiques extrêmes comme les crues annuelles. Connue sous le nom de distribution des valeurs extrêmes de type 1, la Gumbel est non-bornée et est décrite par la fonction de densité de probabilité (PDF) suivante (Bury, 1999):

$$f(x) = \frac{1}{\sigma} \exp\left(-\left(\frac{x-\mu}{\sigma} + \exp\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right)\right) \quad (15)$$

Où μ est le paramètre de position et σ est le paramètre d'échelle ($\sigma > 0$).

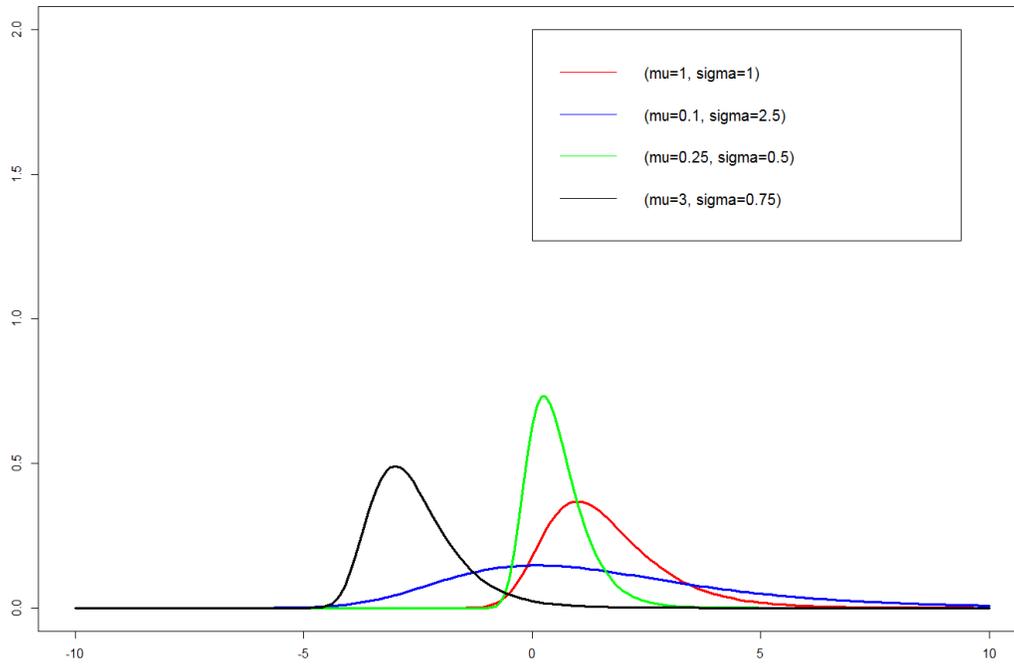


Figure 5: PDF de la distribution Gumbel pour différentes valeurs de paramètres

La distribution de Fréchet (figure 6), a été développée par le mathématicien français Maurice Fréchet (1878-1973) en 1927.

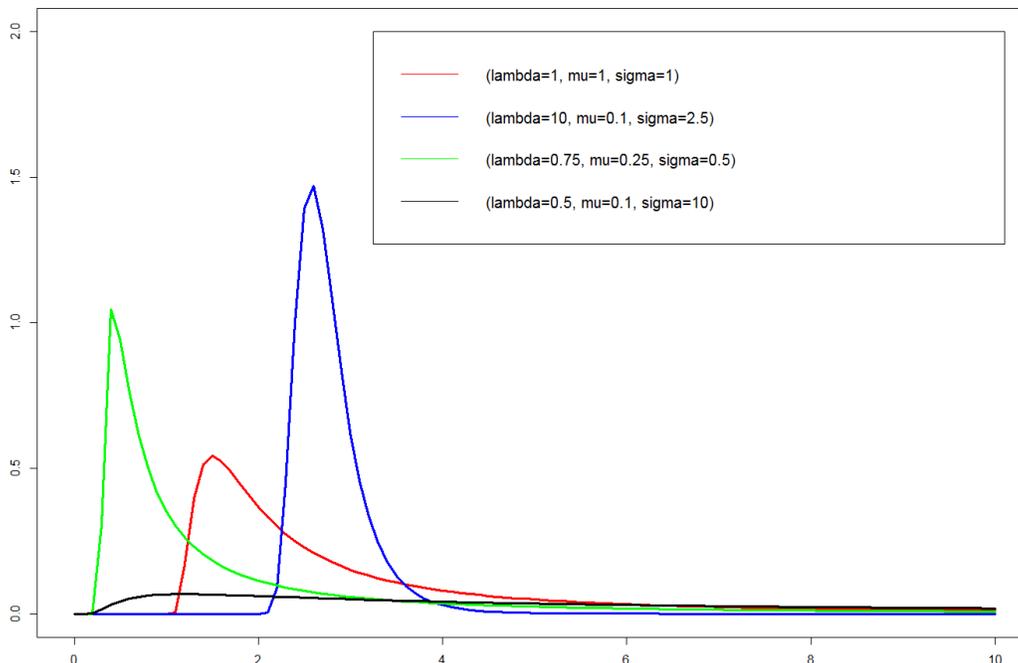


Figure 6: PDF de la distribution Fréchet pour différentes valeurs de paramètres

La Fréchet est bornée à sa limite inférieure ($x > 0$) et est caractérisée par les paramètres de forme λ ($\lambda > 0$), d'échelle μ ($\mu > 0$) et de position σ . Elle est connue comme la

distribution des valeurs extrêmes de type 2 et est définie par la PDF suivante (Bury, 1999) :

$$f(x) = \frac{\lambda}{\sigma} \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{-1-\lambda} \exp \left(- \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{-\lambda} \right) \quad (16)$$

La distribution de Weibull (figure 7), développée par l'ingénieur suédois Waloddi Weibull (1887-1979) dans le cadre de ses travaux sur la solidité des matériaux en 1939, est connue comme la distribution des valeurs extrêmes de type 3 et s'exprime, sous sa version à deux paramètres, par la PDF suivante (Bury, 1999) :

$$f(x) = \frac{\alpha}{\beta} \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha-1} \exp \left(- \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha} \right) \quad (17)$$

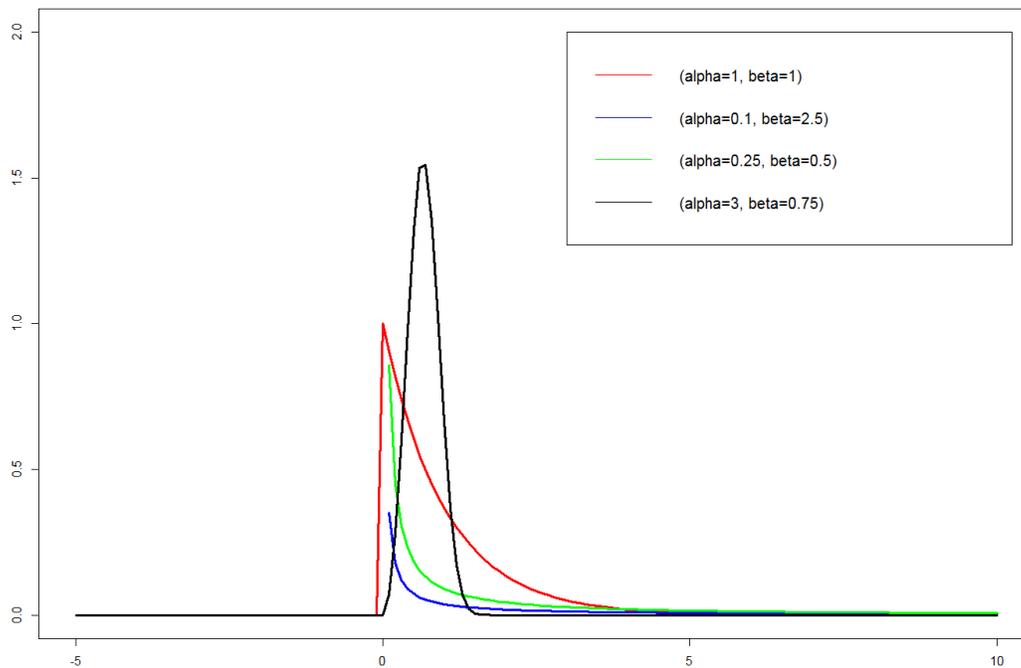


Figure 7: PDF de la distribution Weibull pour différentes valeurs de paramètres

Elle est définie pour $x > 0$ et les deux paramètres de forme α et β sont strictement positifs. Il en existe une version généralisée (équation 18) de la PDF pour laquelle un paramètre de position γ est ajouté :

$$f(x) = \frac{\alpha}{\beta} \left(\frac{x - \gamma}{\beta} \right)^{\alpha-1} \exp \left(- \left(\frac{x - \gamma}{\beta} \right)^{\alpha} \right) \quad (18)$$

Sous cette forme, le paramètre γ peut prendre n'importe laquelle des valeurs et la distribution est définie sur $x > \gamma$. C'est plus particulièrement sous cette forme que la Weibull est

utilisée en analyse fréquentielle.

Combinant les distributions de valeurs extrêmes sous une seule PDF flexible à trois paramètres qui combine la Gumbel, la Fréchet et la Weibull, la distribution des valeurs extrêmes généralisée la GEV (en anglais : *Generalized Extreme Values*) présente la PDF suivante (équation 19):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \exp\left(-\left(1 + kz\right)^{-\frac{1}{k}}\right) \left(1 + kz\right)^{-1-\frac{1}{k}} \text{ quand } k \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} \exp(-z - \exp(-z)) \text{ quand } k = 0 \end{cases} \quad (19)$$

Avec $z = (x-\mu) / \sigma$ et k, σ, μ qui sont respectivement les paramètres de forme, d'échelle et de position. Selon la valeur donnée au paramètre k , la GEV correspondra soit à la Gumbel ($k = 0$), la Fréchet ($K > 0$) ou à la Weibull inversée ($k < 0$).

L'une des distributions les plus connues, mais peu utilisée comme modèle fréquentiel étant donné sa faible flexibilité, la distribution normale (figure 8) est justifiée par le théorème central-limite.

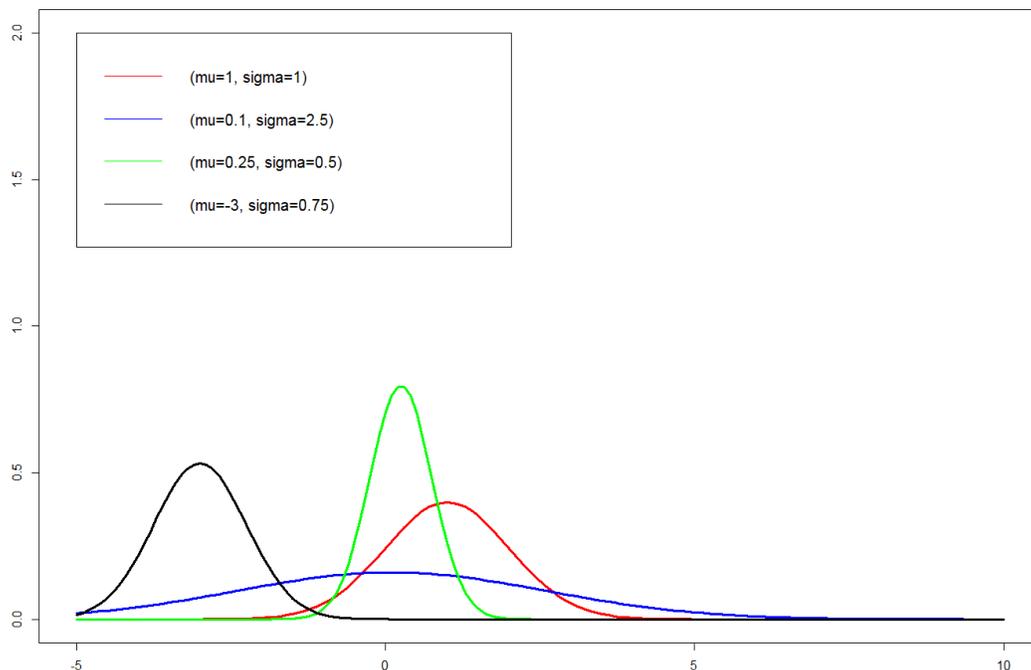


Figure 8: PDF de la distribution Normale pour différentes valeurs de paramètres

Elle n'est pas utilisée avec les valeurs extrêmes car ces données tendent à présenter une distribution asymétrique, contrairement à la cloche gaussienne. La distribution normale

est définie par la PDF suivante (équation 20) :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad (20)$$

Où les paramètres μ et σ sont respectivement la moyenne et l'écart-type.

Finalement, la distribution log-normale (figure 9), qui est souvent utilisée pour l'analyse fréquentielle des précipitations (Yue, 2000), permet de traiter avec des données qui présentent une asymétrie dans leur distribution mais qui, une fois transformées avec un logarithme népérien, présentent une forme normale. La Log-Normale est définie par la PDF suivante (équation 21) :

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{\sigma^2}} \quad (21)$$

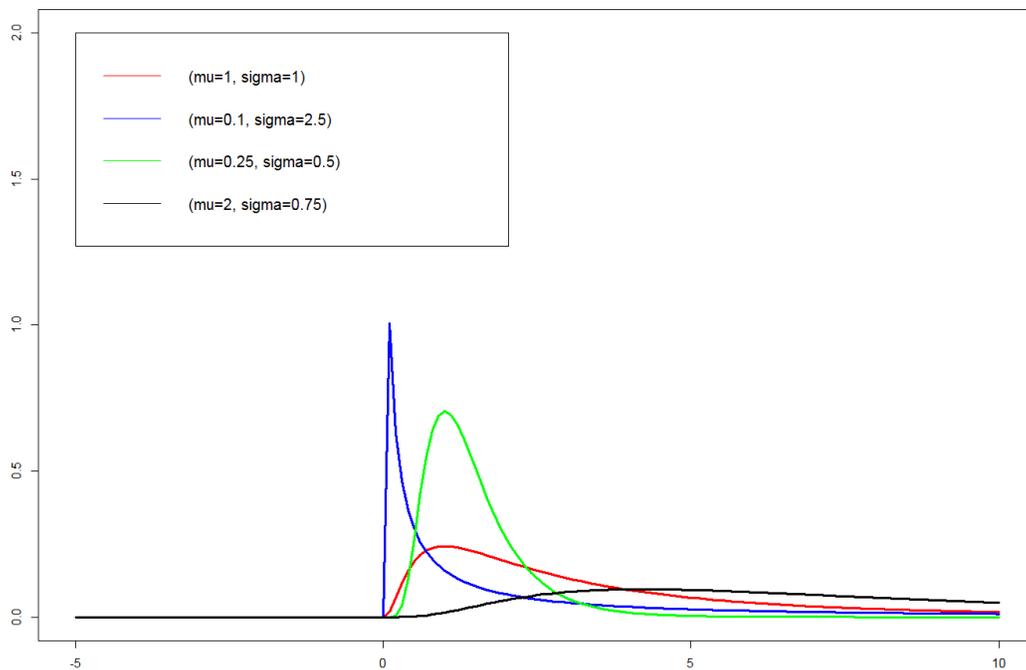


Figure 9: PDF de la distribution Log-Normale pour différentes valeurs de paramètres

Où, les paramètres μ et σ sont respectivement la moyenne du logarithme de la distribution et l'écart-type du logarithme de la distribution.

3.2.6.2 Le cas particulier des données exprimées en pourcentage

Les données de pourcentages sont présentes dans plusieurs domaines d'études de l'environnement (e.g. télédétection, météorologie, hydrologie). Ces données ont comme

particularité d'exprimer le rapport entre deux ensembles de données au moyen d'une fraction de 100, souvent rapportée entre 0 et 1 (0,5 = 50 %). Ce contexte particulier constitue donc une limitation aux distributions pouvant être utilisée pour la modélisation fréquentielle de ce type de données. Utiliser une distribution non-bornée entre 0 et 1 générerait des résultats qui n'auraient aucun sens en termes de physique du phénomène naturel étudié, particulièrement aux limites (bornes) où des pourcentages supérieurs à 100% ou inférieurs à 0% pourraient être modélisés.

Pour modéliser les pourcentages, il faut donc faire appel à la famille des distributions bornées dans un domaine [0,1]. Citons parmi les principales la distribution triangulaire, la distribution trapézoïdale, la distribution Johnson S_B et la distribution Bêta.

La distribution triangulaire (figure 10) et la distribution trapézoïdale (figure 11) sont deux distributions qui sont utilisées pour plusieurs applications en environnement, notamment en fonction de leur grande simplicité, mais qui sont souvent paramétrées en fonction de connaissances à priori fournies par des experts du domaine (Loukas, 2002). Malgré une faible flexibilité au niveau de la forme, elles présentent toutes deux un support fini, mais non restreint à un domaine [0,1]. Les PDF des distributions triangulaire et trapézoïdale s'expriment respectivement par les équations suivantes (équations 22 et 23):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{2(x-a)}{(b-a)(c-a)} & \text{si } a < x \leq c \\ \frac{2(b-x)}{(b-a)(c-a)} & \text{si } c < x \leq b \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (22)$$

$$f(x) = \begin{cases} \frac{2}{d+c-a-b} * \frac{x-a}{b-a} & \text{si } a \leq x < b \\ \frac{2}{d+c-a-b} & \text{si } b \leq x < c \\ \frac{2}{d+c-a-b} * \frac{d-x}{d-c} & \text{si } c \leq x \leq d \end{cases} \quad (23)$$

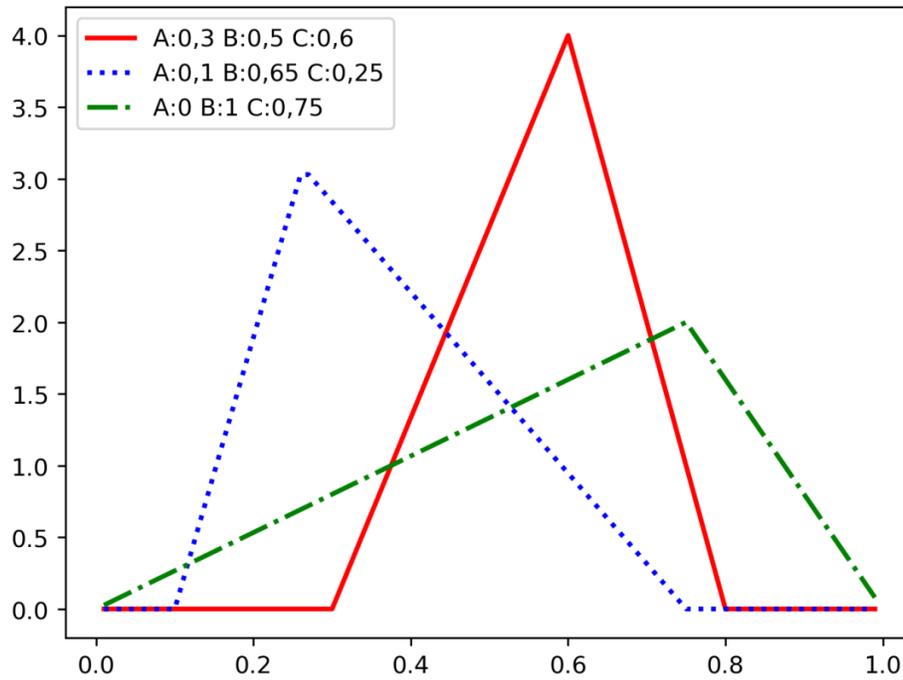


Figure 10: PDF de la distribution Triangulaire pour différentes valeurs de paramètres

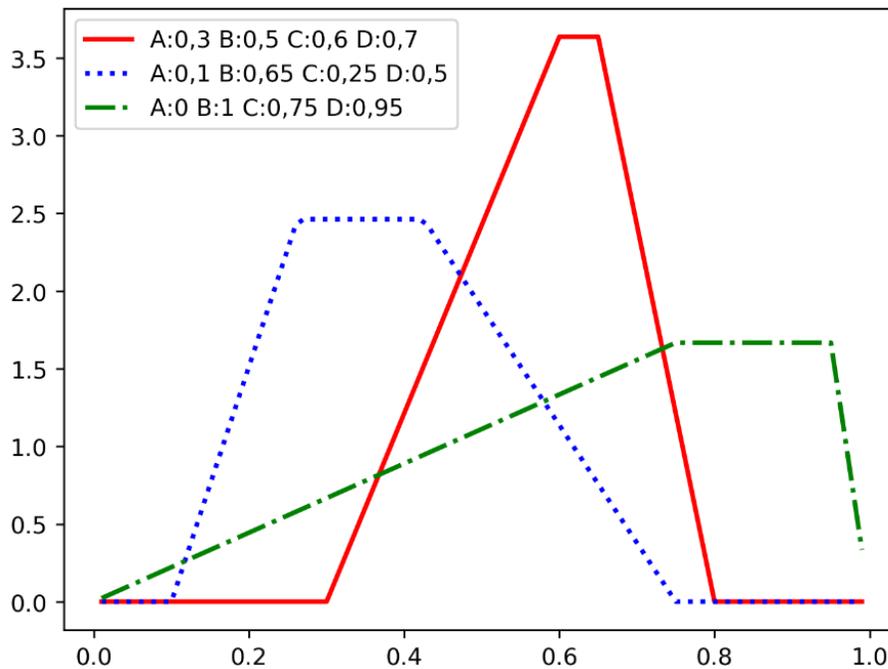


Figure 11: PDF de la distribution Trapézoïdale pour différentes valeurs de paramètres

La distribution Johnson S_B (figure 12) (Johnson, 1949) est caractérisée par un domaine bornée $[0,1]$, généralisable, et montre une excellente capacité d'adaptation au niveau de la forme de la distribution (D'Adderio *et al.*, 2016).

Elle est utilisée dans divers domaines comme la météorologie (Cugerone *et al.*, 2015, Wakazuki, 2013), la foresterie (Rennolls *et al.*, 2005) et l'hydrologie (D'Adderio *et al.*, 2016). La Johnson S_B est, sous sa forme généralisée, une distribution à 4 paramètres, soit les paramètres de forme γ et δ (> 0), le paramètre de position a et le paramètre d'échelle b (équation 24).

$$f(x) = \frac{\delta}{\sqrt{2\pi}} \frac{(b-a)}{(x-a)(b-x)} \left[-\frac{1}{2} \left\{ \gamma + \delta \ln \left(\frac{x-a}{b-x} \right) \right\}^2 \right] \quad (24)$$

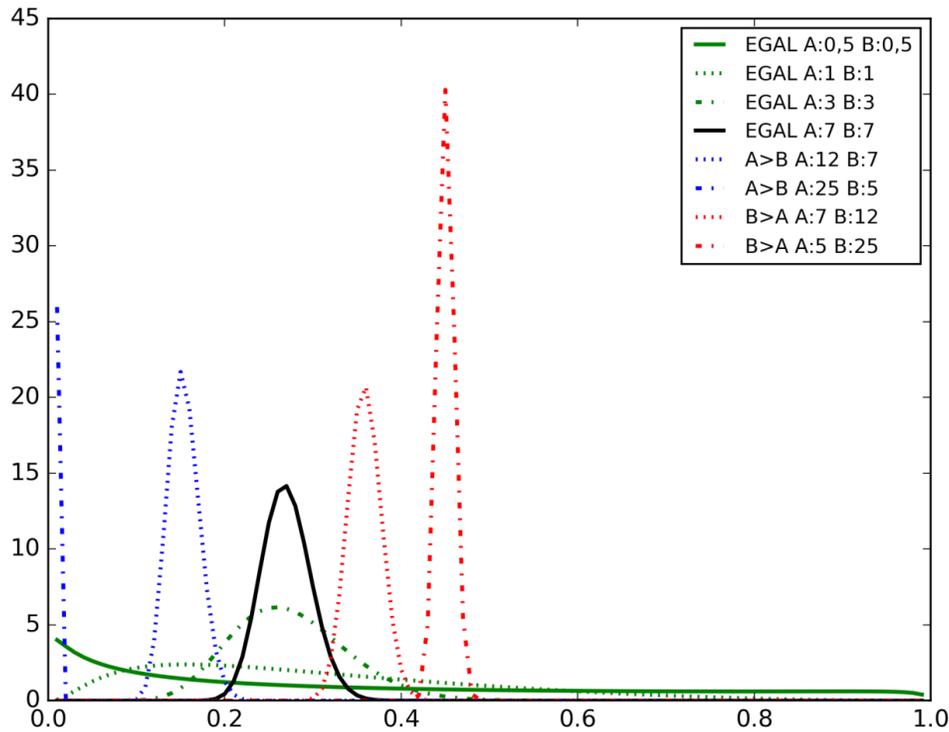


Figure 12: PDF de la distribution Johnson SB pour différentes valeurs de paramètres

La distribution bêta (figure 13) est une distribution simple et flexible à deux paramètres sous sa forme standard et à quatre paramètres sous sa forme généralisée. Elle est utilisée dans divers domaines de recherche, dont la climatologie (Dirkson, 2017, Falls, 1974, Henderson-Sellers, 1978, Sulaiman *et al.*, 1999), la sismologie (Lallemant *et al.*, 2015), la pollution de l'air (Nadarajah, 2008) et l'hydrologie (Chen *et al.*, 2017, Yao, 1974). Elle est définie sur un intervalle borné $[0,1]$ sous sa forme standard. Sa forme généralisée s'exprime en fonction de deux paramètres: un paramètre de position a et un paramètre d'échelle b . Les paramètres a (> 0) et b (> 0) sont respectivement liés à la borne inférieure et la borne supérieure de la distribution et de ces derniers l'on peut déduire que la position de la distribution

est définie par le paramètre a et que l'échelle est assimilable à $a-b$. La PDF de la distribution Bêta s'exprime selon l'équation 25 (NIST, 2013) :

$$f(x) = \frac{(x - a)^{p-1}(b - x)^{q-1}}{B(p, q)(b - a)^{p+q-1}} \quad a \leq x \leq b; p, q > 0 \quad (25)$$

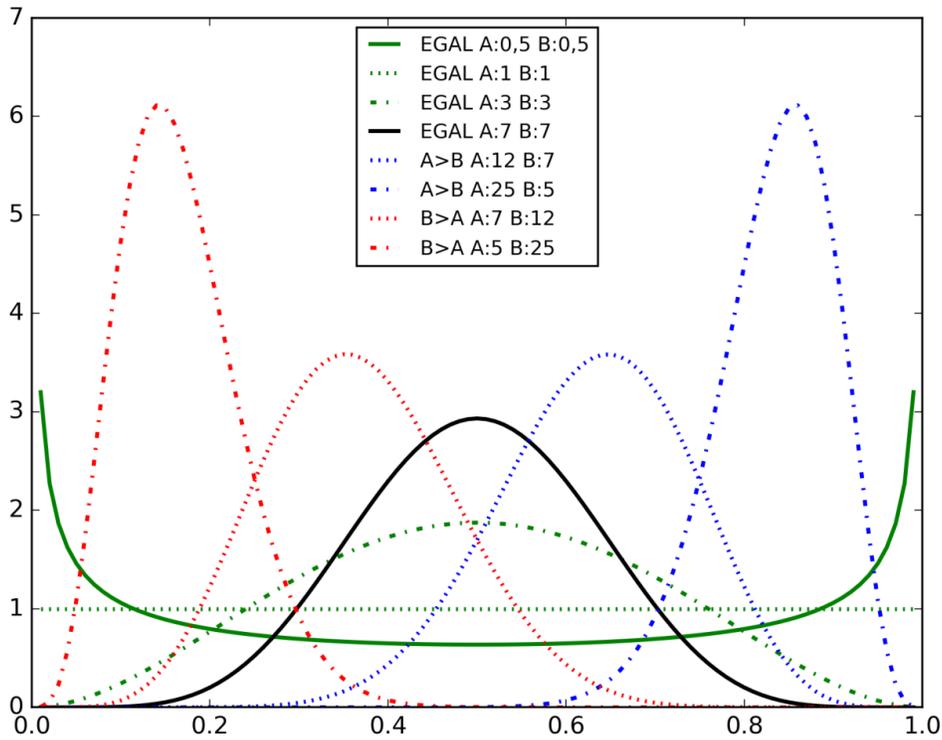


Figure 13: PDF de la distribution Bêta pour différentes valeurs de paramètres

Où p et q sont les paramètres de forme, a et b sont respectivement les bornes inférieures et supérieures de la distribution et $B(p, q)$ est la fonction bêta. La fonction bêta est définie selon l'équation 26 (NIST, 2013) :

$$B(a, b) = \int_0^1 t^{a-1}(1 - t)^{b-1} dt \quad (26)$$

3.2.7 Ajustement du modèle théorique aux observations

Deux méthodes sont principalement utilisées pour estimer les paramètres permettant de décrire le modèle théorique ajusté aux observations, soit la méthode des moments et la méthode de l'estimateur du maximum de vraisemblance.

3.2.7.1 Méthode de l'estimateur du maximum de vraisemblance

La méthode de l'estimateur du maximum de vraisemblance (en anglais : *Maximum Likelihood Estimator* ou MLE) est un estimateur statistique permettant d'inférer les paramètres d'une distribution pour un échantillon donnée (Scholz, 2004), développé par Fisher en 1922 (RA Fisher, 1922). C'est la méthode qui est théoriquement la plus efficace des méthodes d'estimation des paramètres car elle engendre la plus petite variance des paramètres estimés et conséquemment la plus petite variance des quantiles résultants (Meylan *et al.*, 2008).

La MLE tente, dans ce qui constitue un problème d'optimisation, de maximiser la fonction de vraisemblance pour une distribution en fonction des observations fournies. La vraisemblance indique à quel point les paramètres d'un modèle sont plausibles en fonction des observations. Pour chaque distribution, une fonction de vraisemblance unique est à optimiser et c'est à partir des résultats de l'optimisation que l'on peut déduire les paramètres estimés de la distribution. Par exemple, pour la distribution Bêta, la fonction de vraisemblance, dans un cas généralisé dont les bornes a et b sont fixées, est définie selon le système d'équations suivant (équations 27 et 28) (NIST, 2013):

$$\psi(\hat{p}) - \psi(\hat{p} - \hat{q}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log\left(\frac{Y_i - a}{b - a}\right) \quad (27)$$

$$\psi(\hat{q}) - \psi(\hat{p} - \hat{q}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log\left(\frac{b - Y_i}{b - a}\right) \quad (28)$$

3.2.7.2 Méthode des moments

La méthode des moments est la plus simple et la plus instinctive des méthodes d'estimation des paramètres. Cependant, Meylan *et al.* (2008) indiquent que les estimateurs obtenus avec la méthode des moments ne sont pas aussi précis que ceux obtenus via la méthode du maximum de vraisemblance. La méthode des moments repose sur la résolution d'équations liant les moments de la distribution théoriques à leurs contreparties empiriques, tirées de l'échantillon des observations. Par exemple, pour la distribution Bêta généralisée avec les bornes a et b fixées à 0 et 1, les équations à résoudre pour estimer les paramètres selon la méthode des moments sont les suivantes (équations 29 et 30) (NIST, 2013):

$$p = \bar{x} \left(\frac{\bar{x}(1 - \bar{x})}{s^2} - 1 \right) \quad (29)$$

$$q = (1 - \bar{x}) \left(\frac{\bar{x}(1 - \bar{x})}{s^2} - 1 \right) \quad (30)$$

3.2.8 Validation du choix du modèle

Afin d'évaluer la pertinence du modèle choisi et son adéquation avec les observations, une validation est nécessaire. L'évaluation de l'ajustement peut être réalisée grâce à l'utilisation de critères d'information comme le critère d'information d'Akaike (Akaike, 1998) et le critère d'information Bayésien (Schwarz, 1978). C'est ce qui constitue la méthode la plus simple et la plus efficace permettant de respecter le concept de parcimonie, en évaluant le compromis entre la complexité et le nombre de paramètres du modèle et la qualité de l'ajustement (Busemeyer *et al.*, 2015, Meylan *et al.*, 2008). Ces critères permettent d'évaluer la qualité des ajustements sur la base de la distance entre les distributions modélisées et les observations. Dans les deux cas, le modèle le plus approprié minimise la valeur de l'*Akaike Information Criterion* (AIC) et du *Bayesian Information Criterion* (BIC). L'AIC et le BIC sont respectivement décrits par les équations 31 et 32 :

$$AIC = 2k - 2\ln(L) \quad (31)$$

$$BIC = -2\ln(L) + k * \ln(N) \quad (32)$$

Où L est la fonction de vraisemblance du modèle, N est le nombre d'observations et k est le nombre de paramètres du modèle.

3.2.9 Exploitation du modèle

Une fois le choix du modèle, l'ajustement de ces paramètres et la validation du modèle complétée, une phase d'exploitation à des fins d'analyse devient possible. Pour tirer de l'information du modèle, deux distributions importantes introduites en section 3.2.1, la PDF et la CDF, permettent d'estimer la probabilité d'un événement ou inversement l'événement attendu pour une probabilité.

Avec la PDF, il est graphiquement possible de comprendre comment la probabilité est

répartie entre les valeurs et comment elle évolue. C'est cette distribution qui est ajustée à nos données et qui est à la base de notre modèle fréquentiel. On peut la définir en fonction de la CDF par l'équation 33:

$$f_x(x) = \frac{d}{dx} F_x(x) \quad (33)$$

La CDF permet d'obtenir la probabilité d'une gamme d'événements. Elle correspond mathématiquement au cumul de l'aire sous la courbe PDF partant de la borne inférieure (INF) jusqu'à la valeur X et est exprimée par l'équation 34:

$$F_x(x) = \int_{INF}^x f_x(x) dt \quad (34)$$

L'équation ci-dessus exprime donc la probabilité d'un événement d'intensité X ou inférieure. Il est donc possible d'exprimer la CDF selon l'équation équation 35 :

$$F_x(x) = P(X \leq x) \quad (35)$$

Par exemple, si l'on veut obtenir la probabilité que, selon le modèle présenté dans la figure 14, la valeur X prenne une valeur entre 0,15 et 0,3, il faut calculer l'aire sous la courbe entre les valeurs de 0,15 et 0,3. Puisque la CDF donne la probabilité cumulée pour un événement d'intensité égale ou inférieure (équation 35), il faut par la suite calculer la différence entre P(0,3) et P(0,15). Dans ce cas précis, la probabilité cumulée est de 51,76 %, ce qui correspond à l'aire bleue sous la courbe de la PDF pour la gamme de valeurs entre 0,15 et 0,3 (figure 14). Cela signifie que, selon ce modèle fréquentiel, la probabilité d'observer une valeur entre 0,15 et 0,2 est de 51,76 %.

À l'inverse, il est également possible de vouloir savoir quel est l'intensité de l'événement seuil pour une probabilité au non-dépassement p . Pour obtenir cette information, il faut utiliser la distribution inverse de la fonction de répartition (CDF), aussi appelée la fonction quantile (en anglais : *Quantile function* ou *Percent Point Function - PPF*). Cette fonction s'exprime selon l'équation suivante (équation 36) :

$$Q = F^{-1}(p) \quad (36)$$

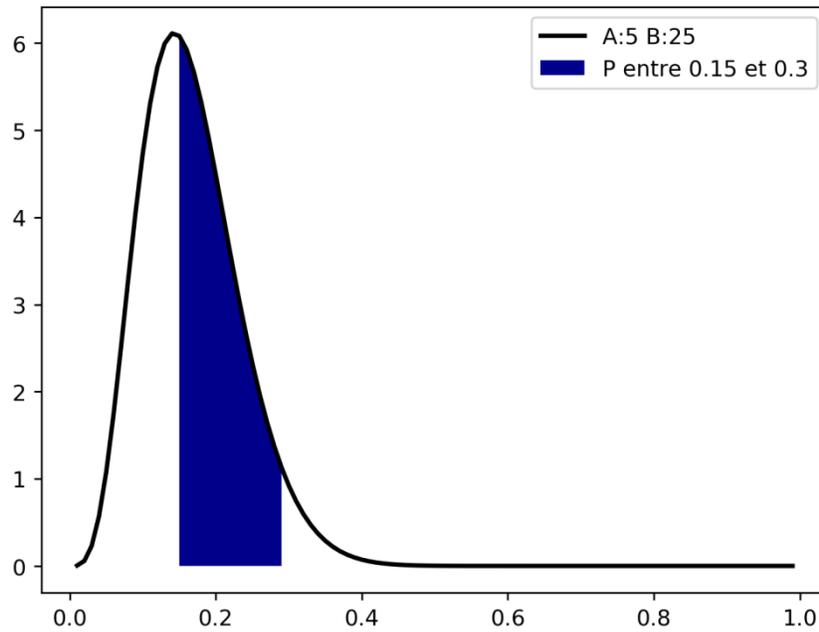


Figure 14: PDF de la distribution Bêta pour un paramètre alpha (a) égal à 5 et un paramètre bêta (b) égal à 25, avec l'aire sous la courbe présentant la densité de probabilité pour une gamme de valeurs s'étendant de 0,15 à 0,3

Par exemple, pour une probabilité au non-dépassement P de 15 % l'intensité de l'événement seuil (pour lequel 15 % des valeurs sont inférieures) sera de 0,10, pour une distribution Bêta avec les paramètres alpha (a) égal à 5 et bêta (b) égal à 25 (figure 15).

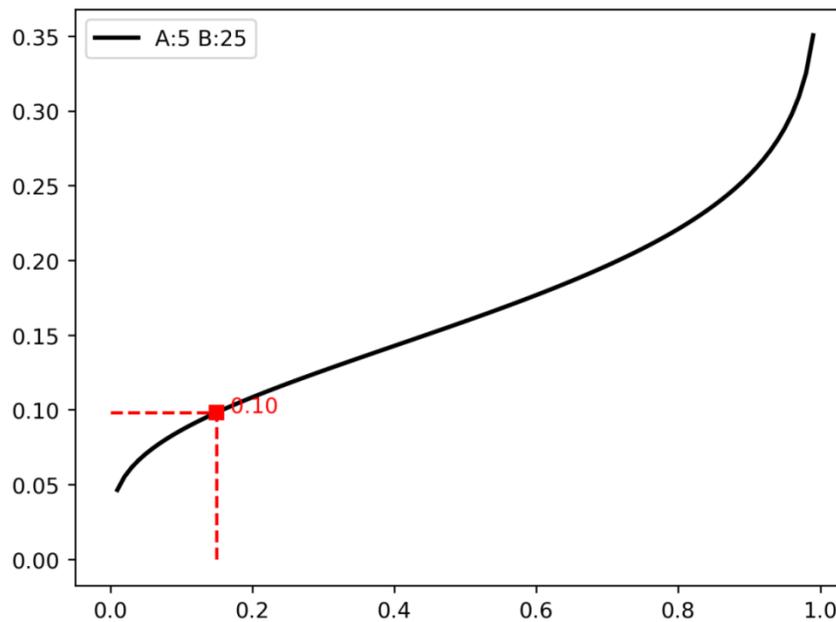


Figure 15: PPF de la distribution Bêta pour des paramètres alpha (a) de 5 et bêta (b) de 25, permettant d'identifier l'intensité de l'événement seuil pour une probabilité au non-dépassement de 15 %

SYNTHÈSE : APPROCHES DE MODÉLISATION DES CONDITIONS DE GLACE DE MER

- Il y a trois approches de modélisation des glaces de mer : Déterministe, Statistique et heuristique (c.-à-d. les suppositions éclairées ou en anglais, *educated guess*).
- Les approches déterministes font appel à de nombreuses données sur les phénomènes dynamiques (e.g. vents et courants) et thermodynamiques (e.g. températures de l'océan et de l'atmosphère) qu'ils tentent de faire évoluer en synergie en fonction d'équations physiques.
- Les approches statistiques, majoritairement basées sur l'utilisation de régressions entre des variables explicatives (e.g. températures de l'eau ou de l'air) et les variables à modéliser (e.g. couvert et étendue de glace) tendent à fournir des informations d'ensemble qui ne sont pas nécessairement spatialisées.
- L'analyse fréquentielle étudie les événements du passé pour en déduire les probabilités d'occurrence des événements futurs en faisant appel à une distribution modélisant le comportement de la variable étudiée.
- Pour être utilisable en analyse fréquentielle, une série de données doit être stationnaire, ce qui signifie que l'on doit, au besoin, retirer les effets de la tendance dans le temps aux données de la série d'observations utilisées pour ajuster le modèle fréquentiel.
- La nature de la variable étudiée limite les distributions utilisables pour la modélisation. C'est le cas entre autre avec les pourcentages qui nécessitent des distributions bornées entre $[0,1]$.
- La fonction de densité de probabilité (PDF) est le modèle ajusté aux données. De ce modèle, on dérive la fonction de répartition (CDF) qui permet d'estimer la probabilité P d'événements et son inverse, la fonction quantile, qui permet d'obtenir l'intensité d'un événement correspondant à une probabilité P.

Chapitre 4 : Développement d'un outil d'aide à la décision sur les probabilités des conditions de glace de mer dans la Baie d'Hudson

Dans cette section, les concepts présentés au chapitre 3 sont mis en œuvre afin de développer un outil d'aide à la décision sur les probabilités des concentrations de glace de mer dans la Baie d'Hudson. Les choix stratégiques effectués pour la mise en place de l'outil pour l'ensemble de la Baie sont présentés et justifiés. Les résultats obtenus en fonction de la configuration choisie sont ensuite comparés aux observations d'une saison subséquente et non incluse dans l'outil pour comparaison.

4.1 Introduction

La variabilité des conditions de glace de mer présente des risques et inconvénients pour les intervenants de multiples domaines dont la navigation, l'ingénierie et l'écologie. La compréhension de ces changements et la capacité d'adaptation constitue un avantage certain face à cette dynamique changeante. C'est afin de munir les intervenants d'un outil décisionnel que fût intégré l'objectif suivant à la recherche doctorale : « Le développement, grâce aux données historiques (1978-2015) tirées de l'imagerie micro-ondes passives, d'un outil d'aide à la décision reposant sur la modélisation fréquentielle locale (12,5 km) de la variabilité spatiotemporelle des concentrations de glace de mer ».

Les sections suivantes présentent les choix stratégiques en termes de données et de modèle fréquentiel et leurs justifications, ayant guidées le développement de l'outil d'aide à la décision IcePAC.

4.2 Matériel et méthodes

Le choix des données utilisées pour la modélisation fréquentielle dans la Baie d'Hudson est intimement liée au fait qu'elle couvre un territoire de 1 300 000 km² (Etkin, 1991, Gagnon et al., 2005a). Le choix de la donnée de concentration de glace utilisée pour la modélisation fréquentielle a été fait afin d'assurer une uniformité et une continuité des séries temporelles utilisées pour les analyses.

Néanmoins, afin d'éviter toute confusion, il convient d'abord de bien définir la variable à modéliser, la concentration de glace.

4.2.1 Définition de la variable : Concentration de glace – SIC

La concentration de glace (en anglais : *Sea Ice Concentration* ou *SIC*) est définie

comme la proportion de glace couvrant une région prédéfinie, exprimée en pourcentage (Shokr *et al.*, 2015). En télédétection, cette région prédéfinie est représentée par chaque pixel de l'image (figure 16).

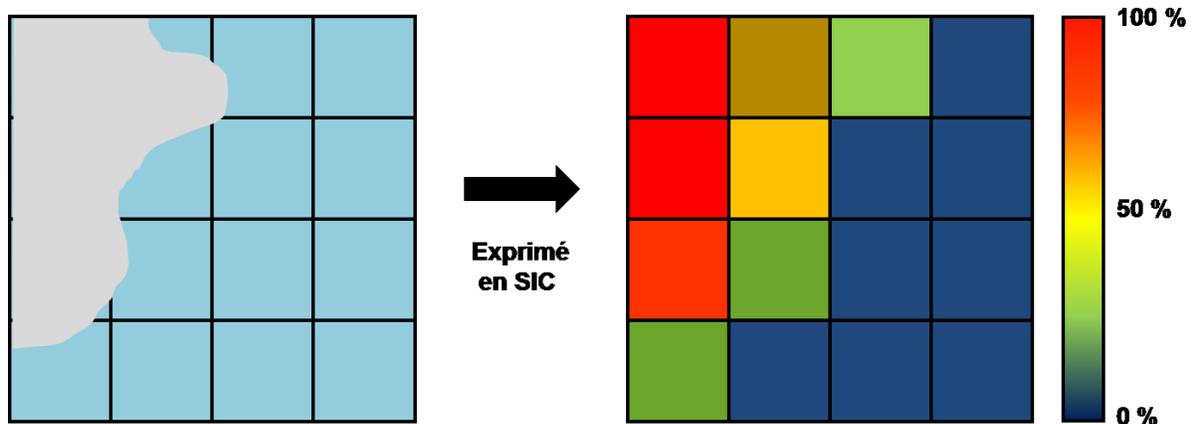


Figure 16: Explication graphique du concept de concentration de glace (SIC)

La SIC est une variable d'importance pour les opérations maritimes des navires et pour les infrastructures et constitue un paramètre pertinent pour la compréhension du climat et des océans. La SIC a un impact sur les échanges de chaleur et d'humidité entre l'océan et l'atmosphère en plus d'avoir un impact direct sur la quantité d'énergie solaire absorbée par l'océan. Selon Shokr *et al.* (2015), les climatologues démontrent un intérêt croissant pour la SIC car elle permet d'améliorer les modèles climatiques (Caya *et al.*, 2010, McLaren *et al.*, 2006, Tietsche *et al.*, 2013). La SIC est également utilisée pour définir la limite de la banquise (Comiso *et al.*, 2001) (en anglais : *Ice Edge*), l'étendue de la banquise (Zwally *et al.*, 2002) (en anglais : *Ice Extent*) et est utilisée pour modéliser les tendances décennales des conditions de glace en Arctique (Stroeve *et al.*, 2005).

4.2.2 Sources de données sur les concentrations de glace

De multiples données sur les concentrations de glace (*Sea Ice Concentration*, SIC) sont générées à partir d'observations in-situ et grâce à l'application d'algorithmes sur des données de télédétection, tant dans le domaine visible, les micro-ondes passives ou le radar. Considérant l'objectif de modélisation et les besoins de continuité et d'uniformité de la couverture des données, seules les méthodes découlant de l'utilisation d'imagerie micro-ondes passives (MOP) seront présentées dans cette section.

Fondamentalement, l'ensemble des algorithmes de cartographie de la SIC à partir des

micro-ondes passives tirent avantage de deux propriétés physiques qui permettent d'avoir un excellent pouvoir de discrimination eau/glace: Le fort contraste diélectrique (c.à.d. la différence entre la capacité de conduire le courant électrique de deux matériaux) entre l'eau et la glace et la dépolarisation (c.-à-d. le changement de polarité de l'onde suite au contact avec un milieu) marquée du signal de l'eau par rapport à celui de la glace (Eppler *et al.*, 1992).

Un grand nombre d'algorithmes ont été développés dans les dernières décennies et sont utilisés de manière opérationnelle pour diverses applications. Citons les algorithmes NORSEX (Svendsen *et al.*, 1983), NASA Team (Cavalieri *et al.*, 1984), NASA Team 2 (Markus *et al.*, 2000a), ARTIST-ASI (Kaleschke *et al.*, 2001), Bootstrap (Comiso, 1995) et Bristol (Smith, 1996). Ces algorithmes font appel à des méthodes différentes et à des données de résolution différentes, tels que présentés au tableau 2.

Tableau 2: Synthèse des principaux algorithmes d'estimation de la SIC à partir des données micro-ondes passives, inspiré de Ivanova *et al.* (2014)

Nom	Fréquences et polarisations (GHz)	Résolution spatiale (km)	Données auxiliaires	Méthode
NORSEX	19V, 37V	25	TAS _{CLIM}	Modèle de transfert radiatif simplifié
NASA Team	19V, 19H, 37V	25	Aucun	Utilisation de ratio de polarisation et de gradient spectraux
NASA Team 2	19V, 19H, 37V 85V, 85H	12,5	ATM _{MOD}	Utilisation de ratio de polarisation
ARTIST-ASI	85V, 85H	12,5	Aucun	Résolution d'un modèle de transfert radiatif prenant en compte la SIC
Bootstrap	19V, 37V, 37H	25	Aucun	Analyse de regroupement dans un nuage de point de valeurs d'émissivité
Bristol	19V, 37V, 37H	25	TAS _{CLIM}	Analyse de regroupement dans un nuage de point de valeurs d'émissivité

TAS_{CLIM}=Température de l'air à la surface (Climatologie), ATM_{MOD}=Atmosphère modélisée

4.2.2.1 Données de SIC sélectionnées : OSI-409

Les données de concentration de glace de mer (SIC) sélectionnées pour être utilisées dans le modèle d'analyse fréquentielle proviennent du jeu de données OSI-409 – *Reprocessed Global Sea Ice Concentration* (Eastwood *et al.*, 2015, Tonboe *et al.*, 2016). Cette source de données s'est avéré la plus appropriée pour notre approche car elle permet de reconstituer des séries temporelles de plus de 30 ans, normalisées, traitées grâce à un algorithme unique et fournies dans un seul jeu de données (figure 17).

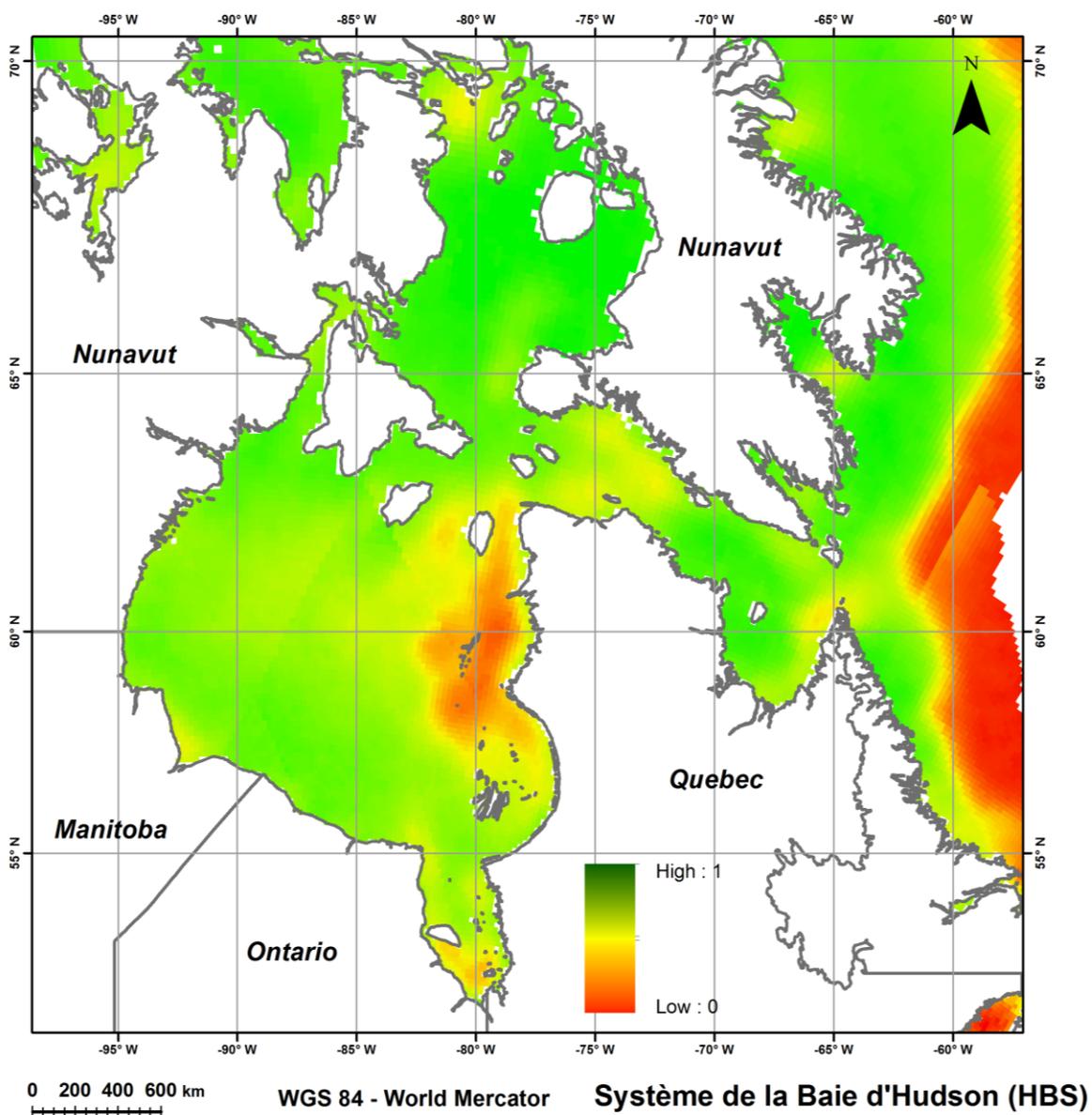


Figure 17: Données de SIC d'OSI-409 pour la semaine 24 (début juin) en 1983

Les données OSI-409 sont basées sur l'utilisation d'un algorithme hybride d'estimation

de concentration, mixant les capacités des algorithmes Bristol (Smith, 1996) et Bootstrap (Comiso, 1995).

L'approche Bootstrap est basée sur le principe que dans un nuage de point 2D avec Tb37V et Tb19V, il est possible de discriminer les pixels de glace qui se trouveront sur un agrégat (en anglais : *cluster*) linéaire tandis que les pixels d'eau se retrouveront agglomérés autour d'un seul point, dû à leur ressemblance.

L'approche Bristol est conceptuellement similaire au Bootstrap mais l'analyse est réalisée dans un plan 3D avec Tb19V, Tb37V et Tb37H. Dans ce référentiel, les pixels de glace tendent à se trouver sur un plan tandis qu'encore une fois les pixels d'eau sont agglomérés en un point. L'algorithme Bootstrap présente des performances supérieures lorsque l'on est en présence de faibles concentrations de glace (Ivanova *et al.*, 2015a). À l'opposé, l'algorithme Bristol performe mieux en situation de concentrations de glace élevées (Ivanova *et al.*, 2015a). C'est donc en considérant les forces et faiblesses des algorithmes Bootstrap et Bristol que Eastwood *et al.* (2015) ont développé un algorithme hybride.

Le produit OSI-409 présente une résolution spatiale de 12,5 km et une résolution temporelle journalière. Les données sont disponibles entre 1978 et 2015 et fournies en format NetCDF (i.e. Format de fichier numérique multidimensionnel, en anglais : *Network Common Data Form*). Pour chaque pixel, une mesure d'incertitude est fournie, basée sur l'équation 37 :

$$\sigma_{TOT}^2 = \sigma_{ALGO}^2 + \sigma_{TACHE}^2 \quad (37)$$

Où l'erreur totale σ_{TOT}^2 est expliquée par la somme de l'erreur algorithmique σ_{ALGO}^2 , explicable par les variations d'émissivité des surfaces d'eau et de glace, et par l'erreur de tache (en anglais: *smearing*). L'erreur de tache provient de la désagrégation spatiale (en anglais: *downscaling*) explicable par le fait que les concentrations sont représentées sur une grille de plus fine résolution (12,5 km) que la donnée source du capteur (quelques dizaines de kilomètres). L'erreur totale σ_{TOT}^2 pour les pixels du HBS présentent des valeurs allant de 2,9 % à 12,9 % d'écart-type, les valeurs d'écart-type étant plus élevée pendant l'été que pendant l'hiver (Ivanova *et al.*, 2015b). Des données de prédiction numérique du temps (en anglais : *Numerical Weather Prediction* ou NWP) sont utilisées pour réduire le bruit algorithmique en corrigeant les températures de brillances (T_B) pour les effets de la vapeur d'eau atmosphérique, de la température à la surface et de la rugosité de surface causée par les vents (Tonboe *et al.*, 2016, Wentz, 1983). Une description détaillée des méthodes pour le

calcul des incertitudes du produit OSI-409 est disponible dans le guide utilisateur des données (Eastwood *et al.*, 2015).

Le domaine a été découpé sur le HBS en faisant appel aux données vectorielles de Natural Earth™ (NaturalEarth, 2014) dont la résolution spatiale est estimée à 500 m (Wessel *et al.*, 1996), bien supérieure à celle des données de concentration.

De ce découpage, résulte la grille de simulation, qui est constitué d'un total de 20 738 pixels (figure 18). C'est sur chacune des mailles du domaine que sont effectuées des analyses fréquentielles locales, desquelles résultent les distributions paramétrées à la base de l'outil IcePAC.

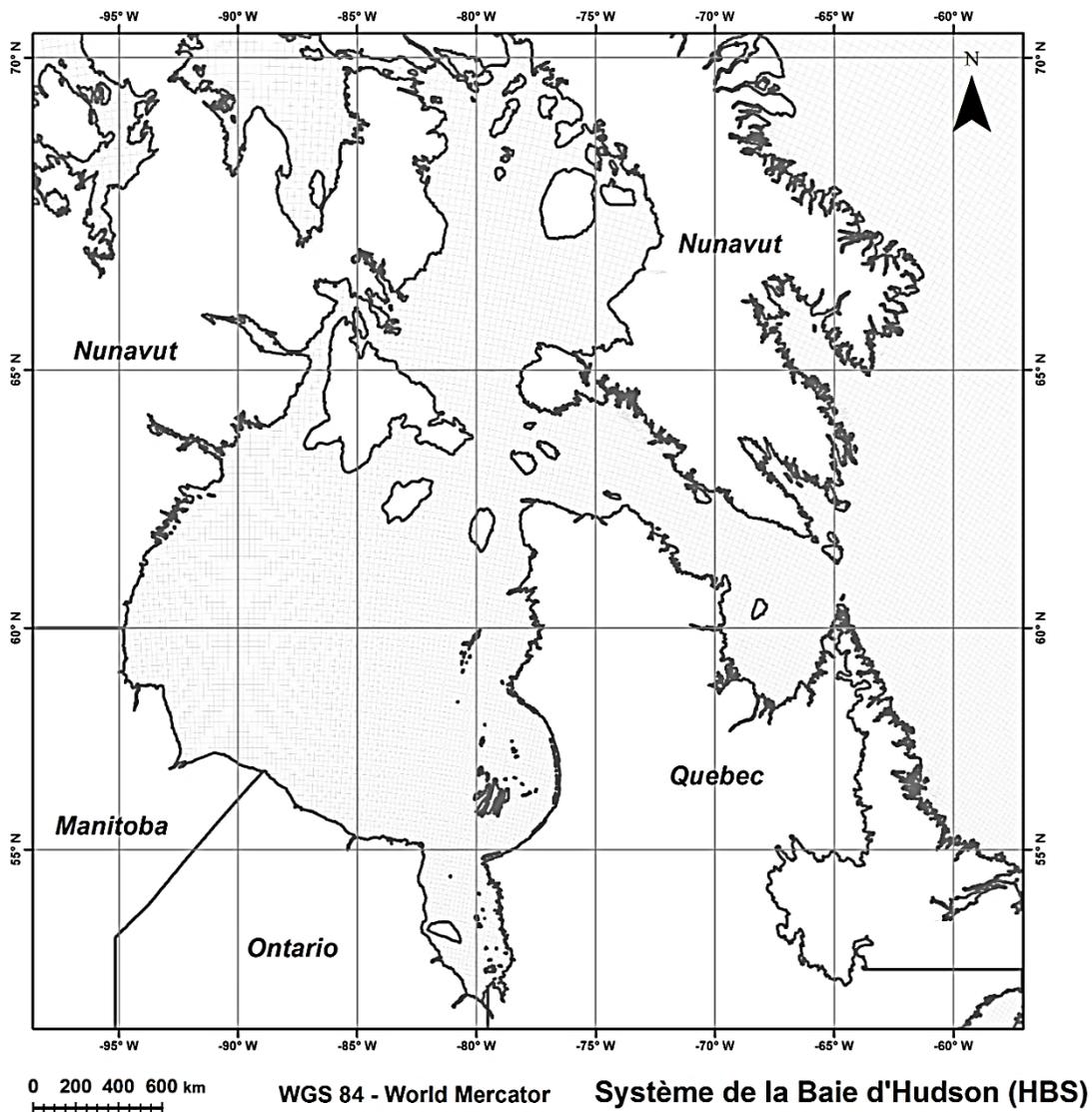


Figure 18: Maillage du modèle avec un total de 20 738 pixels d'une résolution spatiale de 12,5 km

4.2.3 Constitution et validation des séries de données

Pour chacune des 20 738 mailles, une série d'observations est constituée, soit sur une base journalière ou sur une base hebdomadaire selon la résolution temporelle désirée pour l'outil IcePAC. Dans le cas d'une série hebdomadaire, un calcul de moyenne est effectué aux 7 jours sur les données journalières OSI-409 (voir section 4.2.2.1).

Les séries à résolution journalière sont constituées en prenant, par exemple, l'ensemble des données de la journée du 1er janvier, pour les années entre 1978 et 2015 et pour une maille précise du domaine. Ce processus est répété pour tous les 365 jours de l'année et pour l'ensemble des 20 738 mailles (figure 19). Un processus similaire est utilisé pour créer les séries à résolution hebdomadaire, pour les 52 semaines de l'année.

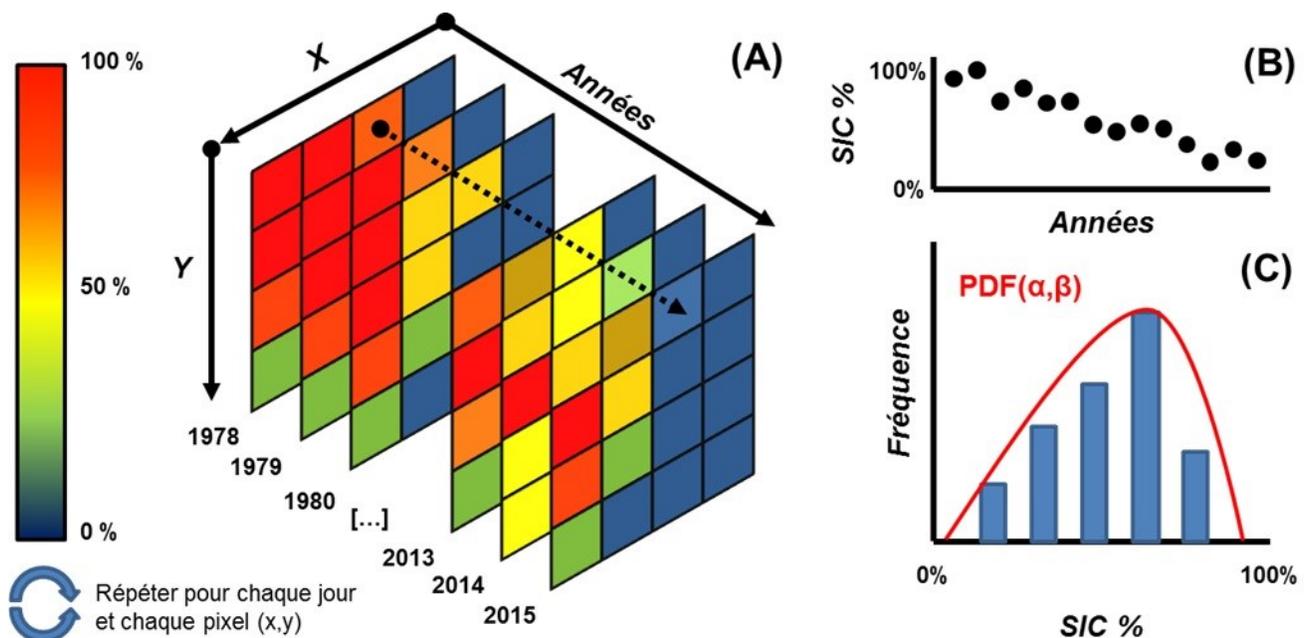


Figure 19: Extraction des séries de SIC par pixel et par jour (ou semaine) [A]; Série de SIC pour un jour J et un pixel (x,y) [B] et; Histogramme des fréquences avec modèle fréquentiel ajusté aux données [C]

L'outil IcePAC, sous résolution journalière, est donc basé sur 365 x 20 738, soit 7 569 370 modélisations fréquentielles locales. En version hebdomadaire, IcePAC repose sur 52 x 20 738, soit 1 078 376 modélisations fréquentielles locales. Sur l'ensemble des séries générées pour chacune des combinaisons pixel/jour ou pixel/semaine, trois patrons distincts peuvent être discernés dans les données (Figure 20). Un patron ICE caractéristique des pixels de la banquise (hautes concentrations de glace, figure 20A), un patron MIZ

caractéristique des pixels de la zone marginale (transition entre hautes et basses concentrations, figure 20B) et les pixels d'eau libre ou Open Water (basses concentrations, figure 20C).

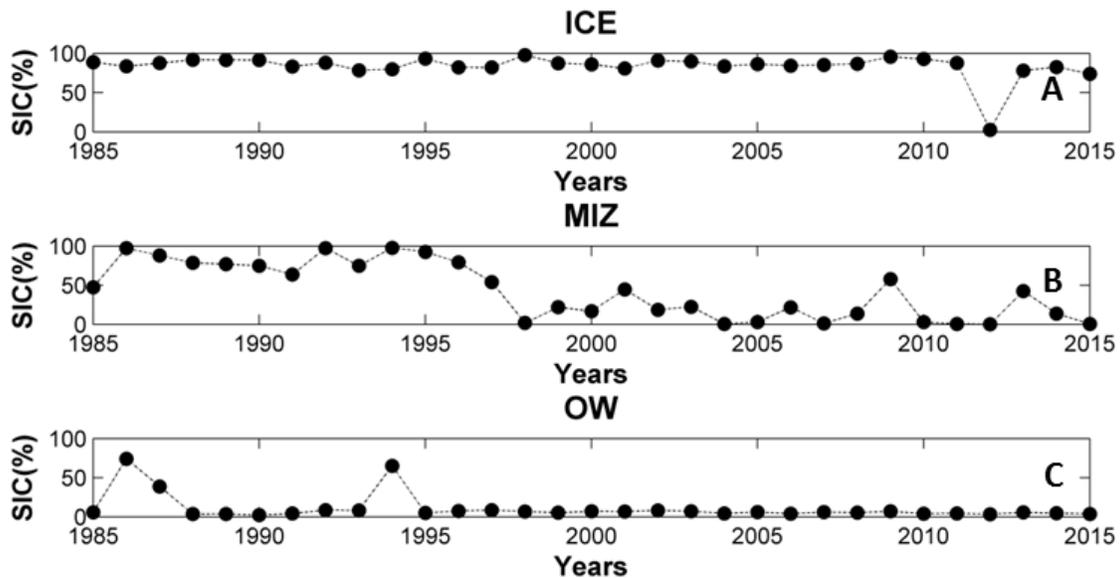


Figure 20: Séries temporelles typiques des pixels englacés stables (ICE) [A], des pixels en zone marginale (MIZ) [B] et des pixels d'eau libre stables (OW) [C]

4.2.4 Tests de stationnarité, d'homogénéité et d'indépendance

Les tests présentés dans la section 3.2.4 pour l'indépendance (Wald-Wolfowitz), l'homogénéité (Wilcoxon) et la stationnarité (Mann-Kendall) ont été appliqués à chacune des séries et ont permis d'établir une cartographie des résultats (figure 21) pour chacun des trois tests, et ce, pour chacun des 365 jours de l'année.

La série est considérée indépendante si les données n'ont pas d'incidence les unes sur les autres (c.-à-d. la SIC du 01/01/2000 n'influe en rien la SIC du 01/01/2001). Elle est homogène si les données proviennent d'une seule et même population (c.-à-d. les données sont toutes tirées d'une même distribution). Finalement, une série est dite stationnaire si elle n'est pas sujette à une tendance (c.-à-d. la moyenne de la série ne change pas en fonction du temps).

Il est pertinent de noter la corrélation dans les patrons spatiaux entre les résultats des tests de Mann-Kendall (figure 21A) et de Wilcoxon (figure 21B), cohérents avec le fait que la notion d'homogénéité d'une série implique sa stationnarité (Meylan *et al.*, 2008). Également,

la totalité des séries testées présentent des données reconnues comme indépendantes par le test de Wald-Wolfowitz, selon un seuil $\alpha=0,05$.

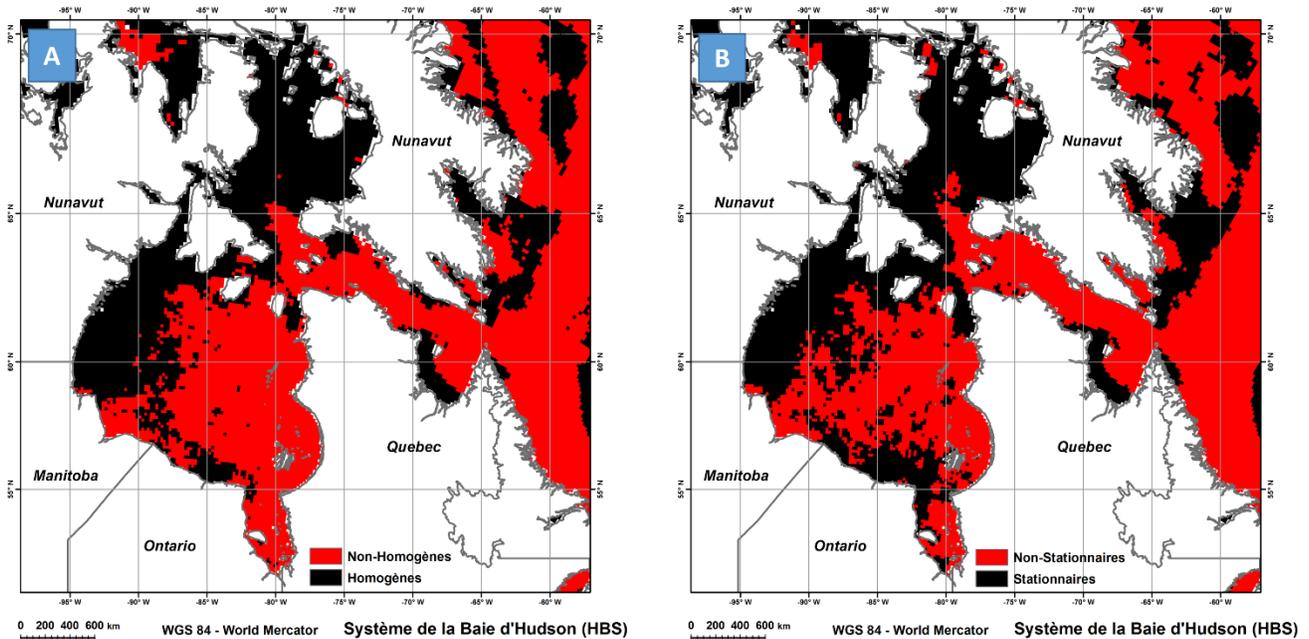


Figure 21: Cartographie des résultats des tests de Wilcoxon pour l'homogénéité [A] et de Mann-Kendall pour la stationnarité [B] pour la première semaine de l'année.

En ce qui a trait à l'indépendance des données, elle est implicite. De par la nature physique du phénomène étudié, soit la concentration de glace, la valeur qui est observée la première semaine d'une année x , n'a aucun lien avec la concentration observée à l'année $x+1$ pour la même semaine.

4.2.5 Prise en compte de la non-stationnarité dans l'outil

4.2.5.1 Modélisation de la tendance avec des données de pourcentages

Advenant la détection d'une tendance dans une série avec le test de Mann-Kendall, cette dernière doit être évaluée et retirée de la série afin de la rendre stationnaire. Dans notre cas d'étude, les données choisies pour constituer les séries temporelles sont des pourcentages, ce qui signifie qu'il serait incohérent de modéliser la tendance avec une simple régression linéaire car cette méthode pourrait donner des valeurs de SIC inférieures à 0 % ou supérieure à 100 %.

Afin de pallier à cette limite, un modèle linéaire généralisé (en anglais : *Generalized Linear Model* ou GLM) qui permet d'effectuer une régression linéaire et d'être relié à la

variable modélisée (SIC) grâce à une fonction lien Logit (Baum, 2008) est utilisé. La fonction lien Logit, qui permet de prendre en compte les bornes [0,1] des données de SIC et d'assurer une tendance cohérente avec la réalité, linéarise préalablement les données selon l'équation 38:

$$\text{logit}(x) = \ln\left(\frac{x}{1-x}\right) \text{ où } x \text{ est défini sur }]0; 1[\quad (38)$$

C'est sur les valeurs $\text{logit}(x)$ que la régression linéaire est effectuée. Comme pour tout modèle de régression linéaire avec une variable indépendante, le modèle s'exprime sous la forme de l'équation 39:

$$y = \alpha x + \beta + \varepsilon \quad (39)$$

Où α est l'ordonnée à l'origine, β est la pente de la régression et ε est le terme représentant les valeurs résiduelles.

Pour être ensuite utilisée sur la série temporelle de SIC afin d'en retirer la tendance, il faut procéder à une transformation inverse des valeurs du GLM avec la fonction lien Logit pour obtenir une valeur de la tendance en SIC (SIC_T) selon l'équation 40:

$$SIC_T = \exp\left(\frac{\exp(\text{logit}(x))}{(1 + \exp(\text{logit}(x)))}\right) \quad (40)$$

Cependant, il est important de noter qu'il devient plus difficile d'interpréter la pente du GLM avec la fonction lien Logit car elle est exprimée en unités transformées. La méthode la plus simple pour évaluer l'intensité de la tendance reste l'approche graphique. Une comparaison graphique entre la GLM avec la fonction lien Logit et la régression linéaire permet de voir que dans les cas de séries de type ICE et OW (voir section 4.2.3) les deux méthodes donnent des résultats fortement corrélés au point où les courbes sont visuellement confondues (figure 22A et C). L'impact de l'utilisation d'un GLM avec une fonction lien Logit est perceptible avec des séries de type MIZ (voir section 4.2.3) lesquelles affichent une tendance plus marquée (figure 22B) et pour lesquelles il est possible d'observer un effet d'atténuation graduel de la pente lorsque la courbe de la tendance modélisée s'approche des SIC à 0 ou 100 %.

