

Département de Géomatique appliquée  
Faculté des Lettres et Sciences humaines  
Université de Sherbrooke

**Amélioration des estimations hydrométriques dérivées des données  
altimétriques satellitaires acquises sur des étendues d'eau continentales  
soumises à l'englacement**

Jawad Ziyad

Directeur de recherche : Kalifa Goïta

Co-directrice de recherche : Ramata Magagi

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (PhD) en télédétection,  
cheminement en physique de la télédétection

©Jawad Ziyad, Avril 2022, Sherbrooke

« ...Lis! Ton Seigneur est le très noble, qui a enseigné par la plume, a enseigné à l'homme ce qu'il ne savait pas... », **Le Saint Coran - Sourate 96**

## *Identification du jury*

Directeur de recherche : Pr. Kalifa Goïta, Université de Sherbrooke, Canada

Codirectrice de recherche : Pre. Ramata Magagi, Université de Sherbrooke, Canada

Membre du jury externe : Pr. Karem Chokmani, Institut National de la Recherche Scientifique,  
Québec, Canada

Membre du jury interne : Pr. Alexandre Langlois, Université de Sherbrooke, Canada

Membre du jury interne : Pr. Yacine Bouroubi, Université de Sherbrooke, Canada

## RÉSUMÉ

Les eaux douces continentales constituent l'une des composantes principales du cycle de l'eau. Elles assurent sa continuité à travers des échanges de flux d'eau et d'énergie avec ses différentes composantes. De nombreux plans d'eau douce (lacs, rivières, réservoirs, etc.) se retrouvent dans les régions situées dans les hautes latitudes nord, où la cryosphère est dominante. L'une des particularités de ces plans d'eau est la congélation partielle ou complète pendant les saisons froides. De plus, ils ont une grande sensibilité aux changements climatiques. En effet, les variations spatio-temporelles du climat aux échelles régionales et locales affectent grandement l'hydrologie de ces plans d'eau en termes de niveau d'eau et de débit. D'où l'intérêt de disposer d'outils simples et efficaces pour surveiller et gérer ces ressources. L'inaccessibilité aux plans d'eau isolés et l'effet de la glace sur la qualité des mesures des niveaux d'eau à l'échelle des stations limnimétriques rendent la surveillance de la variation des niveaux d'eau difficiles. Compte tenu de sa couverture spatio-temporelle, de sa période de répétitivité, et des bandes de fréquence utilisées, l'altimétrie radar par satellite pourrait être une meilleure alternative pour surmonter les limites liées aux mesures *in situ*. Cependant, la présence de cibles hétérogènes, comme les couverts de glace, présente un défi majeur pour exploiter les données des niveaux d'eau dérivées de la technologie par satellite altimétrique au-dessus des plans d'eau couverts de glace.

Cette étude a pour ultime objectif d'améliorer les estimations des niveaux d'eau dérivées de l'altimétrie radar par satellite sur des étendues d'eau continentales couvertes de glace. L'étude s'applique à étudier le potentiel de deux satellites altimétriques, Jason-2 et SARAL/Altika, possédant des caractéristiques technologiques différentes, à suivre les variations des niveaux d'eau des étendues d'eau soumises à l'englacement sur le territoire canadien.

Le premier objectif spécifique de cette étude concerne l'analyse de la capacité des algorithmes de retraitements utilisés par les missions Jason-2 et SARAL/Altika à estimer les niveaux d'eau sur vingt étendues d'eau couvertes de glace au Canada. Cette analyse est effectuée sur les produits dérivés des algorithmes de retraitement et sur les mesures *in situ* pendant deux périodes : la période de recouvrement des satellites Jason-2 et SARAL/Altika, comprise entre 2008 et 2016, et les périodes des variations saisonnières de l'état de surface. Les résultats montrent que pour Jason-2, c'est l'algorithme de seuillage ICE-1 qui fournit les meilleures estimations de niveau d'eau, avec des erreurs RMSE non biaisées ( $\text{unRMSE} \leq 0,3 \text{ m}$ ) et des  $r \geq 0,8$  pour 90 % des étendues d'eau. Pour ce qui est de SARAL/Altika, la majorité des



algorithmes de retraitement utilisés donnent des résultats très comparables aux observations *in situ*, démontrant les bonnes performances de la technologie SARAL. Cependant, les algorithmes de retraitement utilisés par les deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika fournissent des précisions faibles pendant les périodes marquées par le mélange eau-glace, c'est-à-dire les périodes de gel et de dégel.

Le deuxième objectif spécifique est d'améliorer les estimations des niveaux d'eau issues du satellite Jason-2 pendant les périodes de gel et de dégel. Une approche de détection automatique est proposée afin de discriminer les points de mesure de l'eau libre, de la glace pure et de la glace partielle sur quatre plans d'eau couverts de glace : le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg, et le lac des Bois. Cette approche se base sur l'intégration des données actives et passives du satellite Jason-2 dans un processus de *clustering* afin de définir les clusters correspondant à chaque état de surface. L'application du seuil de détection du cluster de l'eau libre a permis d'améliorer la qualité des mesures de niveau d'eau pendant les périodes de gel et de dégel. Les résultats montrent que le coefficient de corrélation  $r$  est amélioré d'environ 0,8 à plus de 0,9 avec des biais inférieurs à 20 cm.

Le troisième objectif spécifique évalue le potentiel de l'approche de détection automatique des points de mesures développé dans l'objectif 2, avec les données du satellite SARAL/Altika. Dans cette partie, les données actives et passives dérivées du satellite SARAL/Altika ont été exploitées pour concevoir les seuils de discrimination de chaque état de surface (eau libre, glace pure, glace partielle de gel et dégel) sur les mêmes quatre plans d'eau étudiés. L'application du seuil de l'eau libre offre une amélioration de la qualité des mesures de niveau de l'eau avec une amélioration des corrélations  $r$  d'environ 0,8 à plus de 0,92 avec des biais inférieurs à 10 cm.

Le quatrième objectif spécifique met en place une approche de classification des formes d'onde selon la nature et l'état de surface pendant les périodes de gel et de dégel pour les satellites altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika. Le site d'étude considéré pour le développement de cette approche est le Grand Lac des Esclaves. Un processus de classification non supervisée basé sur les paramètres des formes d'onde et les résultats des interprétations des données altimétriques et radiométriques sur l'état de surface a été utilisé avant de développer l'approche de classification supervisée des formes d'onde pour Jason-2 et SARAL/Altika, nommée le modèle entraîné de classification - *Classification Trained Model* (CTM). Les modèles supervisés du K-plus proche voisin (KNN, *K-Nearest Neighbour*) et de machine à vecteurs de support (SVM, *Support Vector Machine*) ont été évalués pour cette conception. Le modèle basé

sur l'approche SVM a produit les meilleurs résultats, présentant une précision globale (*Overall Accuracy*) de l'ordre de 92 % avec Jason-2 et de 98 % avec SARAL/Altika. Ce modèle développé est utilisé pour classifier l'ensemble des formes d'onde en fonction de l'état de surface du plan d'eau étudié. Les résultats ont été superposés à des produits *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) pour une évaluation qualitative et semi-quantitative.

**Mots clés :** Altimétrie radar par satellite, algorithmes de retraitement, eaux continentales couvertes de glace, Jason-2, SARAL/Altika, formes d'onde, température de brillance, clustering, classification supervisée.

## ABSTRACT

The continental freshwater is one of the main components of the water cycle. These resources ensure its continuity through the exchange of water and energy fluxes with the different components of the water cycle. Most of the continental water bodies (lakes, rivers, reservoirs, etc.) are in the northern high latitudes, dominated by the cryosphere. These water bodies freeze completely or partly during cold seasons. In addition, they have a high sensitivity to climate change. Climate variations at the local and global scales may affect the hydrological regime (water level and flow) of these water bodies. Hence the interest in having a simple and efficient tools to monitor changes of these resources. The gauging stations could not provide good measurements of water level due to the limited accessibility of isolated water bodies, and the potential contamination of measured data by ice. Satellite radar altimetry appears as a good alternative to overcome these limitations given its spatiotemporal coverage, its ground track repetitivity period, and the frequency bands used. However, the presence of heterogeneous targets within the altimeter footprint, such as ice cover, remains a major challenge to estimate water levels over ice-covered water bodies.

The aim of this study is to improve the estimations of water levels obtained from spatial radar altimetry over ice-covered water bodies. This study investigates the potential of the two satellites altimetry Jason-2 and SARAL/Altika with different characteristics to monitor water-level changes over ice-covered water bodies in the Canadian territory.

The first objective of this study is to analyze the potential of Jason-2 and SARAL/Altika retracking algorithms to retrieve water levels from altimeter measurements acquired over 20 ice-covered water bodies across Canada. In this analysis, products derived from retracking algorithms were compared with *in situ* measurements during two periods: (1) the time series considered for each satellite (2008–2016 for Jason-2, and 2013–2016 for SARAL/Altika); and (2) the freeze-thaw periods included in each time series. The results showed that retracking ICE-1 (used with Jason-2 data) provided better water level accuracy for 90% of the studied water bodies ( $r \geq 0.8$ , unbiased RMSE  $\leq 0.3$  m). All the retracking algorithms used by SARAL/Altika provided results that are comparable to *in situ* observations, thus denoting the good performance of the SARAL technology. However, all retracking algorithms used by Jason-2 and SARAL/Altika provide low accuracy during freeze-up and thaw periods.

The second objective attempts to improve the measurements of water levels obtained by Jason-2 data during freeze and thaw periods. Here, an automatic approach is proposed to identify the

Jason-2 altimetry measurements corresponding to open water, ice, and transition (water ice) over four Canadian lakes: Great Slave Lake, Lake Athabasca, Lake Winnipeg, and Lake of the Woods. This approach is based on the integration of backscatter coefficients and peakiness at Ku-band and brightness temperature observations obtained from Jason-2 data in a clustering process to define the clusters and threshold of each surface state. The use of open water threshold improves the quality of water-level estimation over the four lakes during freeze-up and thaw periods. The results show that the coefficient of correlation ( $r$ ) increased in average from about 0.8 without the use of the thresholds to more than 0.90, with unbiased RMSE errors less than 20 cm.

The third objective evaluates the efficiency of the automatic approach proposed in the second objective, with SARAL/Altika data. In this section, active and passive observations derived from SARAL/Altika data were used to design the thresholds of each state surface (open water, pure ice, ice freeze-up, and ice break-up) over the same four studied water bodies. The application of open water threshold improved the quality of water levels measurements from  $r \sim 0.8$  to  $r$  more than 0.92 with unbiased RMSE less than 10 cm.

The fourth objective proposes a new approach for classifying waveforms data derived from Jason-2 and SARAL/Altika satellite missions during freeze-up and thaw periods based on the surface state over ice-covered water bodies. The considered study area for the development of this approach is Great Slave Lake. An unsupervised classification process based on waveform parameters and the results of interpretations of active and passive data was used before developing the supervised classification approach for Jason-2 and SARAL/Altika, named Classification Trained Model (CTM). K-nearest neighbor (KNN) and support vector machine (SVM) models were evaluated for this concept. The SVM-based model provided the best results (accuracy of 92% with Jason-2, and 98% with SARAL/Altika). It was used to classify all waveforms of the studied water body. Results were superimposed to MODIS products for qualitative visual and semi-quantitative assessments.

**Key words:** Radar altimetry, retracking algorithms, freshwater ice cover, Jason-2, SARAL/Altika, waveforms, backscatter coefficients, peakiness, brightness temperature, clustering, supervised classification.

# TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	IV
ABSTRACT .....	VII
TABLES DES MATIÈRES .....	IX
LISTE DES FIGURES.....	XIV
LISTE DES TABLEAUX.....	XX
LISTE DES ABREVIATIONS.....	XXII
REMERCIEMENTS .....	XXIV
AVANT-PROPOS .....	XXVI
1. CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1. Introduction.....	1
1.2. Objectifs et hypothèses .....	6
1.2.1. Objectifs.....	6
1.2.2. Hypothèses.....	7
1.3. Organisation de la thèse .....	7
2. CHAPITRE 2 : CADRE THÉORIQUE ET ÉTAT DE L'ART.....	10
2.1. Principe de l'altimétrie radar par satellite .....	10
2.2. Corrections classiques des données altimétriques .....	11
2.2.1. Corrections atmosphériques.....	11
2.2.2. Corrections des effets de marées.....	13
2.2.3. Corrections liées à l'ondulation du géoïde.....	13
2.3. Estimation de la portée R.....	14
2.3.1. Comportement du signal .....	14
2.3.2. Description de la forme d'onde .....	16
2.3.3. Types de formes d'onde sur les eaux continentales.....	18
2.3.4. Fondement de retraitement de la forme d'onde .....	19
2.4. Instruments et satellites altimétriques .....	23
2.5. Principe de la combinaison entre les observations micro-ondes actives et passives . .....	26
2.6. Défis liés à la mesure des niveaux d'eau le long des traces altimétriques sur les eaux continentales.....	28

3.	CHAPITRE 3 : CADRE EXPÉRIMENTAL .....	31
3.1.	Sites d'étude.....	31
3.2.	Données.....	32
3.2.1.	Données de reconnaissance .....	32
3.2.2.	Données altimétriques.....	33
3.2.3.	Données <i>in situ</i> .....	34
3.2.4.	Produits altimétriques sur le Web .....	35
3.2.5.	Produits MODIS .....	35
3.3.	Méthodologie .....	35
3.3.1.	Évaluation des algorithmes de retraitement (objectif spécifique 1).....	37
3.3.2.	Identification des mesures Jason-2 contaminées par la glace (Objectif spécifique 2)....	37
3.3.3.	Identification des mesures SARAL/Altika contaminées par la glace (Objectif spécifique 3) .....	38
3.3.4.	Classification des formes d'onde pendant les phases de gel et dégel (Objectif spécifique 4) .....	38
4.	CHAPITRE 4 : INCERTITUDES DES NIVEAUX D'EAU DÉRIVÉS DE L'ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE POUR DES ÉTENDUES D'EAU SOUMISES À L'ACTION DE LA GLACE .....	39
4.1.	Présentation du chapitre .....	39
4.2.	Introduction.....	42
4.3.	Matériels et Méthodes.....	45
4.3.1.	Matériels .....	45
4.3.2.	Méthodologie .....	50
4.4.	Résultats.....	53
4.4.1.	Étude de cas .....	54
4.4.2.	Évaluation des algorithmes de retraitement sur les vingt plans d'eau .....	68
4.5.	Discussion .....	77
4.6.	Conclusion .....	80
4.7.	Remerciements.....	80
4.8.	Références.....	81

4.9.	Annexes.....	86
5.	CHAPITRE 5: IMPROVING THE ESTIMATION OF WATER LEVEL OVER FRESHWATER ICE COVER USING ALTIMETRY SATELLITE ACTIVE AND PASSIVE OBSERVATIONS .....	91
5.1.	Présentation du chapitre.....	91
5.2.	Introduction.....	95
5.3.	Dataset Presentation and Methods .....	97
5.3.1.	Study Area .....	97
5.3.2.	Dataset .....	98
5.3.3.	Method.....	101
5.4.	Results.....	106
5.4.1.	Temporal Evolution of Jason-2 Parameters.....	107
5.4.2.	Along-Track Clustering of Surface States of the Lakes .....	111
5.4.3.	Clustering Analysis.....	112
5.4.4.	Evaluation of the Thresholds using NDSI from MODIS.....	114
5.4.5.	Evaluation of Water Levels Estimated under Thresholds of Open Water.....	116
5.5.	Discussion.....	118
5.6.	Conclusion .....	124
5.7.	References.....	125
5.8.	Appendix.....	131
6.	CHAPITRE 6 : UTILISATION CONJOINTE DES OBSERVATIONS ALTIMÉTRIQUES ET RADIOMÉTRIQUES DU SATELLITE SARAL/ALTIKA POUR L'AMÉLIORATION DES ESTIMATIONS DE NIVEAUX D'EAU DES ETENDUES D'EAU CONTINENTALES SOUMISES A L'ENGLACEMENT .....	132
6.1.	Présentation du chapitre.....	132
6.2.	Introduction.....	134
6.3.	Données et Méthodologie .....	136
6.4.	Résultats.....	139
6.4.1.	Variations temporelles des paramètres altimétriques et radiométriques.....	139
6.4.2.	Définition des seuils de détection de la glace et de l'eau le long des traces altimétriques. .....	143

6.4.3. Évaluation des méthodes de <i>clustering</i> .....	146
6.4.4. Évaluation des seuils de détection .....	147
6.4.5. Amélioration des estimations des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel . .....	150
6.5. Discussion.....	152
6.6. Conclusion .....	156
6.7. Annexes.....	157
7. CHAPITRE 7: RADAR ALTIMETRY FOR CLASSIFYING SURFACE CONDITIONS OF SUBARCTIC LAKES DURING FREEZING AND THAWING PERIODS .....	159
7.1. Présentation du chapitre .....	159
7.2. Introduction.....	162
7.3. Study site.....	164
7.4. Data .....	165
7.5. Methodology .....	169
7.5.1. Extraction of waveform parameters.....	170
7.5.2. Analysis of potential contributions of waveform parameters .....	171
7.5.3. Clustering and class assignments.....	172
7.5.4. Supervised classification.....	174
7.5.5. Evaluation of the classification with MODIS data .....	175
7.6. Results.....	177
7.6.1. Analysis of waveform parameter contributions .....	177
7.6.2. Cluster definition and allocation.....	181
7.6.3. Supervised classification.....	187
7.6.4. Comparison with MODIS products .....	187
7.7. Discussion .....	196
7.8. Conclusion .....	199
7.9. References.....	200
8. CHAPITRE 8 : DISCUSSION GÉNÉRALE DE LA THÈSE.....	206
8.1. Analyse du potentiel des algorithmes de retraitement à estimer les niveaux d'eau des plans d'eau couverts de glace .....	206



8.2.	Combinaison des observations altimétriques et radiométriques pour améliorer les estimations des niveaux d'eau.....	209
8.3.	Utilisation de l'altimétrie radar pour la classification des formes d'onde pendant les périodes de gel et dégel.....	212
9.	CHAPITRE 9 : CONCLUSION GÉNÉRALE, CONTRIBUTIONS SCIENTIFIQUES, ET PERSPECTIVES.....	215
9.1.	Conclusion générale.....	215
9.2.	Contributions scientifiques .....	216
9.3.	Perspectives.....	217
10.	RÉFÉRENCES HORS CHAPITRES 4, 5 et 7 .....	219

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Réseau hydrométrique du <i>Water Survey of Canada</i> (WSC), incluant les stations actives et inactives colorées selon la durée de la persistance des couverts de glace dans les stations hydrométriques. L'histogramme montre la distribution des stations selon la durée des couverts de glace en nombre de jours. (Hamilton, 2003).....	3
Figure 2.1. Principe de l'altimètre radar (Rosmorduc <i>et al.</i> , 2016) .....	11
Figure 2.2. Interactions des impulsions radar altimétriques sur une surface d'eau plane et homogène (Rosmorduc <i>et al.</i> , 2016) .....	15
Figure 2.3. Interactions des impulsions radar altimétriques sur une surface d'eau irrégulière (Rosmorduc <i>et al.</i> , 2016) .....	16
Figure 2.4. Les caractéristiques de la forme d'onde de type océanique (Rosmorduc <i>et al.</i> , 2016) .....	17
Figure 2.5. Principe de l'algorithme ICE-1 .....	22
Figure 2.6. Cycles orbitaux des satellites altimétriques SARAL/Altika, ERS, et ENVISAT (en jaune; répétitivité cyclique de 35 jours) et des satellites altimétriques Topex/Poseidon (TP) et Jason-1,-2,-3 (en rouge, répétitivité cyclique de 10 jours) sur les trois Grands Lacs entre les frontières des États-Unis et du Canada .....	26
Figure 2.7. Projection des observations actives (coefficient de rétrodiffusion) et passives (température de brillance moyenne) dérivées de ENVISAT (2003-2008) et SARAL/Altika (2013-2014) sur le lac Baïkal en Russie. Les points (a, b et c) définissent le centre des clusters de l'eau libre, le développement de glace et le vieillissement de glace, respectivement. La ligne pointillée rouge indique la limite entre l'eau libre et la glace (Kouraev <i>et al.</i> , 2015).	28
Figure 3.1. Méthodologie générale de l'étude.....	36
Figure 4.1. Localisation des 20 plans d'eau sélectionnés.....	46
Figure 4.2. Plans d'eau choisis pour illustrer les résultats : (a) Grand Lac des Esclaves, (b) Lac Winnipeg, (c) Lac Supérieur et (d) Fleuve Saint-Laurent. Les cycles Jason-2 en traces rouges et les cycles SARAL/Altika en traces jaunes. Les stations hydrométriques HYDAT en triangles noirs et les stations hydrométriques NOAA en triangles verts.....	54
Figure 4.3. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau dérivés de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures <i>in situ</i> de la station 07SB001 sur le Grand Lac des Esclaves .....	56

Figure 4.4. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures de la station 05RE003 le lac Winnipeg .....	59
Figure 4.5. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures des stations Ontonagon et Marquette sur le lac Supérieur .....	62
Figure 4.6. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures de la station 02MB007 sur le Fleuve Saint-Laurent.....	65
Figure 4.7. Comparaisons des résultats de Jason-2 avec les produits altimétriques de niveau d'eau existants. Les plans d'eau sont classés en fonction de la taille.....	72
Figure 4.8. Comparaisons des résultats de SARAL/Altika avec les produits altimétriques de niveaux d'eau existants. Les plans d'eau sont classés en fonction de la taille .....	73
Figure 4.9. Métriques obtenues avec les niveaux d'eau de Jason-2 comparés aux mesures <i>in situ</i> selon les différentes saisons. Les meilleurs algorithmes de retraitements sont indiqués ....	75
Figure 4.10. Métriques obtenues avec les niveaux d'eau de SARAL/Altika comparés aux mesures <i>in situ</i> selon les différentes saisons. Les meilleurs algorithmes de retraitements sont indiqués.....	76
Figure 5.1. Water bodies considered in the study: (a) Great Slave Lake, (b) Lake Athabasca, (c) Lake Winnipeg and (d) Lake of the Woods. Jason-2 ground-tracks are represented by red lines.....	97
Figure 5.2. Flowchart of processes defining the threshold of detection of ice and water classes to improve the estimation of water levels.....	102
Figure 5.3. Profiles of backscatter along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014.....	107
Figure 5.4. Profiles of peakiness along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014.....	108
Figure 5.5. Profiles of average brightness temperature along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014 .....	108
Figure 5.6. Monthly average (in red) and STD (in grey) time series of backscatter, peakiness and average brightness temperature corresponding to the period 8 September 2008 to 21 September 2016 and for all Jason-2 tracks that have a cross-section with (a) Great Slave Lake, (b) Lake Athabasca, (c) Lake Winnipeg and (d) Lake of the Woods.....	110

Figure 5.7. Monthly mean distribution of the percentage of clusters occurring in each period for the different lakes that were considered (cluster1: open water class; cluster 2: ice cover class; cluster 3: ice freeze-up class; and cluster 4: ice break-up class). .....	113
Figure 5.8. Examples of NDSI snow cover images over Great Slave Lake at different dates of the ice cycle: ice break-up (12 June 2014) and open water (11 August 2014), ground profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature that were observed on the same dates under the thresholds of discrimination between ice and water .....	115
Figure 5.9. Examples of NDSI snow cover images over Great Slave Lake at different dates of the ice freeze-up (28 November 2014), and ice cover (16 April 2015); ground profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature that were observed on the same dates under the thresholds of discrimination between ice and water .....	116
Figure 5.10. Temporal variation of Surface Water Height obtained from Jason-2 on selected Lakes: results without thresholding method (grey crosses) and results with thresholding method (blue circles) versus in situ water level (black lines).....	117
Figure 5.11. Variations in backscatter (sigma 0) along the Jason-2 tracks over (a) Great Slave Lake during cycle 045 (4 August 2014), over (b) Lake Athabasca during cycle 095 (27 August 2014), over (c) Lake Winnipeg during cycle 195 (18 August 2014), and over (d) Lake of the Woods cycle 178 (27 August 2014).....	123
Figure 6.1. Valeurs de la rétrodiffusion (dB) en bande Ka le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Grand Lac des Esclaves .....	140
Figure 6.2. Valeurs du Peakiness le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Grand Lac des Esclaves .....	141
Figure 6.3. Valeurs de la température de brillance TB (Kelvin) moyenne le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Jason-2 et SARAL/Altika .....	141
Figure 6.4. Moyennes mensuelles et écarts types associés aux paramètres étudiés pendant la période de recouvrement du SARAL/Altika entre 2013 et 2016 sur le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg, et le lac des Bois.....	142
Figure 6.5. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le Grand Lac des Esclaves.....	144
Figure 6.6. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac Athabasca.....	144
Figure 6.7. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac Winnipeg.....	145

Figure 6.8. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac des Bois.....	145
Figure 6.9. États de surface du lac Winnipeg obtenus à partir du produit NDSI comparés aux profils des paramètres altimétriques de SARAL/Altika et aux seuils de discrimination de l'eau et de la glace; (a) 09-05-2015 (b) 24-08-2015 (c) 05-12-2015 (d) 18-03-2016. ....	149
Figure 6.10 : Comparaison des séries temporelles des niveaux d'eau estimés à partir des produits SARAL/Altika aux observations <i>in situ</i> entre mars 2013 et juin 2016 : les résultats sans application du seuil de l'eau libre (croix grise), les résultats avec application du seuil de l'eau libre (cercles bleus) et les mesures <i>in situ</i> (ligne noire).....	151
Figure 7.1. Altimeter tracks (cycles) of the two missions, i.e., Jason-2 (in red) and SARAL/Altika (in yellow), which were observed on Great Slave Lake (NWT, Canada)	165
Figure 7.2. Typical waveforms along Jason-2 Ku-band altimeter tracks over Great Slave Lake: (a) open water; (b) open water with ice leads; and (c) pure ice.....	167
Figure 7.3. Typical waveforms along SARAL/Altika Ka-band altimeter tracks over Great Slave Lake: (a) open water; (b) open water with ice leads, and (c) pure ice.....	167
Figure 7.4. Examples of multi-peak waveforms along Jason-2 track during the ice melt date (14-06-2014). Letters (a, b, c) show the locations of multi-peak waveforms .....	168
Figure 7.5. Examples of multi-peak waveforms along SARAL/Altika track during the ice melt date (16-06-2014). Letters (a, b, c) show the locations of multipeak waveforms .....	168
Figure 7.6. Flowchart of principal steps in the proposed approach .....	169
Figure 7.7. Pearson product-moment correlations among waveform parameters: size and colour of the closed circles represent the strength and direction of the correlations; symbols along the diagonal represent correlations ( $r = 1$ ) of the variables with themselves. The left-hand panel summarizes Jason-2 data; the right-hand panel summarizes SARAL/Altika data ..	178
Figure 7.8: Principal component analysis of waveform parameters derived from the Jason-2 satellite. (a) Box-and-whisker plots of the cumulative distribution of observations around the median value (50 <sup>th</sup> percentile, vertical red line) for each parameter. Edges of the white box enclosing the median are the 25 <sup>th</sup> and 75 <sup>th</sup> percentiles (the range between these values is the Inter-Quartile Distance). The 10 <sup>th</sup> and 90 <sup>th</sup> percentiles are respectively the lower (left) and upper (right) whiskers that extend from the boxes. Extreme values beyond the whiskers (red crosses) are greater than 1.5 x IQD from the median. (b) Proportion of total variance that is explained by each component, as a percentage. (c) Contributions of each parameter to defining the first two components, as percentages. (d) Ordination scatterplot of observations	

(waveforms) based upon their factor scores calculated from PC 1 and 2 (which explain 98% of the variance) .....	179
Figure 7.9. Principal component analysis of waveform parameters derived from the SARAL/Altika satellite. (a) Box-and-whisker plots of the cumulative distribution of observations around the median value (50th percentile, vertical red line) for each parameter, as defined in Figure 7.8. (b) Proportion of total variance that is explained by each component, as a percentage. (c) Contributions of each parameter to defining the first two components, as percentages. (d) Ordination scatterplot of observations (waveforms) based upon their factor scores calculated from PC 1 and 2 (which explain 97% of the variance) .....	180
Figure 7.10. Variance curves for defining the optimal number of K clusters from a) Jason-2 Ku-band and b) SARAL/Altika Ka-band waveform data .....	182
Figure 7.11. Clusters of Ku-band waveforms. The numbers from 1 to 8 indicate the cluster numbers. ....	182
Figure 7.12. Clusters of Ka-band waveforms. The numbers from 1 to 9 indicate the cluster numbers. ....	183
Figure 7.13. Distribution of Maximum Power in the Ku-band clusters on Great Slave Lake during the freeze-thaw period of 2013-2014 .....	184
Figure 7.14. Distribution of Maximum Power in the Ka-band clusters on Great Slave Lake during the freeze-thaw period of 2013-2014 .....	184
Figure 7.15. Variation in altimetry parameters in Ku-band clusters .....	185
Figure 7.16. Variation in altimetry parameters in Ka-band clusters .....	185
Figure 7.17. a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 216, date: 12-06-2014 19:05:28 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2014 thaw period (12-06-2014 14:34:52 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image.....	189
Figure 7.18. a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 290, date: 26-05-2016 13:16:29 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2016 thaw period (26-05-2016 06:11:24 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image.....	190
Figure 7.19. a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0026, track 14, date: 13-06-2014 02:35:49 GMT) onto the MODIS true colour image and NDSI product during the 2014 thaw period (13-06-2014 12:40:16 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS true colour image .....	191

Figure 7.20. a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0112, track 14, date: 13-06-2014 02:41:34 GMT) onto the MODIS true colour image and NDSI product during the 2014 thaw period (13-06-2014 12:40:16 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS true colour image ..... 192

Figure 7.21: a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 235, date: 28-11-2014 04:37:27 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2014 freeze-up period (28-11-2014 12:12:38 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS image ..... 193

Figure 7.22: a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0209, track 29, date: 25-11-2015 11:59:37 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2015 freeze-up period (25-11-2015 23:51:03 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image ..... 194