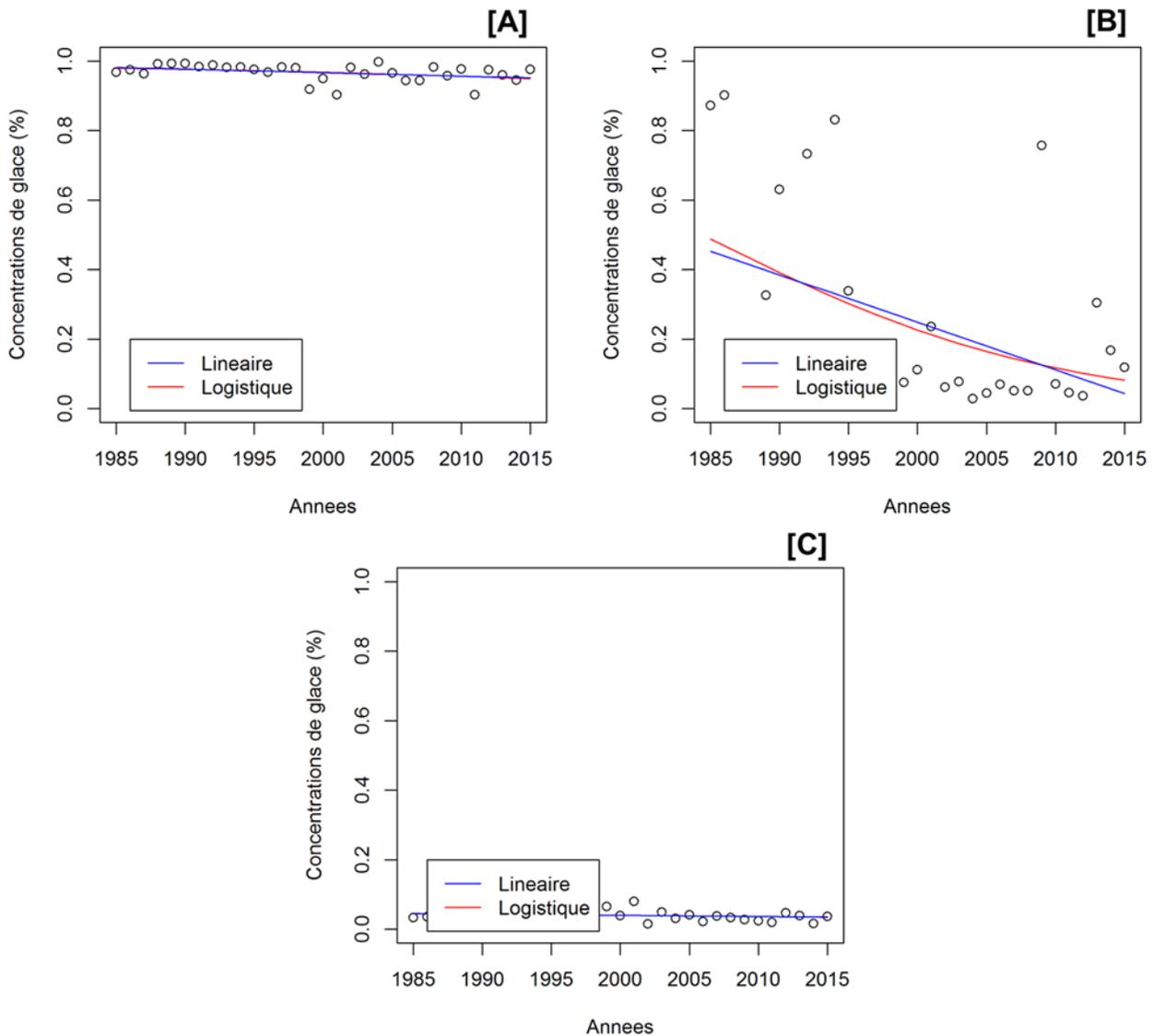


Figure 22: Ajustements GLM avec fonction lien Logit sur une série de type ICE [A], de type MIZ [B] et de type OW [C]

4.2.6 Choix du modèle fréquentiel

Le contexte de la modélisation fréquentielle locale des 20 738 pixels du domaine est au cœur du processus de sélection d'une distribution de modélisation pour IcePAC. Il en découle une série de considérations stratégiques et pratiques ayant guidées les choix relatifs aux modèles fréquentiels sous IcePAC dont :

- L'importance de la cohérence et de la continuité spatiale des résultats;
- La nature bornée des données de SIC $[0,1]$ ainsi que des résiduelles résultantes du retrait des tendances $[-1,1]$ pour les séries non-stationnaires;

- L'intérêt d'éviter une trop grande complexité de l'outil IcePAC (c.-à-d. d'utiliser un trop grand nombre de distributions différentes);
- Les leçons tirées d'applications similaires dénotées dans la littérature (Dirkson, 2017).

Considérant les points présentés ci-dessus, deux stratégies précises de modélisation ont été testées.

4.2.6.1 Méthode 1 : Retrait de tendances selon Mann-Kendall

Cette méthode vise la prise en compte de la non-stationnarité pour les pixels où elle est détectée par le test de Mann-Kendall (voir figure 21B). Après le retrait de la tendance (modélisée par GLM avec la fonction lien Logit) sur les pixels marqués comme non-stationnaires selon le test de Mann-Kendall, tous les pixels du domaine de modélisation satisfont les tests de stationnarité, d'homogénéité et d'indépendance. Il en résulte que les séries de SIC initialement réputées stationnaires sont bornées $[0,1]$ et que celles ayant subies une correction pour la tendance sont désormais bornées $[-1,1]$. Sur ces séries, les ajustements des distributions Bêta, Johnson SB, Triangulaire et Trapézoïdale sous leurs formes généralisées sont systématiquement testés en utilisant l'estimateur du maximum de vraisemblance (MLE - *Maximum Likelihood Estimator*). Divers tests, menés pour différentes semaines de l'année, démontrent que de ne pas traiter l'ensemble des séries selon une seule et même approche crée des disparités spatiales entre les résultats obtenus, comme en témoigne la figure 23.

Dans la figure 23, des agglomérats de pixels, localisés un peu partout sur le domaine mais particulièrement au nord-ouest de la Baie d'Hudson, montrent un comportement erratique, soit une différence marquée en probabilité (figure 23A) ou en SIC (figure 23B) par rapport à leur voisinage immédiat, brisant la continuité spatiale des résultats modélisés. Ce comportement, qui est obtenu peu importe la semaine (ou jour) modélisée, laisse présager que le test de Mann-Kendall n'a pas su adéquatement identifier la présence d'une tendance pour les séries correspondantes à ces pixels qui, si l'on effectue une comparaison visuelle avec la figure 21B, se trouvent souvent en lisière de secteurs identifiés comme étant non-stationnaires.

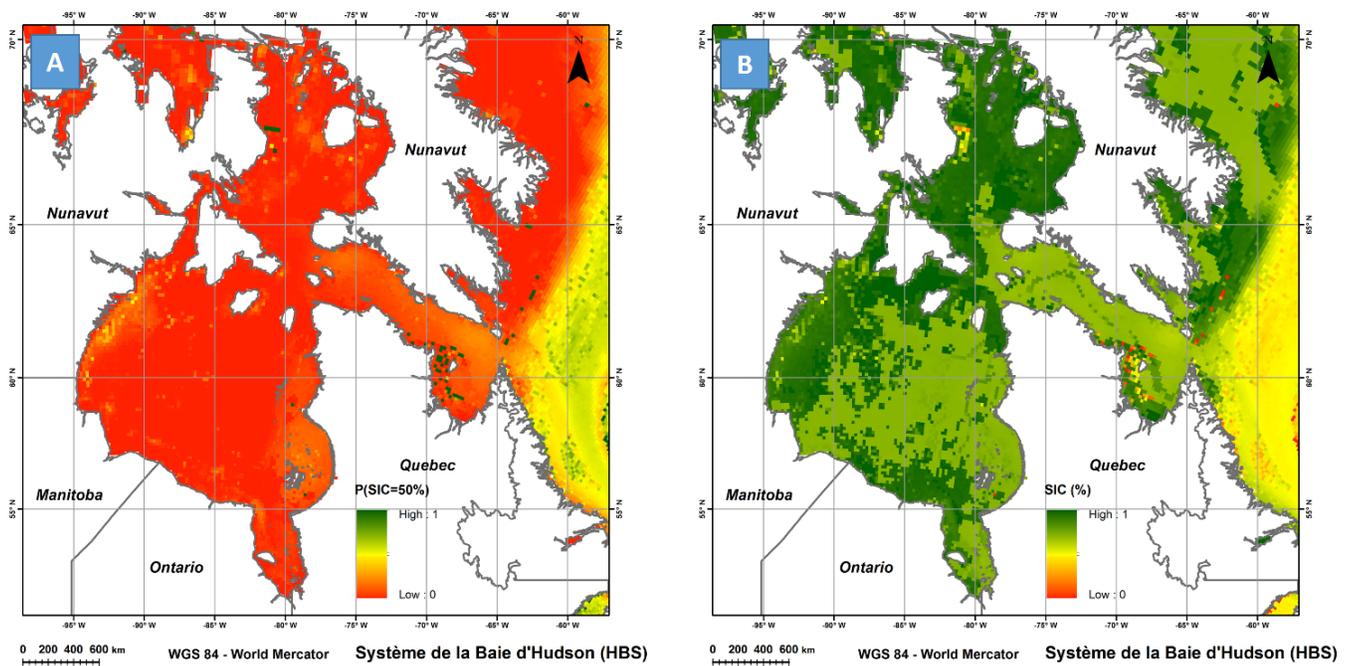


Figure 23: Cartographie des résultats sur la probabilité au non-dépassement pour une SIC > 50 % pour la 1ère semaine de l'année 2016 [A] et sur la SIC pour laquelle la probabilité au non-dépassement est de 50 % la 1ère semaine de l'année 2016 dans le cas d'un outil basé sur la méthode 1 : Retrait de tendances selon Mann-Kendall

4.2.6.2 Méthode 2 : Retrait systématique de tendances

La seconde méthode testée vise, considérant une hypothèse de non-stationnarité par défaut des séries de SIC, à retirer systématiquement une tendance à toutes les séries de SIC du domaine, appliquant donc un traitement uniforme à l'ensemble de 20 738 séries. Une telle stratégie est justifiable de par la courte longueur des séries de SIC (32 ans) qui pourrait avoir une incidence sur les conclusions du test de Mann-Kendall (Hirsch *et al.*, 1982) et de par les phénomènes naturels qui sont, de par leur nature même, non-stationnaires (Lins, 2012, Rao *et al.*, 2012). Ce sont ces deux facteurs qui pourraient expliquer les disparités spatiales de l'approche conventionnelle visant à retirer la tendance uniquement aux séries pour lesquelles le résultat du test de Mann-Kendall le suggère (Figure 24).

Suivant cette hypothèse, toutes les séries résultantes sont stationnaires et bornées $[-1,1]$ et satisfont les tests préalables. Le retrait des tendances a également corrigé les constats de non-homogénéités sur les séries. Sur ces séries de résiduelles, les ajustements des distributions Bêta, Johnson SB, Triangulaire et Trapézoïdale sous leurs formes généralisées sont systématiquement testés en utilisant l'estimateur MLE. Il est de mise qu'il est peu probable que les distributions trapézoïdales et triangulaires montrent un niveau

d'adéquation aussi élevé que la Johnson SB ou la Bêta, mais elles sont testées à titre comparatif et pour bien mettre en lumière que peu de distributions sont disponibles pour le cadre d'analyse particulier des séries de SIC.

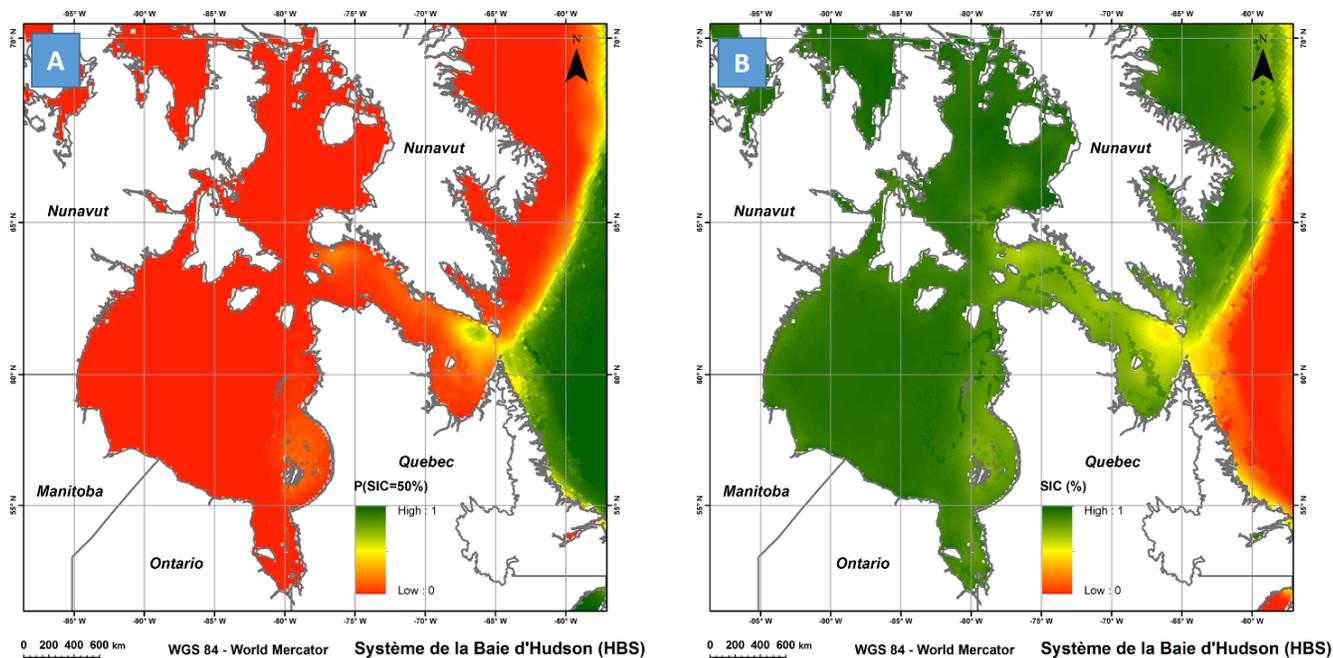


Figure 24: Cartographie des résultats sur la probabilité au non-dépassement pour une SIC > 50 % pour la 1ère semaine de l'année 2016 [A] et sur la SIC pour laquelle la probabilité au non-dépassement est de 50 % la 1ère semaine de l'année 2016 dans le cas d'un outil basé sur la méthode 2 : Retrait systématique des tendances

L'analyse visuelle des graphiques d'ajustement et des graphiques de probabilités correspondants (en anglais : *Probability Plots* ou *PP-Plots*) (figure 25) démontre encore une fois la proximité entre les distributions Bêta et Johnson SB, toutes deux efficaces, ainsi que l'inefficacité des distributions triangulaires et trapézoïdales dans un cadre avec des bornes définies à -1 et 1.

Un total de 958 comparaisons d'ajustements, sur des séries SIC sélectionnées aléatoirement, montrent que malgré la concordance marquée entre les distributions Bêta et Johnson SB, la distribution Bêta donne de meilleurs résultats dans 71,4 % des cas. Dans les cas où Johnson SB se classe mieux que Bêta, la marge les séparant est infime.

C'est dans l'optique de minimiser le nombre de distributions utilisées et considérant sa performance globale qu'il a été choisi de n'utiliser que la distribution Bêta dans l'outil IcePAC. Chacun des paramètres α et β est enregistré sous format matriciel (grille) et ce pour chaque

semaine et est utilisable pour générer des requêtes et permettre de spatialiser les résultats dans un système d'information géographique ou par programmation.

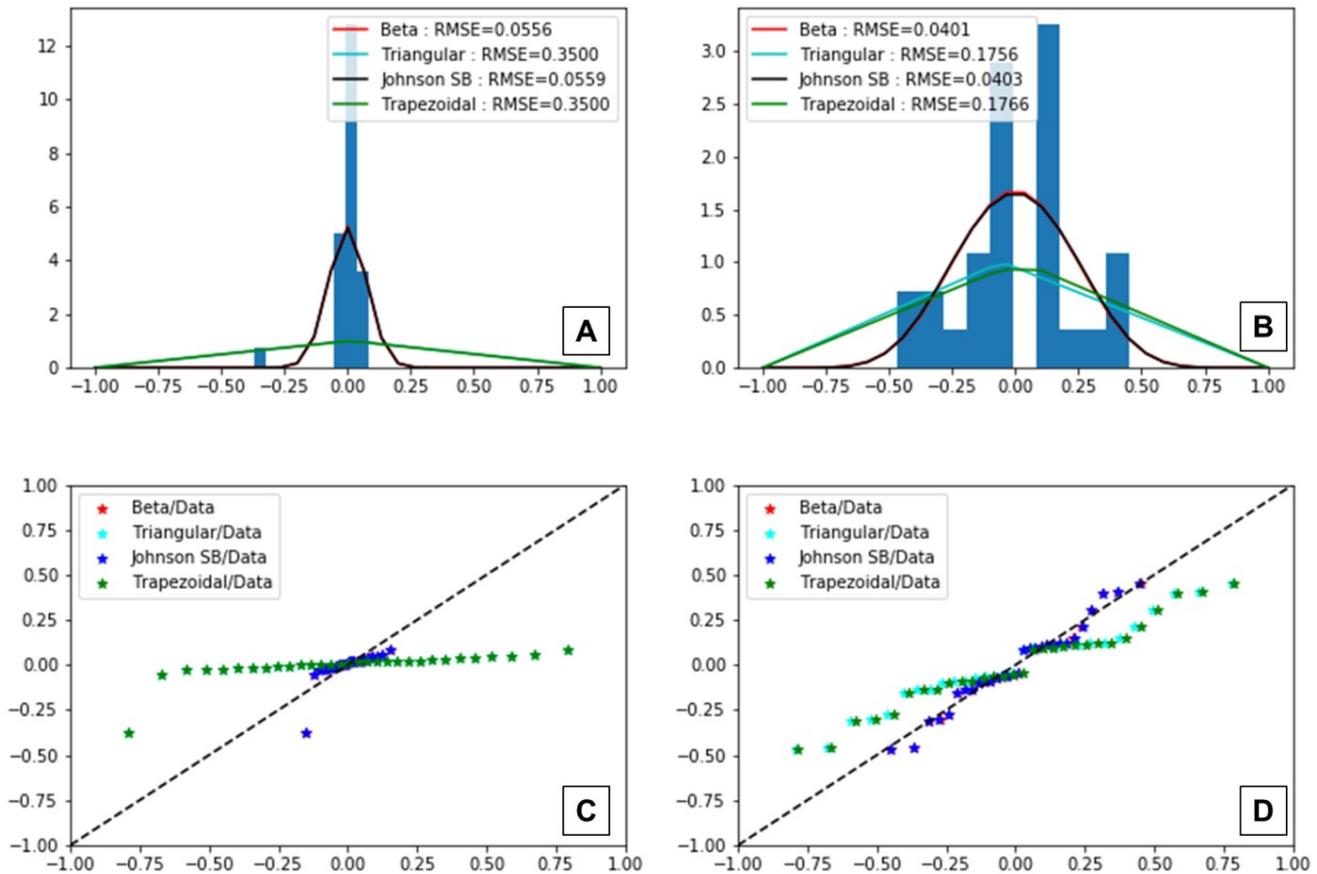


Figure 25: Ajustements Bêta, Triangulaire, Johnson SB et Trapézoïdale sur deux séries de SIC résiduelles sans tendance (A et B) et PP-plots représentant la concordance entre les CDF théoriques et observées (C et D)

4.3 Implantation de l'outil IcePAC

L'outil IcePAC a été implanté sur une plateforme de consultation web, entièrement interactive, permettant d'accéder et d'afficher les principales sorties de l'outil IcePAC. Un sondage a été mené auprès d'utilisateurs potentiels afin d'identifier leurs attentes et besoins en termes d'informations sur le couvert de glace ainsi que pour guider le développement des requêtes et des outils supplémentaires qui pourront être implémentés sur l'interface. L'annexe 1 décrit les résultats du sondage ainsi que l'implantation de l'outil web à l'adresse <https://icepac.ete.inrs.ca>.

4.3.1 Requêtes types avec l'outil IcePAC

Deux types de requêtes sont possibles avec l'outil IcePAC (figure 26), permettant de dériver des indicateurs sur la dynamique spatiotemporelle de la couverture de glace de la Baie d'Hudson. Les requêtes reposent soit sur l'utilisation de la CDF, pour obtenir une probabilité à partir d'une valeur de SIC, ou sur la PPF (ou fonction quartile) pour obtenir une SIC à partir d'une probabilité. Les résultats de ces requêtes sont respectivement :

- Pour la CDF : la probabilité au non-dépassement (P) ou au dépassement ($1-P$) d'une valeur de concentration de glace (SIC) fournie à l'algorithme. Par exemple, l'on pourrait vouloir connaître la probabilité P d'observer une SIC égale ou supérieure à 85 % (c.-à-d. probabilité au dépassement) pour la 1^{ère} semaine de l'année 2016. Cette requête correspond aux cases bleues dans la figure 26.
- Pour la PPF : la concentration de glace (SIC) correspondante à la valeur de probabilité au non-dépassement (P) ou au dépassement ($1-P$) fournie à l'algorithme. Par exemple, l'on pourrait vouloir connaître la SIC pour laquelle la probabilité au non-dépassement est de 95 % pour la 30^{ème} semaine de l'année 2016. Cette requête correspond aux cases vertes dans la figure 26.

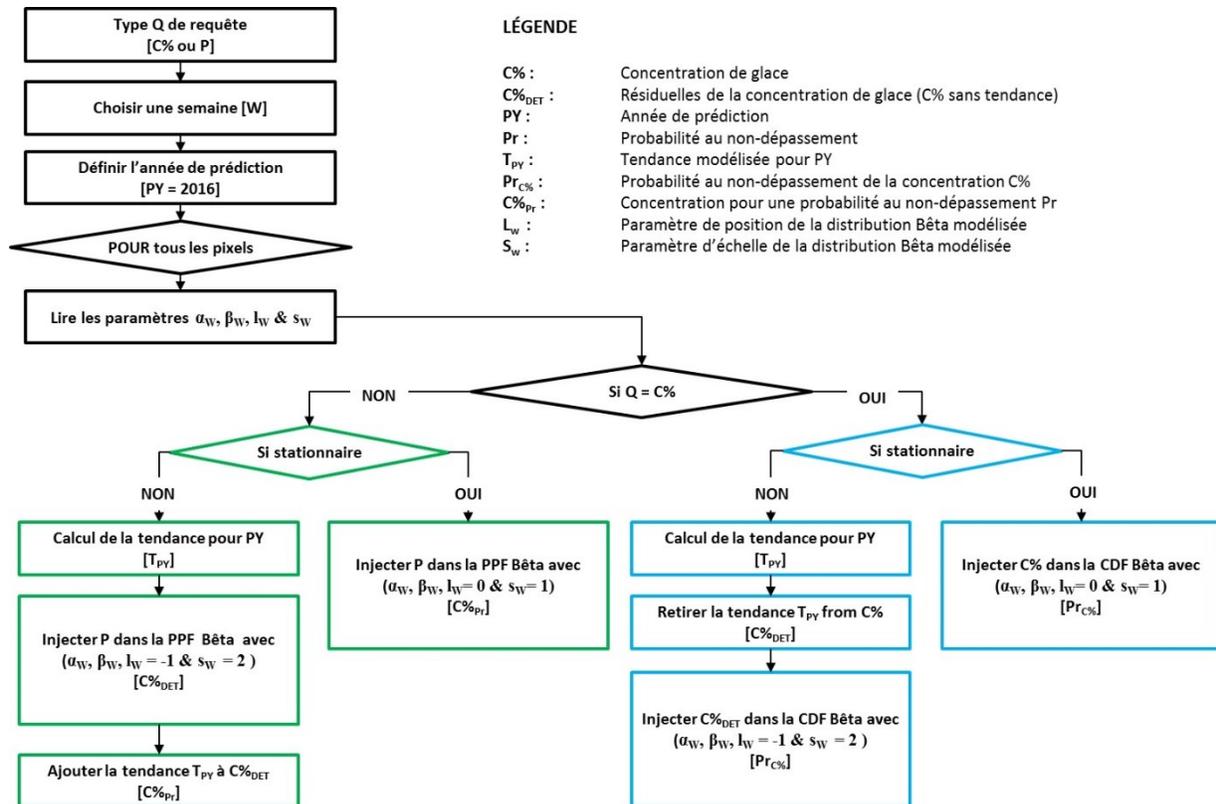


Figure 26: Schéma des deux types de requêtes possibles avec l'outil IcePAC

Sous l'hypothèse du maintien de la tendance mesurée grâce au GLM avec lien Logit (tendance stable), il est également possible d'aller explorer la dimension temporelle en estimant la tendance plus en avant dans le temps (e.g. 2050 et 2100) et d'explorer ce que serait le meilleur scénario possible (en anglais : *best case scenario*).

Il est important de préciser que ce n'est pas une utilisation conceptuellement sans faille des modèles fréquentiels, car ces derniers sont des outils de prédiction et non de projection. Néanmoins, l'utilisation de la tendance à des fins de projection est présentée ici de manière exploratoire, comme dans la figure 27, qui présente les mêmes requêtes présentées en figure 24A mais pour 2050 et 2100.

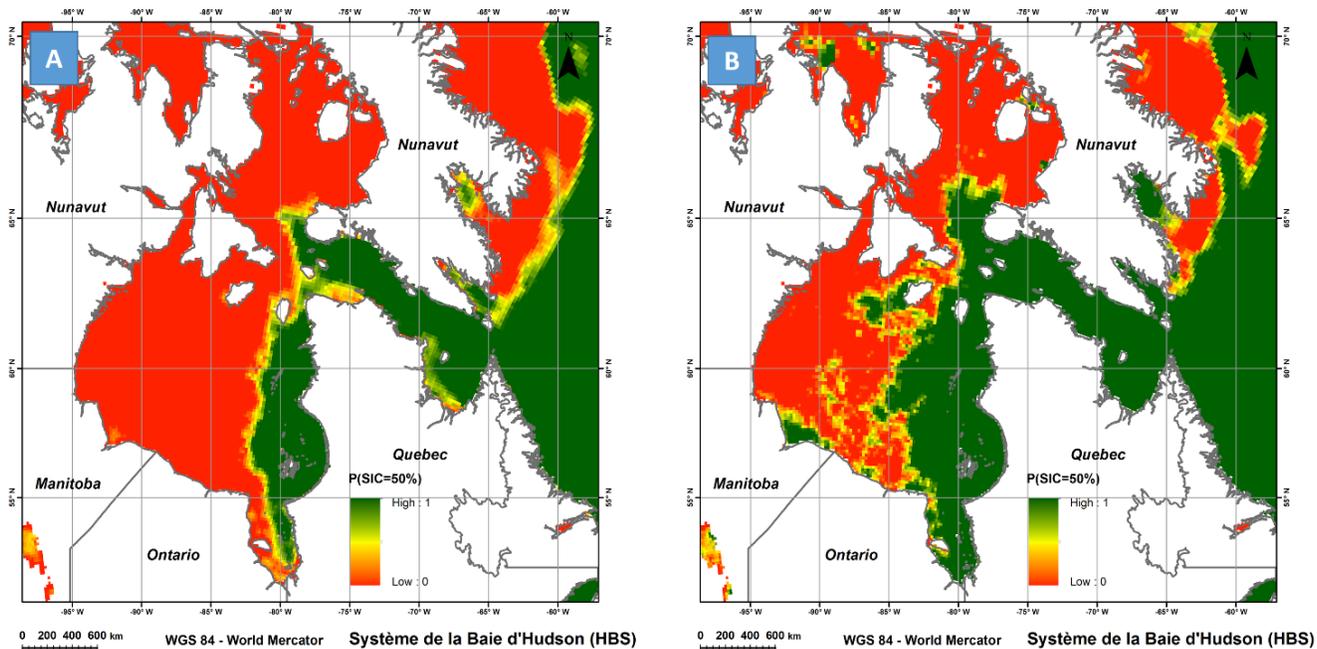


Figure 27: Cartographie des résultats des requêtes sur la probabilité au non-dépassement pour une SIC $\leq 50\%$ pour la 1^{ère} semaine de l'année 2050 [A] et 2100 [B]

La capacité d'utiliser la tendance pour aller dans le futur n'est possible que par le fait que tous les pixels ont été traités pour une tendance, ce qui n'est pas conventionnel. Cet aspect ne sera donc pas exploité pour en tirer des informations sur la dynamique spatiotemporelle de la Baie. Il était a été présenté ici afin de tracer la limite des applications possibles d'IcePAC.

4.4 Résultats et validation de la cohérence avec la réalité

Afin de tester sa validité et sa cohérence avec la réalité, des requêtes sur l'outil IcePAC ont été testées sur six différents sites pour lesquels la dynamique de glace diffère (voir figure 1). L'appréciation de la cohérence des résultats d'IcePAC a été réalisée grâce à une comparaison avec les données du jeu de données OSI-430: *Global Continuous Reprocessed sea ice concentration offline product*, basé sur le même algorithme que le produit OSI-409 (Tonboe *et al.*, 2016). Les données OSI-430 ne sont pas utilisées dans IcePAC, elles constituent donc une source indépendante d'informations. Les séries sont constituées de manière à présenter l'évolution des SIC de semaine en semaine à chacun des points de validation pour la période 2015-2016, période non intégrée dans l'établissement des modèles à la base de l'outil IcePAC. Les séries d'observations OSI-430 sont utilisées à des fins de comparaison avec les dynamiques de concentrations probables qui ressortent des requêtes réalisées sur l'outil IcePAC.

Considérant la nature probabiliste du modèle, le but de cet exercice de comparaison n'est pas de fournir une évaluation quantitative de la qualité de la prédiction des concentrations mais bien de vérifier si le modèle présente une dynamique réaliste de l'évolution du couvert.

La figure 28 présente les prédictions hebdomadaires de l'outil IcePAC pour des probabilités s'étendant de 5 % à 95 % pour la saison 2015-2016. Pour chacun des six sites, les concentrations modélisées suivent la dynamique globale du couvert de glace. Fait intéressant, c'est pendant les périodes d'englacement et de fonte que l'étendue des concentrations probables est la plus importante, signe que l'incertitude du modèle est plus grande pendant ces périodes, ce qui est normal puisque la gamme de concentrations qu'il est possible d'appréhender durant ces périodes dynamiques est plus large que pendant une période de couvert stable. Dans la figure 29, il apparaît que le modèle journalier (trait vert) est sujet à des instabilités marquées, effet qui semble corrigé grâce à l'utilisation d'un pas de temps hebdomadaire (trait bleu et points noirs).

Tant les données OSI-409 utilisées comme intrant au modèle, que les données OSI-430 utilisées pour la validation, proviennent de jeux de données basés sur les micro-ondes passives et sont calculées à partir d'un algorithme commun (Eastwood *et al.*, 2015, Tonboe *et al.*, 2016). Les variations à l'intérieur et à l'extérieur de la gamme de valeurs modélisées peuvent être causées par la variation naturelle des conditions de glace, le biais de

l'algorithme utilisé pour l'estimation de la concentration ou la combinaison de ces deux facteurs.

La saison 2015-2016 a présenté des anomalies dans la Baie d'Hudson telles que décrites par le NSIDC dans sa publication mensuelle *Arctic Sea Ice News and Analysis*.

Lors de l'englacement 2015, le couvert de glace montrait une anomalie positive (c.-à-d. que les SIC étaient plus élevées qu'à l'habitude) au nord-est de la Baie et négative (c.-à-d. que les SIC étaient plus basses qu'à l'habitude) du côté sud (NSIDC, 2015) (figure 30A). La situation s'est ensuite stabilisée à partir du mois de janvier pour se rapprocher des valeurs de SIC moyennes (NSIDC, 2016b) (figure 30B). Pour la fonte, les anomalies étaient dans l'ensemble fortement négatives, excepté à l'est de la Baie, près des côtes québécoises (NSIDC, 2016a).

Cette anomalie est particulièrement visible pour les points CHB et OC (▲ dans la figure 29 et figure 30C) pour lesquels la fonte a débuté de manière très précoce en 2015, pour se compléter plus tôt que la normale comme illustrée à la figure 29. De la figure 29, il est également possible de détecter les événements d'englacement tardif des sites CAI et OC (● dans la figure 29) ainsi que l'ouverture de la polynie à Hall Beach (◆ dans la figure 29). Cet événement est, dans le cas d'IcePAC, assimilable à un événement de fonte hâtive par rapport à la moyenne.

Le point OFB (*Offshore Frobisher Bay*), près d'Iqaluit, présente une dynamique qui est affectée par une erreur sous-jacente. En analysant ce point, il est clair qu'un bruit affecte le signal de SIC ce qui rend impossible toute modélisation adéquate. Les données du point OFB ne tendent jamais vers 0 %, et ce même lorsqu'il est certain que l'océan est libre de glace comme par exemple au mois d'août. Après vérifications, il appert que la région dans laquelle se trouve le point OFB est affectée par une erreur de l'algorithme d'estimation des SIC due au fait qu'une climatologie mensuelle du NSIDC, utilisée pour indiquer si la présence de glace est possible (et donc de contraindre ou non l'estimation de SIC), est elle-même erronée. Cette erreur permet à l'algorithme d'être lancé et d'être affecté par un effet « *land spillover* » ce qui génère des valeurs qui ne sont jamais sous 20 % (figure 31).

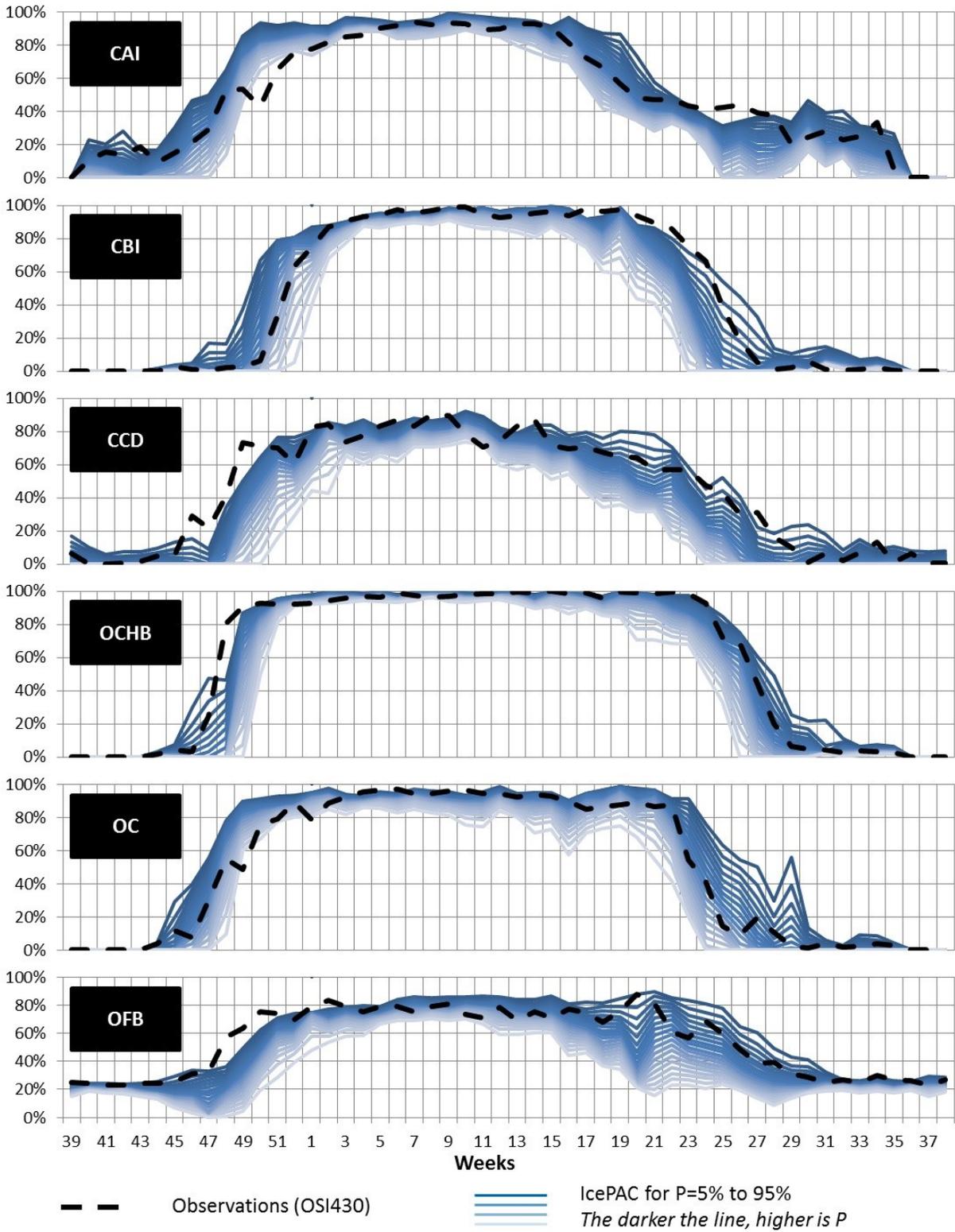


Figure 28: Comparaison entre les observations hebdomadaires en 2015-2016 du produit OSI-430 (non-utilisées dans l'outil IcePAC) et les sorties IcePAC pour des SIC pour P entre 5 % et 95 %. (Se référer à la figure 1 pour les sites)

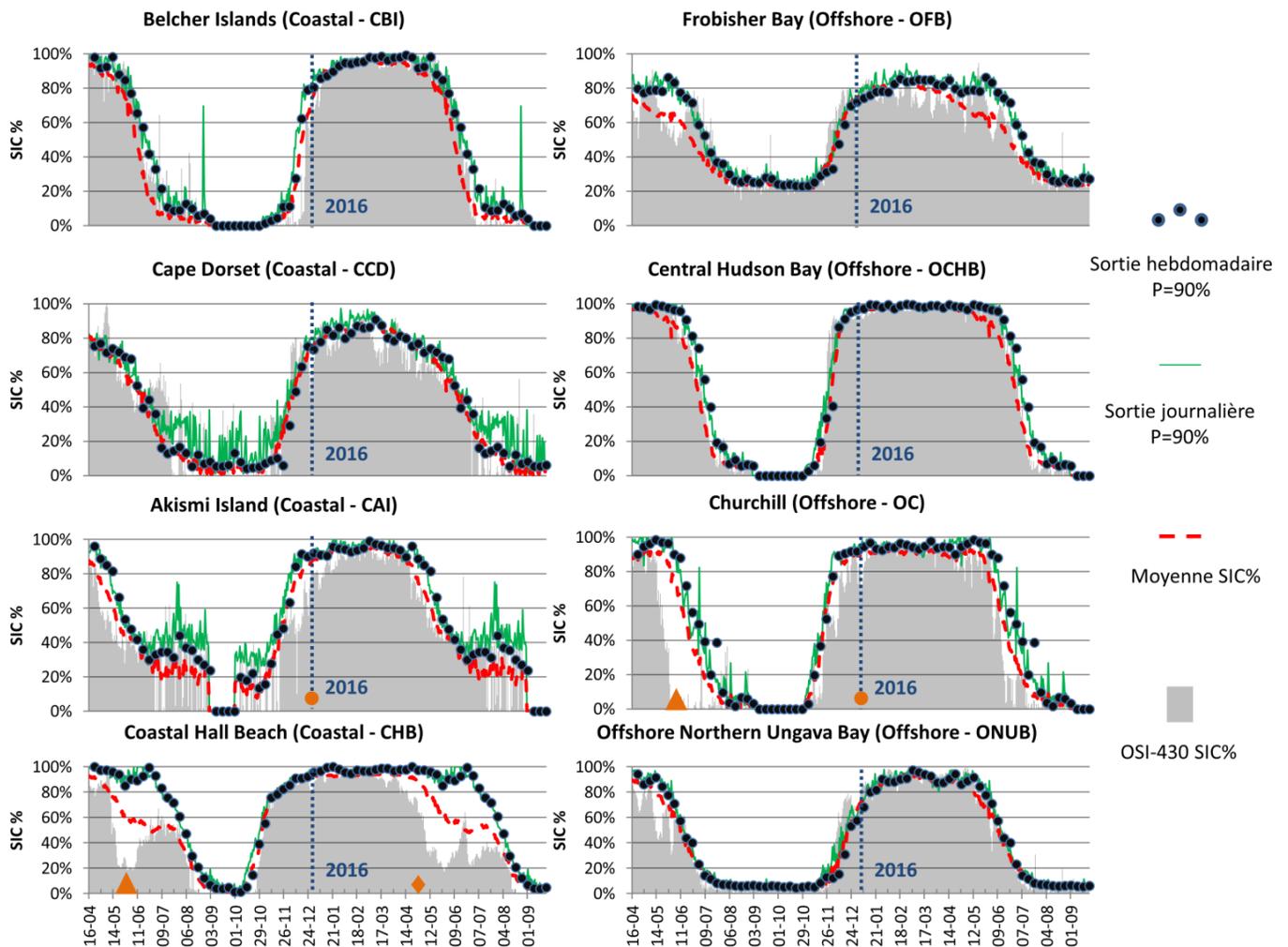


Figure 29: Comparaison des SIC observées avec le produit OSI-430 en 2015-2016 par rapport aux requêtes IcePAC avec $P=90\%$ au pas journalier (ligne verte) et hebdomadaire (points noirs). Les \blacktriangle présentent des événements de fonte hâtive en 2015, les \bullet des événements d'englacement tardifs en 2015-2016 et le \blacklozenge un événement de fonte hâtive en 2016. (Se référer à la figure 1 pour les sites)

4.5 Conclusion

Les modélisations d'IcePAC ont été produites pour tout le domaine de la Baie d'Hudson, à des pas de 5 % en probabilité d'occurrence et en concentration afin de caractériser l'évolution du couvert de glace dans la Baie d'Hudson. IcePac reproduit efficacement le comportement probable des glaces de mer avec, tel qu'appréhendé, une certitude accrue pendant les périodes de couvert stable comparativement aux périodes plus dynamiques que sont l'englacement et la fonte.

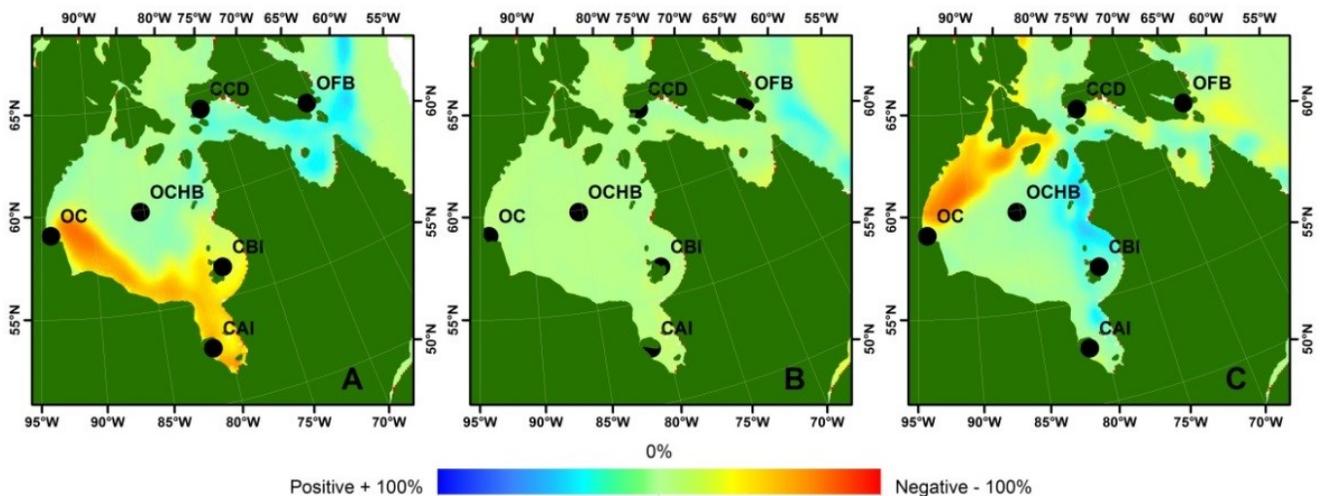


Figure 30: Anomalies en concentration sur la période 2015-2016 dans la région de la Baie d'Hudson (A – Englacement, B – Période stable et C – Fonte)

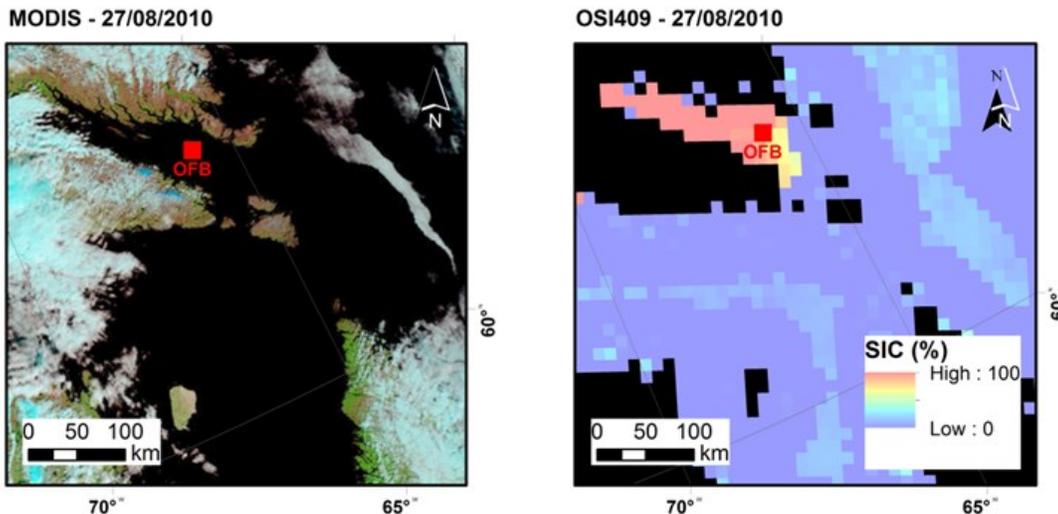


Figure 31: Erreur au point OFB dans l'algorithme d'estimation des SIC utilisées pour l'ajustement des distributions utilisées dans l'outil IcePAC. La figure présente à gauche la baie de Frobisher sur une image MODIS du 27 août 2010 et à droite, le produit OSI-409

Le domaine de l'outil IcePAC couvre un total de 20 738 pixels sur la Baie James, la Baie d'Hudson, le détroit d'Hudson, le bassin Foxe et la mer du Labrador. Pour chacune des 52 semaines de l'année, les 20 738 séries ont été modélisées et un modèle fréquentiel a été ajusté à chacune d'entre elles, pour un total de 1 078 376 modélisations. Pour chaque série, une tendance dans le temps a été mesurée puis retirée, afin de s'assurer de modéliser le comportement naturel du couvert de glace. Ce contexte d'analyse massive de données fait de cette première mouture de l'outil IcePAC un travail exploratoire au niveau fréquentiel, des

approches plus sophistiquées pouvant certainement être développées pour modéliser les séries de concentrations de glace.

Les modèles résultants permettent d'estimer les probabilités au non-dépassement (p) ou au dépassement ($1-p$) d'un événement précis de concentration de glace ou d'estimer, à l'inverse, l'événement qui correspond à une probabilité d'occurrence donnée. Grâce à ces requêtes, un utilisateur peut interroger le modèle sur des événements précis comme par exemple la date d'englacement ou de fonte probable pour un de 20 738 sites, ce qui permet d'avoir une perspective locale des événements, intermédiaire entre l'imagerie haute-résolution (e.g. Landsat) et les modèles climatiques (e.g. Modèle Régional Canadien du Climat – MRCC).

L'applicabilité à toutes les échelles et la mise en place d'une approche de modélisation systématique comme celle utilisée dans l'outil IcePAC ouvre la porte à des projets de nature variée. Par exemple, la modélisation à partir des images microondes passives pour l'ensemble de l'hémisphère Nord pourrait permettre de tirer des conclusions sur l'évolution présente et escomptée du couvert de glace arctique à une échelle spatiale plus fine que celle des modèles globaux du climat. Grâce à ces données, diverses études dans lesquelles la connaissance du couvert de glace est un paramètre clé pourront être menées, et ce avec un nouveau regard probabiliste sur la dynamique glacielle, ce qui à ce jour est inédit. De plus, une utilisation du procédé de modélisation tel que présenté dans IcePAC pourrait être utilisé avec des données tirées de modèles climatiques afin d'être en mesure d'aller évaluer les probabilités d'occurrences de divers événements liés au couvert de glace plus en avant dans le temps, considérant la capacité de projection des modèles du climat. Certaines perspectives de recherche, comme l'utilisation de distributions discrètes ou de mélanges de lois (e.g. deux lois Bêta) pourraient également être envisagées (S. El-Adlouni, communication personnelle, 29 mai 2018).

Le principal défi est, maintenant que le développement de l'outil IcePAC est complété, de maintenir les modélisations à jour en intégrant comme intrant les données les plus récentes des capteurs micro-ondes passifs (2017 et suivantes). L'automatisation de ce processus constituerait d'ailleurs un pas vers l'avant intéressant pour l'outil IcePAC ce qui diminuerait le coût de traitement des données.

Une avenue de développement intéressante, visant à être en phase avec les pratiques communes en analyse fréquentielle, serait le développement d'un modèle Bêta non-

stationnaire (F. Chebana, communication personnelle, 13 novembre 2018), c'est-à-dire un modèle qui prendrait en compte l'effet de la tendance en le modélisant directement dans les paramètres α et β de la distribution (c.-à-d. rendre les paramètres dépendants de la tendance). Cette approche constituerait une nouveauté et permettrait, entre autres, de réduire la masse de données inhérentes au processus de modélisation probabiliste tout en liant la tendance directement à l'évolution des paramètres de distribution plutôt que de gérer la tendance en marge.

L'article ICEPAC – A PROBABILISTIC TOOL TO STUDY SEA ICE SPATIOTEMPORAL DYNAMIC: APPLICATION TO THE HUDSON BAY AREA de Gignac et al. qui a passé une première ronde d'évaluation dans The Cryosphere (Décembre 2018), est disponible en annexe 2.

SYNTHÈSE : DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE DE PROBABILITÉ DES CONDITIONS DE GLACE DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON

- L'outil IcePAC permet d'étudier l'évolution de la variable de concentration de glace (SIC) définie comme la proportion de glace couvrant une région prédéfinie, exprimée en pourcentage (Shokr *et al.*, 2015).
- Les données OSI-409 (Tonboe *et al.*, 2016), fournissant des concentrations de glace (SIC) obtenues via un algorithme hybride Bootstrap-Bristol sont utilisés pour la création des séries temporelles de l'outil IcePAC.
- Le domaine de modélisation est constitué de 20 438 pixels et les simulations sont effectuées pour chaque semaine de l'année (52), pour un total de 1 078 376 modèles fréquentiels.
- Le retrait des tendances est effectué grâce à un modèle linéaire généralisé avec fonction lien Logit, permettant de prendre en compte le domaine borné [0,1] des données de concentration de glace.
- Des tests d'ajustement ont permis d'identifier la distribution Bêta comme distribution à utiliser pour la modélisation des SIC. Elle a été comparée aux distributions Johnson SB, triangulaire et trapézoïdale, toutes dans un domaine bornée et généralisables. Plusieurs travaux (Chen *et al.*, 2017, Dirkson, 2017, Lallemand *et al.*, 2015) ont fait appel à cette distribution pour la modélisation de données en pourcentages.
- Deux types de requêtes sont possibles sur le modèle, soit l'obtention de la probabilité pour un événement de SIC donnée (CDF) ou l'obtention de la SIC probable pour une probabilité donnée (PPF).

Chapitre 5 : Analyse de la dynamique spatiotemporelle des concentrations de glace dans la Baie d'Hudson grâce à l'outil IcePAC

Dans cette section, l'outil IcePAC, détaillé au chapitre 4, est utilisé afin de caractériser et cartographier l'évolution spatiotemporelle des conditions de glace dans le système de la Baie d'Hudson (HBS). Des indicateurs clé des conditions de glace comme, par exemple, les semaines correspondant au début de l'englacement, au début de la présence d'un couvert consolidé et au début de la fonte sont extraits des données et analysés d'un point de vue probabiliste, contrairement aux statistiques descriptives classiques trouvées dans les atlas du SCG.

5.1 Introduction

L'atout majeur des données tirées de l'outil probabiliste IcePAC est qu'elles permettent d'avoir une perspective sur la probabilité d'occurrence des événements liés au couvert de glace, comparativement à des informations statiques tirées de statistiques descriptives, telles que les données présentées dans l'atlas du Service Canadien des Glaces (CIS, 2013). Avec IcePAC, il devient donc possible non seulement de déterminer un événement moyen, mais d'estimer la gamme d'événements probables pour un site choisi.

Dans ce chapitre, les données d'IcePAC sont utilisées afin de caractériser la dynamique de fonte selon divers scénarios de probabilité, en fonction de 3 principaux indicateurs soit la durée probable de la saison d'englacement (ou sa corollaire, la saison sans glace), la semaine de fonte probable et la semaine d'englacement probable.

5.2 Indicateurs de l'évolution du couvert de glace

Avant même de présenter les résultats des analyses, il convient de définir clairement les événements analysés dans les sections suivantes :

- La semaine de fonte probable correspond, considérant des scénarios pour des probabilités P de 5 à 95 % suivant un pas de 5 %, à la première occurrence d'une SIC inférieure à 15 % pour un pixel (x,y) donné;
- La semaine d'englacement probable correspond, considérant des scénarios pour des probabilités P de 5 à 95 % suivant un pas de 5 %, à la première occurrence d'une SIC supérieure à 15 pour un pixel (x,y) donné;
- La durée probable de la saison d'englacement correspond à l'écart, compté en

semaines, entre la semaine d'englacement probable et la semaine de fonte probable, et ce pour la même gamme de probabilités p .

L'utilisation de la valeur de 15 % comme seuil indiquant la présence/absence de glace est une convention utilisée dans plusieurs études visant à caractériser l'étendue du couvert de glace (Andersen *et al.*, 2006, Cavalieri *et al.*, 1997, Cavalieri *et al.*, 1999, Divine *et al.*, 2006, Gloersen *et al.*, 1993, Pang *et al.*, 2018).

5.3 Dynamique d'englacement et de fonte probables

Afin d'estimer les semaines probables d'englacement et de fonte pour ensuite en dériver la durée de la saison d'englacement, l'établissement de séries temporelles de SIC pour chaque pixel (x,y) et pour chaque scénario de probabilité P est nécessaire.

Les données tirées des requêtes sur la PPF (fonction quartile ou CDF inverse) permettent d'obtenir, grâce aux paramètres ajustés du modèle fréquentiel, la SIC limite pour une probabilité au non-dépassement de p (voir figure 23 et 24).

Pour chaque probabilité au non-dépassement p , une série temporelle des SIC est bâtie (figure 32). La semaine de fonte probable est détectée en recherchant la première semaine pour laquelle une SIC est plus petite ou égale à 15 % entre les semaines 15 (début avril) et 38 (mi-septembre). Pour la semaine d'englacement probable, la recherche de la première semaine pour laquelle une SIC plus grande ou égale à 15 % a été menée entre les semaines 38 (mi-septembre) et 52 (fin décembre).

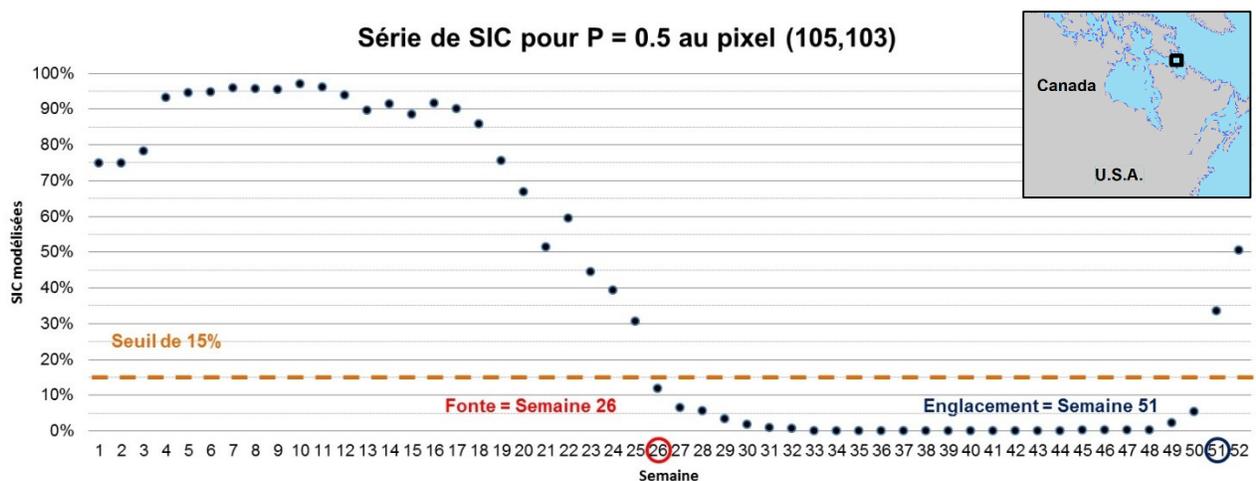


Figure 32: Série de SIC modélisées selon la PPF de la distribution Bêta pour une valeur de probabilité au non-dépassement P de 0,5

Ce processus de détection est répété pour chacun des 20 738 pixels du domaine et pour les 20 pas de probabilités p (de 0,05 à 0,95, par pas de 0,05). Il est important de noter que l'événement de fonte en est un de non-dépassement ($SIC < 15 \%$) tandis que l'englacement est un événement de dépassement ($SIC > 15 \%$). Il faut donc considérer $1-p$ pour estimer les semaines d'englacement. Cela permet de cartographier les semaines pour lesquelles l'occurrence d'un événement est probable à une probabilité p pour chacun des deux événements recherchés (figure 33)

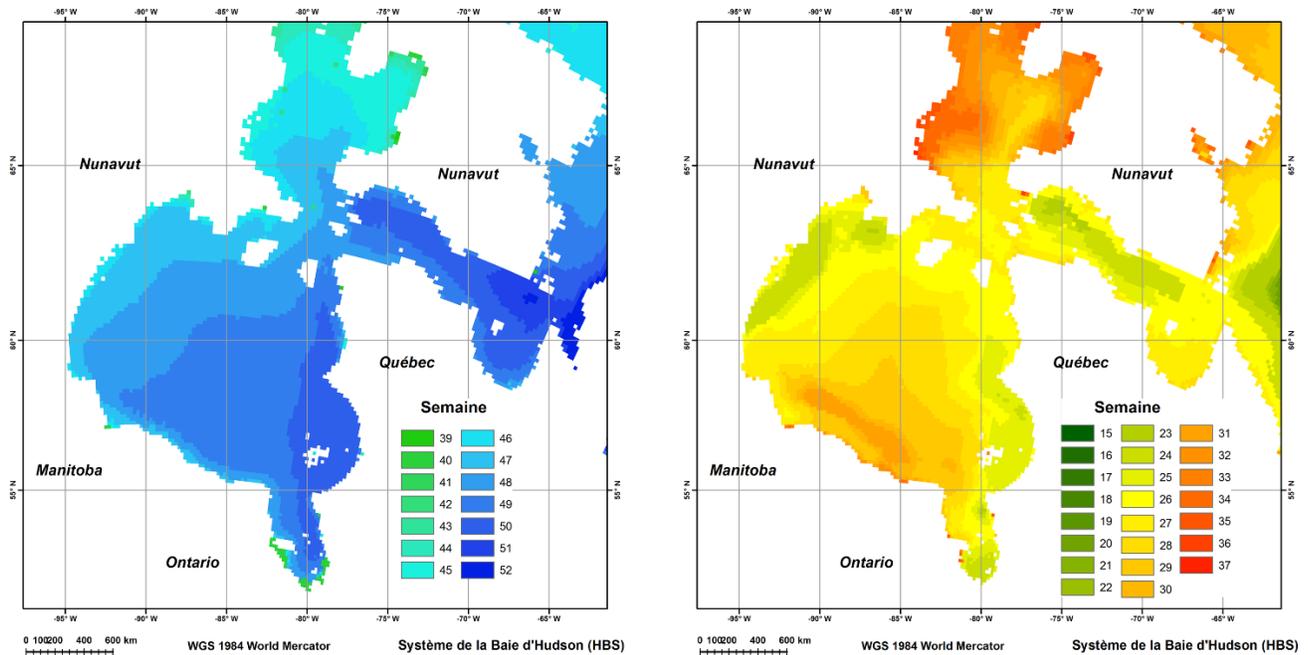


Figure 33: Semaine d'englacement [A] et semaine de fonte [B] pour une probabilité P de 50 %

En utilisant les cartographies des semaines d'englacement et de fonte pour les diverses probabilités, il est possible d'en dériver une cartographie de la durée de la saison de présence de glace en soustrayant la valeur de la semaine de fonte de celle de la semaine d'englacement. La durée de la saison sans glace est ensuite obtenue en soustrayant la durée de la saison d'englacement du nombre de semaines dans l'année, soit 52.

À partir des indicateurs précédemment présentés, il est possible d'estimer en tout point du domaine quelle est la semaine probable pour un événement d'englacement ou de fonte et ce en fonction des observations passées et d'un modèle ajusté aux données. Par exemple, la figure 34 présente les semaines probables de fonte et d'englacement pour la communauté de Puvirnituk, sur la côte québécoise de la Baie d'Hudson.

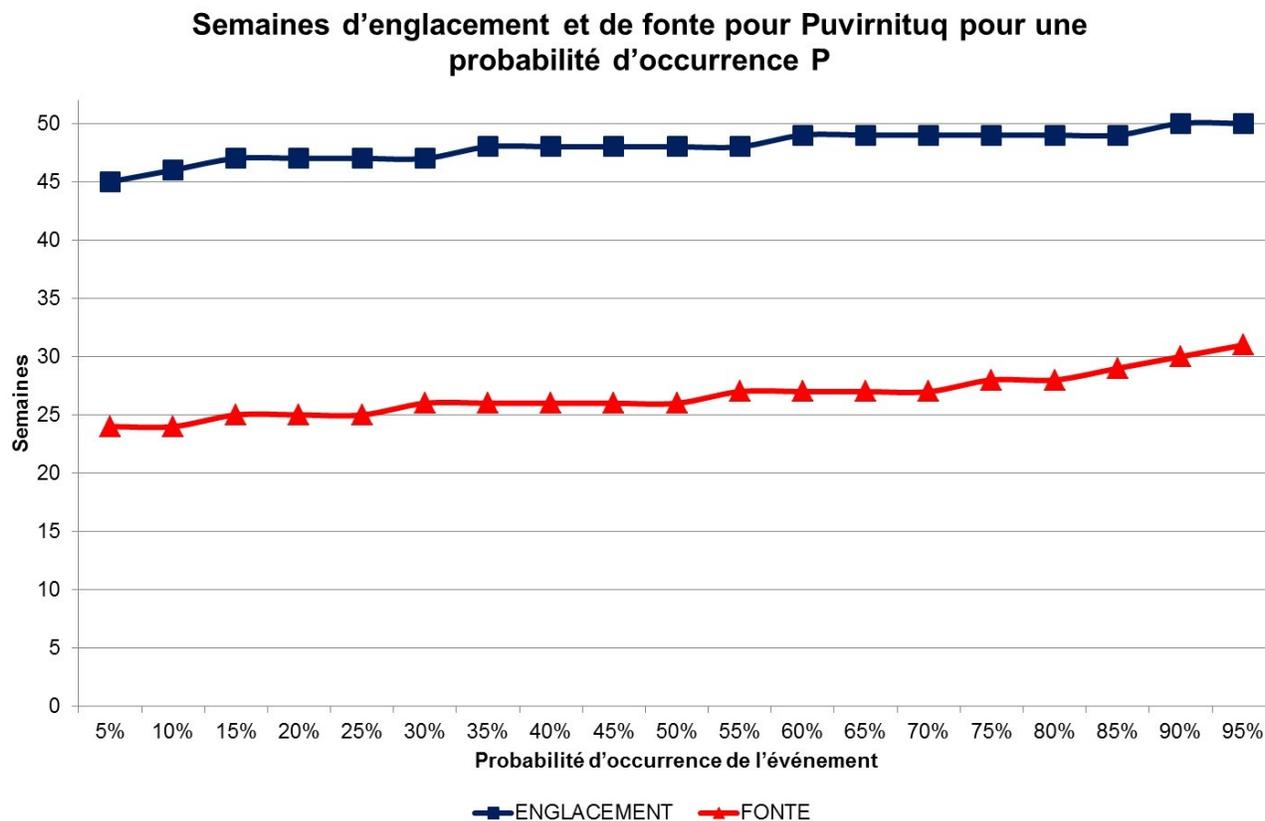


Figure 34: Semaine d'englacement et semaine de fonte probables pour la communauté de Puvirnituk

De ces données, il est également possible de dériver pour chaque point du domaine ce que serait la saison d'englacement la plus courte, combinant l'englacement le plus tardif et la fonte la plus précoce, et à l'inverse, la saison d'englacement la plus longue, tel qu'en figure 35. Pour obtenir la durée de la saison de glace la plus longue, il faut comparer la semaine de l'événement pour laquelle la probabilité de fonte est la plus faible (5 %, donc l'événement de fonte le moins certain, mais précoce) avec la semaine de l'événement pour laquelle la probabilité d'englacement le plus grande (95 %, donc l'événement de fonte le plus certain, mais tardif).

Par exemple, selon la figure 35, la communauté côtière de Puvirnituk est sujette, selon l'outil IcePAC, pour le pixel adjacent à la communauté, à des durées de saisons sans glace pouvant s'échelonner d'un minimum de 14 semaines (avec une fonte à la fin juillet et un englacement au début novembre) jusqu'à un maximum de 26 semaines (avec une fonte à la mi-juin et un englacement à la mi-décembre). La figure 36 présente les résultats d'analyses similaires, mais pour l'ensemble des communautés côtières cartographiées à la figure 1.

Durée probables de saisons sans glace pour Puvirnituaq

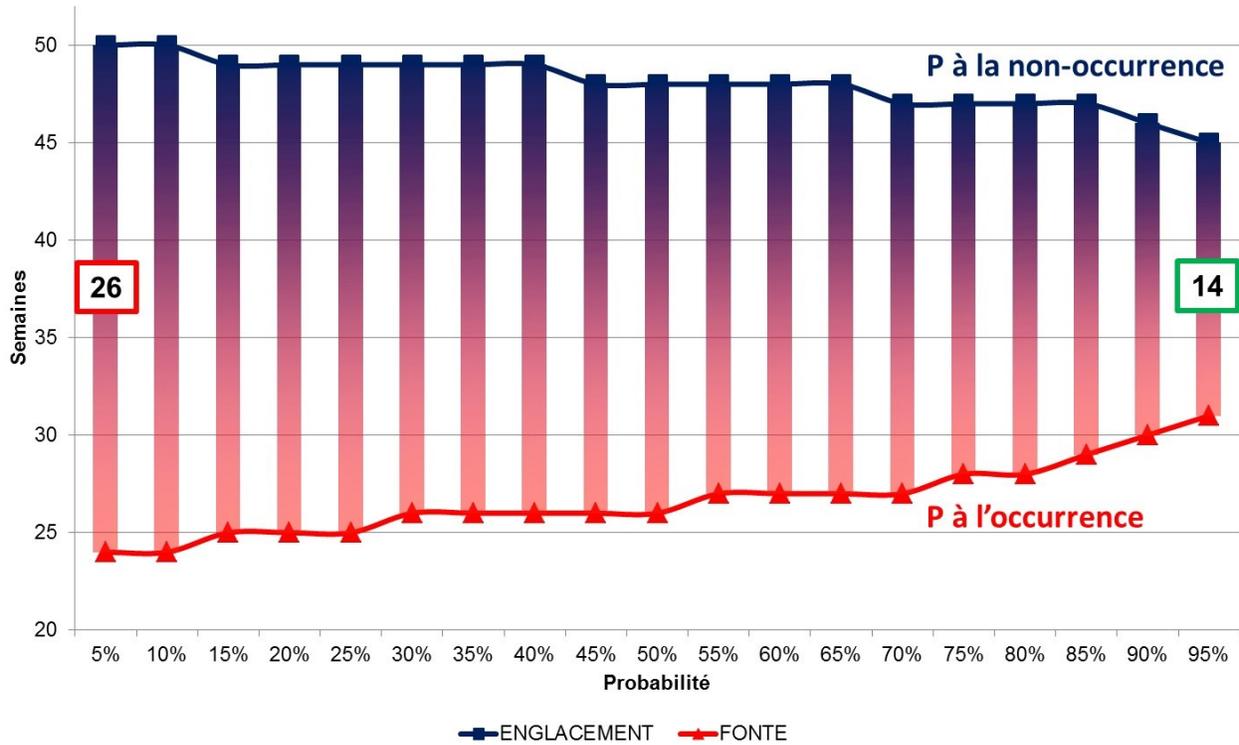


Figure 35: Durées en semaines probables maximum et minimum de la saison sans glace pour la communauté de Puvirnituaq

Durée des saisons sans glace

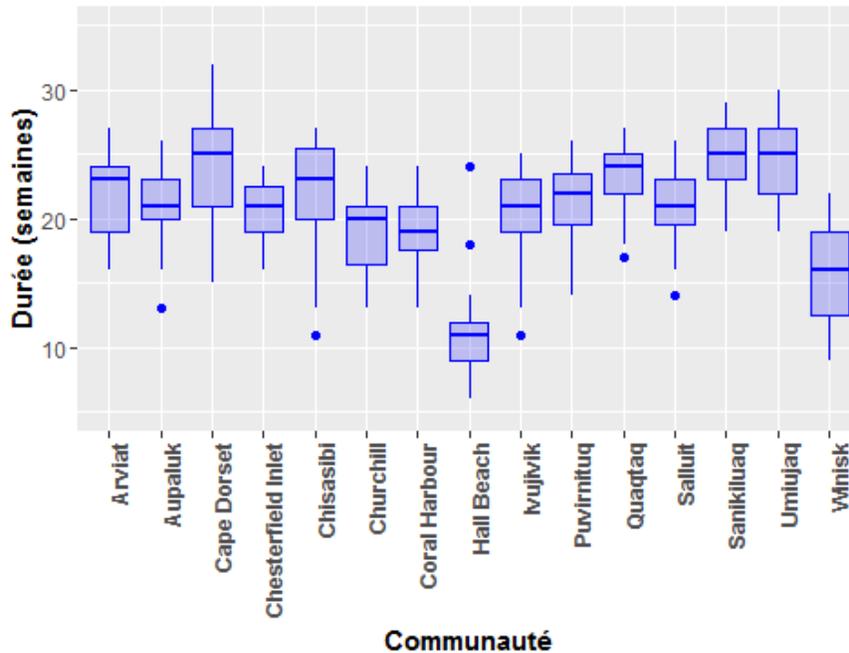


Figure 36: Durées des saisons sans glace probables pour les communautés côtières du HBS.

Le tableau 3 compare les semaines correspondantes aux jours de fonte et d'englacement fournis par le SCG, basés sur 30 ans d'observations (CIS, 2013), avec les estimations des mêmes événements avec l'outil IcePAC.

Les estimations montrent une cohérence entre les données du SCG et les estimations IcePAC. Toutefois, il est intéressant de noter la différence en durée de saison sans glace marquée au point Hall Beach. Considérant que l'estimation des semaines de fonte et d'englacement repose sur l'utilisation d'une seule et même distribution et que la semaine d'englacement est bien identifiée tandis que la semaine de fonte montre un large décalage, il serait faux de prétendre qu'IcePAC est erroné. La surestimation de la durée de la saison sans glace (prétextant que les données du SCG sont utilisées comme vérité terrain) peut s'expliquer par de multiples facteurs :

- l'effet "*land spillover*" qui engendre une surestimation de la SIC dans le produit OSI-409;
- le fait que le point de Hall Beach (voir figure 1) est localisé dans la zone marginale de la polynie;
- le fait que les statistiques de semaines d'englacement et de fonte ne sont pas mesurées exactement sur la même période (1981-2010 versus 1978-2015);
- le fait que nous comparions des données médianes de SIC tirées des données du SCG (mesurées en dixièmes, $4/10 = 40\%$) tandis que les valeurs tirées des données OSI-409 sont continues et que la définition de la présence de glace en découlant n'est pas similaires (SCG est $\leq 1/10$ tandis qu'IcePAC est $< 15\%$).