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1. Caractéristiques instrumentales des satellites altimétriques.....	24
Tableau 3.1. Les caractéristiques des plans d’eaux sélectionnés (latitude Nord, longitude Ouest).....	31
Tableau 3.2. Les données altimétriques utilisées pour estimer le niveau d’eau.....	34
Tableau 4.1. Caractéristiques des plans d’eaux sélectionnés .....	47
Tableau 4.2. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures <i>in situ</i> de deux stations sur le Grand Lac des Esclaves .....	57
Tableau 4.3. Métriques obtenues en comparant les profils de SARAL/Altika aux mesures <i>in situ</i> de deux stations sur le Grand Lac des Esclaves.....	57
Tableau 4.4. Métriques calculées par saison pour le Grand Lac des Esclaves. Les calculs sont faits par rapport à la station 07SB001 .....	58
Tableau 4.5. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures <i>in situ</i> de quatre stations sur le lac Winnipeg.....	60
Tableau 4.6. Métriques obtenues en comparant les profils SARAL/Altika aux mesures <i>in situ</i> de quatre stations sur le lac Winnipeg .....	60
Tableau 4.7. Métriques calculées par saison pour le lac Winnipeg. Les calculs sont faits par rapport à la station 05SG001 .....	61
Tableau 4.8. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures <i>in situ</i> de 3 stations HYDAT (02AB018, 02BA004, et 02BD004) et 4 stations NOAA (Duluth, Grand Marais, Marquette, et Ontonagon) couvrant le lac Supérieur.....	63
Tableau 4.9. Métriques obtenues en comparant les profils de SARAL/Altika aux mesures <i>in situ</i> de 3 stations HYDAT (02AB018, 02BA004, et 02BD004) et de 4 stations NOAA (Duluth, Grand Marais, Marquette, et Ontonagon) couvrant le lac Supérieur .....	63
Tableau 4.10. Métriques calculées par saison pour le lac Supérieur. Les calculs sont faits par rapport à la station Marquette.....	64
Tableau 4.11. Métriques obtenues sur le fleuve Saint Laurent avec Jason-2.....	66
Tableau 4.12. Métriques obtenues sur le fleuve Saint Laurent avec SARAL/Altika.....	66
Tableau 4.13. Métriques calculées par saison pour le Fleuve Saint Laurent. Les calculs sont faits par rapport à la station 02MB007 (Saint Laurent à Brockville) .....	67
Tableau 4.14. Meilleurs coefficients de corrélation obtenus par les algorithmes de retraitement des deux missions altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika sur les 20 plans d’eau .....	68
Table 5.1. Parameters of selected Canadian water bodies and Jason-2 ground track numbers	98



Table 5.2. Characteristics of hydrometric stations for the study lakes .....	100
Table 5.3. Thresholds defined for each class depending upon the clustering technique. The centre of the class and associated deviation are indicated. The clusters 1, 2, 3, or 4 correspond to one of these classes: open water, ice cover, ice break-up, or ice freeze-up .....	111
Table 5.4. Results of the silhouette and Calinski-Harabasz objective criteria for every lake.	113
Table 5.5. Comparisons between altimetry-based water levels and in situ gauge records using Pearson product-moment correlations (r), unbiased root mean-square error terms, and bias .....	118
Tableau 6.1. Caractéristiques orbitales du satellite SARAL/Altika sur les lacs étudiés .....	136
Tableau 6.2. Test d'évaluation des différentes méthodes de partitionnement des données par les deux critères d'évaluation (Silhouette et Calinski-Harabasz) entre mars 2013 et juin 2016 .....	147
Tableau 6.3. Seuils de discrimination entre les clusters entre mars 2013 et juin 2016.....	147
Table 7.2. Example of illustration of ROIs used for semi-quantitative evaluation of the classification of Jason-2 waveforms .....	176
Table 7.3. Example of illustration of ROIs used for semi-quantitative evaluation of the classification of SARAL/Altika waveforms.....	177
Table 7.4. Metrics of the KNN (K-Nearest Neighbour) and SVM (Support Vector Machine) classifications from Jason-2 and SARAL/Altika data .....	187
Table 7.5. Confusion matrix and summary of metrics for CTM classification of Jason-2 waveforms with ROIs sampled from MODIS images.....	195
Table 7.6. Confusion matrix and summary of metrics for CTM classification of SARAL/Altika waveforms with ROIs sampled from MODIS images.....	196

## LISTE DES ABREVIATIONS

AGC	Automatic Gain Calibration
AMR	Advanced Microwave Radiometer
AQT	Association Québécoise de Télédétection
AVISO	Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CARTEL	Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection,
CCIN	Canadian Cryospheric Information Network
CH	Calinski-Harabasz
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales (France)
COG	Center of Gravity
CTM	Classification Trained Model
CTOH	Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère
DAHITI	Database for Hydrological Time Series over Inland Waters
DFMR	Dual Frequency Microwave Radiometer
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
ECCC	Environnement et Changement Climatique Canada
ECMWF	European Center for Mid-term Weather Forecast
ESA	European Space Agency
FSR	Flat Surface Response
GDR	Geophysical Data Record
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
GRLM	Global Reservoirs / Lakes (G-REALM)
HC	Hierarchical Clustering
HYDAT	Hydrological Data Archive
IQD	Interquartile Deviation
ISRO	Indian Space Research Organisation
JMR	Jason-1 Microwave Radiometer
JPL	Jet Propulsion Laboratory
KNN	K-Nearest Neighbour
LEGOS	Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales
LEP	Leading Edge Position
LRM	Low Resolution Mode

Lidar	Laser imaging detection and ranging).
MAPS	Multi-mission Altimetry Processing Software
MLE	Maximum Likelihood Estimator
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MP	Maximum Power
MSD	Moving Standard Deviation
MWR	Microwave Radiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDSI	Normalized Difference Snow Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWT	Northwest Territories
OCO <sub>2</sub>	Offset Centre of Gravity
PCA	Principal Component Analysis
PDF	Probability Density Function
POD	Precise Orbit Determination
PREM	Preliminary Reference Earth Model
PRF	Pulse Repetition Frequency
PTR	Point Target Response of the radar
RHQ	Recherche en Hydrologie du Québec
RMSE	Root Mean Square Error
RSO	Radar à synthèse d'ouverture
SAR	Synthetic Aperture Radar
SAR <sub>in</sub>	Synthetic Aperture Radar Interferometric
SNR	Signal-to-noise Ratio
SGDR	Sensor and Geophysical Data Record
SRA	Satellite Radar Altimetry
STD	Standard Deviation
SVM	Support Vector Machine
SWH	Surface Water Height
TMR	Topex Microwave Radiometer
unRMSE	unbiased Root Mean Square Error
WSA	Water Surface Altitude
WSC	Water Survey of Canada

## REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont d'abord à mon directeur de thèse, Prof. Kalifa Goïta, qui m'a donné l'opportunité de réaliser mon doctorat à l'Université de Sherbrooke. Merci, M. Goïta, d'avoir eu foi et confiance en mes compétences et en mes capacités. Franchement, c'était un grand défi. Merci aussi pour vos conseils, vos commentaires et vos suggestions qui m'ont permis de bâtir mon profil de chercheur scientifique. Merci de m'avoir aidé à surmonter les difficultés et de m'avoir soutenu et encouragé en tout moment. Bref, merci pour tout !

Mes seconds et sincères remerciements vont à Prof. Ramata Magagi. Merci, Prof. Magagi, pour vos pertinents commentaires et suggestions qui ont fait de ce travail un ouvrage de qualité. J'apprécie beaucoup les échanges avec vous et les réflexions critiques que vous avez apportées à mon étude.

Mes chaleureux remerciements aux membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce projet de thèse.

Mes prochains remerciements vont à toute l'équipe CTOH (*Center for Topographic studies of the Ocean and Hydrosphere*) qui m'a accueilli à bras ouverts dans leurs locaux à Toulouse (France) lors de mon stage de recherche en 2019. J'aimerais remercier tou(te)s les chercheur(e)s, les employé(e)s, les thésard(e)s de l'équipe CTOH avec qui j'ai eu la chance d'échanger et de partager de bons moments. Je voudrais adresser mes vifs remerciements à Dr Frédéric Frappart de l'équipe CTOH d'avoir accepté de collaborer avec nous dans ce projet. M. Frappart, vos précieux conseils et suggestions m'ont grandement aidé à améliorer mes connaissances et mes compétences dans le domaine de l'altimétrie radar par satellite. Mes remerciements à vous, Dr. Alexei Kouraev, pour vos idées qui ont eu un impact sur mes expériences. Merci aussi, Dr. Fabien Blarel, de m'avoir fourni les bons outils et les ressources nécessaires pour assurer le bon déroulement de mon stage.

Mes remerciements vont au personnel de l'Université de Sherbrooke et particulièrement de notre faculté, la FLSH, pour m'avoir aidé tout au long de ma thèse et de mon stage à l'étranger. Merci à mes collègues que j'ai côtoyés au local A6-1028 durant toute cette expérience. Merci d'être là pour m'encourager, m'aider, et me motiver lors de ce défi. Ces quelques lignes ne suffisent pas pour citer vos noms. Merci à vous tous qui avez marqué mon passage à l'UdeS.

J'aimerais remercier mes parents, Ahmed et Aïcha. Sans votre soutien, vos encouragements et vos prières, rien de tout cela n'aurait été possible. Un grand merci à ma grande sœur Khadija et

à sa petite famille El Hadi qui m'ont beaucoup supporté lors de mon passage en France. Merci à mes frères Tariq et Anass qui m'ont encouragé tout au long de cette expérience et dans toute ma vie. Merci à toute la famille Ziyad et Akhiyat pour votre soutien.

Je voudrais aussi remercier ma belle-mère Yamina et mon petit beau-frère Mouad pour leurs encouragements continus. Merci à toute la famille Jadil et à la famille Zaoui pour leur soutien.

Enfin, ma gratitude et mes plus chaleureux remerciements vont à ma chérie Wissal. Merci à toi Hbibba de m'avoir accompagné pendant cette belle expérience et de m'avoir soutenu au cours des moments difficiles. Tu remplis ma vie avec beaucoup de joie et de bonheur. Sans ton soutien, cet accomplissement n'aurait pas été possible.

Le rêve d'obtenir un PhD dans mon domaine professionnel s'est enfin réalisé.

Au suivant !

## AVANT-PROPOS

Dans le cadre de ce projet de recherche, nous avons publié deux articles dans les revues scientifiques *Canadian Journal of Remote Sensing* et *Remote Sensing (MDPI)* et nous avons soumis un article qui est en évaluation dans le journal scientifique *GIScience & Remote Sensing*. Nous travaillons sur les commentaires formulés par le journal.

Cette thèse est présentée sous forme d'une thèse par articles. Les articles sont intégrés au format de publication en suivant ces différentes sections : introduction, données et méthodologie, résultats, discussion, et conclusion. Le chapitre 1 expose l'introduction générale où les problématiques, les objectifs et les hypothèses sont expliqués. Le chapitre 2 présente le cadre théorique et l'état de l'art. Le chapitre 3 décrit le cadre expérimental de la recherche. Les chapitres 4 à 7 présentent le contenu des articles ainsi qu'une présentation de chaque chapitre en français. Le chapitre 8 présente une discussion générale de l'ensemble de la recherche. Enfin, le chapitre 9 porte sur les conclusions importantes de la thèse, les perspectives générales, les travaux futurs et les contributions scientifiques.

Les références des articles publiés présentés dans les chapitres 4 et 5 sont :

Ziyad J., Goïta K. et Magagi R., 2020 Incertitudes des niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire pour des étendues d'eau soumises à l'action de la glace. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 46, n°4, p. 429-453, Doi : 10.1080/07038992.2020.1780906.

Ziyad J., Goïta K., Magagi R., Blarel F. et Frappart F., 2020. Improving the Estimation of Water Level over Freshwater Ice Cover Using Altimetry Satellite Active and Passive Observations. *Remote Sensing* vol.12, n° 6, p 967. Doi :10.3390/rs12060967.

La référence de l'article préparé sous forme d'un article court (*Letter*) et présenté dans le chapitre 6 est :

Ziyad J., Goïta K. et Magagi R., 2022. Using SARAL/Altika active and passive data to improve the estimation of water level over subarctic lake, *Remote Sensing Letters*.

La référence de l'article soumis à la revue *GIScience and Remote Sensing* et présenté dans le chapitre 7 est :

Ziyad J., Goïta K. et Magagi R., 2022. Radar altimetry for classifying surface conditions of subarctic lakes during freezing and thawing periods. *GIScience Remote Sensing*.

# 1. CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE

## 1.1. Introduction

L'eau n'est pas seulement une ressource, c'est une source de vie. Aucun être vivant ne peut survivre sans elle (Nations Unies, 2015). L'eau est essentielle pour les besoins de l'humanité et elle assure le fonctionnement de divers processus biologiques, chimiques et physiques sur la surface de la Terre.

Sur notre planète, l'eau est répartie en eau salée et en eau douce, sous forme d'océans, d'eaux de surface, de glaciers, de calottes glaciaires, ou d'eaux souterraines. L'ensemble de ces ressources en eau constitue des éléments essentiels dans le cycle de l'eau. Le changement climatique, la pollution, l'urbanisation et les activités agricoles et industrielles affectent grandement la quantité et la qualité de l'eau (Kundzewicz, 2008; Pasini *et al.*, 2012; Sterling *et al.*, 2013).

Les eaux douces de surface (lacs, fleuves, rivières, ruisseaux, réservoirs, *etc.*) sont généralement considérées comme étant des ressources renouvelables, bien qu'elles soient très dépendantes d'autres parties du cycle de l'eau (Gleick, 1996). La majorité des surfaces d'eau douce se retrouvent dans les hautes latitudes nord, où la cryosphère est fort présente. Ces régions détiennent la plus grande part des systèmes hydrologiques lacustres et fluviaux, y compris certains des plus grands du monde, par exemple : les Grands Lacs aux frontières entre le Canada et les États-Unis, le lac Baïkal en Russie, le Grand lac des Ours au Canada, *etc.* (Duguay *et al.*, 2014). Le plus grand pourcentage de ces systèmes hydrologiques est situé sur le territoire canadien, où le climat est majoritairement continental (subarctique et humide), occupant ~ 7,5 % de sa superficie totale, dont 80 % situés au nord de 60° N de latitude (Prowse et Ommanney, 1990). De nombreux services socio-économiques, d'aménagement, de transports et d'industrie dépendent de ces systèmes. Par ailleurs, ces systèmes constituent également des écosystèmes aquatiques d'une richesse inestimable en biodiversité (Monk et Baird, 2014; Vincent *et al.*, 2012).

L'une des particularités des systèmes lacustres et fluviaux sur le territoire canadien est leur congélation complète ou partielle pendant les saisons hivernales et printanières. Ils sont donc caractérisés par des cycles de gel et de dégel (Prowse et Ommanney, 1990). Ces

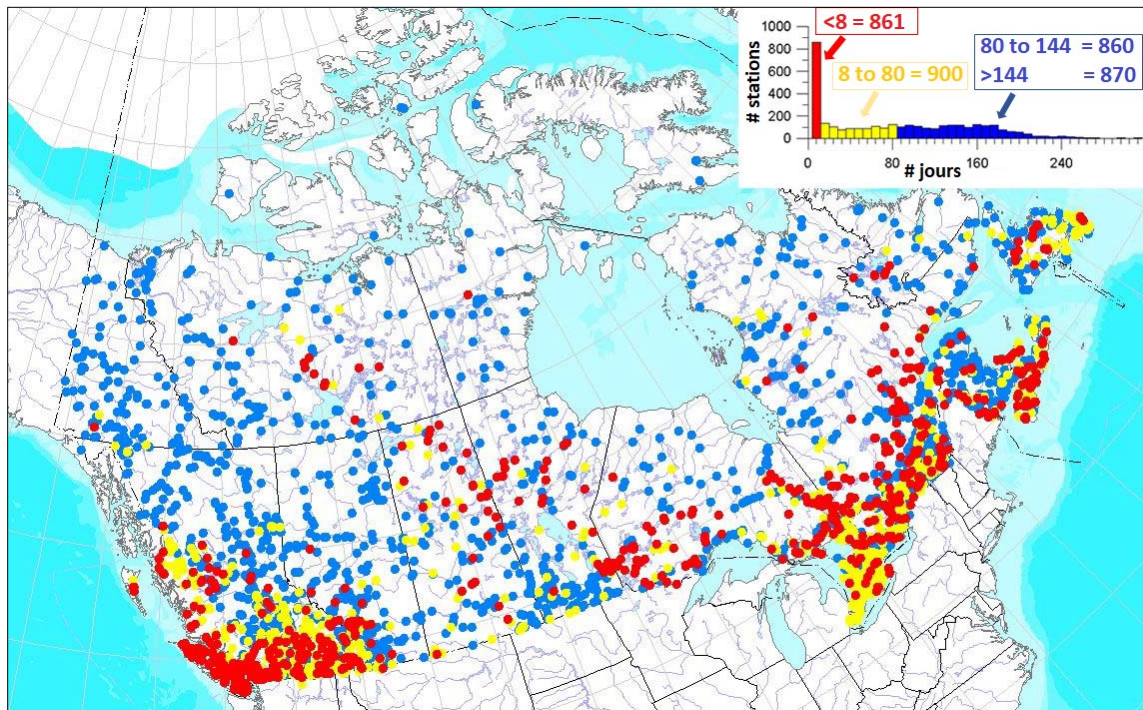
cycles de formation, d'épaississement, de destruction et de fonte des couverts de glace sont de nature saisonnière, dépendante de la variation de plusieurs facteurs, par exemple, la température de l'air, la neige, le vent, *etc* (Barry et Gan, 2011). Par ailleurs, les surfaces d'eau couvertes de glace ont une grande sensibilité face aux variations météorologiques et au réchauffement du climat (Magnuson, 2000). Par exemple, l'augmentation des températures et les changements dans les précipitations influencent directement ou indirectement sur l'évolution des couverts de neige et la genèse des couverts de glace sur les plans d'eau et contribuent ainsi aux modifications de l'hydrologie de surface, en termes de quantité, de niveau d'eau et de débit (Derksen *et al.*, 2019; Prowse *et al.*, 2011).

Comme il est bien connu en hydrologie, les changements des niveaux d'eau des lacs et des rivières constituent une source potentiellement importante d'informations sur les tendances climatiques (Ouarda *et al.*, 1999; Williamson *et al.*, 2009). L'intérêt de disposer d'une technologie capable de suivre les variations des niveaux d'eau des lacs et des rivières en termes de niveau d'eau reste primordial. Habituellement, la surveillance du niveau d'eau des lacs et des rivières s'effectue à l'aide des limnimètres et des limnigraphes (analogue ou numérique) à l'échelle des stations hydrométriques. Il s'agit là de techniques de mesure au sol renseignant sur la variation du niveau d'eau libre dans le temps et dans une section donnée.

Il existe sur le territoire canadien un grand nombre de stations hydrométriques *in situ* où les mesures limnimétriques sont obtenues. La plupart de ces stations sont réparties à travers le pays en fonction de besoins spécifiques ou selon des contraintes budgétaires. En effet, le réseau de stations hydrométriques du pays a fait l'objet de plusieurs modifications. Ainsi, des stations sont soit déplacées ou fermées, et de nouvelles stations sont ajoutées (Chokmani *et al.*, 2006). Aussi, la présence de couverts de glace affecte la qualité des données hydrométriques du réseau des stations sur le territoire (Hamilton, 2003). Les couverts de glace sont capables d'entraîner une variation de la section efficace ainsi qu'une défaillance des équipements de mesure (Chokmani *et al.*, 2006). Leur persistance dans les stations peut aller au-delà de 144 jours par an dans certains cas. Cela peut entraîner une altération de plus de 18 % de l'ensemble des relevés hydrométriques publiés par *Water Survey of Canada* (WSC) (Hamilton, 2003). La Figure 1.1 donne un aperçu de la



distribution des stations hydrométriques avec une indication de la durée de la persistance de la glace en nombre de jours. En outre, l’histogramme de la Figure 1.1 montre que l’effet minimal de la glace sur le réseau hydrométrique est observé dans les régions sud du territoire canadien caractérisées par un climat continental humide avec de courtes périodes de couverture de glace.



**Figure 1.1. Réseau hydrométrique du *Water Survey of Canada* (WSC), incluant les stations actives et inactives colorées selon la durée de la persistance des couverts de glace dans les stations hydrométriques. L'histogramme montre la distribution des stations selon la durée des couverts de glace en nombre de jours. (Hamilton, 2003).**

En raison des limites liées aux mesures limnimétriques à l’échelle de la station hydrométrique, la télédétection peut présenter des avantages considérables pour répondre à une telle problématique en offrant la possibilité de surveiller instantanément le niveau d’eau des eaux continentales (lacs, fleuves, rivières et zones humides) (Huang *et al.*, 2018). Compte tenu des avantages liés à sa couverture temporelle, à sa période de répétitivité, à sa couverture spatiale, aux bandes de fréquence utilisées et à sa résolution spatiale comprise entre 8 et 20 km, l’altimétrie radar par satellite est utile pour combler les lacunes des données hydrométriques sur les étendues d’eau continentales de grande et de moyenne

tailles (Stammer et Cazenave, 2017). En revanche, les contraintes posées par les périodes d'englacement au cours de l'année peuvent affecter grandement l'exploitation des données d'altimétrie satellitaire (Lee *et al.*, 2011; Ričko *et al.*, 2012; Schwatke *et al.*, 2015b; Troitskaya *et al.*, 2012; Tseng *et al.*, 2013). Ceci nécessite davantage de recherches afin d'estimer les niveaux des surfaces d'eau continentales.

En dépit de l'intérêt que revêt l'altimétrie radar par satellite, il est important de reconnaître que la technologie a été développée prioritairement pour les océans. Par conséquent, l'utilisation sur les eaux continentales peut être confrontée à des limitations importantes liées à l'état des surfaces et à la taille des plans d'eau. Les surfaces échantillonnées par le satellite altimétrique renvoient des échos radar (appelés formes d'onde) de différentes allures dépendant de l'état et de la complexité des plans d'eau (Frappart *et al.*, 2006). Ces formes d'onde émanant des eaux continentales peuvent différer de manière significative de celles des milieux océaniques. La présence de glace contribue davantage à modifier les formes d'onde, ajoutant ainsi un autre niveau de complexité. Les variations saisonnières des conditions de surface sur les étendues d'eau continentales (présence de glace en hiver, mélange eau-glace au début de l'hiver et au printemps, et eau libre en été) modifient l'allure de la forme d'onde et rendent l'estimation des mesures altimétriques difficile. Les formes d'onde sur une surface d'eau libre permettent des mesures altimétriques quasi homogènes le long de la trace altimétrique, ce qui permet d'estimer le niveau d'eau plus facilement. Sur les couverts de glace ou sur le mélange eau-glace, l'allure des formes d'onde dépend de la nature de la surface échantillonnée à l'intérieur de l'empreinte et de ses propriétés physiques. Ces formes d'onde complexes pendant les saisons froides affectent la précision des estimations des niveaux d'eau (Lee *et al.*, 2011; Troitskaya *et al.*, 2012; Tseng *et al.*, 2013). Par exemple, les erreurs des mesures des niveaux d'eau dérivées des produits altimétriques sur le lac Athabasca et sur le lac des Bois, situés au Canada, comparés à des mesures *in situ* valides, étaient comprises entre 13 et 16 cm pendant les mois estivaux (juin à août) et entre 16 et 21 cm pendant les mois hivernaux (décembre à février) (Ričko *et al.*, 2012). L'évolution des glaces et leurs conditions peuvent introduire des erreurs pouvant atteindre jusqu'à 1,69 m, comme observé avec les produits altimétriques LEGOS en 1995 sur le lac Athabasca (Ričko *et al.*, 2012). En plus des variations des conditions de surface, la qualité des mesures altimétriques peut dépendre aussi de l'extension, de la morphologie

ou de la topographie ambiante du plan d'eau (Schwatke, *et al.*, 2015a). Ainsi, sur les lacs de grande taille (ex. les Grands Lacs au Canada/USA), les erreurs en termes de RMS sont inférieures à 10 cm. En revanche, sur les lacs de petite taille couverts de glace, les erreurs deviennent très importantes (Ričko *et al.*, 2012). Schwatke *et al.*, (2015b) obtiennent des erreurs RMS de l'ordre de 35 cm sur le lac des Cèdres au Canada (1 300 km<sup>2</sup>) marqué par une morphologie complexe, incluant plusieurs îlots et forêts.

Pour extraire les niveaux d'eau à partir des mesures altimétriques, il est nécessaire de réaliser des corrections spécifiques en utilisant des algorithmes connus sous le nom d'algorithmes de retraitement (*retracking algorithms*). Ces algorithmes permettent de détecter les anomalies sur les formes d'onde et d'ajuster l'allure de ces dernières par rapport aux modèles théoriques. Par défaut, les satellites altimétriques utilisent des algorithmes de retraitement standards, conçus spécifiquement pour des surfaces océaniques et polaires, dans leurs chaînes de traitement. Il s'agit ici d'algorithmes conçus pour des surfaces d'eau océaniques, parmi lesquels nous pouvons citer OCEAN, ICE-1, ICE-2 et SEA-ICE (Frappart *et al.*, 2006). Ces différents algorithmes ont fait l'objet d'analyse de performance sur plusieurs surfaces d'eau continentales en condition libre de glace (Arabsahebi *et al.*, 2020; Birkett *et al.*, 2010, 2011; Bogning *et al.*, 2018; Bonnefond *et al.*, 2018; Normandin *et al.*, 2018; Santos Da Silva *et al.*, 2010, 2012). Dans la grande majorité des études, l'algorithme ICE-1 ressort comme le plus performant. Cependant, il résulte des travaux de Ričko *et al.* (2012), qu'en tenant compte de la nature des surfaces échantillonnées par les satellites altimétriques et de leurs irrégularités, qu'il ne semble pas exister un algorithme de retraitement adapté pour les échos radar des eaux continentales. Ainsi, la sélection d'un seul algorithme de retraitement pour estimer les niveaux d'eau de ces surfaces aux conditions changeantes pourrait introduire des biais et affecter grandement les précisions attendues (Ričko *et al.*, 2012). Cela crée une situation encore plus préoccupante pour les eaux continentales qui sont soumises à des phases de gel et dégel, comme c'est le cas généralement au Canada.

Ainsi, la recherche d'algorithmes de retraitement adaptés pouvant être utilisés dans ces conditions particulières pour extraire les niveaux d'eau avec des précisions améliorées devient donc primordiale (Tseng *et al.*, 2013). Dans les cas où de larges biais sont causés

par la présence de glace sur les mesures altimétriques, certains auteurs (Birkett et Beckley, 2010) suggèrent de filtrer les séries temporelles et de rejeter les données contaminées. Cette façon de faire ne permet pas d'exploiter les mesures de manière optimale, et peut occasionner des séries temporelles avec beaucoup de plages vides, dépendant des plans d'eau considérés. Il y a lieu de se demander si la définition préalable de la nature et de l'état de surface échantillonnée par le satellite altimétrique ne favorisait pas le choix d'algorithmes adaptés et l'amélioration des précisions recherchées. Plus concrètement, dans la diversité des formes d'onde sur les plans d'eau soumis au gel-dégel, quelles sont les formes d'onde pour lesquelles les corrections apportées par les algorithmes de retraitement sont efficaces ? De plus, une combinaison entre les connaissances sur les états de surface et le choix d'algorithmes adaptés permettrait-elle d'améliorer les précisions des estimations de niveaux d'eau dans des conditions de gel et dégel ?

## **1.2. Objectifs et hypothèses**

### **1.2.1. Objectifs**

L'objectif général de la thèse est d'améliorer la précision des estimations des niveaux d'eau issues des données altimétriques par satellite sur les lacs et les rivières soumis à l'action de la glace. Cette étude consiste d'abord à évaluer le potentiel des algorithmes de retraitement à estimer les niveaux d'eau des plans d'eau subarctiques, puis à proposer des solutions pour améliorer les résultats obtenus. D'une manière spécifique, cet objectif général se divise en quatre objectifs spécifiques :

1. Analyser la performance des algorithmes de retraitement à estimer les niveaux d'eau dérivés en fonction de l'évolution des couverts de glace sur les étendues d'eau continentales ;
2. Développer une approche permettant d'identifier les mesures altimétriques contaminées par la glace pendant les périodes de gel et de dégel ;
3. Évaluer le potentiel de l'approche d'identification des mesures altimétriques contaminées sur les données issues des satellites altimétriques possédant des caractéristiques différentes ;
4. Proposer une stratégie efficace de classification des formes d'onde selon la nature de la surface pendant les périodes de gel et de dégel.

### 1.2.2. Hypothèses

En considérant les différents objectifs spécifiques mentionnés ci-haut, cette étude cherche à répondre aux questions de recherche suivantes :

- *Comment se comportent les algorithmes de retraitement existants pour estimer les niveaux d'eau des lacs et des rivières subarctiques en fonction de l'évolution des couverts de glace ?*
- *Est-ce qu'une identification préalable de la nature et de l'état des surfaces échantillonnées, ainsi que des formes d'onde associées, contribuerait à améliorer les estimations des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel ?*

Les objectifs spécifiques de cette étude sont supportés par les hypothèses suivantes :

- L'évolution du couvert de glace sur les lacs et les rivières influence le comportement du signal altimétrique ainsi que la qualité des mesures des niveaux d'eau retenues.
- Une discrimination précise entre les observations altimétriques de l'eau libre et celles des couverts de glace dans leurs différentes formes, ainsi que les formes d'onde associées, permettra d'améliorer les estimations des niveaux d'eau par altimétrie radar dans les conditions de gel et dégel.

### 1.3. Organisation de la thèse

Cette thèse est une thèse par articles qui est présentée en 9 chapitres. Le chapitre 1 décrit l'importance du sujet de recherche, les problématiques et les défis pour obtenir une meilleure estimation des niveaux d'eau à partir de l'altimétrie radar par satellite. Il présente l'objectif général de la thèse, les objectifs spécifiques, les questions de recherche, ainsi que les hypothèses de recherche.

Le chapitre 2 présente le cadre théorique et l'état de l'art. Il explique les principes de base de l'altimétrie radar par satellite, les corrections appliquées et les traitements associés pour améliorer l'estimation du niveau d'eau (sections 2.2 et 2.3 respectivement). La section 2.4 présente un aperçu général des différents instruments à bord des satellites altimétriques et les caractéristiques orbitales des satellites. La section 2.5 décrit le principe de la

combinaison des mesures actives et passives dérivées des différents instruments à bord des satellites altimétriques. Enfin, la section 2.6 décrit les différents défis liés à l'obtention des mesures altimétriques valides pour construire les séries temporelles de niveaux d'eau.

Le Chapitre 3 décrit le cadre expérimental de la recherche. Ainsi, les sites d'étude et les données sources utilisées sont présentés dans les sections 3.1 et 3.2. La méthodologie globale pour la réalisation des objectifs spécifiques est décrite dans la section 3.3. Il est important de noter que le Chapitre 3 donne un aperçu global des sites d'étude, des données et de la méthodologie. Puisqu'il s'agit d'une thèse par articles, ces différents éléments sont repris de manière plus spécifique dans chacun des articles publiés ou soumis qui sont présentés dans les chapitres suivants.

Le chapitre 4 présente une analyse du potentiel des produits dérivés des algorithmes de retraitement utilisés par les satellites Jason-2 et SARAL/Altika pour estimer le niveau d'eau de vingt plans d'eau sur le territoire canadien. Ce chapitre a été publié dans la revue *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 46, n°4, p. 429-453, Doi : 10.1080/07038992.2020.1780906.

À la suite des recommandations proposées dans le chapitre 4, une approche automatique permettant d'améliorer la qualité des mesures des niveaux d'eau à partir des données du satellite Jason-2 pendant les périodes de gel et de dégel est présentée dans le chapitre 5. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans la revue *Remote Sensing*, vol. 12, n° 6, p. 967. Doi:10.3390/rs12060967.

Le chapitre 6 présente une évaluation de l'approche automatique discriminante développée dans le chapitre 5 avec les données du satellite SARAL/Altika. Les données utilisées pour réaliser cette évaluation et la méthodologie sont présentées dans la section 6.3. Les sections 6.4 et 6.5 présentent, respectivement, les résultats obtenus et une discussion générale de la performance de l'utilisation des données SARAL/Altika.

Le chapitre 7 suit les recommandations des chapitres 5 et 6 et il propose un processus de classification des formes d'onde à partir des données altimétriques pendant les périodes de gel et de dégel. Après avoir présenté une introduction dans la section 7.2, les sections 7.3, 7.4 et 7.5 présentent, respectivement, le site d'étude, les données utilisées et la

méthodologie adoptée. Les résultats sont décrits dans la section 7.6. Une discussion générale est présentée dans la section 7.7. La conclusion générale de chapitre est donnée dans la section 7.8.

Le Chapitre 8 présente une discussion générale de l'ensemble de la recherche.

Le Chapitre 9 porte sur les conclusions importantes de la thèse. Il présente également les contributions scientifiques de la recherche et les perspectives générales.

La thèse se termine avec les références utilisées, mais qui ne sont pas citées dans les trois articles scientifiques publiés ou soumis pour publication (chapitres 4, 5 et 7).

## 2. CHAPITRE 2 : CADRE THÉORIQUE ET ÉTAT DE L'ART

Ce chapitre décrit les principes de l'altimétrie radar par satellite et les techniques de traitement des mesures altimétriques utilisées pour estimer les niveaux d'eau.

### 2.1. Principe de l'altimétrie radar par satellite

Le principe de base de l'altimétrie radar par satellite repose sur la transmission d'un signal radar vers une cible et sur la réception de l'écho réfléchi vers l'altimètre à bord du satellite. En mesurant le temps émis par le signal pour effectuer un aller-retour ( $dt$ ), la distance parcourue, c'est-à-dire la portée  $R$  (*Range en anglais*), peut être calculée connaissant la vitesse de propagation  $c$  du signal (Woodhouse, 2017) :

$$R = \frac{c dt}{2} \quad (2.1)$$

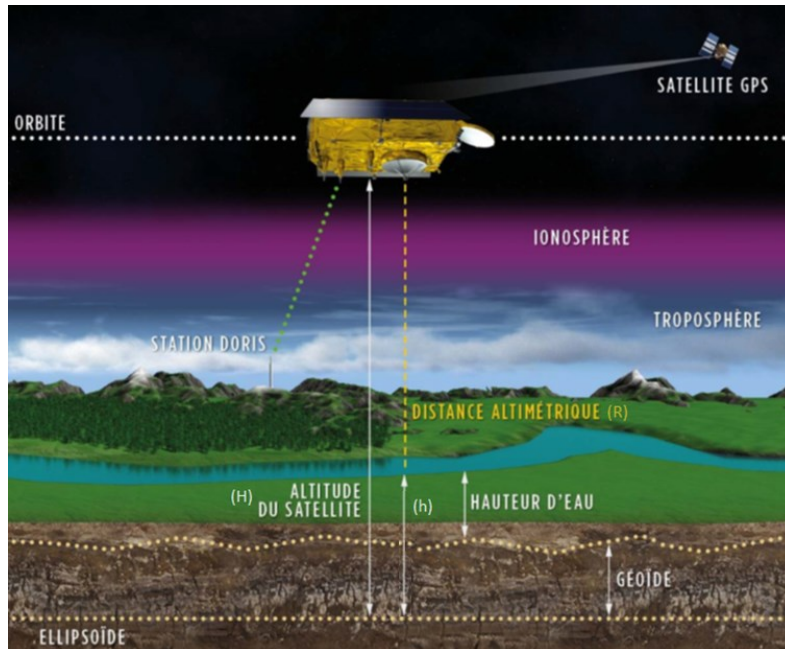
L'impulsion transmise par l'altimètre radar doit être courte pour atteindre une meilleure résolution de la portée  $R$ . L'antenne de l'altimètre émet une courte impulsion dans la gamme de fréquence entre 2 et 35 GHz à des intervalles réguliers, définis par la Fréquence de Répétition des Impulsions *Pulse Repetition Frequency* (PRF) vers la cible. L'émission d'impulsions aussi courtes nécessite une puissance suffisante pour assurer un bon rapport signal sur bruit *Signal-to-Noise Ratio* (SNR) à son retour. En pratique, l'émission est alors réalisée par la technique de compression d'impulsion *full deramp* qui permet d'émettre une impulsion plus longue dont la puissance est compatible avec celle utilisée à bord du satellite, en générant un signal fortement modulé en fréquence (*chirp*) sur une certaine bande passante  $B$ . Le lecteur est invité à consulter Chelton *et al.* (1989) pour davantage de détails sur les techniques d'altimétrie.

L'altimétrie radar par satellite fournit la valeur de la portée  $R$  pour calculer la hauteur de la surface au nadir ( $h$ ) des plans d'eaux continentales (lacs, rivières, réservoirs, *etc.*) par rapport à une surface mathématique de référence correspondant à l'ellipsoïde de référence (Figure 2.1). Ainsi, la hauteur  $h$  peut être dérivée de la différence entre l'altitude du satellite ( $H$ ) et la portée  $R$ , comme présentée par l'équation 2.2 :

$$h = H - R \quad (2.2)$$



L'utilisation de diverses technologies de positionnement, incluant les systèmes *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite* (DORIS), *Global Navigation Satellite System* (GNSS) et laser ou leur combinaison, permet de réduire considérablement les erreurs orbitales, et d'atteindre pour les nouveaux satellites une précision d'orbite *Precise Orbit Determination* (POD) ne dépassant pas 1 cm (Stammer et Cazenave, 2017). Cela garantit des valeurs très précises de  $H$  dans l'équation 2.2.



**Figure 2.1. Principe de l'altimètre radar (Rosmorduc *et al.*, 2016)**

## 2.2. Corrections classiques des données altimétriques

En plus d'utiliser des valeurs de  $H$  très précises, l'estimation de la hauteur de la surface au nadir  $h$  sur les eaux continentales nécessite l'application d'une série de corrections liées aux effets de l'atmosphère, des marées et de l'ondulation du géoïde (Stammer et Cazenave, 2017).

### 2.2.1. Corrections atmosphériques

Les corrections atmosphériques interviennent pour corriger l'effet de l'atmosphère sur la propagation du signal altimétrique le long de son trajet aller-retour (Fu et Cazenave, 2001). Cet effet est dû essentiellement à la présence des électrons dans l'ionosphère, et aux deux composantes de la troposphère, c'est-à-dire la troposphère sèche et la troposphère humide.

Dans la partie ionisée de l'atmosphère, sur un intervalle de 100 à 1000 km de la surface de la Terre, la propagation de l'impulsion radar est retardée par la présence d'électrons libres. Cet effet est capable d'introduire des erreurs sur la mesure de la portée de 0 à 50 cm dépendamment de la fréquence de l'impulsion radar (Fu et Cazenave, 2001). Les amplitudes de correction *range correction* de l'ionosphère dans la bande Ku oscillent entre 2 et 25 cm (Bronner *et al.*, 2013). En revanche, l'utilisation de la bande Ka, comme dans le cas du satellite SARAL/Altika, permet d'avoir des corrections beaucoup plus précises, avec des erreurs inférieures à 3,6 cm (Bronner *et al.*, 2013). La correction des effets de l'ionosphère ( $\Delta C_{\text{iono}}$ ) peut être calculée en utilisant une combinaison de mesures altimétriques issues de deux fréquences, comme par exemple les fréquences Ku et C utilisées par le satellite Jason-2 (Dumont *et al.*, 2015; Tseng *et al.*, 2010) ou corrigée à partir du modèle de cartographie ionosphérique globale *Global Ionosphere Maps* (GIM) (Fu et Cazenave, 2001).

Les deux composantes de la troposphère (sèche et humide), situées entre 0 et 15 km d'altitude, entraînent un ralentissement de la vitesse de la propagation de l'impulsion radar. La troposphère sèche produit des erreurs de calcul d'environ 2,3 m sur la hauteur de la surface  $h$ , tandis que la troposphère humide introduit des erreurs de 6 à 40 cm sur la portée  $R$  (Chelton *et al.*, 2001). Les corrections d'erreurs dues à la troposphère ( $\Delta C_{\text{tropo}}$ ) peuvent être effectuées en utilisant différentes techniques. Les corrections troposphériques sèches sont basées sur les modèles météorologiques, tels que le modèle ECMWF (*European Center for Mid-term Weather Forecast*). Les corrections troposphériques humides dépendantes de la vapeur d'eau sont faites à partir des modèles météorologiques ou à partir des mesures de la température de brillance fournies par le radiomètre embarqué sur le satellite altimétrique en bi ou tri fréquences. Les modèles de transfert radiatif simulant les mesures de la température de brillance à partir de paramètres géophysiques prédéfinis (vent et température de surface, vapeur d'eau, eau liquide dans les nuages, *etc.*) sont aussi utilisés pour l'effet de la troposphère humide sur le signal radar (Stammer et Cazenave, 2017).

Pour plus de détails sur ces erreurs et leurs corrections, le lecteur peut consulter Chelton *et al.*, (2001), Stammer et Cazenave, (2017) et Fernandes *et al.*, (2014).

### 2.2.2. Corrections des effets de marées

Les marées de Terre solide ( $\Delta C_{\text{solide\_tide}}$ ) et les marées polaires ( $\Delta C_{\text{polar\_tide}}$ ) influencent la mesure de la portée (Cretaux *et al.*, 2017). La marée de Terre solide résulte de l'action conjuguée de l'attraction de la lune et du soleil. L'ordre de grandeur liée à cette marée peut atteindre 50 cm (Fu et Cazenave, 2001). Des modèles globaux sont généralement utilisés pour corriger les effets résultants, par exemple, le modèle *Preliminary Reference Earth Model* (PREM) (Dziewonski et Anderson, 1981). La marée polaire quant à elle est une réponse de la Terre solide et des océans au potentiel centrifuge générée par une perturbation de la rotation de la Terre. Selon Wahr (1985), l'amplitude de la marée polaire varie de 10 à 20 mm par an avec des déplacements horizontaux inférieurs à 7-8 mm. Ces faibles valeurs sont néanmoins suffisamment importantes pour affecter sensiblement les observations géodésiques. L'effet de la marée polaire est assez bien modélisé par le modèle de Wahr (1985).

### 2.2.3. Corrections liées à l'ondulation du géoïde

La variation de la gravité sur la surface de la Terre (représentée par le géoïde) conditionne la mesure de la hauteur de la surface ( $h$ ) au nadir (Vignudelli, 2011). Dans ce cas, il est important d'appliquer une soustraction de la hauteur du géoïde  $h_g$  au-dessus d'un ellipsoïde de référence de la hauteur  $h$  au-dessus du même ellipsoïde. La hauteur de la surface d'eau obtenue correspond à la hauteur d'eau ortho-métrique  $h_0$ , nommée aussi *altitude de la surface d'eau Water Surface Altitude* (WSA) ou simplement le niveau d'eau au-dessus du géoïde (Mercier *et al.*, 2010).

En tenant compte de l'ensemble des corrections des autres facteurs déjà mentionnés, la mesure du niveau d'eau au-dessus du géoïde  $h_0$  s'écrit comme suit :

$$h_0 = H - R - (\Delta C_{\text{iono}} + \Delta C_{\text{tropo}} + \Delta C_{\text{solide\_tide}} + \Delta C_{\text{polar\_tide}}) - h_g \quad (2.3)$$

Avec  $H$  est l'altitude du satellite,  $R$  la mesure de la portée,  $\Delta C_{\text{iono}}$  est la correction ionosphérique,  $\Delta C_{\text{tropo}}$  est la correction troposphérique,  $\Delta C_{\text{solide\_tide}}$  est la correction des marées de Terre solide,  $\Delta C_{\text{polar\_tide}}$  est la correction des marées polaires, et  $h_g$  est le gradient du géoïde.

L'ensemble des corrections présentées précédemment est disponible dans la base des données altimétriques avec une description des types de corrections appliquées. L'application de ces corrections est essentielle pour estimer les niveaux d'eau  $h_0$  sur les plans d'eaux continentales par altimétrie satellitaire (Cretaux *et al.*, 2017).

### 2.3. Estimation de la portée R

Techniquement, la valeur de la portée R est estimée à partir des formes d'onde issues des observations d'altimétrie satellitaire (sections 2.3.2 ; 2.3.4). Ces formes d'onde elles-mêmes dépendent grandement de la nature et de la complexité des surfaces échantillonnées.

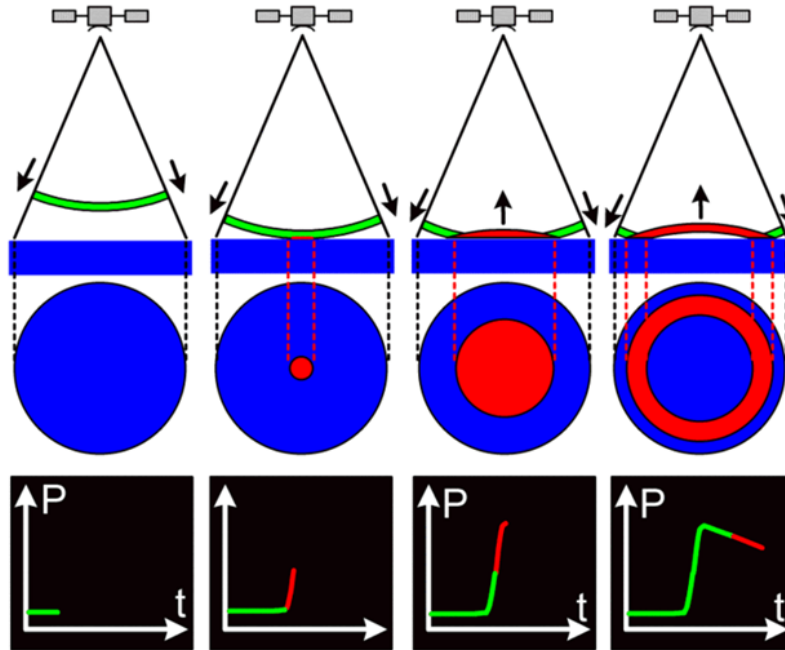
#### 2.3.1. Comportement du signal

L'interaction du signal radar avec la surface observée entraîne l'enregistrement d'un profil d'écho radar en fonction du temps d'émission et de réception de l'impulsion radar. Ce profil enregistré dans une fenêtre de temps donné est appelé *forme d'onde*. La Figure 2.2 présente le processus de l'émission et de la réception de l'impulsion radar par le satellite, sur une surface d'eau plane et homogène, permettant l'enregistrement de la forme d'onde par l'altimètre radar. Une forme d'onde fournit l'ensemble des puissances enregistrées (axe des ordonnées) par rapport au temps d'enregistrement défini en échantillons (*gates*) (axe des abscisses). La puissance et l'allure de la forme d'onde dépendent de la nature et de la complexité de la surface échantillonnée (Brown, 1977).

Quand l'impulsion incidente frappe la surface, le faisceau se développe sur la surface en passant d'un point à un disque et ensuite en un anneau au fur et à mesure que la puissance de l'écho réfléchit. L'évolution temporelle de la forme d'onde en fonction de l'interaction de l'impulsion sur une surface plane et lisse peut se résumer par les phases suivantes :

- a) L'impulsion est transmise par l'altimètre radar à la vitesse de la lumière  $c$ . La surface illuminée est nulle et le système radar à bord du satellite ne reçoit aucun écho.
- b) À partir du premier contact de l'impulsion avec la surface au nadir, la première valeur de la puissance rétrodiffusée, constituant la forme d'onde, est enregistrée à bord du satellite. Le temps d'aller-retour effectué par le signal est égal à  $t = \frac{2H}{c}$ .

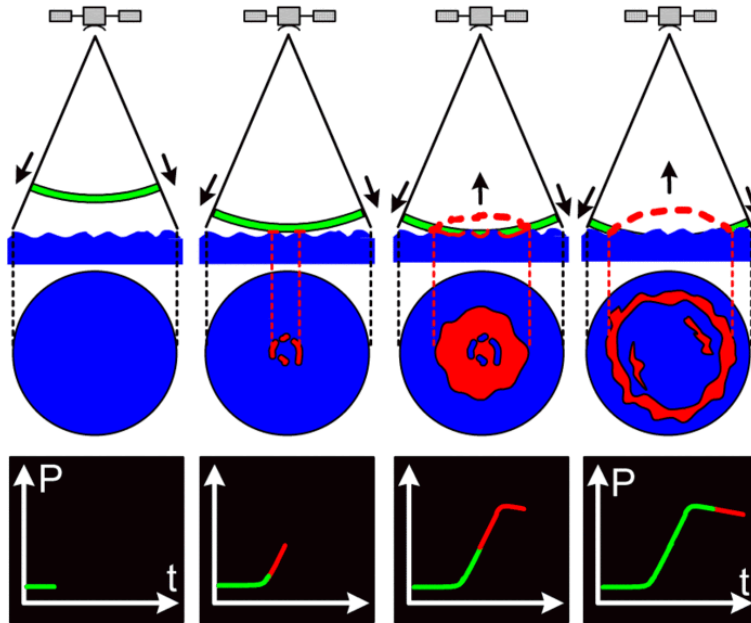
- c) La propagation de l'impulsion continue sous forme de disque sur la surface d'eau jusqu'à son maximum.
- d) Enfin, il y a atténuation de l'impulsion sur la surface et formation d'un anneau à l'intérieur du disque.



**Figure 2.2. Interactions des impulsions radar altimétriques sur une surface d'eau plane et homogène (Rosmorduc *et al.*, 2016)**

Sur une surface irrégulière, l'énergie rétrodiffusée vers l'altimètre radar provient de plusieurs facettes sur la surface échantillonnée. La forme d'onde enregistrée par l'altimètre est loin d'être similaire à une forme d'onde obtenue sur une surface homogène et plane. La Figure 2.3 montre les différentes étapes de la formation de la forme d'onde sur une surface irrégulière.

Sur une surface plane, l'amplitude de la forme d'onde augmente rapidement dès que le signal atteint la surface, voir Figure 2.2. Sur une surface irrégulière, l'influence de la rugosité de surface est apparente sur l'amplitude qui croît lentement ainsi que sur le front de descente qui baisse lentement. La différence observée dans les formes d'onde des figures 2.2 et 2.3 sera exploitée dans cette thèse.



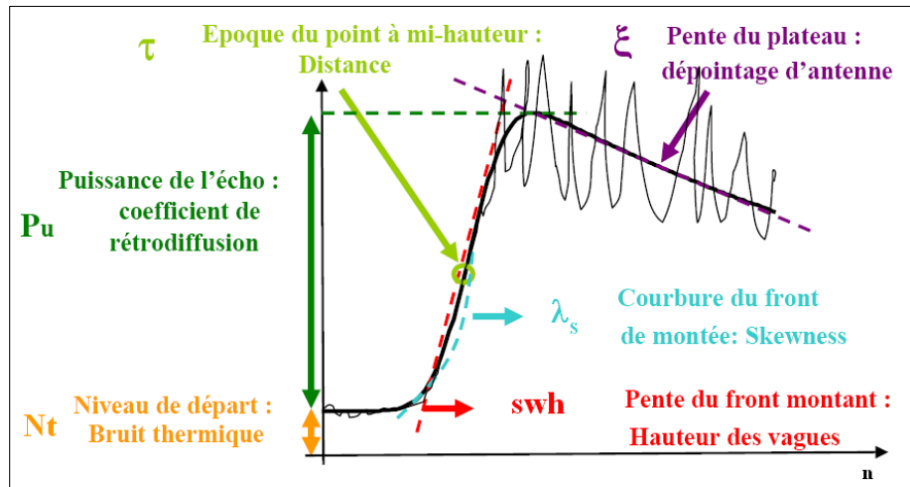
**Figure 2.3. Interactions des impulsions radar altimétriques sur une surface d'eau irrégulière (Rosmorduc *et al.*, 2016)**

### 2.3.2. Description de la forme d'onde

L'analyse de la forme d'onde permet d'estimer plusieurs paramètres caractérisant le processus de son enregistrement et les propriétés de la surface échantillonnée par l'altimètre. Pour des fins d'illustration, la Figure 2.4 décrit les différentes parties de la forme d'onde sur une surface d'eau plane et homogène (type océanique), ainsi que les paramètres essentiels tirés de son allure.

Le paramètre  $N_t$  correspond au bruit thermique de l'altimètre. Il est issu du rayonnement de l'environnement du capteur ou d'instruments à bord du satellite. La puissance de l'écho  $P_u$  définit la puissance rétrodiffusée par la surface lors l'illumination de la surface à l'intérieur de l'empreinte et elle exprime le coefficient de rétrodiffusion. La valeur du coefficient de rétrodiffusion varie en fonction de la nature et l'irrégularité de la surface réfléchissante. Ce potentiel est étudié en détail dans les chapitres 5 et 6. L'époque  $\tau$  est la position de la mi-puissance du front de montée dans la fenêtre d'analyse. La projection de ce point sur l'axe des abscisses (du temps d'enregistrement) détermine le temps optimal pour que l'impulsion radar effectue sa trajectoire aller-retour entre le satellite et la surface. À partir de ce paramètre, la valeur de la portée  $R$  peut être calculée. La pente du front de

montée *Surface Wave Height* (SWH) définit l'irrégularité de la surface. La pente du front de descente  $\xi$ , nommée aussi *attitude* et exprimée en  $10^4$  Neper/gate, détermine le dépointage de l'antenne (l'écart par rapport au nadir). Le paramètre Skewness  $\lambda_s$  décrit la courbure du front de montée. Ces différents paramètres vont varier selon la nature et la complexité de la surface.



**Figure 2.4. Les caractéristiques de la forme d'onde de type océanique (Rosmorduc *et al.*, 2016)**

Plusieurs paramètres peuvent être dérivés de l'allure (*shape*) de la forme d'onde pour différencier les formes d'onde associées à chaque type de surface, voir Tableau 7.1 du chapitre 7. Le paramètre Peakiness caractérise la spécularité des formes d'onde (Peacock et Laxon, 2004). Il est le ratio de la puissance maximale  $P_{max}$  à la puissance d'écho accumulé, comme présenté par l'équation 2.4 :

$$\text{Peakiness} = \frac{P_{max} * N_{droite}}{\sum_{i=1}^{N_{WF}} P_i} \quad (2.4)$$

Avec  $N_{WF}$  nombre total des échantillons *gates* de la forme d'onde, et  $N_{droite}$  nombre des échantillons *gates* à droite du point de suivi nominal, défini théoriquement pour chaque satellite altimétrique (ex. 31 *gates* pour le satellite Jason-2). Une valeur élevée de Peakiness indique la présence d'une surface spéculaire de forte puissance maximale au nadir, par exemple une lisière de glace (Zakharova *et al.*, 2015).

### 2.3.3. Types de formes d'onde sur les eaux continentales

Les formes d'onde présentent une multitude d'allures à cause de la variabilité des caractéristiques physiques et géométriques de la surface échantillonnée par le satellite altimétrique (Frappart, 2006). Selon le modèle théorique de forme d'onde établie par Brown (1977), la puissance de la forme d'onde dépend des trois éléments suivants : 1) le système radar lui-même, 2) les caractéristiques statistiques de la surface rétrodiffusée à l'intérieur de l'empreinte du satellite altimétrique, et 3) les réponses de la surface à l'impulsion radar. Les deux derniers éléments font le lien entre la forme d'onde et les propriétés de la surface échantillonnée par l'altimètre radar.

Plusieurs types de formes d'onde peuvent être observées sur les eaux continentales. Les premières études les catégorisent en quatre grandes catégories se basant sur l'allure des formes d'onde seulement (Guzkowska *et al.*, 1986; Laxon et Rapley, 1987) : les formes d'onde de type océanique, spéculaire à pic étroit, complexe à larges pics, et complexe multipics. Plusieurs travaux présentent des allures de formes d'onde additionnelles sur les eaux continentales en fonction de la nature de la surface limitrophe des plans d'eau (Calmant *et al.*, 2008; Dabo-Niang *et al.*, 2007; Frappart, *et al.*, 2015a; Maillard *et al.*, 2015; Sulistioadi *et al.*, 2015; Yuan *et al.*, 2019).

Sur les plans d'eau caractérisés par la présence de couverts de glace, l'état de surface varie considérablement en fonction des saisons, ce qui entraîne une grande variabilité d'allure des formes d'onde. Celles-ci prennent une morphologie spécifique en fonction de l'état et la propriété physique de la surface obtenue au cours de la saison. À l'échelle de l'empreinte de l'altimètre radar, l'eau libre entraîne une forme d'onde similaire aux formes d'onde océaniques avec une rétrodiffusion homogène. En revanche, la présence des fragments de glace ou des démarcations pendant les périodes de formation et de fonte de glace, peut se traduire par des surfaces fortement réfléchissantes qui renvoient l'énergie de manière spéculaire. Dans ce cas, les formes d'onde résultantes peuvent présenter des allures spéculaires ou complexes selon le mélange de surface en présence. Le développement et le vieillissement des couverts de glace donnent des formes d'onde à caractère diffuse, à cause de la pénétration du signal radar dans les différentes interfaces des couverts de glace (Shu *et al.*, 2020; Zakharova *et al.*, 2021). Dans ces conditions changeantes, les variations



d'allure des formes d'onde peuvent présenter des patrons classifiables en fonction de l'état de surface (exemple : eau libre, glace pure, mélange eau-glace, *etc.*) (Tseng *et al.*, 2013).

#### 2.3.4. Fondement de retraitement de la forme d'onde

Afin de bien garder la puissance de la forme d'onde dans une fenêtre d'analyse, un processus de traitement à bord du satellite altimétrique (*on-board tracker*) traite la forme d'onde enregistrée (Quartly *et al.*, 2001). Ce processus positionne le front de montée de la forme d'onde autour du point de suivi nominal (*nominal tracking gate*) prédéfini statistiquement (ex. 31 *gates* pour le satellite Jason-2), en déplaçant continuellement la fenêtre d'analyse (Ghosh *et al.*, 2015). L'hétérogénéité des formes d'onde collectées par l'altimètre radar nécessite l'intervention d'un processus de retraitement par des algorithmes spécifiques, connus sous l'appellation *algorithmes de retraitement (retracking algorithmes)* (Cretaux *et al.*, 2017). Ces derniers permettent de chercher la position idéale de l'époque  $\tau$  sur la forme d'onde. La différence entre la position de l'époque  $\tau$  localisée par l'algorithme de retraitement  $Gate_{ret}$  et la position du point de suivi nominal  $Gate_{nom}$  détermine la valeur optimale de l'époque  $\tau$  utilisée pour mesurer la portée R (Arabsahebi *et al.*, 2018). La valeur de la portée R corrigée par l'algorithme de retraitement est définie par les équations 2.5 et 2.6 :

$$\Delta R_{ret} = (Gate_{ret} - Gate_{nom}) * \Delta t * \frac{c}{2} \quad (2.5)$$

$$R_{corrigée} = R + \Delta R_{ret} \quad (2.6)$$

Le paramètre  $\Delta t$  définit la valeur d'un échantillon (*gate*) de la forme d'onde. Par exemple,  $\Delta t = 3,125$  ns pour une forme d'onde enregistrée en bande Ku (Larue *et al.*, 2021).

L'altimétrie radar par satellite fait appel à des algorithmes de retraitement, dits *standards*, conçus pour les études océanographiques et utilisés d'une manière opérationnelle dans la chaîne de traitement des missions satellitaires. Ces différents algorithmes sont divisés en deux catégories : les algorithmes analytiques et les algorithmes de seuillages. Les algorithmes de retraitement analytiques se composent d'abord de l'algorithme Ocean développé à partir du modèle de Brown (1977) avec ses deux variantes *Maximum Likelihood Estimator* (MLE), MLE-3 et MLE-4, et ensuite de l'algorithme ICE-2 (Legrésy

*et al.*, 1997, 2005). Les algorithmes de retraitement de seuillage se composent de l'algorithme de retraitement ICE-1 (Wingham et Rapley, 1986) et de l'algorithme SEA-ICE (Laxon, 1994).

a) Algorithme de Brown ou algorithme Ocean

Le modèle de Brown (1977) permet de modéliser la puissance de la forme d'onde enregistrée  $Pr(t)$  sur les océans à partir d'un modèle théorique qui prend en compte les caractéristiques de la surface échantillonnée et la configuration de l'instrument de mesure. Ce modèle théorique repose sur plusieurs hypothèses fondamentales qui se rapportent aux fonctionnements des systèmes radars et aux conditions des surfaces étudiées (Brown, 1977). Il est exprimé par une fonction de convolution de trois composantes : 1) la réponse du radar à une impulsion infiniment courte envoyée sur une surface plane *Flat Surface Response* (FSR) ; 2) la densité de probabilité de hauteur des points spéculaires à l'intérieur de l'empreinte radar *Probability Density Function* (PDF) ; et 3) la réponse impulsionnelle d'un élément de surface réfléchissante *Point Target Response of the radar* (PTR), tel que présenté par l'équation 2.7 :

$$Pr(t) = FSR(t) * PDF(t) * PTR(t) \quad (2.7)$$

La variable  $t$  est le temps écoulé par l'impulsion radar pour effectuer un aller-retour entre la surface et le satellite. Les équations mathématiques de chaque terme sont expliquées dans les écrits suivants : Barrick and Lipa, (1985); Brown, (1977); Hayne, (1980); et Rodríguez, (1988).

b) Algorithme Maximum Likelihood Estimator (MLE)

L'algorithme MLE est une technique statistique utilisée pour extraire les paramètres géophysiques de la forme d'onde en ajustant un modèle théorique ( $u_i$ ) dérivé du modèle de Brown (1977) à une forme d'onde bruitée ( $\hat{u}_i$ ) par le biais d'une estimation du maximum de vraisemblance (Challenor et Srokosz, 1989; Tokmakian *et al.*, 1994). La méthode maximise la probabilité d'avoir des paramètres à partir de la forme d'onde bruitée. Dans le cas de l'algorithme MLE-3, les paramètres extraits sont : la portée, le coefficient de rétrodiffusion, et la SWH (Amarouche *et al.*, 2004). L'algorithme MLE-4 extrait les trois

paramètres de l’algorithme MLE-3 et l’angle de dépointage de l’antenne lié à la pente du front de descente de la forme d’onde (Amarouche *et al.*, 2004). Ce type d’algorithme est souvent utilisé pour modéliser les formes d’onde typiques à l’océan. Les écrits suivants présentent davantage de détails sur l’algorithme MLE : Challenor et Srokosz (1989), Gómez-Enri *et al.* (2007) et Tokmakian *et al.* (1994).