En comparant les résultats du SCG avec une probabilité plus faible d'occurrence ($P = 15\%$), la polynie de Hall Beach apparaît sur les cartes IcePAC pour la semaine 23. Cette situation particulière est certainement liée au fait qu'IcePAC fait appel à des données de moyenne tandis que le SCG utilise les médianes. Puisque la SIC dans une polynie ouverte tends à être très faible ou, lorsqu'elle est refermée très haute, il est crédible de prétendre que les valeurs de moyenne et de médiane seront différentes dans ces régions particulières. Par exemple, à Hall Beach, puisque la polynie tends à s'ouvrir plus fréquemment à partir de la fin du mois de mai (semaine 23), sa valeur médiane sera plus faible que sa moyenne qui elle sera affectée par les moments où, malgré la fin du mois de mai, le secteur ou le pixel à l'étude pour Hall Beach est toujours englacé. Il faut donc comprendre que les polynies, de par

la différence de résolution entre les produits (1 km du SCG versus 12.5 km d'IcePAC) et par les données de base utilisées (médiane vs moyenne) ne tendront pas à apparaître sur les sorties « moyennes » (P = 50%) d'IcePAC, mais plutôt à des probabilités plus faibles.

Tableau 3: Comparaison des semaines d'englacement et de fonte identifiées par le SCG (CIS, 2013) par rapport à celles identifiées par le scénario P=0,5 d'IcePAC.

Communauté	SCG Englacement	SCG Fonte	SCG Durée sans glace	IcePAC-P50 % Englacement	IcePAC-P50 % Fonte	IcePAC-P50 % Durée sans glace	Différence IcePAC-SCG pour la durée sans glace
Arviat	47	25	22	47	24	23	+1
Aupaluk	48	28	20	48	27	21	+1
Cape Dorset	49	24	25	49	24	25	0
Chesterfield Inlet	47	25	22	46	25	21	-1
Chisasibi	NA	27	NA	49	26	23	NA
Churchill	47	27	20	47	27	20	0
Coral Harbour	45	26	19	46	27	19	0
Hall Beach	43	23	20	44	32	12	-8
Ivujivik	48	25	23	48	27	21	-2
Puvirnituk	48	25	23	48	26	22	-1
Quaqtaq	48	25	23	49	25	24	+1
Salluit	49	24	25	48	26	21	-3
Sanikiluaq	48	25	23	50	25	25	+2
Umiujaq	49	25	24	50	25	25	0
Winisk	46	30	16	47	31	16	0

Les moyennes d'englacement et de fonte, ainsi que les durées des saisons sans glace tirées des observations du Service canadien des glaces (CIS, 2013) semblent, même si elles proviennent de données d'échelle et de nature différentes, être comparables avec les données tirées de l'outil IcePAC. L'outil IcePAC fournit donc des données qui sont cohérentes avec la réalité et la situation pour P=50 % semble concordante avec les résultats présentés par le SCG. Il reste néanmoins important de prendre en compte, comme facteur pouvant expliquer la différence, le fait que l'outil IcePAC utilise des données entre 1978 et 2015, soit des séries légèrement différentes de celles utilisées pour l'atlas 30 ans du SCG, soit entre 1981 et 2010.

5.4 Conclusion

Les données tirées des modélisations avec l'outil IcePAC permettent de mieux comprendre la probabilité des événements d'englacement et de fonte pour tous les points du domaine de simulation.

Les informations sur les semaines probables d'englacement, de fonte et, indirectement par un simple calcul, de la durée des saisons de présence et d'absence de glace permettent de tracer un portrait différent des données statistiques conventionnelles. La connaissance des probabilités d'occurrence des événements d'englacement et de fonte peut s'avérer utile pour la gestion, la préparation d'activités et la mitigation des changements climatiques.

Ce chapitre a présenté l'analyse des événements de fonte et d'englacement, cependant les données de l'outil IcePAC sont utilisables pour analyser d'autres indicateurs du couvert de glace, comme par exemple la présence probable d'un *fetch* le long de la côte ou l'ouverture complète d'un corridor de navigation.

En concluant, indiquons qu'il est important de convenir que, considérant la non-stationnarité des séries utilisées dans la modélisation des probabilités de concentrations de glace, le modèle IcePAC est, de par sa nature, voué à être en constante évolution et devra, afin de fournir une simulation adéquate des probabilités prenant en compte la tendance, être mis à jour à chaque année. La stabilité et le renouvellement des capteurs micro-ondes passives, comme ceux utilisés pour le développement d'IcePAC constituent une assurance de cette capacité de mise à jour régulière. Il est donc essentiel de considérer ce facteur (c'est-à-dire que la dernière mise à jour des données influe sur la représentativité des résultats) lorsqu'un usager effectue une requête sur le modèle IcePAC de manière à éviter de tirer des conclusions erronées au sujet de l'évolution spatiotemporelle du couvert de glace.

SYNTHÈSE : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DES CONCENTRATIONS DE GLACE DANS LA BAIE D'HUDSON GRÂCE À L'OUTIL ICEPAC

- IcePAC permet d'avoir une perspective probabiliste quant à l'occurrence d'événements liés au couvert de glace.
- IcePAC permet de caractériser un événement moyen et également d'estimer une gamme d'événements possible a un site choisi et pour une période précise.
- L'analyse des événements d'englacement et de fonte pour les 20 738 pixels et pour les 20 pas de probabilités P (de 0,05 à 0,95 avec un incrément de 0,05) a été effectuée.
- La fonte est considérée complète la semaine suivant la dernière occurrence d'une SIC de + de 15 % (entre les semaines 15 et 38) tandis que l'englacement est considéré complet la semaine suivant la dernière occurrence d'une SIC de – de 15 % (entre les semaines 38 et 52).
- Les durées des saisons sans glace probables maximales et minimales ont été estimées à partir des données IcePAC. Les saisons les plus courtes sont observées à Winisk (au sud de la Baie d'Hudson, ou les glaces se forment en premier et fondent en dernier) et les plus longues sont observées à Cape Dorset (à l'ouest du détroit d'Hudson, ou une polynie est présente face à la communauté).
- Malgré des sources de données différentes, les données d'englacement et de fonte tirées d'IcePAC sont cohérentes avec les observations du SCG et présentent des patrons spatiaux similaires pour les cas moyens (avec IcePAC pour P=0,5).

Chapitre 6 : Télédétection des glaces de mer

Dans ce chapitre, une synthèse historique des capacités en observation de la Terre (OT) pour l'étude des conditions de glace est présentée en premier lieu. Ensuite, les concepts clés liés à la cartographie des glaces de mer grâce à la télédétection sont également présentés dans ce chapitre, pour les capteurs optiques, micro-ondes passives et pour les capteurs radar à synthèse d'ouverture (SAR). Enfin, les algorithmes existants pour la cartographier la présence de la glace de mer sont présentés et mis en comparaison les uns avec les autres afin de cerner leurs forces et faiblesses relatives.

6.1 Introduction

Le couvert de glace dans les régions nordiques et arctiques est en évolution rapide. Avec la perspective d'un trafic maritime accru et des changements climatiques, le besoin en informations pertinentes et précises sur les conditions de glace permettra aux décideurs de prendre des décisions éclairées et sécuritaires. Les ingénieurs maritimes, écologistes, navigateurs et communautés Inuites feront face à des conditions de glace de plus en plus imprévisibles nécessitant des outils présentant des résolutions spatiales et temporelles optimales.

6.2 Historique de la télédétection pour le suivi des glaces de mer

L'observation des glaces de mer grâce aux satellites est relativement récente comparativement aux relevés et observations effectuées aux stations côtières depuis plus de 100 ans. Les premières missions satellitaires permettant de capturer des informations pertinentes pour le suivi des glaces étaient les missions TIROS (1960) (Wark *et al.*, 1963), Nimbus (1964) (Barnes *et al.*, 1972, Strong *et al.*, 1971) et ERTS (1972) (Campbell *et al.*, 1973, McClain, 1973).

Le programme ERTS a été renommé Landsat suite au lancement de ERTS-B, devenu Landsat-2 (Taranik, 1978). Les missions de ce programme se multiplièrent et continuent toujours aujourd'hui. De 1972 à aujourd'hui, 7 satellites de la série Landsat ont été mis en orbite, la mise en orbite de Landsat-6 ayant échoué (Fuller *et al.*, 1994). Aujourd'hui, les missions de Landsat-7 et Landsat-8 fournissent toujours des données et offrent une résolution spatiale de 15 m dans le panchromatique, de 30 m dans le visible et le proche infrarouge (PIR) et de 100 m dans l'infrarouge thermique (IRT) (Roy *et al.*, 2014) (figure 37). En 1986, le CNES mets en opération une mission œuvrant dans le visible et l'IR, le

programme SPOT (Baudoin *et al.*, 1992). Au total, 7 satellites SPOT ont été lancés. SPOT-6 et SPOT-7 sont toujours en opération aujourd'hui, offrant des résolutions spatiales de 1,5 m dans le panchromatique et de 6 m dans le visible et le PIR en plus d'images de plus faible résolution spatiale (1 km) dans le spectre optique du capteur Végétation. En 1988, l'Inde a lancé tout comme les États-Unis et la France, un programme d'observation de la Terre (OT). Elle a produit une série de capteurs dans le visible et le PIR, les capteurs LISS portés par les plateformes satellitaires IRS et Resourcesat (Campbell *et al.*, 2011). Quatre capteurs ont été lancés, seul LISS-IV est toujours fonctionnel aujourd'hui et fournit des données dans le vert, le rouge et le PIR à 5,8 m de résolution spatiale.

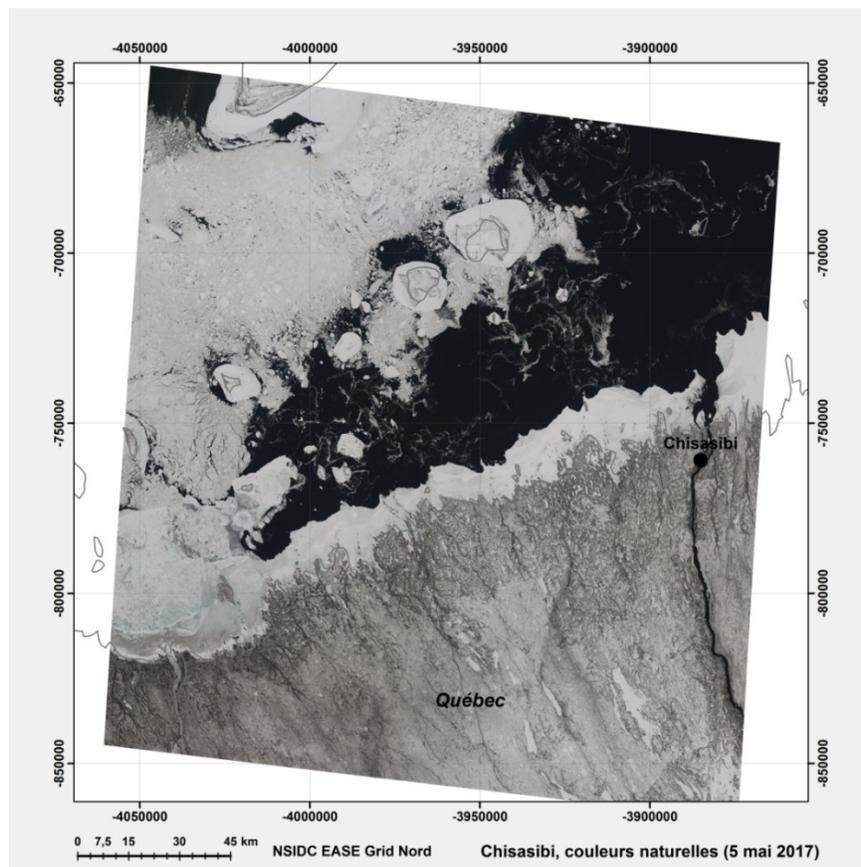


Figure 37: Composé en couleurs réelles Landsat-8 du 5 mai 2017 à proximité de la communauté crie de Chisasibi, dans la Baie James.

Les capteurs AVHRR de la NOAA, dont les lancements ont débuté en 1978 (Cracknell, 1997), ont des bandes spectrales dans le PIR et l'IRT axées sur l'étude de températures de surface et du couvert nuageux, paramètres clés pour l'étude des glaces de mer. Les satellites NOAA 15, 18 et 19 portant AVHRR sont actuellement en opération. AVHRR est également porté, depuis 2006 sur MetOp-A et MetOp-B. Toutefois, la résolution spatiale d'AVHRR est de

l'ordre de 1,1 km. Ensuite, les deux capteurs MODIS, à bord des satellites Terra et Aqua, lancés respectivement par la NASA les 18 décembre 1999 et 4 mai 2002, fournissent toujours aujourd'hui des données dans 36 bandes spectrales différentes couvrant le visible, le PIR et l'IRT (Barnes *et al.*, 1998, Justice *et al.*, 1998). Leur résolution spatiale varie selon les bandes spectrales soit 1 km, 500 m ou 250 m. Les capteurs MODIS fournissent une couverture globale à chaque un ou deux jours. Finalement, en 2015, l'ESA a procédé au lancement du premier des deux satellites de la série Sentinel-2, le capteur Sentinel 2-A (Drusch *et al.*, 2012). Ce dernier fournit des données à une résolution spatiale de 10m dans le visible et le PIR. Le second satellite de la série a été lancé le 6 mars 2017 et a rejoint Sentinel 2-A sur son orbite. La figure 38 présente une ligne du temps des principaux capteurs du visible et de l'IRT utilisés pour le suivi des glaces.

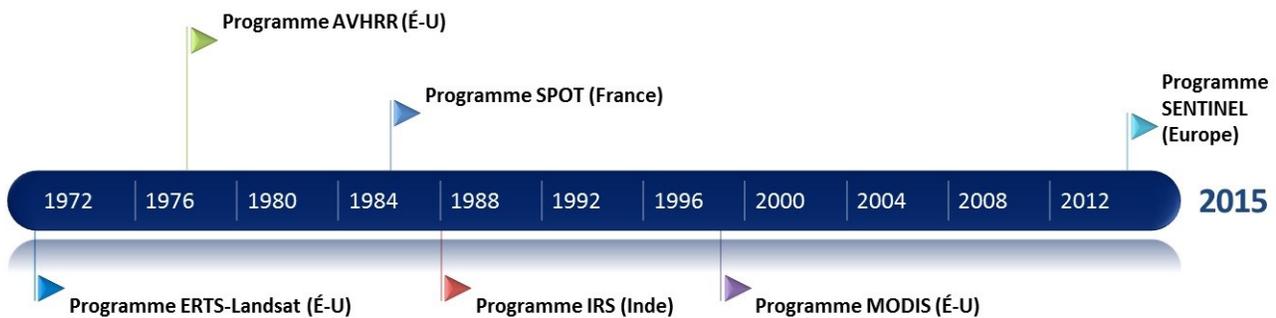


Figure 38: Ligne du temps des différentes missions dans le visible

Le premier capteur ayant acquis des données micro-ondes passives, exploitées pour la cartographie des glaces, est ESMR, porté par Nimbus-5, lancé le 10 décembre 1972 (Njoku, 1982). Ce capteur était doté d'un radiomètre à une bande, polarisée horizontalement et opérant à une fréquence de 19,35 GHz (1,55 cm). C'est grâce à ESMR, qu'entre 1973 et 1976, les premières estimations satellitaires de concentrations de glace de mer ont été effectuées (figure 39) (Zwally *et al.*, 1983).

ESMR a été le précurseur de SMMR, lancé en 1978 et utilisé amplement pour la cartographie des glaces (Cavalieri *et al.*, 1984). SMMR, plus sophistiqué que son prédécesseur, était porté par Nimbus-7 et était doté d'un radiomètre à 5 bandes en polarisation croisée à 6,63 GHz, 10,69 GHz, 18 GHz, 21 GHz et 37 GHz. La disponibilité de bandes multiples a permis d'atteindre un niveau de précision supplémentaire par rapport à ESMR en apportant suffisamment d'information pour distinguer entre les glaces de première année et les glaces pluriannuelles (Gloersen *et al.*, 1992).

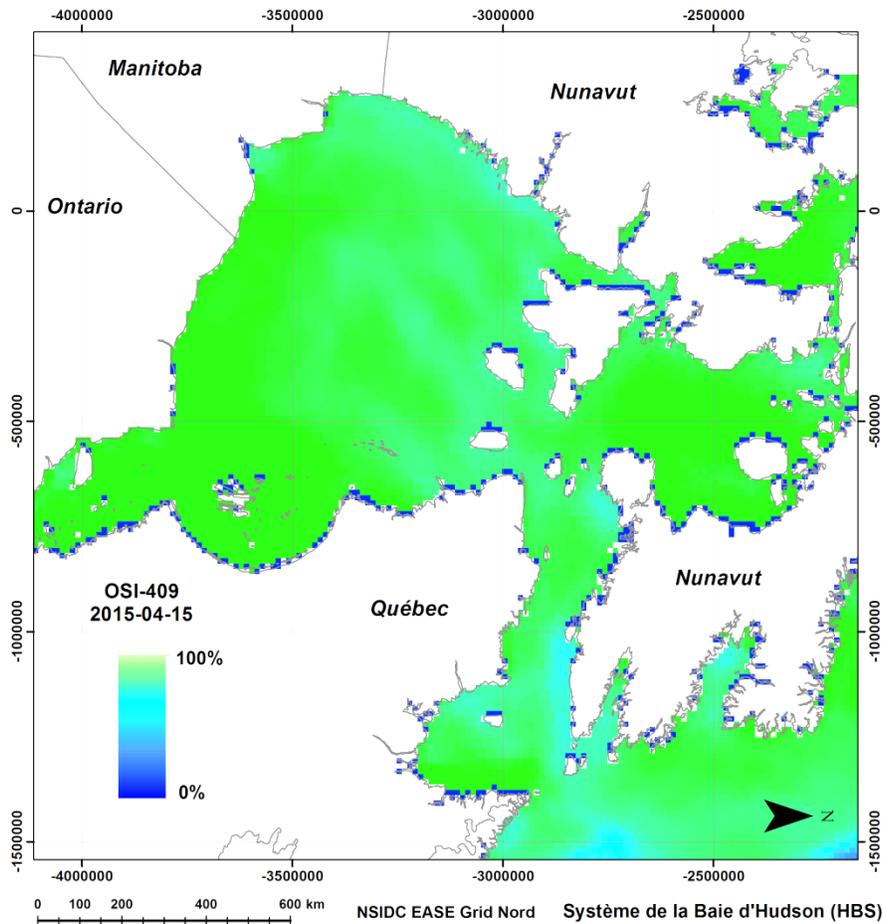


Figure 39: Concentrations de glace de mer dans la Baie d'Hudson pour les données micro-ondes passives du jeu de données OSI-409 et tiré de données SSM/I.

Le 18 juin 1987, SSM/I est lancé à bord de la plateforme F8 du programme DMSP (Hollinger, 1991). SSM/I portait un radiomètre avec la bande 22,2 GHz polarisée verticalement et les bandes 19,3 GHz, 37 GHz et 85,5 GHz à polarisation croisée. L'utilisation d'une fréquence élevée de 85 GHz permettait à SSM/I d'offrir des données à une résolution spatiale de 12,5 km, comparativement à 25 km pour ESMR et SMMR (Cavalieri *et al.*, 1997). Des copies conformes du premier capteur SSM/I ont été relancées sur les plateformes F10, F11, F13, F14 et F15 en faisant ainsi le capteur micro-ondes passives avec la plus longue durée de vie, soit 31 années de données enregistrées entre 1978 et 2009. Les capteurs SSMIS, à bord des plateformes F16, F17, F18 et F19 sont les successeurs des capteurs SSM/I et fournissent des données à des fréquences plus élevées. Grâce à une collaboration entre le Japon et les États-Unis, le capteur AMSR-E (Kawanishi *et al.*, 2003), à bord de la plateforme AQUA, a été lancé en 2001. Jusqu'au bris ayant forcé l'arrêt des acquisitions en octobre 2011, ces données étaient très utilisées pour l'étude des glaces de mer (Sprenen *et*

al., 2008) étant donné leurs résolutions spatiales améliorées par rapport aux capteurs de la série SSM/I. Finalement, le 18 mai 2012, la JAXA a lancé le capteur AMSR-2 (Imaoka *et al.*, 2010) à bord de la plateforme GCOM-C1 pour permettre une continuité des observations de son prédécesseur AMSR-E.

La figure 40 présente une ligne du temps des principaux capteurs micro-ondes passives utilisés pour le suivi des glaces.

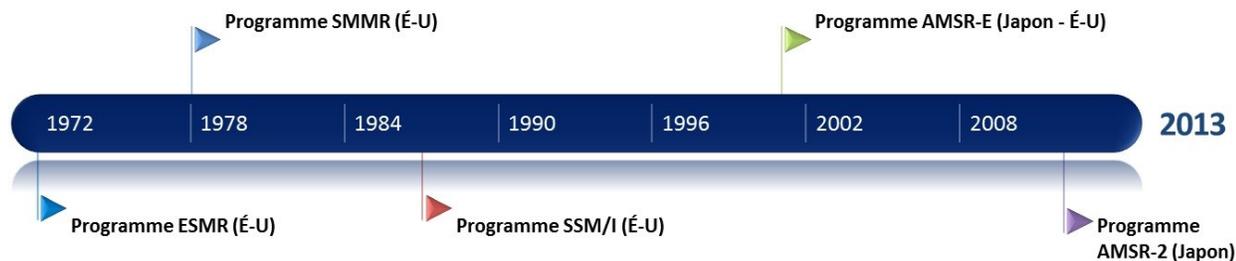


Figure 40: Ligne du temps des différentes missions dans les micro-ondes passives

Comme le montre le tableau 4, avec l'évolution des capteurs, les résolutions spatiales se sont améliorées par rapport au capteur précédent et il arrive parfois que le même capteur ait été lancé sur plus d'une plateforme avec des caractéristiques différentes (e.g. SMMR).

Tableau 4: Capteurs micro-ondes passives, leurs bandes spectrales et résolutions spatiales

CAPTEUR SATELLITAIRE	BANDES SPECTRALES ET RESOLUTION SPATIALE
ESMR (Sur Nimbus-5, 1972)	19,35 GHz (1,4°, soit ~29 km)
ESMR (à bord de Nimbus-6, 1978)	37 GHz (0,7° x 0,95°, soit ~20 x 43 km)
SMMR (à bord de Nimbus-7, 1978-1988)	6,6 GHz (95 x 148 km) 10,69 GHz (70 x 109 km) 18,0 GHz (43 x 68 km) 21,0 GHz (36 x 5 km) 37,0 GHz (18 x 27 km)
SMMR (installé sur SEASAT, 1978)	6,6 GHz (4,2°) 10,69 GHz (2,6°) 18,0 GHz (1,6°) 21,0 GHz (1,4°) 37,0 GHz (0,8°)
SSM/I (à bord des DMSP, 1987-Aujourd'hui)	19,35 GHz (69 x 43 km) 23,235 GHz (50 x 40 km) 37,0 GHz (37 x 28 km) 85,0 GHz (15 x 13 km)
AMSR-E (installé sur Aqua, 2002-2011)	6,93 GHz (75 x 43 km) 10,65 GHz (51 x 29 km) 18,7 GHz (27 x 16 km) 23,8 GHz (32 x 18 km) 36,5 GHz (14 x 8 km) 89,0 GHz (6 x 4 km)
AMSR-2 (à bord de GCOM-W1, 2012-Aujourd'hui)	6,93 GHz (62 x 35 km) 7,3 GHz (62 x 35 km) 10,65 GHz (42 x 24 km) 18,7 GHz (22 x 14 km) 23,8 GHz (19 x 11 km) 36,5 GHz (12 x 7 km) 89,0 GHz (5 x 3 km)

Au niveau des hyperfréquences actives, les capteurs radar ont une histoire beaucoup plus récente. Contrairement aux capteurs micro-ondes passives, les capteurs hyperfréquences radar permettent d'atteindre des résolutions offrant une vision locale du couvert de glace de mer. Le premier capteur SAR lancé sur une plateforme spatioportée est Seasat, lancé le 28 juin 1978. Seasat était doté d'un émetteur/récepteur en bande L en polarisation HH (Cumming *et al.*, 1979). Malheureusement, après seulement 105 jours en orbite, la mission a pris abruptement fin dû à un mal fonctionnement (Born *et al.*, 1979). S'en suivi une période de 12 ans durant laquelle il n'y eu pas de nouvelles missions SAR satellitaires. En 1991, l'Agence spatiale européenne (dénommée ESA) procède au lancement du SAR ERS-1 (Attema, 1991). Ce capteur opérait en bande C (5,3 GHz, équivalent à une longueur d'onde de 5,66 cm) polarisée VV. Un second capteur, copie conforme nommée ERS-2, a été mis en service en 1995. Le capteur ERS-1 a été en fonction jusqu'au 10 mars 2000 et ERS-2 a été fonctionnel jusqu'au 4 juillet 2011. En 1993, la NASDA (maintenant JAXA) a procédé au lancement du satellite JERS-1. Ce dernier contenait en charge utile un capteur SAR en bande L (1,275 GHz, équivalent à une longueur d'onde de 23,5 cm) et en polarisation HH. Il a été en fonction jusqu'à ce que survienne un problème avec le système de contrôle d'altitude du satellite, le 11 octobre 1998 (Dierking *et al.*, 2006). C'est en novembre 1995 que l'Agence spatiale canadienne (ASC-CSA) lance RADARSAT, satellite SAR en bande C et polarisation HH, conceptualisé et opéré par l'agence elle-même (Parashar, 1994). RADARSAT-1 a été lancé avec, comme principal objectif de mission, la surveillance opérationnelle des glaces dans l'Arctique canadien (figure 41).

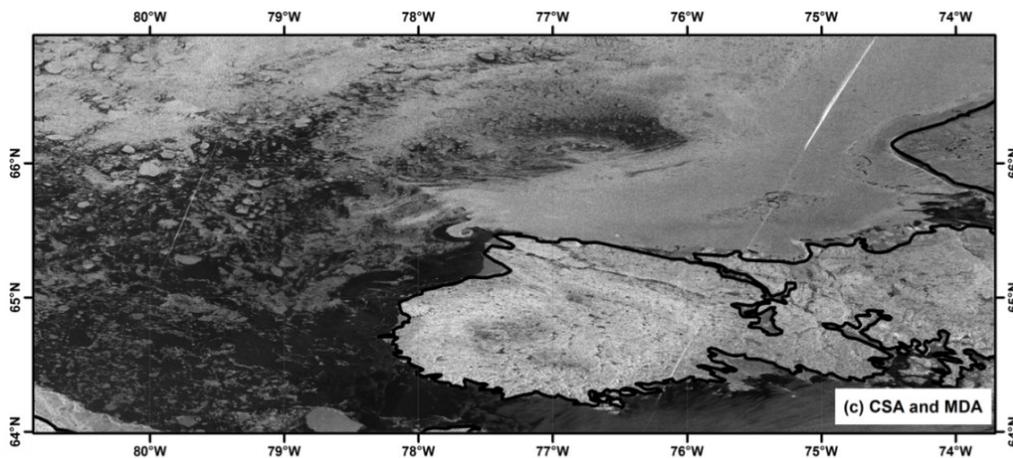


Figure 41: Image Radarsat-1 (HH) en mode ScanSAR Wide (100m) dans le Bassin Foxe, le 24 juin 2006
 (Source : CCIN) Le trait noir représente le trait de côte.

La vie utile de Radarsat-1 s'est terminée en mars 2013, 5 ans plus tard que prévu initialement. Le 1er mars 2002, l'ESA lance, à bord du satellite Envisat, le premier capteur multipolarisation nommé ASAR (Desnos *et al.*, 2000). Cinq modes d'acquisition étaient disponibles avec ASAR, soit les modes co-polarisés HH ou VV ou les modes de double polarisations HH-HV, VV-VH ou HH-VV. La communication avec le satellite Envisat qui avait à bord 10 capteurs pour l'observation de paramètres terrestres et de l'atmosphère, incluant ASAR, a été perdue le 8 avril 2012 après 10 ans d'opération. En décembre 2007, un second satellite canadien en bande C nommé RADARSAT-2, est lancé (Thompson *et al.*, 2008). Ce dernier, contrairement à son précurseur, a été conçu et est opéré par MDA, sous contrat de l'ASC. Il est doté de capacités multipolarisation et offre une grande variété de géométries d'acquisition (Morena *et al.*, 2004). Il est toujours en fonction aujourd'hui. Entre 2006 et 2011, le capteur en bande L (1,2 GHz) PALSAR-1 à bord du satellite ALOS a été opéré par la JAXA (Rosenqvist *et al.*, 2007). En 2007, DLR a procédé au lancement du satellite TerraSAR-X (Werninghaus *et al.*, 2010), en bande X (9,65 GHz, équivalent à une longueur d'onde de 3,1 cm). Quoique peu utilisé pour les applications sur les glaces de mer, les recherches démontrent que le contenu en information utile pour l'étude des glaces est relativement semblable entre la bande C et la bande X (Eriksson *et al.*, 2010). Un second capteur nommé TanDEM-X, semblable à TerraSAR-X a été lancé en juin 2010 pour travailler en synergie avec TerraSAR-X (Krieger *et al.*, 2007). Ces deux capteurs sont toujours en fonction aujourd'hui et permettent la production de modèles numériques d'altitude (MNA). L'Agence Spatiale Italienne (ASI) a procédé au lancement des quatre capteurs COSMO-SkyMed (F.Covello *et al.*, 2010), le dernier ayant été lancé en 2010. COSMO-SkyMed opère, tout comme TerraSAR, en bande X. En avril 2014, l'ESA a procédé au lancement de Sentinel-1A (Nagler *et al.*, 2015, Torres *et al.*, 2012), capteur en bande C assurant une continuité à la mission SAR d'Envisat et le premier d'une série de satellites d'observation de la Terre faisant parti du programme Copernicus dont les données sont toutes accessibles gratuitement. Cette même année, la JAXA a lancé PALSAR-2 (Bande L) à bord d'ALOS-2 (Kankaku *et al.*, 2014, Kankaku *et al.*, 2013), qui est toujours opérationnel aujourd'hui. En 2016, l'ESA a procédé au lancement de Sentinel-1B. Le tableau 5 présente une synthèse des capteurs SAR et la figure 42 présente une ligne du temps des principaux capteurs SAR utilisés pour le suivi des glaces.

Tableau 5: Capteurs SAR et leurs fréquences, polarisations disponibles et résolution spatiale

Capteur satellitaire	Fréquence, polarisations disponibles et résolution spatiale
Seasat (1978-1979)	Bande L, HH, 25 m
ERS-1 (1991-2000) et ERS-2 (1995-2011)	Bande C, VV, 30 m
JERS-1 (1993-1998)	Bande L, HH, 18 m
RADARSAT (1995-2013)	Bande C, HH, 8m (<i>Haute-résolution</i>) à 100 m (<i>ScanSAR Wide</i>)
ASAR (2002-2012)	Bande C, HV HH VV VH, 30 m (<i>Wave</i>) à 1000m * <i>Global monitoring</i>)
RADARSAT-2 (2007–AUJ)	Bande C, HV HH VV VH, 1 m (<i>Spotlight</i>) à 100 m (<i>ScanSAR Wide</i>)
PALSAR-1 (2006-2011)	Bande L, HV HH VV VH, 7 m (<i>Fin</i>) à 40 m (<i>ScanSAR Wide</i>)
TerraSAR-X (2007-AUJ)	Bande X, HV HH VV VH, 1 m (<i>Staring spotlight</i>) à 40 m (<i>ScanSAR Wide</i>)
COSMO-SkyMed (2007-AUJ)	Bande X, HV HH VV VH, 1 m (<i>Spotlight</i>) à 100 m (<i>ScanSAR Huge</i>)
PALSAR-2 (2014-AUJ)	Bande L, HV HH VV VH, 1x3 m (<i>Spotlight</i>) à 100 m (<i>ScanSAR</i>)
Sentinel 1-A (2014-AUJ) et 1-B (2016-AUJ)	Bande C, HV HH VV VH, 5 m (<i>Stripmap</i>) à 20x40 m (<i>Extra-Wide</i>)

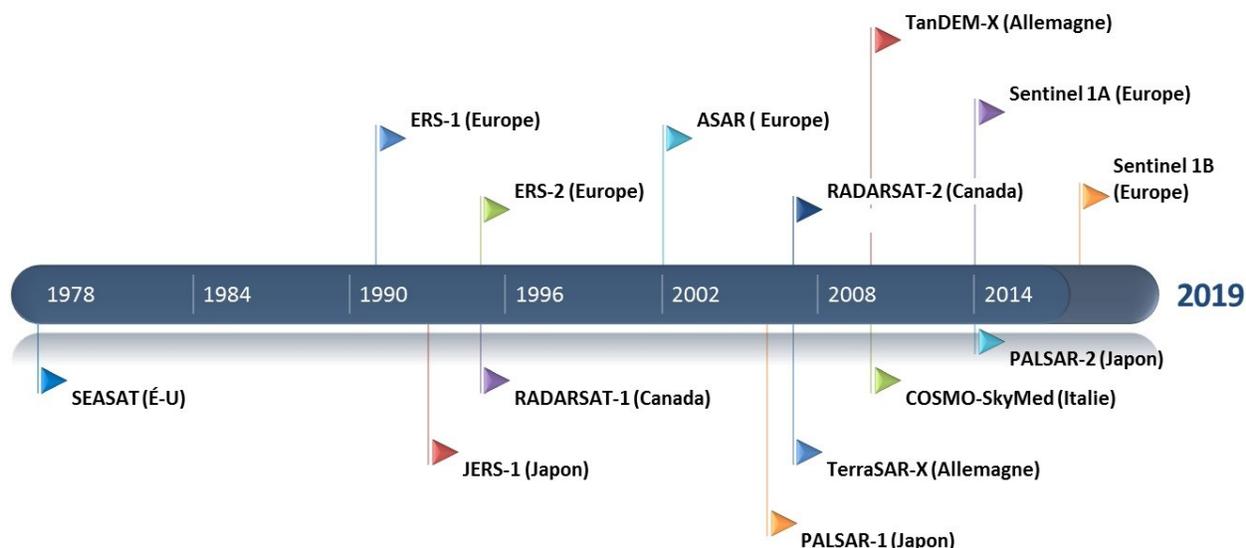


Figure 42: Ligne du temps des différentes missions dans les hyperfréquences actives (SAR)

6.3 Propriétés électromagnétiques et physiques des glaces de mer

L'information portée par les signaux reçus par les capteurs de télédétection utilisés pour le suivi du couvert de glace de mer varie en fonction de la longueur d'onde ainsi que des propriétés de la surface avec laquelle le signal a interagi. Cette section vise à clarifier les

paramètres de la surface régissant l'interaction signal/matière pour chaque gamme de longueur d'onde du spectre électromagnétique utilisé en télédétection.

La glace de mer, contrairement à la glace d'eau douce, est formée en eau salée ce qui abaisse le point de congélation de l'eau de mer. Neumann *et al.* (1966) présentent l'équation suivante pour décrire l'impact de la salinité sur le point de congélation de l'eau (équation 41).

$$T_f = -0,003 - 0,0527S_w - 0,00004S_w^2 \quad (41)$$

Où T_f est la température de fusion, S_w est la salinité de l'eau en parties par milliers (ppm). La salinité moyenne dans la Baie d'Hudson et le Déroit d'Hudson (figure 43) oscille entre 32-33 ppm (Antonov *et al.*, 2006) ce qui indique un point de congélation autour de $-1,8^\circ\text{C}$.

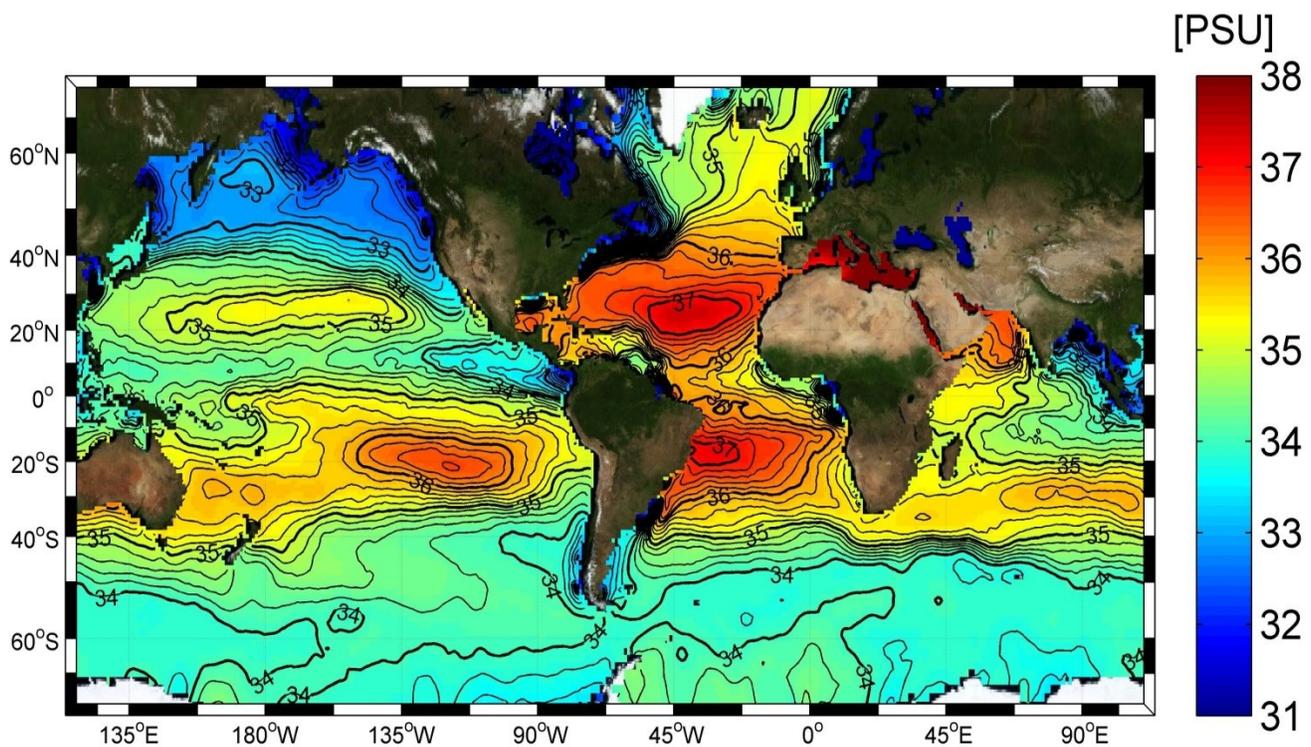


Figure 43: Salinité de surface moyenne des océans en PSU

Considérant que la température de densité maximale de l'eau (c-a-d. la température pour laquelle l'eau de mer est la plus dense en fonction de sa salinité) est plus basse que son point de congélation pour des salinités supérieure à 24,7 ppm, un refroidissement continu des eaux, créant un mouvement de brassage dans la colonne d'eau, appelé instabilité convective, se poursuit jusqu'à l'atteinte du point de congélation (Tucker *et al.*, 1992). La formation de la glace débute à la surface, là où la perte de chaleur est la plus importante,

général de la surfusion (en anglais : *supercooling*), nécessaire à la croissance de la glace. La glace débute en se formant en aiguilles et en plaques qui, selon le contexte de croissance, prendront des tangentes différentes. En conditions calmes, les cristaux de frasil se regroupent et se consolident sous forme de sorbet, une couche de glace d'aspect huileux (en anglais : *grease ice*) pour éventuellement s'épaissir en une couche de glace lisse, de moins de 10 cm, nommée nilas. En conditions turbulentes, les cristaux tendent à se consolider sous forme de crêpes qui s'empileront et formeront des crêtes de surface rugueuse. En mûrissant, la glace s'épaissira et passera graduellement du stade de glace grise (de 10 à 15 cm d'épaisseur, en anglais : *grey ice*), vers le stade de glace blanchâtre (de 15 à 30 cm d'épaisseur, en anglais : *grey-white ice*), ensuite vers le stade de glace de première année (+ de 30 cm, avec un seul hiver de croissance, en anglais : *first year ice*) puis finalement la glace pluriannuelle (+ de 30 cm, ayant survécu à au moins deux étés de fonte, en anglais : *multiyear ice*). La figure 44 présente une synthèse de l'évolution des stades de croissance de la glace.

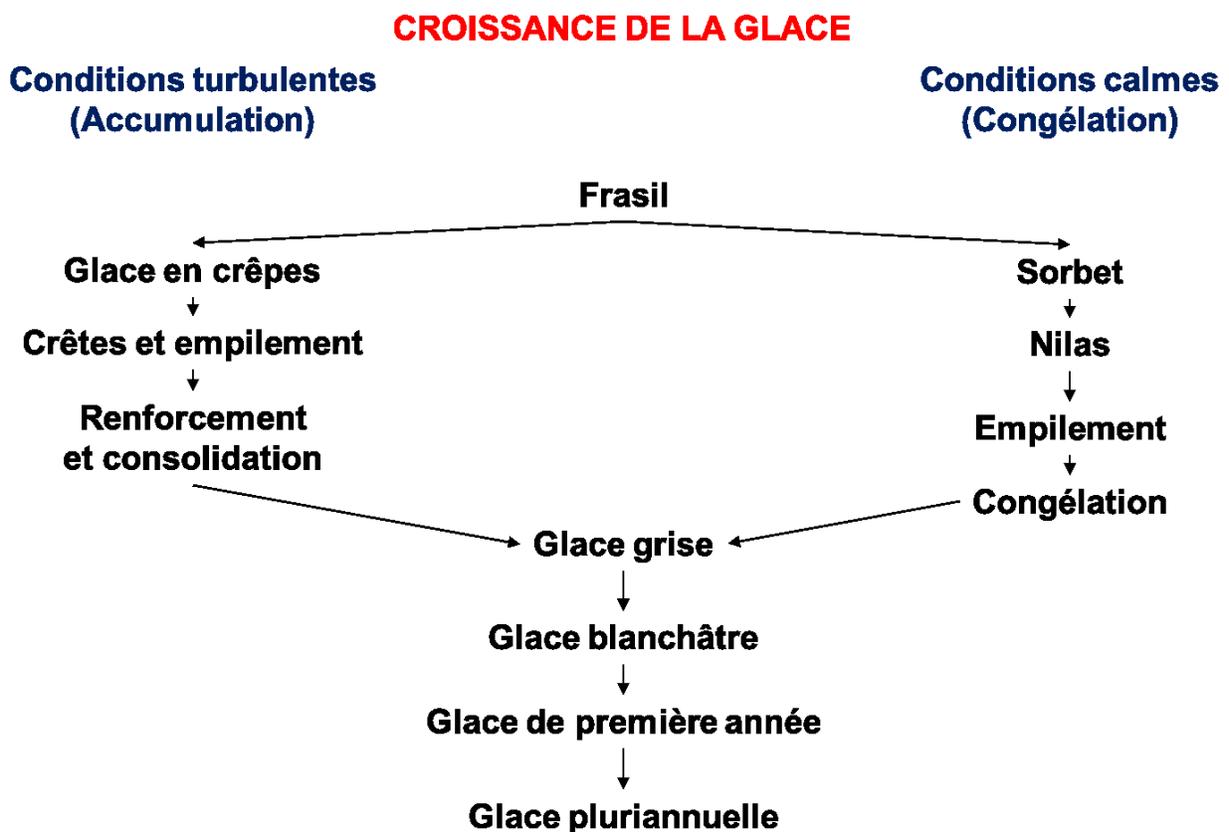


Figure 44: Évolution des stades de croissance de la glace de mer selon les conditions océaniques, figure modifiée de Gignac (2012)

L'imagerie satellitaire est utilisée depuis plusieurs décennies pour le développement de produits d'information sur le couvert de glace de mer. Selon l'application ciblée, les capteurs opérant dans diverses régions du spectre électromagnétique (visible ou infrarouge thermique, micro-ondes) peuvent être utilisés pour en dériver des informations pertinentes (figure 45).

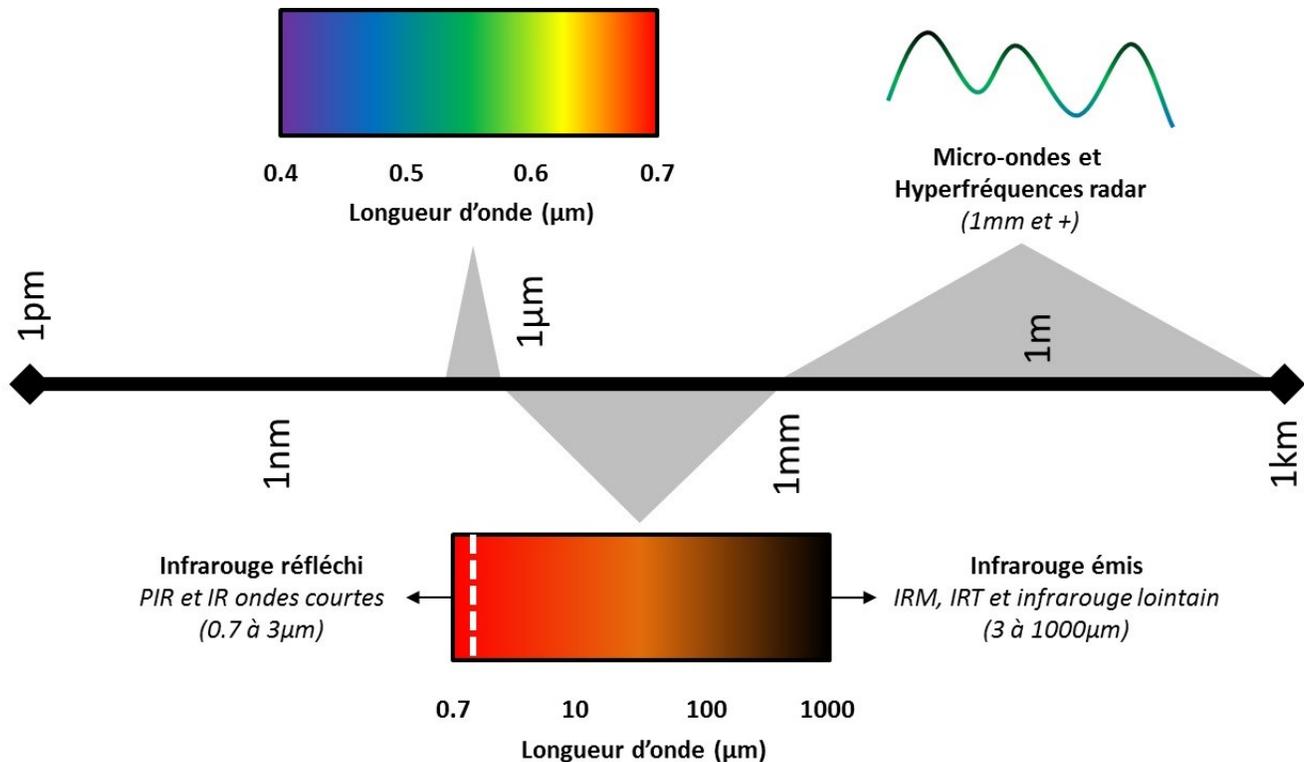


Figure 45: Différentes régions du spectre électromagnétique utilisées pour la télédétection des glaces

Trois paramètres de résolution liés aux capteurs sont particulièrement importants pour l'étude des conditions de glace de mer. Il s'agit des concepts de résolution spatiale, de résolution temporelle et de résolution spectrale. La résolution spatiale d'une scène indique la taille du plus petit élément à la surface qu'il est possible de résoudre au sol (c-à-d. d'observer) une fois la grille de pixels de l'image constituée (Fisher, 1997). La résolution temporelle indique le délai entre deux acquisitions d'un même capteur pour un même endroit (Turner *et al.*, 2003). La résolution spectrale est définie par la largeur des bandes spectrales de l'instrument, ce qui détermine sa capacité à détecter des différences spectrales au niveau de la cible (Turner *et al.*, 2003).

L'interaction entre le rayonnement électromagnétique et la surface de glace s'exprime via cinq différents processus: la réflexion, l'absorption, la transmission, la diffusion et l'émission.

La réflexion, l'absorption et la transmission sont trois valeurs exprimées sous la forme de ratio d'énergie (figure 46). Le coefficient de réflectance (réflexion) met en relation la partie du rayonnement réfléchi par la surface par rapport au rayonnement incident. Les coefficients d'absorbance (absorption) et de transmittance (transmission) mettent respectivement en relation la partie du rayonnement absorbé et transmis par la surface par rapport au rayonnement incident.

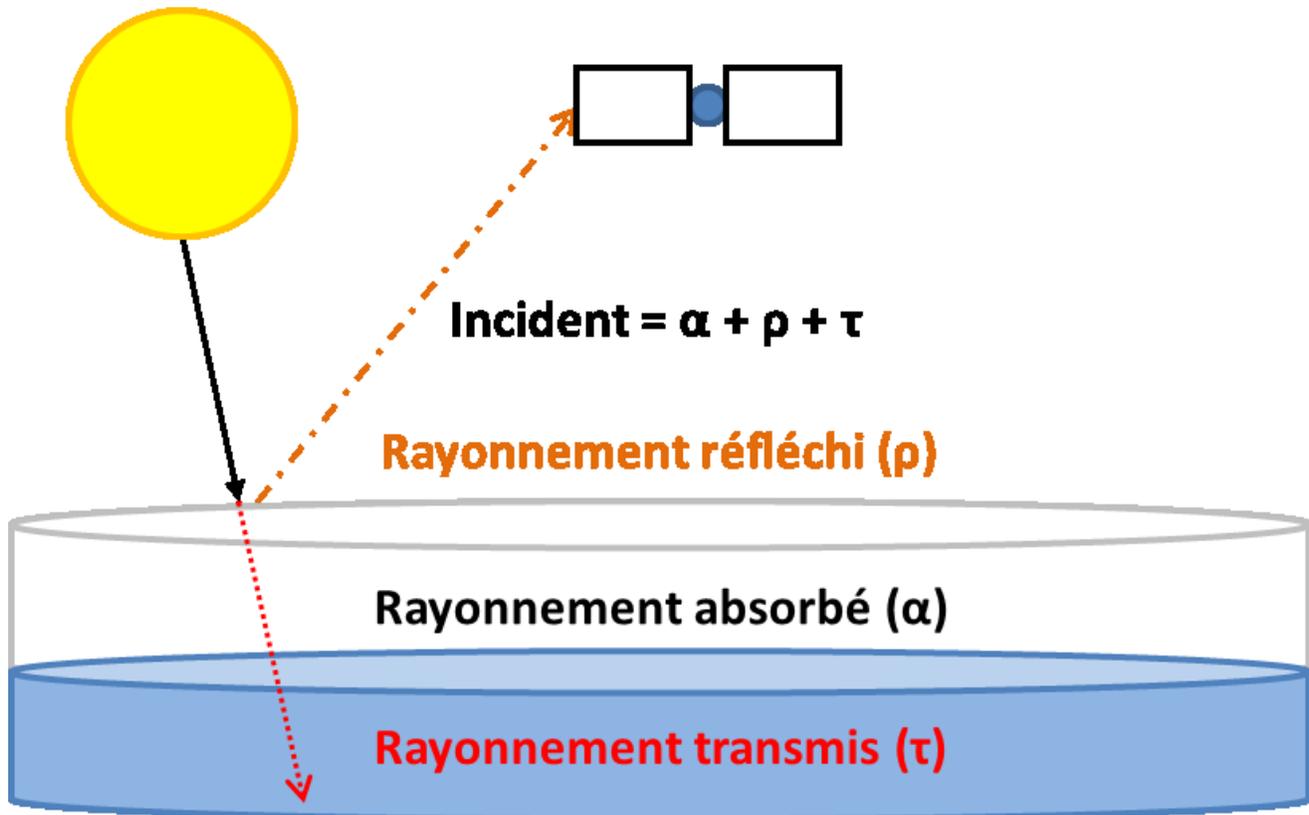


Figure 46: Schématisation des processus de réflexion, d'absorption et de transmission du rayonnement électromagnétique. La première strate cylindrique représente un couvert de glace, la seconde strate représente l'eau sous-jacente

La réflectance de la glace est liée au type de glace et à la longueur d'onde de la bande spectrale utilisée (figure 47). Une réflexion peut être spéculaire, ce qui est le cas sur une surface d'eau calme, ou elle peut être diffuse ce qui est généralement le cas lorsque le rayonnement frappe un empilement de glace très rugueux ou une eau agitée.

La topographie de la surface de la glace ou de l'eau a donc un grand impact sur la réflexion du rayonnement. C'est généralement le cas, car la glace tends à présenter un comportement anisotropique (c.-à-d. que la réflexion du rayonnement incident n'est pas équivalente dans toutes les directions). La relation entre la géométrie d'irradiance de la cible

et l'angle de visée du capteur est décrit par une relation théorique nommée fonction de distribution du coefficient bidirectionnel de luminance (en anglais : *Bidirectional Reflectance Distribution Function* ou BRDF).

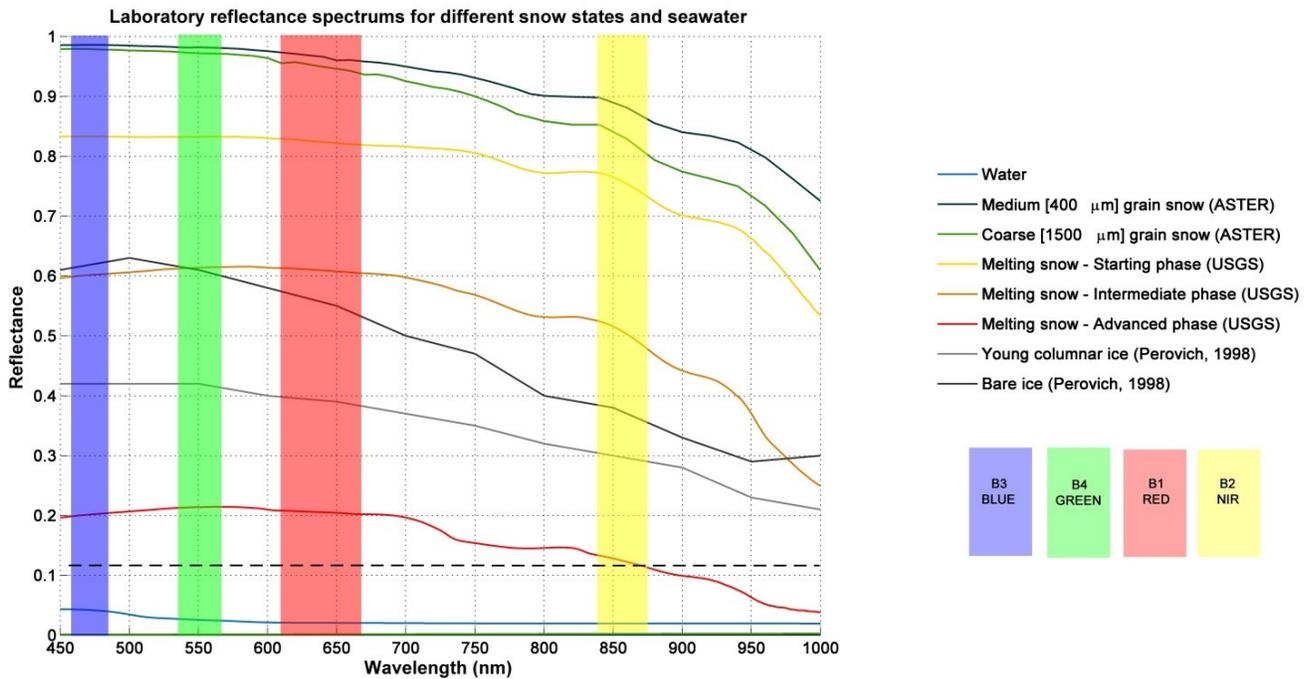


Figure 47: Spectre de réflectances mesurés en laboratoire pour différents types de glace et de neige en fonction de la taille de grains ou de l'état de fonte et en fonction de la longueur d'onde de la bande spectrale utilisée (Baldrige et al., 2009, Clark et al., 2007, Perovich, 1998)

Cette fonction (équation 42) décrit le rapport de la luminance réfléchiée par la surface pour toutes les géométries d'éclairage (figure 48) (Ged, 2017, Nicodemus, 1965, Schaepman-Strub et al., 2006) et est décrite selon six paramètres :

- L'angle zénital d'illumination θ_I ;
- L'angle azimutal d'illumination φ_I ;
- L'angle zénital de la détection θ_R ;
- L'angle azimutal de la détection φ_R ;
- La longueur d'onde du faisceau incident λ ;
- La polarisation du faisceau incident σ .

$$f_{e,\lambda}(\theta_I, \varphi_I, \theta_R, \varphi_R, \lambda, \sigma) = \frac{dL_{e,\lambda,R}(\theta_I, \varphi_I, \theta_R, \varphi_R, \lambda, \sigma)}{dE_{e,\lambda,I}(\theta_I, \varphi_I, \lambda, \sigma)} \quad (42)$$

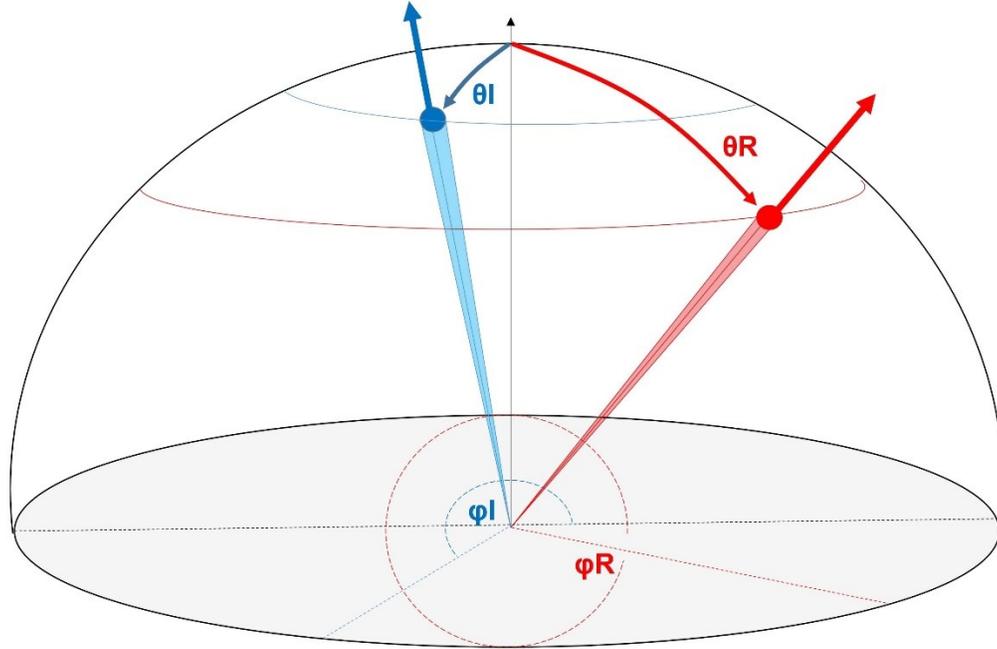


Figure 48: Schématisation des composantes angulaires intervenant dans le calcul de la BRDF.

Prétextant que la BRDF d'une surface est connue empiriquement, semi-empiriquement ou physiquement (plus rare), il est possible d'appliquer des traitements au signal et d'en déduire certains paramètres de la cible.

Pour les capteurs SAR, la mesure clé est le coefficient de rétrodiffusion σ^0 . Cette valeur porte de l'information sur la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie du signal incident vers le capteur SAR (Girard *et al.*, 2010) et est fonction de paramètres propres à l'instrument et de paramètres propres à la surface illuminée. Ce coefficient est dérivé grâce à l'équation radar qui relie, prétextant une antenne monostatique (émission/réception par une même antenne) ainsi qu'une longueur d'onde et une polarisation connues, la puissance du signal émis (P_e) et la puissance du signal reçu (P_R) (équation 43).

$$\frac{P_R}{P_e} = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} * \frac{\eta G^2}{R^4} * \sigma^0 * S \quad (43)$$

Où P_R est la puissance du signal reçu, P_e est la puissance du signal émis, λ est la longueur d'onde du signal, R est la distance entre la cible et l'antenne, G est le gain de l'antenne, η est l'efficacité de l'antenne, σ^0 est le coefficient de rétrodiffusion et S est l'aire de l'élément de surface imagé.

La valeur σ^0 d'une eau calme sera très faible, de -5 dB pour un angle d'incidence très faible (e.g. 0°) en bande C-HH (5,3 GHz) jusqu'à -45 dB pour des angles d'incidences élevés (e.g. 80°), car l'ensemble du signal sera envoyé dans la direction opposée au capteur. À l'inverse, un signal SAR qui se heurte à un empilement de glace risque d'être rétrodiffusé en bonne partie vers le capteur radar et de maintenir une valeur de rétrodiffusion élevée comme entre -15 et -30 dB en bande C-HH (5,3 GHz) en fonction de son angle d'incidence (Onstott, 1992). Les valeurs de σ^0 représentent des valeurs d'intensité, soit l'amplitude au carré (Bouvet, 2009). Une transformation en dB, échelle logarithmique permettant de prendre en compte les disparités importantes en fonction des types de surfaces imagées, est généralement appliquée grâce à la transformation exprimée par l'équation 44 (Miranda *et al.*, 2015) :

$$\sigma_{dB}^0 = 10 \log_{10} \sigma^0 \quad (44)$$

Le dernier processus en jeu est l'émission. Elle survient lorsqu'une partie de l'énergie du rayonnement incident est absorbée et ensuite réémise par la surface. L'énergie ainsi émise vise à maintenir l'équilibre thermique avec l'environnement. Tout objet qui a une température supérieure à $-273,18^\circ\text{C}$ émet cette l'énergie. Cette émission d'énergie est un concept central derrière l'utilisation des données micro-ondes passives pour l'étude de la glace de mer. L'énergie émise est régie par l'émissivité de la surface (e) qui est définie comme la fraction de la puissance M du rayonnement émis (équation 45) par une surface (M_{surf}) par rapport à un corps noir de surface équivalente (M_{noir}) et ce, à une même température (équation 46).

$$M = \sigma T^4 \quad (45)$$

$$e = \frac{M_{surf}}{M_{noir}} \quad (46)$$

Où e est l'émissivité de la surface, M est la puissance totale de la radiation émise (en Wm^{-2}), σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{k}^{-4}$) et T est la température de la surface en Kelvins. Considérant que les surfaces naturelles (e.g. glace, sol) sont des corps dits « gris » (Ulaby *et al.*, 1981), la puissance de l'énergie qu'ils émettent (M) ne peut pas être exprimée par l'équation 45, on fait plutôt appel à l'équation 47 où λ est la longueur d'onde d'émission :

$$M = e\lambda T^4 \quad (47)$$

L'émissivité de la surface est sensible à plusieurs facteurs comme la fréquence, la polarisation, l'angle d'incidence du capteur, à la rugosité de surface et à la constante diélectrique (ϵ) de la surface. La constante diélectrique, intimement liée à l'humidité de la surface, est le rapport entre la permittivité du milieu et celle du vide (équation 48), expliquant pourquoi ce paramètre est également nommé permittivité complexe. La constante diélectrique est composée de deux parties, la partie réelle (ϵ') qui affecte la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu et la partie imaginaire (ϵ''), souvent négligeable par rapport à la partie réelle, qui influence la perte d'énergie dans le milieu (Bonn *et al.*, 1992).

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (48)$$

Où $j=(-1)^{1/2}$. À titre de comparaison, les constantes diélectriques de l'air, d'un sol sec et de l'eau sont respectivement 1,3 et 80 (Sears *et al.*, 1987, Ulaby *et al.*, 1986) et celle de la glace d'eau douce est de 3,17 (Hallikainen *et al.*, 1992, Matzler *et al.*, 1987). Quant à la glace de mer, il s'agit d'un matériau constitué d'un mélange de sel, de glace d'eau douce, d'air et de neige à sa surface, ce qui, combiné avec la variation de la température et du sel, a une influence importante sur la valeur de la constante diélectrique (Drinkwater *et al.*, 1988, Hallikainen *et al.*, 1992). Considérant sa complexité, la constante diélectrique de la glace de mer est souvent modélisée en fonction de la fréquence d'observation, comme dans les travaux de Vant *et al.* (1978) et Arcone *et al.* (1986) qui présentent des valeurs de ϵ' entre 2,8 et 5 pour des fréquences entre 0,1 et 10 GHz, la valeur de ϵ' grimant lorsque la salinité augmente ou que la température descend. Il est aussi fréquent, dans les algorithmes de cartographie de la glace, d'établir des courbes de signature d'émissivité pour les différents types basés sur des « tie-points » relevés sur les images MOP, comme dans la figure 50, pour un angle d'incidence de 50°.

Les paramètres présentés précédemment (e , ϵ , T) influencent la valeur généralement utilisée en micro-ondes passives pour l'étude des glaces de mer, la température de brillance (T_B). Cette variable dépend de l'émissivité d'une surface et de sa température selon l'équation 49.:

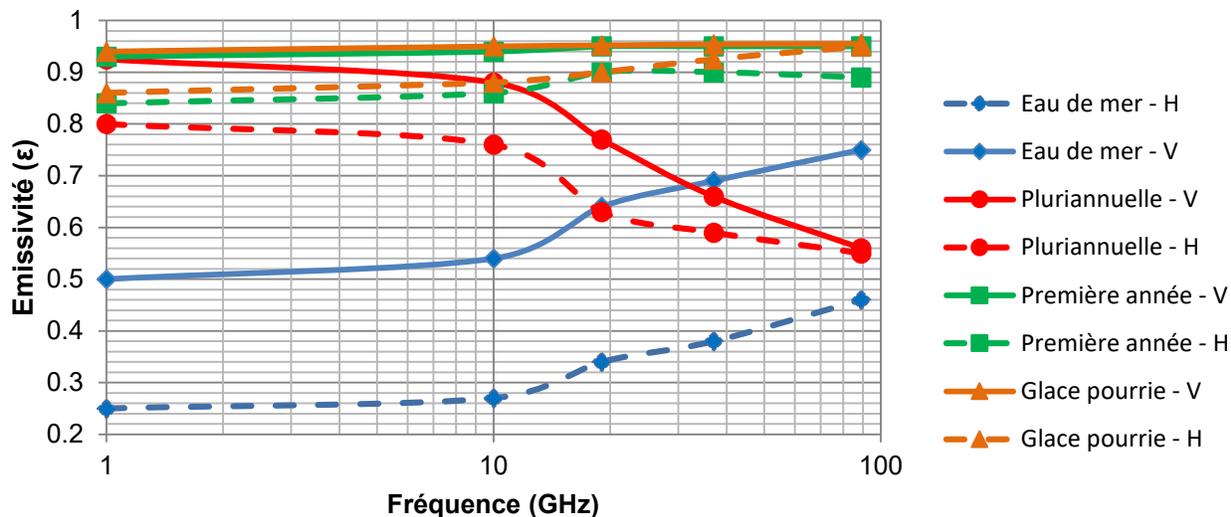


Figure 49: Émissivité de l'eau de mer, de la glace de première année, de la glace pourrie et de la glace pluriannuelle à un angle d'incidence de 50° en polarisation verticale (V) et horizontale (H) selon les mesures de Svendsen et al. (1983) et de Onstott et al. (1992)

$$T_B(f) = e(f) * T_S \tag{49}$$

Où $T_B(f)$ est la température de brillance d'une surface en fonction de la fréquence f , T_S est la température de la surface en Kelvins et $e(f)$ est l'émissivité de la surface en fonction de la fréquence f .

La structure physique de la glace influe également le signal qui sera enregistré au capteur, particulièrement au niveau des micro-ondes passives et actives. La glace de mer a comme caractéristique d'être constituée d'eau salée. Au départ, le sel se trouvant dans l'eau se concentre grâce à des canaux dans la glace vers des cellules de saumure. La présence de saumure ainsi que la présence d'air dans les canaux de drainage modifie la constante diélectrique (ϵ) de la glace. Le rayonnement radar qui pénètre dans le volume glace entrera en interaction avec les éléments structurels internes de la glace ce qui fera changer l'intensité de la rétrodiffusion. Plus l'englacement avance, plus la saumure est évacuée de la glace, ce qui fait évoluer la constante diélectrique. Le signal rétrodiffusé est donc variable au fur et à mesure de l'évolution de la saison d'englacement.

La présence de neige et de mares de fonte à la surface de la glace a également un impact sur la réflectance, sur l'émissivité et sur la constante diélectrique. L'eau présente à la surface des mares agissant comme une barrière à la propagation du signal dans le couvert de glace ce qui réduit la rétrodiffusion pour l'imagerie radar, affecte le contraste d'émissivité

pour les micro-ondes passives et réduit la réflectance pour les images dans le domaine du visible. La connaissance et la compréhension de la structure du couvert de glace est donc capitale pour bien interpréter les images.

6.4 Approches de cartographie des glaces de mer en télédétection

Diverses approches sont utilisées pour la cartographie des glaces de mer selon la fenêtre du spectre électromagnétique utilisées. Les principales informations au sujet des méthodes utilisées avec le visible, les micro-ondes passives ou actives sont présentées dans les sections qui suivent.

6.4.1 Approches avec les capteurs du domaine visible, de l'IR et de l'IRT

L'imagerie visible, proche infrarouge et infrarouge thermique peut être utilisée, dans le cadre spécifique d'études sur les glaces de mer, pour estimer plusieurs paramètres géophysiques du couvert de glace. Les capteurs visibles et thermiques comme Landsat, AVHRR, MODIS et Sentinel-2 présentent les caractéristiques avantageuses de présenter un bon compromis entre la résolution spatiale et temporelle ainsi qu'un accès sans frais aux données (Loveland *et al.*, 2012, Rundquist *et al.*, 2006, Turner *et al.*, 2003, Wulder *et al.*, 2012), en temps quasi-réel. Grâce à la haute résolution spatiale, il est possible de réduire la contamination terrestre le long des zones côtières et également de détecter et délimiter plus précisément les ouvertures dans la glace et la présence de glace dans les zones d'archipels et les passages étroits (Shokr *et al.*, 2015). Il est également fréquent que les données tirées des capteurs du visible et du thermique soient utilisées afin de valider des produits générés à partir de données SAR ou micro-ondes passives (Wiebe, 2007).

Le tableau 6 donne un sommaire des algorithmes les plus utilisés dans le domaine visible et thermique du spectre électromagnétique. Les diverses approches de cartographie du couvert de glace proposées reposent majoritairement sur l'utilisation séparée ou simultanée de deux critères distinctifs de la glace par rapport au reste de son environnement. Le premier critère clé est sa réflectance dans certaines bandes spectrales (comme le vert), plus élevée que celle de l'eau, qui permet généralement à un analyste de distinguer, sur un composé en couleurs réelles, l'eau et glace à l'œil nu (Riggs *et al.*, 2001). Le second critère est la température de la surface qui est plus basse pour la glace que pour l'eau, permettant ainsi d'ajouter un niveau d'information permettant de distinguer le couvert de glace de son

environnement (Hall *et al.*, 2004b). Les deux critères cités ci-dessus sont particulièrement utiles pour la cartographie des concentrations ou de l'étendue du couvert. D'autres analyses, utilisant les données multi angulaires (Nolin *et al.*, 2002) ou des analyses statistiques établissant des relations entre le PIR et l'IRT pour l'estimation de l'épaisseur et pour l'évaluation des types de glace ont été développés. Les données dans la partie optique du spectre électromagnétique offrent donc une large gamme d'applications possibles pour l'étude des glaces. Les usages possibles de l'imagerie dans la région visible et thermique du spectre électromagnétique sont restreints par l'impact de la couverture nuageuse sur la zone exploitable pour l'analyse (Gignac *et al.*, 2017). C'est un facteur expliquant le faible nombre d'algorithmes qui furent développés et exploités systématiquement pour cartographier les glaces de mer à partir de l'imagerie optique et thermique. La majorité des usages de l'imagerie optique pour la cartographie des glaces portent sur des applications locales et ponctuelles dans le temps. Il est donc difficile d'assurer une continuité spatiotemporelle des informations sur la glace à partir des capteurs du visible et du thermique uniquement.

Tableau 6: Quelques algorithmes de cartographie des glaces de mer avec l'imagerie visible, IR et IRT

Auteurs	Paramètre du couvert glaciaire	Capteur	Caractéristiques de l'algorithme de classification
Hall <i>et al.</i> (2001)	Étendue	MODIS	Arbre de décision hiérarchique Combine thermique et visible Utilise le NDSI
Su <i>et al.</i> (2013)	Étendue	MODIS	Utilise les caractéristiques de texture (GLCM)
Massom <i>et al.</i> (1994)	Stades de croissance	AVHRR	Basé sur une discrimination dans le PIR et IRT
Nolin <i>et al.</i> (2002)	Stades de croissance	MISR	Utilise les données multi angulaires de MISR Classification ISODATA
Drüe <i>et al.</i> (2004)	Concentration	MODIS	Estimation de la concentration basée sur la température de surface.

Parmi ces méthodes, l'approche proposée par Hall *et al.* (2001) est la seule étant utilisée opérationnellement, c'est-à-dire, produite systématiquement. En effet, la NASA procède à la production d'un produit sur l'étendue de glace, nommé MOD29, à partir de l'algorithme IceMap. IceMap utilise les bandes visible (1 et 4), proche infrarouge (2 et 6) et thermique (31 et 32) de MODIS (Terra et Aqua) pour déterminer si la glace est présente, et ce avec une résolution spatiale de 1 km. Le critère principal pour discerner la présence de glace

est basé sur l'idée suivante: si la neige est détectée à la surface de l'eau, un couvert de glace sous-jacent est présent. La détection de la neige est réalisée grâce au ratio spectral *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) (Dozier, 1989) utilisant les bandes du vert (MODIS bande 4) et du proche infrarouge (MODIS bande 6). Ce critère de détection est ensuite complété par deux critères spectraux supplémentaires avec les bandes 1 (rouge) et 2 (proche infrarouge). Si un pixel présente un NDSI $> 0,4$, une réflectance en bande 2 $> 0,11$ et une réflectance en bande 1 $> 0,1$, ce pixel est considéré comme étant de la classe « glace couverte de neige ». IceMap fait également appel à la température de surface pour discriminer la présence de glace à la surface, qu'elle soit ou non couverte de neige. La température de surface est estimée grâce à l'approche « *split-window* » (Hall *et al.*, 2004b, Hall *et al.*, 2001, Riggs *et al.*, 2001, Riggs *et al.*, 2004) utilisant les bandes 31 et 32 du capteur MODIS. La glace est réputée présente lorsque la température mesurée est inférieure à 271,5 K (-1,8°C), soit la température de congélation de l'eau salée à 33 PSU (Neumann *et al.*, 1966, Reynolds *et al.*, 1993). L'erreur moyenne quadratique (en anglais : *Root Mean Square Error* ou *RMSE*) de la température de surface estimée est entre 1 à 3°K et ce dans des conditions idéales (Hall *et al.*, 2004b). Néanmoins, il est difficile, dû à l'hétérogénéité de la météo polaire, de s'attendre à obtenir des mesures constantes de température de surface de la glace. Ce facteur d'incertitude peut engendrer des erreurs d'estimation significatives, particulièrement dans un milieu où la présence de jeune glace est importante, comme la Baie d'Hudson. En résumé, l'algorithme IceMap présente comme principale qualité sa facilité d'implémentation, une applicabilité globale, des critères à la fois spectraux et thermiques qui sont complémentaires ainsi qu'une autonomie complète en ce sens qu'aucune intervention humaine ne soit nécessaire. Malheureusement, à notre connaissance, aucune étude ne présente une analyse quantitative de la précision de l'algorithme IceMap (Riggs *et al.*, 2015). Néanmoins, des évaluations qualitatives sous conditions de ciel dégagé montrent qu'IceMap permet de discerner avec précision les détails de l'étendue du couvert de glace. En contrepartie, le fait que la bande 6 (PIR), utilisée pour le calcul du NDSI, soit non-fonctionnelle à 70 % sur la plateforme Aqua (Hall *et al.*, 2007, Wang *et al.*, 2006), que la résolution spatiale soit limitée à 1 km et que les estimations de température de surface soit peu fiables dès que les conditions climatiques sont peu favorables (couvert nuageux, humidité, etc.) posent des limites considérables pour l'algorithme. C'est néanmoins le seul algorithme qui est actuellement utilisé de manière systématique, étant bien établi dans le

système de production de la NASA où des cartes de glace sont produites à chaque jour et ce pour chaque produit « *swath* » acquis aux 5 minutes.

Comme avec l'algorithme IceMap original, Drüe et al. (2004) font appel à la température de surface, mais cette fois avec l'objectif de déterminer directement, sans d'abord établir la présence/absence, la concentration de glace par pixel. Faisant appel à un algorithme nommé MODIS *Potential open water Algorithm* (MPA), les auteurs déterminent la concentration à une résolution de 1 km avec une erreur approximative estimée à 10 % lorsque leurs données sont rééchantillonnées à une résolution spatiale de 25 km et ensuite comparées aux données micro-ondes passives de SSM/I traitées par l'algorithme NASA-Team (Cavalieri *et al.*, 1984). Malheureusement, la comparaison avec des données à plus haute résolution, comme par exemple Landsat-7, rééchantillonnées à la résolution du produit de MPA à 1 km n'a pas été réalisée. Il est donc difficile d'estimer la précision réelle de cet algorithme pour estimer la présence/absence de glace à la surface à sa résolution native.

L'approche proposée par Su et al. (2013) fait appel au concept de texture pour discriminer la présence de glace à la surface et ce en utilisant les bandes 1 et 2 de MODIS, à une résolution spatiale de 250m. Les tests effectués dans la mer de Bohai, en Chine, montrent que, en conditions calmes et en absence de grandes quantités de sédiments en suspension, la méthode proposée fonctionne avec une bonne précision, estimée à 81,42 % avec un coefficient Kappa de 0,626. Malgré le fait que cette méthode permet d'obtenir une résolution spatiale de 250 m, elle s'avère toutefois très sensible aux facteurs climatiques qui influencent la radiométrie et qui, du même coup, altèrent la perception de texture dans l'image.

De l'évaluation des diverses méthodes proposées dans la littérature (tableau 6) pour l'estimation de la présence ou de la concentration de glace ressortent des cibles pour le développement d'une nouvelle approche. Parmi ces cibles notons la constance des résultats, de hautes résolutions spatiales et temporelles, une indépendance accrue aux aléas du climat, une applicabilité globale et une indépendance face à l'intervention humaine.

6.4.2 Approches avec les capteurs micro-ondes passives

Les capteurs micro-ondes passives tels SMMR, SSM/I, SSMIS, AMSR/E et AMSR2 présentent un grand avantage pour la cartographie de paramètres du couvert de glace de mer; leurs données couvrent l'entièreté du globe et ce, quotidiennement (Comiso *et al.*, 1997,

Gloersen *et al.*, 1992, Zwally *et al.*, 1983). Néanmoins, leur résolution spatiale (25 km – 3,25 km), dépendante de la fréquence utilisée. Elle ne permet pas d’atteindre le même niveau de détails qu’avec les capteurs du visible et des hyperfréquences radar (1 km – 1 m). Malgré leur résolution spatiale grossière comparativement à celles atteintes avec les données visibles, thermiques et SAR, les microondes passives constituent un outil pertinent pour étudier l’évolution des glaces à l’échelle régionale (entre 6 et 25 km). Une multitude d’algorithmes ont été développés pour les capteurs micro-ondes passives, particulièrement pour la cartographie des concentrations de glace de mer. L’article synthèse de Ivanova *et al.* (2015a) présente une intercomparaison des principaux algorithmes et évalue leurs forces et leurs faiblesses. De ces algorithmes, certains font appel aux bandes spectrales de plus haute fréquence telle la bande à 85GHz, permettant ainsi d’atteindre des résolutions spatiales plus fines (Meier *et al.*, 2006, Spreen *et al.*, 2005, Spreen *et al.*, 2008). Il est important de noter que, malgré le gain de détails en terme de concentrations de glace amené par la hausse en résolution spatiale, plus un algorithme fait appel à des données captées à haute fréquence, plus le signal est sujet aux interférences et effets atmosphériques (Ulaby *et al.*, 1986, Ulaby *et al.*, 1981).

Le tableau 7 donne une liste des algorithmes les plus utilisés dans le domaine micro-ondes passives du spectre électromagnétique (voir également le tableau 2). Ces algorithmes sont utilisés de manière opérationnelle par les services nationaux de cartographie des glaces car ils combinent une couverture globale, un minimum d’effets atmosphériques et une résolution temporelle journalière.

Tableau 7: Algorithmes de cartographie des glaces de mer avec les micro-ondes passives

Auteurs	Nom	Canaux
Kern <i>et al.</i> (2001)	Sea Lion	85V, 85H
Kaleschke <i>et al.</i> (2001)	ASI Artist	85V, 85H
Markus <i>et al.</i> (2000b)	NASA Team 2	19V, 19H, 37V, 85V, 85H
Eastwood <i>et al.</i> (2015)	OSI-SAF	19V, 37V, 37H
Smith (1996)	Bristol	19V, 37V, 37H
Comiso (1995)	Bootstrap	37V, 37H

Ces algorithmes présentent tous respectivement des forces et des faiblesses. L’avantage clair des données micro-ondes passives, spécifiquement pour les algorithmes utilisant des fréquences plus basses (19 et 37 GHz) comme les algorithmes NASA-Team2 (Markus *et al.*, 2000b), Bristol (Smith, 1996) et Bootstrap (Comiso, 1995) est l’indépendance

aux conditions météorologiques, ce qui implique une couverture globale continue, et ce à tous les jours de l'année. Cet avantage stratégique est néanmoins rattaché à une résolution plutôt grossière allant de 12,5 à 25 km. En contrepartie, les algorithmes qui font appel aux bandes à plus haute fréquences comme celle à 85 GHz permettent d'atteindre de meilleures résolutions spatiales de l'ordre de 3,25 à 6,5 km mais sont sujettes aux interférences de l'atmosphère, ce qui joue sur la qualité des résultats obtenus. La performance des algorithmes est intimement liée à leur capacité à gérer les facteurs d'erreurs tel la présence de mares de fonte à la surface de la glace (Fetterer *et al.*, 1998), la sensibilité de l'émissivité en lien avec la température de la glace, les effets atmosphériques, l'épaisseur et la présence de nouvelles (jeunes) glace. De manière générale, basé sur une comparaison de plusieurs algorithmes MOP avec des données SAR (Andersen *et al.*, 2007), l'écart-type de l'erreur sur la SIC est de ± 5 % durant la saison hivernale et peut atteindre jusqu'à ± 13 % en été, en particulier en zone marginale, en lisière du couvert de glace.

Parmi les approches citées au tableau 7, l'approche Bristol est reconnue comme ayant une faible erreur-type (bonne performance) dans les situations où la concentration de glace est élevée (Eastwood *et al.*, 2015, Tonboe *et al.*, 2016), sa performance déclinant de manière importante lorsque les concentrations sont plus faibles (~40 %). A l'opposé, l'algorithme Bootstrap (en mode fréquence, voir Ivanova *et al.* (2015a), présente une faible erreur en situation de faibles concentrations et une erreur élevée en situation de fortes concentrations (Eastwood *et al.*, 2015, Tonboe *et al.*, 2016). C'est cette spécialisation marquée des algorithmes qui a amené la création d'algorithmes hybrides comme l'OSI-SAF qui tire avantage à la fois de l'approche Bootstrap aux faibles concentrations et de l'approche Bristol en fortes concentrations. En ne faisant usage que des forces de chacun des algorithmes qui le constitue, l'algorithme du produit OSI-409 permet d'atteindre des précisions plus grandes et une meilleure constance dans les résultats tout au long de l'année (Tonboe *et al.*, 2016). C'est pourquoi ces données ont été retenues pour le développement de l'outil IcePAC. Finalement, il est important de noter que les algorithmes faisant usage des bandes 19 GHz et 37 GHz sont transposables à plusieurs capteurs micro-ondes passives, permettant ainsi aux usagers de reconstruire une série temporelle d'informations sur la glace pouvant remonter jusqu'à 1978, ce qui n'est pas le cas avec les algorithmes à plus haute-résolution basés sur les données à des fréquences élevées, comme 85 et 89 GHz.

6.4.3 Approches avec les capteurs radar à synthèse d'ouverture

Les capteurs SAR, tels que RADARSAT-2 et Sentinel 1-A, sont utilisés pour suivre le couvert de glace de mer à des résolutions spatiales fines (5 à 100 m) (Karvonen, 2012, Maillard *et al.*, 2005, Ochilov *et al.*, 2012, Soh *et al.*, 2004). C'est l'approche de prédilection pour cartographier les conditions de glace compte tenu de l'indépendance du SAR aux conditions d'éclairement et météorologiques (Shokr *et al.*, 2015). Malgré le grand potentiel rattaché aux données SAR, peu d'algorithmes automatisés sont suffisamment matures pour avoir atteint un statut opérationnel (Shokr *et al.*, 2015). C'est pourquoi, encore aujourd'hui en 2018, la concentration de glace à partir des données SAR est déduite par un analyste spécialisé et non estimée automatiquement par un algorithme.

Le principal facteur pouvant expliquer cette difficulté vient du fait que les signatures spectrales des diverses conditions observables peuvent varier énormément d'une scène à une autre. La faible rétrodiffusion d'une surface de glace lisse se confond au signal qu'aurait une zone d'eau calme. À l'opposé, la forte rétrodiffusion d'une zone d'eau affectée par de forts vents peut être confondue avec une glace empilée de première année. Selon Eriksson *et al.* (2010), ce problème existe pour toutes les fréquences SAR.

Néanmoins, quelques approches, basées sur des méthodes mathématiques complexes, permettent d'obtenir des résultats intéressants pour la cartographie des types de glace et leur concentration (tableau 8).

Tableau 8: Algorithmes de cartographie des glaces de mer à partir d'images SAR

Auteurs	Paramètre du couvert glacial	Capteur satellitaire	Méthode
Yu <i>et al.</i> (2007)	Types	RADARSAT-1 (Bande C) <i>Single Pol (HH)</i>	Méthode par croissance itérative de régions basée sur la sémantique
Wang <i>et al.</i> (2016)	Concentration	RADARSAT-2 (Bande C) <i>Dual Pol (HH + HV)</i>	Méthode basée sur les réseaux neuronaux
Bøvith <i>et al.</i> (2005)	Concentration	RADARSAT-1 Single Pol (HH)	Méthode basée sur les réseaux neuronaux (<i>Learning Vector Quantization</i>)
Ressel <i>et al.</i> (2015)	Stades de croissance	TerraSAR-X (Bande X) <i>Single Pol (VV)</i>	Méthode combinant les analyses de texture et l'utilisation de réseaux neuronaux
Zakhvatkina <i>et al.</i> (2017)	Stades de croissance	ASAR (Bande C) <i>Single Pol (HH)</i>	Méthode faisant appel aux réseaux neuronaux ainsi qu'à un algorithme de classification Bayésien
Gignac (2012)	Stades de croissance	RADARSAT-2 (Bande C) Dual Pol (HH + HV)	Méthode faisant appel à la croissance itérative de régions sur les données SAR à haute résolution spatiale

La grande majorité fait appel aux différences de ton et de texture entre les types de glaces, pour lesquels l'on détecte d'importantes variations durant la saison d'englacement.

SYNTHÈSE : TÉLÉDÉTECTION DE LA PRÉSENCE DES GLACES DE MER

- L'observation des glaces de mer grâce aux satellites est relativement récente (40 ans) comparativement aux relevés et observations effectuées sur les côtes et navires depuis plus de 100 ans.
- Parmi les capteurs optiques les plus utilisés pour la cartographie des glaces notons, les capteurs de la série Landsat (1972 à aujourd'hui), AVHRR (1978 à aujourd'hui) et MODIS (1999 à aujourd'hui). L'avantage des données optiques repose sur leur facilité d'accès et leur résolution spatiale intermédiaire entre le SAR et les MOP tandis que leur principal désavantage est l'impact du couvert nuageux sur la couverture spatiale des images.
- Les capteurs MOP sont utilisés dans plusieurs algorithmes opérationnels de cartographie des conditions de glace de mer considérant leur résolution temporelle journalière et leur couverture globale. Parmi les capteurs MOP utilisés aujourd'hui citons SSMI (1987 à aujourd'hui) et AMSR-2 (2012 à aujourd'hui).
- Les capteurs SAR présentent une caractéristique clé qui en fait l'un des outils les plus efficaces pour la cartographie des glaces, soit leur capacité à acquérir des informations sans égard à la présence d'une couverture nuageuse. Ces données sont généralement de résolution spatiale élevée (de 100 à quelques mètres) mais n'offrent pas une couverture spatiale aussi grande que les MOP ou les données optiques. Parmi les capteurs SAR les plus utilisés pour la cartographie des conditions de glace citons la série RADARSAT (1995 à aujourd'hui) et la série Sentinel-1 (2014 à aujourd'hui).
- Les conditions océaniques, dont la salinité et les vents et courants, influencent la formation de la glace de mer qui évolue du stade initial du frazil vers la glace grise et gagne ensuite en épaisseur jusqu'au stade de glace de première année ou pluriannuelle, selon le régime de fonte.
- Les résolutions spatiale, temporelle et spectrale sont des critères clés pour la sélection d'un capteur de télédétection pour la cartographie des glaces.
- Plusieurs algorithmes de cartographie des glaces de mer ont été développés avec les données MOP de manière opérationnelle. Les algorithmes basés sur l'imagerie optique et SAR tendent à porter sur des applications plus locales et restreintes temporellement. Ces derniers sont néanmoins à des résolutions spatiales beaucoup plus précises permettant ainsi des analyses locales.

Chapitre 7 : Développement d'une approche de cartographie de la présence des glaces de mer dans la Baie d'Hudson

Dans ce chapitre, les étapes du développement d'un algorithme de cartographie automatisé de la présence de glace de mer à une résolution spatiale de 250 m et à une résolution temporelle journalière sont présentées. En premier lieu, le choix des données de télédétection utilisées est expliqué et justifié en fonction des besoins de l'étude. Ensuite, la méthodologie de l'algorithme proposé est expliquée en détails pour chaque étape menant à la carte de présence de glace. Finalement, les résultats de la cartographie et des validations sont présentés.

7.1 Introduction

Pour mieux comprendre la dynamique des glaces de mer dans la Baie d'Hudson, un maximum d'informations précises tant spatialement que temporellement sont nécessaires. L'imagerie satellitaire constitue une source importante de données pouvant permettre de caractériser la dynamique glacielle dans le HBS. C'est dans l'optique d'exploiter le potentiel des données satellitaires pour la cartographie de la présence de glace dans le HBS que fût intégré l'objectif suivant à la recherche doctorale : « Le développement, grâce aux données de télédétection, d'une approche de cartographie de la présence des glaces de mer à haute résolution spatiale et temporelle permettant de mieux documenter la fréquence d'occurrence et l'étendue couverte par les glaces de mer. »

7.2 Choix de la source des données de télédétection

Pour répondre aux spécificités de l'objectif précisé dans la section précédente, l'approche de cartographie doit faire appel à des données qui combinent une haute résolution spatiale et une haute résolution temporelle. L'évaluation de ces deux critères pour différents capteurs du domaine visible, IR, micro-ondes passives et SAR a permis de sélectionner le capteur le plus approprié pour atteindre l'objectif. Ajoutons que seuls les capteurs dont les données sont disponibles sans frais ont été évalués au tableau 9.

Les analyses des différents critères ont menées au choix du capteur MODIS comme source de données de l'algorithme car ce dernier constitue le meilleur compromis. Notre choix s'est arrêté sur MODIS considérant sa résolution temporelle élevée (journalière), sa résolution spatiale intermédiaire (250 m) permettant une couverture complète du territoire en un maximum de trois scènes et ses bandes spectrales dans le visible, l'IR et le thermique,

utiles pour la discrimination efficace de la glace et de l'eau. C'est également l'un des capteurs qui, avec AVHRR et la collection Landsat, présente une base de données d'images ayant été acquises sur une période assez longue (+ de 10 ans), ce qui permettra de caractériser l'évolution du couvert de glace dans le temps.

Tableau 9: Capteurs évalués pour la cartographie de la présence de glace

Capteur	Domaine	Résolution temporelle	Résolution spatiale
Sentinel-1	SAR	12 jours	5 m
Sentinel-2	Visible et IRT	5 jours	10 m
Landsat-8	Visible et IRT	16 jours	30 m
AMSR-2	Micro-ondes passives	1 jour	6,25 km
MODIS	Visible et IRT	1 jour	250 m
AVHRR	Visible et IRT	1 jour	1,1 km

7.3 Méthodologie de l'algorithme de cartographie des glaces de mer avec MODIS

L'algorithme, nommé IceMap250 (Gignac *et al.*, 2017), fournit une cartographie journalière de la présence de glace à partir de l'imagerie visible et PIR et ce, à une résolution spatiale de 250 m.

Les données MODIS de la collection 6 à résolution de 1 km (MOD021KM), 500 m (MOD02HKM), 250 m (MOD02QKM), un masque de nuages (MOD35_L2) ainsi que les informations de géolocalisation (MOD03) sont nécessaires pour lancer IceMap250.

Un algorithme obtenu auprès du Centre Canadien de Télédétection (Trishchenko *et al.*, 2006) permet de désagréger (en anglais : *downscale*) les données des bandes 3 à 7 de MODIS qui sont à une résolution spatiale de 500 m vers une résolution de 250 m (figure 51) en réflectances exo-atmosphériques (en anglais : *Top-of-Atmosphere reflectances* ou *TOA*).

La transformation vers des réflectances de surface, grâce à une approche de correction atmosphérique n'a pas été réalisée étant donné le volume important d'images à traiter, l'importance d'une cohérence entre les scènes adjacentes utilisées pour cartographier la glace pour une seule journée (c.-à-d. jusqu'à 3 scènes pour couvrir le HBS) et par le fait que l'approche utilise les seuils naturels (présentés plus bas) qui reposent principalement sur le contraste entre l'eau et la glace, ce dernier étant très peu altéré par les corrections atmosphériques.

Le masque de nuage du produit MOD35_L2 (Ackerman *et al.*, 1998) est un produit

généralisé pour chacune des scènes MODIS disponibles. Il est reconnu comme inconstant et tend à sous-estimer la couverture nuageuse au-dessus de la glace et à surestimer la couverture nuageuse au-dessus de l'eau (Chan et al., 2013).

Pour maximiser l'étendue cartographiée, un masque de visibilité a été développé (VIS). Une différence normalisée est calculée entre les bandes thermiques 20 et 32 (équation 50), reconnue comme respectivement sensibles aux températures de la surface et des nuages (Kilpatrick et al., 2015). La distribution des résultats est ensuite centrée et mise à l'échelle et les pixels présentant une valeur plus grande que 0,5 sont considérés comme visibles (équation 50). Le masque VIS est volontairement trop permissif car ce dernier est utilisé uniquement afin de récupérer les pixels que le masque MOD35 aurait rejeté et qu'il est possible d'identifier comme étant de l'eau libre, pixels qui présentent un fort contraste avec la couverture nuageuse.

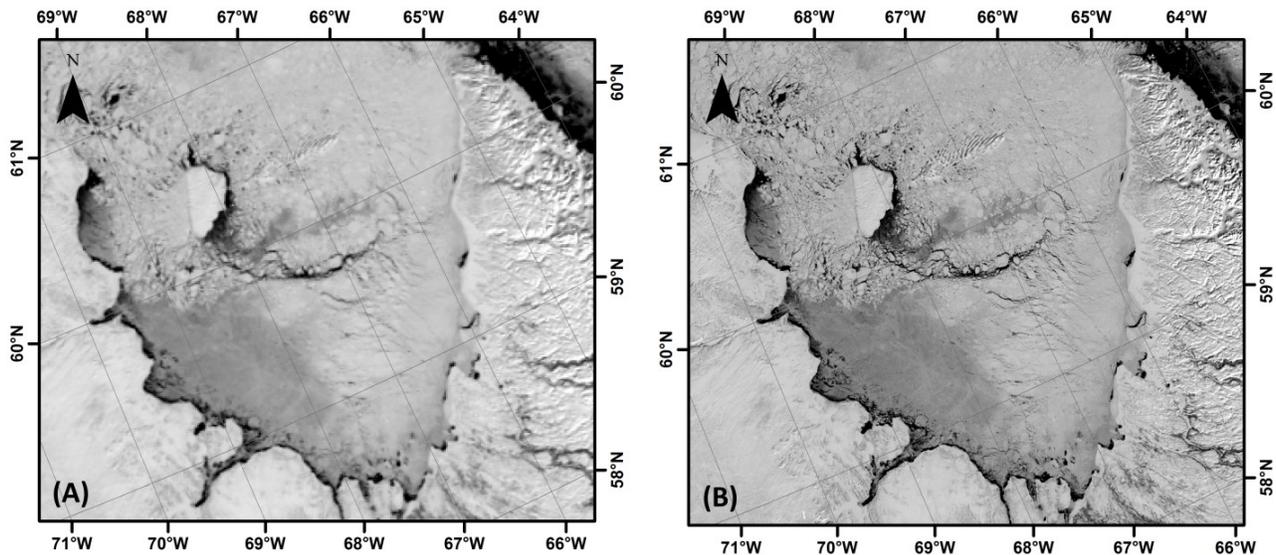


Figure 50: Résultat en composé coloré couleurs réelles de la désagrégation spatiale du produit MODIS à 500m (A) vers une résolution spatiale de 250m (B) grâce à l'algorithme du CCT (Trishchenko et al., 2006)

$$R\left(\frac{B_{20}}{B_{32}}\right) = (B_{20} - B_{32}) / (B_{20} + B_{32}) \quad (50)$$

$$VIS = \frac{R\left(\frac{B_{20}}{B_{32}}\right) - \mu}{\sigma}, \text{ ou } VIS > 0,5 \text{ est visible} \quad (51)$$

Où B20 et B32 sont les températures de brillances mesurées respectivement en bande 20 et 32, μ est la valeur moyenne des différences normalisées B20/B32 mesurées et σ l'écart-type de la distribution des différences normalisées B20/B32 mesurées.

Chacun des masques est appliqué distinctement aux bandes spectrales désagrégées à 250 m de MODIS, générant ainsi deux jeux de données, les données masquées MOD35_L2 et les données masquées VIS (figure 51). L'algorithme IceMap250 est appliqué distinctement à ces deux jeux de données, des approches de fusion étant appliquées post-classification afin de maximiser l'étendue cartographiée.

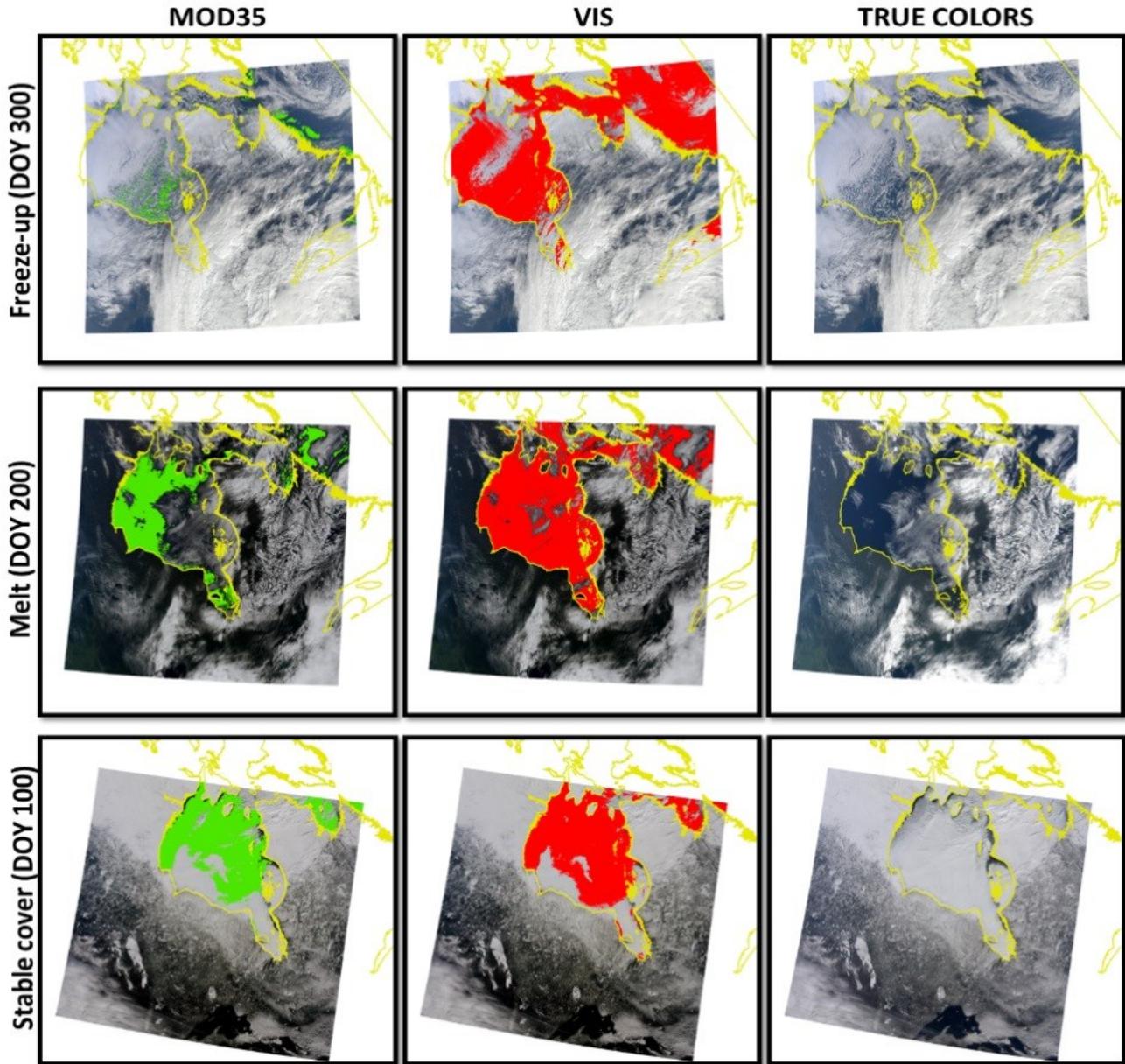


Figure 51: Application des masques MOD35 et VIS a des scènes tirées de différents jours de l'année (en anglais: Day of Year ou DOY) correspondants à l'une des trois périodes dynamiques de la glace de mer.

Le premier paramètre utilisé pour la discrimination eau/glace est la différence normalisée NDSII-2 (Keshri et al., 2008) qui fait appel aux bandes du vert et du PIR (équation

52). Ce ratio présente un pouvoir discriminant plus grand que le NDSI (Dozier, 1989), originalement utilisé dans l'algorithme IceMap (Hall *et al.*, 2001). Le NDSII-2 présente également l'avantage d'être applicable tant sur MODIS-Terra que MODIS-Aqua, ce dernier présentant une déféctuosité de fonctionnement de la bande IR ondes courtes (bande 6) utilisée pour le calcul du NDSI.

$$NDSII - 2 = (Vert - PIR)/(Vert + PIR) \quad (52)$$

La première étape de l'algorithme consiste à appliquer un premier seuil, basé sur la méthode des seuils naturels de Jenks (Jenks, 1967), sur les données NDSII-2 afin de discerner deux classes. Les données qui se retrouvent dans la classe 1 (valeurs les plus faibles) seront associées à la glace, cette dernière ayant une valeur NDSII-2 qui tendra vers 0. Les données dans la classe 2 (valeurs les plus élevées) seront, à l'opposé, associées à l'eau. Prétendant un contraste marqué entre les pixels d'eau et les pixels de glace, l'utilisation des seuils naturels constitue une approche cohérente de discrimination dans ce cas précis d'utilisation.

La seconde étape de l'algorithme vise à appliquer un second seuil utilisé pour la discrimination eau/glace sur la réflectance exo-atmosphérique (TOA) dans la bande verte. Un seuil de 17 %, initialement proposé par Riggs *et al.* (1999) est utilisé dans IceMap250. Le choix de ce seuil a été validé en vérifiant, à l'aide de 220 points capturés aléatoirement sur une banque de 11 images réparties entre des englacements, fontes et périodes stables, les réflectances exo-atmosphériques associées au pixel selon qu'il soit de classe eau ou glace, grâce à une classification réalisée par photo-interprétation manuelle (figure 52). Le seuil de 0,17 est justifié par le fait que, dans la bande verte, la neige tend à présenter une réflectance élevée contrairement à l'eau (voir la figure 47 au chapitre 6). Les pixels catégorisés de type glace selon les seuils naturels (étape 1), doivent satisfaire le seuil de 17 % de TOA en bande verte (étape 2). Si leur réflectance TOA est inférieure à 17 %, ils sont reclassés comme étant de l'eau. Si leur réflectance exo-atmosphérique est supérieure, ils conservent le statut « glace ».

La dernière étape de l'algorithme consiste à fusionner les cartes correspondantes produites à partir des données masquées MOD35_L2 et masquées VIS. Les pixels « glaces » des données MOD35_L2 et les pixels « eau » des données VIS sont fusionnés dans un seul et même fichier final, nommé carte composite. Ensuite, une fusion des produits composites,

générés pour une même date est réalisée, joignant ainsi toutes les observations du HBS pour une date donnée dans un seul et même produit journalier (carte finale).

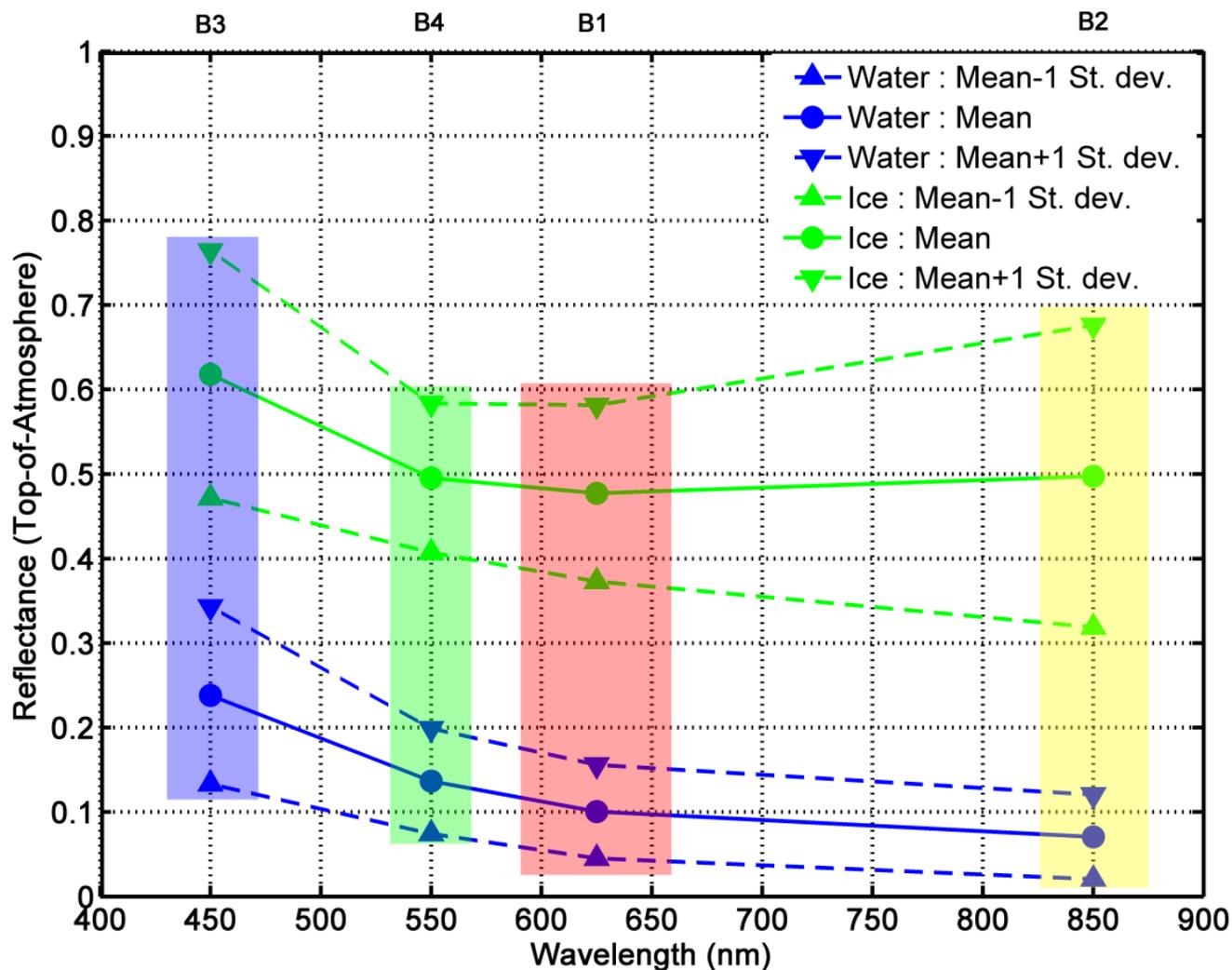


Figure 52: Réflectances exo-atmosphériques relevés aléatoirement sur 220 points de validation de classe eau ou glace. Figure tirée de Gignac et al. (2017)

Enfin, il est possible d'utiliser l'ensemble des cartes finales produites par IceMap250 pour une durée donnée (semaine ou mois) et d'en produire une carte de synthèse grâce à une fonction de type majorité (c.-à-d. la carte présente la valeur la plus fréquente durant la période évaluée). C'est d'ailleurs de cette manière que les cartes IceMap250 hebdomadaires sont générées, ce qui permet d'améliorer l'étendue cartographiée comparativement au produit journalier. La figure 53 synthétise les étapes de l'algorithme.

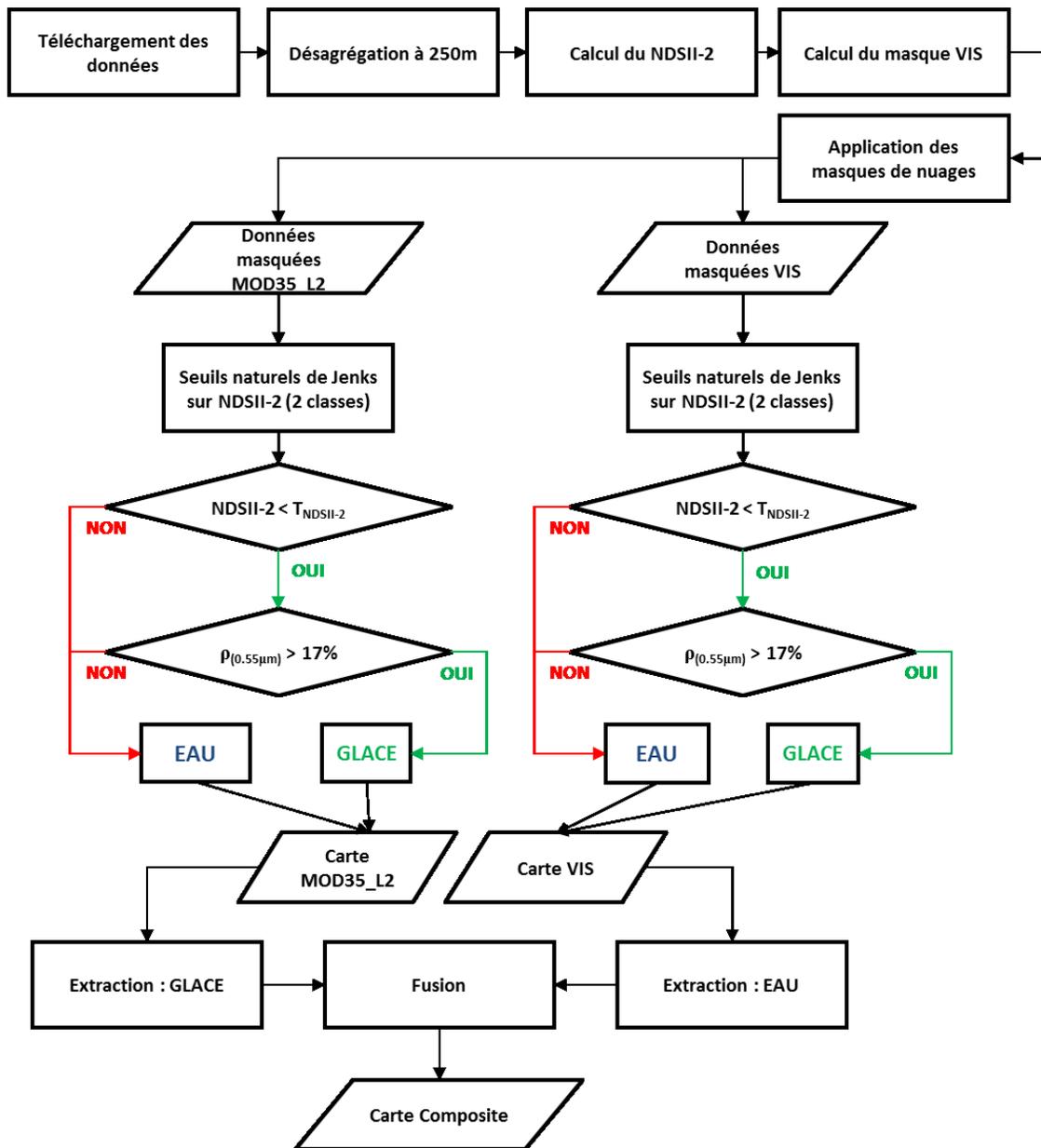


Figure 53: Schéma synthèse de l'algorithme IceMap250. Figure traduite de Gignac et al. (2017)

7.4 Résultats et discussion

L'algorithme a été appliqué sur différents jeux de données MODIS sélectionnés afin de bien cerner les différentes dynamiques de glace pouvant survenir au cours d'une l'année. Le tableau 10 présente les dates sélectionnées pour les trois périodes différentes de dynamique des glaces.

Tableau 10: Ensembles de données sélectionnés pour l'évaluation de l'algorithme IceMap250

Période dynamique	Dates
Période stable	10 février 2016 au 20 février 2016
Période de fonte	13 juin 2013 au 23 juin 2013
Période d'englacement	1 décembre 2015 au 11 décembre 2015

Pour les trois périodes évaluées, les coefficients de précision Kappa (Congalton, 1991) obtenus sont tous supérieurs à 94 % montrant une excellente performance globale de l'algorithme. Un total de 500 points de validation par période dynamique a été sélectionné de manière aléatoire sur un maillage systématique à 25 km couvrant l'entièreté du domaine cartographié, pour un total de 1500 points. Pour ces 1500 points, une classification « glace/eau » par photo-interprétation sur l'imagerie MODIS désagrégée a été réalisée afin d'avoir une base de comparaison pour la validation (figure 54). Les résultats détaillés des validations sont présentés aux tableaux 11 à 13.

La corrélation entre les données originales à 1 km de résolution et la version à 250 m suivant la désagrégation grâce l'application de l'algorithme du Centre Canadien de Télédétection (Luo *et al.*, 2008, Trishchenko *et al.*, 2006) a également été vérifiée (figure 55). Pour l'ensemble des bandes spectrales, la corrélation est supérieure à 80 % tant pour les périodes d'englacement, de couvert stable et de fonte. Les corrélations tendent à être plus faibles pour la période d'englacement et de couvert stable que pour la période de fonte.

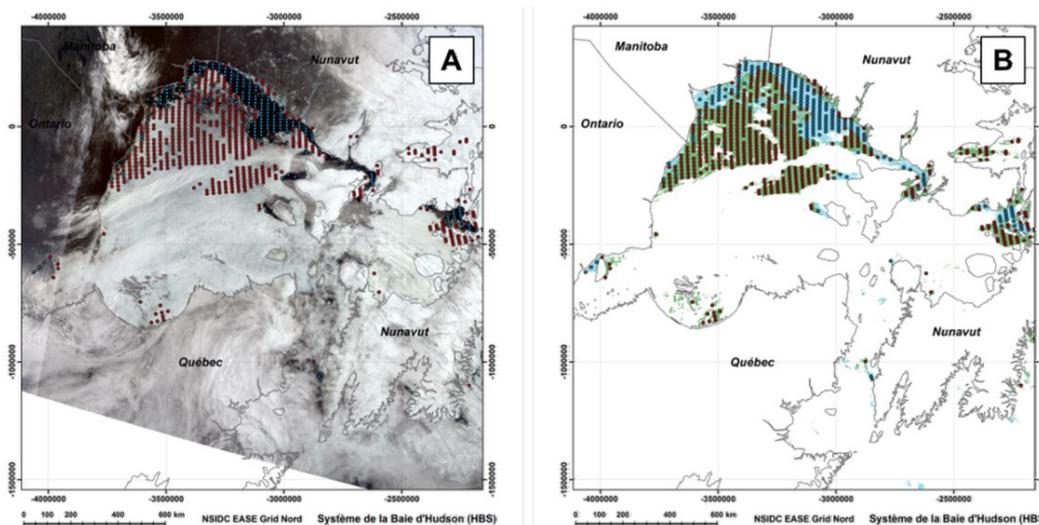


Figure 54: Exemple de points de validation aléatoirement sélectionnés sur le domaine cartographié et photo-interprétés sur l'imagerie en composé couleurs réelles MODIS (A) pour être ensuite comparée à la cartographie IceMap250 pour en estimer la précision (B) – Scène du DOY 151 en 2003 (Fonte)

Peu d'erreurs de classification sont détectées durant la période de couvert stable (tableau 11). L'une des sources d'erreurs sont les nouvelles glaces qui se forment dans les ouvertures du couvert et qui ne sont généralement pas couvertes de neige, ce qui les rend propices à être confondues avec l'eau.

Lors de la fonte (tableau 12), la confusion entre la classe eau et glace est souvent liée à la présence de sédiments en suspension dans certains secteurs d'eau libre ainsi que les zones côtières intertidales qui sont susceptibles de générer des faux positifs dans la classe glace étant donné leur réflectance élevée à 0,55 µm (vert).

Durant l'englacement, la couverture nuageuse sur la Baie d'Hudson est particulièrement dense. Cette condition engendre des performances moindres des algorithmes de détection des nuages, ces derniers n'arrivant pas à performer et à séparer la glace des nuages (table 13). C'est particulièrement le cas avec la vapeur d'eau (brume) et les nuages bas qui passent au travers des filtres de NDSII-2 et de réflectance dans le vert et sont confondus avec de la glace.

Tableau 11: Validation des cartes IceMap250 en période dynamique stable

STABLE	Eau carte	Glace carte	Total	Commission
Eau valide	8	1	9	11,1 %
Glace valide	0	491	491	0 %
Total	8	492	500	
Omission	0 %	0,2 %		
Kappa	94,02 %	Précision globale		99,8 %

Tableau 12: Validation des cartes IceMap250 en période dynamique de fonte

FONTE	Eau carte	Glace carte	Total	Commission
Eau valide	142	0	142	0 %
Glace valide	6	352	358	1,7 %
Total	148	352	500	
Omission	4,1 %	0 %		
Kappa	97,09 %	Précision globale		98,8 %

Tableau 13: Validation des cartes IceMap250 en période dynamique d'englacement

ENGLACEMENT	Eau carte	Glace carte	Total	Commission
Eau valide	75	2	77	2,6 %
Glace valide	6	417	423	1,4 %
Total	81	419	500	
Omission	7,4 %	0,5 %		
Kappa	93,99 %	Précision globale		98,4 %

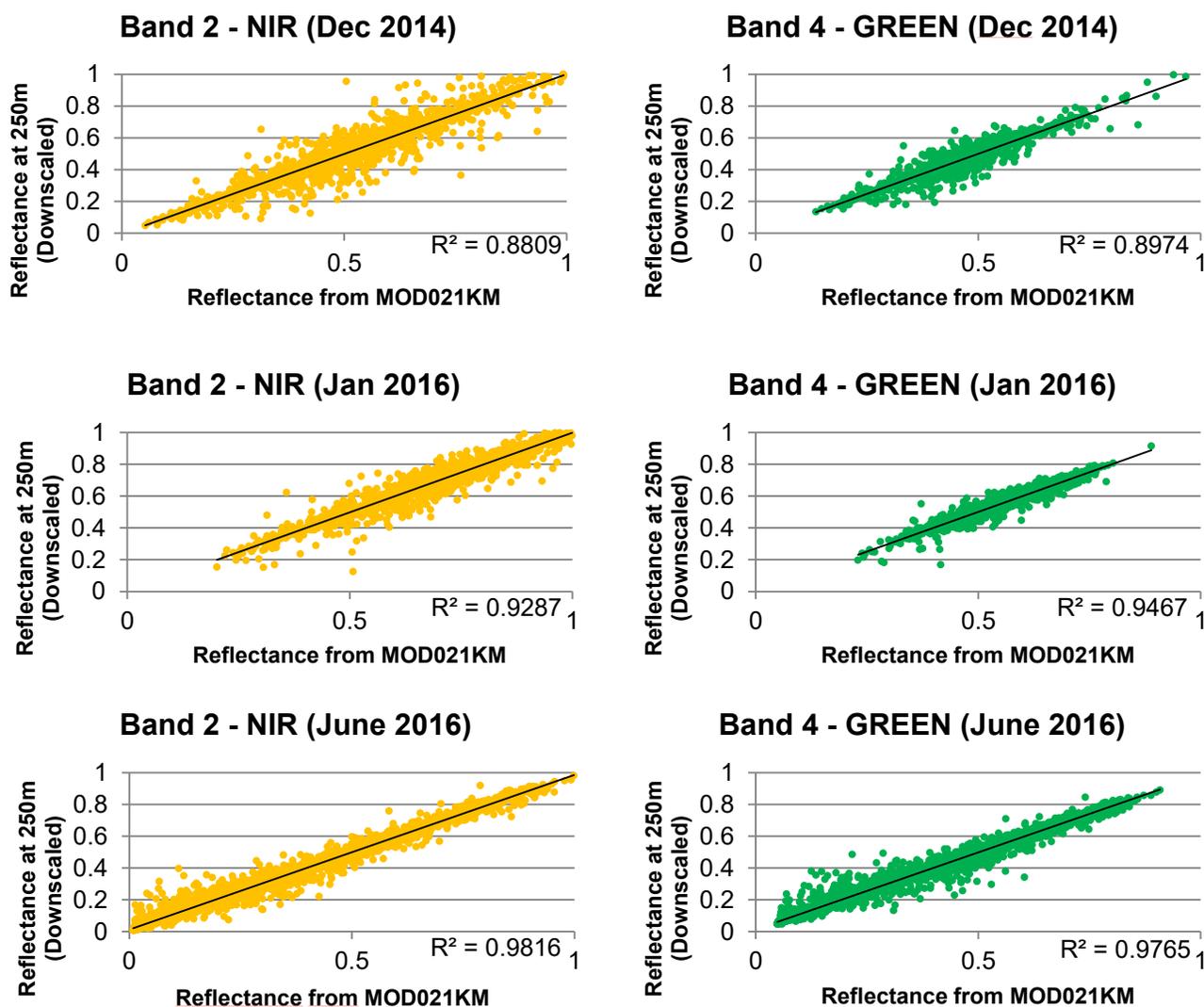


Figure 55: Corrélations entre les données au 500 m et désagrégées au 250 m pour les bandes du PIR et du vert utilisées dans IceMap250. Figure tirée de Gignac et al. (2017)

Pour résumer, selon la période dynamique cartographiée, la performance de l'algorithme sera affectée par la qualité des masques de nuages, les zones intertidales, les sédiments en suspension, les mares de fonte ainsi que les ombres des nuages qui peuvent engendrer des confusions dans les classifications. En ce qui a trait à l'approche de cartographie de synthèse, des tests effectués sur plusieurs périodes de 7 jours consécutifs ont permis de voir qu'il est possible de cartographier un grand territoire adéquatement, et ce malgré la couverture nuageuse, principale limitation des données optiques. Les cartes synthèse 7 jours ont été comparées avec les données micro-ondes passives OSI-409 ainsi qu'avec les cartes hebdomadaires du Service canadien des glaces (figure 56).

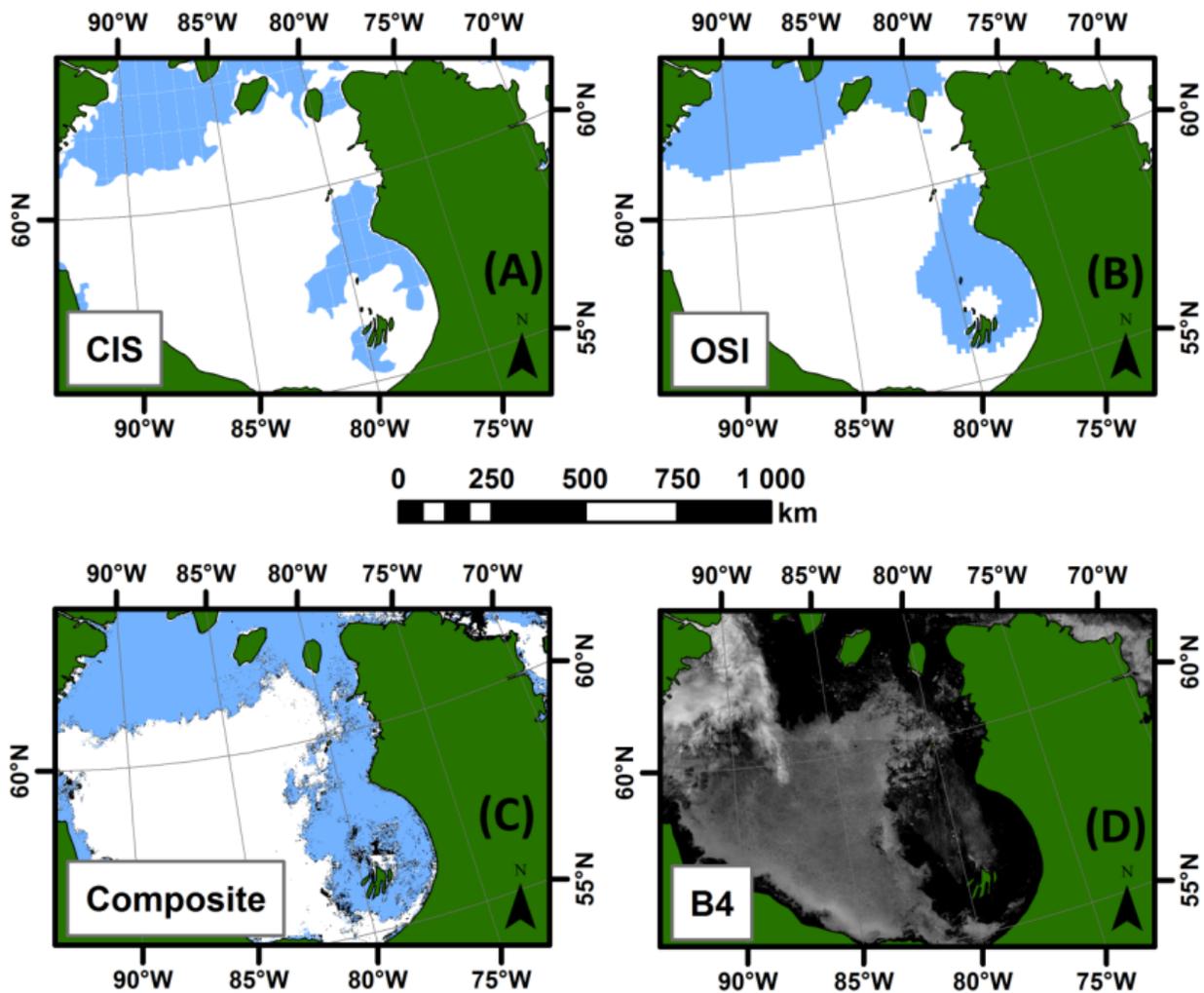


Figure 56: Comparaison des étendues du couvert de glace le 27 juin 2016 estimées selon diverses méthodes basées sur l'utilisation de la télédétection. En (A) la carte hebdomadaire du SCG, en (B) la carte micro-ondes passives de l'OSI-SAF, en (C) la carte synthèse sur 7 jours produites à l'aide des cartes journalières d'IceMap250 et en (D) la bande 4 (Verte) de MODIS le 27 juin 2016.

7.5 Conclusion

Les cartes d'IceMap250 ont été produites pour l'ensemble des données MODIS-Terra disponibles sur la période 2002-2016. Elles fournissent des cartes de présence de glace, faisant appel aux données aux plus hautes résolutions fournies par MODIS. Les cartes peuvent être produites en temps quasi-réel, les données étant disponibles approximativement 2h30 après l'acquisition par le capteur. Ce contexte de production rapide et régulière rends le produit de synthèse d'IceMap250 intéressant pour les organismes comme le Service canadien des glaces.

Tel qu'escompté, les impacts du couvert nuageux omniprésent sur l'étendue cartographiable par MODIS, spécialement durant l'englacement, constitue la limitation majeure de l'approche. Néanmoins, en situation de ciel découvert, l'approche est efficace et précise, tel que démontré par la validation pour laquelle les valeurs Kappa sont systématiquement supérieure à 0,9. Parmi les autres limitations à IceMap250, citons la latitude de certaines scènes qui a une influence sur l'éclaircissement (nuit polaire au-delà du 66°N) ainsi que la limitation liée au fait de devoir utiliser uniquement des images acquises de jour. Cependant, dans le cadre de l'utilisation d'IceMap250 pour la cartographie des glaces du HBS, seule la région du Bassin Foxe est à des latitudes supérieures à 66°N (cercle Arctique).

L'article IceMap250 – Automatic 250 m Sea Ice Extent Mapping Using MODIS data de Gignac et al. (2017) publié en janvier 2017, qui présente l'algorithme IceMap250, est disponible en annexe 3.

SYNTHÈSE : DÉVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE DE CARTOGRAPHIE DE LA PRÉSENCE DES GLACES DE MER DANS LA BAIE D'HUDSON

- L'imagerie satellitaire constitue une source importante de données permettant de caractériser le couvert de glace. Afin d'assurer une bonne résolution à la fois temporelle et spatiale à l'algorithme, le capteur MODIS a été sélectionné pour la cartographie de la présence de glace.
- Pour améliorer la résolution des données de 500 m vers 250 m, un algorithme de désagrégation spatiale du CCT (Trishchenko *et al.*, 2006) a été utilisé.
- L'algorithme IceMap250 utilise de manière concomitante 2 masques de nuages de manière à assurer une couverture maximale de la cartographie résultante.
- IceMap250 fait appel au ratio spectral NDSII-2 (Keshri *et al.*, 2008), plutôt qu'au NDSI (Dozier, 1989), se libérant ainsi de l'impact négatif du bris de 70 % des capteurs de la bande 6 sur MODIS-Terra.
- La discrimination eau/glace est basée sur l'utilisation des seuils naturels de Jenks (Jenks, 1967) et sur un seuil spectral de 17 % sur la réflectance exo-atmosphérique en bande verte.
- La validation de l'algorithme IceMap250 sur les 3 périodes dynamiques du couvert de glace soit l'englacement, la période stable et la fonte montrent de coefficients Kappa (Congalton, 1991) respectivement de 94, 94 et 97 %.

Chapitre 8 : Analyse de la dynamique spatiotemporelle de la présence de glace dans la Baie d'Hudson grâce aux cartes de l'algorithme IceMap250

Dans cette section, les cartes de présence de glace tirées de l'algorithme IceMap250, détaillé au chapitre 7, sont utilisées afin de caractériser et cartographier l'évolution spatiotemporelle des conditions de glace dans le système de la Baie d'Hudson (HBS). Des indicateurs clé des conditions de glace comme, par exemple, la journée correspondant à la première apparition de glace et à sa disparition sont extraits des données et analysés sur une base annuelle entre le début de la cartographie en 2002 et 2016 et ce, pour divers sites d'intérêt dans le HBS.

8.1 Introduction

Les données tirées des cartes de l'algorithme IceMap250 permettent de dresser un portrait local, grâce à une résolution spatiale de 250 m, des événements liés au couvert de glace dans la Baie d'Hudson. Il est possible d'analyser les événements sur une base annuelle en dénotant les dates de fonte et d'englacement, ou d'utiliser l'ensemble des observations dans la période cartographiée par IceMap250, soit 2002 à 2016, pour cartographier une dynamique moyenne durant cette même période. Cette dernière approche permet de contrebalancer l'impact négatif de la présence du couvert nuageux sur la continuité des séries d'observations annuelles.

Dans ce chapitre, les données d'IceMap250 entre 2002 et 2016 sont utilisées afin de caractériser la dynamique de fonte et d'englacement et sont comparées aux données tirées de l'atlas climatologique 30 ans du Service canadien des glaces afin d'en déceler les différences et les événements hors-normes pouvant être survenus durant la période cartographiée par IceMap250.

8.2 Indicateurs de l'évolution du couvert de glace

Pour être en mesure d'estimer un comportement moyen des glaces durant la période 2002-2016 pour les communautés côtières de la Baie d'Hudson, une méthode simple a été utilisée. Une valeur de 1 a été attribuée aux pixels classifiés comme étant de l'eau par l'algorithme IceMap250 tandis qu'une valeur de 2 a été attribuée aux pixels classifiés comme étant de la glace. La figure 57 présente un exemple de séries annuelles pour la communauté de Churchill au Manitoba.

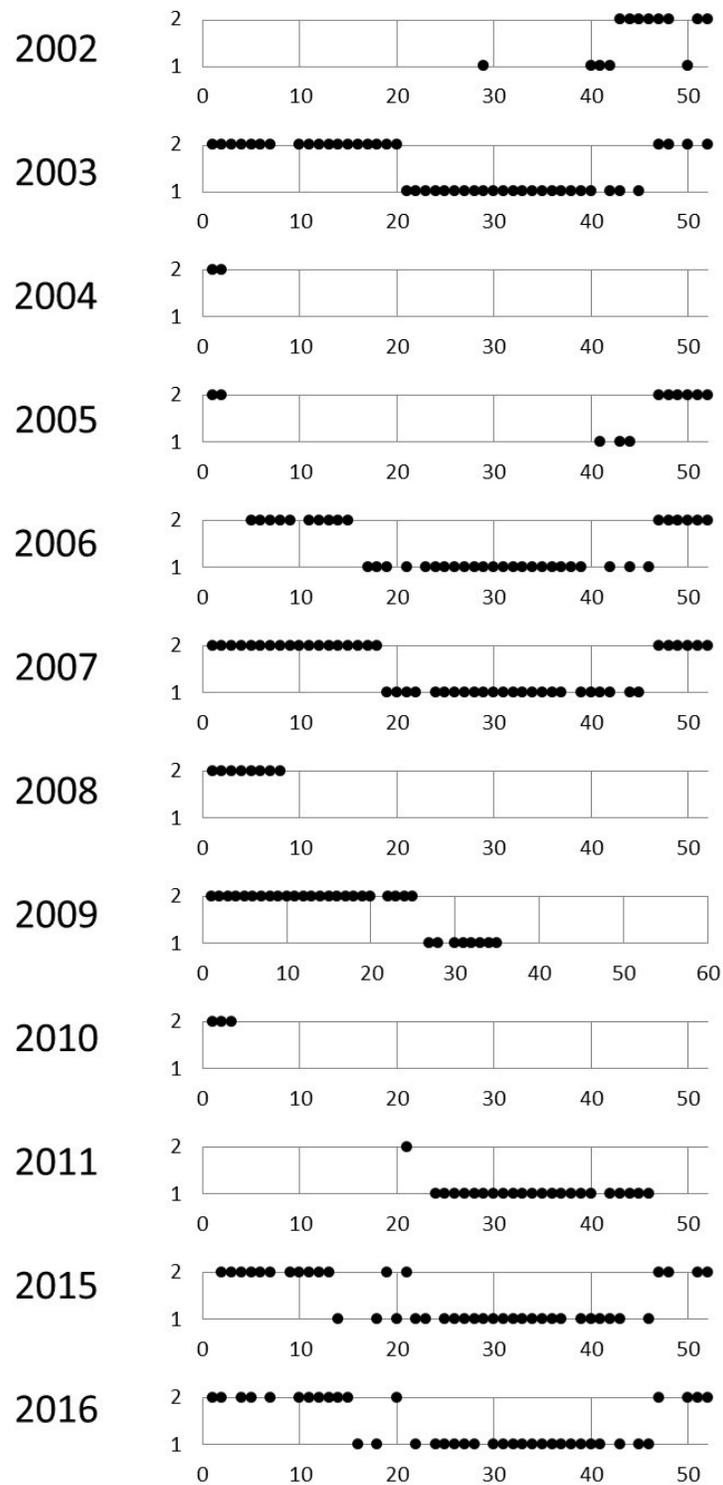


Figure 57: Comparaison des étendues du couvert de glace le 27 juin 2016 estimées selon diverses méthodes basées sur l'utilisation de la télédétection. En (A) la carte hebdomadaire du SCG, en (B) la carte micro-ondes passives de l'OSI-SAF, en (C) la carte synthèse sur 7 jours produites à l'aide des cartes journalières d'IceMap250 et en (D) la bande 4 (Verte) de MODIS le 27 juin 2016. Figure tirée de Gignac et al. (2017)

En calculant, pour chaque communauté et pour chaque semaine, une valeur moyenne décrivant le comportement des glaces observé entre 2002-2016, il est possible de décrire la dynamique moyenne du couvert de glace au point correspondant à la communauté (situé légèrement au large de la côte, à proximité de la communauté). De cette manière, les semaines présentant une valeur moyenne de 1 ont systématiquement présenté, durant la période 2002-2016 des pixels en eau libre, ceux de valeur moyenne de 2, des pixels englacés, et les valeurs transitoires entre 1 et 2 caractérisent des pixels pour lesquels la situation n'a pas présenté de patron régulier entre 2002 et 2016. La figure 58 présente l'état moyen des conditions à la fin juin où la fonte est bien entamée dans la Baie. On peut observer la banquise au centre de la Baie (moyenne de 2 – vert), les régions côtières québécoise pour lesquelles la glace commence à fondre (moyenne entre 1 et 2 – transition entre bleu et vert) et les régions côtières à l'ouest de la Baie où la glace est complètement fondue (moyenne de 1 – bleu).

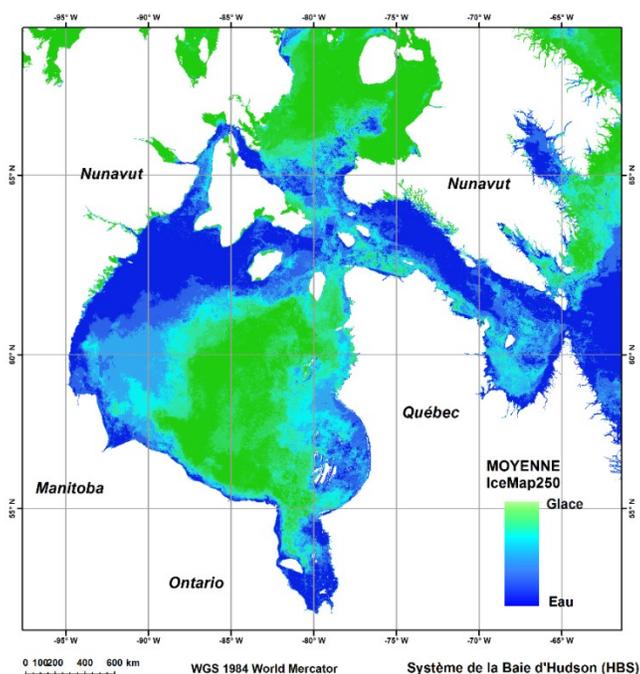


Figure 58: Observations moyennes (2002-2016) IceMap250 pour le HBS en semaine 26

8.3 Dynamique d'englacement et de fonte observées

Les informations sur les conditions moyennes observées entre 2002-2016 ont été capturées et présentées sous forme de séries annuelles (figures 59 et 60) pour caractériser la dynamique moyenne des glaces pour les communautés côtières du HBS.

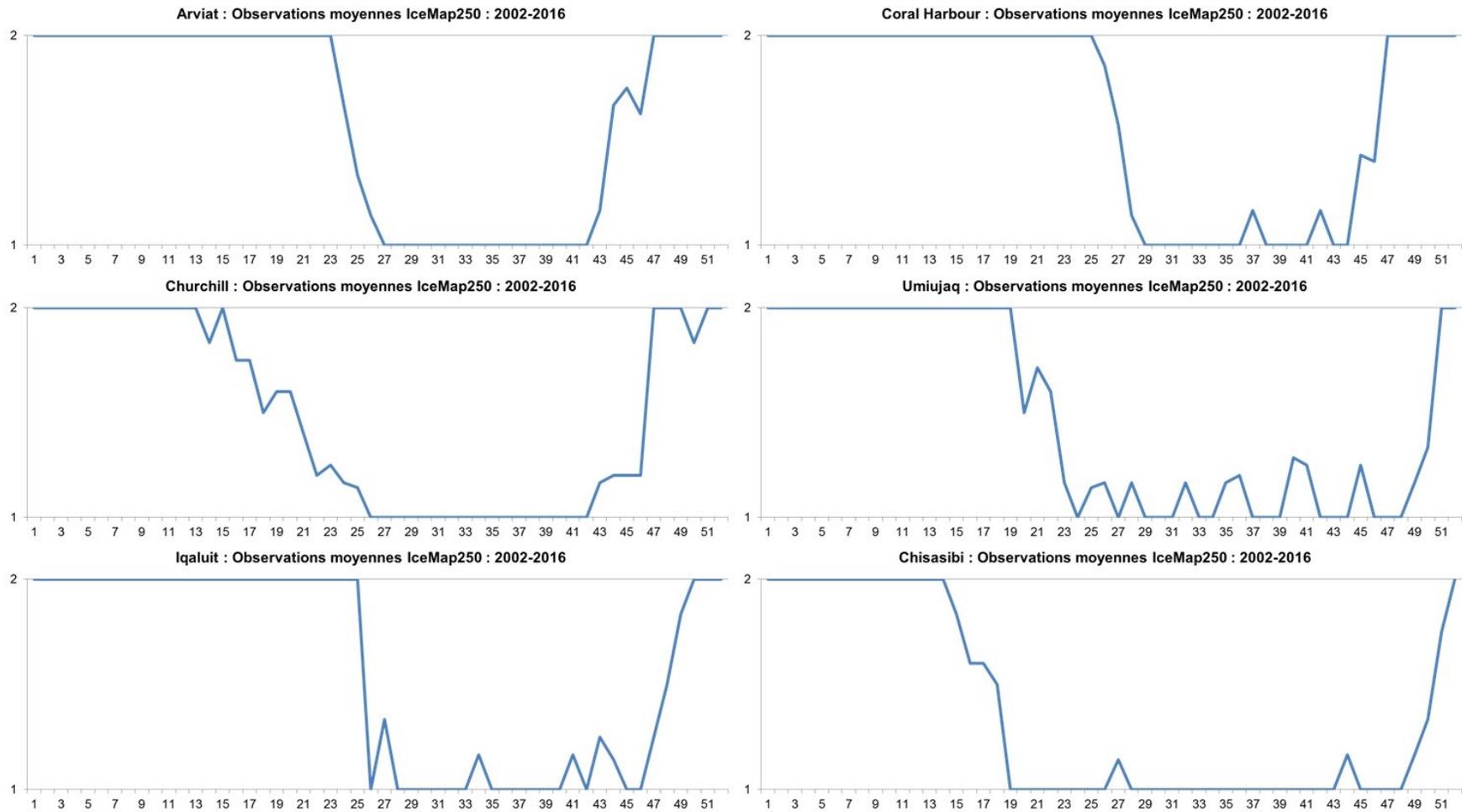


Figure 59: Dynamique moyenne d'englacement/fonte pour 6 communautés du domaine basé selon IceMap250 pour chaque semaine des années entre 2002 et 2016 (1: Eau et 2: Glace). Les communautés sont représentées par un point uniquement.

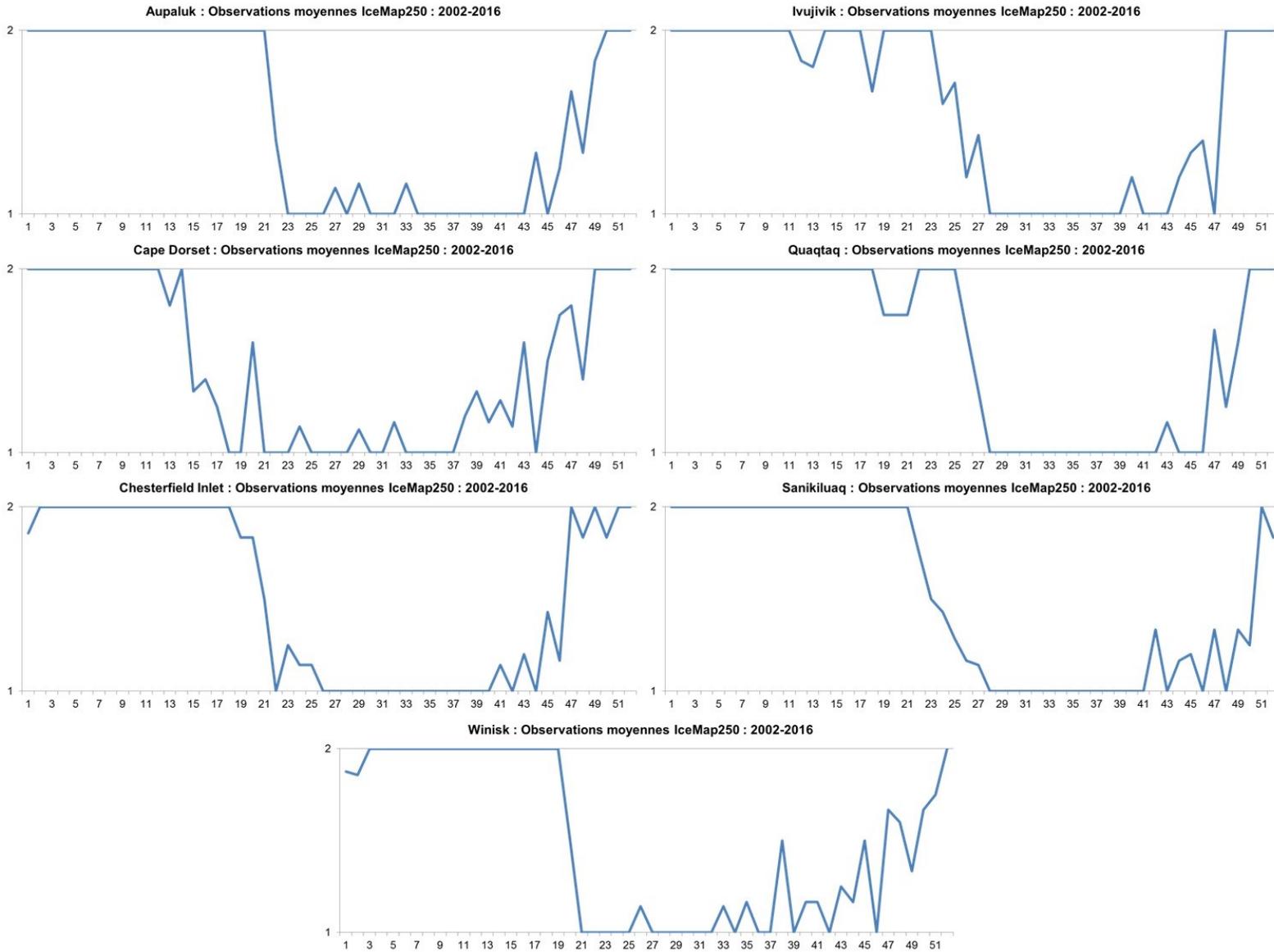


Figure 60: Dynamique moyenne d'englacement/fonte pour 7 communautés du domaine basé selon IceMap250 pour chaque semaine des années entre 2002 et 2016 (1: Eau et 2: Glace). Les communautés sont représentées par un point uniquement.