#### c) Algorithme ICE-2

Le processus de retraitement ICE-2, proposé par Legrésy et Rémy, (1997), s’appuie sur le modèle de Brown (1977) simplifié. Il repose sur la méthode des moindres carrés pour chercher les paramètres qui ajustent le modèle de Brown à la forme d’onde simulée. La simplification du modèle ICE-2 est proposée par Amarouche *et al.*, (2001), comme présentée par l’équation 2.8.

$$y_k(t) = \frac{P_u}{2} \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{N - \tau}{T_r} \right) \right] \exp[Fl(N - \tau)] + N_t \quad (2.8)$$

Dans l’équation 2.8,  $y_k(t)$  est la forme d’onde simulée, la fonction *erf* caractérise le front de montée avec  $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-k^2} dN$ ,  $N$  est le nombre d’échantillons (*gates*) de la forme d’onde (par exemple, pour le satellite Jason-2,  $N = 104$ ),  $T_r$  est la demi-largeur du front de montée,  $P_u$  est la puissance de la forme d’onde,  $Fl$  est la pente de la fonction logarithmique du front de descente de la forme d’onde,  $\tau$  est l’époque et  $N_t$  le bruit thermique.

L’algorithme ICE 2 est généralement utilisé pour simuler les formes d’onde sur les calottes polaires (Legrésy et Rémy, 1997).

#### d) Algorithme ICE-1

L’algorithme de retraitement ICE-1 est une approche de seuillage qui ne dépend pas des caractéristiques de la surface étudiée. Il est connu sous l’appellation de la méthode de déplacement du centre de gravité *Offset Centre of Gravity* (OCOG). Le but de l’algorithme est de définir la position optimale du front de montée *Leading Edge Position* (LEP) qui détermine la valeur de l’époque. Sur la base d’un rectangle construit avec une surface égale à la surface totale de la forme d’onde, l’algorithme calcule l’amplitude ( $A$ ), la largeur de rectangle ( $W$ ) et le centre de gravité (COG), à partir des équations 2.9, 2.10, et 2.11,

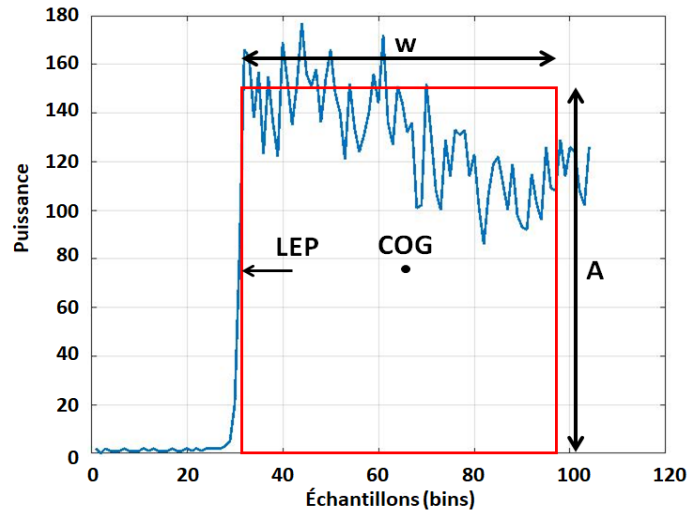
respectivement (Wingham et Rapley, 1986). La Figure 2.5 illustre la position de chaque paramètre utilisé pour l'algorithme ICE-1.

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)}} \quad (2.9)$$

$$W = \left( \frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^4(t)} \right)^2 \quad (2.10)$$

$$COG = \frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} iP_i^2(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)} \quad (2.11)$$

Avec  $P_i$  la puissance de la forme d'onde,  $i$  est le numéro d'ordre des échantillons sur l'échelle de temps (ou *gates*),  $N$  est le nombre total d'échantillons et  $aln$  est le nombre de points d'échantillonnage pouvant être affecté par le repliement au début et à la fin de la forme d'onde.



**Figure 2.5. Principe de l'algorithme ICE-1**

La position du front de montée (LEP) est donnée par l'équation 2.12 :

$$LEP = COG - \frac{W}{2} \quad (2.12)$$

Pour une estimation améliorée de la valeur de LEP, un seuil de 25% est appliqué sur la valeur de l'amplitude  $A$  (Bamber, 1994; Frappart, 2006).

L'algorithme ICE-1 est développé pour traiter les formes d'onde obtenues sur les glaces de mer, les calottes glaciaires et les banquises (Wingham et Rapley, 1986).

e) Algorithme SEA-ICE

L'algorithme de retraitement SEA-ICE est une méthode statistique qui se base sur la technique de seuillage. La méthode utilise un seuil pour déterminer la position du front de montée. Elle calcule dans un premier temps l'amplitude du pic (A) de la forme d'onde à partir de l'équation 2.13. Le seuil est déterminé en multipliant l'amplitude du pic A par une fraction de la forme d'onde fixée empiriquement à 0,5 (Laxon, 1994). Le point optimal de la position de l'époque correspond au premier point après le seuil.

$$A = \max_{n \in \mathbb{N}}(y(n)) \quad (2.13)$$

Ici, y est la valeur du nième (n) échantillon de la forme d'onde et N est le nombre d'échantillons de la forme d'onde. L'algorithme SEA-ICE est conçu spécifiquement pour traiter les formes d'onde provenant des glaces de mer (Laxon, 1994).

#### 2.4. Instruments et satellites altimétriques

Le premier altimètre radar *NASA Radar Altimeter* (NRA) bifréquences Ku (13,57 GHz) et C (5,3 GHz) est développé en septembre 1987 pour fournir des informations sur le fonctionnement des océans (Fu et Cazenave, 2001; Zieger *et al.*, 1991). Malgré les précisions d'ordre centimétrique des mesures altimétriques fournies par l'altimètre NRA sur les océans, cet instrument présente certains inconvénients en termes de poids et de consommation d'énergie. L'avènement de l'altimètre radar expérimental Poséidon en août 1992 permet de dépasser ces inconvénients en offrant des mesures altimétriques plus améliorées. Une génération d'altimètres de type Poséidon en bandes Ku et C ont été repris par la suite, comme instrument principal par des satellites altimétriques, par exemple la série des satellites Jason lancée en décembre 2001. Un nouvel altimètre radar en bande Ka (35,75 GHz), lancé en mars 2013, nommé SARAL/Altika, a été développé par le Centre National d'Études Spatiales (CNES) et l'agence spatiale indienne *Indian Space Research Organisation* (ISRO) pour répondre à des problématiques spécifiques en océanographie et en hydrologie. L'utilisation de la bande Ka par l'altimètre Altika a permis de réduire

significativement la taille de l’empreinte au sol et l’effet ionosphérique sur les mesures de la portée (Bronner *et al.*, 2013).

Des radiomètres opérant en micro-ondes passives sont utilisés par les satellites altimétriques en simultanément avec les altimètres radar pour corriger l’effet de la troposphère humide sur le signal radar (Morris, 2006). Les radiomètres fonctionnent en bi ou en tri fréquences selon la mission altimétrique. Le Tableau 2.1 présente les caractéristiques des instruments altimétriques et radiométriques des satellites altimétriques les plus couramment utilisés pour étudier des eaux continentales. Les différents canaux de fréquences sont utilisés pour estimer l’effet de plusieurs facteurs. La fréquence 23,8 GHz sert à mesurer la ligne d’émission de la vapeur d’eau, la fréquence 18,7 GHz fournit la mesure de l’émissivité de la surface (température et rugosité), et les fréquences 34, 36,5 et 37 GHz sont sensibles à la teneur d’eau liquide dans les nuages (Bronner *et al.*, 2013).

**Tableau 2.1. Caractéristiques instrumentales des satellites altimétriques**

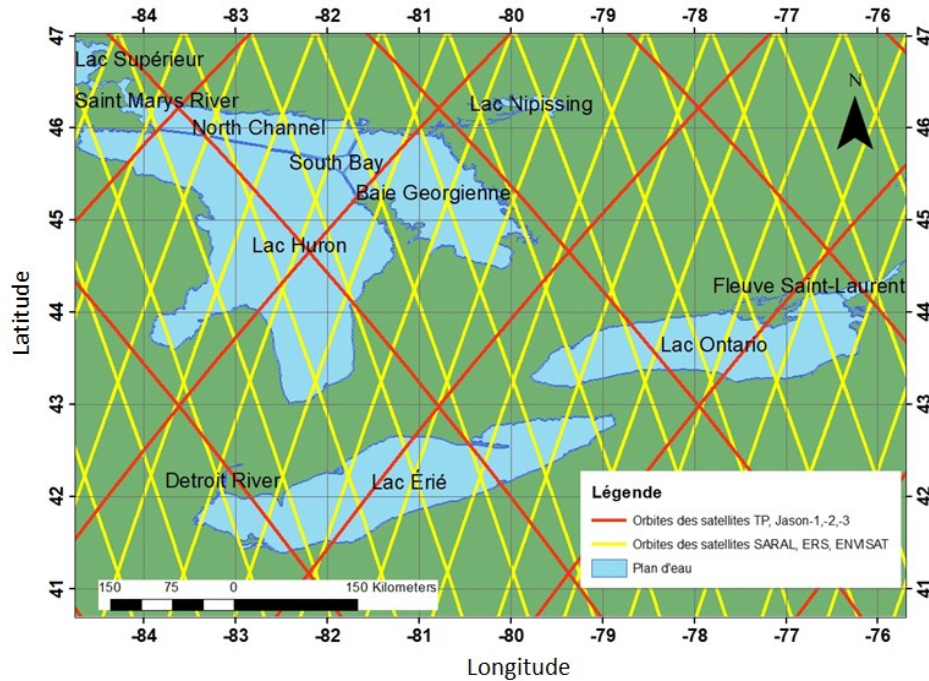
Satellites altimétriques Lancement – fin	Caractéristiques de l’altimètre radar			Caractéristiques des radiomètres	
	Altimètre	Bande de fréquence (GHz)	Répétitivité cyclique (jour)	Radiomètre	Fréquence (GHz)
<b>Topex/Poseidon</b> Aout 1992 – janvier 2006	Poseidon-1	Ku : 13,57	10	<i>Topex Microwave Radiometer (TMR)</i>	18,7, 23,8 et 34
C : 5,3					
<b>Envisat</b> Février 2002- avril 2012	Radar Altimeter 2	Ku : 13,57	35	<i>Microwave Radiometer (MWR)</i>	23,8 et 36,5
S : 3,2					
<b>Jason-1</b> Décembre 2001- juillet 2013 <b>Jason-2</b> Juillet 2008 – octobre 2019 <b>Jason-3</b> Janvier 2013 - présent	Poseidon-2, 3, et 3B	Ku : 13,57	10	<i>Advanced Microwave Radiometer (AMR) pour Jason-2 et-3</i>	18,7, 23,8 et 34
C : 5,3					

Satellites altimétriques Lancement – fin	Caractéristiques de l'altimètre radar			Caractéristiques des radiomètres	
	Altimètre	Bande de fréquence (GHz)	Répétitivité cyclique (jour)	Radiomètre	Fréquence (GHz)
<b>Sentinel-3A</b> Février 2016 – présent <b>Sentinel-3B</b> Avril 2018 – présent	<i>Sar Radar Altimeter</i> (SRAL)	Ku : 13,57	27	<i>Microwave Radiometer</i> (MWR)	23,8 et 36,5
C : 5,3					
<b>Jason-CS / Sentinel-6</b> Novembre 2020 – présent	Poseidon-4	Ku : 13,57	10	<i>Advanced Microwave Radiometer-C</i> (AMR-C)	18,7, 23,8 et 34
<b>SARAL/Altika</b> Mars 2013 – présent	Altika	Ka : 35,75	35	<i>Dual Frequency Microwave Radiometer</i> (DFMR)	23,8 et 37
<b>Surface Water and Ocean Topography (SWOT)</b> Prévu en 2022	Poseidon-3	Ku : 13,57	21	<i>Advanced Microwave Radiometer</i> (AMR)	18,7, 23,8 et 34
		C : 5,3			
	<i>Ka-band radar Interferometer</i> (KaRIn)	Ka : 35,75			

Les satellites altimétriques embarquent aussi des systèmes de localisation pour une détermination précise de la position du satellite en orbite POD. Les principaux systèmes utilisés sont les systèmes DORIS, GPS et laser.

Sur des altitudes comprises entre 800 km et 1500 km et avec des inclinaisons entre 60° et 120°, les satellites altimétriques suivent des orbites sous forme de trajets en maillages. La Figure 2.6 illustre un exemple des trajets adoptés par une série des satellites altimétriques. Chaque trajet correspond à des cycles orbitaux sur lesquels le satellite effectue des rotations autour de la Terre. La projection au sol de chaque cycle est définie par des traces demi-

orbites ascendantes ou descendantes. Un cycle orbital répétitif est compris entre 10 et 35 jours, voir Tableau 2.1. Plus le cycle est long, plus la couverture spatiale est dense, mais plus le temps de revisite est long (Ubelmann, 2009). La densité de la couverture spatiale se repère en termes de distance inter-trace entre les traces ascendantes et descendantes à l'équateur. Cette distance est généralement comprise entre 79 et 316 km et elle diminue au niveau des pôles.



**Figure 2.6. Cycles orbitaux des satellites altimétriques SARAL/Altika, ERS, et ENVISAT (en jaune; répétitivité cyclique de 35 jours) et des satellites altimétriques Topex/Poseidon (TP) et Jason-1,-2,-3 (en rouge, répétitivité cyclique de 10 jours) sur les trois Grands Lacs entre les frontières des États-Unis et du Canada**

### **2.5. Principe de la combinaison entre les observations micro-ondes actives et passives**

Les mesures radiométriques fournies par le radiomètre embarqué sur le satellite altimétrique offrent des informations non seulement pour corriger l'effet de la troposphère humide sur les mesures de la portée (voir la section 2.2.1), mais aussi des informations sur les couverts de neige et de la glace (Aublanc et al., 2019; Rosmorduc et al., 2016). L'énergie micro-onde émise par la surface est mesurée sous forme de température de brillance TB par le radiomètre du satellite altimétrique. Cette température de brillance est

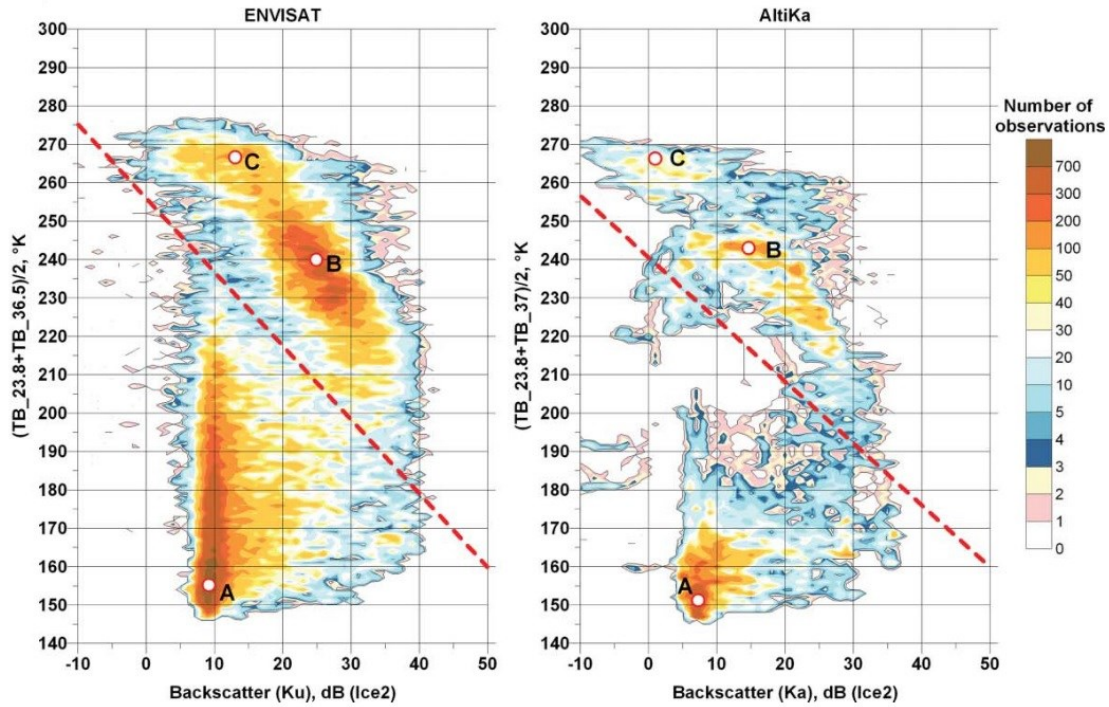


reliée à la température physique et à l'émissivité de surface (Ulaby et David, 2015). L'émissivité de l'eau est fortement dépendante de l'état de phase (eau liquide ou glace). Dépendamment de la fréquence utilisée, le radiomètre est capable de distinguer entre l'eau libre et la surface d'eau congelée. Cette séparation entre les deux surfaces est meilleure sur les basses fréquences (Aublanc et al., 2019; Rosmorduc et al., 2016). Ulaby et David (2015) considèrent que l'identification efficace de la nature de la surface de la glace de mer (nouvelle glace, glace jeune, vieillissement de glace et eau libre) par le radiomètre peut être effectuée par l'utilisation de la température de brillance moyenne entre deux fréquences, par exemple 22,3 et 36,5 GHz pour le radiomètre du satellite Envisat.

Les observations micro-onde actives acquises par l'altimètre radar au nadir offre la possibilité de renseigner sur le changement de l'état de surface à travers une analyse de l'aspect des formes d'onde enregistrées (voir la section 2.3.2 et la section 2.3.3). Les deux paramètres dérivés de la forme d'onde à différentes fréquences, coefficient de retrodiffusion et peakiness, sont capables de suivre les changements reliés à la rugosité de surface (Frappart, *et al.*, 2015a). Sur la glace de mer, les fortes valeurs de ces paramètres indiquent la présence d'une surface lisse et spéculaire entraînant une forte puissance au nadir, par exemple les démarcations d'eau libre dans les couverts de glace, nommées lisières de glace (Zakharova *et al.*, 2015).

Les travaux de Kouraev et al., (2003, 2004a, 2004b 2007, 2008, 2015) montrent que le suivi des observations radiométriques en fonction des mesures de rétrodiffusion permet de caractériser l'évolution des couverts de glace sur les étendues d'eau continentales soumises à l'englacement. La Figure 2.7 présente l'évolution 2003-2008 et 2013-2014 de la température de brillance moyenne dérivés de ENVISAT et de SARAL/Altika, respectivement, en fonction du coefficient de rétrodiffusion, sur le lac Baïkal en Russie. En 2003-2008 et 2013-2014, la Figure 2.7 montre qu'en considérant uniquement les valeurs du coefficient de rétrodiffusion, les points A et C (faible rétrodiffusion) seraient dans la même classe eau libre. La température de brillance (faible et élevée pour A et C, respectivement) apporte une information supplémentaire qui permet d'assigner le point C à la classe de glace vieillie plutôt qu'à celle de l'eau libre. Ainsi, la combinaison des données micro-ondes active et passive offre la possibilité de mieux définir les différentes phases de

l'évolution de glace (eau libre, développement de glace et vieillissement de glace), et de mieux suivre ses caractéristiques physiques en associant des données complémentaires *in situ* (Kouraev *et al.*, 2015), que si ces données micro-ondes sont considérées individuellement.



**Figure 2.7. Projection des observations actives (coefficient de rétrodiffusion) et passives (température de brillance moyenne) dérivées de ENVISAT (2003-2008) et SARAL/AltiKa (2013-2014) sur le lac Baïkal en Russie. Les points (a, b et c) définissent le centre des clusters de l'eau libre, le développement de glace et le vieillissement de glace, respectivement. La ligne pointillée rouge indique la limite entre l'eau libre et la glace (Kouraev *et al.*, 2015).**

## 2.6. Défis liés à la mesure des niveaux d'eau le long des traces altimétriques sur les eaux continentales

L'utilisation de l'altimétrie radar par satellite pour obtenir une meilleure estimation des niveaux d'eau sur des surfaces d'eau continentales peut être confrontée à d'importants défis. On peut citer entre autres l'hétérogénéité des surfaces échantillonnées et l'effet d'accrochage.

En effet, le trajet altimétrique est un profil de points de mesure. Chaque point de mesure correspond à la zone échantillonnée à l'intérieur de l'empreinte du satellite. L'intersection du profil des points de mesure avec les limites du plan d'eau forme ce qui est connu sous le nom de « station hydrométrique virtuelle » (Cretaux *et al.*, 2017). La qualité de la mesure du niveau d'eau à la station hydrométrique virtuelle dépend de la nature et l'état de la surface échantillonnée à l'intérieur de l'empreinte au sol et des surfaces rencontrées le long du passage du satellite altimétrique.

➤ L'hétérogénéité de la surface réfléchissante à l'intérieur de l'empreinte au sol

La notion d'empreinte au sol est très importante en altimétrie radar par satellite. Elle est définie comme étant la tâche au sol illuminée par le système radar au nadir. Sa taille effective dépend principalement des caractéristiques techniques de l'antenne radar et du mode d'émission de l'impulsion radar (S, C, Ku et Ka) (Woodhouse, 2017). Le diamètre de l'empreinte radar peut atteindre quelques kilomètres pour la bande Ka (~8 km) à plusieurs kilomètres pour les bandes Ku (~18 km), C (~62 km) et S (~77 km) (Cretaux *et al.*, 2017). Sur les étendues d'eau continentales, l'empreinte de l'altimètre radar peut contenir la surface d'eau et la topographie terrestre avoisinante. La présence des réflecteurs hétérogènes (ex, ilots, berges, végétation, *etc.*) peut dominer l'énergie retournée vers le satellite au nadir ce qui provoque une surestimation de la mesure de la portée R (Frappart, *et al.*, 2015a). Pour résoudre ce problème d'hétérogénéité de la surface, un processus de filtrage peut être appliqué le long du profil du niveau d'eau pour supprimer les points de mesure qui sortent de la tendance espérée (Bercher, 2008). Dans cette thèse, nous avons testé deux méthodes de filtrage: un filtrage par fenêtre mobile (voir section 4.3.2.2 du chapitre 4) et le logiciel de traitement altimétrique multi-missions *Multi-mission Altimetry Processing Software* (MAPS) (voir section 5.3.3.1 du chapitre 5).

➤ L'effet d'accrochage (*hooking*)

La présence d'une surface fortement réfléchissante (ex, une zone inondable, berges, un bras d'une rivière, *etc.*) hors nadir *off-nadir* du satellite lors de son échantillonnage le long de la trace au nadir peut entraîner un dépointage du satellite altimétrique (Maillard *et al.*, 2015; Santos Da Silva *et al.*, 2010). Dans ce cas, la mesure de la portée R ne correspond

pas à la mesure que le satellite est censé observer au nadir et le profil des points de mesures échantillonnées à la station virtuelle ne sera pas aplati, mais il sera de forme parabolique manifestant un accrochage *hooking* de l'altimètre hors nadir (Maillard *et al.*, 2015; Santos Da Silva *et al.*, 2010). Ce phénomène peut être résolu à partir de deux approches : une modélisation de la forme parabolique du profil du niveau d'eau à la station hydrométrique (Maillard *et al.*, 2015; Santos Da Silva *et al.*, 2010) ou une application d'un algorithme de retraitement adaptatif (Boergens *et al.*, 2016). Dans cette thèse, nous n'avons pas utilisé l'une des deux méthodes pour corriger l'effet d'accrochage sur les mesures altimétriques, mais nous avons exclu les zones susceptibles d'introduire des erreurs à l'aide d'un masque avec une zone tampon en utilisant des données de reconnaissance (voir section 3.2.1 du chapitre 3).

### 3. CHAPITRE 3 : CADRE EXPÉRIMENTAL

Ce chapitre donne un aperçu global du cadre expérimental de la recherche. Il présente les sites d'étude (différents plans d'eau considérés), les données utilisées, et l'approche méthodologique globale utilisée. Les méthodologies spécifiques à chaque objectif sont présentées de manière plus détaillée dans les articles publiés ou soumis.

#### 3.1. Sites d'étude

Les sites d'étude considérés dans ce projet de recherche comprennent plusieurs plans d'eau soumis chaque année à l'action de gel et de dégel. Le choix des plans d'eau s'est basé sur des critères liés à leur superficie, à la présence de données altimétriques satellitaires et à la disponibilité de mesures *in situ* valides. Plus spécifiquement, nous avons visé :

- Des plans d'eau (lacs et rivières) de taille importante pour réduire les effets de bordure sur les données altimétriques et pour permettre l'accès à une couverture spatiale et temporelle suffisante des traces des satellites altimétriques;
- La présence de stations hydrométriques capables de fournir des mesures du niveau d'eau valide au cours des différentes saisons, pour des fins de validation;
- Une correspondance entre les stations hydrométriques *in situ* et les stations altimétriques virtuelles.

Les plans d'eau répondant aux critères de sélection sont tous localisés sur le territoire canadien. Ils sont répartis sur l'axe Sud-Est et Nord-Ouest du pays. Le Tableau 3.1 présente les caractéristiques des vingt plans d'eau répondant aux critères de sélection. La section 4.3.1.1 du chapitre 4 présente en détail les caractéristiques des plans d'eau sélectionnés.

**Tableau 3.1. Les caractéristiques des plans d'eaux sélectionnés (latitude Nord, longitude Ouest).**

Numéro du plan d'eau	Étendues d'eau	Latitude (Nord)	Longitude (Ouest)	Superficie (km <sup>2</sup> )
1	Lac Saint-Jean	48,5	71,9	969
2	Fleuve Saint-Laurent	49,5	65,1	3442
3	Lac Ontario	43,6	77,8	18908

Numéro du plan d'eau	Étendues d'eau	Latitude (Nord)	Longitude (Ouest)	Superficie (km <sup>2</sup> )
4	Lac Erie	42	81,3	26060
5	Lac Huron	45,1	82,5	42106
6	Lac Supérieur	47,8	86,9	84523
7	Lac Seul	50,3	92,4	1192
8	Lac des Bois	49,1	94,5	3712
9	Lac Winnipeg	53,2	98	24514
10	Lac Winnipegosis	52,6	99,9	5370
11	Lac des Cèdres	53,2	100,1	2216
12	Lac Manitoba	50,6	98,3	4120
13	Lac South Moose	53,7	100	599
14	Lac Southern Indien	57,3	98,3	1651
15	Lac Claire	58,6	112,1	1115
16	Lac Wollaston	58,2	103,2	1782
17	Petit lac des Esclaves	55,4	115,5	1168
18	Lac des Rennes	57,5	102,1	6500
19	Lac Athabasca	59,4	109,3	7086
20	Grand Lac des Esclaves	61,4	115,1	26541

### 3.2. Données

Les données utilisées dans le cadre de cette étude peuvent être regroupées en données de reconnaissance, données altimétriques, données *in situ*, produits altimétriques disponibles sur le Web, et produits *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS).

#### 3.2.1. Données de reconnaissance

Les données de reconnaissance contiennent les données satellitaires (Landsat TM et Google Earth Images) et les données vectorielles de type *Shapefile*. Ces différentes données sont utilisées pour délimiter les surfaces d'eau des lacs et des rivières répondant aux critères de sélection afin de minimiser l'effet des berges sur l'information altimétrique. La performance de l'altimétrie satellitaire sera analysée à l'intérieur des zones délimitées.

### 3.2.2. Données altimétriques

En prenant en compte les critères de sélection des sites d'études décrits dans la section 3.1, il s'avère que les réseaux des satellites altimétriques Jason-2 (cycles orbitaux de 10 jours) et SARAL/Altika (cycles orbitaux de 35 jours) offrent une couverture spatiale et temporelle suffisante pour assurer la surveillance des plans d'eau sélectionnés. Le mode opératoire de ces deux missions satellitaires diffère, tel que présenté dans le Tableau 2.1 du chapitre 2. Pour avoir une description détaillée des satellites altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika, le lecteur est invité à consulter Dumont *et al.* (2015) et Bronner *et al.* (2013), respectivement.

La période d'étude de cette recherche correspond à la période nominale des deux satellites altimétriques, c'est-à-dire la période comprise entre la date du lancement du satellite et la dernière date avant le changement d'orbite, à savoir de juillet 2008 à août 2016 pour le satellite Jason-2, et de mars 2013 à juillet 2016 pour le satellite SARAL/Altika.

Afin de répondre aux différents objectifs de cette recherche, les données altimétriques issues des deux satellites ont été acquises à partir de la base de données *Sensor and Geophysical Data Record* (SGDR). Concrètement, les données suivantes ont été extraites :

- Les données altimétriques utilisées pour estimer les niveaux d'eau des plans d'eau sélectionnés correspondent aux données altimétriques Jason-2 à 20 Hz (un point de mesure tous les ~300 m le long de la trace altimétrique) et SARAL/Altika à 40 Hz (un point de mesure tous les ~180 m le long de la trace altimétrique), voir Tableau 3.2;
- Les paramètres dérivés des formes d'onde en bande Ku et bande Ka (coefficient de rétrodiffusion et Peakiness);
- Les mesures de température de brillance dans les différentes bandes de fréquence dérivées des radiomètres AMR et DFMR embarqués sur les satellites Jason-2 et SARAL/Altika, respectivement, voir Tableau 2.1 du chapitre 2.
- Des échantillons des formes d'onde brutes le long des traces altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika. Ces échantillons sont exploités pour extraire les paramètres utiles pour répondre au quatrième objectif spécifique.