À partir des séries d'événements moyens pour chaque semaine de l'année, des dates d'englacement et de fonte sont estimées selon deux méthodes: l'englacement complet (c.-à-d. une moyenne = 2) et la fonte complète (c.-à-d. une moyenne = 1), l'englacement partiel (c.-à-d. une moyenne > 1,5) et la fonte partielle (c.-à-d. une moyenne < 1,5). En comparant ces dynamiques moyennes (2002-2016) aux dates de fonte et d'englacement du Service canadien des glaces (CIS, 2013), il est possible d'identifier des sites ayant présenté des comportements moyens hors-normes, soit des englacements et des fontes en retard ou en avance par rapport aux données du SCG (figure 61).

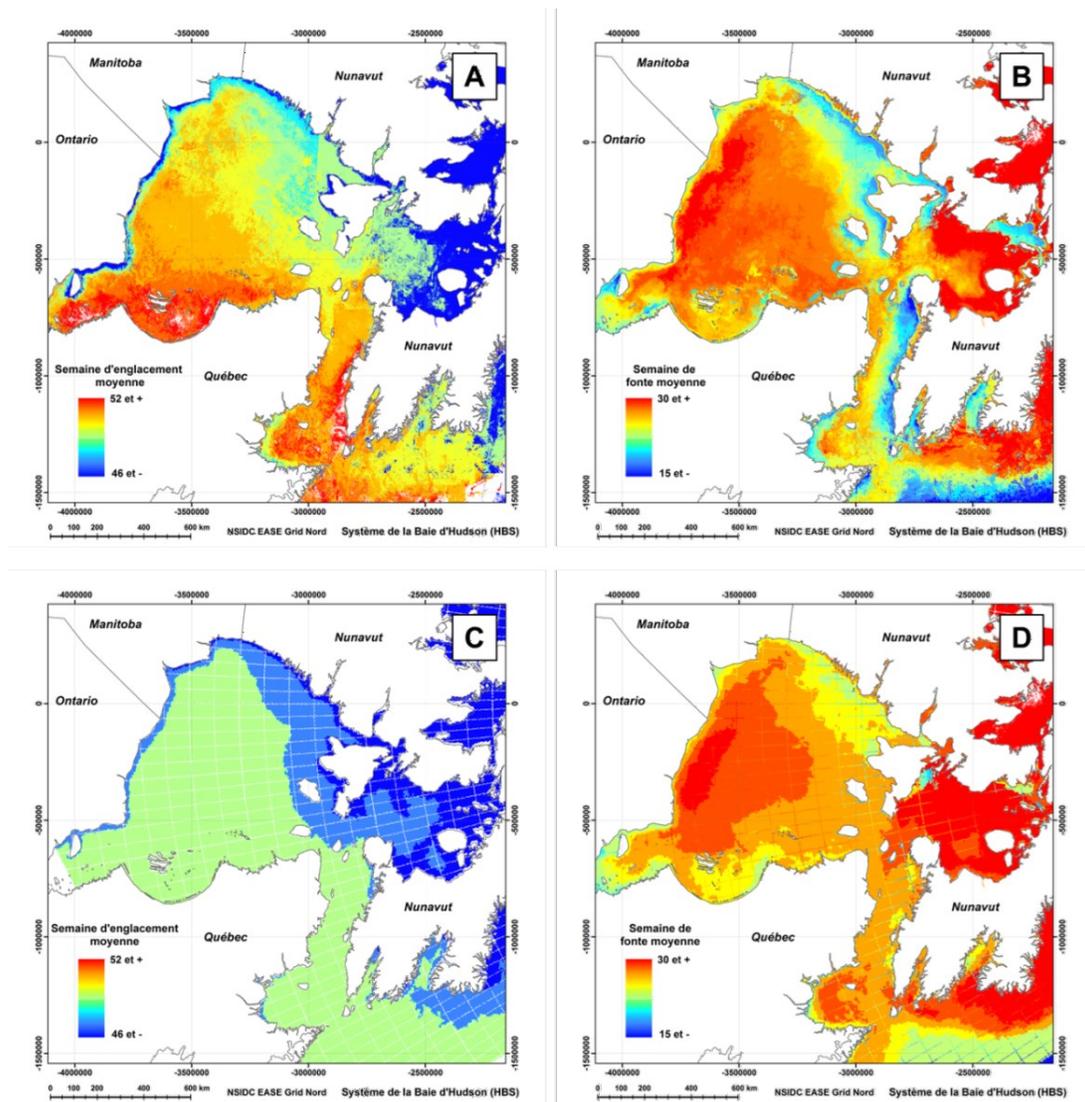


Figure 61: Semaines d'englacement (A) et de fonte (B) complets moyennes 2002-2016 estimées avec IceMap250 comparées aux semaines d'englacement (C) et de fonte (D) complets de l'atlas 30 ans (1981-2010) du SCG. Notez que les dates d'englacement du SCG (en figure C) ne vont pas au-delà du 4 décembre (soit la semaine 49), d'où la présence d'une large superficie de code uniforme

Le tableau 14 présente les événements partiels et complets estimés avec les séries de dynamiques moyennes estimées avec les données IceMap250 en comparaison avec les données du SCG. Le code de couleur de la table 15 permet de remarquer la prépondérance des événements de fonte précoce dans le HBS sur la période 2002-2016 par rapport aux dates rapportées par le SCG ainsi que les événements d'engagements tardifs. Il faut néanmoins soupeser la gravité de certaines observations considérant que l'on compare deux échelles d'observation qui diffèrent et des données tirées de procédés de cartographie fondamentalement différents, les cartes du SCG étant produites manuellement par un ou une analyste des glaces tandis que les cartes IceMap250 sont produites de manière automatique par un algorithme.

Tableau 14: Comparaison des dates d'englacement et de fonte moyenne durant la période 2002-2016 (cartes IceMap250) et les moyennes climatologiques tirées de l'atlas 30 ans du Service canadien des glaces (CIS, 2013). Une trame verte indique une valeur moyenne IceMap250 proche de la valeur du SCG (± 1 sem.), une trame jaune indique une différence négative mineure (entre 1 et 3 sem. + tôt), une trame rouge indique une différence négative majeure (plus de 4 sem. + tôt), une trame bleue indique une différence positive mineure (entre 1 et 3 sem. + tard)

Communauté	SCG Eng.	SCG Fon.	SCG Dur.	IceMap250 Englacement (Moyenne > 1,5)	IceMap250 Englacement (Moyenne = 2)	IceMap250 Fonte (Moyenne < 1,5)	IceMap250 Fonte (Moyenne = 1)
Arviat	47	25	22	43	47	25	27
Aupaluk	48	27	21	46	49	22	23
Cape Dorset	49	25	24	43	49	15	18
Chesterfield Inlet	47	25	22	46	47	21	22
Chisasibi	49	23	26	50	52	18	19
Churchill	47	27	20	46	47	20	26
Coral Harbour	45	26	19	45	46	27	29
Ivujivik	48	25	23	46	49	27	28
Iqaluit	48	25	23	48	50	25	26
Quaqtaq	48	25	23	46	49	27	28
Sanikiluaq	48	25	23	50	51	23	28
Umiujaq	49	25	24	50	51	22	24
Winisk	46	27	19	45	47	20	21

Les observations sont en phase avec les chiffres avancés pour la Baie d'Hudson par Markus *et al.* (2009) qui suggéraient une précocité moyenne de -5,3 jours par décennie en ce

qui a trait au jour de fonte et d'un retard moyen de 5,4 jours par décennie en ce qui a trait à la fonte. À la fois, parce que leur estimation date de 2009, soit il y a 10 ans et parce qu'elles englobent l'ensemble de la Baie, il est difficile de comparer les chiffres de Markus *et al.* (2009) avec les observations locales d'IceMap250 qui donnent une information ponctuelle.

Certains événements moyens durant la période 2002-2016 sortent du lot lorsque comparés avec les moyennes sur 30 ans du SCG (CIS, 2013). Les semaines de fonte moyenne correspondantes à Aupaluk, Cape Dorset, Chisasibi et Winisk sont précoces respectivement de 4, 7, 4 et 6 semaines par rapport à ce qui est présenté par l'atlas du SCG (figure 62) tandis que l'englacement à Sanikiluaq est plus tardif de 3 semaines par rapport à ce qui est annoncé par l'atlas du SCG (CIS, 2013).

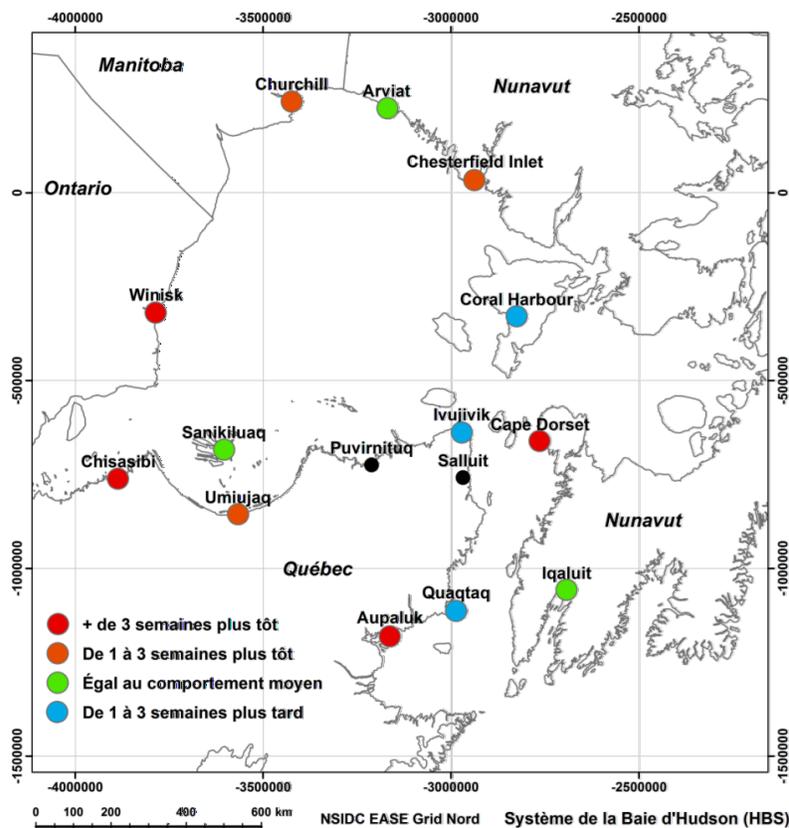


Figure 62: Différence entre les semaines de fonte identifiées par le SCG et celles identifiées grâce à IceMap250 pour les communautés du HBS

La disponibilité temporelle restreinte des observations IceMap250 pourrait s'avérer être la cause des disparités avec les observations disponibles dans l'atlas du SCG, ce qui néanmoins ne semble pas être le cas, puisqu'en analysant les séries d'anomalies de

concentrations tirées des observations micro-ondes passives du jeu de données OSI-409 (chapitre 4, section 4.2.2.1), l'on observe que les anomalies (c.-à-d. moyenne-observation) négatives sont plus marquées dans les semaines précédant les événements détectés par IceMap250 pour les années 2002-2016 que pour les années précédentes (1978-2002), tel que présenté à la figure 63. Ces observations sont cohérentes avec les observations d'IceMap250 qui indiquent des tendances aux fontes précoces à Aupaluk et Cape Dorset ainsi que les tendances aux englacements tardifs à Sanikiluaq et Winisk.

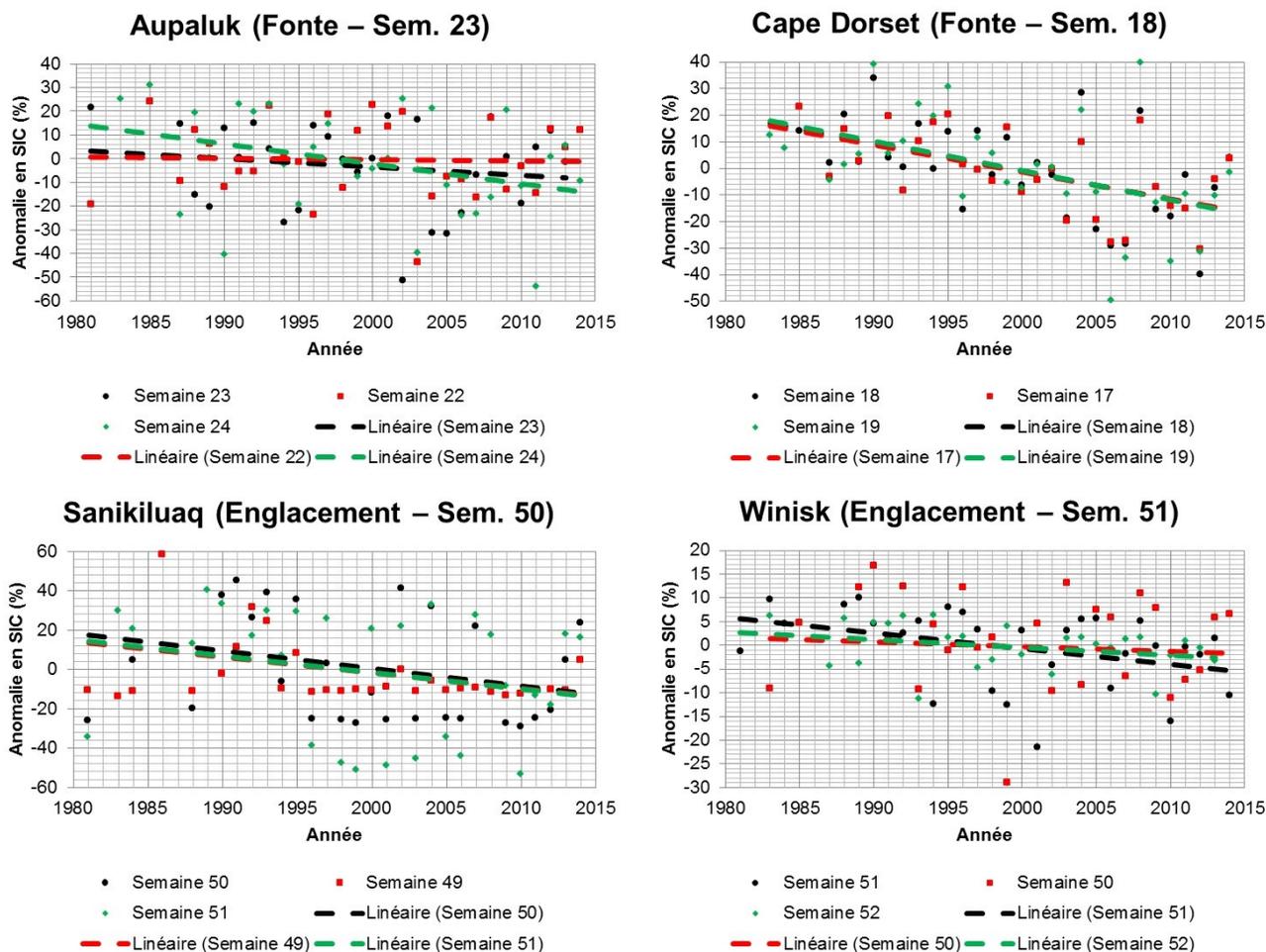


Figure 63: Séries temporelles des anomalies de concentrations de glaces (SIC) selon les données micro-ondes OSI-409 (198-2015) pour les semaines de fonte précoces et d'englacement tardifs telles que détectées par IceMap250 (Noir) ainsi que les semaines précédentes

Une autre avenue expliquant les disparités entre les observations des semaines de fonte et d'englacement entre le produit IceMap250 et l'atlas 30 ans du SCG est la différence de l'échelle de travail entre les deux produits. Par exemple, la polynie présente au large de Cape Dorset est facilement discernable à l'échelle du pixel MODIS, mais n'est pas

nécessairement cartographiée dans le produit 30 ans du SCG, ce qui a certainement un fort impact sur la date de fonte détectée. Également, il est possible de discerner sur le produit IceMap250 l'impact des eaux douces provenant des rivières qui accélèrent la fonte. La fonte plus hâtive peut être observée (figures 62 et 63) dans des secteurs comme Winisk (village cri), situé à l'exutoire de la rivière Winisk au sud de la Baie d'Hudson, Aupaluk (village inuit), situé à l'exutoire de la rivière au Chien Rouge dans la Baie d'Ungava ainsi que Chisasibi (village cri), situé à l'exutoire de la rivière La Grande dans la Baie James. Ces effets locaux ne sont pas visibles dans les cartes du SCG (figure 64). Il en résulte un décalage entre les dates de fonte des deux produits.

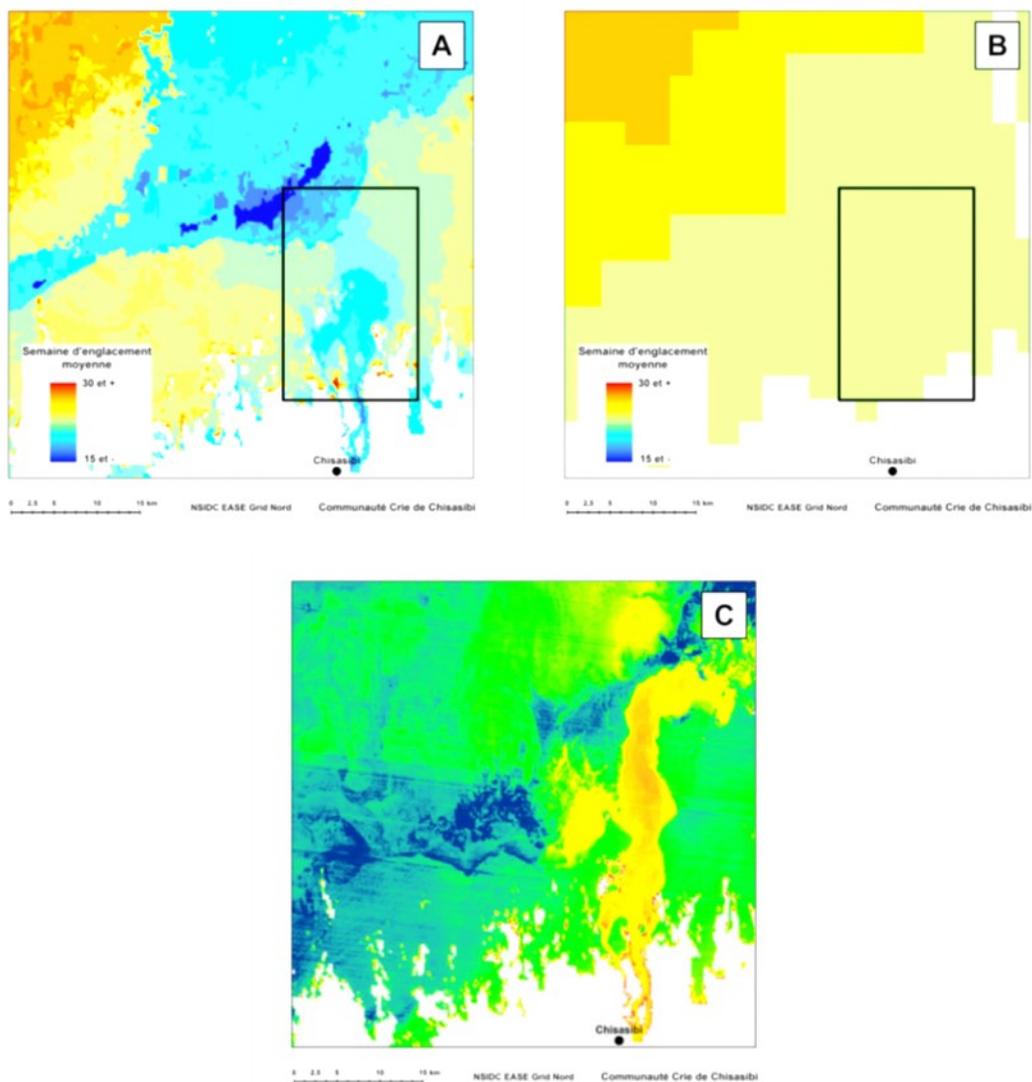


Figure 64: Estimation de la semaine de fonte à partir des données IceMap250 (A), de l'atlas du SCG (B) et d'une image thermique Landsat 8 OLI du 5 mai 2017 à l'exutoire de la rivière la Grande (C), près de la communauté crie de Chisasibi (Le panache d'eau de la rivière, en orange, est plus chaud)

Il convient également de rappeler que les données IceMap250 portent sur la période 2002-2016 (15 ans) et que celles du SCG portent sur la période 1981-2010 (30 ans). Cette différence dans le nombre d'années considérées peut certainement engendrer des différences importantes dans les estimations des durées de saisons sans glace ainsi qu'au niveau des semaines d'englacement et de fonte. L'exercice réalisé dans ce chapitre se voulait comparatif avec l'objectif de présenter les capacités d'IceMap250 pour discerner les phénomènes locaux et son applicabilité afin de tirer des informations sur le comportement moyen du couvert de glace. Les données tirées d'IceMap250 permettent de, malgré ces différences, clairement identifier les régions pour lesquelles un changement dans le régime de glace s'opère.

8.4 Conclusion

L'utilisation des données d'IceMap250 pour caractériser la dynamique du couvert glaciaire pour les communautés côtières de la Baie d'Hudson permet de détecter des événements de glace et de fonte avec une résolution spatiale de 250 m, plus précise qu'avec les données micro-ondes passives. Malgré cet avantage au niveau de la précision spatiale, l'approche est limitée par le fait qu'il est impossible d'assurer une résolution temporelle constante des observations, ce qui rends difficile, voire parfois impossible, de déterminer clairement à quel moment un événement est survenu. Seul les cas où deux observations temporellement rapprochées témoignent d'un passage de l'état eau vers glace (ou l'inverse) sont utilisables afin de déterminer quand l'événement est survenu.

Les observations sur les données 2002-2016 montrent plusieurs événements de fontes plus précoces qu'à l'habitude pour les communautés sous étude, en concordance avec les observations micro-ondes passives OSI-409. Les communautés de Winisk, Chisasibi, Cape Dorset, Umiujaq, Churchill, Aupaluk et Chesterfield Inlet montrent une dynamique d'allongement des saisons sans glace, de par une fonte plus précoce des glaces. À l'opposé, les communautés de Quaqtaq, Ivujivik et Coral Harbour montrent une dynamique qui tend vers un raccourcissement de la saison sans glace, à cause de fontes plus tardives.

SYNTHÈSE : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DES CONCENTRATIONS DE GLACE DANS LA BAIE D'HUDSON GRÂCE AUX CARTES DE L'ALGORITHME ICEMAP250

- Les données IceMap250, en synthèse hebdomadaire, permettent de déceler, avec une bonne couverture spatiale, la semaine moyenne de la fonte et de l'englacement entre 2002-2016.
- Des événements de fonte et d'englacement partiels ont été estimés (valeurs moyennes transitoires entre l'état d'eau et de glace) et des événements complets (valeurs moyennes témoignant d'une présence ou d'une absence de glace certaine). Ces données permettent de détecter des tendances à des englacements tardifs (e.g. Sanikiluaq) et à des fontes précoces (e.g. Aupaluk, Chisasibi, Winisk et Cape Dorset).
- Il ressort des analyses que le produit IceMap250 permet de caractériser plus adéquatement que les cartes du SCG l'impact de circonstances locales sur la dynamique de l'englacement ou de la fonte, tel que la présence de panaches d'eaux plus chaudes provenant des affluents de la Baie comme la rivière la Grande, près de Chisasibi.
- Les observations IceMap250 moyennes comparées aux cartes du SCG, permettent de détecter une tendance au déclin de la durée des saisons d'englacement.

Chapitre 9 : Conclusion générale

Dans ce chapitre, les objectifs de la thèse sont mis en perspective avec les résultats et développements présentés dans les chapitres précédents afin d'en évaluer l'atteinte. Une synthèse résumant les contributions scientifiques originales de la thèse et une ouverture sur les perspectives de développement futures sont ensuite présentées.

9.1 Retour sur l'atteinte des objectifs

Le but de la thèse était de développer pour les décideurs et intervenants des outils facilitant la prise de décision, permettant une meilleure compréhension de la dynamique des glaces de mer aux échelles régionales (12,5 km) et locales (250 m), faisant appel à des approches de télédétection, de géomatique ainsi que de statistique.

Dans ce cadre, quatre objectifs spécifiques ont été définis pour cette recherche doctorale, soit :

1. Le développement, grâce aux données historiques (1978-2015) tirées de l'imagerie micro-ondes passives, d'un outil d'aide à la décision reposant sur la modélisation fréquentielle locale (12,5 km) de la variabilité spatiotemporelle des concentrations de glace de mer.
2. L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson grâce à l'outil d'aide à la décision IcePAC développé à l'objectif 1.
3. Le développement, grâce aux données de télédétection, d'une approche de cartographie de la présence des glaces de mer à haute résolution spatiale et temporelle, permettant de mieux documenter la fréquence d'occurrence et l'étendue couverte par les glaces de mer.
4. L'évaluation de la dynamique spatiotemporelle dans le système de la Baie d'Hudson grâce à l'approche de cartographie IceMap250 développée à l'objectif 3.

Des contributions scientifiques originales découlent des efforts mis pour atteindre ces objectifs de recherche.

L'outil probabiliste sur les concentrations de glace IcePAC, développé grâce à la méthode d'analyse fréquentielle afin de répondre à l'objectif 1, permet aux décideurs d'aborder la dynamique du couvert de glace d'une manière probabiliste en exploitant au

maximum l'information tirée des observations de télédétection. C'est la première fois que la calibration et l'approche de modélisation fréquentielle est appliquée de manière systématique, pour chaque semaine de l'année, à des séries temporelles de concentrations de glace tirées de capteurs micro-ondes passives. La version initiale du modèle, développé sur la Baie d'Hudson, montre un potentiel intéressant pour fournir des données à valeur ajoutée sur la dynamique spatiotemporelle du couvert de glace. L'outil IcePAC est non seulement en mesure de fournir de l'information sur la concentration de glace probable pour une valeur de probabilité p , il permet également de visualiser et d'interpréter les comportements de la variabilité du couvert en présentant les données dans un contexte spatiotemporel. L'outil IcePAC permet de reproduire le comportement probable des conditions de glace et permet de percevoir la plus grande incertitude par rapport au comportement des glaces durant les périodes dynamiques d'englacement et de fonte, contrairement aux périodes de couvert stable.

Cette nouvelle perspective sur la dynamique des glaces permettra d'analyser, en complémentarité avec les données de modèles climatiques conventionnels, l'évolution du couvert de glace. Sous sa forme actuelle basée sur les observations micro-ondes passives ou sous une forme faisant appel aux données de conditions futures obtenues via des modèles climatiques, les données produites par l'outil IcePAC ont le potentiel d'être utilisées par les experts de multiples domaines comme les navigateurs, les climatologues ou les écologistes.

L'utilisation des données de l'outil IcePAC ont permis, tel que décrit par l'objectif 2, de caractériser la dynamique spatiotemporelle des glaces du système de la Baie d'Hudson. Grâce aux données probabilistes, il a été possible de caractériser les événements moyens pour chaque pixel du domaine mais également les événements le plus probables et les moins probables, donnant ainsi une information quant à la gamme des « possibles » pour chaque site. Une analyse a été faite afin de décrire les dates de fonte, correspondant à un passage sous le 15 % de glace et les dates d'englacement, correspondant à un passage au-dessus de 15% de glace. Il en ressort une estimation des dates possibles et des durées probables de saisons sans glace (et à l'inverse des saisons avec couvert de glace). Malgré les différences entre les sources de données d'IcePAC et du SCG, les cas moyens sont concordants. L'utilisation de l'outil IcePAC a ainsi démontré l'utilité des données et l'intérêt d'utiliser ce modèle en complémentarité avec d'autres sources de données comme l'atlas du SCG.

L'algorithme IceMap250 (Gignac et al., 2017), développé pour répondre à l'objectif 3, constitue une approche novatrice, permettant d'obtenir automatiquement (sans intervention humaine), une cartographie de la présence de glace sur une base journalière ainsi qu'avec une couverture spatiale de 250 m qui s'avérait jusque-là indisponible aux décideurs à partir de données MODIS. De plus, IceMap250 utilise un ratio spectral différent qu'IceMap pour la détection de la glace. Ce ratio, le NDSII-2, fait appel à la bande infrarouge ondes-courtes plutôt qu'au proche infrarouge et permet d'obtenir un excellent pouvoir de discrimination de la glace, compatible avec les deux plateformes MODIS. Les validations tant quantitatives que qualitatives tendent à prouver que les sorties IceMap250 sont des sources d'informations pertinentes et fiables aux échelles journalières et hebdomadaires. Une approche hybride de gestion de la couverture nuageuse, le masque VIS, est utilisé dans IceMap250 et permet d'augmenter la zone cartographiable en tenant compte du couvert nuageux. Dans tous les cas de figure rencontrés, IceMap250 a respecté les patrons glaciels observables dans les images et a permis d'obtenir rapidement, dès que l'imagerie MODIS est disponible, de l'information sur la présence de glace (quasi temps-réel) et ce, à une échelle locale, ce qui est plus en phase avec les besoins des décideurs. L'algorithme IceMap250 maintient une précision élevée en toutes saisons avec des valeurs Kappa systématiquement supérieures à 90 %. Ces caractéristiques permettent de croire qu'IceMap250 constitue un excellent point de départ pour des études sur les glaces de mer et que cet algorithme présente un bon potentiel pour de nombreuses applications scientifiques et opérationnelles.

Enfin, l'utilisation des données tirées d'IceMap250 pour caractériser l'évolution du couvert pendant la période 2002-2016 montre une hausse de la durée des saisons sans glace, dus à des englacements tardifs ou à des fontes précoces. La résolution spatiale du produit IceMap250 et sa résolution temporelle permet d'identifier des phénomènes et des spécificités locales sur la dynamique du couvert (e.g. exutoires de rivières ou des polynies) qui ne sont pas identifiables dans des données à des échelles spatiales plus grossières comme les produits dérivés des images microondes passives ou les cartes du SCG produites par les analystes des glaces (dérivées de plusieurs sources, mais principalement d'images SAR).

Les données dérivées de cette recherche doctorale offrent donc, tel que souhaité dans l'objectif global du projet, une meilleure compréhension de la dynamique spatiotemporelle du couvert de glace et constituent un outil d'aide à la décision pertinent.

En résumé, les innovations de cette thèse peuvent être perçues sous trois angles. D'abord sous un angle conceptuel, de par la mise en place d'une approche novatrice d'analyse probabiliste combinant une perspective spatiale et le traitement de données massives et par le développement d'un nouvel algorithme de cartographie de la présence de glace opérationnel et automatisé offrant des résultats à une résolution jusque-là indisponible. Ensuite sous un angle thématique, de par la capacité d'analyser avec une perspective probabiliste la dynamique spatiotemporelle des glaces grâce à l'outil IcePAC, entre autre pour l'analyse de la durée probable des saisons sans glace, des englacements et des fontes et également grâce aux cartes IceMap250 qui offrent un niveau de détails qui permet de déceler des événements qui n'étaient pas perçus par les données micro-ondes passives et qui n'étaient pas répertoriés par le SCG. Enfin, techniquement, la création d'algorithmes entièrement automatisés et d'une interface interactive, modelée selon les besoins des utilisateurs potentiels (voir sondage en annexe 1), pour l'interrogation et la consultation des données produites dans le cadre de ce projet de recherche constitue une valeur ajoutée.

9.2 Perspectives

IcePAC

La validation de la saison de glace 2015-2016 a montré que les résultats fournis par IcePAC sont fortement dépendants des données d'entrées utilisées pour construire les séries temporelles et que le pas de temps de modélisation et le scénario de retrait des tendances ont également un impact majeur sur les résultats. Le choix de ces paramètres doit être réévalué dans le cas où la donnée d'entrée, le produit OSI-409 (concentration de glace) d'une résolution spatiale de 12,5 km et une résolution temporelle journalière serait modifiée et remplacée par des sorties de modèles climatiques à haute-résolution ou des cartes de concentration de glaces dérivées de l'algorithme IceMap250.

L'une des perspectives d'application future pour l'outil IcePAC repose sur l'utilisation comme intrant au modèle de simulations des conditions futures de glace tirées de modèles climatiques à haute-résolution (400 m). L'utilisation d'une telle source de données permettrait d'avoir non seulement une information sur les conditions attendues dans le futur mais également d'y attacher une information probabiliste, ce qui n'a pas encore été fait. Puisqu'il est plus pertinent de tirer des modèles climatiques des informations sur la tendance du climat plutôt que de prendre pour acquis chacune des observations ponctuelles qu'ils fournissent,

l'apport d'une approche par probabilité comme avec l'outil IcePAC permettrait de visualiser spatialement les différents scénarios d'évolution probable du couvert de glace dans le futur.

Le développement d'une approche de modélisation modifiée, basée sur la création d'une distribution Bêta « non-stationnaire » constituerait également une innovation prometteuse considérant la potentielle applicabilité de cette approche non seulement aux données de glace (SIC) mais également aux autres données sous forme de pourcentage.

L'extension du domaine de modélisation de l'outil IcePAC à l'entièreté de l'Arctique, voire de l'Antarctique constituerait également un développement intéressant à mettre de l'avant. La modélisation à partir des images microondes passives pour l'ensemble de l'hémisphère Nord permettra de tirer des conclusions sur l'évolution présente et escomptée du couvert de glace arctique à une échelle spatiale plus fine que celle des modèles globaux du climat. Grâce à ces données, des analyses dans des domaines comme la prévision de routes de navigation ou la climatologie globale dans lesquelles la connaissance du couvert de glace est un paramètre clé pourront être menées, et ce avec un nouveau regard probabiliste sur la dynamique glacielle, ce qui à ce jour est inédit.

IceMap250

Également, le transfert de l'algorithme IceMap250 vers d'autres capteurs de plus grande résolution spatiale, tels Sentinel 2-A et Landsat 7 et 8 constituerait une avancée intéressante permettant ainsi d'élaborer un historique encore plus raffiné des conditions de glace. Une autre application à développer serait l'utilisation des données d'étendue du couvert pour en dériver un produit de concentrations de glace, ce qui permettrait de mesurer un paramètre stratégique supplémentaire grâce aux cartes IceMap250.

Interface de diffusion des modèles et des produits

Les outils développés dans le cadre de cette recherche doctorale permettent d'avoir une perspective originale sur la dynamique temporelle des glaces dans le complexe d'Hudson. Une interface de diffusion et d'interrogation des données découlant des outils développés dans le cadre de cette recherche doctorale a aussi été conçue (voir annexe 1), créée et mise en ligne (<https://icepac.ete.inrs.ca>). Cette interface web, offre l'avantage de rassembler en un seul et même endroit les données et les modèles produits dans le cadre de cette recherche doctorale et de les rendre accessibles. L'interface est basée sur des outils web et géomatiques open-source, elle est flexible et pourra évoluer au fur et à mesure de l'intégration de nouvelles données et de nouveaux outils. En effet, afin de prétendre être en

mesure de suivre adéquatement un phénomène dynamique comme l'évolution du couvert de glace, il est important que les données utilisées pour la cartographie ou la modélisation soient constamment mis à jour. Ainsi, afin de pérenniser l'interface et les outils IcePAC et IceMap250, le laboratoire TENOR de l'INRS doit trouver les moyens d'intégrer et de mettre jour les données satellitaires ainsi que de développer des approches d'automatisation qui permettront à l'algorithme de cartographie ainsi qu'à l'outil probabiliste IcePAC de se maintenir automatiquement à jour.

ANNEXES

Annexe 1 : Interface web interactive IcePAC

Suite aux développements des approches de cartographie et de modélisation, une interface de diffusion du contenu généré a été conçue dans le cadre de cette recherche doctorale. Elle est constituée d'une facade web, basée sur l'outil OpenLayers et d'un serveur de données géospatiales, basé sur l'outil GeoServer. C'est via cette interface que les utilisateurs finaux ont accès directement aux données et peuvent interroger ces dernières.

L'aspect client : Openlayers – Client cartographique web

OpenLayers™ est une librairie JavaScript utilisée pour afficher des données cartographiques dans les navigateurs web modernes, sans dépendance côté serveur. OpenLayers™ permet d'implémenter un API JavaScript™ pour construire des applications géographiques basées sur le web, similaires à Google Maps™ avec comme principale différence une licence libre de type BSD à 2 clauses (Initiative, 2013).

La création d'une carte est simple avec OpenLayers™. Pour mieux comprendre l'approche, deux concepts doivent être assimilés, le concept de « Map » et celui de « Layers ». Un « Map » sous OpenLayers™ conserve l'information au sujet de la projection cartographique utilisée, l'étendue de la carte à afficher, les unités de mesures utilisées et les autres paramètres permettant de définir l'environnement cartographique. Au sein de cet élément de type « Map », l'information cartographique thématique est constituée d'éléments de type « Layers ». Un « Layer » est une source de données thématiques.

La création d'un affichage OpenLayers™ repose sur du code HTML et PHP. Le code OpenLayers™ a comme avantage d'être facilement intégrable et peut pratiquement être intégré n'importe où dans une page web.

Trois éléments de base doivent figurer dans le code, une division HTML, les informations sur les éléments « Map » et « Layers » et un appel au script JavaScript OpenLayers. Les paramètres d'affichage telle la largeur, la hauteur et l'alignement de la carte peuvent être gérés grâce au code CSS associé à l'élément <div> du code HTML.

L'aspect serveur : GeoServer – Serveur de données géospatiales

GeoServer™ est un projet lancé en 2001 par *The Open Planning Project*, un organisme sans but lucratif basé à New York. Les fondateurs de GeoServer™ envisageaient

un web géospatial, analogue au World Wide Web (WWW) actuel, dans lequel un utilisateur pourrait recherche des données géospatiales facilement. Le serveur GeoServer™ est une plateforme côté serveur, qui est écrite en Java et permet aux utilisateurs de partager et d'éditer des données géospatiales hébergées. Créé pour une interopérabilité optimale, peu importe la plateforme, GeoServer™ publie les données des sources majeures grâce à un respect intégral des normes du monde géospatial de l'OGC. Geoserver™ est accessible via un interface web (figure A1) et est fourni avec une licence GNU General Public Licence (Stallman, 1991).

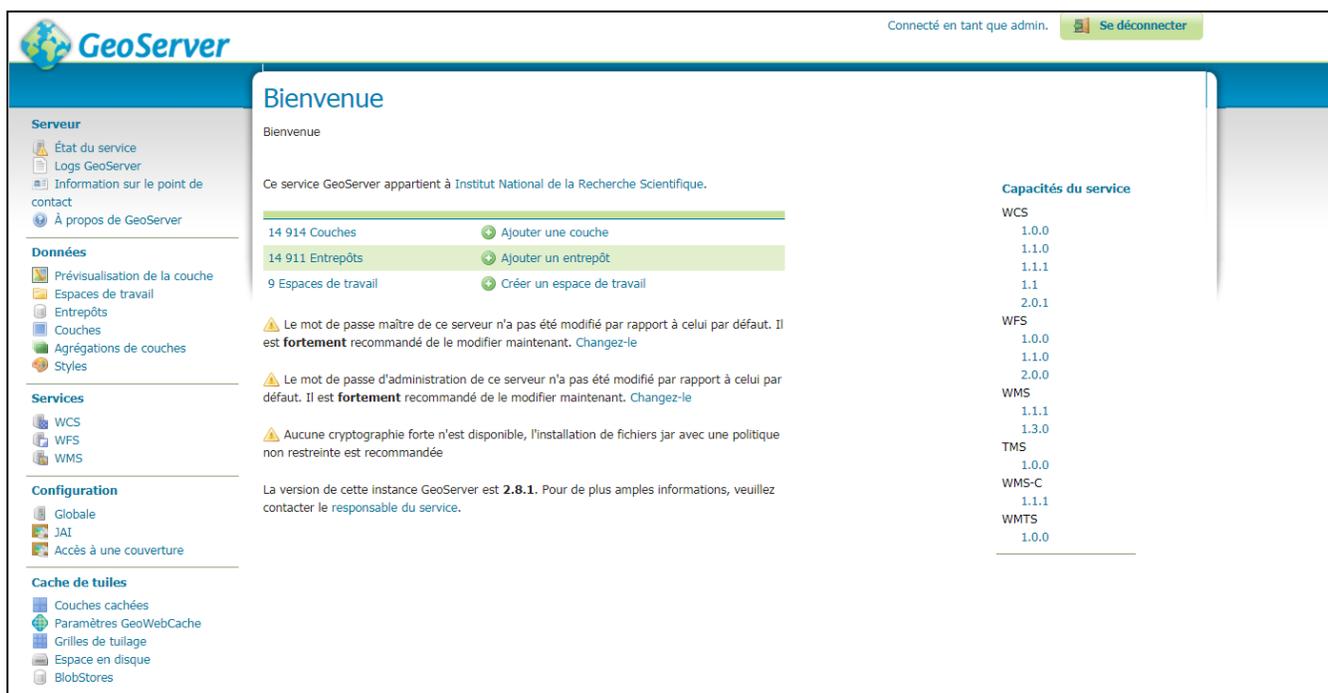


Figure A1 - Interface de gestion de GeoServer™

L'aspect utilisateur: Sondage auprès d'utilisateurs potentiels

Afin de permettre aux usagers intéressés de soumettre leurs propositions et commentaires au sujet de l'interface IcePAC ainsi que sur les données fournies, un sondage en ligne, ouvert à tous, a été créé par son concepteur. Depuis octobre 2015, il est disponible via l'interface IcePAC. Depuis l'ouverture du sondage, un total de 40 répondants a fourni de l'information pertinente pour guider les développements futurs de l'interface et des données. Ces informations permettent également de mieux cerner le domaine de spécialisation des usagers actuels et potentiels. Le sondage est constitué de sept (7) questions énumérées ci-dessous. Pour chaque question, les réponses ont été analysées et les résultats présentés dans les cinq figures suivantes (figures A2 à A5).

La figure A2 montre que les répondants proviennent de tous les milieux, le quart venant de l'entreprise privée, le quart des milieux gouvernementaux, et la moitié du milieu académique. Les répondants ont des expertises scientifiques ou techniques variées (figure A3) et les usages des cartes de glace vont de la gestion de la navigation commerciale (25% des répondants) à l'analyse des impacts du couvert glaciaire sur les infrastructures maritimes ou sur la faune (figure A4). Les sept principaux indicateurs sur les conditions du couvert glaciaire que plus de 50% des usagers aimeraient retrouver dans l'interface IcePac sont (figure A5) :

- La durée de la saison sans glace (72.5%);
- La durée de la saison avec glace (70%);
- La date la plus probable de la première présence de glace (67.5%);
- La date la plus probable de la dernière présence de glace (67.5%);
- Le jour le plus probable de l'englacement complet (57.5%);
- Le jour le plus probable de fonte complète (55%);
- La date la plus probable à laquelle les infrastructures maritimes seront libres de glaces (55%).

Au niveau des cartes et données, les usagés sondés ont indiqué leur intérêt pour les données (figure A6) selon l'ordre suivant (en ordre d'utilité potentielle) :

- Cartes de présence de glace à une résolution spatiale de 250 m (IceMap250);
- Cartes de probabilités de concentrations de glace à une résolution spatiale de 12.5 km (Outil IcePAC);
- Séries temporelles des concentrations de glace (OSI-409 et OSI-430);
- Cartes de probabilités futures de concentrations de glace à une résolution spatiale d'environ 40 km basées sur les modèles climatiques (CanRCM4).

1. Dans quel milieu œuvrez-vous ?

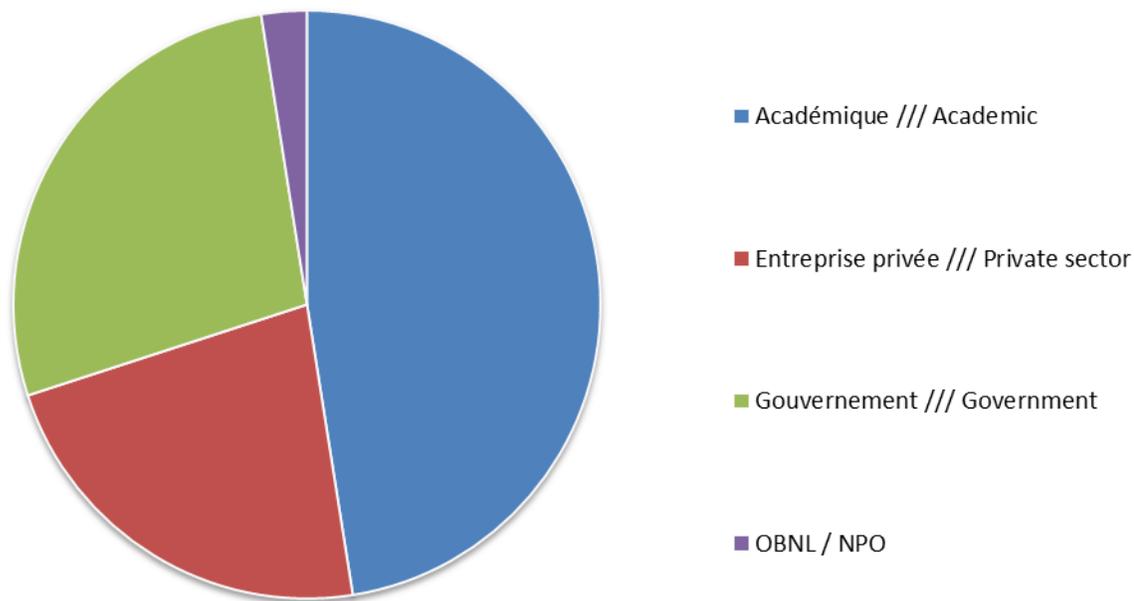


Figure A2: Milieu de travail des répondants au sondage. Le quart provient de l'entreprise privée, le quart des milieux gouvernementaux et la moitié du milieu académique.

2. Quel est votre champ d'expertise ?

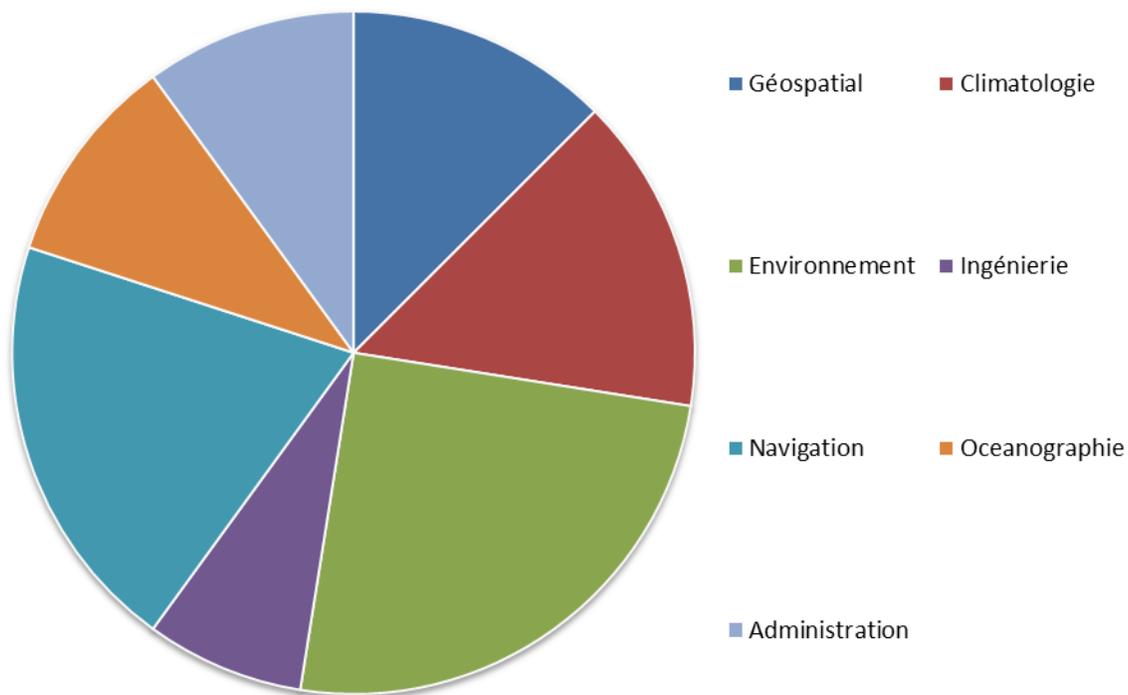


Figure A3: Expertises variées des répondants au sondage

3. Quel usage principal faites-vous des informations sur les glaces de mer ?

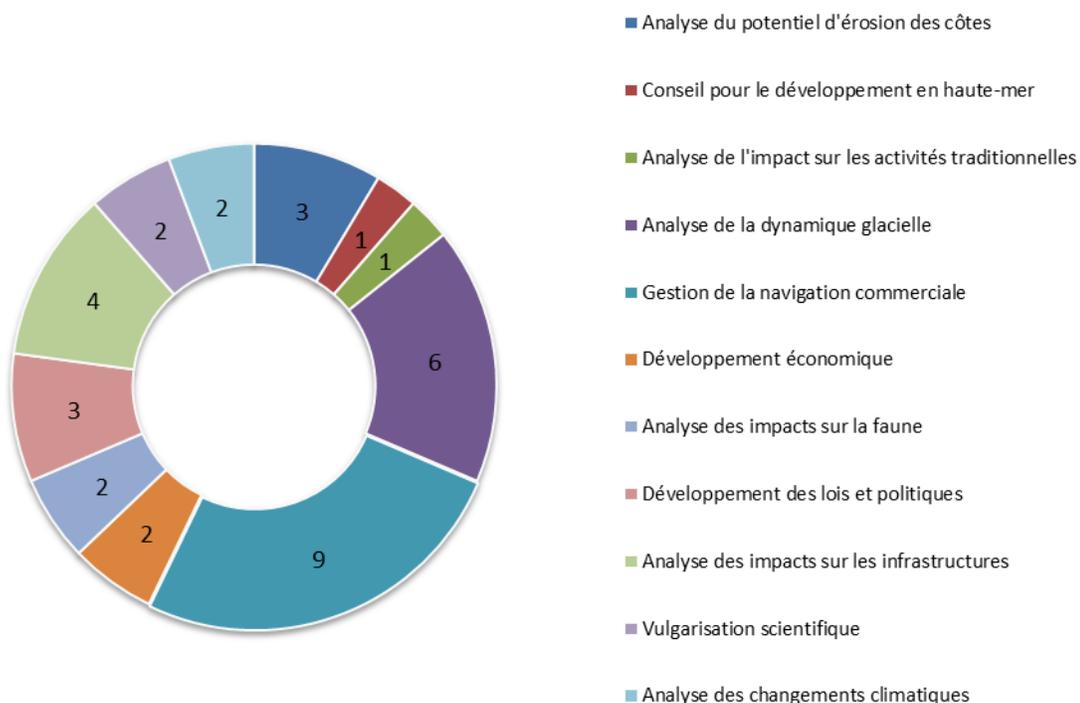


Figure A4: Usages diversifiés des informations sur les glaces de mer des répondants au sondage.

4. Quels indicateurs sur les conditions de glace aimeriez-vous trouver sur l'interface IcePac ?

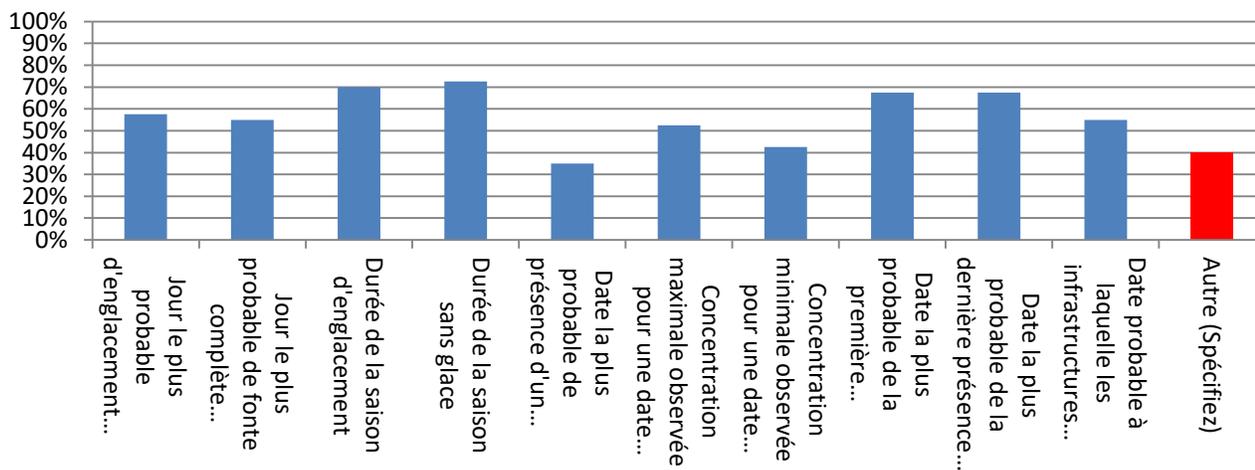


Figure A5: Indicateurs souhaités sur l'interface IcePAC selon les répondants au sondage

5. Quels types de cartes produites par IcePAC vous seraient le plus utiles ? (1 étant le plus utile, 5 étant le moins utile)

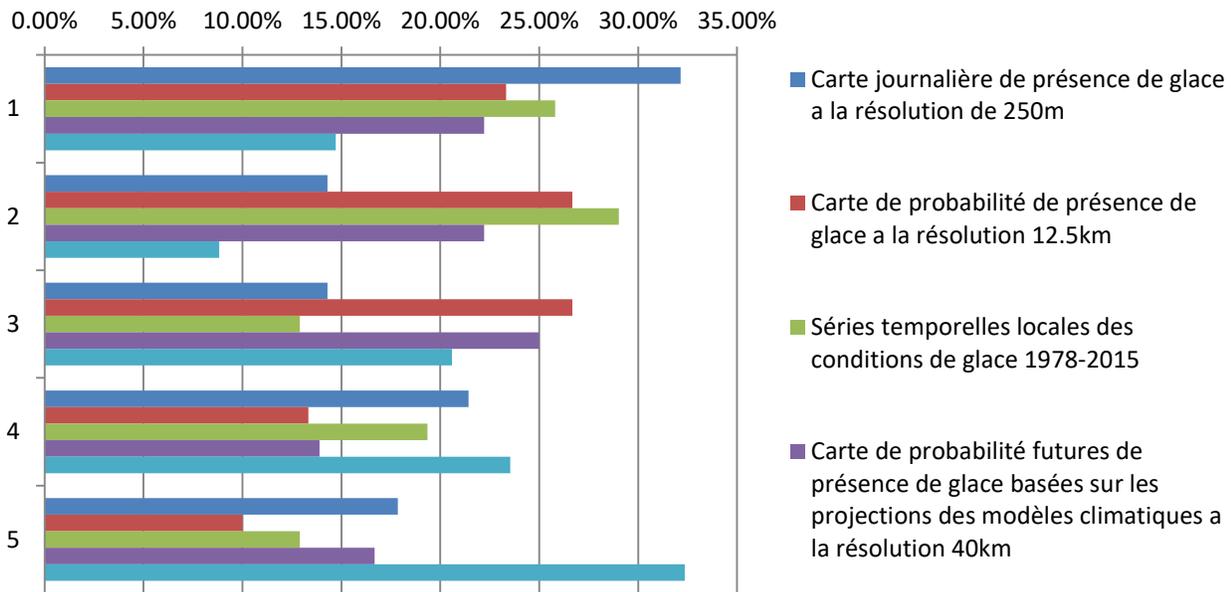


Figure A6: Classification de l'utilité (1 étant la plus utile, 5 la moins) des cartes produites par IcePAC selon les répondants au sondage

La sixième question demandait de laisser leurs coordonnées s'ils souhaitaient être tenus au courant des développements d'IcePAC. Le sondage se terminait en leur donnant l'opportunité de donner leurs commentaires, suggestions et idées pour le développement d'IcePAC. Les informations suivantes ont été recueillies;

- Il serait fort pertinent d'aller chercher des informations sur l'épaisseur des glaces.
- Il serait pertinent d'illustrer le lien entre les concentrations de glace et les concentrations en GES.
- Il est important que les produits soient diffusés dans un format interopérable, voire plusieurs formats.
- Une disponibilité en temps quasi-réel rendrait le produit avantageux pour la gestion des risques côtiers.
- L'utilisation de données de modèles climatiques à 40km s'avère malheureusement peu utile considérant la résolution grossière des données.

L'interface en ligne : IcePAC

Pour la diffusion efficace des données découlant de cette recherche doctorale, une interface basée sur les outils OpenLayers™ et GeoServer™ a été bâtie avec la collaboration des stagiaires ayant participé au projet. Elle est hébergée sur les serveurs de l'INRS-ETE.

L'interface (figure A7) permet aux utilisateurs d'afficher et d'interroger les cartes de présence de glace produites avec l'algorithme IceMap250 et de consulter les cartes de probabilités d'occurrence ou de concentration produites avec l'outil IcePAC.

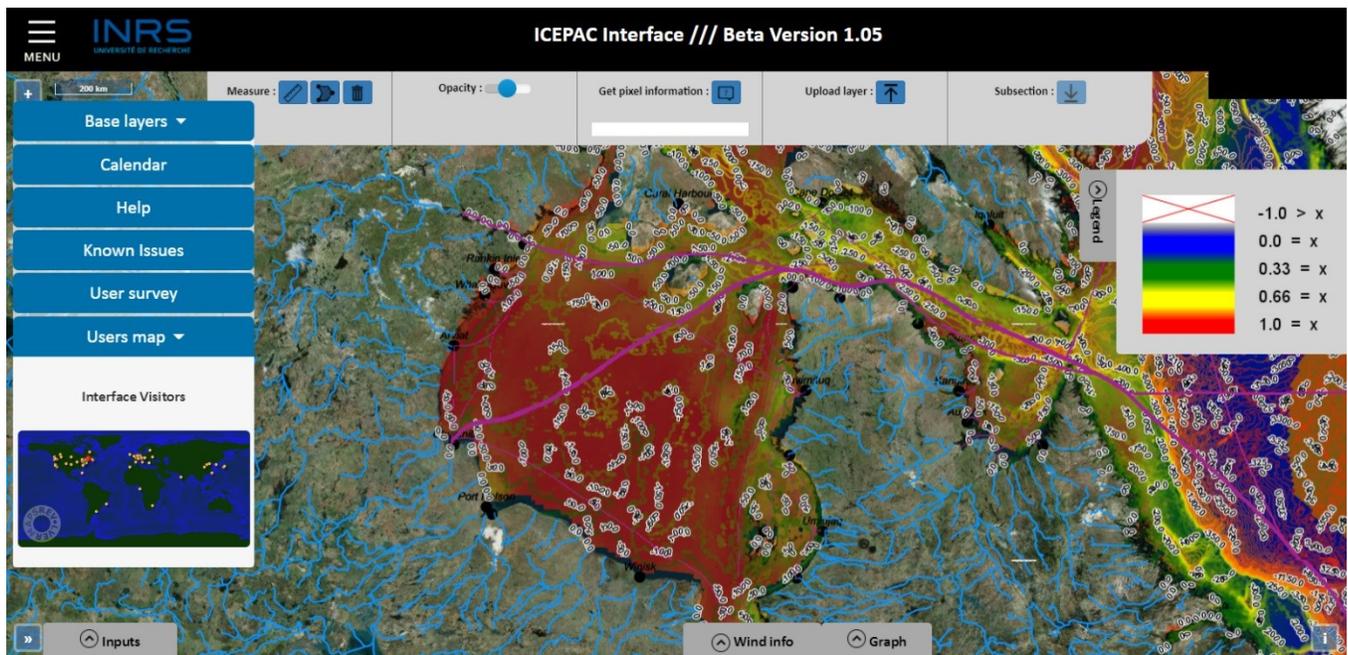


Figure A7 - Interface IcePAC, disponible au <https://icepac.ete.inrs.ca>

Annexe 2 : Article en évaluation portant sur IcePAC

Information sur la contribution

Citation : Gignac, C., Bernier, M., and Chokmani, K.: IcePAC – a Probabilistic Tool to Study Sea Ice Spatiotemporal Dynamic: Application to the Hudson Bay area, Northeastern Canada, The Cryosphere Discuss., <https://doi.org/10.5194/tc-2018-178>, in review, 2018.

Cet article est disponible en accès ouvert à l'URL :

<https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2018-178/>

Résumé en français

Une connaissance et une évaluation fiables des conditions de la glace de mer et de leur évolution dans le temps constituent une priorité pour de nombreux décideurs dans les domaines de la gestion et de l'ingénierie côtière et offshore ainsi que dans la navigation commerciale. À ce jour, d'innombrables projets de recherche visant à modéliser et à cartographier les conditions passées, présentes et futures de la glace de mer ont été réalisés à l'aide de modèles numériques, de modèles statistiques, de suppositions éclairées ou d'imagerie de télédétection. À partir de ces recherches, des informations fiables permettant de comprendre l'évolution de la glace de mer dans l'espace et dans le temps sont à la disposition des parties prenantes. Cependant, aucune recherche n'a, à ce jour, évalué l'évolution de la couverture de glace de mer avec une approche de modélisation des fréquences, en identifiant la distribution théorique sous-jacente décrivant le comportement de la glace de mer à un moment donné dans l'espace et dans le temps. Ce projet suggère la mise au point d'un outil probabiliste, appelé IcePAC, basé sur la modélisation fréquentielle de cartes historiques de concentrations de glace tirées de hyperfréquences passives entre 1978 à 2015 provenant du produit EUMETSAT OSI-409, afin d'étudier le comportement spatio-temporel de la banquise dans les eaux du système de la baie d'Hudson dans le nord-est du Canada. Les modèles à l'échelle des cellules de grille sont basés sur la distribution bêta généralisée et générés à une résolution temporelle hebdomadaire. Les résultats ont montré une cohérence avec les dates moyennes de gel et de fonte de l'atlas climatique des glaces de mer du Service canadien des glaces 1981-2010 pour de nombreuses communautés côtières de la zone d'étude et ont montré qu'il est possible d'évaluer une gamme

d'événements plausibles, tels que les événements les plus courts et la plus longue durée probable de saison libre de glace, pour tout emplacement donné sur le domaine de simulation. Les résultats obtenus dans le cadre de ce projet ouvrent la voie à diverses analyses sur les schémas de distribution spatiotemporelle des concentrations de glace de mer qui gagneraient en contenu et en valeur en s'appuyant sur le type d'informations probabilistes et de données de simulation disponibles dans l'outil IcePAC.

Contribution des auteurs

Charles Gignac : Rédaction et révision de l'article. Définition du design de recherche, des développements, des tests et des procédures de validation. Interprétation des résultats.

Monique Bernier : Révision de l'article. Définition du design de recherche. Interprétation des résultats.

Karem Chokmani : Révision de l'article. Définition du design de recherche.

Commentaires des réviseurs

Un total de 5 réviseurs ont participé au processus de révision par les pairs ouvert du journal « The Cryosphere ». Les corrections demandées portaient particulièrement sur des éclaircissements sur les bases théoriques de la méthodologie et sur certains termes et expressions utilisées en langue anglaise.

ARTICLE EN RÉVISION (version du 10 décembre 2018)

**ICEPAC – A PROBABILISTIC TOOL TO STUDY SEA ICE SPATIOTEMPORAL DYNAMIC:
APPLICATION TO THE HUDSON BAY AREA**

Charles Gignac^{1,2}, Monique Bernier^{1,2}, Karem Chokmani^{1,2}

1 : Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement

490 rue de la Couronne, Québec, Québec, G1K 9A9, Canada

2 : Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price,

2405 rue de la Terrasse, Local 1202, Québec, QC G1V 0A6, Canada

Abstract

A reliable knowledge and assessment of the sea ice conditions and their evolution in time is a priority for numerous decision makers in the domains of coastal and offshore management and engineering as well as in commercial navigation. As of today, countless research projects aimed at both modelling and mapping past, actual and future sea ice conditions were realized using sea ice numerical models, statistical models, educated guesses or remote sensing imagery. From these research, reliable information helping to understand sea ice evolution in space and in time are available to stakeholders. However, no research has, as of today, assessed the evolution of the sea ice cover with a frequency modelling approach, by identifying the underlying theoretical distribution describing the sea ice behaviour at a given point in space and time. This project suggests the development of a probabilistic tool, named IcePAC, based on frequency modelling of historical 1978–2015 passive microwave sea ice concentrations maps from EUMETSAT OSI-409 product, to study the sea ice spatiotemporal behaviour in the waters of the Hudson Bay System in Northeastern Canada. Pixel scale models are based on the generalized Beta distribution and generated at a weekly temporal resolution. Results showed coherent with the Canadian Ice Service 1980–2010 Sea Ice Climatic Atlas average freeze-up and meltdown dates for numerous coastal communities in the study area and showed that it is possible to evaluate a range of plausible events, such as the shortest and longest probable ice free season duration, for any given location on the simulation domain. This innovative research opens a path towards various analyses on sea ice dynamics that would gain in informative content and value by relying on the kind of probabilistic information and simulation data available from the IcePAC tool.

Introduction

Numerous scientific projects recognized the link between climate change and changes in the spatiotemporal sea ice distribution (Andrews *et al.*, 2017, Cavalieri *et al.*, 2012, Comiso, 2002, Comiso, 2011, Comiso *et al.*, 2008, Gloersen *et al.*, 1998, Johannessen *et al.*, 2004, Rothrock *et al.*, 1999, Stocker, 2014, Stroeve *et al.*, 2007, Stroeve *et al.*, 2014, Stroeve *et al.*, 2012a, Wang *et al.*, 2009). The climate change in the Arctic (60°N–90°N) is expected to be, on average, 1.9 times greater than the global mean warming (Winton, 2006) and this "Arctic amplification" is expected to strengthen in coming decades (Serreze *et al.*, 2011). In this changing environment, an adequate and efficient monitoring of sea ice is of key importance to better understand the climate and its impacts on marine and coastal areas

(Barnhart *et al.*, 2014, Bintanja *et al.*, 2014, Davies *et al.*, 2014, Holland *et al.*, 2006, Kowal *et al.*, 2017, Manabe *et al.*, 1995, Overeem *et al.*, 2011, Peterson *et al.*, 2002, Rahmstorf, 1995, Rahmstorf *et al.*, 1999, Vermaire *et al.*, 2013), on the security of economical and logistical activities in northern communities (Aksenov *et al.*, 2017, Andrews *et al.*, 2017, Ho, 2010, Lasserre *et al.*, 2011, Liu *et al.*, 2010), on arctic marine fauna protection (Bhatt *et al.*, 2010, Castro de la Guardia *et al.*, 2013, Darnis *et al.*, 2012, Laidre *et al.*, 2015, Post *et al.*, 2013, Wassmann *et al.*, 2011) and on the traditional way of life of Inuit communities (Durkalec *et al.*, 2015, Laidler *et al.*, 2010).

To understand and appreciate the role of the sea ice cover regarding climate, marine and coastal environment management, fauna protection and the cultural traditions of northern communities, access to informative and reliable sea ice spatiotemporal distribution information is fundamental. Engineers, stakeholders, Inuit and northern populations, navigators and scientists must be able to quantify hazards related to the sea ice cover in order to efficiently evaluate, anticipate and minimize the risks of usage, building and exploitation in marine and coastal areas. Given the increase in activity like tourist cruises, shipping and mining observed in the Arctic and the North (Dawson *et al.*, 2018, Lasserre *et al.*, 2011, Pizzolato *et al.*, 2016), one can expect the demand in information to also increase. For example, engineers could make use of the probabilistic data to assess the potential duration of sea ice presence at an infrastructure they are planning to build; mariners could use the data to estimate the best departure date from their attach port to reach their final destination according to a certain sea ice concentration probability threshold; fauna specialists could use the data to estimate the risk encountered by species dependent of sea ice cover for their fitness, such as polar bears and seals; and finally, Inuit communities could use the tool to evaluate if their planned travel routes are risky for a given period of the year given the known history of the sea ice spatiotemporal behaviour.

Despite a large number of Earth Observation datasets on the sea ice cover, only a few provide both high temporal and spatial resolution. National ice services, such as the Canadian Ice Service (CIS), provide the users with sea ice conditions climatology that are a reliable source of descriptive statistics on the sea ice spatiotemporal behaviour, such as the average freeze-up or maximum extent date. The CIS also provides daily and weekly regional ice conditions maps that inform on the observed concentrations and ice development stage reached by sea ice, as well as detailed sea ice conditions reports, for all regions of the

Canadian Arctic. These maps and reports are created by experienced and skilled professional sea ice analysts who make use of diverse sources of sea ice information such as radar, optical and passive microwave imagery in combination with in-situ observations to prepare their analyses (Iacozza, 2000). However, even if the CIS data and other national ice services products do provide probabilistic information, these datasets do not carry information on the nature of the underlying statistical distributions of sea ice parameters, such as sea ice concentration (SIC%), at any given point.

To build a probabilistic model of sea ice concentrations, historical information are needed and must answer specific needs such as long-term availability, reliability, large spatial coverage and high temporal frequency. As visible imagery is largely affected by the cloud coverage, especially prominent in the Arctic, it is not a reliable source of information to build our model. In spite of its independence on atmospheric conditions, SAR imagery doesn't provide a sufficient spatial coverage for our purpose. Therefore, passive microwave observation turned out to be the compromise dataset that, even if its resolution is coarse, provides daily data for the entire arctic and for which historical data is available since 1978. By exploring an innovative probabilistic sea ice concentrations modelling avenue, this study proposes a tool, named IcePAC, to characterize the underlying statistical distributions of the SIC% at any point in the Hudson Bay System (Saucier *et al.*, 2004) based on historical passive microwave remote sensing data from 1978 to 2015. These data are then used to analyse the spatiotemporal behaviour of SIC% in the Hudson Bay area with a probabilistic perspective and compared to the CIS climatology.

The Hudson Bay System

The study area is the Hudson Bay System (HBS), consisting of Hudson Bay, Hudson Strait, James Bay and Foxe Basin (Fig. A8). The HBS is surrounded by the three Canadian provinces of Quebec, Ontario, Manitoba and the territory of Nunavut. It is the largest inland sea on Earth, with a total area of 1 300 000 km² (Etkin, 1991, Gagnon *et al.*, 2005a, Martini, 1986) and is located in both subarctic and arctic regions. An estimated 20 % of the flux of freshwaters to the Arctic Ocean are thought to come from rivers flowing into the HBS, which represents 900 km³/yr⁻¹ (Déry *et al.*, 2004, Déry *et al.*, 2005). It is connected to the Labrador Sea by the Hudson Strait while waters from the Arctic Ocean flow through Hecla and Fury Strait to the Foxe Basin (Prinsenbergh, 1986) and it is characterized by shallow depths of less than 100 m in the Foxe Basin, of a maximum of 125 m in the Hudson Bay and of more than

200 m in the Hudson Strait (Jones *et al.*, 1994). It has cyclonic currents generated mostly by winds, with a maximum intensity in November (Saucier *et al.*, 2004).

A large number of researches has been done to document the average sea ice behavior in the HBS (CIS, 2013, Gagnon *et al.*, 2005a, Gagnon *et al.*, 2005b, Hochheim *et al.*, 2010, Hochheim *et al.*, 2014, Kowal *et al.*, 2017, Maxwell, 1986), which goes every year through a complete freeze-thaw cycle. The sea ice cover in the HBS is primarily constituted of first-year ice, with the exception of traces of multi-year ice drifting in the Foxe Basin (CIS, 2013, Etkin *et al.*, 1993). The sea ice cover initially forms in the northwestern part of the HBS near Southampton Island in late November and progresses towards the southeastern part of the HBS (Hochheim *et al.*, 2014, Maxwell, 1986) to finally cover most of the HBS in late December. Sea ice maximum extent in the HBS is usually achieved in April (Gagnon *et al.*, 2005b), after which the melt begins in May along the northwestern shoreline of the HBS. The melt progresses from the shores toward the center of the Hudson Bay which usually results into an agglomerate of sea ice in the southcentral part of the Hudson Bay in late July (CIS, 2013). In summary, the HBS is, on average, frozen in late December and free of ice in mid-August (Mysak *et al.*, 1996, Wang *et al.*, 1994).