Il est très important de noter que les mesures altimétriques en bande C (5,3 GHz) issues du satellite Jason-2 n'ont pas été prises en compte dans cette étude à cause de leur instabilité face aux changements de l'état des surfaces et de la rugosité (Frappart *et al.*, 2015a).

**Tableau 3.2. Les données altimétriques utilisées pour estimer le niveau d'eau**

<b>Corrections</b>	<b>Données Jason-2 en bande Ku à 20 Hz</b>	<b>Données SARAL/Altika en bande Ka à 40 Hz</b>
Mesure de la portée corrigée par les algorithmes de retraitement	MLE-3, MLE-4 et ICE-1	MLE-4, ICE-1, ICE-2 et SEA-ICE
Ionosphériques	Modèle de cartographie ionosphérique globale <i>Global Ionosphere Maps</i> (GIM)	
Troposphériques humides et sèches	Modèle <i>European Center for Mid-term Weather Forecast</i> (ECMWF)	
Effet de la marée solide	Modèle <i>Preliminary Reference Earth Model</i> (PREM)	
Effet de la marée polaire	Des mesures polaires modélisées Wahr (1985)	
Effet du géoïde calculé	<i>Earth Gravitational Mode</i> (EGM) 1996 et 2008	

### 3.2.3. Données *in situ*

Les données hydrométriques *in situ* correspondent à des données (niveau d'eau) issues des deux bases de données hydrométriques *Hydrological Data Archive* (HYDAT) et *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Les stations hydrométriques HYDAT considérées seront utilisées pour surveiller la variation des niveaux d'eau sur l'ensemble des plans d'eau sélectionnés. Le réseau des stations hydrométriques NOAA a aussi été considéré pour compléter le réseau HYDAT sur les Grands Lacs (Canada et États-Unis). Les deux bases de données hydrométriques fournissent des mesures hydrométriques quotidiennes et des moyennes mensuelles. La section 4.3.1 du chapitre 4 présente en détail les caractéristiques de ces deux bases de données, le nombre de stations hydrométriques sélectionnées pour cette étude et l'outil de conversion du système de référence des stations hydrométriques.



### **3.2.4. Produits altimétriques sur le Web**

Les produits altimétriques disponibles sur le Web sont des produits de niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie radar par satellite en utilisant différentes approches plus ou moins complexes. En particulier, trois produits sont considérés dans cette recherche : le produit Hydroweb du Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), le produit *Global Reservoirs / Lakes (G-REALM)*, dénommé ici *GRLM*, et le produit *Database for Hydrological Time Series over Inland Waters* (DAHITI). Les informations détaillées sur ces produits sont disponibles respectivement dans Rosmorduc *et al.*, (2016), Beckley *et al.* (2004), et Schwatke *et al.* (2015b).

### **3.2.5. Produits MODIS**

Des produits cartographiques issus d'images MODIS, à savoir l'indice de la neige *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) NDSI\_Snow\_Cover, des images de réflectance en composé coloré composites en vraies couleurs de 500 m de résolution et des images de réflectance en bande 1 (rouge) de 250 m de résolution (Riggs *et al.*, 2006), sont aussi exploités dans cette étude. Le produit NDSI\_Snow\_Cover est estimé à partir d'un algorithme de détection du couvert de neige basé sur une différence normalisée entre les bandes 4 (vert) et 6 (moyen infrarouge) (Hall *et al.*, 1995; Riggs *et al.*, 2006). La section 5.3.2.3 du chapitre 5 présente en détail ce produit MODIS. Les images de composé coloré MODIS sont le résultat d'une combinaison des bandes 4 (vert), 3 (bleu) et 2 (proche infrarouge) dans lesquelles la glace de lac apparaît en couleur blanche. Ces produits sont disponibles à partir des deux bases de données Terra (MOD10A1) et Aqua (MYD10A1).

## **3.3. Méthodologie**

Cette section comprend l'organigramme général de la méthodologie adoptée dans cette recherche avec une courte présentation des méthodologies abordées pour répondre aux différents objectifs spécifiques. Les descriptions plus détaillées des approches se retrouvent dans les articles. La Figure 3.1 présente la méthodologie générale pour réaliser cette recherche.

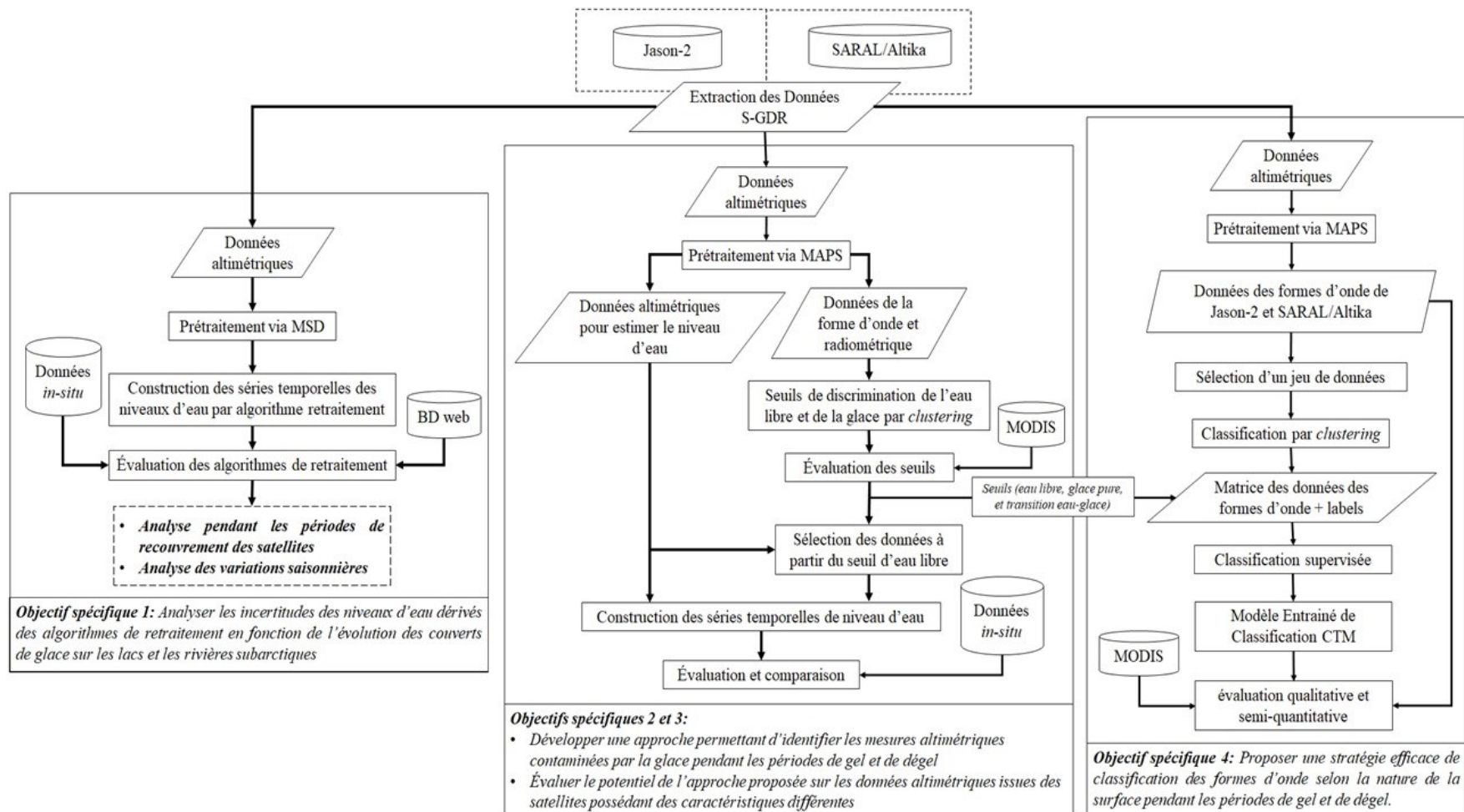


Figure 3.1. Méthodologie générale de l'étude

### 3.3.1. Évaluation des algorithmes de retraitement (objectif spécifique 1)

Au niveau de la station hydrométrique virtuelle, les séries temporelles des niveaux d'eau sont construites pour chaque algorithme de retraitement utilisé par Jason-2 et par SARAL/Altika. Le filtre d'écart type à fenêtre mobile *Moving Standard Deviation* (MSD) est appliqué pour éliminer les valeurs aberrantes qui ressortent de la tendance du profil des niveaux d'eau. Différentes métriques sont utilisées pour évaluer les séries temporelles de chaque algorithme avec les mesures *in situ* : l'erreur quadratique moyenne *RMSE*, l'erreur quadratique moyenne non biaisée *unRMSE*, et le coefficient de corrélation de Pearson *r*. De plus, une analyse de performance des algorithmes de retraitement est également réalisée par rapport aux produits hydrométriques web considérés.

### 3.3.2. Identification des mesures Jason-2 contaminées par la glace (Objectif spécifique 2)

Pendant les périodes marquées par une variabilité de l'état de surface des plans d'eau étudiés, l'amélioration de la qualité des mesures des niveaux d'eau dérivées des données Jason-2 est primordiale considérant la sensibilité des formes d'onde en bande Ku à l'hétérogénéité de surface. Un processus d'identification des points de mesure par *clustering* est établi afin de définir les clusters des points de mesure de l'eau libre, de la glace pure et du mélange eau-glace. Il intègre dans son schéma méthodologique les paramètres de la forme d'onde (coefficient de rétrodiffusion et Peakiness) et la température de brillance, dérivés de la base de données SGDR du satellite Jason-2. Les seuils de discrimination entre les clusters ont été évalués par rapport à des données de l'étendue des couverts de glace obtenues à l'aide des produits MODIS.

Par la suite, les seuils de l'eau libre ont été appliqués au niveau de la station hydrométrique virtuelle afin d'éliminer les points de mesure qui ne reflètent pas la tendance du profil de l'eau libre. Deux séries temporelles ont été produites : la première comprend seulement les mesures altimétriques dérivées de l'approche de prétraitement *Multi-Mission Altimetry Processing Software* (MAPS), utilisée pour éliminer l'effet des réflecteurs hétérogènes (ex, ilots, berges, végétation, *etc.*), la deuxième comprend les mesures altimétriques dérivées de l'application du seuil de l'eau libre. Ces différentes séries temporelles des niveaux d'eau

ont été évaluées par rapport à des mesures *in situ* par le biais des métriques suivantes : coefficient de Pearson ( $r$ ) erreur quadratique moyenne non biaisée *unRMSE* et biais moyen.

### **3.3.3. Identification des mesures SARAL/Altika contaminées par la glace (Objectif spécifique 3)**

Dans le troisième objectif, nous évaluons le potentiel de l'approche automatique développée dans le cas de Jason-2 pour identifier la nature des points de mesure à partir des données altimétriques SARAL/Altika. Cela permettra d'étudier la faisabilité de généraliser le processus sur d'autres types de données altimétriques dérivées des satellites possédant des caractéristiques différentes. Le même schéma méthodologique proposé pour les données Jason-2 a été adopté pour identifier les données SARAL/Altika contaminées par la glace.

### **3.3.4. Classification des formes d'onde pendant les phases de gel et dégel (Objectif spécifique 4)**

L'approche proposée ici a pour but d'établir une classification précise des formes d'onde en bande Ku et Ka afin de mettre en évidence les classes de formes d'onde entraînant une mauvaise estimation des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel. Un jeu de données de formes d'onde en bande Ku et Ka, représentatif d'une période de gel et de dégel, a été utilisé pour générer la donnée d'entraînement du modèle de classification supervisée. Ce jeu de données se compose d'une série des paramètres calculés de la forme d'onde et normalisés entre 0 et 1 sur la base des valeurs minimales et maximales. Par la suite, le jeu de données normalisé a été intégré dans un processus de *clustering* afin de définir les clusters de chaque état de surface. Les clusters résultants sont labélisés en différents états de surface à partir des seuils d'identification des données contaminées par la glace obtenues dans les deuxième et troisième objectifs de cette thèse et à partir des interprétations du paramètre de Zakharova *et al.* (2015), qui définit la présence des lisières des glaces dans le mélange eau-glace. La matrice du jeu de données ainsi labélisées est introduite dans un processus de classification supervisée afin de concevoir le modèle entraîné de classification *Classification Trained Model* (CTM). À la fin, le CTM a été évalué qualitativement et semi quantitativement à différentes dates à partir des produits MODIS.

## 4. CHAPITRE 4 : INCERTITUDES DES NIVEAUX D'EAU DÉRIVÉS DE L'ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE POUR DES ÉTENDUES D'EAU SOUMISES À L'ACTION DE LA GLACE

### 4.1. Présentation du chapitre

L'estimation des niveaux d'eau à partir de l'altimétrie radar par satellite sur les surfaces d'eaux continentales nécessite l'application d'algorithmes de retraitement, notamment sur les surfaces d'eau marquées par une grande variabilité saisonnière liée à la présence de la glace. Très peu d'études ont évalué le potentiel des algorithmes de retraitement sur les surfaces d'eau subarctiques couvertes de glace. Le premier objectif de cette thèse est d'établir une analyse comparative entre les séries temporelles des niveaux d'eau dérivées des algorithmes de retraitement standards utilisés par les satellites Jason-2 et SARAL/Altika par rapport aux séries temporelles de niveaux d'eau *in situ*. Cette analyse est réalisée sur vingt plans d'eau situés sur le territoire canadien dans les zones de climat continental (subarctique et humide). Les plans d'eau situés dans les régions du climat continental humide (Grands Lacs, Fleuve Saint Laurent, lac des Bois, et Lac-Saint-Jean) sont marqués par de courtes périodes de formation et de fonte de glace par rapport aux plans d'eau des régions subarctiques. Ce choix permet d'avoir une grande variabilité de tailles et de conditions de surface des plans d'eau, et d'analyser de manière plus approfondie les effets potentiels sur les estimations de niveau d'eau par altimétrie satellitaire.

La base de données SGDR du satellite Jason-2 exploitée dans cette recherche fournit les produits des trois algorithmes de retraitement de l'altimètre MLE-3, MLE-4 et ICE-1. Sur l'ensemble des plans d'eau étudiés, les résultats des séries temporelles des niveaux d'eau dérivées de l'algorithme MLE-3 n'ont pas été présentés dans cette recherche en raison de la discontinuité des mesures altimétriques de l'algorithme MLE-3 pendant les périodes marquées par la présence de la glace. Les résultats de MLE-3 sur les plans d'eau de petite taille n'ont pas été également intégrés. Ces limitations sont faiblement observées sur les résultats MLE-4 à cause de sa performance à obtenir des mesures altimétriques à partir des formes d'onde de type océanique (Thibaut *et al.*, 2010). En effet, seuls les algorithmes

MLE-4 et ICE-1 utilisés par le satellite Jason-2 ont été présentés dans cette recherche afin d'assurer une comparaison des résultats avec les algorithmes utilisés par le satellite SARAL/Altika (MLE-4, ICE-1, ICE-2 et SEA ICE).

Les résultats de cette analyse comparative ont fait l'objet de deux présentations orales : la première en mai 2019 au colloque de l'Association Québécoise de Télédétection (AQT) et de la Recherche en Hydrologie du Québec (RHQ) à Sherbrooke (QC, Canada), et la seconde en juin 2019 au 40<sup>e</sup> Symposium canadien sur la télédétection et la géomatique de l'Atlantique à Fredericton (NB, Canada). Par la suite, un article scientifique englobant l'ensemble des résultats a été publié dans le journal *Canadian Journal of Remote Sensing*. Les références de l'article sont :

*Ziyad, Jawad, Goïta, Kalifa et Magagi, Ramata. (2020) Incertitudes des niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire pour des étendues d'eau soumises à l'action de la glace. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 46, n°4, p. 429-453, Doi : 10.1080/07038992.2020.1780906.*

L'article a été publié en français. Le contenu du manuscrit publié apparaît en intégralité ci-dessous.

## **Incertitudes des niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire pour des étendues d'eau soumises à l'action de la glace.**

Jawad Ziyad\*, Kalifa Goïta, Ramata Magagi.

*Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL), Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, 2500 Boulevard de l'Université, Sherbrooke (Québec), Canada, J1K 2R1.*

Emails: [Jawad.Ziyad@usherbrooke.ca](mailto:Jawad.Ziyad@usherbrooke.ca); [Kalifa.Goita@usherbrooke.ca](mailto:Kalifa.Goita@usherbrooke.ca);  
[Ramata.Magagi@usherbrooke.ca](mailto:Ramata.Magagi@usherbrooke.ca).

*\*Auteur pour les correspondances.*

**Résumé :** La présence de cibles hétérogènes, comme la glace, reste un défi majeur pour l'utilisation des données altimétriques au-dessus des plans d'eau continentaux. Les satellites Jason-2 et SARAL/Altika utilisent des algorithmes de retraitement conçus pour traiter les formes d'onde non continentales afin d'obtenir des estimations améliorées. Dans cette étude, nous analysons le potentiel des produits dérivés de ces algorithmes pour estimer le niveau d'eau de 20 plans d'eau couverts par la glace repartis à travers le Canada. Les estimations de niveaux d'eau des algorithmes de retraitement sont comparées aux mesures *in situ* pendant deux périodes : la période entièrement couverte par chacun des deux satellites dans l'étude (2008–2016 pour Jason-2, et 2013–2016 pour SARAL/Altika); ainsi que les périodes de gel-dégel incluses dans les séries chronologiques. Les algorithmes produisent des incertitudes très variables, en fonction de la taille des cours d'eau et des conditions de la glace. Dans l'ensemble, l'algorithme ICE-1 utilisé par Jason-2 fournit les meilleures estimations de niveau d'eau, avec des erreurs unRMSE (non biaisées)  $\leq 0,3$  m et des  $r \geq 0,8$  pour 90 % des plans d'eau. Tous les algorithmes de retraitement utilisés par SARAL/Altika donnent des résultats très comparables aux observations *in situ*, démontrant les bonnes performances de la technologie SARAL.

**Mots clés:** Altimétrie radar par satellite, Eaux continentales, Algorithme de retraitement, Analyse de performance, Jason-2, SARAL/Altika.

**Abstract:** The presence of heterogeneous targets, such as ice, remains a major challenge for the use of altimetric data over inland water bodies. Jason-2 and SARAL/Altika satellites use retracking algorithms designed for oceanic waveforms to retrieve water levels from altimeter measurements. Nevertheless, the accuracy of these approaches needs to be assessed over continental waters in northern latitudes, particularly during the presence of partial or almost complete ice cover. In this study, we compared water level estimates of different retracking algorithms with *in situ* measurements over 20 ice-covered lakes and rivers across Canada. This comparison was done for the following two periods: (1) the time series considered for each satellite (2008–2016 for Jason-2, and 2013–2016 for SARAL/Altika); and (2) the freeze- thaw periods included in each time series. The results showed that the algorithms produce variable uncertainties depending on the size of the water bodies and the ice conditions. ICE-1 (used with Jason-2 data) provided better water level accuracy for 90% of the water bodies studied ( $r \geq 0.8$ , unbiased RMSE  $\leq 0.3$  m). All the retracking algorithms used by SARAL/Altika provided results that are comparable to *in situ* observations, thus denoting the good performance of the SARAL technology.

**Keys words:** Altimetry radar, inland water, retracking algorithm, performance analysis, Jason-2, SARAL/Altika

## 4.2. Introduction

La gestion des ressources en eau et des risques associés dépend en partie de l'efficacité des systèmes de mesures hydrométriques à produire des données spatiales et temporelles fiables des grandeurs hydrologiques, comme les niveaux d'eau (Prowse et Ommanney, 1990). Sur un grand territoire, comme celui du Canada, la surveillance des variations de niveaux d'eau dépend grandement de la distribution spatiale du réseau des stations hydrométriques et de la qualité des mesures enregistrées. Cette distribution est loin d'être optimale, dû principalement à des choix stratégiques et à la limitation des ressources, compte tenu de l'étendue du territoire et du nombre très élevé de cours d'eau. De plus, la persistance de la glace sur les cours d'eau pendant la saison froide peut affecter le fonctionnement et la qualité des mesures de certaines stations hydrométriques, en particulier dans les régions éloignées. Selon Hamilton (2003), plus de 18,7 % de



l'ensemble des relevés hydrométriques publiés par *Water Survey of Canada* (WSC) sont affectés par la persistance de la glace au niveau des stations hydrométriques. Cela se traduit souvent par des données erronées ou manquantes.

En considérant la résolution temporelle, la répétitivité cyclique, la couverture spatiale, ainsi que l'utilisation des bandes de fréquences multiples, l'altimétrie radar par satellite offre un grand potentiel de mesure, qui pourrait combler les lacunes de la précision des données hydrométriques sur des étendues d'eau continentales (Cretaux *et al.*, 2017). L'altimétrie satellitaire, dans son stade de développement actuel, fournit des mesures de niveau d'eau avec une précision d'ordre centimétrique sur de grands cours d'eau et des lacs de taille moyenne à grande, allant de quelque dizaines à des milliers de km<sup>2</sup> (Sulistioadi *et al.*, 2015). Par exemple, sur les Grands Lacs, la précision des estimations issues des satellites altimétriques peut atteindre 4,5 cm comparées aux mesures *in situ* (Schwatke *et al.*, 2015). La taille du plan d'eau reste un élément critique pour avoir une bonne estimation du niveau de l'eau le long d'une trace de satellite altimétrique (Sulistioadi *et al.*, 2015). Le nombre des points de mesure collecté par le satellite sur la surface réelle de l'eau en dépend. Lorsque la taille du cours d'eau est petite par rapport à la surface échantillonnée par le satellite altimétrique, l'empreinte du satellite pourrait contenir les informations sur un mélange d'eau et de surfaces avoisinantes. Ainsi, la présence d'une surface réfléchissante, comme la végétation, la canopée, ou la topographie, à l'intérieur de l'empreinte entraîne une modification de l'allure de l'écho radar enregistré, ce qui affecte la précision de l'information altimétrique (Baup *et al.*, 2014).

L'estimation des niveaux d'eau par altimétrie radar satellitaire repose sur l'utilisation d'algorithmes de retraitement capables de détecter les anomalies sur l'allure de l'écho radar et de les ajuster par rapport à des modèles mathématiques ou géométriques (Bao *et al.*, 2009). Il existe des algorithmes de retraitement, dits standards, utilisés d'une manière opérationnelle dans la chaîne de traitement des missions satellitaires. L'algorithme Ocean, conçu pour les surfaces de type océanique, est basé sur le modèle de Brown (1977). Ce dernier modélise théoriquement la forme d'onde comme une convolution de l'impulsion radar avec la réponse impulsionnelle ponctuelle et avec la fonction de densité de probabilité des points spéculaires sur la surface. Les détails sur le modèle de Brown sont disponibles

dans plusieurs écrits (Brown 1977; Hayne 1980; Barrick and Lipa 1985; Rodríguez 1988). L'algorithme Ocean utilise la forme classique de la forme d'onde océanique de Brown (1977) pour estimer les paramètres altimétriques pour les surfaces des océans, incluant la portée (*range*) entre le capteur et la surface, ainsi que la hauteur de la surface de l'eau. Le modèle de Brown a donné naissance à d'autres approches, dont les algorithmes de type MLE (Dumont 1985; Amarouche *et al.*, 2004; Thibaut *et al.*, 2004, 2010). Ces algorithmes permettent d'améliorer l'ajustement des formes d'onde, et de mieux accommoder les valeurs d'angle de pointage plus élevées (Amarouche *et al.*, 2004; Thibaut *et al.*, 2010; Stammer and Cazenave, 2017). La variante MLE-3 estime trois paramètres (portée, hauteur de vague significative, puissance de la forme d'onde), tandis que MLE-4 en estime quatre, incluant les trois paramètres précédents plus la pente du front de descente de la forme d'onde (Thibaut *et al.*, 2010). L'algorithme ICE-1 est conçu pour estimer les hauteurs tant des calottes glaciaires que des surfaces terrestres, en se basant sur la méthode des centres de gravité (OCOg). ICE-1 est en fait une approche de seuillage, qui détermine la position du front de montée (*leading edge position*) des formes d'onde observées, en se servant d'une boîte rectangulaire couvrant l'aire de l'écho radar dans la fenêtre de mesure (Frappart *et al.*, 2006; Wingham *et al.*, 1986; Davis, 1997). L'algorithme de retraitement ICE-2 vise à estimer les hauteurs des calottes glaciaires. Son principe est basé sur le modèle Brown. ICE-2 s'appuie sur la méthode des moindres carrées pour ajuster le front de montée et le front de descente de la forme d'onde sur les banquises (Legrésy et Rémy, 1997). L'algorithme de retraitement SEA-ICE est une technique non analytique basée sur du seuillage. Il est conçu spécifiquement pour traiter les formes d'onde provenant des glaces de mer. SEA-ICE commence par déterminer l'amplitude de la forme d'onde (valeur maximum de l'écho radar), puis applique un seuil à partir de la largeur du front de montée de l'écho pour définir la position de la portée (Laxon, 1994; Frappart *et al.*, 2006).

Ces différents algorithmes ont fait l'objet d'analyse de performance sur plusieurs surfaces d'eau continentales (Arabsahebi *et al.*, 2020; Birkett *et al.*, 2010, 2011; Bogning *et al.*, 2018; Bonnefond *et al.*, 2018; Normandin *et al.*, 2018; Santos Da Silva *et al.*, 2010, 2012). À titre d'exemple, Arabsahebi *et al.* (2020) ont analysé la performance du satellite Jason-2 à estimer le niveau d'eau du Lac Urmia (5200 km<sup>2</sup>) en utilisant l'algorithme MLE-4. Les résultats montrent une erreur RMSE de l'ordre de 12 cm en traitant des formes d'onde de

type océanique. Cependant, les estimations se dégradent considérablement sur les surfaces d'eau hétérogènes (RMSE > 50 cm). Cretaux *et al.* (2017) rapportent des résultats performants en utilisant l'algorithme ICE-1 avec des données de plusieurs missions satellitaires. Bien que conçu principalement pour les calottes glaciaires, ICE-2 a aussi produit des erreurs relativement faibles sur des eaux continentales. Par exemple, Santos Da Silva *et al.* (2010) rapporte des RMSE de l'ordre de 20 cm sur une section inférieure à 1 km d'une rivière en Amazonie. En revanche, l'utilisation de l'algorithme SEA-ICE sur les eaux continentales semble produire des précisions variables en fonction de l'état des surfaces d'eau et de leur taille (Sulistioadi *et al.*, 2015).

En tenant compte de l'irrégularité de l'échantillonnage effectué par les satellites altimétriques dans le domaine continental, de la nature des surfaces et de leur hétérogénéité, il ne semble pas exister d'algorithme unique adapté pour traiter les échos radar sur les eaux continentales (Ričko *et al.*, 2012). Ainsi, la sélection d'un seul algorithme de retraitement pour estimer les niveaux de ces eaux, aux conditions changeantes, peut introduire des biais et affecter grandement les précisions (Ričko *et al.*, 2012).

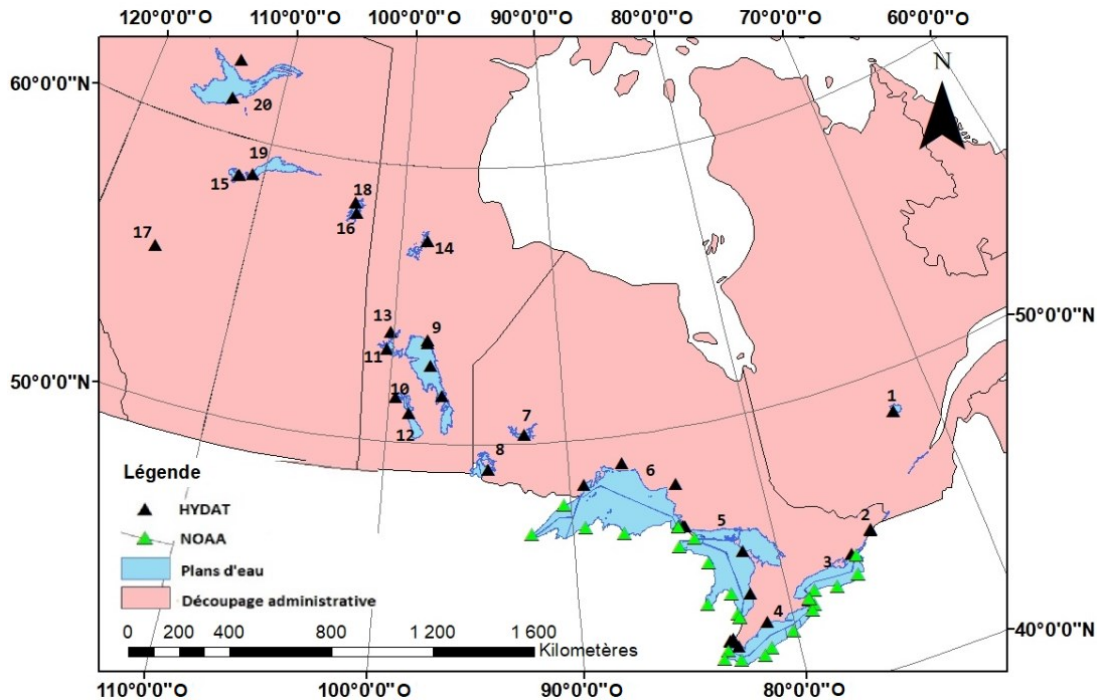
Dans cette étude, nous évaluons la performance des algorithmes de retraitement standards sur vingt plans d'eau canadiens de taille variable (600 à 85000 km<sup>2</sup>). Les conditions de surface de ces plans d'eau changent au cours du temps, avec l'installation progressive de la glace, le gel complet, le dégel et l'eau libre. L'étude cherche à identifier l'algorithme le plus performant, et le potentiel des produits Jason-2 et SARAL/Altika dans ce contexte changeant.

### **4.3. Matériels et Méthodes**

#### **4.3.1. Matériels**

##### **4.3.1.1. Zone d'étude**

Nous avons sélectionné vingt surfaces d'eau réparties sur l'ensemble du territoire canadien. La Figure 4.1 présente la localisation des étendues d'eau considérées. Les cours d'eau sélectionnés sont distribués sur un axe sud-est, nord-ouest à l'intérieur du pays. Le Tableau 4.1 montre leurs superficies respectives et le nombre des stations hydrométriques couvrant chaque plan d'eau.



**Figure 4.1. Localisation des 20 plans d'eau sélectionnés**

La majorité des plans d'eau sélectionnés sont sous l'effet d'un climat subarctique, avec des hivers très froids qui se traduisent par la formation des couverts de glace sur les surfaces d'eau (ECCC, 2016). Les couches de glace apparaissent environ un mois après la date à laquelle la température journalière moyenne de l'air à long terme descend sous le point de congélation (Ashton, 1998). Leurs propriétés dépendent de la morphologie et de la taille du plan d'eau. Les lacs plus grands gèlent plus lentement que les petits lacs à cause du temps requis pour refroidir l'eau (Ashton, 1998; Prowse et Ommanney, 1990).

La fonte de la glace des lacs sélectionnés présente une certaine cohérence sur l'ensemble du territoire canadien. Elle est de plus en plus marquée par un dégel précoce. Les travaux de Duguay *et al.* (2006), portant sur l'analyse d'une période de 30 ans, démontrent que dans les provinces centrales du Canada (Manitoba et Saskatchewan) et les Territoires du Nord-Ouest, les températures chaudes apparaissent plus tôt au printemps, provoquant ainsi un dégel plus précoce de la majorité des plans d'eau dans ces régions. Les lacs situés plus au nord, ainsi que Les Grands Lacs sont généralement marqués par des dégels tardifs. En revanche, peu de changements ont été observés sur les tendances des dates de gel à l'automne à travers le pays.

**Tableau 4.1. Caractéristiques des plans d’eaux sélectionnés**

	Les plans d’eau	Latitude nord	Longitude ouest	Superficie (km <sup>2</sup> )	Nombre des stations hydrométriques
1	Lac Saint Jean	48,5	-71,9	969	1
2	Fleuve Saint Laurent	49,5	-65,1	3442	1
3	Lac Ontario	43,6	-77,8	18908	5
4	Lac Erie	42	-81,3	26060	13
5	Lac Huron	45,1	-82,5	42106	6
6	Lac Supérieur	47,8	-86,9	84523	7
7	Lac Seul	50,3	-92,4	1192	1
8	Lac des Bois	49,1	-94,5	3712	1
9	Lac Winnipeg	53,2	-98	24514	4
10	Lac Winnipegosis	52,6	-99,9	5370	1
11	Lac des Cèdres	53,2	-100,1	2216	1
12	Lac Manitoba	50,6	-98,3	4120	1
13	Lac South Moose	53,79	-100	599	1
14	Lac Southern Indien	57,3	-98,3	1651	1
15	Lac Claire	58,6	-112,1	1115	1
16	Lac Wollaston	58,2	-103,2	1782	1
17	Petit lac des Esclaves	55,4	-115,5	1168	1
18	Lac des Rennes	57,5	-102,1	6500	1
19	Lac Athabasca	59,4	-109,3	7086	3
20	Grand Lac des Esclaves	61,4	-115,1	26541	2

**4.3.1.2. Données satellitaires**

Dans cette étude, nous exploitons les données altimétriques de deux missions satellitaires, soit Jason-2 et SARAL/Altika. Jason-2 est une mission conjointe de la NASA et du CNES, tandis que SARAL/Altika est une mission conjointe du CNES et de la ISRO. Le choix de ces satellites altimétriques repose sur leurs particularités techniques au niveau de la bande de fréquence utilisée, la taille de l’empreinte, la répétitivité cyclique, et les algorithmes de retraitement standards utilisés. Les données utilisées proviennent des bases de données géophysiques SGDR des deux missions altimétriques. Ces bases de données contiennent les produits altimétriques suivants : les corrections atmosphériques, les corrections géophysiques, et les produits corrigés des mesures altimétriques par les différents algorithmes de retraitement.

Le radar altimétrique Jason-2, lancé en juin 2008, est la suite d'une série de satellites altimétriques (Topex/Poseidon (1992-2002) et Jason-1 (2002-2008)). Il est composé de l'altimètre Poseidon-3 comprenant deux bandes de fréquence : bande Ku à 13,57 GHz et bande C à 5,3 GHz (Dumont *et al.*, 2015). La précision de ses estimations sur les eaux continentales dépend du processus de traitement de données et de la grandeur des plans d'eau considérés (Birkett and Beckley 2010). Afin d'estimer le niveau de l'eau à partir de l'écho radar, le satellite utilise trois algorithmes de retraitement (MLE-3, MLE-4, et ICE-1). La base de données SGDR fournit des produits corrigés de la mesure de la portée à partir de ces 3 algorithmes.

Le satellite altimétrique SARAL/Altika a été lancé en février 2013 pour rejoindre les traces altimétriques des satellites ERS et Envisat. La mission satellitaire a pour objectif de réaliser des mesures précises et répétitives de la hauteur de la mer, et d'assurer la continuité des observations en complémentarité avec Jason-2 (Verron *et al.*, 2015). L'altimètre Altika est le premier à fonctionner en bande Ka à 35,75 GHz. Cette bande de fréquence n'est pas influencée par l'effet de l'ionosphère (Verron *et al.*, 2018). Cependant, elle nécessite une attention particulière lors de son utilisation pour l'étude des eaux continentales, car elle peut être influencée par les conditions de pluies, ou de nuage (Bronner *et al.*, 2013). La base de données SGDR du satellite fournit des mesures de portées corrigées pour quatre algorithmes de retraitements, à savoir ICE-1, ICE-2, MLE-4, et SEA-ICE.

#### **4.3.1.3. Données hydrométriques *in situ***

Ces données correspondent aux mesures prises par les stations installées dans les différents plans d'eau considérés. Elles proviennent principalement de deux sources : les données hydrométriques HYDAT et les données hydrométriques NOAA. La Figure 4.1 montre l'emplacement des différentes stations utilisées. Le Tableau 4.1 présente le nombre des stations hydrométriques (HYDAT et NOAA) couvrant chaque surface d'eau. La banque de données HYDAT (Archives nationales des données hydrologiques) est produite par l'organisme national Relevés Hydrologiques du Canada (Environnement et Changement Climatique Canada). Elle fournit des mesures hydrométriques quotidiennes et des moyennes mensuelles. Dans cette étude, les données de 34 stations hydrométriques provenant de HYDAT sont utilisées. Elles couvrent les périodes d'acquisition des deux

satellites altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika. Les données hydrométriques NOAA considérées représentent un réseau de données hydrométriques sur les Grands Lacs. Elles sont collectées par le centre CO-OPS (*Center for Operational Oceanographic Products and Services*) de la NOAA. Seules les stations couvrant la partie sud des Grands Lacs (appartenant au territoire des États-Unis) sont utilisées ici. Des détails supplémentaires sont fournis sur les différentes stations hydrométriques utilisées aux annexes 4.1 et 4.2.

Le niveau de référence altimétrique (datum vertical) des stations hydrométriques repose sur différents systèmes de référence. Il existe, par exemple, le système IGLD (*International Great Lakes Datum*) conçu spécialement pour les Grands Lacs et le fleuve Saint-Laurent, et des systèmes de référence arbitraires. Dans ce projet, un seul et même datum vertical est utilisé pour l'ensemble des données (mesures *in situ* et satellitaires). Le datum retenu est celui utilisé par les deux satellites, soit le EGM 1996 (*Earth Gravitational Models 1996*). L'outil de conversion VDatum <https://vdatum.noaa.gov/welcome.html> a été utilisé pour faire les transformations nécessaires (NOAA, 2017).

#### **4.3.1.4. Produits altimétriques de niveaux d'eau existants**

Ils correspondent à des séries temporelles de niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire en utilisant différentes stratégies de traitement, incluant par exemple les filtres de *Kalman* d'ensemble. Trois produits, tous disponibles sur le Web, sont considérés dans cette étude pour des fins de comparaison aux résultats des algorithmes de retraitement et aux mesures *in situ*. Il s'agit des produits altimétriques suivants : le produit Hydroweb<sup>1</sup> du Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)<sup>1</sup>; le produit GRLM<sup>2</sup> du Département de l'Agriculture des États-Unis (USDA) et de la NASA; et le produit DAHITI<sup>3</sup> de l'Institut de Recherche Géodésique Allemand (*Deutsche Geödetisches Forschungsinstitut*).

<sup>1</sup> <http://hydroweb.theia-land.fr/>

<sup>2</sup> [https://ipad.fas.usda.gov/cropexplorer/global\\_reservoir/](https://ipad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/)

<sup>3</sup> <https://dahiti.dgfi.tum.de/en/>

### 4.3.2. Méthodologie

L'approche méthodologique comprend les trois principales étapes suivantes : (1) Estimation du niveau d'eau à partir des algorithmes de retraitement pour Jason-2 et SARAL/Altika, (2) Élimination des valeurs aberrantes le long des traces, et (3) Analyse des incertitudes des séries temporelles de niveaux d'eau pendant la période de chevauchement des deux satellites, et pendant les différentes saisons.

#### 4.3.2.1. Estimation des niveaux d'eau à l'aide des algorithmes de retraitement

L'estimation du niveau d'eau passe par la détermination de la portée, c'est-à-dire la distance entre le satellite et la surface d'eau échantillonnée. La valeur de la portée se calcule à partir de l'écho radar (forme d'onde), en considérant la durée d'un aller-retour du signal radar et la vitesse de la lumière. Mais elle est affectée par les effets atmosphériques et géophysiques (Vignudelli *et al.*, 2011). En effet, différentes composantes de l'atmosphère, comme la troposphère humide, la troposphère sèche, et l'ionosphère introduisent des incertitudes sur la vitesse de la propagation du signal radar, qu'il est nécessaire de corriger. En plus de l'effet du milieu traversé par le signal, plusieurs paramètres géophysiques influencent également l'estimation du niveau d'eau, notamment l'effet du mouvement vibratoire de la croûte terrestre ( $Tide_{earth}$ ) et la déviation des pôles ( $Tide_{pole}$ ).

Les bases de données SGDR des deux satellites fournissent les informations nécessaires pour les corrections des effets indésirables sur la mesure de la portée. Cela comprend des produits ECMWF pour des corrections troposphériques humides et sèches (Boehm *et al.*, 2009), un modèle pour des corrections ionosphériques (*Global Ionosphere TEC Maps*) (Schaer, 1998), et deux modèles de correction de la surface de la marée solide et de la marée des pôles respectivement. Ceci nécessite l'intervention des modèles de corrections de la troposphère humide ( $Corr_{wtrop}$ ), de troposphère sèche ( $Corr_{dtrop}$ ) et de l'ionosphère ( $Corr_{ion}$ ). Ainsi, les différentes incertitudes ont été corrigées en utilisant l'équation 4.1, qui résume l'ensemble des corrections conventionnelles des effets atmosphériques et géophysiques devant être appliquées sur les données altimétriques pour estimer le niveau de l'eau (Mercier *et al.*, 2010):



$$\sum_{\text{conv}} \text{Corr} = \text{Corr}_{\text{wtrop}} + \text{Corr}_{\text{dtrop}} + \text{Corr}_{\text{ion}} + \text{Tide}_{\text{earth}} + \text{Tide}_{\text{pole}} \quad (4.1)$$

Le niveau d'eau WSA est calculé par rapport au géoïde en prenant en compte l'altitude du satellite ( $A_S$ ), la mesure de la portée corrigée par l'algorithme de retraitement (RC), le facteur de corrections atmosphériques, le facteur de correction géophysique, ainsi que la mesure de l'ondulation du géoïde ( $\Delta_G$ ), c'est-à-dire :

$$\text{WSA} = A_S - R_C - \sum_{\text{conv}} \text{Corr} - \Delta_G \quad (4.2)$$

#### 4.3.2.2.Élimination des valeurs aberrantes de niveau d'eau

Plusieurs phénomènes peuvent entraîner des erreurs d'estimation des niveaux d'eau continentale en altimétrie, par exemple l'effet de décrochage ou hooking (Santos da Silva *et al.*, 2014) ou la présence d'une surface fortement hétérogène le long de la trace. En effet, dans les régions à topographie complexe, les systèmes satellitaires altimétriques n'arrivent pas à adapter leurs paramètres de réception pour suivre les variations abruptes de la topographie au nadir. Ce phénomène est alors appelé le décrochage. Ainsi, l'apparition de surfaces fortement réfléchissantes (ilots, berges, végétation, *etc.*) sur les lacs et les rivières réduit la précision de la donnée altimétrique (Lopes, 2020). Ces phénomènes peuvent produire des valeurs aberrantes, qu'il y a lieu de filtrer avant d'entamer les analyses proprement dites. Ainsi, nous utilisons une approche simple qui repose sur la détection des artefacts dans les niveaux d'eau le long de la trace. Cette approche consiste à appliquer une fenêtre mobile d'écart type MSD le long de la trace pour déterminer la tendance des valeurs. La fenêtre n'a pas une taille fixe. Cette dernière est déterminée selon un processus itératif, qui consiste à calculer la somme des différences absolues entre le signal d'origine et le signal lissé avec différentes tailles de fenêtre successives. La taille de fenêtre retenue est la plus petite taille à partir de laquelle la somme des différences absolues devient pratiquement constante. La moyenne et l'écart type de la fenêtre sont calculés pour définir la limite de détection des valeurs aberrantes. Cette limite est calculée par la relation suivante (Cao *et al.*, 1999) :

$$S_E = S_i * k \pm \bar{S}_i \quad (4.3)$$

Où  $S_E$  est la limite de détection des valeurs aberrantes,  $S_i$  est l'écart-type de la fenêtre mobile d'écart type des mesures le long de la trace,  $\bar{S}_i$  la moyenne de la fenêtre et  $k$  une

constante définie par l'utilisateur. Dans cette étude l'approche simplifiée est utilisée, en fixant  $k = 1$ . Les valeurs non comprises dans l'intervalle défini par le seuil (c'est-à-dire inférieures ou supérieures) sont considérées comme des valeurs aberrantes. Cette approche est utilisée dans des applications diverses, incluant par exemple la médecine (Cao *et al.*, 1999). Dans notre cas, l'approche est appliquée sur chaque trace altimétrique et pour chacun des algorithmes de retraitement considérés.

#### **4.3.2.3. Construction des séries temporelles de niveau d'eau**

Pour extraire les séries temporelles de niveaux d'eau, plusieurs précautions ont été prises afin d'éviter les contaminations dues aux effets de bordures des cours d'eau. Les mesures altimétriques deviennent moins précises quand le centre de l'empreinte du satellite altimétrique est proche de la berge de l'étendue d'eau (Sulistioadi *et al.*, 2015). Ainsi, nous avons consulté différentes sources de données, incluant des images Landsat et des photographies aériennes localisées sur chacun des 20 plans d'eau, afin d'exclure les zones susceptibles d'introduire des erreurs. Dans le cas de Jason-2, un masque avec une zone tampon de 2 km a été utilisé autour des traces altimétriques. Cette taille est typique pour le satellite Jason-2 sur une surface d'eau calme (CNES/ESA, 2006). Une zone tampon de 1,4 km a été appliquée pour les traces du satellite SARAL/Altika. C'est le diamètre approximatif pour la bande Ka sur une surface plane (Yang *et al.*, 2018). Sur la durée d'un cycle, la série temporelle est construite à partir d'une calcul de la médiane des mesures des hauteurs d'eau observées le long de chaque trace (passage) du satellite (Frappart *et al.*, 2006). Par la suite, les cycles ascendants et descendants couvrant l'étendue d'eau sont unifiés pour obtenir une série temporelle avec une résolution temporelle plus dense (Cretaux *et al.*, 2017).

#### **4.3.2.4. Comparaison et validation**

Les étapes méthodologiques exposées ci-dessus permettent d'obtenir les séries temporelles des niveaux d'eau pour chacune des 20 étendues d'eau (lacs et fleuve) considérées dans l'étude pendant les périodes suivantes : août 2008 à septembre 2016 pour Jason-2, et mars 2013 à juin 2016 pour SARAL/Altika. Pour le satellite Jason-2, notre étude se concentre sur les séries provenant de deux algorithmes de retraitement ICE-1 et MLE-4. Le choix de

l'algorithme MLE-4 se justifie par sa capacité à fournir des estimations précises de la portée à partir de formes d'onde non conformes au type Brown (ou océanique) comparé à l'algorithme MLE-3 (Thibaut *et al.*, 2010). Pour SARAL/Altika, les séries temporelles provenant des quatre algorithmes de retraitement (ICE-1, ICE-2, MLE-4, et SEA-ICE) sont utilisées dans l'étude. Dans la suite de la démarche, les différentes séries temporelles sont comparées aux mesures *in situ* dérivées des stations au sol et converties à la même référence altimétrique que les données satellitaires. Pour cela, nous avons utilisé différentes métriques pour évaluer les résultats, incluant: l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne non biaisée (unRMSE), et le coefficient de corrélation de Pearson ( $r$ ).

#### **4.3.2.5. Analyse de performance**

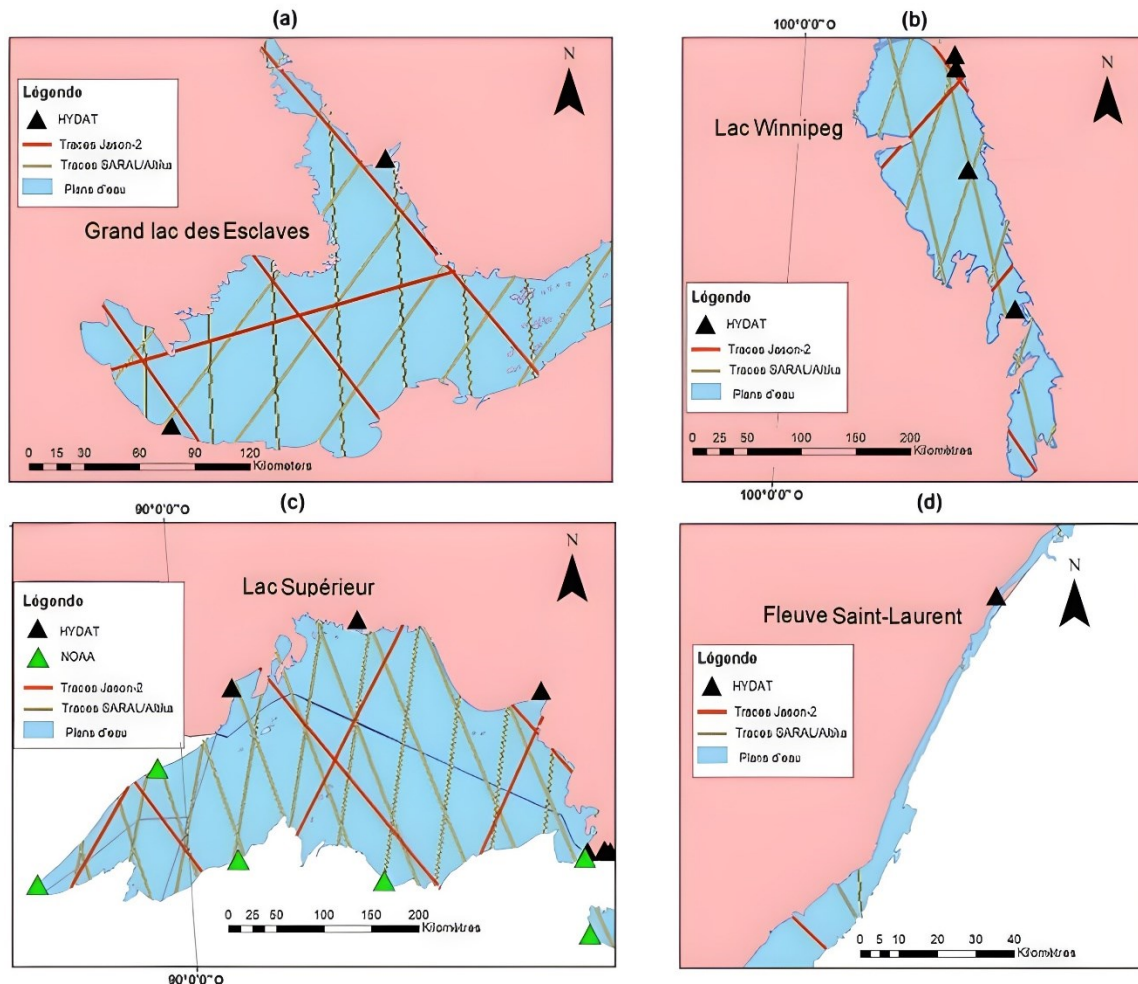
L'analyse des corrélations et des erreurs RMSE permet de mettre en évidence les meilleurs algorithmes de retraitement dans chaque situation. Les résultats de ces algorithmes sont ensuite comparés à ceux des trois produits altimétriques existants considérés dans l'étude, c'est-à-dire DAHITI, GRLM, et Hydroweb. L'analyse se focalise par la suite sur les variabilités saisonnières. Pour cela, nous avons divisé l'année en quatre saisons de trois mois chacune (hiver, printemps, été, automne). Les limites des saisons ne suivent pas leurs dates officielles de début et de fin. Nous les avons ajustées pour avoir des périodes presque complètement couvertes de glace ou d'eau libre dans certains cas. Ainsi, les saisons ont été définies comme suit : Hiver (1er janvier - 31 mars), Printemps (1er avril - 30 juin), Été (1er juillet - 30 septembre) et Automne (1er octobre - 31 décembre). Les différents algorithmes de retraitement pour Jason-2 et SARAL/Altika ont été évalués pour chacune de ces périodes en fonction des mesures au sol, en utilisant les métriques proposées.

#### **4.4. Résultats**

Les séries temporelles issues des produits altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika ont été générées pour les vingt plans d'eau considérés, et elles ont été comparées aux mesures *in situ* correspondantes. Dans un premier temps, nous illustrons les résultats de l'évaluation de ces séries pour quatre plans d'eau sélectionnés, et présentons par la suite une synthèse pour l'ensemble des vingt cours d'eau. Dans un second temps nous présentons les résultats

de l'analyse saisonnière selon le même schéma, c'est-à-dire pour les quatre plans d'eau sélectionnés et pour l'ensemble des cours d'eau.

#### 4.4.1. Étude de cas



**Figure 4.2. Plans d'eau choisis pour illustrer les résultats : (a) Grand Lac des Esclaves, (b) Lac Winnipeg, (c) Lac Supérieur et (d) Fleuve Saint-Laurent. Les cycles Jason-2 en traces rouges et les cycles SARAL/Altika en traces jaunes. Les stations hydrométriques HYDAT en triangles noirs et les stations hydrométriques NOAA en triangles verts**

Les quatre plans d'eau choisis pour illustrer les résultats ont été sélectionnés en fonction de plusieurs critères, dont la taille, la localisation sur le territoire, la dynamique du gel/dégel et de l'englacement, ainsi que la durée de la persistance de la glace. La Figure 4.2 montre

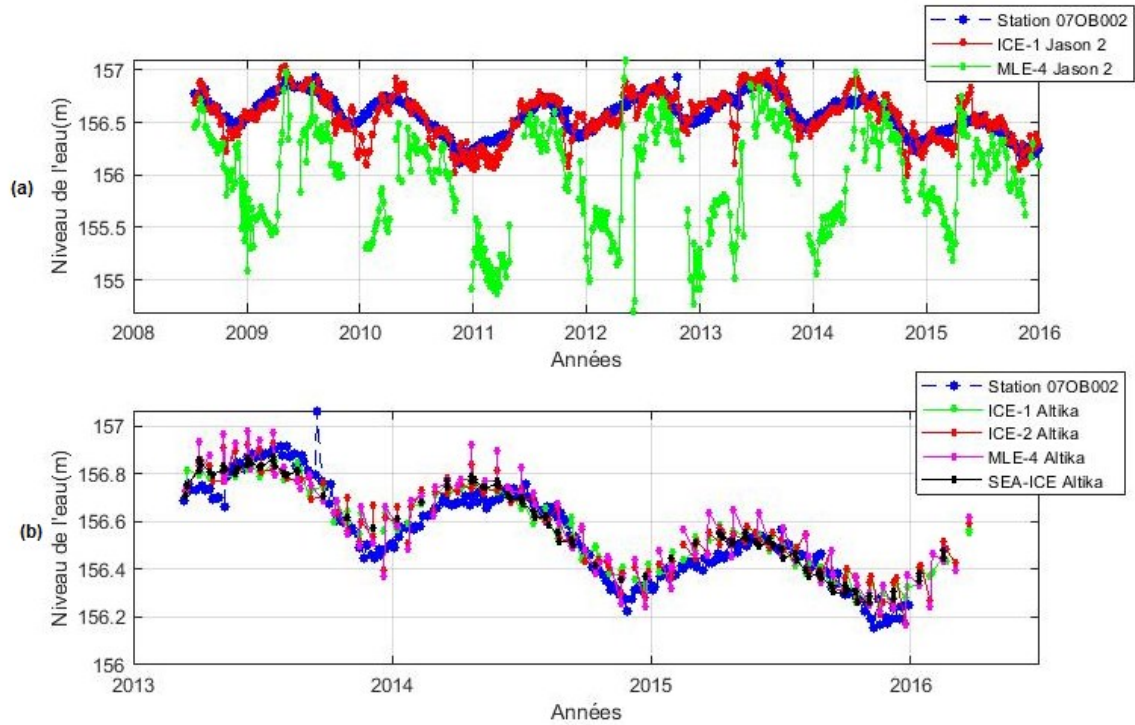
ces plans d'eau avec les traces des deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika. Il s'agit du Grand Lac des Esclaves, du lac Winnipeg, du lac supérieur et du fleuve Saint-Laurent.

#### 4.4.1.1. Grand Lac des Esclaves

Le Grand Lac des Esclaves contient un réseau dense d'observations altimétriques (Figure 4.2-a). Le satellite Jason-2 couvre le lac avec un réseau de 4 cycles altimétriques, tandis que SARAL/Altika l'échantillonne avec 12 cycles ascendants et descendants. Pour la période considérée pour Jason-2 (2008-2016), le nombre total de traces altimétriques considérées est de 1199, elles sont issues de la combinaison entre le cycle ascendant (trace 045) et les cycles descendants (traces 076, 178 et 254). Après l'application du filtre d'écart type à fenêtre mobile (MSD) pour éliminer les valeurs aberrantes, environ 92% des mesures ont été retenues. Ces mesures ont été utilisées pour la construction des séries temporelles, avec un pas de temps d'environ 2 jours. Les profils obtenus pour chacun des algorithmes de retraitement Jason-2 (ICE-1 et MLE-4) ont été comparés aux profils *in situ*.

La Figure 4.3a montre un exemple de comparaison avec la station hydrométrique HYDAT 07SB001 (Grand Lac des Esclaves sur la baie de Yellowknife). Le même exercice a été fait avec les quatre algorithmes de retraitement de SARAL/Altika (ICE-1, ICE-2, MLE-4 et SEA-ICE). Ces données sont moins fréquentes que celles de Jason-2. Le filtrage a permis de retenir environ 81% des mesures pour la construction des séries temporelles, avec un pas de temps un peu plus grossier de l'ordre de 27 jours. La Figure 4.3b illustre les comparaisons avec le profil temporel *in situ* de la station HYDAT 07SB001.

Pour Jason-2, le profil issu de l'algorithme ICE-1 s'accorde assez bien avec les mesures *in situ*. Les écarts entre les deux courbes dépassent rarement 25 cm. La correspondance est particulièrement remarquable pendant les périodes de basse du niveau de l'eau le long de la série temporelle de 2009 à 2016. En revanche, l'algorithme MLE-4 montre des variabilités beaucoup plus importantes par rapport aux mesures de la station. Les écarts s'approchent du mètre dans plusieurs situations, ce qui indique clairement que l'algorithme n'est pas capable d'obtenir des estimations fiables comparées à l'algorithme ICE-1. La correspondance des données SARAL/Altika avec les mesures *in situ* est remarquable sur le court laps de temps considéré (Figure 4.3b).



**Figure 4.3. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau dérivés de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures *in situ* de la station 07SB001 sur le Grand Lac des Esclaves**

Les valeurs des métriques ( $r$ , RMSE, unRMSE) obtenues en comparant les séries altimétriques aux mesures *in situ* des deux stations hydrométriques, 07SB001 (Grand Lac des Esclaves sur la Baie Yellowknife) et 07OB002 (Grand Lac des Esclaves sur la rivière Hay), sont indiquées dans les Tableaux 4.2 et 4.3. Les résultats sont quasi similaires pour les deux stations, avec un coefficient de corrélation  $r$  de 0,89 et une unRMSE de l'ordre de 9,8 cm pour l'algorithme ICE-1 appliqué aux données Jason-2. En revanche, l'algorithme MLE-4 fournit des résultats très faibles, avec une unRMSE de l'ordre de 41 cm. En examinant les résultats obtenus avec SARAL/Altika, tous les quatre algorithmes de retraitement s'accordent très bien avec les mesures au sol des deux stations, avec un  $r$  minimum de 0,92 et des unRMSE inférieures à 9 cm. Ici également, l'algorithme ICE-1 apparaît comme le plus performant.

**Tableau 4.2. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures *in situ* de deux stations sur le Grand Lac des Esclaves**

	Algorithmes					
	ICE-1			MLE-4		
Stations au sol	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
07OB002	0,89	9,82	9,74	0,52	74,93	41,51
07SB001	0,89	12,29	9,60	0,50	66,35	41,17

**Tableau 4.3. Métriques obtenues en comparant les profils de SARAL/Altika aux mesures *in situ* de deux stations sur le Grand Lac des Esclaves**

	Algorithmes					
	ICE-1			ICE-2		
Stations au sol	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
07OB002	0,97	28,67	5,05	0,93	15,76	5,16
07SB001	0,97	37,36	4,78	0,92	24,42	5,16

	Algorithmes					
	MLE-4			SEA-ICE		
Stations au sol	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
07OB002	0,96	5,46	5,32	0,96	65,07	5,18
07SB001	0,95	9,42	5,46	0,96	74,09	5,20

Le Tableau 4.4 présente les résultats par saison obtenus sur le Grand Lac des Esclaves en utilisant les différents algorithmes de retraitement avec Jason-2 et SARAL/Altika. Avec Jason-2, les meilleurs résultats sont obtenus avec l’algorithme ICE-1 durant l’été (juillet à septembre), où l’eau est libre de glace ( $r = 0,94$ , unRMSE 5 cm). Le printemps apparaît comme la pire période avec une unRMSE  $> 10$  cm. L’algorithme MLE-4 donne une erreur de l’ordre de 12 cm durant l’été et des erreurs plus importantes durant les autres saisons. Dans le cas de SARAL/Altika, tous les quatre algorithmes de retraitement produisent des résultats très forts pendant l’été ( $r \geq 0,97$ , unRMSE  $< 4$  cm). Les résultats pendant l’hiver sont également très forts. L’erreur d’estimation augmente un peu plus pour les différents algorithmes durant l’automne, mais reste très bonne (unRMSE entre 4 et 7 cm). Tout comme avec Jason-2, SARAL/Altika aussi donne les résultats les plus faibles durant le printemps ( $r < 0,87$ , unRMSE entre 6 et 10 cm).