Many authors have studied the trends in sea ice cover extent for the Hudson Bay area (Galbraith *et al.*, 2011, Hochheim *et al.*, 2014, Tivy *et al.*, 2011). Among them, Tivy *et al.* (2011) arrived to the conclusion that the Hudson Bay area was affected by some of the strongest downward trends regarding the ice season duration in the entire circumpolar Arctic. Confirming the results of Tivy *et al.* (2011), Hochheim *et al.* (2014) measured trends of the open water seasons duration comparing a 1996–2010 with a 1980–1995 climatology based on a modified Comiso SIC% dataset. Their results showed lengthening of ice free seasons in Foxe Basin, Hudson Strait and Hudson Bay, respectively of 3.5, 4.9 and 3.1 weeks. It is worth to note that, since the HBS is in its most parts covered by first year ice, the natural variability of the sea ice conditions is considerable since it is mostly driven by warming temperatures, but also by changes in atmospheric circulation (Mudryk *et al.*, 2018).

Ice thickness during winter in the HBS range from 1 to > 2.5 m according to numerical modelling studies, though, as reported by Landy *et al.* (2017), these studies do not agree on the spatial distribution of sea ice. Gough *et al.* (2004) identified an east-west asymmetry in long-term trends of sea ice thicknesses in the HBS using drill-hole measurements acquired between 1960 and 2000. These trends show a tendency of thickening on the western side (+

0.1 – 1.5 cm yr⁻¹) of Hudson Bay while the eastern side shows, on the opposite, a trend towards a thinning ice pack (-0.5 – 0.8 cm yr⁻¹).

Polynyas are also present in the HBS, such as the northwestern Hudson Bay polynya between the western coast of Hudson Bay and Southampton Island that forms occasionally throughout the winter and spring (Gough *et al.*, 2004), the Hecla, Fury Strait and Hall Beach polynyas (Barber *et al.*, 2007), located in northwestern parts of the Foxe Basin and the Cape Dorset polynya which is a shore lead polynya (Stirling, 1980).

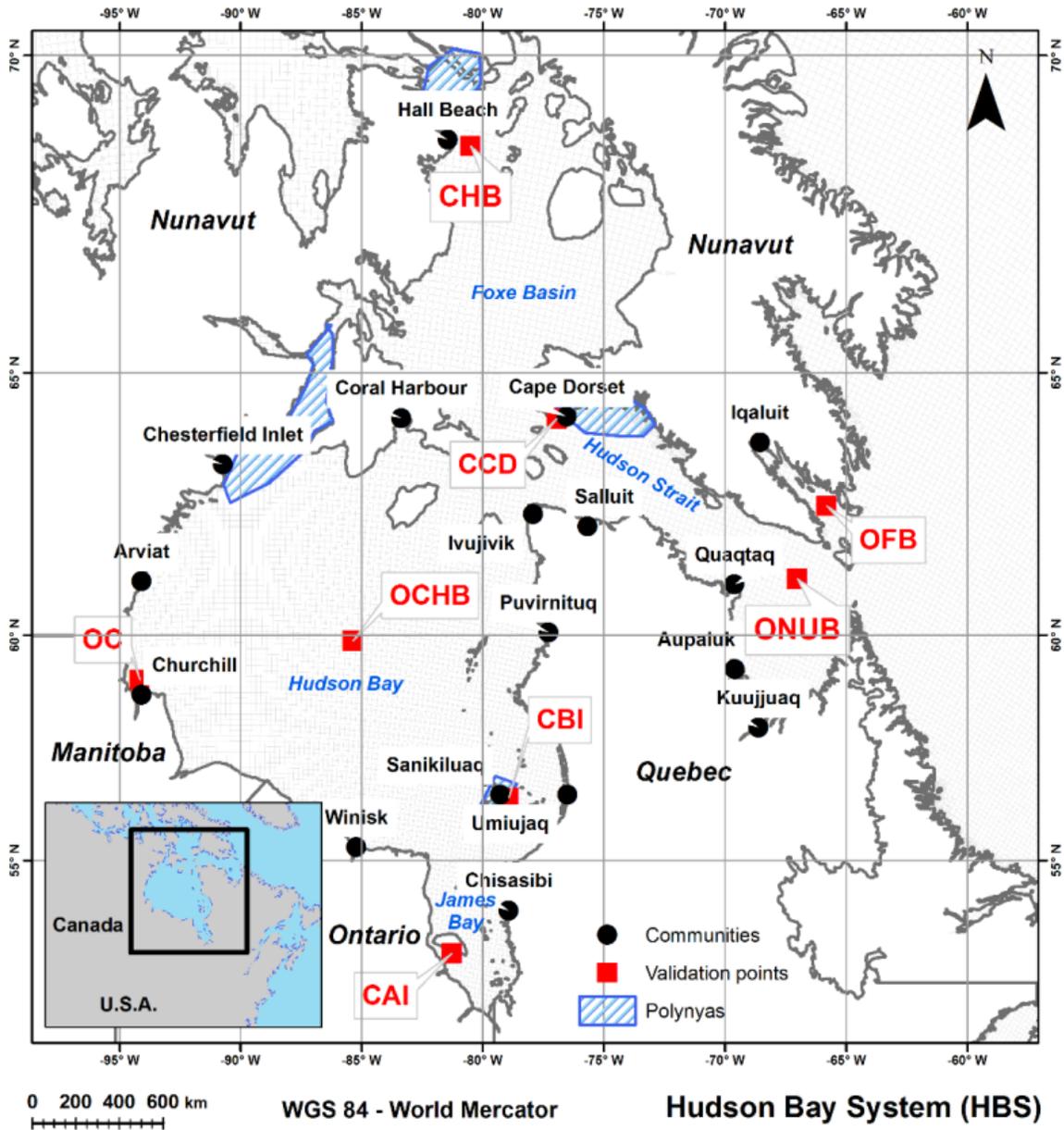


Figure A8 - The Hudson Bay System with communities, model validation points and polynyas

Data and methods

Sea ice extent has displayed an important decline in the last decades (Cavalieri *et al.*, 2012), as it can be observed with remote sensing data, such as passive microwave acquired since 1978. Another important source of information on the sea ice cover are model predictions which come from deterministic models (Hunke *et al.*, 2017, Rousset *et al.*, 2015, Weaver *et al.*, 2001), based on dynamical and thermodynamic equations evolving in synergy inside a modelling framework, or from statistical models, based on statistical tools such as simple and multiple regression analysis (Ahn *et al.*, 2014, Drobot, 2007, Pavlova *et al.*, 2014) to explain an expected sea ice parameter value (e.g. sea ice extent, sea ice area, sea ice concentration, sea ice thickness).

Another statistical approach, focusing on the estimation of the probabilities of occurrence of specific sea ice related events, has been used in recent research (Dirkson, 2017, Rajak *et al.*, 2015). It is achieved either by using the simple count method (e.g. an event occurred four times in the last ten years, which corresponds to a 40 % probability of occurrence) or by using the frequency modelling method, which consists of adjusting a theoretical distribution to a series of observations, consequently defining the plausible sea ice events for the entire range of probabilities (i.e. $p = 0$ to 100 %). In this research, the frequency modelling method is used on series of passive microwave historical SIC% remote sensing data to adjust distributions to a total of 20 738 grid cells or sites within the HBS (i.e. the spatial dimension) for each of the 52 weeks of the year (i.e. the temporal dimension), resulting in a total of 1 078 376 distribution fits.

The datasets used and protocols followed in the IcePAC tool to model SIC% distributions at every grid cell in the HBS are described in the following sections.

Sea ice concentration dataset

Sea ice concentration is defined as the proportion of sea ice covering a predefined area, expressed as a percentage. In remote sensing, this predefined area is represented by a grid cell. The choice of a SIC dataset for frequency modelling in our study is highly influenced by the extent of the HBS (1 300 000 km²) and has been made to ensure uniformity and continuity of the series used for analysis.

Multiple SIC datasets are generated using either visible/thermal, SAR or passive microwave remote sensing. As the objective of the IcePAC tool is to provide the capacity to evaluate the spatiotemporal evolution of the SIC, the source of data needed to ensure a

complete coverage of the HBS (i.e. the spatial dimension) and to ensure continuity in the series (i.e. the temporal dimension). A passive microwave dataset was chosen as it meets these two needs.

The OSI-409 – Reprocessed Global Sea Ice Concentration dataset (Eastwood *et al.*, 2015, Tonboe *et al.*, 2016) was selected as it enables the reconstitution of SIC series on more than 30 years with a 12.5 km grid size and is processed with a unique hybrid SIC algorithm. The hybrid algorithm uses only the information taken from the Bootstrap algorithm (Comiso, 1995) when $SIC < 70\%$, linearly weights the SIC estimated by the Bootstrap and Bristol (Smith, 1996) algorithms when $70\% < SIC < 90\%$ and uses only the information from the Bristol algorithm when $SIC > 90\%$. Another passive microwave based SIC% dataset is used in this study as comparison dataset, the OSI-430, and its only difference from OSI-409 is that it uses SSM/I data obtained from NOAA instead of recalibrated SSM/I data from RSS (Remote Sensing Systems). The difference in the resulting SIC% product is, according to Eastwood *et al.* (2015), expected to be minimal.

In OSI-409, the passive microwave channels used for ice concentration mapping have foot-print sizes ranging from 56 km for the 19GHz channels to 33km for the 37GHz channels. As SIC% values are represented on 12.5 km grid cells in the OSI-409 and 430 products, inputs of different resolutions are combined using a gridding procedure that loads all passive microwave observations within the period of a day for a 12.5 km grid cell (centred on 12:00 UTC) and averages them using a weighting value (dependent on the distance between the observation and the centre of the grid cell) and an influence radius, (dependent on the passive microwave channel resolution). A detailed explanation of the method is provided in Eastwood *et al.* (2015).

It is important to note that passive microwave SIC% datasets are known to be affected by diverse error factors such as a land spill-over effect along coasts that triggers false higher SIC% estimation if not taken into account. To mitigate the errors caused by this phenomena, a coastal correction is applied to the data with a method inspired from Cavalieri *et al.* (1999). This method first calculates monthly average SIC% for all months and finds the minimum ice concentration from these averages. This minimum is then used to correct the ice concentration values in the coastal zone if adjacent non-coastal grid points are ice free. Also, a climatological maximum extent masking is done to mask out erroneous ice outside areas where sea ice is ever likely to occur using a sea ice extent monthly climatology from the

NSIDC (National Snow and Ice Data Center) (NSIDC, 2013).

Another error factor with passive microwave is data gaps which can occur either in the form of missing scan lines, missing orbits and polar observation hole. As reported by Eastwood *et al.* (2015), these gaps, when small, can be corrected by simple interpolation. However, when facing large gaps, a blurring effect appears in the interpolated area. To correct this effect, an interpolation approach using the information from the past and next days is used in the OSI products. And last but not least, the effect of ponds appearing during the melt is that the resulting maps tend to underestimate SIC% during summer since there is confusion between open water areas and melt ponds on top of sea ice. Finally, another underestimation of the SIC% results from thinner ice types who do not act as a radiometric insulator for the passive microwave frequencies around 19 and 37 GHz that are the base of the OSI-409 and OSI-430 datasets (Eastwood *et al.*, 2015).

These different error sources in the process of estimating SIC% using passive microwave imagery are known to have an impact on the reliability of the data, especially during the freeze-up and the melt periods, as brought forward by Agnew *et al.* (2003) who noticed that the underestimation of ice extent in the Hudson Bay during summer, when compared to CIS maps, could go up to $43.5 \pm 27.9\%$ (while considering the CIS data as ground truth). Since the HBS is an area where new ice forms every year, this systematic underestimation from passive microwave data must be kept in mind.

The data has been clipped to the HBS extent using the Natural Earth (NaturalEarth, 2014) vector dataset with an estimated spatial resolution of 500 m (Wessel *et al.*, 1996), well beyond the resolution of the OSI-409 and OSI-430 datasets. As the coasts of the HBS are highly dynamic, other datasets could have been used such as the CanVec product from Natural Resources Canada which is updated regularly. However, considering the 12.5 km grid size, the Natural Earth product was chosen.

Frequency modelling

The IcePAC tool uses frequency modeling to describe the underlying SIC% probability distribution at a given site with a simplified model fitted on historical SIC data. The first step in this approach is to build the time series of historical data, then to ensure their quality using preliminary tests and finally to identify and fit the model on the data (Fig. A9).

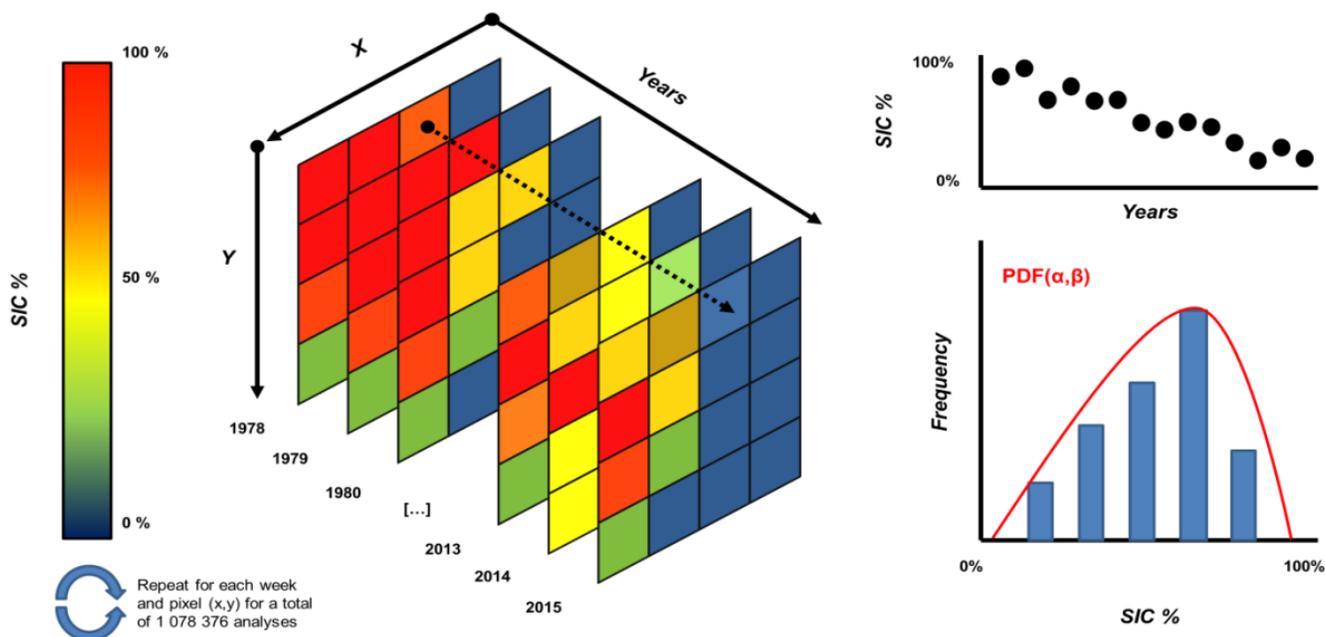


Figure A9 - The process of frequency modelling from series building to model fit. On the left, the SIC% data stacking and series building for every pixel in the simulation domain, on the upper right, an example of a unique site complete series plotted, and on the lower right an example of model fit (Beta) to the density distribution of the SIC% values in the series with the α and β model parameters.

Building the sea ice concentration (SIC) series

The SIC series are built to represent the SIC state for a specific week, for all years between 1978 and 2015. It is on these series that we adjust a theoretical distribution to estimate the probabilities of SIC related event. First, the daily OSI-409 data have to be averaged every 7 days to create weekly datasets. This operation is made following a 365-days “no-leap” calendar convention (i.e. every year has 365 days), separated in 52 weeks (December 31st is included in week 52). Second, the data for each week number are stacked in chronological order, from 1978 to 2015.

Preliminary tests

Series have to go through a set of preliminary tests to assess their stationarity, homogeneity and independence, assuring they are suitable for frequency modelling. The tests used in IcePAC are the Mann-Kendall test for stationarity (Mann, 1945), the Wald-Wolfowitz test for independence (Wald *et al.*, 1940) and the Wilcoxon test for homogeneity (Wilcoxon, 1945).

Series are considered independent if the subsequent unique SIC observations have no

incidence on one another; they are considered homogeneous if they are reputed to be from the same distribution and; they are stationary if they are not affected by a trend. In the case of a detected non-stationarity, the trend is modeled and subtracted from the series (Cave *et al.*, 1914).

All the time series, either original or detrended in regards to the Mann-Kendall test, satisfied the preliminary tests for signification level of $\alpha = 0.05$.

Trend estimation and removal

The estimation of a trend on a percentage data series has the particularity that the trend must, in order to be coherent with the physics of the studied phenomenon, be bounded in a $[0,1]$ domain (Baum, 2008). In other words, we must ensure we do not measure a trend that generates SIC values larger than 100 % or smaller than 0 %. To guarantee the respect of this criterion, a generalized linear model with a logit link function has been used to estimate the trend. The logit link function linearizes the SIC values using the logit transformation (Eq. E1) and it is on these transformed values that a linear regression of the form $\alpha x + \beta + \varepsilon$ is measured.

$$\text{logit}(SIC) = \ln(SIC/1 - SIC) \text{ where } SIC \text{ is defined on }]0,1[\quad (E1)$$

For the trend to be removed from the series, an inverse transformation (Eq. E2) must be applied to the estimated trend to bring back its logit values into SIC values.

$$SIC = \exp\left(\frac{\exp(\text{logit}(SIC))}{(1 + \exp(\text{logit}(SIC)))}\right) \quad (E2)$$

The removal of the trend in the time series ensures that we model the natural variability of the sea ice concentrations phenomenon, without any influence from the trend (Fig. A10). In IcePAC, the trend is modeled using the aforementioned method (GLM with logit link), then removed from the original SIC% data and finally the residuals are used to adjust the distribution model.

Once adjusted, the distribution models are used for queries, in conjunction with the trend that is taken into account to generate the final result. For example, one could ask for the probability of a specific SIC%. In such a case, the trend for the prediction year is first removed from the SIC% and the probability of the residual is then estimated from the distribution model. Inversely, one could ask for the SIC% for a given probability. In such case, the

probability is first used to get the corresponding residual value (representing the natural variability of sea ice) and the trend is afterward re-injected to obtain a realistic SIC% value. In both cases, the trend is managed to trigger the final results.

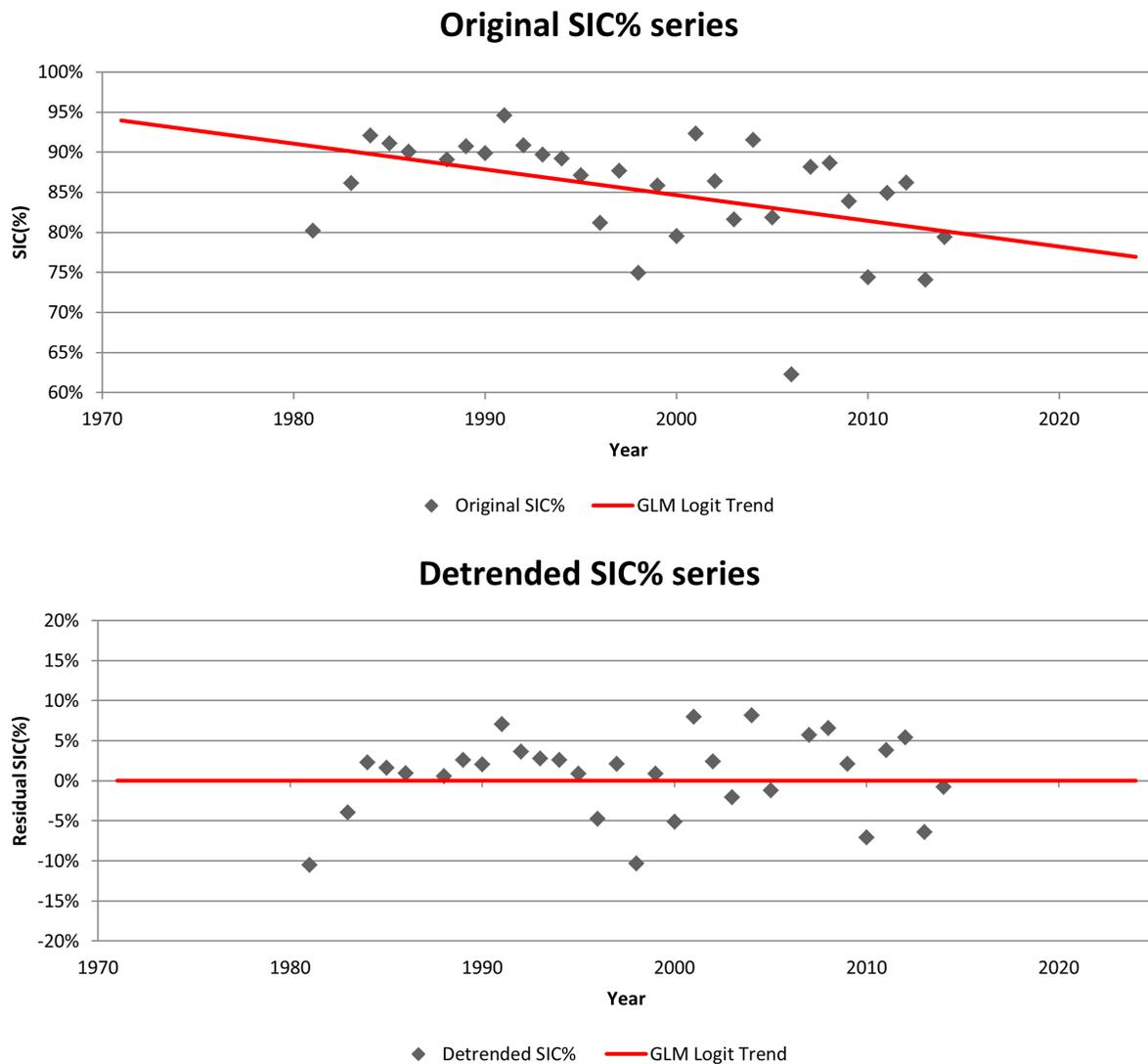


Figure A10 - The trend removal process applied to a SIC% time series for a coastal grid cell extracted from OSI-409 data for week 50

It is important to note that frequency analysis is not a projective approach but a predictive approach. In other words, IcePAC is not to be used to get an outlook of long-range future SIC% conditions (projection) but to assess what is expected for the short-term (prediction). As the trend will change in time with the addition of new SIC% data, the further we try to temporally expand our prediction, the more erroneous our probability estimates may be.

Distribution selection and fit

The selection of adequate candidate distributions to fit on the series is largely limited by the bounded nature of the data. The selected distribution has to be bounded to $[0,1]$ and be available in a generalized form in order to adapt to detrended series which are bounded to $[-1,1]$. Their generalized forms are to be used with the position parameter a fixed to -1 and the scale parameter b fixed at 2 , in coherence with the phenomenon. It must also present enough flexibility in shape to adapt to the different type of SIC series in the HBS domain. Two different distributions, the generalized Beta distribution and Johnson's SB distribution (Johnson, 1949), both bounded and displaying flexibility in shape, have been fitted on the series using the maximum likelihood estimator (MLE) (NIST, 2013) and compared by measuring the root mean square error (RMSE) between observations and adjusted curves as well as the Akaike Information Criterion (Akaike, 1998) and the Bayesian Information Criterion (Schwarz, 1978). The generalized Beta distribution (Eq. E3) has four parameters which are the p ($p > 0$) and q ($q > 0$) shape parameters, the position parameter $a = -1$ and the scale parameter $b = 2$. In Eq. E3, B is the Beta function. This distribution has been used before in climatology (Dirkson, 2017, Falls, 1974, Henderson-Sellers, 1978, Sulaiman *et al.*, 1999), in seismology (Lallemant *et al.*, 2015), to study air pollution (Nadarajah, 2008) and in hydrology (Chen *et al.*, 2017, Yao, 1974).

$$f(x) = \frac{(x-a)^{p-1}(b-x)^{q-1}}{B(p,q)(b-a)^{p+q-1}}, \text{ where } a \leq x \leq b; p, q > 0 \quad (\text{E3})$$

The Johnson's SB (Eq. E4) is, under its generalized form, a four parameters distribution, for which the γ and δ ($\delta > 0$) are the shape parameters, the parameter $a = -1$ is position and the parameter $b = 2$ is the scale. This distribution has been used before in meteorology (Cugerone *et al.*, 2015, Wakazuki, 2013), in forestry (Rennolls *et al.*, 2005) and in hydrology (D'Adderio *et al.*, 2016).

$$f(x) = \frac{\delta}{\sqrt{2\pi}} \frac{(b-a)}{(x-a)(b-x)} \left[-\frac{1}{2} \left\{ \gamma + \delta \ln \left(\frac{x-a}{b-x} \right) \right\}^2 \right], \text{ where } b, \delta > 0 \quad (\text{E4})$$

Two approaches were tested for distribution selection. The first approach considered fitting the distributions to the series according to their Mann-Kendall test results (i.e. managing detected trends only). The second approach considered fitting the distributions to

systematically detrended series (i.e. removing trend from every time series in the simulation domain) in order to ensure spatial coherency in the IcePAC outputs.

The use of a systematic trend removal approach is justifiable by the fact that natural phenomena are considered by nature non stationary (Lins, 2012, Rao *et al.*, 2012) and by the relative shortness of the series which can have an effect on the conclusions of the Mann-Kendall test (Hirsch *et al.*, 1982). Also, it is important to state that the frequency analysis approach is rarely used to generate spatialized results like it is in the IcePAC approach where every time series (linked to a specific location or grid cell) is processed as an individual station.

The two trend removal approaches, tested on 958 randomly chosen series, yielded similar conclusions. In 71.4 % of cases, the Beta distribution outperformed the Johnson's SB distribution. For the remaining 28.6 % adjustments where the Johnson's SB distribution did perform better, both the information criterion and the RMSE showed a non-significant difference with the Beta distribution. In light of these results and to preserve parsimony in IcePAC, it was decided to use only the Beta distribution for all series, for which a systematic trend removal was applied.

As expected, using an approach which systematically corrects for trends in time series before distribution fit improved the spatial coherency of the resulting probability maps generated by IcePAC (Fig. A11).

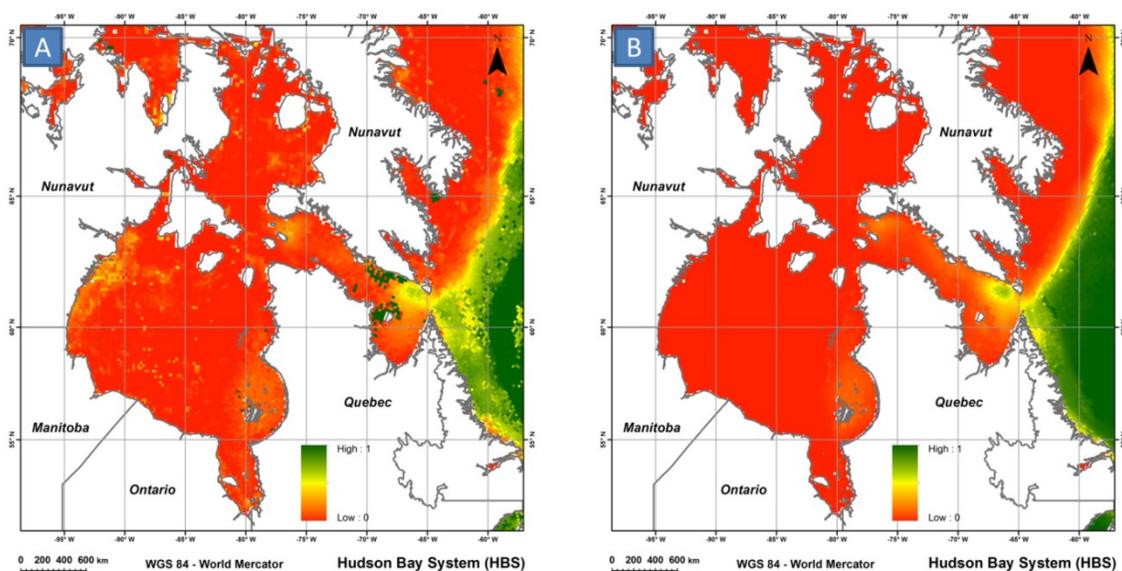


Figure A11 - Comparison of IcePAC results for non-systematic (i.e. based on Mann-Kendall test result) trend removal (A) and systematic trend removal (B), on the resulting map for the probability of observing a SIC < 50% on week #1

Model queries

Queries with the IcePAC tool are possible via three important functions resulting from the distribution fit, the probability density function (PDF), the cumulative distribution function (CDF) and the percent point function (PPF). These functions are obtained using the fitted parameters from the Beta distribution independently for each of the 20 738 grid cells in the IcePAC simulation domain.

The PDF is obtained by fitting a theoretical distribution on the frequency histogram of the SIC% observations. The selected distribution in IcePAC is the Beta distribution for which the parameters of Eq. (E3) were estimated using the MLE. The PDF informs on how probability is distributed between SIC% values and how it evolves.

Derived from the PDF, the CDF (Eq. E5) informs on the probability for a given range of SIC% values. It corresponds to the area under the PDF curve for a specific range of SIC values, usually from 0 % to SIC%_{MAX}. As a CDF example, one could query to know the probability of non-exceedance (p) for a sea ice concentration of 25 % (SIC_{MAX}) for week number 1 for the year to come.

$$F_x(SIC\%) = \int_0^{SIC\%_{MAX}} f_x(SIC\%) dt \quad (E5)$$

The inverse function of the CDF, the PPF (Eq. E6) estimates the SIC% value for a given probability of non-exceedance. As a PPF example, one could query to know the SIC%_{MAX} for a probability of non-exceedance of 55 % for week number 1 for the year to come.

$$Q = F^{-1}(p) \quad (E6)$$

Since the IcePAC fits are made on detrended series (e.g. residuals), the trend has to be taken into account when processing queries, meaning that it has to be either removed from the SIC%_{MAX} value if the CDF is used or added to the result of the PPF query in order to render a physically valid result. The query flowchart is presented in Fig. A12.

IcePAC versus observations in 2016

The assessment of the validity of IcePAC predictions was done by comparing IcePAC weekly outputs time series for the entire year with the OSI-430 product, a data source not used in IcePAC development but based on the same SIC% retrieval algorithm (Tonboe *et al.*, 2016). The comparison was made between the 2015-2016 sea ice season SIC% values (not

included in the input data for IcePAC) and the IcePAC SIC% for a non-exceedance probability of 90% ($P = 0.9$)

Eight different comparison sites were selected to represent different sea ice spatiotemporal behaviours (see Fig. A8). Four coastal sites, the Akismi Island (CAI), Cape Dorset (CCD), Belcher Islands (CBI) and Hall Beach (CHB), were sampled to assess the behavior of IcePAC predictions along the coastline, at different latitudes. Also, four offshore sites, Frobisher Bay (OFB), Central Hudson Bay (OCHB), Churchill (OC) and Northern Ungava Bay (ONUB) were sampled to assess the behavior of IcePAC predictions offshore, at different latitudes and at nevralgic navigation passage points.

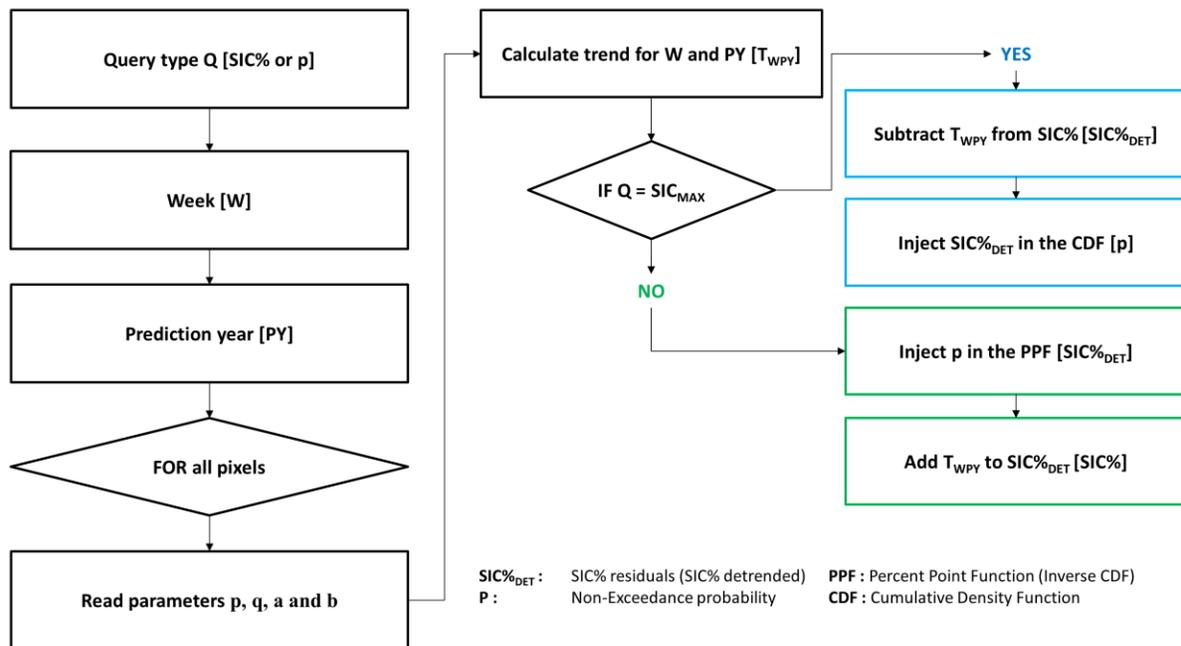


Figure A12 - IcePAC queries flowchart

Figure A13 displays SIC% predictions outputs from IcePAC, for a probability of non-exceedance of 90%. Each comparison site shows a modeled dynamic which is coherent with reality and with the OSI-430 2015-2016 observation data. As it could be expected, for all sites, it is during the freeze-up and melt periods that we can observed the largest differences between the 2015-2016 OSI-430 SIC% observations and the model outputs, compared to stable cover periods where the range of probable SIC% values narrows down (i.e. the mean and the $P=90\%$ lines are almost overlaid) and therefore the observations tend to rejoin with the model output. Some anomalies of various intensities can be detected in the series such as: early 2015 melt-out events at Hall Beach and Churchill (▲ in Fig. A13), late 2016 freeze-

up events at points Akismi Island and Churchill (● in Fig. A13), and early 2016 melt-out event at Hall Beach (◆ in Fig. A13), which all are in agreement with the anomaly maps (Fetterer *et al.*, 2017) of the NSIDC's Arctic Sea Ice News and Analysis (<https://nsidc.org/arcticseaicenews/>). The fact that the Cape Dorset site displays a SIC% for a probability of non-exceedance of 90% of about 80% at most is coherent with its shore lead polynya status. Similar conclusions can be made for the Hall Beach point for which the polynya tends to appear by late may, which in our case was earlier in 2015 and 2016, as confirmed by NSIDC. In figure A13, daily model outputs (green lines) are presented as a comparison with the weekly outputs (black dots) in order to justify why the IcePAC model outputs were generated at a weekly interval, to filter the effects of the daily variability of SIC% estimations in OSI-409, especially visible at coastal sites.

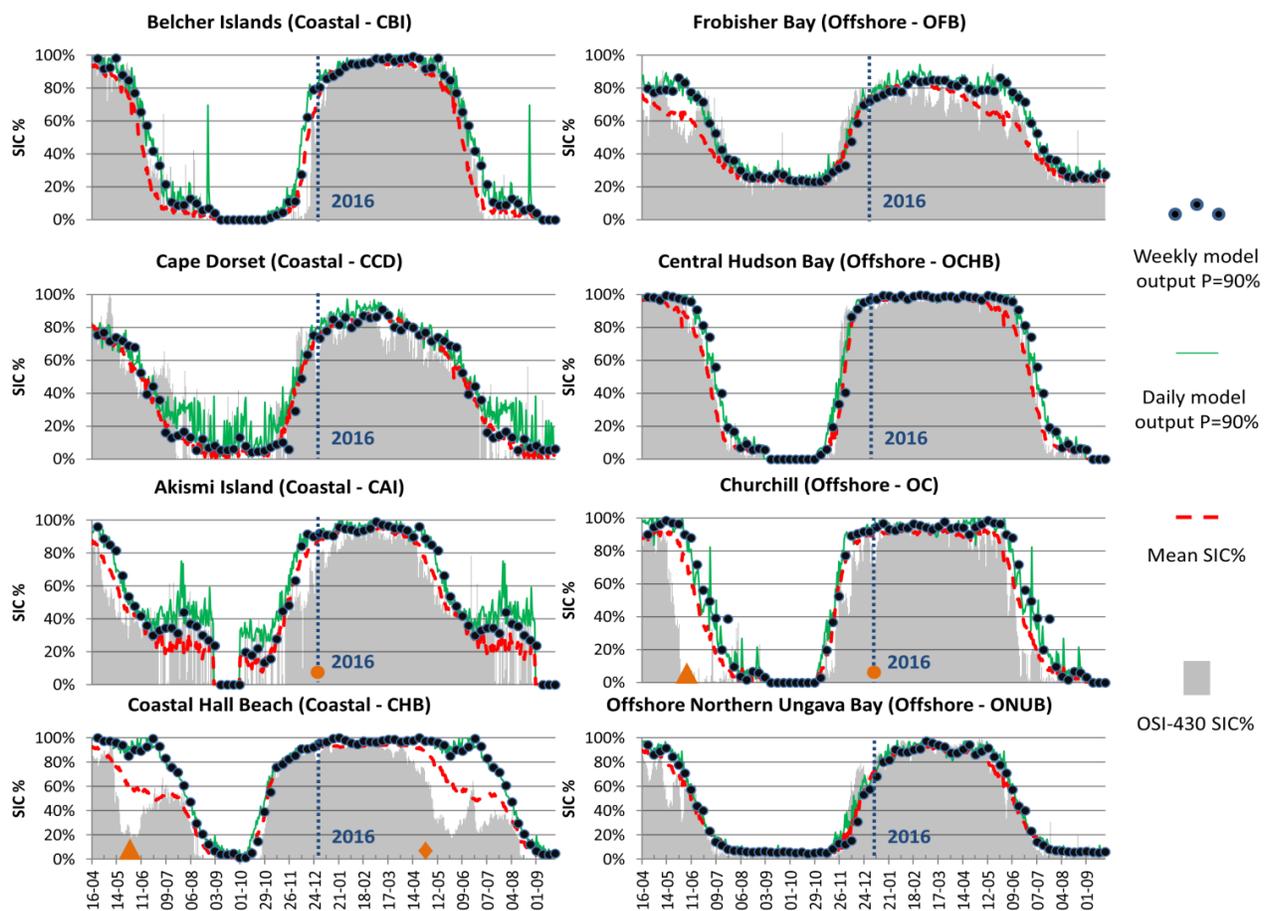


Figure A13 - IcePAC weekly and daily $P=90\%$ outputs (i.e. it represents a value of SIC% for which there is a 90% probability to be equal or lower to) versus OSI-430 SIC% observations for the 2015-2016 sea ice season. Some anomalies of various intensities can be detected in the series such as: early 2015 melt-out events at Hall Beach and Churchill (▲), late 2016 freeze-up events at Akismi Island and Churchill (●) and early 2016 melt-out event at Hall Beach (◆)

The OFB site, near Iqaluit, has a behavior that indicates an underlying error. In fact, neither the predictions, nor the observations reach a SIC% value of 0 %, which is improbable in our study area. The reason behind this discrepancies with the validation data is that the OSI-409 product does not adequately estimate the SIC in this area, as it can be seen in Fig. (A14). The Frobisher Bay is usually ice free around mid-July, which is never the case in the OSI-409 dataset. The source of this error is the “land spill-over effect” (i.e. land contamination) on estimated SIC combined with an inadequate sea ice presence estimation in the NSIDC sea ice monthly maximum extent climatology used as a mask for restricting areas where sea ice is likely to occur. Given the fact that the climatology mask states that there is possibly ice in Frobisher Bay at that date, the algorithm attempts to measure it, with erroneous results. It has been found that this condition does occur in Frobisher Bay and also west of Southampton Island, in Roes Welcome Sound.

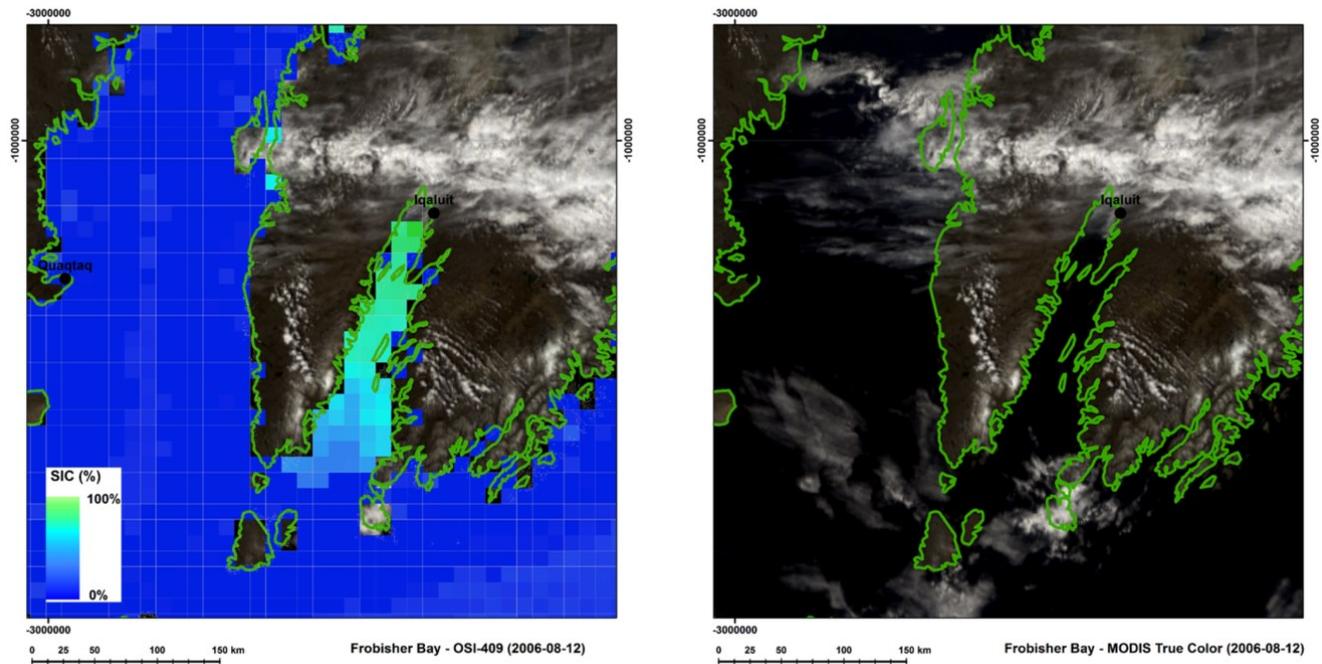


Figure A14 - Frobisher Bay OSI-409 error and time concordant MODIS True Color composite (Vermote, 2017)

Such errors make it important to emphasize that the results obtained from the model are to be used with care and ideally in combination with other sources of information such as local knowledge, other remote sensing imagery and historical sea ice maps from national sea ice services.

Analysis of Hudson Bay sea ice spatiotemporal dynamic

The major asset of the IcePAC tool is that its output data gives a probabilistic perspective on relevant sea ice event, comparatively to the usual static descriptive statistics. Therefore, IcePAC gives not only the capacity to determine the mean event, but also to estimate the range of plausible events for a given site and date.

Here, the IcePAC outputs are used to assess the sea ice spatiotemporal dynamic given different probability scenarios and in terms of three cover indicators which are the length of the ice free season (or its corollary the ice covered season), the probable complete melt-out week and the probable complete freeze-up week.

Analysis with the IcePAC tool

Before presenting any results, the ice indicators analyzed in the next paragraphs must be clearly defined. First, the probable complete melt week corresponds to, for varying probability scenarios, the first week for which the SIC% is below 15 % at a given grid cell (starting its research from week 36 – September 1st – and up). Second, the probable complete freeze-up week corresponds to, for varying probability scenarios, the first week for which the SIC% is above 15 % at a given grid cell (starting its research from week 14 – April 1st – and up). To be considered valid, these events must be sustained at least 3 consecutive weeks. Finally, the probable duration of the ice free season corresponds to the gap, in weeks, between the different probable melt-out and freeze-up weeks. The use of the 15 % limit to define presence or absence of sea ice is a convention used by many authors (Andersen *et al.*, 2006, Cavalieri *et al.*, 1997, Cavalieri *et al.*, 1999, Divine *et al.*, 2006, Gloersen *et al.*, 1993, Pang *et al.*, 2018) for SIC derived with passive microwave data and was therefore used in this analysis. To estimate the aforementioned ice indicators, the probable SIC value for a given non-exceedance probability (p) was extracted from IcePAC for every location and week. For this analysis, a range of non-exceedance probabilities going from 5 % to 95 % were evaluated, with a step of 5 % between each analysis. Time series of the results were compiled and it is on these series that the complete freeze-up and melt-out events were identified. Figure A15 shows the estimated freeze-up and melt-out events weeks for $p = 50$ %.

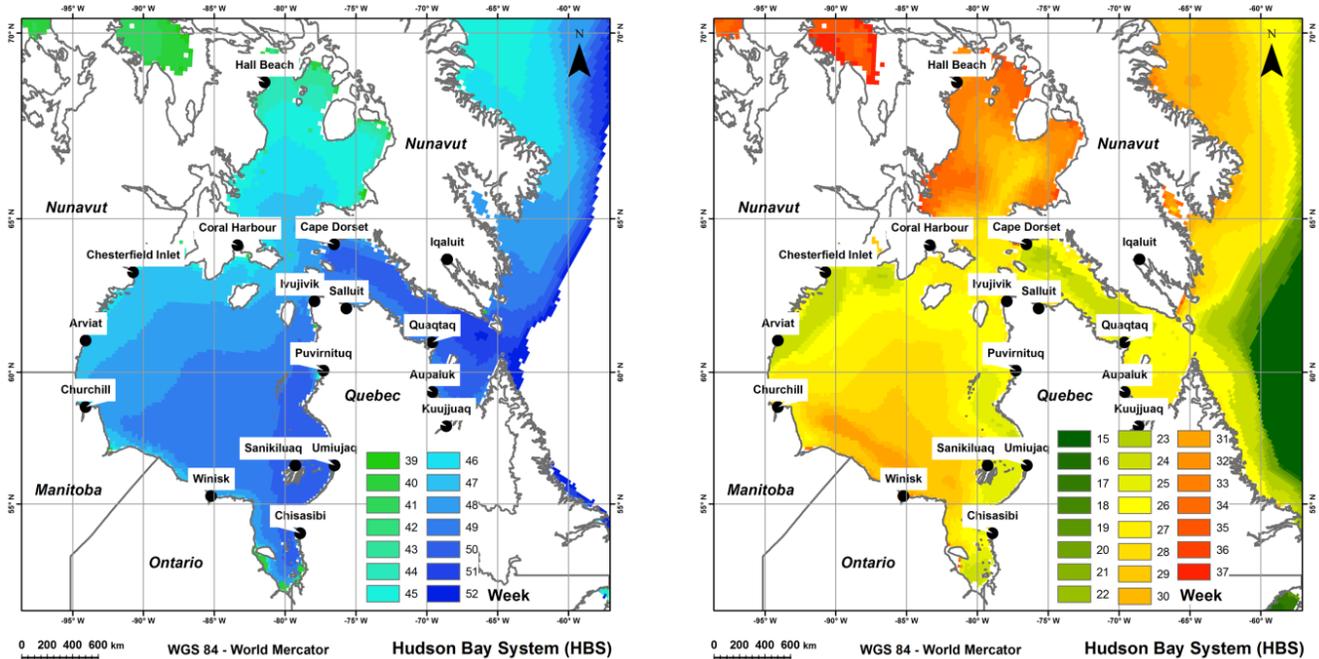


Figure A15 - Estimated freeze-up (A) and melt-out (B) weeks for $p=50\%$ in the HBS

This detection process was repeated for each of the 20 738 grid cells of the simulation domain and for each probability step. It is worth noting that while the melt is described as a non-exceedance event ($SIC < 15\%$), directly deduced from p , the freeze-up is actually defined as an exceedance event ($SIC > 15\%$), deduced from $1-p$.

Figure A16-A presents the probable freeze-up and melt-out events for the coastal community of Puvirnituq, located in the northeastern part of the Hudson Bay. In this figure we notice that melt has a 25% probability to be completed by week 25 (Jun. 18th to Jun. 24th), only a 10% probability of being completed for week 24 (Jun. 11th to Jun. 17th) and is certain to be completed by week 31 (Jul. 30th to Aug. 05th). According to the two curves plotted in Fig. (A16-A), we can state that a complete freeze-up and complete melt at Puvirnituq can be respectively expected, with a very high probability of occurrence ($p > 95\%$) on weeks 50 (Dec. 10th to Dec. 16th) and 31 (Jul. 30th to Aug. 05th). Figure A16-B shows an assessment of the range of probable ice free season duration made for the same coastal community. Here, the freeze-up curve is inversed ($1-P$) as the shortest possible ice free season duration is a combination of the latest possible melt (high exceedance probability) and the earliest possible freeze-up (high non-exceedance probability). By comparing the space between the two curves for the 5% to 95% probability range, we observe that the shortest possible ice free season at Puvirnituq is of 14 weeks and that the longest is of 26 weeks. Figure A16-C shows the ice free season duration estimated for numerous coastal communities located in the study

area using the method described for Fig. (A16-B). Particularly remarkable cases can be noticed such as Cape Dorset, which displays a large variability in possible ice free season duration given the shore lead polynya located in front of the community, Hall Beach in Foxe Basin with generally shorter ice free seasons with outliers corresponding to the occasional enlargement of the Hall Beach polynya and finally Winisk, located in the southcentral part of the Hudson Bay, where ice tends to form early and melt late, which explains the shorter ice free seasons when compared to other communities.

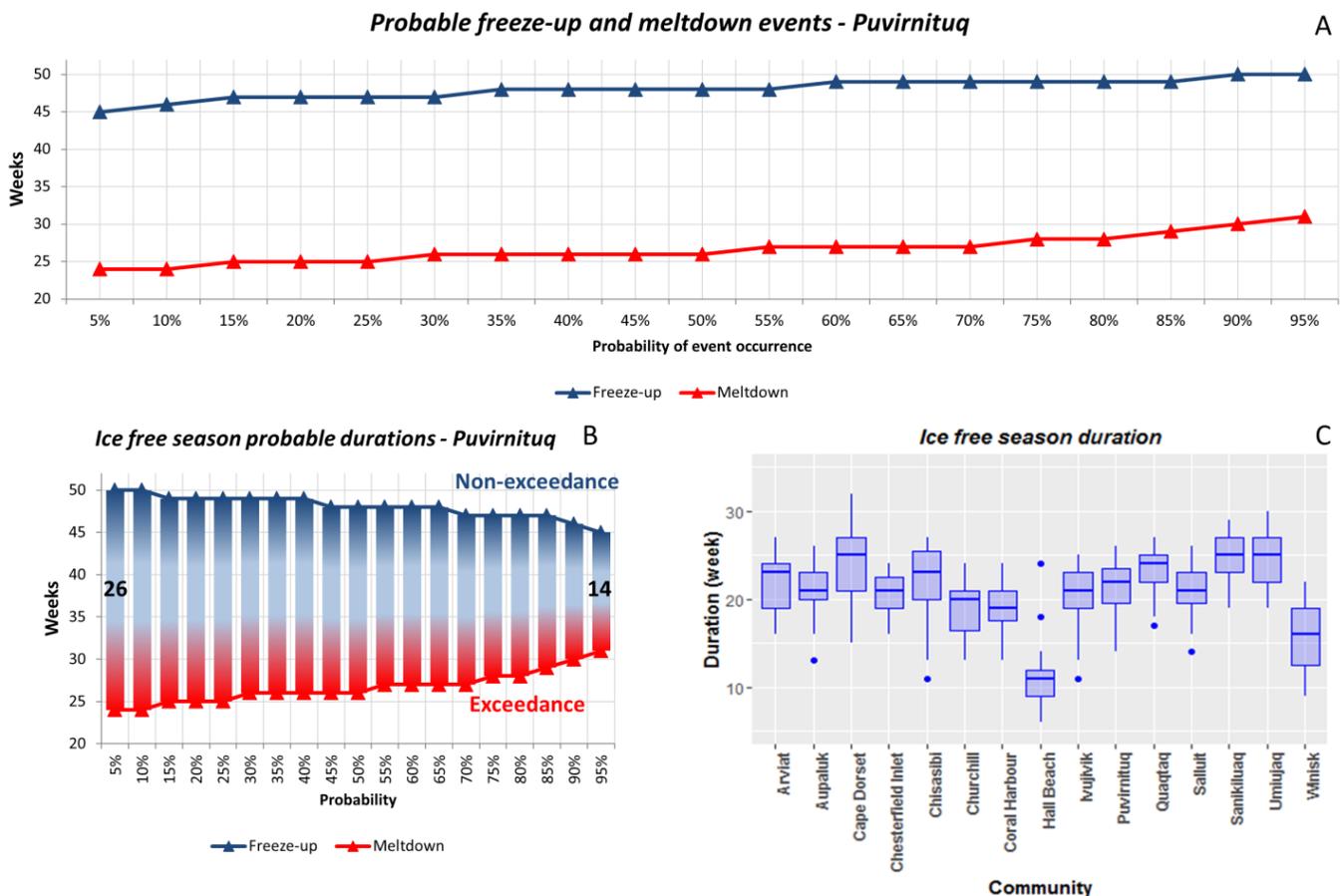


Figure A16 - Probable freeze-up and melt-out events for the coastal community of Puvirnituaq (A), range of probable ice free season duration for the same community (B) and probable ice free season lengths for all coastal communities of the HBS (C)

Comparison with the Canadian Ice Service Atlas

The HBS has been analyzed since 1972 (i.e. first regional Hudson Bay map) by the Canadian Ice Service (CIS) and they have gathered numerous sea ice conditions maps in the area from which they built a 30 years sea ice climatological atlas (CIS, 2013), portraying the average sea ice conditions, freeze-up and melt-out dates. As the information provided by the

CIS atlas is given based on median SIC% values, a comparison with the $p = 50\%$ IcePAC output gives an outlook on the coherency of the model when compared with another source of data, built around a different methodology.

The "Dates of Freeze-up and Break-up" charts of the CIS 1981-2010 atlas depict the extent of ice on a bi-weekly basis during the freeze-up and break-up periods (CIS, 2013). They provide a pictorial representation of the evolution of the ice extent during those two periods. The freeze-up and break-up dates are estimated using median values for 1981-2010 computed from CIS regional ice charts, a collection of over 40 years of data who were digitized in the late 1990's as raster with a 1km grid size. These charts were prepared by trained sea ice analysts who used as inputs to their analyses, high resolution RADARSAT images, since its acquisitions started in 1996, in combination with AVHRR, NOAA, SSM/I and ERS-1 data. However, all maps produced prior to 1996 were made without RADARSAT and therefore could be apprehended as "less accurate" than maps produced post-1996. The CIS also started using RADARSAT-2 in 2008. Another important information is that SIC% is estimated in tenths in CIS datasets in respect to the formalism of the egg code, meaning that SIC% marked as 1/10 in an egg code could be in reality any value between 10 and 19.99%. Considering this, ice presence is defined as $SIC \Rightarrow 1/10$ for CIS data (CIS, 2013) while we stated that it was an $SIC\% \Rightarrow 15\%$ for OSI-409.

Compared to the CIS data, IcePAC is based on algorithmically generated weekly averaged ice maps and calculated from adjusted frequency models. Also, there is a difference in spatial resolution between the two products; CIS uses 1km digitized historical ice charts while IcePAC uses passive microwave estimated SIC% resampled at 12.5 km grid size. Finally, there is a timeframe difference as the CIS atlas is built with data from 1981-2010 (30 years) while IcePAC is built with data from 1978-2015 (37 years).

The comparison, as displayed in Table T1, confirms that the freeze-up and melting dates identified by IcePAC are realistic when compared to the CIS historical data. Small differences in weeks are present and may be linked to a multitude of factors, the most important being the different methodologies used to generate the data.

Table T1 - Comparison between the CIS atlas and IcePAC $p = 50\%$ modeled occurrence weeks for the freeze-up and melt-out events at selected sites in the HBS. (F = Freeze-up, M = Melting)

COMMUNITY	CIS (F)	CIS (M)	P=50% (F)	P=50% (M)	DIFF. (F)	DIFF. (M)
Arviat	47	25	47	24	0	1
Aupaluk	48	28	48	27	0	1
Cape Dorset	49	24	49	24	0	0
Chesterfield Inlet	47	25	46	25	1	0
Chisasibi	NA	27	49	26	NA	1
Churchill	47	27	47	27	0	0
Coral Harbour	45	26	46	27	-1	-1
Hall Beach	43	23	44	32	-1	-9
Ivujivik	48	25	48	27	0	2
Puvirnituq	48	25	48	26	0	-1
Quaqtaq	48	25	49	25	-1	0
Salluit	49	24	48	26	-1	-2
Sanikiluaq	48	25	50	25	-2	0
Umiujaq	49	25	50	25	-1	0
Winisk	46	30	47	31	-1	-1

The melt of the Hall Beach point does however come out as a relevant difference between the CIS and IcePAC melt week estimate. Since we find the freeze-up week adequately at the Hall Beach point and that we use the same model distribution to derive both the freeze-up and melt information, it would be incorrect to simply flag this point as erroneous. The overestimation of the ice free season at Hall Beach by a 9 weeks gap compared to CIS could be explained by considering:

- the land spill-over effect that would make the OSI-409 overestimate SIC%;
- the fact that the selected point (Hall Beach) is located on the edge of the polynya area;
- that the melt week statistics aren't measured exactly on the same time period (1981-2010 versus 1978-2015);
- that we compare a CIS chart based on median of tenths SIC% values with IcePAC outputs based on OSI-409 SIC% averages and that the definition of melt isn't the same for both products (CIS is $\leq 1/10$ while IcePAC is $< 15\%$).

By comparing the IcePAC $P = 50\%$ and $P = 15\%$ melt week output (Fig. A17) with the CIS melt dates, we can easily note that the CIS melt dates are quite variable in the polynya area and that by selecting a point a little further offshore, the results would have been comparable, advocating toward the land spill-over effect as a coherent explanation. However, as we also compared the CIS melt weeks with a lower probability scenario ($P = 15\%$), it turns out that the Hall Beach polynya does appear close to the community, as expected. This specific situation

is certainly linked to the fact that IcePAC uses average SIC% values compared to the CIS median values. As the SIC% in this specific area tend to be either very low (open polynya) or very high (consolidated sea ice cover), it is credible to think that the average and median values do differ considerably. In a case of frequent low concentration like the Hall Beach polynya, the median tends toward a low SIC% while the few higher SIC% events do bring the average SIC% up, increasing the gap between the median and the average values, enough so that with an average value we cannot detect the “melt-out”, therefore giving a plausible explanation to the 9 weeks difference noticed here.

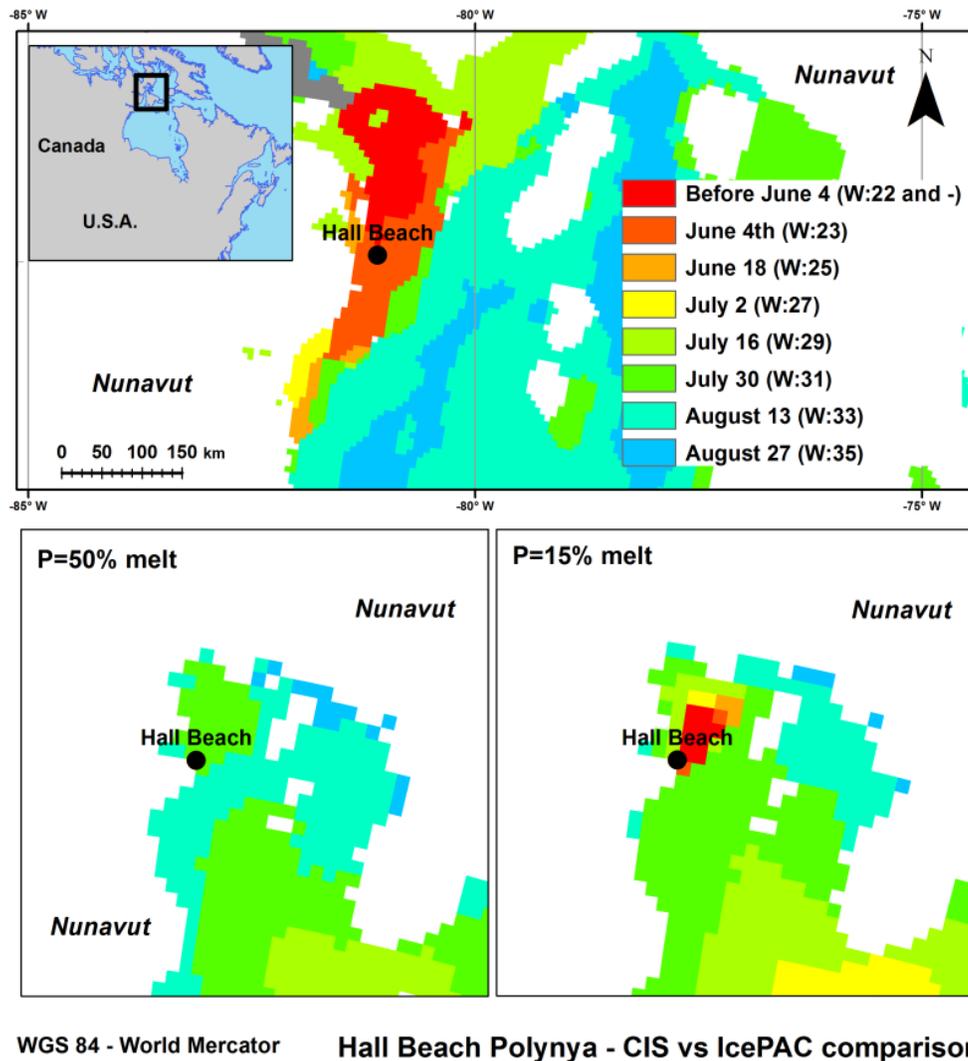


Figure A17 - Comparison of probable melt weeks for the coastal community of Hall Beach in Foxe Basin with the CIS melt weeks (Up) and two IcePAC melt week scenarios for 50 % (Lower left) and 15 % (Lower right) probabilities. No data does appear north of the IcePAC outputs since Hall Beach is located at the upper limit of the IcePAC model test domain.

Applicability of the IcePAC approach to other locations and data sources

The IcePAC modelling approach is replicable to any site for which SIC% data are available. Evidently, to ensure relevance for the resulting probability maps, the length of the time series used as inputs to adjust the Beta models must be sufficient (~30 years). Logically, the simulation domain grid cells will fall in one of the three following categories: (1) Ice covered grid cells with constant high SIC%, during the stable cover period; (2) Marginal zone grid cells where SIC% will oscillate from high to low for the different years, during the freeze-up and melt periods; and (3) Open water grid cells with constant low SIC%, during the ice free season. As these are the ice regimes one could expect anywhere in the Arctic, including the HBS, there is no limitations on this side for using the IcePAC approach in other locations. Other data sources could also be used with the IcePAC approach such as climate model outputs or different sea ice concentration maps. As climate model outputs provide future projections of SIC%, an evaluation of the range of probable SIC% patterns for a future year could be achieved (i.e. 2050 or 2080). However, one downside of these datasets is their coarse spatial resolutions.

Conclusion

The IcePAC tool permits an assessment of plausible sea ice related events for the entire range of probabilities for 20 738 sites (grid cells) in the Hudson Bay System, for all 52 weeks of the year. It is based on local (grid cells) models that use the generalized Beta distribution to describe the sea ice behaviour with four parameters at each site (with position and scale being fixed), based on historical 1978-2015 information from passive microwave imagery (OSI-409). From these parameters, IcePAC generates spatialized sea ice probabilistic information that can be used in any geographic information system or a web based map interface for further analyses.

An analysis has been made to define, for each grid cells in the simulation domain, the plausible scenarios for each probability. A subsequent comparison with 1981-2010 Canadian Ice Service sea ice climatology atlas (CIS, 2013) showed that the information generated with the IcePAC tool, for the $p = 50\%$ case, renders coherent probabilities for freeze-up and melt events over the HBS. A noticeable difference in the melt weeks was detected for the community of Hall Beach, suggesting that using median values instead of average SIC% could be of interest in order to be able to adequately detect specific events like polynyas.

Another analysis, focused the community of Puvirnituq, showed that it is possible to evaluate locally the range of plausible scenarios in term of ice free season length.

The model outputs generated with the IcePAC tool are providing a novel probabilistic perspective regarding important events related to sea ice dynamics that was not available before. With its capacity to be utilized in other areas (with respect to the grid size of the passive microwave product), and the fact that it could easily be updated using new data, the IcePAC tool has the potential to provide valuable information on probable freeze-up and melt weeks as well as on ice presence and ice free season lengths.

This relevant information will help decision makers such as engineers wanting to build a new marine coastal or offshore infrastructure estimate ice hazards, fauna specialists trying to understand the vulnerability of a given species living dependent of the ice cover or a mariners wanting to estimate the feasibility of navigating a certain route. Turning the raw probabilistic information gathered from IcePAC into valuable thematic information will give stakeholders a plus-value to apprehend the possible spatiotemporal sea ice concentration patterns and to prepare for an effective mitigation of climate change impacts on the coastal and offshore environments.

IcePAC data is available on a web interface at <http://icepac.ete.inrs.ca>.

Annexe 3 : Article publié portant sur IceMap250

Information sur la contribution

Citation: Gignac, C.; Bernier, M.; Chokmani, K.; Poulin, J. IceMap250—Automatic 250 m Sea Ice Extent Mapping Using MODIS Data. *Remote Sensing*. **2017**, *9*, 70. <https://doi.org/10.3390/rs9010070>.

Cet article publié dans la revue *Remote Sensing* est disponible en accès ouvert à l'URL : <http://www.mdpi.com/2072-4292/9/1/70>

Résumé en français

Le couvert de glace dans le Nord évolue à un rythme rapide. Pour suivre adéquatement cette évolution, des outils combinant des hautes résolutions temporelles et spatiales sont nécessaires. Cet article présente IceMap250, un algorithme automatisé de cartographie de la présence de glace qui utilise les bandes réfléchives et émissives de MODIS. Une approche hybride de masque de la couverture nuageuse combinant le produit MOD35 et un masque de visibilité, ainsi qu'une désagrégation spatiale des bandes 3 à 7 vers une résolution de 250 m permettent à IceMap250 de délimiter l'étendue du couvert de glace grâce à une approche par arbre de décision. IceMap250 a été testé sur des scènes de la période d'englacement, de couvert stable et de fonte dans la région de la Baie d'Hudson, au nord-est du Canada. Le premier produit d'IceMap250 est une carte composite journalière de la présence de glace à une résolution de 250 m. La validation basée sur la comparaison à l'imagerie photo-interprétée a démontré la capacité de l'algorithme d'atteindre de hauts niveaux de précision de classification, avec des valeurs Kappa systématiquement supérieures à 90%. Le second produit d'IceMap250 est une carte de synthèse 7 jours de la présence de glace qui minimise l'impact des nuages grâce à la combinaison des cartes composites. Cette carte, produite grâce à un filtre de type majorité, permet de produire une carte plus précise en filtrant les erreurs de classification isolées. La carte de synthèse montre une excellente cohérence spatiale avec les cartes produites par les services nationaux de cartographie des glaces ou avec les données micro-ondes passives.

Contribution des auteurs

Charles Gignac : Rédaction et révision de l'article. Définition du design de recherche, des développements, des tests et des procédures de validation. Interprétation des résultats.

Monique Bernier : Révision de l'article. Définition du design de recherche. Interprétation des résultats.

Karem Chokmani : Révision de l'article. Définition du design de recherche.

Jimmy Poulin : Participation au développement, aux tests et à la validation.

Commentaires des réviseurs

Les réviseurs ont donné des commentaires principalement sur la forme plutôt que sur le fond. Les commentaires des trois réviseurs ont permis de clarifier certaines affirmations faites dans les sections portant sur l'algorithme et sur les résultats.

ARTICLE (Publié le 13 janvier 2017)

ICEMAP250 – AUTOMATIC 250 M SEA ICE EXTENT MAPPING USING MODIS DATA

Charles Gignac^{1,2}, Monique Bernier^{1,2}, Karem Chokmani^{1,2} et Jimmy Poulin^{1,2}

**1 : Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement
490 rue de la Couronne, Québec, Québec, G1K 9A9, Canada**

**2 : Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price,
2405 rue de la Terrasse, Local 1202, Québec, QC G1V 0A6, Canada**

Abstract

The sea ice cover in the North evolves at a rapid rate. To adequately monitor this evolution, tools with high temporal and spatial resolution are needed. This paper presents IceMap250, an automatic sea ice extent mapping algorithm using MODIS reflective/emissive bands. Hybrid cloud-masking using both the MOD35 mask and a visibility mask, combined with downscaling of Bands 3–7 to 250 m, are utilized to delineate sea ice extent using a decision tree approach. IceMap250 was tested on scenes from the freeze-up, stable cover, and melt seasons in the Hudson Bay complex, in Northeastern Canada. IceMap250 first product is a daily composite sea ice presence map at 250 m. Validation based on comparisons with photo-interpreted ground-truth show the ability of the algorithm to achieve high classification accuracy, with kappa values systematically over 90%. IceMap250 second product is a weekly

clear sky map that provides a synthesis of 7 days of daily composite maps. This map, produced using a majority filter, makes the sea ice presence map even more accurate by filtering out the effects of isolated classification errors. The synthesis maps show spatial consistency through time when compared to passive microwave and national ice services maps.

Introduction

The prospect of increased economic activity in the Arctic, accompanied by increased marine traffic, suggests that the need for sea ice information will increase in the future. Marine engineers will need more spatially and temporally precise data in order to monitor sea ice behavior around marine infrastructure, offshore platforms, and ships (PIEVC, 2008). Ecologists will also need access to more sea ice data to understand the impact of climate change on species habitats. More precise and frequently available data would also help climatologists to get a clearer look at the ice–albedo feedback.

Remote sensing images have been used for decades to generate numerous sea ice monitoring products. Depending on the desired scientific or operational application, remote sensing platforms and sensors producing passive microwave (PM) (Ivanova *et al.*, 2015a, Markus *et al.*, 2000b, Shokr *et al.*, 2008, Spreen *et al.*, 2008), synthetic aperture radar (SAR) (Scheuchl *et al.*, 2001, Soh *et al.*, 2004, Yu *et al.*, 2007), or visible (VIS) and thermal infrared (TIR) (Drüe *et al.*, 2004, Hall *et al.*, 2004b, Hori *et al.*, 2007) imagery can be utilized.

The major users of remote sensing data for ice survey and mapping purposes are the national ice services, such as the Canadian Ice Service, the National Ice Center (USA), the Norwegian Meteorological Institute and the Danish Meteorological Institute. These services use multiple sources of imagery to produce added-value datasets for many end users, but mostly for navigation purposes (Shokr *et al.*, 2015). Most datasets are produced on either a daily, weekly, or fortnightly basis. For example, the analysts of the Canadian Ice Service use a combination of in-situ observations and satellite datasets to synthesize and integrate ice information into a single ice concentration or stage of development map (Ballicater-Consulting, 2000), utilizing the “egg code” and following the official World Meteorological Organization color codes. SAR imagery is the backbone data used by ice services as it is characterized by a high spatial resolution, an all-weather capability and a complete independence to daylight. The highest resolution used to create the maps is about 50 m,

corresponding to the resolution of RADARSAT data in ScanSAR mode. The sea ice maps provided by national ice services provide high-quality information, but nevertheless do not provide fine resolution details about ice extent on a daily basis, even if their main input is high-resolution SAR data (Shokr *et al.*, 2015).

Passive microwave sensors such as SMMR, SSM/I, SSMIS, AMSR/E, and AMSR2, have as main advantage that they offer data with daily global coverage; their main disadvantage being that they have a coarse spatial resolution. Many algorithms were developed to retrieve sea ice concentrations from passive microwave observations, as presented by Ivanova *et al.* (Ivanova *et al.*, 2015a). From these algorithms, some use higher frequency bands to achieve finer grid resolution, such as the ARTIST Sea Ice Algorithm (ASI) from Kaleschke *et al.* (Kaleschke *et al.*, 2001) and the SEA LION algorithm from Kern (Kern, 2004) at 12,5 km for use with SSM/I, the ASI applied to AMSR-E from Spreen *et al.* (Spreen *et al.*, 2008) achieving a 6.25 km grid resolution and another application of the ASI to AMSR2, by Beitsch *et al.* (Beitsch *et al.*, 2014), achieving a 3.125 km grid resolution. It is important to note that the higher the frequency used in passive microwave, the more the signal is subject to weather influences. Most ice concentration (SIC) and hence sea ice extent time series are based on passive microwave data obtained at the lower frequency channels as these are almost not influenced by clouds and allow a daily temporal resolution. The convention used by many authors is that ice is computed when concentrations >15% (Shokr *et al.*, 2015), though algorithms can detect sea ice concentrations down to 0%. Near coastlines, the passive microwave datasets are subject to land contamination, meaning that the received signal is a mix of both land and water signals, due to the large footprint. If not assessed the land contamination tends to cause over-estimation of the sea ice extent (Agnew *et al.*, 2003). SAR sensors, such as Radarsat-2 and Sentinel-1A, are used to monitor sea ice at a fine spatial resolution depending on the selected acquisition mode (5 to 100 m). The main advantage of SAR is that it is independent of daylight and weather conditions. This explains why SAR is frequently used by national ice services as the main source of information in their operational map production. However, although SAR shows great potential for use by sea ice analysts, there is no mature operational quantitative algorithm for automatic ice concentration estimation (Shokr *et al.*, 2015).