**Tableau 4.4. Métriques calculées par saison pour le Grand Lac des Esclaves. Les calculs sont faits par rapport à la station 07SB001**

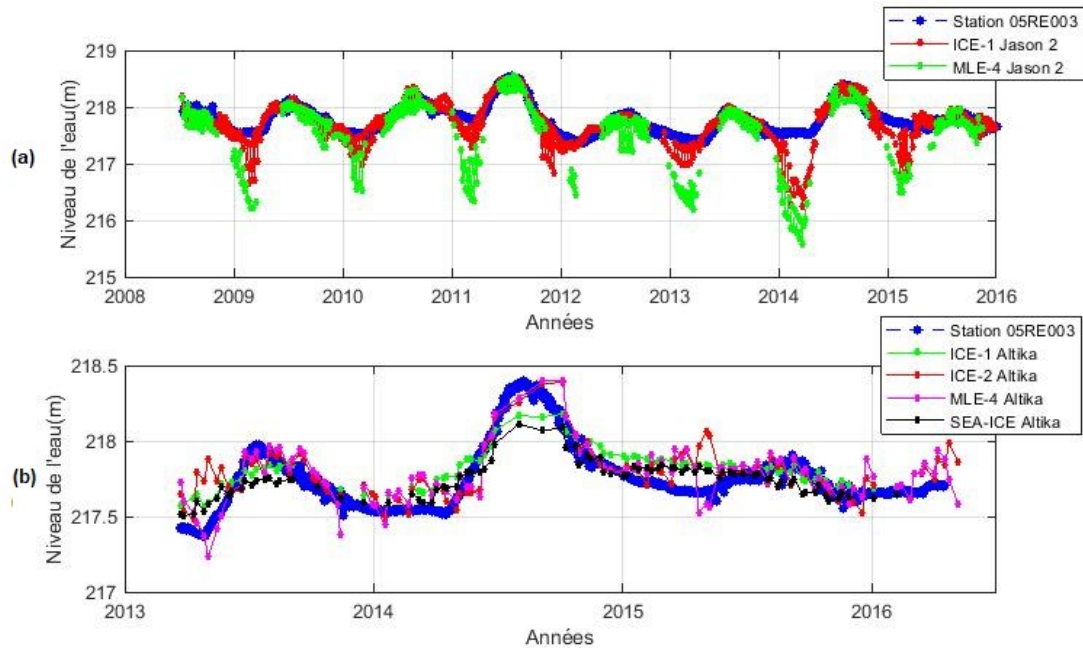
		Hiver			Printemps		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,85	16,14	9,52	0,79	26,59	10,9
	MLE-4	0,39	32,88	28,89	0,52	36,04	34,17
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,96	2,11	2,09	0,87	8,24	7,99
	ICE-2	0,96	6,16	2,74	0,81	9,57	6,94
	MLE-4	0,94	7,68	3,91	0,59	13,22	9,85
	SEA-ICE	0,95	3,1	2,09	0,76	8,9	8,08
		Été			Automne		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,94	23,38	0,94	23,38	0,94	23,38
	MLE-4	0,7	20,85	0,7	20,85	0,7	20,85
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,98	10,28	0,98	10,28	0,98	10,28
	ICE-2	0,97	7,24	0,97	7,24	0,97	7,24
	MLE-4	0,97	8,73	0,97	8,73	0,97	8,73
	SEA-CE	0,97	10,35	0,97	10,35	0,97	10,35

#### 4.4.1.2.Lac Winnipeg

Deux cycles altimétriques ascendants de Jason-2 (017 et 195) traversent le lac (Figure 4.2b). Malgré la présence de plusieurs îlots le long des deux traces, environ 72% des données étaient disponibles après le filtrage par la méthode WSD pour produire les séries temporelles avec un pas de temps de l'ordre de 4 jours. La Figure 4.4 montre les variations temporelles comparées aux mesures *in situ*. Les deux algorithmes de retraitement de Jason-2 suivent bien l'allure du profil *in situ*, mais avec des décalages importants au niveau des pics inférieurs, en particulier pour MLE-4. Le satellite SARAL/Altika offre une meilleure couverture du lac que Jason-2 avec deux cycles descendants et quatre ascendants (Figure 4.2b). Environ 70% des données étaient disponibles après filtrage pour constituer les séries temporelles avec un pas de temps de l'ordre de 7 jours. La comparaison avec les mesures *in situ* montre en général une correspondance au niveau des pentes ascendantes et descendantes. Même si les pics supérieurs apparaissent plus élevés pour les données au sol,



le décalage ne dépasse pas 30 cm.



**Figure 4.4. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures de la station 05RE003 le lac Winnipeg**

Les métriques obtenues pour les deux satellites sont montrées aux Tableaux 4.5 et 4.6. Les résultats sont fournis individuellement pour les quatre stations considérées sur le lac. Pour Jason-2, les meilleures métriques sont obtenues avec l'algorithme ICE-1, avec un  $r$  maximum de 0,84 et une unRMSE de l'ordre de 21 cm (comparé à 42 cm pour l'algorithme MLE-4). ICE-1 se démarque aussi avec les données SARAL/Altika. Il fournit globalement les meilleures corrélations et erreurs quadratiques avec les mesures *in situ*. Il est suivi par l'algorithme SEA-ICE qui donne des résultats pratiquement équivalents. Les unRMSE obtenues avec SARAL/Altika sont presque deux fois mieux que celles de Jason-2 avec l'algorithme ICE-1.

Les résultats des variations saisonnières au niveau du lac Winnipeg sont indiqués dans le Tableau 4.7. Les calculs sont faits en utilisant la station 05SG001 la mieux corrélée aux mesures satellitaires sur le lac. Avec Jason-2, ICE-1 donne les erreurs les plus faibles par rapport aux mesures *in situ* durant l'été. L'algorithme MLE-4 performe tout aussi bien avec des erreurs comparables. La grandeur du lac Winnipeg pourrait expliquer cette

performance. La qualité des résultats des deux algorithmes se dégrade un peu durant l'automne (transition vers le gel) et le printemps (transition vers le dégel), surtout pour MLE-4. Des erreurs plus importantes sont obtenues durant l'hiver (unRMSE < 26 cm). La dynamique du gel sur un aussi grand lac pourrait expliquer ces faibles résultats.

**Tableau 4.5. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures *in situ* de quatre stations sur le lac Winnipeg**

Stations au sol	Algorithmes					
	ICE-1			MLE-4		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
05RF001	0,78	61,30	22,70	0,55	59,59	53,83
05SA003	0,79	43,55	26,11	0,43	60,53	48,29
05SG001	0,84	43,88	20,66	0,77	52,01	42,68
05RE003	0,81	54,49	24,93	0,42	51,83	48,34

**Tableau 4.6. Métriques obtenues en comparant les profils SARAL/Altika aux mesures *in situ* de quatre stations sur le lac Winnipeg**

Stations au sol	Algorithmes					
	ICE-1			ICE-2		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
05RF001	0,85	28,24	12,58	0,73	37,88	13,03
05SA003	0,79	42,81	14,99	0,59	53,20	15,65
05SG001	0,79	32,47	11,06	0,76	42,89	11,66
05RE003	0,78	30,91	9,93	0,56	41,04	10,60
Stations au sol	Algorithmes					
	MLE-4			SEA-ICE		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
05RF001	0,80	36,73	13,63	0,76	16,88	11,54
05SA003	0,71	50,35	15,92	0,77	15,75	15,51
05SG001	0,70	40,20	12,52	0,86	21,91	12,82
05RE003	0,77	38,84	10,07	0,78	16,90	9,92

Les estimations fournies par SARAL/Altika ont des erreurs plus faibles que celles de Jason-2 pour toutes les saisons. L'algorithme ICE-1 est le plus performant parmi les quatre

algorithmes du satellite SARAL/Altika. Les erreurs les plus faibles avec ICE-1 se retrouvent durant l'hiver (< 3 cm), l'automne (5 cm) et l'été (environ 6 cm). Les résultats du printemps restent les plus problématiques, même si la corrélation est significative (unRMSE de l'ordre de 9 cm).

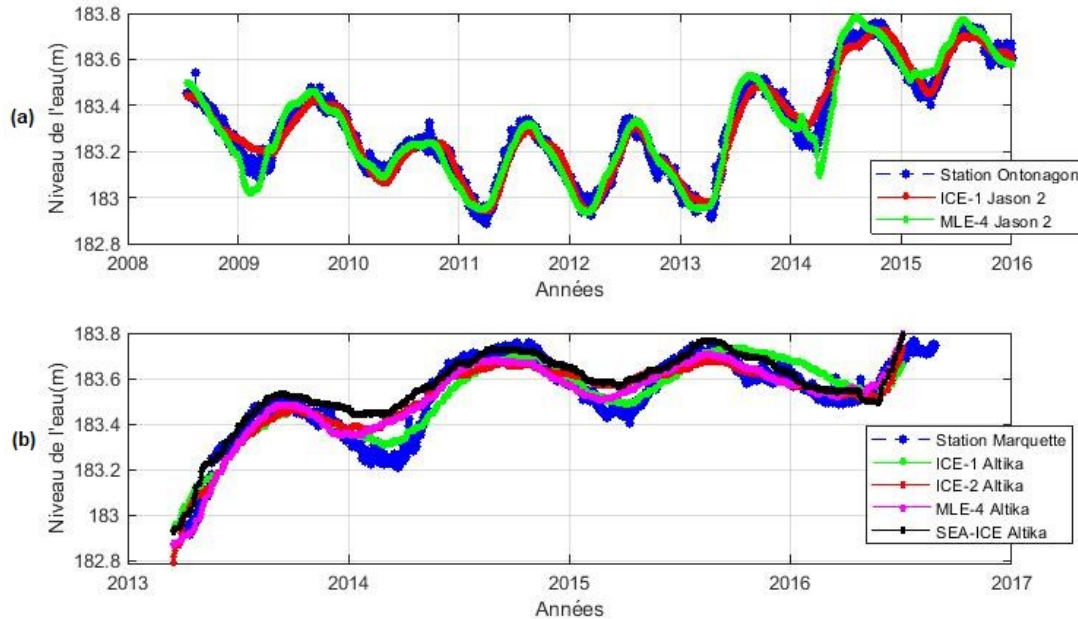
**Tableau 4.7. Métriques calculées par saison pour le lac Winnipeg. Les calculs sont faits par rapport à la station 05SG001**

		Hiver			Printemps		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,66	38,75	26,89	0,82	17,51	17,49
	MLE-4	0,59	76,61	37,02	0,75	27,51	26,57
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,96	7,8	2,85	0,88	9,95	9,15
	ICE-2	0,94	8,16	3,91	0,87	11,19	9,89
	MLE-4	0,93	10,44	5,36	0,74	12	11,6
	SEA-ICE	0,93	4,18	3,23	0,87	9,38	9,36
		Été			Automne		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,96	6,92	6,39	0,88	9,19	9,1
	MLE-4	0,96	7,74	6,7	0,85	15,58	14,95
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,95	13,16	6,29	0,92	5,62	5,1
	ICE-2	0,91	13,96	7,7	0,90	5,83	5,69
	MLE-4	0,83	14,71	9,59	0,91	6,44	5,63
	SEA-CE	0,89	18,43	8,02	0,90	6,71	5,78

#### 4.4.1.3.Lac Supérieur

Le lac est couvert par deux cycles ascendants (219 et 143) et deux cycles descendants (254 et 076) de Jason-2 (Figure 4.2c). Au total 1197 traces altimétriques étaient disponibles. L'opération de filtrage a permis d'utiliser environ 74% des données pour produire les profils temporels avec une fréquence moyenne de 3 jours. Le satellite SARAL/Altika couvre le lac Supérieur avec plus de 21 cycles altimétriques (Figure 4.2c). La combinaison de l'ensemble de ces données a permis de composer les séries temporelles avec une résolution temporelle de l'ordre de 3 jours sur toute la période de mars 2013 à juin 2016.

La Figure 4.5 compare les profils satellitaires aux mesures *in situ* des stations d’Ontonagon pour Jason-2, et Marquette pour SARAL/Altika. La concordance des profils est remarquable dans les deux cas avec tous les algorithmes de retraitement considérés. L’importante étendue du lac Supérieur, qui ressemble pratiquement à une mer intérieure, pourrait expliquer cette excellente performance de l’altimétrie satellitaire ici.



**Figure 4.5. Comparaison des séries temporelles de niveaux d’eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures des stations Ontonagon et Marquette sur le lac Supérieur**

Les métriques obtenues pour le lac Supérieur sont résumées dans les tableaux 4.8 et 4.9. La comparaison est faite pour les 7 stations hydrométriques considérées sur le lac. Dans le cas de Jason-2, les corrélations  $r$  sont d’environ 0,98 avec une unRMSE de 3,8 cm pour ICE-1 et de 4,4 cm pour MLE-4. Ceci montre ainsi l’efficacité de la méthode MLE-4, développée pour les océans, à estimer le niveau de l’eau sur de grandes étendues d’eau continentales comme le lac Supérieur. Pour SARAL/Altika, les valeurs de  $r$  sont très variables selon la station. Quoique fortes en général, elles sont nettement inférieures aux valeurs obtenues avec les algorithmes ICE-1 et MLE-4 de Jason-2. Les unRMSE sont presque deux fois supérieures à celles de Jason-2, elles se situent entre 5 et 8 cm.

L'algorithme MLE-4, mieux indiqué pour les océans, performe très bien sur le lac Supérieur. Ainsi, peu importe le satellite et l'algorithme de retraitement, les résultats sur le lac Supérieur demeurent assez précis.

**Tableau 4.8. Métriques obtenues en comparant les profils Jason-2 aux mesures *in situ* de 3 stations HYDAT (02AB018, 02BA004, et 02BD004) et 4 stations NOAA (Duluth, Grand Marais, Marquette, et Ontonagon) couvrant le lac Supérieur**

Stations au sol	Algorithmes					
	ICE-1			MLE-4		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
02AB018	0,95	77,74	4,34	0,98	114,60	4,41
02BA004	0,96	72,26	4,10	0,98	109,10	4,57
02BD004	0,95	21,78	4,49	0,97	58,12	5,21
Duluth	0,94	85,04	5,97	0,97	121,15	5,88
Grand Marais	0,97	80,93	4,12	0,98	117,11	4,81
Marquette	0,98	81,37	3,81	0,98	117,57	4,93
Ontonagon	0,97	82,51	3,88	0,98	118,66	4,79

**Tableau 4.9. Métriques obtenues en comparant les profils de SARAL/AltiKa aux mesures *in situ* de 3 stations HYDAT (02AB018, 02BA004, et 02BD004) et de 4 stations NOAA (Duluth, Grand Marais, Marquette, et Ontonagon) couvrant le lac Supérieur**

Stations au sol	Algorithmes					
	ICE-1			ICE-2		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
02AB018	0,95	32,60	6,52	0,94	44,07	7,94
02BA004	0,95	26,82	6,81	0,94	38,32	7,91
02BD004	0,96	28,51	6,70	0,94	40,31	8,00
Duluth	0,92	39,03	7,68	0,91	51,61	8,15
Grand Marais	0,94	34,28	6,58	0,93	46,88	7,10
Marquette	0,94	34,56	6,29	0,93	47,21	7,11
Ontonagon	0,93	35,37	6,27	0,91	47,86	7,09

	<b>Algorithmes</b>					
	<b>MLE-4</b>			<b>SEA-ICE</b>		
<b>Stations au sol</b>	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
02AB018	0,97	55,94	6,83	0,95	8,35	7,38
02BA004	0,97	50,11	6,72	0,95	12,14	7,24
02BD004	0,96	51,95	6,72	0,95	10,57	7,18
Duluth	0,93	63,22	6,96	0,92	9,11	7,63
Grand Marais	0,95	58,50	5,83	0,94	6,37	6,37
Marquette	0,95	58,84	5,96	0,95	6,40	6,36
Ontonagon	0,94	59,49	5,95	0,93	6,60	6,46

**Tableau 4.10. Métriques calculées par saison pour le lac Supérieur. Les calculs sont faits par rapport à la station Marquette**

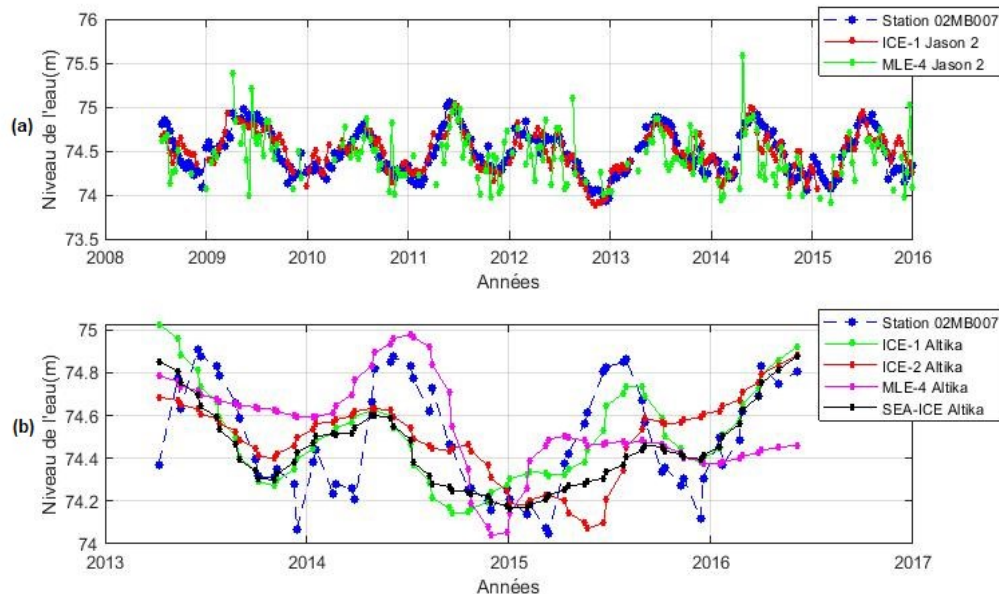
		<b>Hiver</b>			<b>Printemps</b>		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,98	4,82	3,96	0,98	4,53	4,14
	MLE-4	0,96	6,18	6,18	0,97	4,53	4,39
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,96	6,98	3,53	0,93	6,83	6,68
	ICE-2	0,91	9,63	6,43	0,92	7,98	7,79
	MLE-4	0,93	8,03	6,51	0,95	6,74	6,66
	SEA-ICE	0,92	12,32	7,47	0,92	8,93	7,48
		<b>Été</b>			<b>Automne</b>		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,99	2,93	2,09	0,99	2,99	2,45
	MLE-4	0,98	3,52	3,14	0,98	4,08	3,2
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,97	5,34	3,29	0,92	5,73	4,97
	ICE-2	0,98	5,58	2,18	0,97	3,5	3,09
	MLE-4	0,97	3,81	2,85	0,95	3,99	3,43
	SEA-CE	0,97	3,43	2,7	0,96	5,75	3,66

En analysant saison par saison, nous constatons que les deux algorithmes ICE-1 et MLE-4 utilisés avec les données Jason-2 donnent tous les deux d'excellents résultats sur le lac

Supérieur, peu importe la saison (Tableau 4.10). Dans le cas du satellite SARAL/Altika les performances sont variables, mais restent bonnes dans tous les cas de figure (unRMSE < 8 cm). ICE-1 produit les meilleurs résultats durant l'hiver. ICE-2 fournit les meilleures estimations l'automne et l'été, alors que MLE-4 s'avère légèrement plus efficace pour le printemps.

#### 4.4.1.4. Fleuve Saint-Laurent

La section concernée sur le fleuve Saint Laurent est sa partie sud connue comme étant le Haut Saint Laurent (Figure 4.2d). Il prend sa source à l'embouchure du lac Ontario à Kingston. Seul le cycle descendant 050 de Jason-2 passe sur le tronçon. La série temporelle de niveaux d'eau dérivée de Jason-2 a une résolution temporelle de 10 jours. SARAL/Altika offre deux cycles sur le tronçon (descendant 865 et ascendante 738). Après filtrage par la méthode WSD, seulement 44% des données de SARAL/Altika étaient disponibles pour construire les séries temporelles avec une résolution de 27 jours pour la période 2013-2016. La station hydrométrique la plus proche des mesures satellitaires est la station 02MB007 (Saint-Laurent à Brockville).



**Figure 4.6. Comparaison des séries temporelles de niveaux d'eau issues des algorithmes de Jason-2 (a) et SARAL/Altika (b) avec les mesures de la station 02MB007 sur le Fleuve Saint-Laurent**

Les comparaisons entre les profils temporels satellitaires et *in situ* sont montrées à la Figure 4.6. Les mesures Jason-2 suivent assez bien le profil *in situ*, notamment en ce qui concerne l’algorithme de retraitement ICE-1. Le profil MLE-4 suit aussi la tendance, mais est relativement assez bruité. La fréquence des données SARAL/Altika est très faible, ce qui influe négativement sur l’analyse comparative. Néanmoins les valeurs de l’algorithme ICE-1 s’approchent mieux de la courbe *in situ* comparativement aux autres algorithmes de retraitement.

En examinant les métriques (Tableaux 4.11 et 4.12), les meilleurs résultats proviennent de l’algorithme ICE-1 avec Jason-2 ( $r = 0,72$ , unRMSE = 13,2 cm). La corrélation entre les mesures SARAL/Altika et les données *in situ* est statistiquement significative, mais est relativement faible ( $r = 0,61$ ). L’erreur associée (environ 21 cm) est presque deux fois plus importante que celle de l’algorithme ICE-1 avec Jason-2.

**Tableau 4.11. Métriques obtenues sur le fleuve Saint Laurent avec Jason-2**

Station au sol	Algorithmes					
	ICE-1			MLE-4		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
02MB007	0,72	21,53	13,23	0,43	36,27	33,36

**Tableau 4.12. Métriques obtenues sur le fleuve Saint Laurent avec SARAL/Altika**

Station au sol	Algorithmes					
	ICE-1			ICE-2		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
02MB007	0,61	21,53	21,10	0,40	26,15	26,14
Station au sol	MLE-4			SEA-ICE		
	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
	02MB007	0,49	55,35	23,90	0,53	45,62

L’analyse des variations saisonnières montre des performances très différentes pour les deux algorithmes de Jason-2 sur le Fleuve Saint-Laurent (Tableau 4.13). Lorsque le Fleuve est gelé, l’algorithme MLE-4 performe légèrement mieux que ICE-1, même si les erreurs



restent importantes ( $> 13$  cm). Pour les autres saisons, les meilleurs résultats sont fournis par ICE-1, mais ils restent faibles, comparés aux estimations obtenues sur les lacs de grande taille analysés précédemment. La meilleure estimation sur le Fleuve Saint-Laurent a été obtenue durant l'été ( $r = 0,82$ ,  $\text{unRMSE} = 10$  cm). Les résultats se dégradent durant les phases d'installation de la neige (automne) et de fonte (printemps), avec des erreurs de l'ordre de 12 cm et plus. Pour SARAL/Altika, très peu de données étaient disponibles sur le tronçon considéré du Fleuve Saint-Laurent. Cette situation affecte les résultats et rend leur interprétation difficile. Ici également, l'algorithme ICE-2 performe mieux durant l'hiver par rapport aux trois autres algorithmes de SARAL/Altika ( $r = 0,58$ ,  $\text{unRMSE} = 11,5$  cm). ICE-1 performe mieux pour les autres saisons. Dans l'ensemble les résultats obtenus sur le Fleuve Saint-Laurent sont relativement faibles.

**Tableau 4.13. Métriques calculées par saison pour le Fleuve Saint Laurent. Les calculs sont faits par rapport à la station 02MB007 (Saint Laurent à Brockville)**

		Hiver			Printemps		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,65	15,18	15,17	0,76	12,34	11,67
	MLE-4	0,75	13,70	13,69	0,67	23,16	17,54
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,51	21,21	12,95	0,78	15,25	15,22
	ICE-2	0,58	22,65	11,46	0,40	46,94	41,82
	MLE-4	0,32	43,60	33,64	0,39	42,43	42,42
	SEA-ICE	0,57	17,35	15,47	0,76	19,19	15,86
		Été			Automne		
		r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)	r	RMSE (cm)	unRMSE (cm)
<b>Jason-2</b>	ICE-1	0,82	0,82	10,02	0,64	13,97	13,91
	MLE-4	0,66	0,66	13,93	0,46	15,77	15,73
<b>SARAL /Altika</b>	ICE-1	0,57	0,57	26,82	0,62	18,84	18,74
	ICE-2	0,41	0,41	28,74	0,35	29,37	27,69
	MLE-4	0,55	0,55	44,10	28,64	0,58	43,17
	SEA-CE	0,35	0,35	32,10	23,41	0,52	15,22

#### 4.4.2. Évaluation des algorithmes de retraitement sur les vingt plans d'eau

Les résultats présentés précédemment pour les quatre cours d'eau sélectionnés à titre illustratif (Grand Lac des Esclaves, Lac Winnipeg, lac Supérieur, Fleuve Saint Laurent) montrent en partie les variabilités observées dans les performances des algorithmes de retraitement des données altimétriques issues de Jason-2 et SARAL/Altika sur les eaux continentales. Nous présentons ici la synthèse des meilleurs résultats obtenus sur l'ensemble des vingt cours d'eau considérés dans l'étude durant la période 2008-2016 pour Jason-2 et 2013-2016 pour SARAL/Altika.

##### 4.4.2.1. Comparaison des métriques pour Jason-2 et SARAL/Altika

Le Tableau 4.14 montre le sommaire des meilleurs résultats obtenus avec Jason-2 et SARAL/Altika sur les vingt plans d'eau. Pour chaque plan d'eau, le tableau indique l'algorithme de retraitement standard le plus performant, les valeurs des métriques ( $r$  et unRMSE) correspondantes, ainsi que la station hydrométrique par rapport à laquelle elles ont été calculées. Les résultats sont triés selon la superficie des cours d'eau. Les informations additionnelles sur les caractéristiques des données utilisées (nombre de traces altimétriques formant la série temporelle, pourcentage des points qualifiés après filtrage, détails sur les stations hydrométriques) peuvent être consultées aux annexes 4.3 et 4.4.

**Tableau 4.14. Meilleurs coefficients de corrélation obtenus par les algorithmes de retraitement des deux missions altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika sur les 20 plans d'eau**

Plans d'eau	Superficie km <sup>2</sup>	Jason-2			
		Station au sol	Algorithm	r	unRMSE (cm)
Lac South Moose	599 km <sup>2</sup>	05KK006	ICE-1	0,69	12,23
Lac Saint Jean	969 km <sup>2</sup>	02RG020	ICE-1	0,98	26,76
Lac Claire	1115 km <sup>2</sup>	07KF002	ICE-1	0,81	25,38
Petit lac des Esclaves	1168 km <sup>2</sup>	07BJ006	ICE-1	0,91	29,55
Lac Seul	1192 km <sup>2</sup>	05QB001	ICE-1	0,93	29,22

Plans d'eau	Superficie km <sup>2</sup>	Jason-2			
		Station au sol	Algorithm	r	unRMSE (cm)
Lac Southern Indien	1651 km <sup>2</sup>	06EC006	ICE-1	0,95	13,54
Lac Wollaston	1782 km <sup>2</sup>	06DA001	ICE-1	0,69	11,39
Lac des Cèdres	2216 km <sup>2</sup>	05KL005	ICE-1	0,96	20,38
Fleuve Saint Laurent	3442 km <sup>2</sup>	02MB007	ICE-1	0,72	13,23
Lac des Bois	3712 km <sup>2</sup>	05PD029	ICE-1	0,84	20,89
Lac Manitoba	4120 km <sup>2</sup>	05LK002	ICE-1	0,93	14,03
Lac Winnipegosis	5370 km <sup>2</sup>	05LH001	ICE-1	0,90	16,33
Lac des Rennes	6500 km <sup>2</sup>	06DB001	ICE-1	0,94	10,67
Lac Athabasca	7086 km <sup>2</sup>	07MD001	ICE-1	0,97	13,67
Lac Ontario	18908 km <sup>2</sup>	02HD015	MLE-4	0,98	4,26
Lac Winnipeg	24514 km <sup>2</sup>	05SG001	ICE-1	0,84	20,66
Lac Erie	26060 km <sup>2</sup>	02GF002	MLE-4	0,96	6,04
Grand Lac des Esclaves	26541 km <sup>2</sup>	07SB001	ICE-1	0,89	9,74
Lac Huron	42106 km <sup>2</sup>	Alpena	MLE-4	0,97	5,39
Lac Supérieur	84523 km <sup>2</sup>	Marquette	ICE-1	0,98	3,81
Plans d'eau	Superficie km <sup>2</sup>	SARAL/Altika			
		Station au sol	Algorithm	r	unRMSE (cm)
Lac South Moose	599 km <sup>2</sup>	05KK006	SEA-ICE	0,82	6,92
Lac Saint Jean	969 km <sup>2</sup>	02RG020	SEA-ICE	0,96	47,27
Lac Claire	(1115 km <sup>2</sup> )	07KF002	ICE-1	0,95	12,20
Petit lac des Esclaves	1168 km <sup>2</sup>	07BJ006	SEA-ICE	0,97	9,02
Lac Seul	1192 km <sup>2</sup>	05QB003	SEA-ICE	0,97	18,17
Lac Southern Indien	1651 km <sup>2</sup>	06EC006	ICE-2	0,78	17,74
Lac Wollaston	1782 km <sup>2</sup>	06DA001	ICE-2	0,85	6,85

Plans d'eau	Superficie km <sup>2</sup>	SARAL/Altika			
		Station au sol	Algorithm	r	unRMSE (cm)
Lac des Cèdres	2216 km <sup>2</sup>	05KL005	ICE-1	0,97	21,00
Fleuve Saint Laurent	3442 km <sup>2</sup>	02MB007	ICE-1	0,61	21,53
Lac des Bois	3712 km <sup>2</sup>	05PD029	ICE-1	0,91	14,41
Lac Manitoba	4120 km <sup>2</sup>	05LK002	ICE-1	0,88	10,53
Lac Winnipegosis	5370 km <sup>2</sup>	05LH001	ICE-2	0,74	15,88
Lac des Rennes	6500 km <sup>2</sup>	06DB001	SEA-ICE	0,96	8,89
Lac Athabasca	7086 km <sup>2</sup>	07MD001	ICE-1	0,96	16,30
Lac Ontario	18908 km <sup>2</sup>	Rochester	MLE-4	0,99	2,50
Lac Winnipeg	24514 km <sup>2</sup>	05RF001	SEA-ICE	0,86	12,82
Lac Erie	26060 km <sup>2</sup>	02GF002	MLE-4	0,92	8,87
Grand Lac des Esclaves	26541 km <sup>2</sup>	07OB002	ICE-1	0,97	4,78
Lac Huron	42106 km <sup>2</sup>	Lakeport	ICE-1	0,98	6,00
Lac Supérieur	84523 km <sup>2</sup>	02AB018	MLE-4	0,97	6,83

Avec les données Jason-2, l'algorithme ICE-1 ressort nettement comme le plus performant. Il génère les meilleurs résultats pour l'ensemble des cours d'eau considérés. Les coefficients de corrélation obtenus varient entre 0,69 et 0,98 dépendant du plan d'eau, alors que la unRMSE varie entre 3 et 30 cm. Tel qu'espéré, les erreurs plus faibles s'obtiennent surtout dans les lacs de grande taille avec les meilleurs résultats sur le Lac supérieur. En examinant les erreurs, il appert que 60% des plans d'eau présentent une unRMSE inférieure à 15 cm. Les autres 40% ont des erreurs plus importantes se situant entre 20 et 30 cm. Il est important de rappeler que ces résultats sont obtenus avec toutes les données ayant passé le test du filtrage, sans discernement de saison sur l'étendue temporelle considérée. Même si ICE-1 ressort nettement, des résultats très forts ont également été obtenus avec l'algorithme MLE-4 sur les lacs de très grande taille (voir le Tableau 4.8).