Visible and TIR imagery are used to monitor the limit of the ice also called the ice edge. This information is crucial for calculating the extent of the ice cover (Shokr *et al.*, 2015). The

visible sensors usually achieve a high resolution that reduces land contamination and enables finer estimation of ice presence in narrow passages and archipelago regions. Although highly affected by cloud cover and daylight conditions (Rees, 2005), visible and TIR data are often used to assess the quality and accuracy of SAR and passive microwave maps (Heinrichs *et al.*, 2006, Meier, 2005, Meier *et al.*, 2015, Meier *et al.*, 2008). Different sea ice mapping approaches are used with optical sensors such as MODIS (Drüe *et al.*, 2004, Hall *et al.*, 2001, Su *et al.*, 2013, Su *et al.*, 2012) and VIIRS (Liu *et al.*, 2016b).

All of the previously presented approaches to sea ice mapping are complementary and can be used in synergy to analyze and understand ice cover spatiotemporal changes. To complement the offer in data and to answer the needs in terms of high spatial and temporal resolutions, this paper proposes a new ice mapping algorithm, called IceMap250, based on the use of MODIS multispectral spectroradiometers. MODIS shows great potential, providing a spatial resolution of 250–1000 m combined with daily global coverage. The automated process to map sea ice presence is inspired by the original IceMap algorithm (Hall *et al.*, 2001) but including three improvements: (1) a finer, 250 m spatial resolution made possible by using the Canadian Centre for Remote Sensing (Luo *et al.*, 2008) downscaling algorithm; (2) use of a hybrid cloud-masking approach; (3) use of a more efficient spectral ratio to detect sea ice (the NDSII–2 index) (Keshri *et al.*, 2008). The proposed algorithm provides improved accuracy for sea ice mapping due to finer spatial resolution and an improved set of decision thresholds. These improvements will help monitor sea ice at a finer scale and provide valuable information at a 250 m spatial resolution in a near real-time frame.

Materials and methods

Study area

The region selected to test IceMap250 is the Hudson Bay Complex (figure A18), located in Northeastern Canada. This region is considered the largest inland sea in the world, covering an area of 1,230,000 km².

The ice regime varies in the different parts of the Hudson Bay Complex (CIS, 2013). In James Bay, the southernmost part of the study area, complete freeze-up is usually achieved in December and complete melting is usually completed in July. In Hudson Bay, freeze-up begins between early October and late November and melting occurs between mid-July and early September. In Hudson Strait, ice usually appears late September and melt usually

completes in August. Finally, in Foxe Basin, the northernmost part of the study area, complete clearing of the sea ice cover does not occur every year.

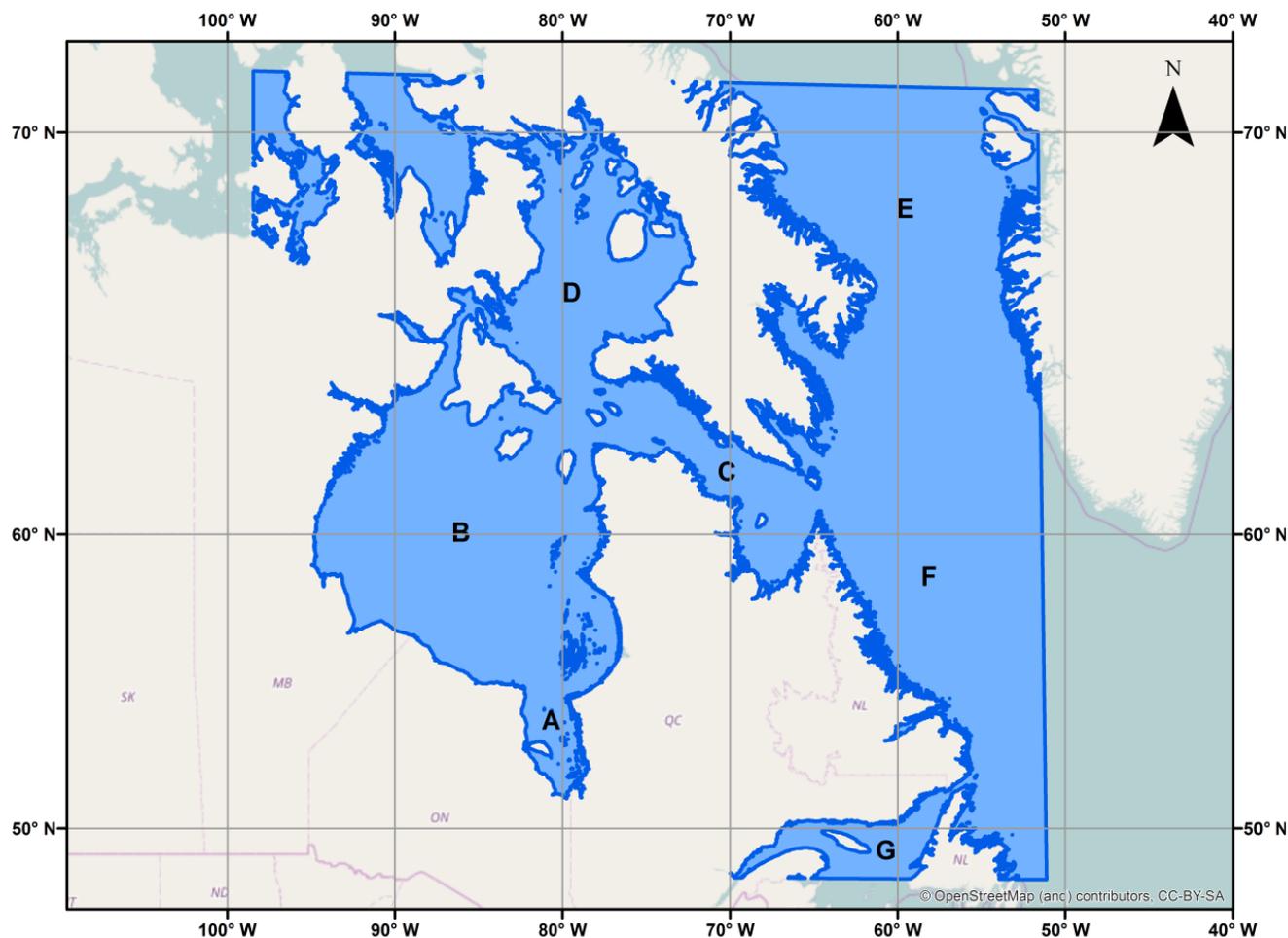


Figure A18 - Test area for IceMap250, including James Bay (A), Hudson Bay (B), Hudson Strait (C), Foxe Basin (D), Davis Strait (E), Labrador coast (F), and part of the Gulf of Saint-Lawrence (G), all located in eastern Canada.

Data used in IceMap250

MODIS sensors and datasets

MODIS-Terra was launched on 18 December 1999, started acquiring images on 24 February 2000, and is still acquiring images today. With a 2330 km view swath, the sensor captures information on every point of the planet every 1 or 2 days, with 36 spectral bands ranging from visible to thermal infrared (0.45 to 14.4 μm) at a spatial resolution ranging from 250 to 1000 m.

The MODIS-Terra platform has a sun-synchronous orbit with a descending node at

10:30 UTC and is on a 16-day repeat cycle. MODIS-Aqua was launched on 4 May 2002 and offers the same capabilities and technical properties as Terra. It is important to note that 70% of the detectors for Band 6 (1.64 μm) failed shortly after launch and that Aqua products use Band 7 (2.13 μm) instead of Band 6 in their computations (Riggs *et al.*, 2004). The Aqua satellite has an ascending node at 13:30 UTC and is also on a 16-day repeat cycle. Bands 1 to 7 are used in the IceMap250 processing (table T2).

Data from both MODIS sensors are available for free from the Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System (LAADS), which is updated every day. The IceMap250 algorithm uses data from five different MODIS collection 6 products. The MODIS-Aqua products are the same, but the prefix of the file name is MYD instead of MOD.

Table T2 - MODIS Bands 1 to 7 spatial and spectral characteristics

Band Number	Grid Resolution (m)	Bandwidth (μm)	Part of Spectrum
1	250	0.62–0.67	VIS (red)
2	250	0.841–0.876	NIR
3	500	0.459–0.479	VIS (blue)
4	500	0.545–0.565	VIS (green)
5	500	1.230–1.250	NIR
6	500	1.628–1.652	SWIR
7	500	2.105–2.155	SWIR

- MOD021KM: MODIS-Terra 1 km data;
- MOD02HKM: MODIS-Terra 500 m data;
- MOD02QKM: MODIS-Terra 250 m data;
- MOD03: MODIS-Terra geolocation product;
- MOD35_L2: MODIS-Terra cloud mask product.

MODIS-Terra and Aqua capture scenes of the Hudson Bay Complex at different times depending on their position in their respective cycles and the images are acquired during MODIS overpasses in order to have sufficient daylight conditions. Acquisitions are made on two following descending tracks between 14:45 and 18:30 UTC, meaning between 9:45 and 13:30 EST (local time) for Terra, and on two following ascending tracks between 15:45 and 19:30 UTC, meaning between 10:45 and 14:30 EST (local time) for Aqua. Datasets in these time ranges are acquired automatically according to the satellite orbit cycle (16 days) and processed with the IceMap250 algorithm on reception of the data files. Alternate overpasses

for both Terra (ascending) and Aqua (descending) are during the night and therefore are not used in IceMap250 as it uses only reflective bands and no thermal information in its decision thresholds, in contrast to the original algorithm.

Algorithm validation scenes were selected to cover the three important periods of the sea ice regime during the year: freeze-up, stable cover, and melt. Continuous five-day segments of each period were selected in order to assess the consistency of the algorithm. The ice regime periods were defined based on the 1981–2010 Canadian Ice Service Hudson Bay regional climatology (CIS, 2013). Selected test scenes are:

- For the stable period from 10 /02/16 to 20/02/16 (Day of year 41 to 51);
- For the melt period from 13/06/13 to 23/06/13 (Day of year 165 to 175);
- For the freeze-up period from 01/12/15 to 11/12/15 (Day of year 335 to 345).

The periods were selected to embrace a wide range of conditions, extending from a very cloudy freeze-up scene to a perfectly clear sky summer melt scene.

Land mask

Land masking is achieved using a coastline vector file obtained from the Natural Earth website (NaturalEarth, 2014). This coastline vector, based on the World Data Bank II (a.k.a. CIA data bank), has an estimated resolution of 500 m (Wessel *et al.*, 1996).

Spectral behavior of sea ice in the visible spectrum

The differences in albedo and surface temperature of ice and water can be used to distinguish the two in respectively the visible and the near-infrared part of the spectrum (Shokr *et al.*, 2015). Sea ice, which is in most cases snow-covered (Perovich *et al.*, 2012), exhibits fairly constant reflectance whatever the solar zenith angle (the incident solar beam angle), except when the sensor zenith angle (reflection angle toward the sensor) is equal to the zenith angle of the direct solar beam, meaning that the solar beam is reflected in a specular way, generating a peak in reflectance (Perovich, 1994). The more the solar zenith angle increases (the sun gets closer to the horizon), the more specular reflection increases, with the reflection being greater for smooth surfaces such as blue ice or an open melt pond and smaller for rough surfaces such as snow (Perovich, 1996). In terms of wavelength dependence, snow-covered sea ice reflectance decreases with increasing wavelengths in the 450–950 nm part of the spectrum (figure A19).

According to Barber *et al.* (Barber *et al.*, 1995), who studied snow grain sizes on first-

year sea ice in Lancaster Sound in Nunavut, the snow grain sizes measured varied from 0.4 to 2.5 mm (400–2500 μm). The impact of the snow grain size is varying depending on the wavelength. In the visible part, the impact of grain size is small when compared to the impact snow grain size has on the near infrared signal. However, ice is not snow covered all the time and follows a certain characteristic path during its formation, well described by Perovich and Polashenski (Perovich *et al.*, 2012). During the freeze up, new ice forms up, in the form of nilas and grease ice, without any snow cover. These forms of ice have slightly higher reflectance than water and the more the freeze-up season evolves, the more their reflectance values grow. At the beginning of the melt season, the snow on the ice will melt, exposing bare ice with a lower reflectance. Next, melt ponds will form on the surface of the ice floes, reaching low reflectance values. At a certain stage, the ponds at the surface will drain and reflectance values will slightly go back up. Finally, as ice keeps decaying transforming into water, the reflectance slowly goes down to finally reach water low reflectance values. As displayed in figure A19, the melt stage of snow has a noticeable effect on reflectance both in near-infrared and visible wavelength and will affect sea ice detection.

Sea water, the other surface with which the signal interacts, shows consistently low reflectance over the entire visible part of the spectrum (figure A19). However, at high sun zenith angles, like in the Arctic, sun glint effects and the wind can have a significant impact by increasing the reflectance of water. Additionally, in some cases, the reflectance of water can be altered by elements present in it, such as phytoplankton and suspended sediments (Fan *et al.*, 2014). In general, the impact of the presence of suspended particles in the water column can be simplified to this: the higher the concentration of suspended particles, the higher the reflectance of the water is in the 450–950 nm region. The impact of such increases is observable in the spectral ratio values used to discriminate ice from water and needs to be taken into account when trying to accurately separate sea ice from sea water.

Note that those reflectance values (figure A19) are retrieved from laboratory experiments and field work and are not affected by the atmosphere. Like with other ice mapping studies using MODIS (Hall *et al.*, 2001, Su *et al.*, 2013, Su *et al.*, 2012), IceMap250 uses TOA (Top-of-Atmosphere) reflectance values that are higher than surface reflectance values. Figure A19 shows the general behavior of the diverse surface types observed in the Hudson Bay Complex.

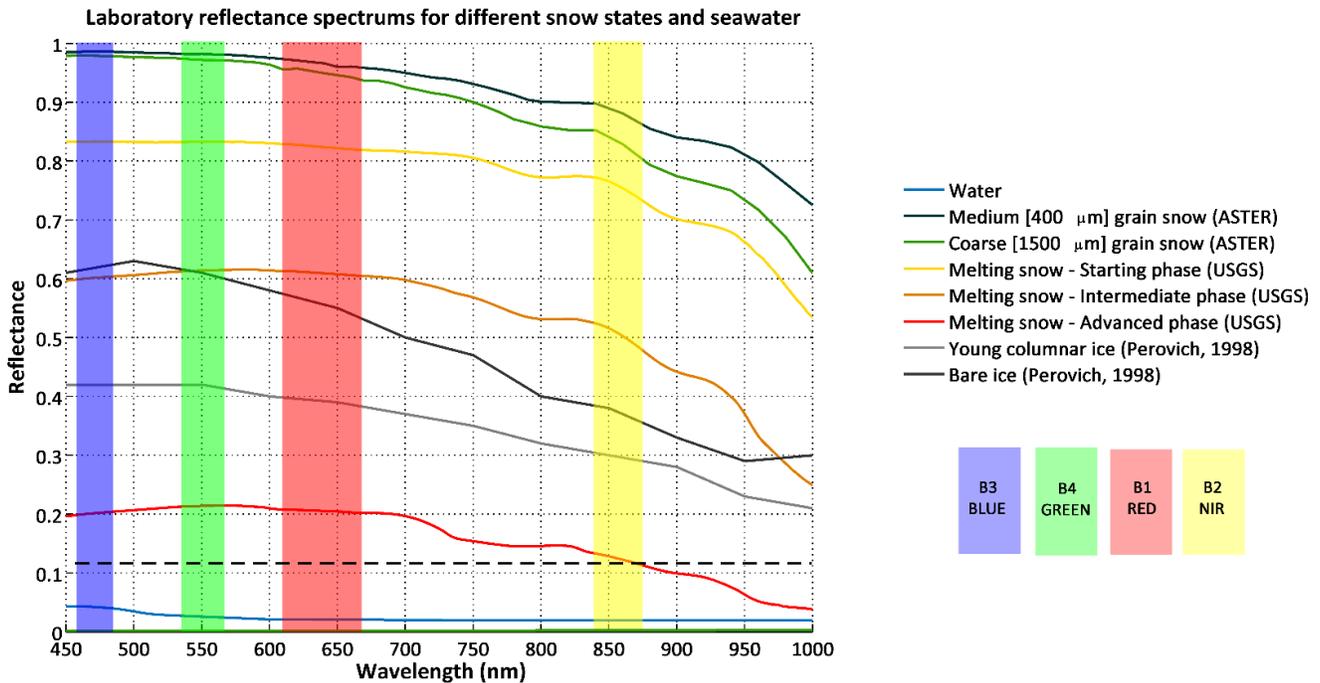


Figure A19 - Reference spectrums for different types of ice cover at different states based on USGS (Clark *et al.*, 2007) and ASTER spectral libraries (Baldrige *et al.*, 2009) and from field observations by Perovich in 1998 (Perovich, 1998) . These spectrums are solely presented to display the variations in reflectances of the different surfaces encountered by IceMap250.

Normalized Difference Snow Index

Snow detection is intimately linked to sea ice detection, as the sea ice cover is in most cases covered with snow. In the original IceMap algorithm, the Normalized Difference Snow Index (NDSI) (Dozier, 1989) was used by the authors to discriminate water from ice (equation E7).

$$\text{NDSI} = (\text{Green} - \text{SWIR}) / (\text{Green} + \text{SWIR}) \quad (\text{E7})$$

The NDSI takes advantage of the contrasting spectral behaviors of snow cover in the visible (Green Band 4: 0.55 μm) and shortwave infrared (SWIR Band 6: 1.64 μm) parts of the spectrum (Bishop *et al.*, 2011). SWIR is useful since snow displays a large contrast in reflectance with its green counterpart, therefore ensuring a high NDSI value.

The original IceMap algorithm

The IceMap algorithm (Hall *et al.*, 2001) applies specific spectral thresholds for data

from the visible and TIR bands of MODIS to detect the presence of sea ice. It uses the MOD35 cloud mask product to ensure that cloud covered pixels are not processed. Given the assumption that ice is snow-covered, the main criterion of ice detection is a NDSI >0.4 , used to detect snow. A second criterion verifies that the pixel has a TOA reflectance >0.11 in the near-infrared part of the spectrum ($0.86 \mu\text{m}$), where water displays low TOA reflectance (Riggs *et al.*, 1999) compared to snow. The third criterion is to verify if the TOA reflectance in red is >0.1 , to validate the pixel as snow-covered. As can be seen in Figure A19, this additional criterion helps to prevent errors of classification regarding pixels with an advanced snow cover melt. These three criteria must all be satisfied to officially detect snow-covered sea ice with IceMap. One last criterion, independent from the others, verifies that the ice surface temperature (IST) retrieved using the TIR bands (12 and $13 \mu\text{m}$) is lower than 271.4 K. This additional threshold makes sure that ice without a snow cover gets detected and that, to be considered as ice, a pixel has to display a temperature below the sea water freezing point. IceMap generates 4 different outputs—sea ice by reflectance, sea ice by IST, combined sea ice, and IST—and is available as product MOD29 (Terra) or MYD29 (Aqua). Note that, from MODIS collection 5 and after, the Sea Ice by IST and Combined Sea Ice products are not automatically generated, leaving to users the opportunity to generate these products by themselves using their own IST threshold value and combination conditions. They are to be seen as complementary sea ice products.

In the MOD29 Sea Ice by Reflectance product, some errors in classification can occur, especially regarding the detection of new ice such as nilas and grease ice, which do not display a strong contrast with water in the visible wavelengths and therefore are not being detected using the NDSI index. Additionally, the NDSI criterion may yield errors. For example, an advanced melt snow cover would have an NDSI value under the 0.4 threshold and would be classified as water by the IceMap algorithm. As for the IST product, Hall *et al.* estimated RMSE of 1.7 K (Hall *et al.*, 2004b), causing possible confusion when trying to detect the younger ice types. The primary difficulty while retrieving surface temperature occurs as melt ponds appear on the sea ice cover (Hall *et al.*, 2001). Finally, like other algorithms using images in the visible part of the spectrum, the confusion of clouds with sea ice and the identification of thin clouds and fog are important sources of errors. The algorithm performance therefore strongly depends on the MOD35 cloud mask product, but the impact itself cannot easily be quantified.

The proposed algorithm: IceMap250

The IceMap250 algorithm is inspired by the original IceMap algorithm (Hall *et al.*, 2001). Improvements are proposed in the algorithm itself, in the discrimination approach, in its resolution and in the extent of the area mapped. First, a different detection index, the NDSII-2 (Keshri *et al.*, 2008) is used to distinguish ice from water. Second, to achieve a 250 m resolution, a downscaling method developed at the Canadian Center for Remote Sensing (now known as the Canadian Center for Mapping and Earth Observation) using local regression between MODIS bands is applied (Trishchenko *et al.*, 2006). Then, in order to improve the extent of the mapping, IceMap250 uses a hybrid cloud-masking approach from which two intermediate sea ice presence maps are generated, the MOD35-based map and the VIS-based map, each one having a different role to play in the final result. Finally, the content of the two intermediate sea ice presence maps is combined into a final composite map generated for each day.

The ice detected in the MOD35-based map and the water detected in the VIS-based map are merged with the goal of maximizing the confidence in the classification results. However, water in the VIS products prevails on ice detected in the MOD35 products, and any ice pixel in MOD35 has to be recognized as ice also in VIS. Table T3 presents the different combinations and possible outcomes of the merging process.

Table T3- Combination and outcomes of the composite process.

Combination: MOD35/VIS	Composite Result
Ice/Ice	Ice
Ice/Water	Water
Water/Water	Water
Water/Ice	Rejected
No Data/Water	Water
No Data/Ice	Rejected

The complete algorithm flowchart is presented in figure A20 and each step is explained in the following sections. The final product is a daily ice presence maps at 250 m spatial resolution.

Using the daily presence maps, at the end of each week, a weekly ice synthesis map at 250 m spatial resolution is generated, for each of the 52 weeks of the year.

Discrimination between ice and water: The NDSII-2 index

A few snow and ice detection indices with potential for sea ice discrimination, other than the NDSI, exist in the literature, such as the Normalized Difference Snow and Ice Index—1 (Xiao *et al.*, 2001) and the Normalized Difference Snow and Ice Index—2 (Keshri *et al.*, 2008). The NDSII-1 (equation E8) and NDSII-2 (equation E9) follow a logic similar to the NDSI but use different spectral bands to provide snow presence information.

$$\text{NDSII—1} = (\text{Red} - \text{SWIR})/(\text{Red} + \text{SWIR}) \quad \text{(E8)}$$

$$\text{NDSII—2} = (\text{Green} - \text{NIR})/(\text{Green} + \text{NIR}) \quad \text{(E9)}$$

Figure A4 shows the results obtained by applying NDSI, NDSII—1, and NDSII—2 over a mixed conditions scene in Hudson Bay on 12 June 2015 at 17:00:00 UTC (12:00:00 EST).

In Figure A21, NDSII—2 displays a different behavior than the NDSI index. For both NDSII and NDSII—2, the open water region in the northwestern part of the Hudson Bay can be delineated from the indices. The NDSI, used in the original IceMap algorithm, does not seem to capture this region. It is important to note that the use of an index value in the decision tree is not the only criterion and that it should not be taken for granted that using one or another will result in a better classification. However, using a different index with a higher discriminative power (figure A21) can improve the overall confidence in the generated sea ice maps.

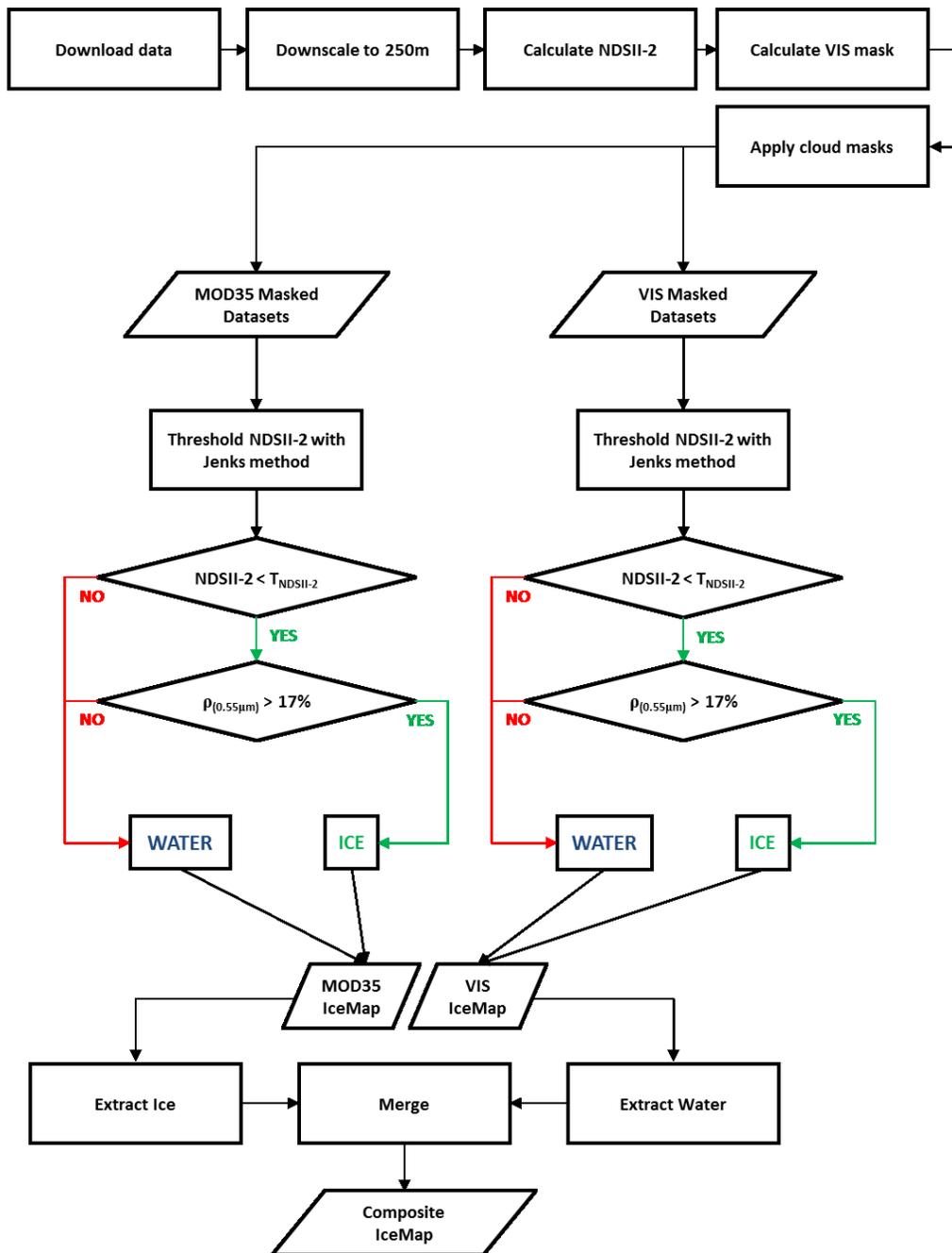


Figure A20 - Processing flowchart of the IceMap250 algorithm. In this figure, $\rho(0.55\ \mu\text{m})$ represents the TOA reflectance in the green band, and $T_{\text{NDSII-2}}$ is the threshold of NDSII-2 obtained using the Jenks natural breaks method.

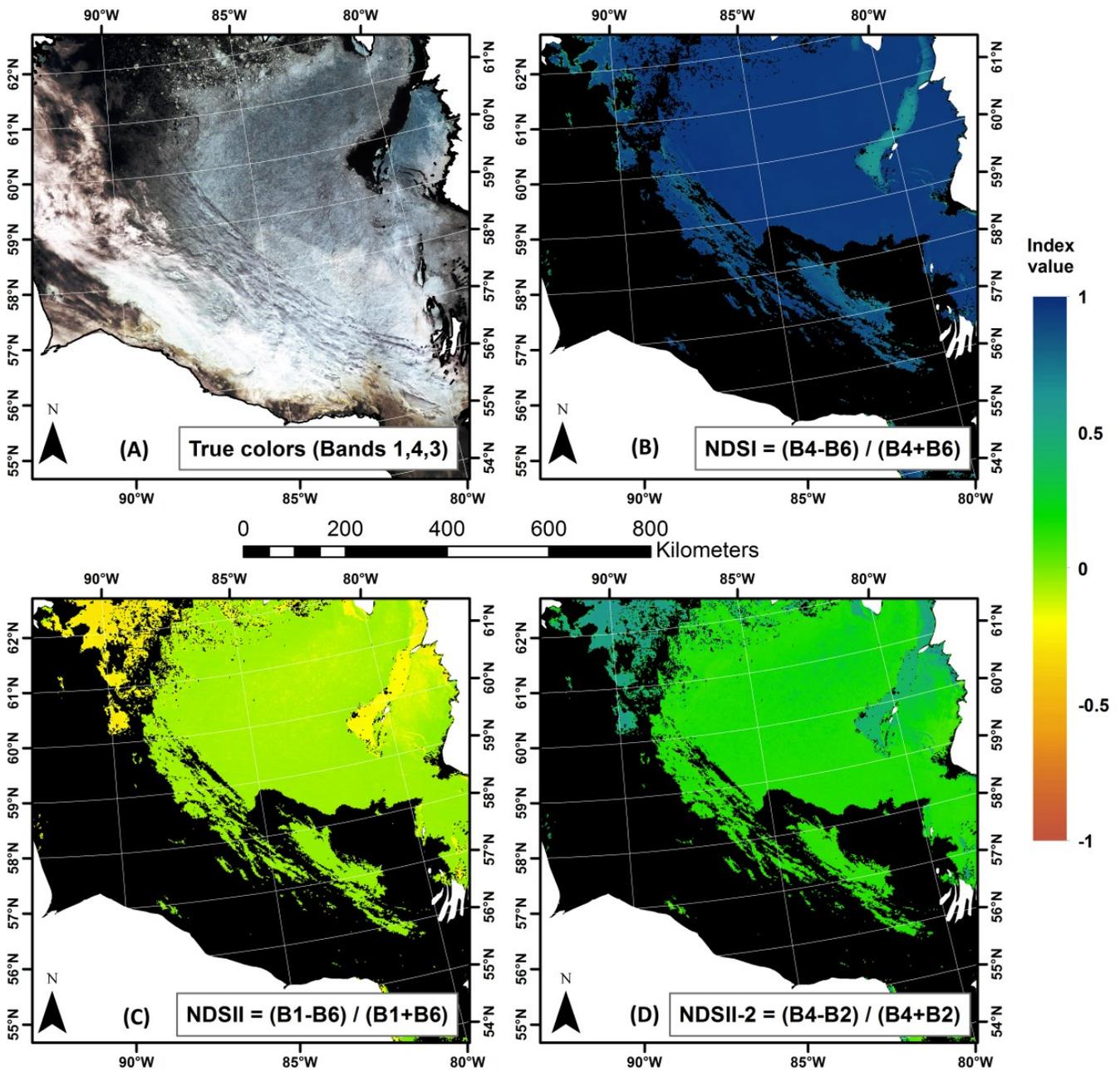


Figure A21- (A–D) Comparison of the 3 snow detection indices on a MODIS Terra scene for 12 June 2015. The scene is characterized by a low cloud cover, the presence of melted snow along the eastern coast, the presence of a clear open water area and of a mixed region of open water and small ice floes in the northwest. B1 to B6 denote the MODIS Bands 1 to 6. Areas shown in black are areas where no sea ice information was available due to the cloud cover.

Considering the fact that the NDSII—2 does not rely on the use of MODIS Band 6 and that consequently it is better suited to use with both MODIS Terra and Aqua data, the IceMap250 algorithm uses the NDSII—2 as its primary sea ice presence criterion.

Downscaling to 250 m: The CCRS MODIS downscaling algorithm

Only the first two bands of MODIS provide data at a 250 m spatial resolution, the five next bands being at 500 m and the remaining bands at 1000 m. An algorithm developed at the Canadian Center for Remote Sensing provides the capability to downscale Bands 3 to 7 to 250 m using an adaptive regression and normalization approach (Luo *et al.*, 2008, Trishchenko *et al.*, 2006) (figure A22). Several authors have successfully used this downscaling approach in their research studies on algal blooms, land cover, and snow cover (El-Alem *et al.*, 2014, Fontana *et al.*, 2010, Gu *et al.*, 2015).

First, the MOD02HKM (500 m) scene, containing the 7 MODIS channels at 500 m is divided into 5×5 sub-regions covering a MOD02HKM scene (i.e., a total of 25 sub-regions). The sub-regions are used to limit and reduce the impact of observational geometry, such as the sun-view geometry, on the obtained regression parameters. Second, a classification, based on the characteristics of the 250 m Bands 1 (red) and 2 (NIR) and a priori knowledge (Trishchenko *et al.*, 2008), is made to determine to which generic surface type (water, ice, vegetation, clouds, etc.) pixels from the sub-region belongs. Third, for each surface class within a sub-region, non-linear multiple regressions between Channels 3 to 7 and Channels 1, 2, and the NDVI are constructed based on Equation E10.

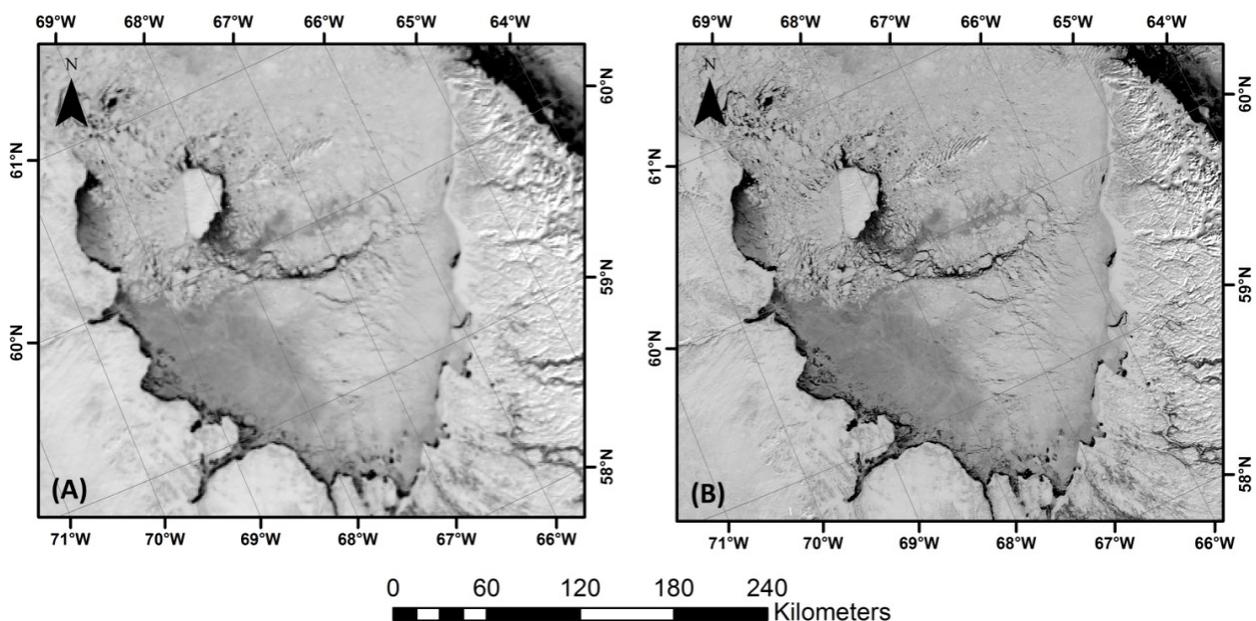


Figure A22 - (A, B) Downscaling example over Ungava Bay in the Hudson Strait area on 15 March 2014. The original 500 m Band 4 (green band) data is on the left and the downscaled result at 250 m is on the right.

$$B_{i(3-7)} = a_{0,i} + (a_{1,i} B_1 + a_{2,i} B_2) (1 + a_{3,i} NDVI + a_{4,i} NDVI^2) \quad (E10)$$

where $NDVI = (B_2 - B_1)/(B_2 + B_1)$ and B_i is the observed reflectance for Band i . For surfaces like water and snow, which display stable low values of the NDVI, the impact of this specific index in the regression will be minimal. These regression models are then used with MODIS 250 m Bands 1 and 2 to generate the surrogate 250 m Bands 3 to 7. Luo et al. (Luo *et al.*, 2008) specify that, even if the correlation coefficients of the regressions are generally high, there is still a possibility that the surrogate image does not achieve adequate radiometric consistency when compared to the original. For this reason, the final step of the downscaling process consists at normalizing the downscaled Bands 3 to 7 to the original 500 m datasets in order to preserve the radiometric properties of the original data. In the end, MODIS 7 first bands are available at a 250 m resolution for further processing in a product sharing the same file structure as the original MOD02HKM HDF file.

Improving the mapped extent: The visibility mask

The visibility mask produced by IceMap250 is obtained using a spectral ratio between brightness temperatures at 3.7 μm (Band 20) and 12 μm (Band 32), which are known to be sensitive respectively to surface temperature and to cloud temperature (Ackerman *et al.*, 1998, Kilpatrick *et al.*, 2015). These two bands are available only at a 1 km grid resolution; a resampling is done on the generated mask to bring it to 250 m, in agreement with the IceMap250 actual map resolution.

The normalized difference between Bands 20 and 32 (equation E11) is utilized as a threshold in the MODIS cloud mask algorithm used to generate the MOD35 product (Ackerman *et al.*, 1998). However, the MOD35 product uses multiple thresholds and spectral difference tests, and its results tend to be inconsistent in the Arctic region. According to Chan and Comiso (Chan *et al.*, 2013), in the Arctic region, the MOD35 product is more efficient during summer and less efficient during winter and it is highly dependent on the surface type and solar illumination. The MOD35 product tends to underestimate cloud cover over sea ice and, on the contrary, overestimate cloud cover over open water.

$$R_{(B20/B32)} = (B20 - B32)/(B20 + B32) \quad (E11)$$

For our purposes, in order to maximize the mapped area and to cope with the inconsistency of MOD35, we propose a spectral ratio-based mask intended to identify the

zones where visibility is sufficient (i.e., semi-transparent and thin clouds) to map the presence of water in MODIS scenes. The IceMap250 visibility mask (VIS) is obtained for each pixel using the centered and scaled values of the normalized difference between Bands 20 and 32 for all study area pixels (figure A18), where all values above 0.5 are considered to have sufficient visibility (equation E12):

$$\text{VIS} = (R_{(B20/B32)} - \mu) / \sigma, \text{ where VIS} > 0.5 \text{ have sufficient visibility} \quad (\text{E12})$$

where μ and σ are respectively the mean and the standard deviation of the $R_{(B20/B32)}$ values of all study area pixels (i.e., the scene after land masking). The 0.5 threshold value has been selected based on experiments done on different scenes with varying cloud and illumination conditions. One has to understand that the main goal of this VIS mask is not to detect clouds, but to outline regions where open water might be detected, even though there are clouds. Therefore, in the Hudson Bay, the value has been kept consistently to 0.5 but the image analyst could set, for another region, its own threshold value based on experience and the image acquisition context. The processing scheme of the IceMap250 algorithm uses the two cloud masks to generate two ice maps, both used in the creation of the composite map, with conditions specified in Table T3.

Calibration: Determination of algorithm threshold values

Classification thresholds were established through a sampling of the reflectance values for Bands 1 to 4.

A total of 220 points were selected manually and classified as ice or water by photo-interpretation. The sampling was distributed on 11 images from the 2005 freeze-up (4 scenes), the 2007 stable cover (3 scenes), and the 2009 melt seasons (4 scenes), not related to the validation dataset. The calibration images were selected to represent a diversity of illumination, ice types, and cloud conditions.

The sampling was cross-validated, when possible, with Landsat-7 ETM+ imagery and/or with RADARSAT-1 SAR images. Descriptive statistics on samples were computed for every band to obtain the mean and standard deviation of the TOA reflectance values (figure A23), without regard for the specific season. The TOA reflectance values determined in this way were found to be compatible with the sea ice reflective characteristics identified by Riggs et al. (1999) (Riggs et al., 1999).

In IceMap250, the first step in identifying sea ice is to verify if the pixel NDSII—2 value

is lower or equal to the value $T_{NDSII-2}$, which is the natural break in the distribution of NDSII—2 index values. Figure A23 presents the $T_{NDSII-2}$ values obtained for the validation datasets for ice/water classes determined by photo-interpretation. The natural break is obtained using the Jenks method (Jenks, 1967), which maximizes inter-class variance (makes classes as different as possible) while minimizing intra-class variance (makes data within a class as similar as possible) by iteratively comparing clusters of data. According to our sampling, the primary threshold value of $T_{NDSII-2}$ for the presence of sea ice is not fixed and varies between 0.1 and 0.2 (figure A24) and can vary depending on the context of the acquisition.

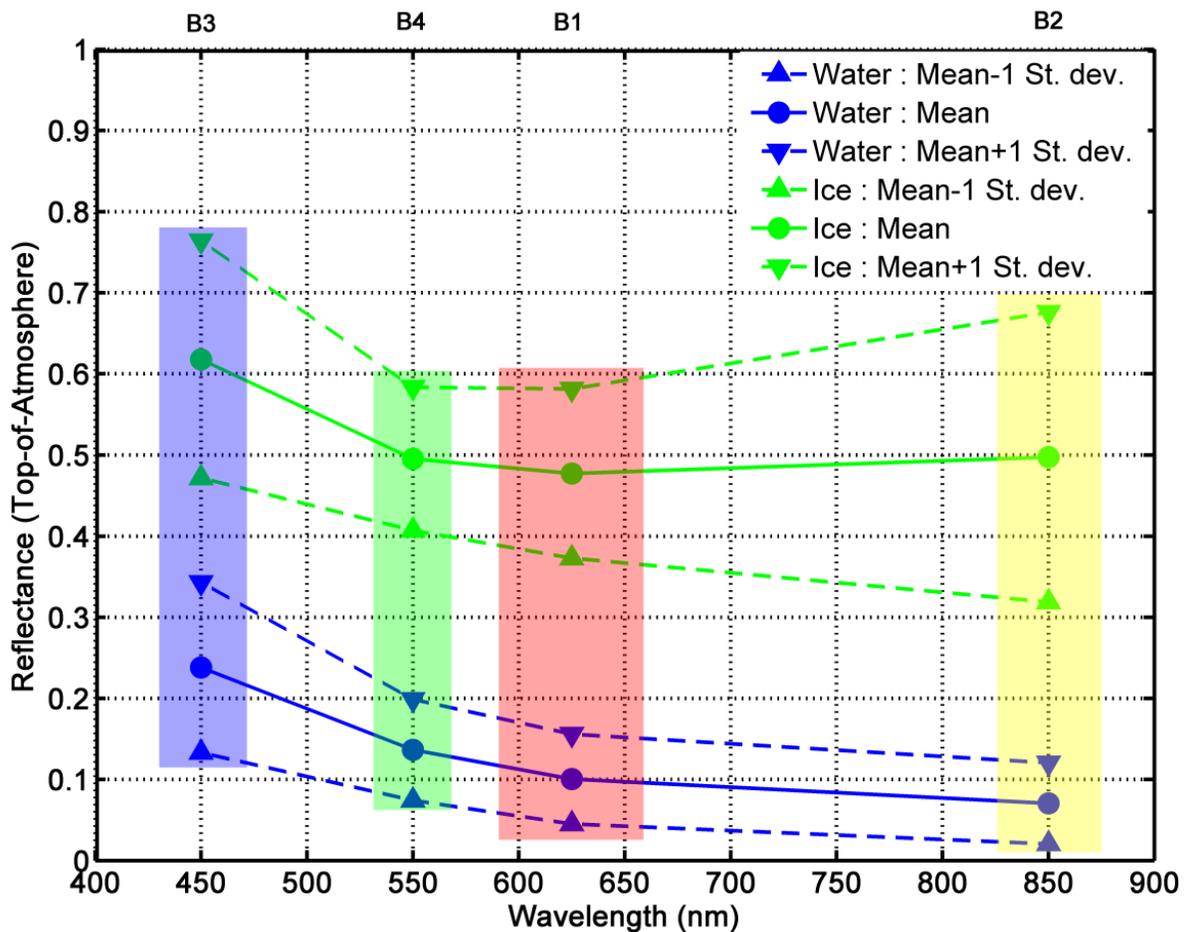


Figure A23 - Water (W) and Ice (I) sample TOA reflectance values for Bands 1 to 4 and for all periods of the ice regime combined.

The decision rule is that, if $NDSII-2 < T_{NDSII-2}$, the pixel is tagged as potential sea ice and has to be confirmed as sea ice using the next TOA reflectance criteria. The $T_{NDSII-2}$ threshold acts as a first filter to detect sea ice and, according to the validation points, performs adequately in every period of the ice regime (96% of ice points below T_{NDSII2} for stable and melt, 100% of ice points below T_{NDSII2} for freeze-up).

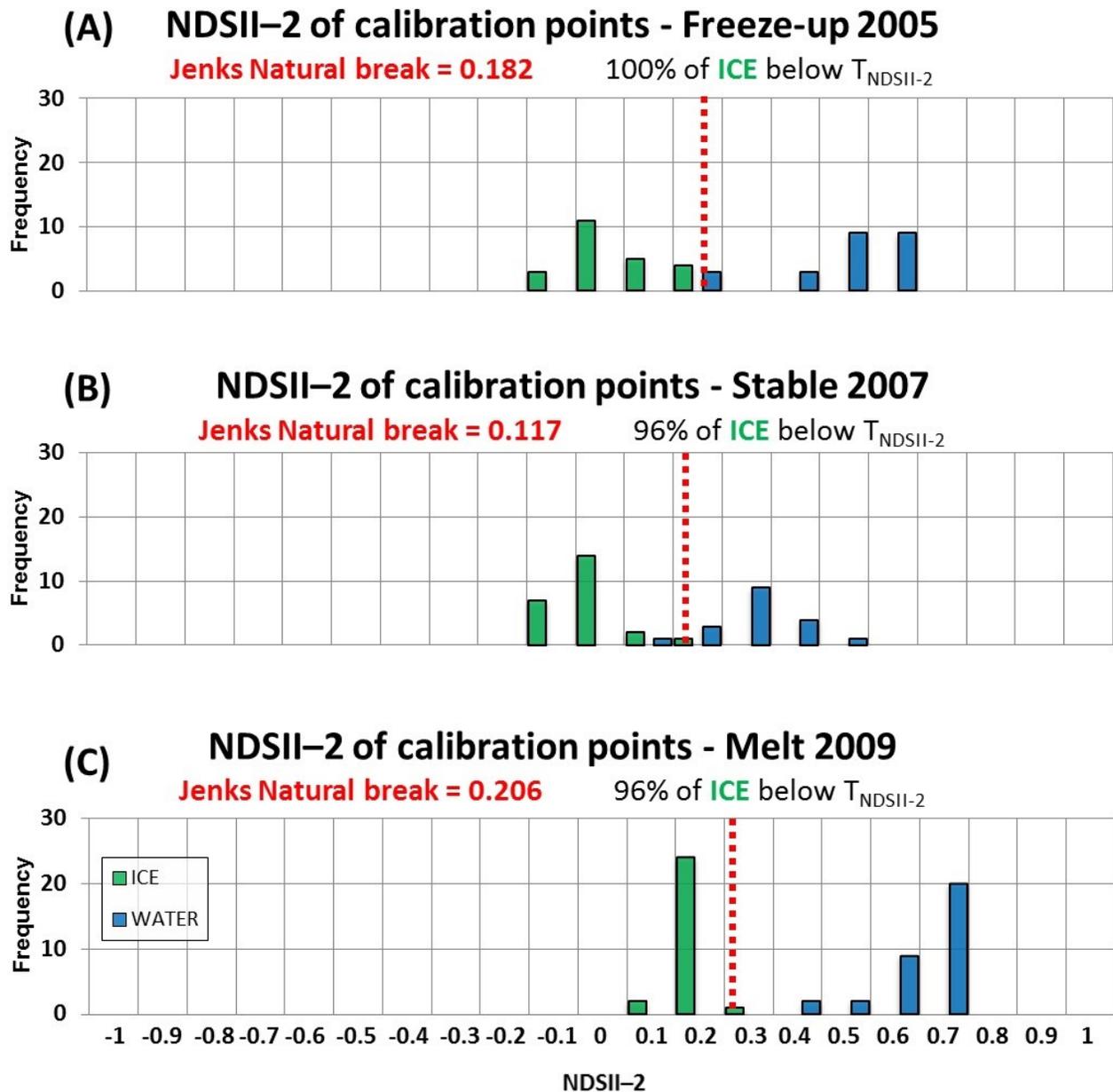


Figure A24 - (A-C) Distribution of photo-interpreted calibration data points compared to the obtained $T_{\text{NDSII-2}}$ threshold values obtained using Jenks Natural break method for all periods of the ice regime.

The second threshold in the algorithm validates ice presence by verifying that the Band 4 (0.55 μm) TOA reflectance value is >0.17 . This threshold was also used in the development of the original algorithm, as snow-covered ice at the 0.55 μm wavelength is known for its high reflectance, while water has very low reflectance at this same wavelength (Riggs *et al.*, 1999). This fixed threshold, though inside one standard deviation of the water samples mean, was kept. This choice has been made considering that, in the sampling process, it is fairly possible

that the photo-analyst identified new types of ice, such as nilas, as being water. These isolated mistakes in interpretation could be raising the average and standard deviation values for this category in our sampling. Therefore, to use a more secure threshold, the 0.17 value previously used by Riggs et al. (Riggs *et al.*, 1999) has been kept.

Ice information outputs of IceMap250

The IceMap250 algorithm generates two different ice presence maps at a 250 m spatial resolution providing different levels of information: The composite IceMap (figure A25), combining the MOD35 and VIS maps information; The Weekly Synthesis IceMap (figure A26), combining using a majority filter, all the available composite maps for one week.

The first product, the composite map, takes advantage of the two single scene maps, combining the ice detected in the MOD35 single scene map and the water detected in the VIS single scene map. This approach maximizes the area that can be mapped given the cloud cover. It uses sea ice detected with the MOD35 single scene map, which is more conservative regarding cloud cover, and the open water detected with the VIS single scene map since the error potential for water detection is very low and the visibility mask maximizes the covered area. The composite map, in addition to being a daily synthesis product, serves to compensate for certain errors related to cloud masking. By using the best information we can extract from both the MOD35 and the VIS cloud-masked maps, it minimizes the classification error risk.

The second product, the weekly synthesis map, shows the state of the ice cover as calculated by applying a majority filter to the ice conditions recorded for the previous seven days. Time-series records of ice conditions are built for every pixel using the composite maps, and the condition that appears in the majority of cases is mapped. In the case of equality between water and ice, the pixel is tagged as no data. A minimum of three occurrences is needed for the algorithm to map the majority case.

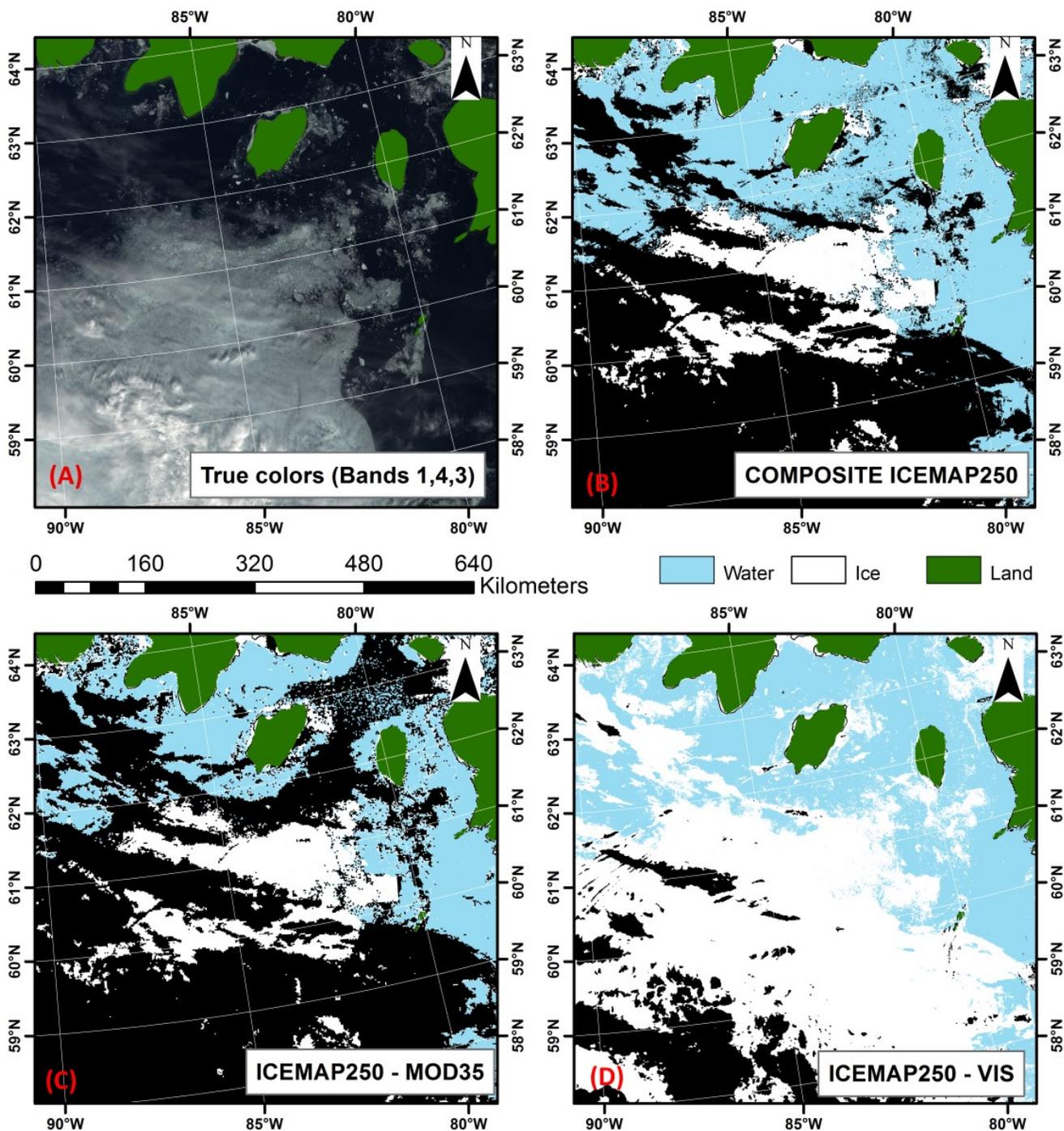


Figure A25 - (A–D) An example of the composition process for 4 July 2009. The composite IceMap250 is the fusion of the water detected in IceMap250 with VIS and the ice detected in IceMap250 with MOD35. Cloudy pixels or pixels where the classification failed to provide a consistent result appear in black in the IceMap250 maps.

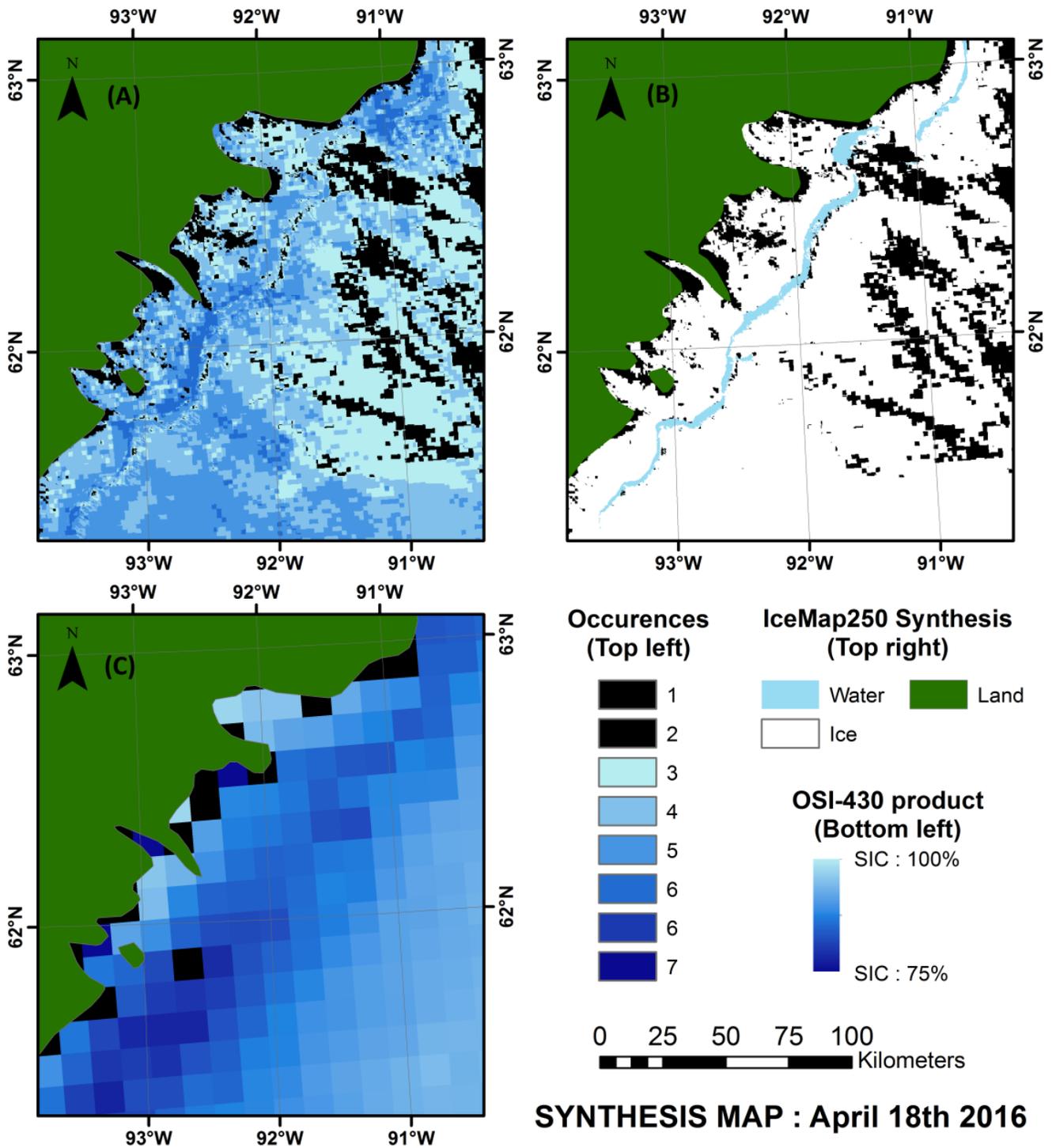


Figure A26 - (A–C) Information occurrence map, IceMap250 7-days synthesis map (250 m), and OSI-430 (12.5 km) sea ice concentrations (SIC) for 18 April 2016. For the occurrence map, black pixels are pixels with less than 3 occurrences of data in the 7 day period. For the OSI-430 map, the black pixels are areas considered as land at the passive microwave data grid resolution.

Results

Validation of the IceMap250 algorithm

The IceMap250 algorithm automatically generates a 250 m spatial resolution ice presence map for every scene of MODIS data available over a selected territory. After processing all available scenes for a single date, for either Terra or Aqua, the algorithm builds a composite of the ice maps to obtain a unique daily ice map product.

Validation of the IceMap250 products was achieved using datasets of imagery from three important periods of the sea ice regime, as described in the Section 2.2.1 of this document. Validation points, common to all evaluated products (table T4), were sampled to cumulate 500 points for each period.

To gather the points for validation, a regularly spaced grid at 25 km was generated over the study domain from which points that were common to the MOD29 product and to the IceMap250 maps generated from both the MOD35 and VIS masks were kept. From these points, 500 points were randomly selected for each period for a total of 1500 validation points. Ground truth was generated manually by photo-interpretation of each point, for all three ice regime periods, based on the 250 m downscaled true color images. The validation points were selected from dates in 2013, 2015, and 2016 (see Section 2.2.1), different than those used for the calibration points used in Section 3.4.

The photo-interpretation process used is described as follows. The validation points for each scene of every ice regime period were scanned, one by one, to classify them as either ice or water. The classification for all points was performed by the same analyst for consistency. When such data was available, the classification was cross-validated using either a Landsat 7 ETM+ true color composite and/or RADARSAT-1 SAR imagery.

From these 1500 validation points, contingency tables were generated for every ice regime period to identify strengths and weaknesses of the different products. Kappa values (Congalton, 1991) were also calculated to give a general overview of the classification performance.

Table T4 : IceMap250 validation components and their roles in the validation process.

Product (Mask)	Algorithm	Resolution	Role
MOD29 (MOD35)	Original IceMap (Hall <i>et al.</i>, 2001)	1 km	Benchmark
IceMap1KM (MOD35)	IceMap250	1 km	Evaluate impacts of algorithm changes.
IceMap1KM (VIS)	IceMap250	1 km	Evaluate impacts of algorithm and mask changes.
IceMap250 (MOD35)	IceMap250	250 m	Evaluate impacts of mask, algorithm and resolution changes.
IceMap250 (VIS)	IceMap250	250 m	Evaluate impacts of mask, algorithm and resolution changes.
IceMap250 (Composite)	IceMap250	250 m	Evaluate the accuracy and performance of the final map.

Validation of the composite maps: Assessment of accuracy using contingency tables

The stable period contingency table (table T5) shows that the main error source is the mislabelling of water as sea ice. The validation results clearly show that the main factor affecting the accuracy of the maps is the spatial resolution. Considering that openings in the ice cover tend to be straight, narrow features, such as leads, during this period, the error observed in 1 km resolution products such as MOD29 could be related simply to an inability to detect these features. Since the composite map merges information from both IceMap250 MOD35 and VIS maps, it will carry the kappa score of the highest scoring, since all products are compared on common points. However, the composite map has a larger coverage than the MOD35 product since it appends the water retrieved by the VIS product.

Algorithmic changes seem to have a small, non-significant impact on accuracy. The impact of the downscaling, on the other hand, seems to be positive, as we can see from the high kappa value obtained for the IceMap250 composite map. This result has to be interpreted with parsimony, as there are only a few areas of open water that were randomly selected for the validation points (also due to their rarity during stable cover). Considering these important facts, the high kappa value of the IceMap250 MOD35, VIS, and composite should be interpreted as a sign of relative accuracy, as only one error in classifying water as ice has a significant impact on the kappa due to the small number of water pixels. When

looking at Table T5, the reader should focus more on the overall accuracy than on the kappa value.

The melt period contingency table (table T6) shows that all of the algorithms achieve high performance discriminating sea ice and water in most situations, the kappa value consistently being greater than 88%. During this period, a higher spatial resolution seems to contribute to improving the results. The melt period is characterized by its generally low extent of cloud cover when compared to freeze-up, making it easier to accurately map sea ice distribution.

One source of error, mislabelling water as sea ice, may be linked to low tides when the intertidal area located at the outlets of rivers is exposed to the MODIS sensors. These areas are mistaken for ice as their reflectance is high at the 0.55 μm wavelength. They are adequately mapped by the original IceMap algorithm, explaining in part why the kappa score of the MOD29 product is higher than the 1 km IceMap250 products. One explanation for the improvement of the IceMap250 product at 250 m compared to its counterparts at 1 km is that the refinement brought by the downscaling makes the algorithm correct the errors in the intertidal areas since the measured T_{NDSII-2} threshold is computed using different reflectances at a finer grid resolution (16 pixels at 250 m are contained in 1 pixel at 1 km), increasing the impact of these pixels in the estimation of T_{NDSII-2} with the Jenks method. This situation is common in James Bay, the southernmost entity of the Hudson Bay Complex, where numerous rivers are known to bring large quantities of sediments.

Another source is the mislabelling of ice as water due to melt ponds, which, in most advanced cases, present a water-like NDSII—2 value. The 0.17 threshold used in Band 4 was shown to accurately discriminate sea ice with melt ponds from water, as about 15% of the validation points were gathered from areas with melt ponds. The slight improvement in the detection of water for the IceMap250 VIS map, compared to the 250 m MOD35 map can be explained by the difference in the extent masked by the MOD35 and the VIS masks and by the context of the melt period where water becomes more abundant. The impact on the algorithm is that the T_{NDSII-2} value differs for both products because the VIS mask covers more potential water areas (high NDSII—2 values) with the effect of pulling down T_{NDSII-2}, resulting in more pixels failing the first test for ice detection.

The freeze-up period contingency table (table T7) shows that the main source of error during freeze-up is the mislabelling of water as sea ice, except for the MOD29 product. The freeze-up period is especially difficult to map, mostly because of the dense cloud cover that is

frequently present. The changes in the algorithm have shown, in this period, to improve the kappa value by about 10%, according to the freeze-up period validation dataset.

In some cases, a cloud-covered area will be misclassified by the cloud-masking algorithm (MOD35) and will be considered cloud-free, leading to possible mislabelling of water as ice by the IceMap250 algorithm. The low clouds and water vapor that pass through the different filters of MOD35 have negative NDSII—2 values, sufficient to pass the $T_{\text{NDSII-2}}$ threshold, and present with a high green reflectance classifying them as ice. At those same points, the NDSI values are slightly below 0.4, explaining why they do not appear as errors in the MOD29 product. Once again, the intertidal areas cause classification errors until we reach the period where the land fast ice is well established, meaning the shores display a stable ice cover.

Even though the validation data show excellent concordance with manually photo-interpreted data, it should not be taken for granted that IceMap250 will achieve such accuracy for every scene it classifies. The validation is relative to the accuracy and consistency of the photo-interpretation, and the results could vary simply by using different validation dates. Nonetheless, given the results obtained from our extensive validation dataset, we contend that the IceMap250 classification process is reliable and generates high-quality results.

Validation of the Weekly Synthesis Maps: Comparison with Similar Products

One issue with the IceMap250 composite maps is the sparse and irregular distribution of coverage. To cope with this problem, weekly synthesis maps are generated for each of the 52 weeks of the year.

Quantitative validation is quite difficult for these synthesis maps since they are built from a collection of time-shifted datasets, but it is possible to compare them with existing synthesis products that provide a similar overview of ice presence, such as passive microwave (7 days average) and weekly maps from national ice services.

The latter products do not have the same spatial resolution as the IceMap250 synthesis map, but the comparison between these products and the IceMap250 product demonstrates the accuracy of the synthesis process used in the weekly IceMap250 maps. It is also a simple method to assess the consistency of the IceMap250 maps over time.

Table T5 - Contingency table for the stable period validation (10/02/16 to 20/02/16)

STABLE		Ground Truth			Commission Error	
		Water	Ice	Total		
MOD29 (M35)	Map	Water	3	6	9	66.7%
		Ice	5	486	491	1.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	62.5%	1.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	34.18%		97.80%	
IceMap250 at 1 km (M35)	Map	Water	3	1	4	25.0%
		Ice	5	491	496	1.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	62.5%	0.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	49.46%		98.80%	
IceMap250 at 1 km (VIS)	Map	Water	3	1	4	25.0%
		Ice	5	491	496	1.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	62.5%	0.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	49.46%		98.80%	
IceMap250 (M35)	Map	Water	8	1	9	11.1%
		Ice	0	491	491	0.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	0.0%	0.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	94.02%		99.80%	
IceMap250 (VIS)	Map	Water	8	1	9	11.1%
		Ice	0	491	491	0.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	0.0%	0.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	94.02%		99.80%	
IceMap Composite	Map	Water	8	1	9	11.1%
		Ice	0	491	491	0.0%
		Total	8	492	500	N/A
		Omission error	0.0%	0.2%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	94.02%		99.80%	

Table T6 - Contingency table for the melt period validation (13/06/13 to 23/06/13)

MELT		Ground Truth			Commission Error	
		Water	Ice	Total		
MOD29 (M35)	Map	Water	140	5	145	3.4%
		Ice	8	347	355	2.3%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	5.4%	1.4%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	93.72%			97.40%
IceMap250 at 1 km (M35)	Map	Water	128	4	132	3.0%
		Ice	20	348	368	5.4%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	13.5%	1.1%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	88.11%			95.20%
IceMap250 at 1 km (VIS)	Map	Water	127	3	130	2.3%
		Ice	21	349	370	5.7%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	14.2%	0.9%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	88.06%			95.20%
IceMap250 (M35)	Map	Water	140	0	140	0.0%
		Ice	8	352	360	2.2%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	5.4%	0.0%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	96.10%			98.40%
IceMap250 (VIS)	Map	Water	142	0	142	0.0%
		Ice	6	352	358	1.7%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	4.1%	0.0%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	97.09%			98.80%
IceMap Composite	Map	Water	142	0	142	0.0%
		Ice	6	352	358	1.7%
		Total	148	352	500	N/A
		Omission error	4.1%	0.0%	N/A	Overall accuracy
		Kappa	97.09%			98.80%

Table T7 - Contingency table for the freeze-up period validation (01/12/15 to 11/12/15)

		Ground Truth				
FREEZE-UP		Water	Ice	Total	Commission Error	
MOD29 (M35)	Map	Water	78	23	101	22.8%
		Ice	3	396	399	0.8%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	3.7%	5.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		82.58%		94.80%
IceMap250 at 1 km (M35)	Map	Water	73	2	75	2.7%
		Ice	8	417	425	1.9%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	9.9%	0.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		92.41%		98.00%
IceMap250 at 1 km (VIS)	Map	Water	73	2	75	2.7%
		Ice	8	417	425	1.9%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	9.9%	0.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		92.41%		98.00%
IceMap250 (M35)	Map	Water	75	2	77	2.6%
		Ice	6	417	423	1.4%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	7.4%	0.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		93.99%		98.40%
IceMap250 (VIS)	Map	Water	74	2	76	2.6%
		Ice	7	417	424	1.7%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	8.6%	0.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		93.20%		98.20%
IceMap Composite	Map	Water	75	2	77	2.6%
		Ice	6	417	423	1.4%
		Total	81	419	500	N/A
		Omission error	7.4%	0.5%	N/A	Overall accuracy
		Kappa		93.99%		98.40%

To evaluate their accuracy, the synthesis maps were then compared to the Canadian Ice Service weekly Hudson Bay regional ice charts, which are based on ScanSAR RADARSAT-1 imagery (50 or 100 m resolution), and to a 7 day average version of the OSI-409 or OSI-430 Reprocessed Sea Ice Product (Eastwood *et al.*, 2015), which is based on passive microwave data with a footprint size between 30 and 50 km, sampled at every 25 km and for which the product is provided at a 12.5 km resolution. Note that the ice charts compared are potentially based on data from different days since their respective production processes and input data are different. The periods compared include the last scene within the 7 day period. A total of nine comparisons were made—one per ice season (freeze-up, stable cover and melt) for three different years. The comparison of the output weekly maps from the analysis made at the Canadian Ice Service, the passive microwave-based OSI-409 or OSI-430 (depending on the date) product and the output weekly synthesis maps from the IceMap250 algorithm (figure A27) allow us to draw the following conclusions: For all three seasons considered, the general pattern and the sea ice cover agrees between the products compared.

The IceMap250 product, contrary to the CIS maps of the OSI maps, based respectively on SAR and passive microwave data, does not map the entire area because of its vulnerability to the cloud cover.

Discussion

The combination of the NDSII—2 and Band 4 thresholds at 250 m showed a good performance for all three seasons of the ice regime with kappa values over 90%. The use of a Jenks natural breaks threshold on NDSII—2 values made the algorithm more flexible regarding the different ice conditions the sensor could observe at the surface, as it, by definition, adapts to the different TOA reflectance values in the domain.

One of the surfaces expected to be more difficult to adequately outline were the regions for which the ice was covered with melt ponds. According to Perovich *et al.* (Perovich *et al.*, 2011), the flat topography characteristic to first-year ice can bring the pond cover fraction up to 90%, which has a major impact on the pixel reflectance values. This melt pond fraction is higher than what is observed in the higher Arctic, where the melt ponds can cover up to 50%–60% of sea ice during the boreal summer (Eicken *et al.*, 2004, Fetterer *et al.*, 1998).

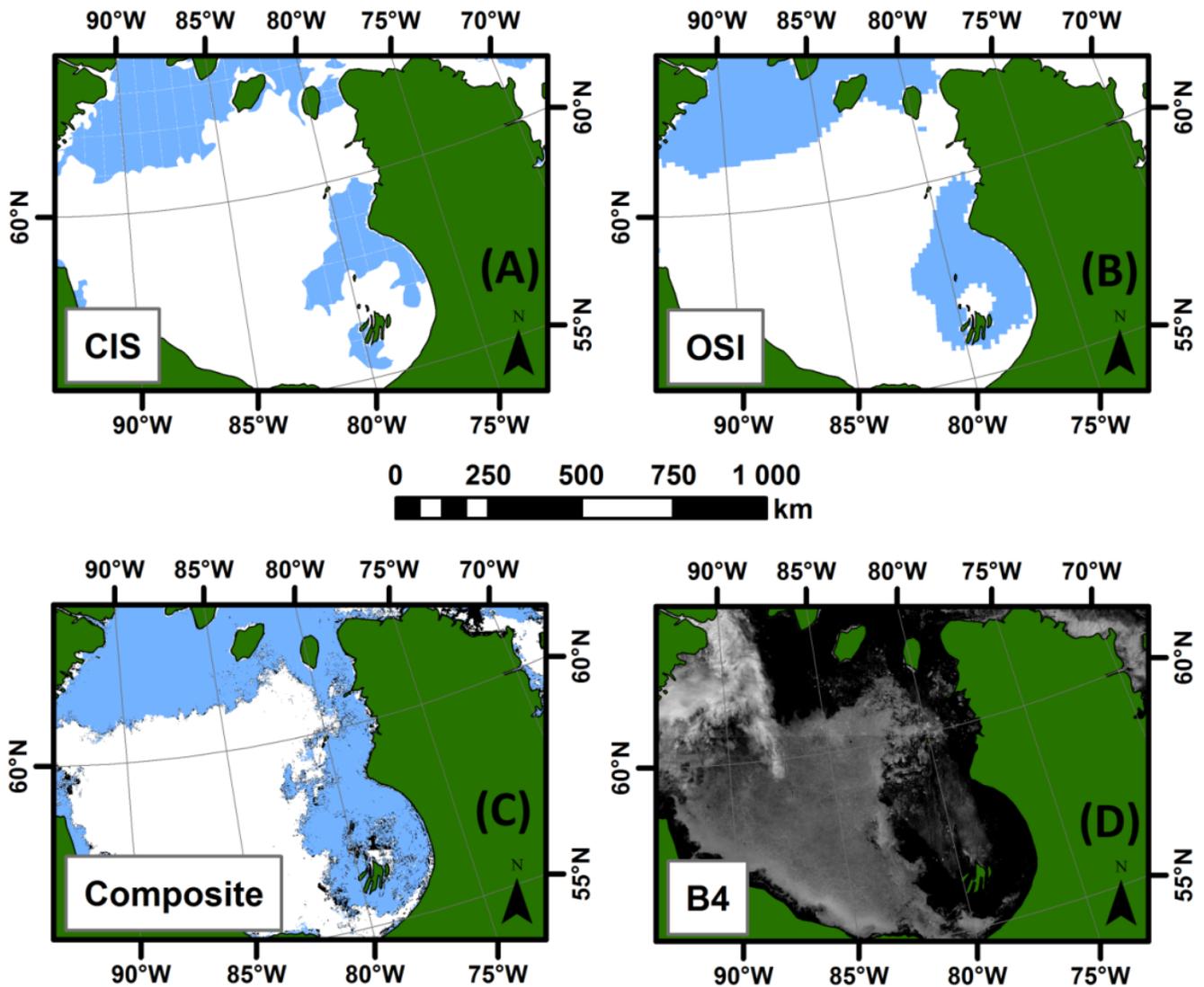


Figure A27 - Comparison of ice extent as depicted by the CIS weekly map (A), the OSI 7 day average (B), the IceMap250 composite map (C), and the green band of MODIS (D) for 27 June 2016. Sea ice is presented in white and water in blue. Black pixels in the composite map denote missing data.

When mapping ice with melt ponds, which according to Rosel et al. (Rösel *et al.*, 2012) can appear as soon as mid-April in the Southern Arctic, as confirmed by our imagery, the NDSII-2 information showed to be insufficient when used alone for cases of an advanced melt state. However, thresholding on Band 4 (TOA reflectance >0.17 in green) showed to effectively discriminate ice with melt ponds from water, as the mislabelling of sea ice as water is lower for all IceMap250 products than for the MOD29 product, regardless of the resolution. This discrimination capacity in the green band is coherent according to the spectral signature curves of water and melt ponds (deep blue ponds, blue-green ponds, dark ponds) (Tschudi *et al.*, 2008). One interesting development avenue for the algorithm would be to test the NDSII-2

values to see if the detection of melt ponds is possible.

The refinement in spatial resolution gives the algorithm the capacity to detect smaller features that would not be visible at a 1 km resolution. The downscaled images, compared on a point-by-point basis, show that the CCRS algorithm (Liu *et al.*, 2016b, Riggs *et al.*, 1999) performs very well at downscaling MODIS images to 250 m, even when conditions are not optimal due to cloud cover like in the freeze-up period (figure A28), and that it is an appropriate tool for studying sea ice cover as it does not alter or distort the spectral properties of the scene (Fetterer *et al.*, 1998). Correlation between Bands 2 and 4 at 1 km grid resolution and their 250 m downscaled counterparts showed that, for all three seasons and on more than 1500 points per period, the lowest R^2 value has shown to be 0.88. Even if the downscaling algorithm performs well, classification errors can certainly be linked to this process, especially for sectors of the image where the pixel TOA reflectance values are close to the threshold values. This downscaling plays an important role in the overall quality of the IceMap250 composite map.

Cloud cover is the most restrictive barrier to sea ice mapping using optical data. This is particularly true during the freeze-up season when all the algorithms tested display their lowest overall accuracy. As an example, for the three periods of the ice regime in 2003, under the hybrid mask (MOD35 + VIS), the maximum occurrence percentage of cloud-free pixels was 57% for the stable cover period, 66% for the melt period, and 42% for the freeze-up period. A recurrent pattern of cloud cover, intimately linked with the formation of sea ice, was observed that year in the Hudson Bay. Ice first developed and last melted in the southwestern part of the bay, where visibility seemed to be at its maximum in all periods of the ice regime.

The best performance for the IceMap250 performance is not seen when the VIS mask is used alone, which could trigger false positives of sea ice presence, but when it is used in combination with the MOD35 mask to achieve the composite map. As well, classification errors are certainly linked to the use of a suboptimal land mask, with a resolution coarser than the satellite imagery used in the algorithm. The use of a better mask would reduce land contamination errors. The overall performance of the IceMap250 algorithm is intimately linked to the land and cloud masking quality.

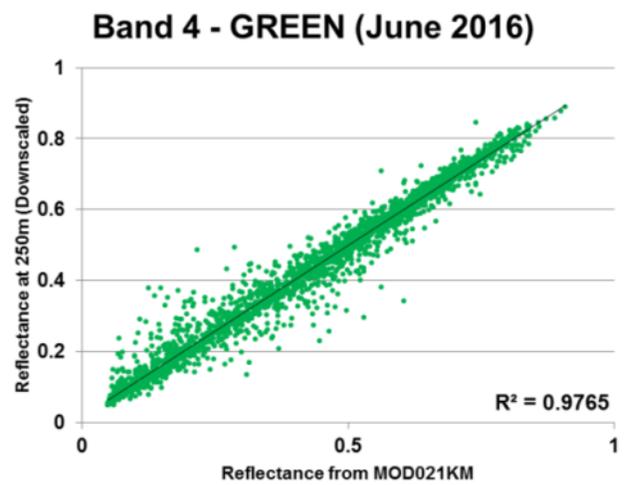
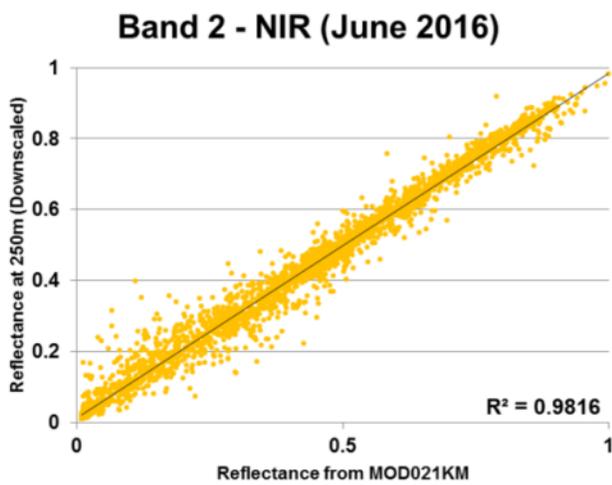
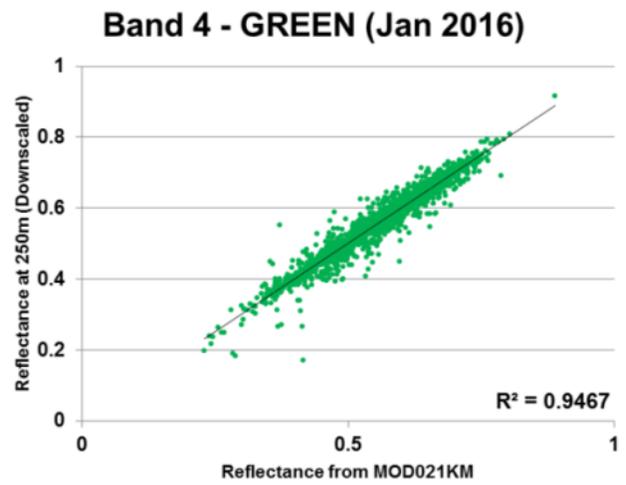
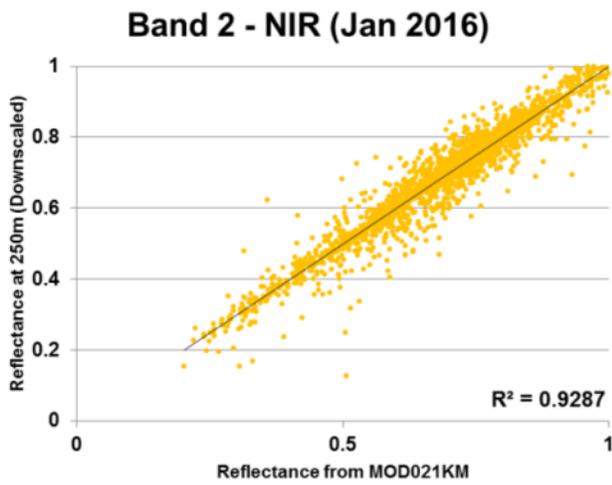
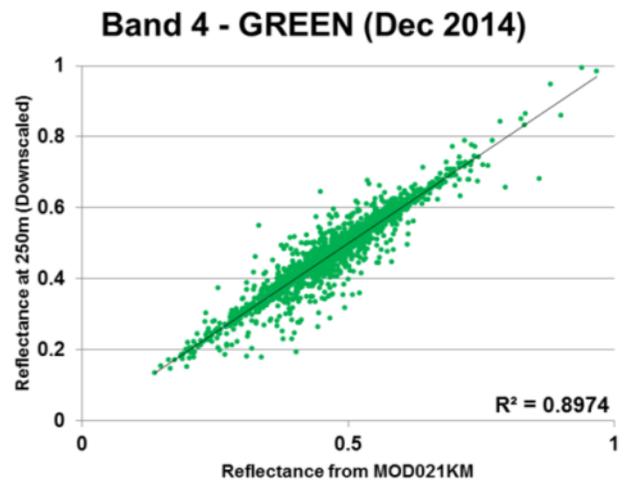
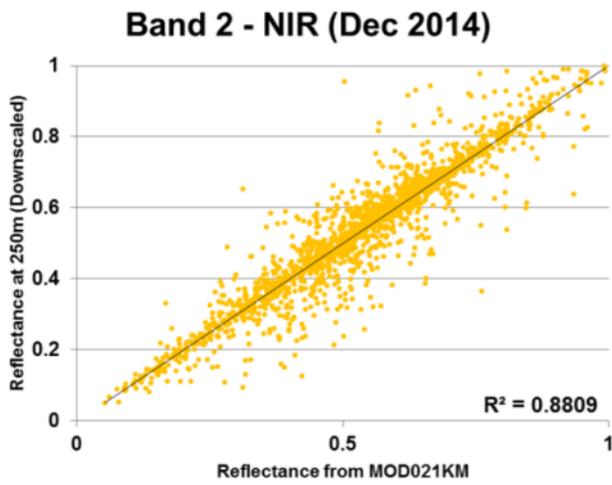


Figure A28 - Agreement between the TOA reflectances of the MOD021KM Bands 2 and 4 and the downscaled bands at 250 m grid resolution generated by the CCRS algorithm for 3 different scenes during freeze-up, stable cover, and melt periods

Conclusions

The fully automated IceMap250 algorithm provides 250 m of sea ice presence maps using the highest possible resolution data from the MODIS-Terra or Aqua sensors and specialized downscaling techniques, an improvement when compared to the original approach. Additionally, IceMap250 uses a different spectral ratio to detect sea ice. Using the NIR band instead of the SWIR band, the NDSII—2 index provides excellent results and makes the algorithm fully compatible with both MODIS platforms.

As expected, the impact of cloud cover on the spatial extent covered by the maps is major, especially during the freeze-up season, when the waters of Hudson Bay are warmer than the Arctic air masses, generating massive cloud formation. Nevertheless, when under clear sky conditions and adequately masked, the approach is efficient and accurate. Further improvement of the cloud-masking algorithms for the MODIS platform will necessarily have a positive impact on false sea ice detection in the IceMap250 algorithm.

Both quantitative and visual comparisons confirm that the IceMap250 maps are a useful source of ice information, even on a weekly scale. The general spatial pattern of the sea ice cover is respected in every case, and the approach offers the advantage of quickly providing fine ice cover details as soon as the MODIS imagery is available (near real time production).

The IceMap250 algorithm generates reliable and accurate sea ice detection data, in all cases with a kappa value over 90%, which would constitute an excellent backbone to any ice presence study; the algorithm thus has the potential to be used for numerous scientific and operational applications.

Références

- ACIA (2004) Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment. *Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment, by Arctic Climate Impact Assessment*, pp. 144. ISBN 0521617782. Cambridge, UK: Cambridge University Press, December 2004.:144.
- Ackerman SA, Strabala KI, Menzel WP, Frey RA, Moeller CC & Gumley LE (1998) Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 103(D24):32141-32157.
- Adamowski K & Bougadis J (2003) Detection of trends in annual extreme rainfall. *Hydrological Processes* 17(18):3547-3560.
- Agarwal S & Wettlaufer JS (2018) Fluctuations in Arctic Sea Ice Extent: Comparing Observations and CMIP5 Models. *arXiv preprint arXiv:1802.04958*.
- Agnew T & Howell S (2003) The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data. *Atmosphere-ocean* 41(4):317-331.
- Ahn J, Hong S, Cho J, Lee Y-W & Lee H (2014) Statistical Modeling of Sea Ice Concentration Using Satellite Imagery and Climate Reanalysis Data in the Barents and Kara Seas, 1979–2012. *Remote Sensing* 6(6):5520.
- Akaike H (1998) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. *Selected Papers of Hirotugu Akaike*, Springer. p 199-213.
- Aksenov Y, Popova EE, Yool A, Nurser AJG, Williams TD, Bertino L & Bergh J (2017) On the future navigability of Arctic sea routes: High-resolution projections of the Arctic Ocean and sea ice. *Marine Policy* 75:300-317.
- Allard M & Champagne P (1980) Dynamique glacielle à la pointe d'Argentenay, île d'Orléans, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 34:159-174.
- Andersen S, Tonboe R, Kaleschke L, Heygster G & Pedersen LT (2007) Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112(C8).
- Andersen S, Tonboe R, Kern S & Schyberg H (2006) Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms. *Remote Sensing of Environment* 104(4):374-392.
- Andrews J, Babb D & Barber DG (2017) Climate change and sea ice: Shipping accessibility on the marine transportation corridor through Hudson Bay and Hudson Strait (1980–2014). *Elem Sci Anth* 5.
- Antonov JI & Levitus S (2006) World ocean atlas 2005. Vol. 2, Salinity.

- Aporta C (2011) Shifting perspectives on shifting ice: documenting and representing Inuit use of the sea ice. *Canadian Geographer / Le Géographe canadien* 55:6-19.
- Aporta C, Taylor DRF & Laidler GJ (2011) Geographies of Inuit sea ice use: introduction. *Canadian Geographer / Le Géographe canadien* 55:1-5.
- Arcone SA, Gow AJ & McGrew S (1986) Structure and dielectric properties at 4.8 and 9.5 GHz of saline ice. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91(C12):14281-14303.
- Arkett M, Braithwaite L, Pestieau P, Carrieres T, Pogson L, Fabi C & Geldsetzer T (2015) Preparation by the Canadian Ice Service for the operational use of the RADARSAT Constellation Mission in their ice and oil spill monitoring programs. *Canadian Journal of Remote Sensing* 41:380-389.
- Arrigo KR, Perovich DK, Pickart RS, Brown ZW, van Dijken GL, Lowry KE, Mills MM, Palmer MA, Balch WM, Bahr F, Bates NR, Benitez-Nelson C, Bowler B, Brownlee E, Ehn JK, Frey KE, Garley R, Laney SR, Lubelczyk L, Mathis J, Matsuoka A, Mitchell BG, Moore GWK, Ortega-Retuerta E, Pal S, Polashenski CM, Reynolds RA, Schieber B, Sosik HM, Stephens M & Swift JH (2012) Massive Phytoplankton Blooms Under Arctic Sea Ice. *Science* 336:1408.
- Attema EPW (1991) The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite. *Proceedings of the IEEE* 79(6):791-799.
- Baldrige A, Hook S, Grove C & Rivera G (2009) The ASTER spectral library version 2.0. *Remote Sensing of Environment* 113(4):711-715.
- Ballicater-Consulting (2000) History of data and procedures used in the preparation of regional ice charts. (Environment Canada).
- Barber DG & Massom RA (2007) Chapter 1 The Role of Sea Ice in Arctic and Antarctic Polynyas. *Elsevier Oceanography Series*, Smith WO & Barber DG (Édit.) Elsevier, Vol 74. p 1-54.
- Barber DG, Misurak K & Ledrew E (1995) Spectral albedo of snow-covered first-year and multi-year sea ice during spring melt. *Annals of Glaciology* 21(1):337-342.
- Barnes JC, Chang DT & Willand JH (1972) *Application of ITOS and Nimbus infrared measurements to mapping sea ice*. Allied Research Associates,
- Barnes WL, Pagano TS & Salomonson VV (1998) Prelaunch characteristics of the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36(4):1088-1100.
- Barnett DG (1980) *A long-range ice forecasting method for the north coast of Alaska*. University of Washington Press,
- Barnhart KR, Overeem I & Anderson RS (2014) The effect of changing sea ice on the physical vulnerability of Arctic coasts. *The Cryosphere* 8:1777-1799.

- Barnston AG (1994) Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate* 7(10):1513-1564.
- Baudoin A & Chevrel M (1992) Le programme spatial français pour l'Observation de la Terre. *International Journal of Remote Sensing* 13(6-7):1083-1101.
- Baum CF (2008) Stata tip 63: Modeling proportions. *Stata Journal* 8(2):299.
- Beitsch A, Kaleschke L & Kern S (2014) Investigating High-Resolution AMSR2 Sea Ice Concentrations during the February 2013 Fracture Event in the Beaufort Sea. *Remote Sensing* 6(5):3841.
- Bernatchez P & Dubois J-M (2004) Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire* 58:45-71.
- Bernatchez P & Dubois J-MM (2008) Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec. *Journal of Coastal Research* 24:169-180.
- Bhatt US, Walker DA, Raynolds MK, Comiso JC, Epstein HE, Jia G, Gens R, Pinzon JE, Tucker CJ, Tweedie CE & Webber PJ (2010) Circumpolar Arctic Tundra Vegetation Change Is Linked to Sea Ice Decline. *Earth Interactions* 14:1-20.
- Bhatt US, Walker DA, Walsh JE, Carmack EC, Frey KE, Meier WN, Moore SE, Parmentier F-JW, Post E & Romanovsky VE (2014) Implications of Arctic sea ice decline for the Earth system. *Annual Review of Environment and Resources* 39:57-89.
- Bintanja R & Selten FM (2014) Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature* 509:479.
- Bishop MP, Björnsson H, Haeberli W, Oerlemans J, Shroder JF, Tranter M, Singh VP & Haritashya UK (2011) *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer Science & Business Media,
- Bliss AC, Miller JA & Meier WN (2017) Comparison of Passive Microwave-Derived Early Melt Onset Records on Arctic Sea Ice. *Remote Sensing* 9:199.
- Bonn F & Rochon G (1992) Précis de Télédétection, Volume 1: Principes et méthodes. *Presses Universitaires du Québec, Montréal*.
- Born GH, Dunne JA & Lame DB (1979) Seasat Mission Overview. *Science* 204(4400):1405-1406.
- Bouvet A (2009) *Télédétection radar appliquée au suivi des rizières. Méthodes utilisant le rapport des intensités de rétrodiffusion*. (Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Bøvith T & Andersen S (2005) Sea Ice Concentration from Single-Polarized SAR data using Second-Order Grey Level Statistics. *Scientific Report 05-04*.

- Bryan K (1969) A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of computational physics* 4(3):347-376.
- Bury K (1999) *Statistical distributions in engineering*. Cambridge University Press,
- Busemeyer JR, Wang Z, Townsend JT & Eidels A (2015) *The oxford handbook of computational and mathematical psychology*. Oxford University Press,
- Campbell JB & Wynne RH (2011) *Introduction to remote sensing*. Guilford Press,
- Campbell WJ, Gloersen P, Nordberg W & Wilheit T (1973) Dynamics and morphology of Beaufort Sea ice determined from satellites, aircraft, and drifting stations.
- Castro de la Guardia L, Derocher AE, Myers PG, Terwisscha van Scheltinga AD & Lunn NJ (2013) Future sea ice conditions in Western Hudson Bay and consequences for polar bears in the 21st century. *Global Change Biology* 19:2675-2687.
- Cavalieri D, Gloersen P & Campbell W (1984) Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 89(D4):5355-5369.
- Cavalieri DJ, Gloersen P, Parkinson CL, Comiso JC & Zwally HJ (1997) Observed Hemispheric Asymmetry in Global Sea Ice Changes. *Science* 278(5340):1104-1106.
- Cavalieri DJ & Parkinson CL (2012) Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere* 6:881-889.
- Cavalieri DJ, Parkinson CL, Gloersen P, Comiso JC & Zwally HJ (1999) Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104(C7):15803-15814.
- Cave BM & Pearson K (1914) Numerical illustrations of the variate difference correlation method. *Biometrika* 10(2/3):340-355.
- Caya A, Buehner M & Carrieres T (2010) Analysis and forecasting of sea ice conditions with three-dimensional variational data assimilation and a coupled ice–ocean model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 27(2):353-369.
- Caya D, Laprise R, Giguere M, Bergeron G, Blanchet JP, Stocks BJ, Boer GJ & McFarlane NA (1995) Description of the Canadian regional climate model. *Boreal Forests and Global Change*, Springer. p 477-482.
- CCPE (2008) Adapting to Climate Change - Canada's First National Engineering Vulnerability Assessment of Public Infrastructure. (Engineers Canada).
- Chan MA & Comiso JC (2013) Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *Journal of Climate* 26(10):3285-3306.
- Chapman WL & Walsh JE (1993) Recent Variations of Sea Ice and Air Temperature in High Latitudes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 74(1):33-48.

- Chen L & Singh VP (2017) Generalized beta distribution of the second kind for flood frequency analysis. *Entropy* 19(6):254.
- CIS (2013) Sea Ice Climatic Atlas for the Northern Canadian Waters 1981-2010. Ottawa).
- Clark RN, Swayze GA, Wise R, Livo KE, Hoefen TM, Kokaly RF & Sutley SJ (2007) *USGS digital spectral library splib06a*. US Geological Survey Reston, VA,
- Collins WD, Bitz CM, Blackmon ML, Bonan GB, Bretherton CS, Carton JA, Chang P, Doney SC, Hack JJ, Henderson TB, Kiehl JT, Large WG, McKenna DS, Santer BD & Smith RD (2006) The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *Journal of Climate* 19:2122-2143.
- Comiso JC (1995) *SSM/I sea ice concentrations using the bootstrap algorithm*. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center,
- Comiso JC (2002) A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophysical Research Letters* 29.
- Comiso JC (2011) Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. *Journal of Climate* 25:1176-1193.
- Comiso JC, Cavalieri DJ, Parkinson CL & Gloersen P (1997) Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques. *Remote Sensing of Environment* 60:357-384.
- Comiso JC, Parkinson CL, Gersten R & Stock L (2008) Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical research letters* 35.
- Comiso JC, Wadhams P, Pedersen LT & Gersten RA (2001) Seasonal and interannual variability of the Odden ice tongue and a study of environmental effects. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106(C5):9093-9116.
- Congalton RG (1991) A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote sensing of environment* 37(1):35-46.
- Cracknell AP (1997) *Advanced very high resolution radiometer AVHRR*. CRC Press,
- Cugerone K & Michele CD (2015) Johnson SB as general functional form for raindrop size distribution. *Water Resources Research* 51(8):6276-6289.
- Cumming I & Bennett J (1979) Digital processing of Seasat SAR data. *ICASSP '79. IEEE International Conference on Acoustics, Speech, and Signal Processing*. Apr 1979), p 710-718.
- Cunderlik JM & Burn DH (2003) Non-stationary pooled flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 276(1-4):210-223.
- D'Adderio LP, Cugerone K, Porcù F, De Michele C & Tokay A (2016) Capabilities of the Johnson SB distribution in estimating rain variables. *Advances in Water Resources*

97:241-250.

- Darnis G, Robert D, Pomerleau C, Link H, Archambault P, Nelson RJ, Geoffroy M, Tremblay J-É, Lovejoy C, Ferguson SH, Hunt BPV & Fortier L (2012) Current state and trends in Canadian Arctic marine ecosystems: II. Heterotrophic food web, pelagic-benthic coupling, and biodiversity. *Climatic Change* 115:179-205.
- David C, Lange B, Rabe B & Flores H (2015) Community structure of under-ice fauna in the Eurasian central Arctic Ocean in relation to environmental properties of sea-ice habitats. *Marine Ecology Progress Series* 522:15-32.
- Davies FJ, Renssen H & Goosse H (2014) The Arctic freshwater cycle during a naturally and an anthropogenically induced warm climate. *Climate Dynamics* 42:2099-2112.
- Dawson J, Pizzolato L, Howell SEL, Copland L & Johnston ME (2018) Temporal and Spatial Patterns of Ship Traffic in the Canadian Arctic from 1990 to 2015 + Supplementary Appendix 1: Figs. S1–S7 (See Article Tools). *2018* 71(1):12.
- Déry SJ & Wood EF (2004) Teleconnection between the Arctic Oscillation and Hudson Bay river discharge. *Geophysical Research Letters* 31.
- Déry SJ & Wood EF (2005) Decreasing river discharge in northern Canada. *Geophysical Research Letters* 32.
- Deser C, Walsh JE & Timlin MS (2000) Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. *Journal of Climate* 13:617-633.
- Desnos YL, Buck C, Guijarro J, Levrini G, Suchail JL, Torres R, Laur H, Closa J & Rosich B (2000) The ENVISAT advanced synthetic aperture radar system. *IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No.00CH37120).2000*, p 1171-1173 vol.1173.
- Dierking W & Busche T (2006) Sea ice monitoring by L-band SAR: an assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(4):957-970.
- Dionne J-C (1973) La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de géographie du Québec* 17:221-250.
- Dirkson A (2017) *Initializing sea ice thickness and quantifying uncertainty in seasonal forecasts of Arctic sea ice.*
- Divine DV & Dick C (2006) Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(C1).
- Dozier J (1989) Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote sensing of environment* 28:9-22.
- Drinkwater MR & Crocker G (1988) Modelling Changes in Scattering Properties of the

Dielectric and Young Snow-Covered Sea Ice at GHz Frequencies. *Journal of Glaciology* 34(118):274-282.

Drobot SD (2007) Using remote sensing data to develop seasonal outlooks for Arctic regional sea-ice minimum extent. *Remote Sensing of Environment* 111(2–3):136-147.

Drobot SD, Maslanik JA & Fowler C (2006) A long-range forecast of Arctic summer sea-ice minimum extent. *Geophysical Research Letters* 33(10):n/a-n/a.

Drue C & Heinemann G (2004) High-resolution maps of the sea-ice concentration from MODIS satellite data. *Geophysical research letters* 31(20).

Drusch M, Del Bello U, Carlier S, Colin O, Fernandez V, Gascon F, Hoersch B, Isola C, Laberinti P, Martimort P, Meygret A, Spoto F, Sy O, Marchese F & Bargellini P (2012) Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment* 120:25-36.

Durkalec A, Furgal C, Skinner MW & Sheldon T (2015) Climate change influences on environment as a determinant of Indigenous health: Relationships to place, sea ice, and health in an Inuit community. *Social Science & Medicine* 136-137:17-26.

Eastwood S, Jenssen M, Lavergne T, Sorensen A & Tonboe R (2015) Global Sea Ice Concentration Reprocessing - Product User Manual. (EUMETSAT - OSISAF), p 29.

Edenhofer O, Pichs-Madruga R, Sokona Y, Farahani E, Kadner S, Seyboth K, Adler A, Baum I, Brunner S & Eickemeier P (2014) Climate change 2014: mitigation of climate change. *Contribution of working group III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* 5.

Eicken H, Gradinger R, Gaylord A, Mahoney A, Rigor I & Melling H (2005) Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 52:3281-3302.

Eicken H, Grenfell TC, Perovich DK, Richter-Menge JA & Frey K (2004) Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109(C8).

El-Alem A, Chokmani K, Laurion I & El-Adlouni S (2014) An Adaptive Model to Monitor Chlorophyll-a in Inland Waters in Southern Quebec Using Downscaled MODIS Imagery. *Remote Sensing* 6(7):6446.

Eppler D & Carsey F (1992) Microwave remote sensing of sea ice. *American Geophysical Union*.

Eriksson LEB, Borenäs K, Dierking W, Berg A, Santoro M, Pemberton P, Lindh H & Karlson B (2010) Evaluation of new spaceborne SAR sensors for sea-ice monitoring in the Baltic Sea. *Canadian Journal of Remote Sensing* 36(sup1):S56-S73.

Etkin DA (1991) Break-up in Hudson Bay: its sensitivity to air temperatures and implications for climate warming. *Climatological Bulletin* 25:21-34.

- Etkin DA & Ramseier RO (1993) A comparison of conventional and passive microwave sea-ice datasets for Hudson Bay. *Atmosphere-Ocean* 31:359-378.
- F.Covello, Battazza F, Coletta A, Lopinto E, Fiorentino C, Pietranera L, Valentini G & Zoffoli S (2010) COSMO-SkyMed an existing opportunity for observing the Earth. *Journal of Geodynamics* 49(3):171-180.
- Falls LW (1974) The beta distribution: a statistical model for world cloud cover. *Journal of Geophysical Research* 79(9):1261-1264.
- Fan C & Warner RA (2014) Characterization of Water Reflectance Spectra Variability: Implications for Hyperspectral Remote Sensing in Estuarine Waters. *Marine Science* 4(1):1-9.
- Fetterer F, Knowles K, Meier W, Savoie M & Windnagel A (2017) Sea Ice Index, Version 3. National Snow and Ice Data Center (Updated daily). (NSIDC, Boulder, Colorado).
- Fetterer F & Untersteiner N (1998) Observations of melt ponds on Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103(C11):24821-24835.
- Fisher P (1997) The pixel: a snare and a delusion. *International Journal of Remote Sensing* 18(3):679-685.
- Fontana FMA, Trishchenko AP, Luo Y, Khlopenkov KV, Nussbaumer SU & Wunderle S (2010) Perennial snow and ice variations (2000–2008) in the Arctic circumpolar land area from satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115(F4):n/a-n/a.
- Fuller RM, Groom GB & Wallis SM (1994) The Availability of Landsat TM images of Great Britain. *International Journal of Remote Sensing* 15(6):1357-1362.
- Gagnon AS & Gough WA (2005a) Climate Change Scenarios for the Hudson Bay Region: An Intermodel Comparison. *Climatic Change* 69:269-297.
- Gagnon AS & Gough WA (2005b) Trends in the dates of ice freeze-up and breakup over Hudson Bay, Canada. *Arctic*:370-382.
- Galbraith PS & Larouche P (2011) Reprint of “Sea-surface temperature in Hudson Bay and Hudson Strait in relation to air temperature and ice cover breakup, 1985–2009”. *Journal of Marine Systems* 88(3):463-475.
- Galley R, Key E, Barber D, Hwang B & Ehn J (2008) Spatial and temporal variability of sea ice in the southern Beaufort Sea and Amundsen Gulf: 1980–2004. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(C5).
- Ged G (2017) *Gloss Metrology : development and psychophysical characterization of gloss scales*. (Conservatoire national des arts et metiers - CNAM). <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01683126> (Consulté le 2017-09-26)
- Geldsetzer T, Arkett M & Zagon T (2014) All season assessment of RADARSAT Constellation

Mission compact polarimetry modes for canadian ICE service operational implementation. *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 13-18 July 2014), p 1560-1563.

- Gignac C (2012) *Utilisation de la télédétection radar haute-résolution pour l'étude du régime glacial marin au voisinage des infrastructures maritimes du Nunavik*. Masters (INRS - Eau Terre Environnement). 107 p
- Gignac C, Bernier M, Chokmani K & Poulin J (2017) IceMap250—Automatic 250 m Sea Ice Extent Mapping Using MODIS Data. *Remote Sensing* 9(1):70.
- Girard M-C & Girard C-M (2010) *Traitement des données de télédétection-2e éd.: Environnement et ressources naturelles*. Dunod,
- Gloersen P, Campbell W, Cavalieri D, Comiso J, Parkinson C & Zwally H (1992) Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987. *Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis* 290.
- Gloersen P, Campbell WJ, Cavalieri DJ, Comiso JC, Parkinson CL & Zwally HJ (1993) Satellite passive microwave observations and analysis of Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987. *Annals of Glaciology* 17:149-154.
- Gloersen P, Parkinson CL, Cavalieri DJ, Comiso JC & Zwally HJ (1998) Spatial Distribution of Trends and Seasonality in the Hemispheric Sea Ice Covers.
- Gough WA, Gagnon AS & Lau HP (2004) Interannual Variability of Hudson Bay Ice Thickness. *Polar Geography* 28(3):222-238.
- Gu Y & Wylie B (2015) Downscaling 250-m MODIS Growing Season NDVI Based on Multiple-Date Landsat Images and Data Mining Approaches. *Remote Sensing* 7(4):3489.
- Guy E & Lasserre F (2016) Commercial shipping in the Arctic: new perspectives, challenges and regulations. *Polar Record* 52:294-304.
- Hall DK, Key JR, Casey KA, Riggs GA & Cavalieri DJ (2004a) Sea ice surface temperature product from MODIS. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 42:1076-1087.
- Hall DK, Key JR, Casey KA, Riggs GA & Cavalieri DJ (2004b) Sea ice surface temperature product from MODIS. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 42(5):1076-1087.
- Hall DK & Riggs GA (2007) Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological processes* 21(12):1534-1547.
- Hall DK, Riggs GA, Salomonson VV, Barton J, Casey K, Chien J, DiGirolamo N, Klein A, Powell H & Tait A (2001) Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms. *NASA GSFC, September*.
- Hallikainen M & Winebrenner DP (1992) The physical basis for sea ice remote sensing.

Microwave remote sensing of sea ice:29-46.

- Hamilton LC & Stroeve J (2016) 400 predictions: the SEARCH Sea Ice Outlook 2008–2015. *Polar Geography* 39(4):274-287.
- Hansen J, Ruedy R, Sato M & Lo K (2010) Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics* 48(4).
- Heinrichs JF, Cavalieri DJ & Markus T (2006) Assessment of the AMSR-E Sea Ice-Concentration Product at the Ice Edge Using RADARSAT-1 and MODIS Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(11):3070-3080.
- Helsel DR & Hirsch RM (2002) *Statistical methods in water resources*. US Geological survey Reston, VA,
- Henderson-Sellers A (1978) Surface type and its effect upon cloud cover: A climatological investigation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 83(C10):5057-5062.
- Hibler III W (1979) A dynamic thermodynamic sea ice model. *Journal of Physical Oceanography* 9(4):815-846.
- Hibler III W (1980) Modeling a variable thickness sea ice cover. *Monthly weather review* 108(12):1943-1973.
- Hibler WD & Bryan K (1987) A Diagnostic Ice–Ocean Model. *Journal of Physical Oceanography* 17(7):987-1015.
- Hirsch RM, Slack JR & Smith RA (1982) Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water resources research* 18(1):107-121.
- Hisdal H, Stahl K, Tallaksen LM & Demuth S (2001) Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? *International Journal of Climatology* 21(3):317-333.
- Ho J (2010) The implications of Arctic sea ice decline on shipping. *Marine Policy* 34:713-715.
- Hochheim K & Barber D (2010) Atmospheric forcing of sea ice in Hudson Bay during the fall period, 1980–2005. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(C5).
- Hochheim KP & Barber DG (2014) An update on the ice climatology of the Hudson Bay system. *Arctic, antarctic, and alpine research* 46:66-83.
- Holland MM, Finnis J & Serreze MC (2006) Simulated Arctic Ocean Freshwater Budgets in the Twentieth and Twenty-First Centuries. *Journal of Climate* 19:6221-6242.
- Hollinger J (1991) DMSP special sensor microwave/imager calibration/validation. (NAVAL RESEARCH LAB WASHINGTON DC).
- Hori M, Aoki T, Stamnes K & Li W (2007) ADEOS-II/GLI snow/ice products — Part III: Retrieved results. *Remote Sensing of Environment* 111(2–3):291-336.

- Hunke E, Lipscomb W, Jones P, Turner A, Jeffery N & Elliott S (2017) CICE, The Los Alamos Sea Ice Model. (Los Alamos National Laboratory (LANL), Los Alamos, NM (United States)).
- Iacoza J (2000) Assessment of ice monitoring in Canada.).
- Imaoka K, Kachi M, Kasahara M, Ito N, Nakagawa K & Oki T (2010) Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science* 38(8):13-18.
- Initiative OS (2013) The BSD 2-clause license. Online at <http://www.opensource.org/licenses/BSD-3-Clause> (as of 14 May 2012).
- Ivanova N, Johannessen OM, Pedersen LT & Tonboe RT (2014) Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52:7233-7246.
- Ivanova N, Pedersen L, Tonboe R, Kern S, Heygster G, Lavergne T, Sørensen A, Saldo R, Dybkjær G & Brucker L (2015a) Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations. *The Cryosphere* 9.
- Ivanova N, Pedersen L, Tonboe R, Kern S, Heygster G, Lavergne T, Sørensen A, Saldo R, Dybkjær G, Brucker L & Shokr M (2015b) Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations. *The Cryosphere* 9(5):1797-1817.
- Ivanova N, Pedersen LT, Tonboe RT, Kern S, Heygster G, Lavergne T, Sørensen A, Saldo R, Dybkjaer G & Brucker L (2015c) Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges. *Cryosphere* 9:1797-1817.
- Jenks GF (1967) The data model concept in statistical mapping. *International yearbook of cartography* 7(1):186-190.
- Johannessen OM, Bengtsson L, Miles MW, Kuzmina SI, Semenov VA, Alekseev GV, Nagurnyi AP, Zakharov VF, Bobylev LP & Pettersson LH (2004) Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A* 56(4):328-341.
- Johnson NL (1949) Systems of frequency curves generated by methods of translation. *Biometrika* 36(1-2):149-176.
- Jones EP & Anderson LG (1994) Northern Hudson Bay and Foxe Basin: water masses, circulation and productivity. *Atmosphere-Ocean* 32:361-374.
- Jones PD & Moberg A (2003) Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations: An Extensive Revision and an Update to 2001. *Journal of Climate* 16:206-223.
- Justice CO, Vermote E, Townshend JR, Defries R, Roy DP, Hall DK, Salomonson VV, Privette

- JL, Riggs G & Strahler A (1998) The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 36(4):1228-1249.
- Kaleschke L, Lüpkes C, Vihma T, Haarpaintner J, Bochert A, Hartmann J & Heygster G (2001) SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis. *Canadian Journal of Remote Sensing* 27(5):526-537.
- Kane EK (1857) *Arctic explorations*.
- Kankaku Y, Sagisaka M & Suzuki S (2014) PALSAR-2 launch and early orbit status. 2014 *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 13-18 July 2014), p 3410-3412.
- Kankaku Y, Suzuki S & Osawa Y (2013) ALOS-2 mission and development status. 2013 *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium - IGARSS*. 21-26 July 2013), p 2396-2399.
- Karvonen J (2012) Operational SAR-based sea ice drift monitoring over the Baltic Sea. *Ocean Science* 8(4).
- Kattsov VM, Ryabinin VE, Overland JE, Serreze MC, Visbeck M, Walsh JE, Meier W & Zhang X (2010) Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science. *Journal of Glaciology* 56(200):1115-1121.
- Kattsov VM & Walsh JE (2000) Twentieth-Century Trends of Arctic Precipitation from Observational Data and a Climate Model Simulation. *Journal of Climate* 13:1362-1370.
- Kattsov VM, Walsh JE, Chapman WL, Govorkova VA, Pavlova TV & Zhang X (2007) Simulation and Projection of Arctic Freshwater Budget Components by the IPCC AR4 Global Climate Models. *Journal of Hydrometeorology* 8:571-589.
- Kawanishi T, Sezai T, Ito Y, Imaoka K, Takeshima T, Ishido Y, Shibata A, Miura M, Inahata H & Spencer RW (2003) The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(2):184-194.
- Kendall M (1975) Rank correlation methods.
- Kern S (2004) A new method for medium-resolution sea ice analysis using weather-influence corrected Special Sensor Microwave/Imager 85 GHz data. *International Journal of Remote Sensing* 25(21):4555-4582.
- Kern S & Heygster G (2001) Sea-ice concentration retrieval in the Antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization. *Annals of Glaciology* 33(1):109-114.
- Keshri AK, Shukla A & Gupta RP (2008) ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. *International Journal of Remote Sensing* 30(2):519-524.
- Kilpatrick KA, Podestá G, Walsh S, Williams E, Halliwell V, Szczodrak M, Brown OB, Minnett

- PJ & Evans R (2015) A decade of sea surface temperature from MODIS. *Remote Sensing of Environment* 165:27-41.
- Kjeldsen TR, Ahn H & Prosdocimi I (2017) On the use of a four-parameter kappa distribution in regional frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal* 62(9):1354-1363.
- Kovacs A & Sodhi DS (1980) Shore ice pile-up and ride-up: Field observations, models, theoretical analyses. *The Seasonal Sea Ice Zone Proceedings International Workshop* 2:210-288.
- Kowal S, Gough WA & Butler K (2017) Temporal evolution of Hudson Bay Sea Ice (1971–2011). *Theoretical and Applied Climatology* 127:753-760.
- Krieger G, Moreira A, Fiedler H, Hajnsek I, Werner M, Younis M & Zink M (2007) TanDEM-X: A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(11):3317-3341.
- Krupnik I, Aporta C, Gearheard S, Laidler GJ & Holm LK (2010) *SIKU: knowing our ice: documenting Inuit sea ice knowledge and use*. Springer Science & Business Media,
- Laidler GJ, Elee P, Ikummaq T, Joamie E & Aporta C (2010) Mapping Inuit Sea Ice Knowledge, Use, and Change in Nunavut, Canada (Cape Dorset, Igloolik, Pangnirtung). *SIKU: Knowing Our Ice: Documenting Inuit Sea Ice Knowledge and Use*, Krupnik I, Aporta C, Gearheard S, Laidler GJ & Kielsen Holm L (Édit.) Springer Netherlands, Dordrecht. p 45-80.
- Laidre KL, Stern H, Kovacs KM, Lowry L, Moore SE, Regehr EV, Ferguson SH, Wiig Ø, Boveng P & Angliss RP (2015) Arctic marine mammal population status, sea ice habitat loss, and conservation recommendations for the 21st century. *Conservation Biology* 29:724-737.
- Laio F, Di Baldassarre G & Montanari A (2009) Model selection techniques for the frequency analysis of hydrological extremes. *Water Resources Research* 45(7).
- Lallemant D & Kiremidjian A (2015) A Beta Distribution Model for Characterizing Earthquake Damage State Distribution. *Earthquake Spectra* 31(3):1337-1352.
- Landy JC, Ehn JK, Babb DG, Thériault N & Barber DG (2017) Sea ice thickness in the Eastern Canadian Arctic: Hudson Bay Complex & Baffin Bay. *Remote Sensing of Environment* 200:281-294.
- Lantuit H, Overduin PP, Couture N, Wetterich S, Aré F, Atkinson D, Brown J, Cherkashov G, Drozdov D & Forbes DL (2012) The Arctic coastal dynamics database: a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines. *Estuaries and Coasts* 35:383-400.
- Lasserre F & Pelletier S (2011) Polar super seaways? Maritime transport in the Arctic: an analysis of shipowners' intentions. *Special section on Alternative Travel futures* 19:1465-1473.

- Lasserre F & Têtu P-L (2015) The cruise tourism industry in the Canadian Arctic: analysis of activities and perceptions of cruise ship operators. *Polar Record* 51:24-38.
- Lasserre F & Têtu P-L (2016) The extractive industry: the growth engine of Arctic Shipping? 2016) Whole of Government Through an Arctic Lens», Conference of Defense Associations (CDA) Institute Press.
- Lindsay RW & Rothrock DA (1994) Arctic Sea Ice Albedo from AVHRR. *Journal of Climate* 7:1737-1749.
- Lins HF (2012) A note on stationarity and nonstationarity. Édit Hydrology WCF).
- Liu H, Guo H, Li XM & Zhang L (2016a) An approach to discrimination of sea ice from open water using SAR data. *2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 10-15 July 2016), p 4865-4867.
- Liu M & Kronbak J (2010) The potential economic viability of using the Northern Sea Route (NSR) as an alternative route between Asia and Europe. *Tourism and climate change* 18:434-444.
- Liu Y, Key J & Mahoney R (2016b) Sea and Freshwater Ice Concentration from VIIRS on Suomi NPP and the Future JPSS Satellites. *Remote Sensing* 8(6):523.
- Loukas A (2002) Flood frequency estimation by a derived distribution procedure. *Journal of Hydrology* 255(1):69-89.
- Loveland TR & Dwyer JL (2012) Landsat: Building a strong future. *Remote Sensing of Environment* 122:22-29.
- Lucas-Picher P, Laprise R & Winger K (2017) Evidence of added value in North American regional climate model hindcast simulations using ever-increasing horizontal resolutions. *Climate Dynamics* 48:2611-2633.
- Luo Y, Trishchenko AP & Khlopenkov KV (2008) Developing clear-sky, cloud and cloud shadow mask for producing clear-sky composites at 250-meter spatial resolution for the seven MODIS land bands over Canada and North America. *Remote Sensing of Environment* 112(12):4167-4185.
- Machiwal D & Jha MK (2008) Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: application to hydrological time series/Evaluation comparative de tests statistiques pour l'analyse de séries temporelles: application à des séries temporelles hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal* 53(2):353-366.
- Madec G, Delécluse P, Imbard M & Lévy C (1998) OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pole de Modélisation* 11:91p.
- Maillard P, Clausi DA & Deng H (2005) Operational map-guided classification of SAR sea ice imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43(12):2940-2951.
- Mäkynen M & Karvonen J (2017) MODIS Sea Ice Thickness and Open Water–Sea Ice Charts

over the Barents and Kara Seas for Development and Validation of Sea Ice Products from Microwave Sensor Data. *Remote Sensing* 9:1324.

Manabe S & Stouffer RJ (1995) Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature* 378:165.

Mann HB (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13(3):245-259.

Manson GK & Solomon SM (2007) Past and future forcing of Beaufort Sea coastal change. *Atmosphere-Ocean* 45:107-122.

Markham WE (1986) The ice cover. *Elsevier oceanography series*, Elsevier, Vol 44. p 101-116.

Markus T & Cavalieri DJ (2000a) An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38:1387-1398.

Markus T & Cavalieri DJ (2000b) An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 38(3):1387-1398.

Markus T, Stroeve JC & Miller J (2009) Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 114.

Martini IP (1986) Coastal features of Canadian inland seas. *Elsevier oceanography series*, Elsevier, Vol 44. p 117-142.

Massom R & Comiso JC (1994) The classification of Arctic sea ice types and the determination of surface temperature using advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99(C3):5201-5218.

Massonnet F, Fichet T, Goosse H, Bitz CM, Philippon-Berthier G, Holland MM & Barriat P-Y (2012) Constraining projections of summer Arctic sea ice. *The Cryosphere* 6(6):1383-1394.

Matzler C & Wegmuller U (1987) Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. *Journal of Physics D: Applied Physics* 20(12):1623.

Maxwell JB (1986) A climate overview of the Canadian inland seas. *Elsevier oceanography series*, Elsevier, Vol 44. p 79-100.

Maykut GA & Untersteiner N (1971) Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research* 76(6):1550-1575.

McClain EP (1973) Quantitative use of satellite vidicon data for delimiting sea ice conditions. *Arctic*:44-57.

McLaren A, Banks H, Durman C, Gregory J, Johns T, Keen A, Ridley J, Roberts M, Lipscomb W & Connolley W (2006) Evaluation of the sea ice simulation in a new coupled atmosphere-ocean climate model (HadGEM1). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(C12).

- Meier W (2005) Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in arctic peripheral seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43(6):1324-1337.
- Meier WN & Dai M (2006) High-resolution sea-ice motions from AMSR-E imagery. *Annals of Glaciology* 44:352-356.
- Meier WN, Fetterer F, Stewart JS & Helfrich S (2015) How do sea-ice concentrations from operational data compare with passive microwave estimates? Implications for improved model evaluations and forecasting. *Annals of Glaciology* 56(69):332-340.
- Meier WN & Stroeve J (2008) Comparison of sea-ice extent and ice-edge location estimates from passive microwave and enhanced-resolution scatterometer data. *Annals of Glaciology* 48(1):65-70.
- Meier WN, Stroeve J & Fetterer F (2007) Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record. *Annals of Glaciology* 46:428-434.
- Meylan P, Favre A-C & Musy A (2008) *Hydrologie fréquentielle: une science prédictive*. PPUR presses polytechniques,
- Miranda N, Meadows P, TYPE D & NOTE T (2015) Radiometric Calibration of S-1 Level-1 Products Generated by the S-1 IPF. Viewed at <https://sentinel.esa.int/documents/247904/685163/S1-Radiometric-Calibration-V1.0.pdf>.
- Morena L, James K & Beck J (2004) An introduction to the RADARSAT-2 mission. *Canadian Journal of Remote Sensing* 30(3):221-234.
- Muckenhuber S, Nilsen F, Korosov A & Sandven S (2016) Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data. *The Cryosphere* 10:149-158.
- Mudryk LR, Derksen C, Howell S, Laliberté F, Thackeray C, Sospedra-Alfonso R, Vionnet V, Kushner PJ & Brown R (2018) Canadian snow and sea ice: historical trends and projections. *The Cryosphere* 12(4):1157-1176.
- Mussells O, Dawson J & Howell S (2017) Navigating pressured ice: Risks and hazards for winter resource-based shipping in the Canadian Arctic. *Ocean & Coastal Management* 137:57-67.
- Mysak LA, Ingram RG, Wang J & Van Der Baaren A (1996) The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. *Atmosphere-Ocean* 34:313-343.
- Nadarajah S (2008) A truncated inverted beta distribution with application to air pollution data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22(2):285-289.
- Nagler T, Rott H, Hetzenecker M, Wuite J & Potin P (2015) The Sentinel-1 Mission: New Opportunities for Ice Sheet Observations. *Remote Sensing* 7(7):9371.

- NaturalEarth (2014) Coastline. Édít Naturalearth).
- Neath AA & Cavanaugh JE (2012) The Bayesian information criterion: background, derivation, and applications. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational Statistics* 4(2):199-203.
- Neumann G & Pierson Jr WJ (1966) Principles of physical oceanography.
- Nicodemus FE (1965) Directional reflectance and emissivity of an opaque surface. *Applied optics* 4(7):767-775.
- NIST (2013) *NIST/SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods.*, <https://www.itl.nist.gov/div898/handbook/index.htm>
- Njoku EG (1982) Passive microwave remote sensing of the earth from space: A review. *Proceedings of the IEEE* 70(7):728-750.
- Nolin AW, Fetterer FM & Scambos TA (2002) Surface roughness characterizations of sea ice and ice sheets: case studies with MISR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(7):1605-1615.
- Notz D (2017) Arctic sea ice seasonal-to-decadal variability and long-term change. *Past Global Changes Magazine* 25:14-19.
- Notz D & Stroeve J (2016) Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science* 354:747.
- NSIDC (2013) Monthly Ocean Masks and Maximum Extent Masks.).
- NSIDC (2015) *NSIDC Arctic Sea Ice News and Analysis - December 2015.*, <https://nsidc.org/arcticseaicenews/2015/12/>
- NSIDC (2016a) *NSIDC Arctic Sea Ice News and Analysis - April 2016.*, <https://nsidc.org/arcticseaicenews/2016/04/>
- NSIDC (2016b) *NSIDC Arctic Sea Ice News and Analysis - February 2016.*, <https://nsidc.org/arcticseaicenews/2016/02/>
- Ochilov S & Clausi DA (2012) Operational SAR sea-ice image classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(11):4397-4408.
- Onstott RG (1992) SAR and scatterometer signatures of sea ice. *Microwave remote sensing of sea ice*:73-104.
- Overeem I, Anderson RS, Wobus CW, Clow GD, Urban FE & Matell N (2011) Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast. *Geophysical Research Letters* 38.
- Pang X, Pu J, Zhao X, Ji Q, Qu M & Cheng Z (2018) Comparison between AMSR2 Sea Ice Concentration Products and Pseudo-Ship Observations of the Arctic and Antarctic Sea Ice Edge on Cloud-Free Days. *Remote Sensing* 10(2):317.

- Parashar S (1994) RADARSAT program. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1994. IGARSS '94. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis and Interpretation.*, International.8-12 Aug. 1994), p 1709-1713 vol.1703.
- Parkinson CL (2014) Spatially mapped reductions in the length of the Arctic sea ice season. *Geophysical research letters* 41:4316-4322.
- Parkinson CL & Cavalieri DJ (2002) A 21 year record of Arctic sea-ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends. *Annals of Glaciology* 34:441-446.
- Parkinson CL & Cavalieri DJ (2008) Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113:n/a-n/a.
- Parkinson CL, Cavalieri DJ, Gloersen P, Zwally HJ & Comiso JC (1999) Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 104:20837-20856.
- Parkinson CL & DiGirolamo NE (2016) New visualizations highlight new information on the contrasting Arctic and Antarctic sea-ice trends since the late 1970s. *Remote Sensing of Environment* 183:198-204.
- Pavlova O, Pavlov V & Gerland S (2014) The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach. *Journal of Marine Systems* 130:248-255.
- Pelletier J-F & Guy E (2012) Évaluation Des Activités De Transport Maritime En Arctique Canadien. *Cahiers Scientifiques Du Transport*:3-33.
- Perovich D, Jones K, Light B, Eicken H, Markus T, Stroeve J & Lindsay R (2011) Solar partitioning in a changing Arctic sea-ice cover. *Annals of Glaciology* 52(57):192-196.
- Perovich DK (1994) Light reflection from sea ice during the onset of melt. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 99(C2):3351-3359.
- Perovich DK (1996) The Optical Properties of Sea Ice. (DTIC).
- Perovich DK (1998) Observations of the polarization of light reflected from sea ice. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103(C3):5563-5575.
- Perovich DK & Polashenski C (2012) Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters* 39(8):n/a-n/a.
- Peterson BJ, Holmes RM, McClelland JW, Vörösmarty CJ, Lammers RB, Shiklomanov AI, Shiklomanov IA & Rahmstorf S (2002) Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *science* 298:2171-2173.
- Petty AA, Schröder D, Stroeve JC, Markus T, Miller J, Kurtz NT, Feltham DL & Flocco D (2017) Skillful spring forecasts of September Arctic sea ice extent using passive microwave sea ice observations. *Earth's Future* 5:254-263.

- PIEVC (2008) Adapting to Climate Change - Canada's first national assessment of public infrastructure. Édit Canada E (Council of Professional Engineers, Canadian, Ottawa).
- Pistone K, Eisenman I & Ramanathan V (2014) Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111:3322-3326.
- Pizzolato L, Howell SEL, Dawson J, Laliberté F & Copland L (2016) The influence of declining sea ice on shipping activity in the Canadian Arctic. *Geophysical Research Letters* 43(23):12,146-112,154.
- Post E, Bhatt US, Bitz CM, Brodie JF, Fulton TL, Hebblewhite M, Kerby J, Kutz SJ, Stirling I & Walker DA (2013) Ecological Consequences of Sea-Ice Decline. *Science* 341:519.
- Post E, Forchhammer MC, Bret-Harte MS, Callaghan TV, Christensen TR, Elberling B, Fox AD, Gilg O, Hik DS, Høye TT, Ims RA, Jeppesen E, Klein DR, Madsen J, McGuire AD, Rysgaard S, Schindler DE, Stirling I, Tamstorf MP, Tyler NJC, van der Wal R, Welker J, Wookey PA, Schmidt NM & Aastrup P (2009) Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science* 325:1355.
- Prinsenbergh SJ (1986) On the physical oceanography of Foxe Basin. *Elsevier oceanography series*, Elsevier, Vol 44. p 217-236.
- RA Fisher M (1922) On the mathematical foundations of theoretical statistics. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 222(594-604):309-368.
- Rahmstorf S (1995) Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* 378:145.
- Rahmstorf S & Ganopolski A (1999) Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic change* 43:353-367.
- Rajak D, Singh RK, Jayaprasad P, Oza SR, Sharma R & Kumar R (2015) Sea ice occurrence probability data and its applications over the Antarctic. *Journal of Geomatics* 9(2):193-197.
- Rao AR, Hamed KH & Chen H-L (2012) *Nonstationarities in hydrologic and environmental time series*. Springer Science & Business Media,
- Rees WG (2005) *Remote sensing of snow and ice*. CRC Press,
- Rennolls K & Wang M (2005) A new parameterization of Johnson's SB distribution with application to fitting forest tree diameter data. *Canadian Journal of Forest Research* 35(3):575-579.
- Ressel R, Frost A & Lehner S (2015) A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 8(7):3672-3680.
- Reynolds RW & Marsico DC (1993) An improved real-time global sea surface temperature

analysis. *Journal of climate* 6(1):114-119.

- Riggs G & Hall D (2015) MODIS sea ice products user guide to collection 6. *NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD*.
- Riggs G, Hall D & Ackerman S (1999) Sea Ice Extent and Classification Mapping with the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Airborne Simulator. *Remote Sensing of Environment* 68(2):152-163.
- Riggs G, Hall DK & Key J (2001) Initial evaluation of MODIS sea ice observations. *58th Eastern Snow Conference, May 15–17, Ottawa*.
- Riggs GA & Hall DK (2004) Snow mapping with the MODIS Aqua instrument. *Proceedings of 61st Eastern Snow Conference*. p 9-11.
- Rösel A, Kaleschke L & Birnbaum G (2012) Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network. *The cryosphere* 6(2):431-446.
- Rosenqvist A, Shimada M, Ito N & Watanabe M (2007) ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(11):3307-3316.
- Rothrock DA, Yu Y & Maykut GA (1999) Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters* 26:3469-3472.
- Rousset C, Vancoppenolle M, Madec G, Fichefet T, Flavoni S, Barthélemy A, Benshila R, Chanut J, Lévy C & Masson S (2015) The Louvain-la-Neuve sea ice model LIM3. 5: global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development Discussions* 8(4).
- Roy DP, Wulder MA, Loveland TR, C.E W, Allen RG, Anderson MC, Helder D, Irons JR, Johnson DM, Kennedy R, Scambos TA, Schaaf CB, Schott JR, Sheng Y, Vermote EF, Belward AS, Bindschadler R, Cohen WB, Gao F, Hipple JD, Hostert P, Huntington J, Justice CO, Kilic A, Kovalskyy V, Lee ZP, Lymburner L, Masek JG, McCorkel J, Shuai Y, Trezza R, Vogelmann J, Wynne RH & Zhu Z (2014) Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sensing of Environment* 145:154-172.
- Rundquist BC, Henrie CJ & Grewe EJ (2006) Internet Access to Remotely Sensed Data. *Journal of Map & Geography Libraries* 2(2):21-32.
- Saucier F, Senneville S, Prinsenbergh S, Roy F, Smith G, Gachon P, Caya D & Laprise R (2004) Modelling the sea ice-ocean seasonal cycle in Hudson Bay, Foxe Basin and Hudson Strait, Canada. *Climate Dynamics* 23(3-4):303-326.
- Schaepman-Strub G, Schaepman M, Painter T, Dangel S & Martonchik J (2006) Reflectance quantities in optical remote sensing—Definitions and case studies. *Remote sensing of environment* 103(1):27-42.
- Scheuchl B, Caves R, Cumming I & Staples G (2001) Automated sea ice classification using spaceborne polarimetric SAR data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*,

2001. *IGARSS'01. IEEE 2001 International*. IEEE, p 3117-3119.

Scholz FW (2004) Maximum Likelihood Estimation. *Encyclopedia of Statistical Sciences*, John Wiley & Sons, Inc., 10.1002/0471667196.ess1571.pub2.

Schwarz G (1978) Estimating the dimension of a model. *The annals of statistics* 6(2):461-464.

Screen JA & Simmonds I (2010) The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature* 464:1334.

Sears FW, Zemansky MW & Young HD (1987) *University physics*. Addison-Wesley,

Serreze MC & Barry RG (2011) Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change* 77:85-96.

Serreze MC & Stroeve J (2015) Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 373:20140159.

Shokr M, Lambe A & Agnew T (2008) A New Algorithm (ECICE) to Estimate Ice Concentration From Remote Sensing Observations: An Application to 85-GHz Passive Microwave Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 46(12):4104-4121.

Shokr M & Sinha N (2015) *Sea Ice: Physics and Remote Sensing*. Wiley.
<https://books.google.ca/books?id=GnNuBwAAQBAJ>

Smith D (1996) Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data. *Remote Sensing* 17(13):2625-2646.

Smith LC & Stephenson SR (2013) New Trans-Arctic shipping routes navigable by midcentury. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110(13):E1191-E1195.

Soh L-K, Tsatsoulis C, Gineris D & Bertoia C (2004) ARKTOS: An intelligent system for SAR sea ice image classification. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 42(1):229-248.

Spreen G, Kaleschke L & Heygster G (2005) Operational sea ice remote sensing with AMSR-E 89 GHz channels. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS'05. Proceedings. 2005 IEEE International*. IEEE, p 4033-4036.

Spreen G, Kaleschke L & Heygster G (2008) Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(C2).

Stallman R (1991) Gnu general public license. *Free Software Foundation, Inc., Tech. Rep.*

Stammerjohn S, Massom R, Rind D & Martinson D (2012) Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison. *Geophysical Research Letters* 39.

Stefan J (1891) Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. *Annalen der Physik* 278(2):269-286.

- Stephenson SR, Smith LC, Brigham LW & Agnew JA (2013) Projected 21st-century changes to Arctic marine access. *Climatic Change* 118(3):885-899.
- Stewart DB & Barber DG (2010) The Ocean-Sea Ice-Atmosphere System of the Hudson Bay Complex. *A Little Less Arctic: Top Predators in the World's Largest Northern Inland Sea, Hudson Bay*, Ferguson SH, Loseto LL & Mallory ML (Édit.) Springer Netherlands, Dordrecht. p 1-38.
- Stirling I (1980) The Biological Importance of Polynyas in the Canadian Arctic. *ARCTIC* 33(2):303-315.
- Stocker T (2014) *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press,
- Stroeve J, Holland MM, Meier W, Scambos T & Serreze M (2007) Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical research letters* 34.
- Stroeve J, Markus T, Boisvert L, Miller J & Barrett A (2014) Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss. *Geophysical Research Letters* 41(4):1216-1225.
- Stroeve J, Serreze M, Fetterer F, Arbetter T, Meier W, Maslanik J & Knowles K (2005) Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophysical Research Letters* 32(4).
- Stroeve JC, Kattsov V, Barrett A, Serreze M, Pavlova T, Holland M & Meier WN (2012a) Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophysical Research Letters* 39(16):n/a-n/a.
- Stroeve JC, Serreze MC, Holland MM, Kay JE, Malanik J & Barrett AP (2012b) The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change* 110(3-4):1005-1027.
- Strong AE, McClAIN EP & McGINNIS DF (1971) Detection of thawing snow and ice packs through the combined use of visible and near-infrared measurements from earth satellites. *Monthly Weather Review* 99(11):828-830.
- Su H, Wang Y, Xiao J & Li L (2013) Improving MODIS sea ice detectability using gray level co-occurrence matrix texture analysis method: A case study in the Bohai Sea. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 85:13-20.
- Su H, Wang Y & Yang J (2012) Monitoring the Spatiotemporal Evolution of Sea Ice in the Bohai Sea in the 2009–2010 Winter Combining MODIS and Meteorological Data. *Estuaries and Coasts* 35(1):281-291.
- Sulaiman MY, Oo WH, Wahab MA & Zakaria A (1999) Application of beta distribution model to Malaysian sunshine data. *Renewable energy* 18(4):573-579.
- Svendsen E, Kloster K, Farrelly B, Johannessen O, Johannessen J, Campbell W, Gloersen P, Cavalieri D & Mätzler C (1983) Norwegian remote sensing experiment: Evaluation of

the nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 88(C5):2781-2791.

Swart NC, Fyfe JC, Hawkins E, Kay JE & Jahn A (2015) Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. *Nature Climate Change* 5:86-89.

Taranik JV (1978) Characteristics of the Landsat multispectral data system. (US Geological Survey).

Thompson AA, Luscombe A, James K & Fox P (2008) RADARSAT-2 Mission Status: Capabilities Demonstrated and Image Quality Achieved. *7th European Conference on Synthetic Aperture Radar*. 2-5 June 2008), p 1-4.

Tietsche S, Notz D, Jungclaus J & Marotzke J (2013) Assimilation of sea-ice concentration in a global climate model-physical and statistical aspects. *Ocean science* 9(1):19.

Timco G & Johnston M (2003) Système des régimes de glaces pour la navigation dans l'Arctique: guide illustré.

Tivy A, Howell SEL, Alt B, McCourt S, Chagnon R, Crocker G, Carrieres T & Yackel JJ (2011) Trends and variability in summer sea ice cover in the Canadian Arctic based on the Canadian Ice Service Digital Archive, 1960–2008 and 1968–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116(C3).

Tonboe RT, Eastwood S, Lavergne T, Sørensen AM, Rathmann N, Dybkjær G, Pedersen LT, Høyer JL & Kern S (2016) The EUMETSAT sea ice concentration climate data record. *The Cryosphere* 10(5):2275-2290.

Torres R, Snoeij P, Geudtner D, Bibby D, Davidson M, Attema E, Potin P, Rommen B, Floury N & Brown M (2012) GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment* 120:9-24.

Trishchenko AP, Khlopenkov KV, Ungureanu C, Latifovic R, Luo Y & Park WB (2008) Mapping of surface albedo over Mackenzie River Basin from satellite observations. *Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies. The Mackenzie GEWEX Experience*, Springer. p 327-341.

Trishchenko AP, Luo Y & Khlopenkov KV (2006) A method for downscaling MODIS land channels to 250-m spatial resolution using adaptive regression and normalization.

Tschudi MA, Maslanik JA & Perovich DK (2008) Derivation of melt pond coverage on Arctic sea ice using MODIS observations. *Remote Sensing of Environment* 112(5):2605-2614.

Tucker W, Perovich DK, Gow AJ, Weeks WF & Drinkwater MR (1992) Physical properties of sea ice relevant to remote sensing. *Microwave remote sensing of sea ice*:9-28.

Turner W, Spector S, Gardiner N, Fladeland M, Sterling E & Steininger M (2003) Remote sensing for biodiversity science and conservation. *Trends in Ecology & Evolution* 18(6):306-314.

- Ulaby F, Moore R & Fung A (1986) Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 3- From theory to applications.
- Ulaby FT, Moore RK & Fung AK (1981) Microwave remote sensing: Active and passive. volume 1-microwave remote sensing fundamentals and radiometry.
- Untersteiner N (1964) Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *Journal of Geophysical Research* 69(22):4755-4766.
- Vant MR, Ramseier RO & Makios V (1978) The complex-dielectric constant of sea ice at frequencies in the range 0.1–40 GHz. *Journal of Applied Physics* 49(3):1264-1280.
- Vermaire JC, Pisaric MF, Thienpont JR, Courtney Mustaphi CJ, Kokelj SV & Smol JP (2013) Arctic climate warming and sea ice declines lead to increased storm surge activity. *Geophysical Research Letters* 40:1386-1390.
- Vermote EF (2017) MOD09A1 MODIS/Terra Surface Reflectance 8-Day L3 Global 500m SIN Grid V006. Édité Daac NEL (NASA EOSDIS LP DAAC).
- von Storch H (1999) Misuses of Statistical Analysis in Climate Research. *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques Proceedings of an Autumn School Organized by the Commission of the European Community on Elba from October 30 to November 6, 1993*, Von Storch H & Navarra A (Édit.) Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg 10.1007/978-3-662-03744-7_2. p 11-26.
- Wakazuki Y (2013) Modified Relative Humidity Based on the Johnson's S_{B} Distribution Function. *SOLA* 9:111-114.
- Wald A & Wolfowitz J (1940) On a Test Whether Two Samples are from the Same Population. 10.1214/aoms/1177731909:147-162.
- Wald A & Wolfowitz J (1943) An Exact Test for Randomness in the Non-Parametric Case Based on Serial Correlation. 10.1214/aoms/1177731358:378-388.
- Walsh JE (1980) Empirical orthogonal functions and the statistical predictability of sea ice extent. *Sea ice processes and models*. University of Washington Press, Seattle:373-384.
- Wang J, Mysak LA & Ingram RG (1994) Interannual variability of sea-ice cover in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea. *Atmosphere-ocean* 32:421-447.
- Wang L, Qu JJ, Xiong X, Hao X, Xie Y & Che N (2006) A new method for retrieving band 6 of Aqua MODIS. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 3(2):267-270.
- Wang L, Scott KA, Xu L & Clausi DA (2016) Sea Ice Concentration Estimation During Melt From Dual-Pol SAR Scenes Using Deep Convolutional Neural Networks: A Case Study. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 54(8):4524-4533.
- Wang M & Overland JE (2009) A sea ice free summer Arctic within 30 years? *Geophysical research letters* 36.

- Wark DQ & Popham RW (1963) The development of satellite ice surveillance techniques. *Rocket and Satellite Meteorology*. p 415.
- Wassmann P, Duarte CM, Agusti S & Sejr MK (2011) Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem. *Global change biology* 17:1235-1249.
- Weaver AJ, Eby M, Wiebe EC, Bitz CM, Duffy PB, Ewen TL, Fanning AF, Holland MM, MacFadyen A, Matthews HD, Meissner KJ, Saenko O, Schmittner A, Wang H & Yoshimori M (2001) The UVic earth system climate model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmosphere-Ocean* 39(4):361-428.
- Wentz FJ (1983) A model function for ocean microwave brightness temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 88(C3):1892-1908.
- Werninghaus R & Buckreuss S (2010) The TerraSAR-X mission and system design. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 48(2):606-614.
- Wessel P & Smith WHF (1996) A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101(B4):8741-8743.
- Wiebe H (2007) *Validation of the ARTIST Sea Ice (ASI) Concentration Algorithm and Geolocation of the Microwave Radiometer AMSR-E data*. M.Sc. (University Bremen). 84 p. http://www.iup.uni-bremen.de/PEP_master_thesis/thesis_2007/thesis_wiebe.pdf
- Wilcoxon F (1945) Individual Comparisons by Ranking Methods. *Biometrics Bulletin* 1(6):80-83.
- Winton M (2006) Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophysical Research Letters* 33(3).
- Wulder MA, Masek JG, Cohen WB, Loveland TR & Woodcock CE (2012) Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. *Remote Sensing of Environment* 122:2-10.
- Xiao X, Shen Z & Qin X (2001) Assessing the potential of VEGETATION sensor data for mapping snow and ice cover: a Normalized Difference Snow and Ice Index. *International Journal of Remote Sensing* 22(13):2479-2487.
- Yao AYM (1974) A Statistical Model for the Surface Relative Humidity. *Journal of Applied Meteorology* 13(1):17-21.
- Yevjevich V (1972) Probability and statistics in hydrology. *Probability and statistics in hydrology*, Water resources publications.
- Yu Q & Clausi DA (2007) SAR sea-ice image analysis based on iterative region growing using semantics. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(12):3919-3931.
- Yue S (2000) The bivariate lognormal distribution to model a multivariate flood episode. *Hydrological Processes* 14(14):2575-2588.

- Yue S, Pilon P & Cavadias G (2002) Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259(1–4):254-271.
- Zakhvatkina N, Korosov A, Muckenhuber S, Sandven S & Babiker M (2017) Operational algorithm for ice–water classification on dual-polarized RADARSAT-2 images. *The Cryosphere* 11(1):33-46.
- Zwally HJ, Comiso JC, Parkinson CL, Campbell WJ & Carsey FD (1983) Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive-microwave observations. (National Aeronautics and Space Administration Washington DC).
- Zwally HJ, Comiso JC, Parkinson CL, Cavalieri DJ & Gloersen P (2002) Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107(C5).