Dans l'ensemble, les données SARAL/Altika apparaissent légèrement mieux corrélées aux mesures *in situ* que celles de Jason-2. Elles présentent également des erreurs beaucoup plus

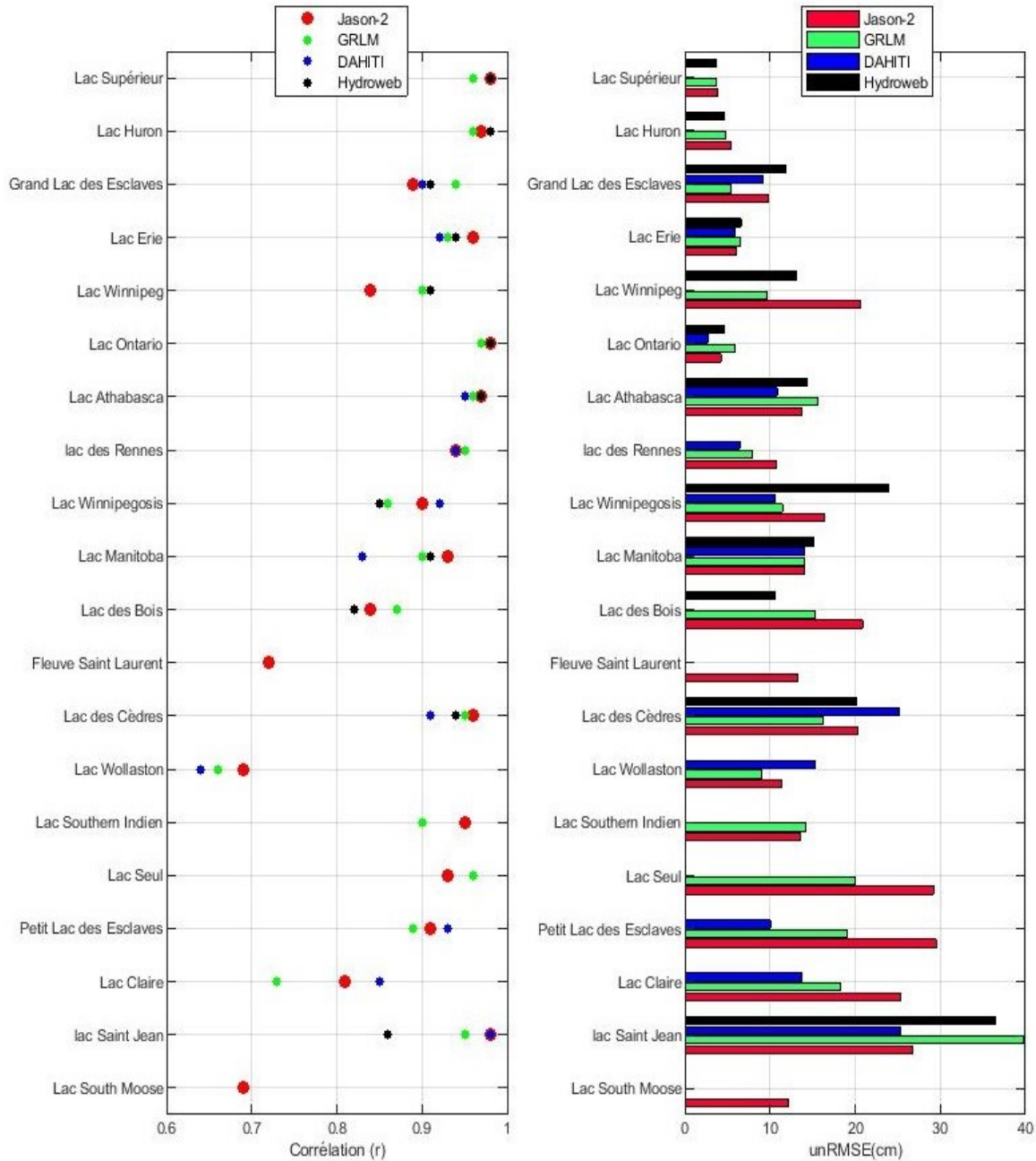
faibles dans la plupart des cas. Seulement 15% des plans d'eau présentent une erreur  $\geq 20$  cm, contre 40% avec Jason-2. De plus, 55% des cours d'eau ont des erreurs  $\leq 10$  cm avec SARAL/Altika, comparé à 25% avec Jason-2. La taille des plans d'eau influe beaucoup moins sur les résultats dans le cas du satellite SARAL/Altika. Les algorithmes de retraitement standards de ce satellite donnent en général de bons résultats, même si les performances restent variables d'un cours d'eau à un autre. L'algorithme ICE-1 se distingue pour SARAL/Altika aussi. En effet, sur 7 plans d'eau parmi les 20 considérés, il offre les meilleurs résultats, avec des corrélations  $r$  qui varient de 0,61 (unRMSE de 21,53 cm) sur le fleuve Saint Laurent à 0,98 (unRMSE de 6 cm) sur le lac Huron. L'algorithme ICE-2 se démarque pour 3 lacs relativement petits ( $r = 0,78$  sur le lac Southern Indian, à 0,85 sur le lac Wollaston). L'algorithme MLE-4 performe mieux que les autres pour les lacs suivants : lac Ontario, Lac Érié et lac Supérieur. Finalement, l'algorithme SEA-ICE obtient de meilleurs résultats pour les lacs suivants : lac South Moose, lac Saint-Jean, Petit lac d'Esclave, lac Seul, Lac Winnipeg, et lac des Rennes.

#### **4.4.2.2. Comparaison aux produits existants**

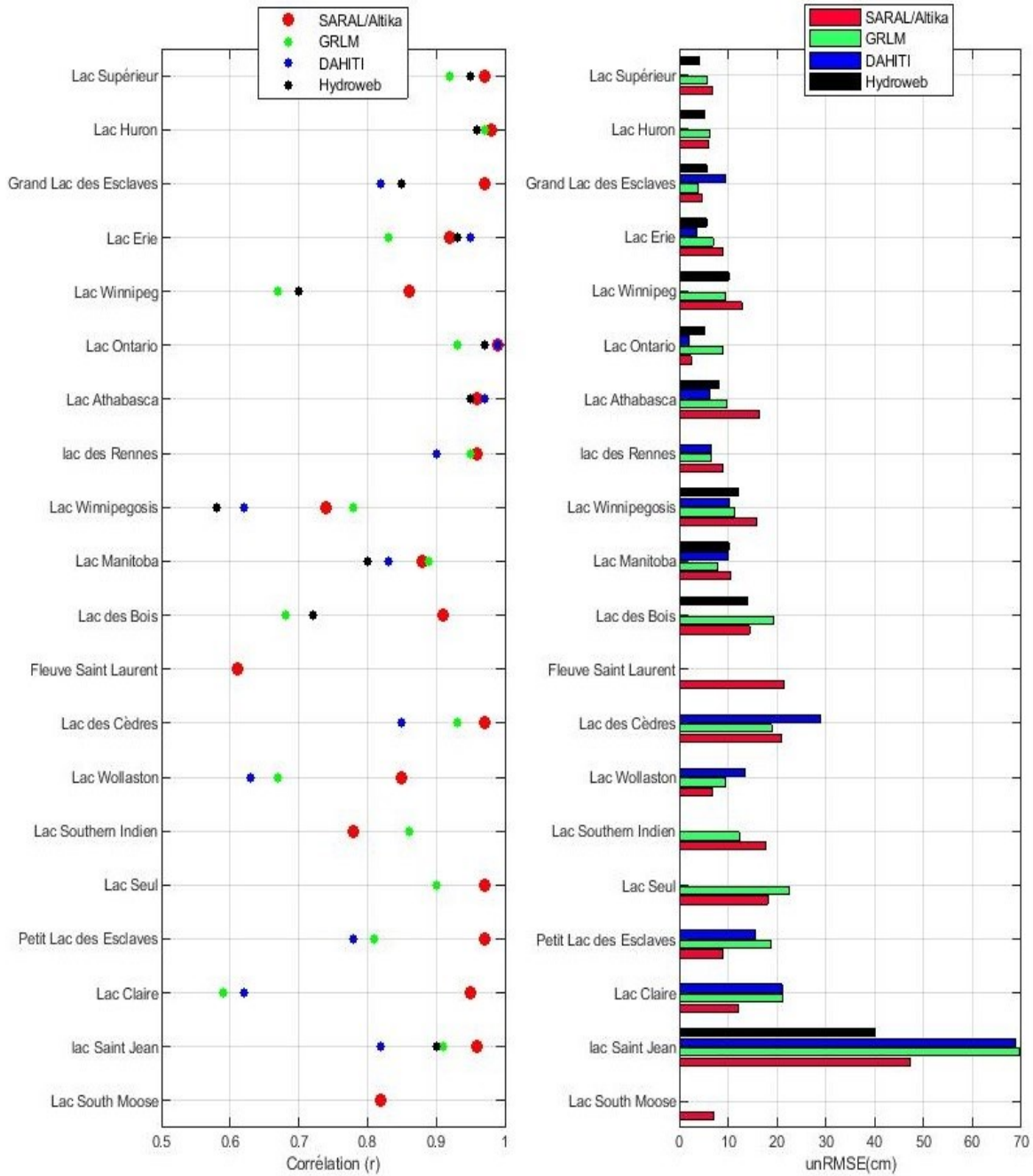
Pour comprendre comment les résultats obtenus avec les algorithmes standards de retraitement se comparaient aux produits altimétriques existants, nous avons considéré trois sources de produits : soit GRLM, DAHITI et Hydroweb. La Figure 4.7 présente les corrélations obtenues avec les produits altimétriques existants et le meilleur algorithme dans le cas de Jason-2. Les calculs sont faits par rapport à la station hydrométrique retenue au niveau de chaque plan d'eau. La Figure 4.8 montre les mêmes résultats dans le cas de SARAL/Altika.

Les produits GRLM, DAHITI et Hydroweb ne sont pas toujours disponibles pour les cours d'eau considérés, comme ça se reflète sur les figures. Les résultats de GRLM sont très variables et souvent inférieurs à ceux de DAHITI et Hydroweb. Ces derniers sont assez similaires en termes de performance, avec une légère supériorité pour Hydroweb. En général, les deux produits donnent de meilleures estimations comparativement à l'utilisation d'un algorithme de retraitement unique comme ICE-1 ou ICE-2 par exemple. Cela est particulièrement vrai pour les cours d'eau plus petits ( $< 3000$  km<sup>2</sup>), comme le lac Claire, le Petit lac des Esclaves ou le lac Seul. Pour les cours d'eau de grande taille

(4000 km<sup>2</sup> et plus), les résultats obtenus par l’algorithme ICE-1 et ceux des différents produits sont tout à fait comparables en termes de corrélations et d’erreurs (unRMSE < 15 cm en général).



**Figure 4.7. Comparaisons des résultats de Jason-2 avec les produits altimétriques de niveau d’eau existants. Les plans d’eau sont classés en fonction de la taille**



**Figure 4.8. Comparaisons des résultats de SARAL/Altika avec les produits altimétriques de niveaux d'eau existants. Les plans d'eau sont classés en fonction de la taille**

Dans le cas du satellite SARAL/Altika, l'algorithme ICE-1 donne d'excellents résultats avec des erreurs comparables à celles obtenues par GRLM, DAHITI et Hydroweb, qui sont généralement inférieures à 10 cm dans les lacs de grande taille ( $> 4000 \text{ km}^2$ ). Pour les lacs

de petite taille ( $< 4000 \text{ km}^2$ ), les algorithmes de retraitement standards de SARAL/Altika produisent des erreurs relativement plus grandes, mais généralement inférieures à 20 cm (sauf pour le Lac Saint-Jean). Néanmoins, ils performant tout aussi bien sinon mieux que les produits de GRLM, DAHITI et Hydroweb. Pour l'ensemble des produits et des algorithmes, le Lac Saint-Jean apparaît comme un cas particulier. Ils échouent tous dans l'estimation des niveaux d'eau sur ce lac, avec des erreurs trop grandes (environ 50 cm pour SEA-ICE et presque 70 cm pour les produits GRLM et DAHITI).

#### **4.4.2.3. Analyse des variations saisonnières**

L'examen des métriques liées aux variations saisonnières des séries temporelles issues de Jason-2 montre que l'algorithme ICE-1 produit les meilleures estimations pour la grande majorité des plans d'eau canadiens considérés (Figure 4.9). Cette performance devient un peu plus faible sur les plans d'eau de taille inférieure à  $7000 \text{ km}^2$  durant les périodes marquées par la présence de la glace, c'est-à-dire : le printemps (avril-juin), l'hiver (janvier-mars), et l'automne (octobre-décembre). Les corrélations obtenues sont inférieures à 0,84 avec des erreurs unRMSE comprises entre 7 cm et 33 cm.

Dans le cas de SARAL/Altika, ICE-1 ressort également comme le meilleur algorithme, peu importe la saison. Globalement, il offre les résultats les plus performants pour un peu plus de la moitié des vingt plans d'eau considérés (Figure 4.10). Les autres algorithmes de SARAL/Altika (ICE-2, MLE-4 et SEA-ICE) donnent des incertitudes très variables d'une saison à l'autre, mais généralement plus élevées que celles de ICE-1.

Comparé aux autres lacs, le Lac Saint-Jean reste une exception dans cette analyse. Les algorithmes de retraitement appliqués sur Jason-2 ou SARAL/Altika, tout comme les produits de niveaux d'eau existants donnent tous des résultats très faibles dans ce cas, peu importe la saison considérée.



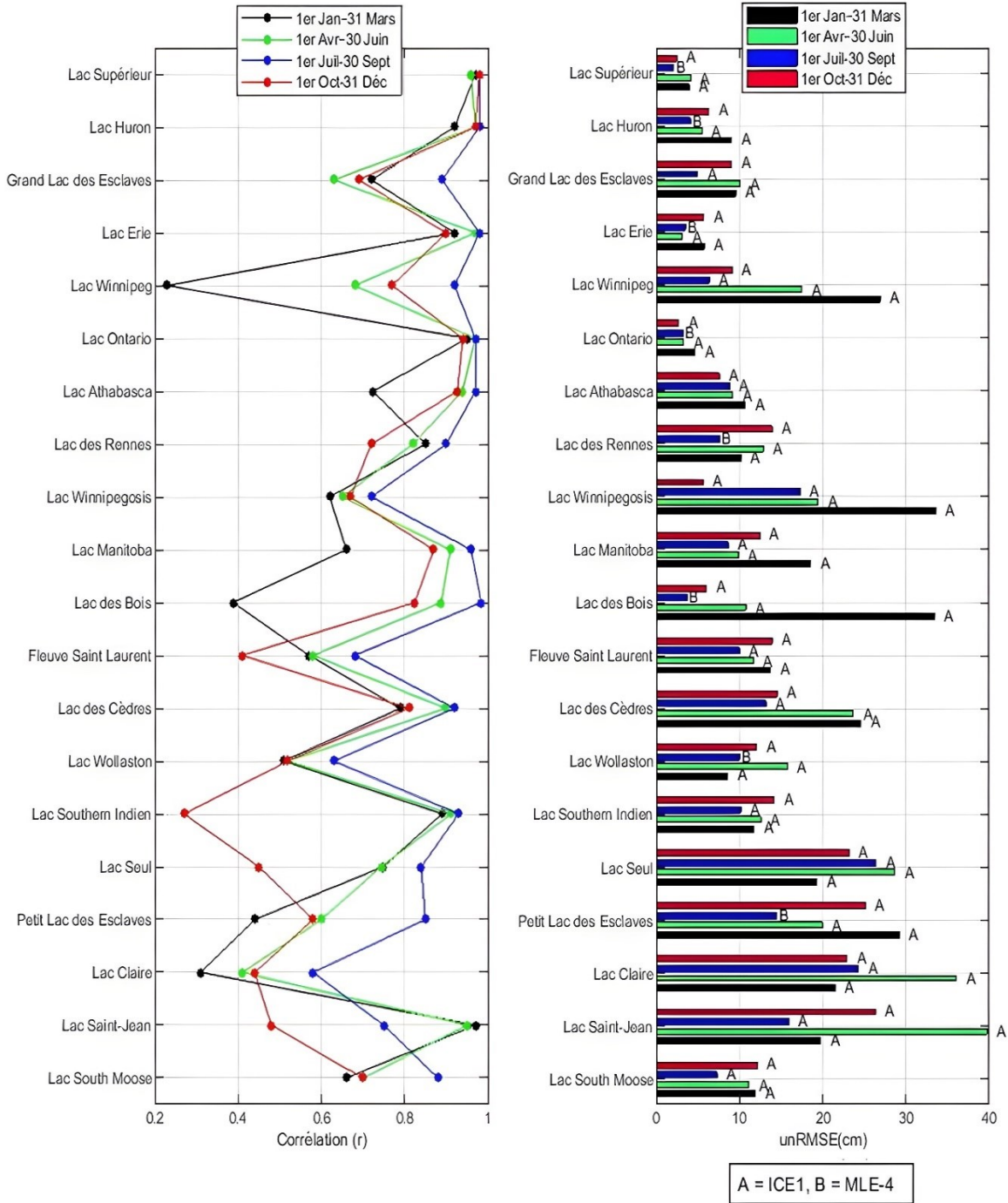
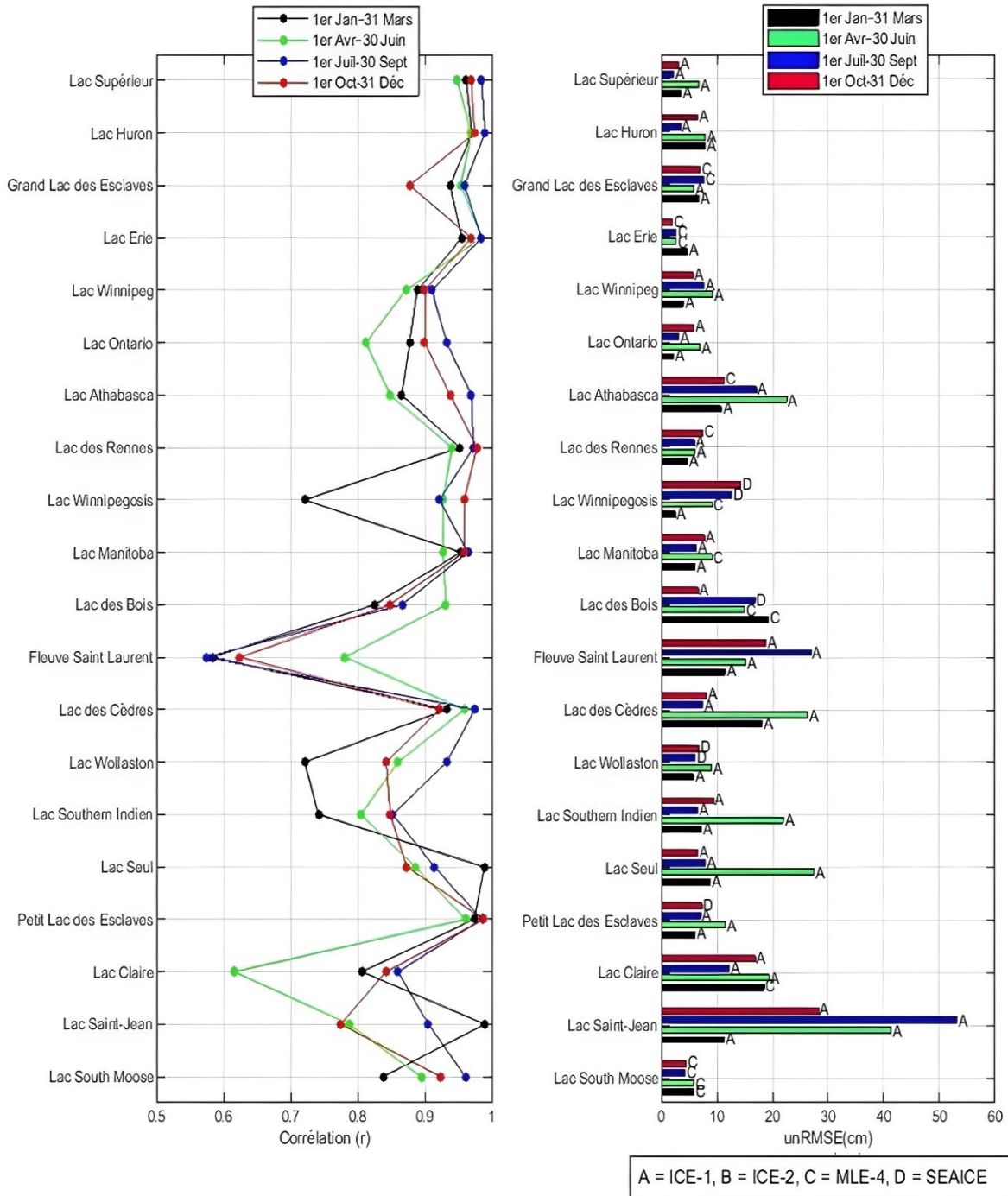


Figure 4.9. Métriques obtenues avec les niveaux d'eau de Jason-2 comparés aux mesures *in situ* selon les différentes saisons. Les meilleurs algorithmes de retraitements sont indiqués



**Figure 4.10. Métriques obtenues avec les niveaux d'eau de SARAL/Altika comparés aux mesures *in situ* selon les différentes saisons. Les meilleurs algorithmes de retraitements sont indiqués**

## 4.5. Discussion

Cette étude a permis d'évaluer le potentiel des algorithmes de retraitement de deux missions altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika sur plusieurs étendues d'eau de différentes tailles, qui connaissent des périodes d'englacement au cours de l'année. Pour la grande majorité des cours d'eau, les incertitudes sont inférieures à 20 cm. Le Lac Saint-Jean ressort comme un cas spécifique, avec des incertitudes anormalement élevées (> 40 cm) dans la plupart des analyses effectuées. Les algorithmes de retraitement considérés à la fois pour Jason-2 et SARAL/Altika, ainsi que les produits de niveaux d'eau existants, apparaissent peu performants sur ce plan d'eau. Les raisons ne sont pas connues. Elles pourraient éventuellement découler de différents facteurs, incluant la présence d'au moins une dizaine d'infrastructures de barrage (déversoir, évacuateur, digue, barrage) appartenant majoritairement à la compagnie Rio Tinto Alcan, et classées dans la catégorie « Forte contenance » (voir <https://www.cehq.gouv.qc.ca/barrages/>).

Les actions combinées de ces ouvrages (ouverture, fermeture) pourraient créer une dynamique pouvant affecter les mesures des stations *in situ* ainsi que les observations altimétriques satellitaires. Ces dernières peuvent être également influencées par la présence d'ilots de végétation et d'autres surfaces artificielles réfléchissantes éventuelles. Les conditions de surface Lac Saint-Jean méritent d'être analysées de manière plus approfondie pour mieux comprendre l'inefficacité des mesures altimétriques dans ce contexte.

Qu'il s'agisse de Jason-2 ou SARAL/Altika, les résultats obtenus dans l'étude avec l'algorithme ICE-1 sont généralement supérieurs à ceux des autres algorithmes de retraitement, et sont comparables à ceux des produits de niveaux d'eau existants. La différence entre les algorithmes est liée à leur principe de fonctionnement (Frappart *et al.*, 2006). L'avantage de l'algorithme ICE-1 est son aptitude à suivre les variations géométriques de la forme d'onde à partir de la mesure de l'amplitude de la puissance de l'écho (Frappart *et al.*, 2006). Il a donc le potentiel de s'adapter aux échos radar provenant des eaux continentales (Frappart *et al.* 2006; Santos Da Silva *et al.*, 2010). En revanche, un algorithme comme MLE-4 sur Jason-2 (similaire à l'algorithme Ocean), est conçu pour les formes d'onde de type standard (Frappart *et al.*, 2006). Cela pourrait expliquer ses performances, très variables, mais généralement faibles d'un cours d'eau à un autre, ou

d'une saison à l'autre. Sur de très grands plans d'eau comme les Grands Lacs, MLE-4 est capable de fournir des incertitudes proches de celles de l'algorithme ICE-1 (Tableau 4.9 et 4.14). Il y a lieu de souligner que lors de l'étude, l'algorithme MLE-3 a aussi été évalué, même si les résultats n'ont pas été explicitement montrés ici. Ces résultats étaient pratiquement similaires à ceux de MLE-4 pour la plupart des plans d'eau étudiés.

Par ailleurs, les résultats montrent qu'avec Jason-2, ICE-1 est beaucoup plus sensible à l'influence de la taille des plans d'eau. Les incertitudes apparaissent généralement beaucoup plus importantes dans les lacs de taille petite à moyenne, que dans les lacs de très grande taille ( $> 7000 \text{ km}^2$ ), comme le montre le Tableau 4.14. Les résultats de SARAL/Altika sont moins sensibles à la taille des cours d'eau que ceux de Jason-2. En effet, la qualité des mesures altimétriques se dégrade au fur et à mesure que la taille des plans d'eau devient réduite. Ceci est essentiellement lié aux effets des berges sur l'information altimétrique, comme observés sur le fleuve Saint-Laurent. Selon Schwatke *et al.*, (2015), le satellite SARAL/Altika est capable de fournir de meilleures mesures de niveau d'eau à une distance supérieure à 6 km par rapport aux berges d'un plan d'eau. Le diamètre de l'empreinte au sol de l'altimètre radar SARAL/Altika ( $\sim 8 \text{ km}$ ) est inférieur à celle de Jason-2 ( $\sim 20 \text{ km}$ ). Cette différence importante au niveau de la résolution spatiale permet un meilleur échantillonnage de la surface de l'eau, tout en réduisant l'influence des berges (Bonnefond *et al.*, 2018; Verron *et al.*, 2015). La comparaison des résultats obtenus avec SARAL/Altika à ceux des produits de niveaux d'eau existants (développés avec des méthodes plus complexes) montre bien des performances comparables, peu importe la taille des plans d'eau (Figure 4.8). La comparaison des figures 4.9 et 4.10 montre clairement la grande dépendance des résultats de Jason-2 à la taille des plans d'eau, comparée à SARAL/Altika.

Tout comme la taille, la présence de glace sur les plans d'eau affecte également la qualité des mesures altimétriques. L'exemple des résultats de l'algorithme ICE-1 sur le Grand Lac des Esclaves illustre cet effet (Figure 4.3, Tableau 4.2). L'analyse des variations saisonnières des estimations de niveau d'eau à partir de Jason-2 montre la forte influence du changement de saisons sur la qualité des résultats (Figure 4.9). Les corrélations sont généralement inférieures à 0,83 durant les saisons froides, avec des erreurs majoritairement

comprises entre 10 et 20 cm. En effet, les phases de gel et de dégel des plans d'eau provoquent une augmentation et une variation importante de la rugosité des surfaces échantillonnées, avec un impact significatif sur les formes d'onde mesurées dans la bande Ku utilisée par Jason-2 (Frappart *et al.*, 2015; Kouraev *et al.*, 2004). Cela réduit les capacités de l'algorithme ICE-1 à suivre et à corriger les allures des formes d'onde. Ainsi, Tseng *et al.*, (2013) considèrent que l'algorithme ICE-1 est très limité dans le suivi des transitions rapides d'états de surface de l'eau vers la glace ou de la glace vers l'eau.

Les résultats obtenus avec SARAL/Altika sont aussi sensibles à la présence de la glace. Ils produisent des corrélations inférieures à 0,9 durant les saisons froides pour l'ensemble des plans d'eau étudiés. Mais les incertitudes obtenues sont nettement plus faibles que celles fournies par Jason-2. Dans certaines situations, SARAL/Altika fournit des erreurs particulièrement faibles (de l'ordre de quelques centimètres). C'est le cas par exemple pour le Grand Lac des Esclaves (unRMSE d'environ 4 cm, Tableau 4.4, Figure 4.10). La bande de fréquence Ka (35,75 GHz) utilisée par Altika et la taille de son empreinte au sol contribuent à sa bonne performance (Schwatke *et al.*, 2015). La bande Ka est moins sensible à l'effet de la rugosité de surface provoquée par la présence de la glace (Verron *et al.*, 2015), ce qui réduit les erreurs sur les mesures altimétriques, comparativement à la bande Ku. Cet effet est relié au degré de pénétration de l'onde en bande Ka et Ku à travers les couches de la glace. Il est de 2 à 12 mètres pour la bande Ku et moins de 1m pour la bande Ka (Ulaby, 1981). Les formes d'onde obtenues de la bande Ka sur la glace montrent une faible sensibilité à la rétrodiffusion volumique, ce qui permet d'avoir une meilleure estimation de la portée pour estimer le niveau d'eau (Verron *et al.*, 2015).

Globalement, les mesures des deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika sont très sensibles à la taille et aux variations de l'état de surface des plans d'eau. Elles sont donc affectées par les différents états de la glace présente sur ces surfaces entre la fin de l'automne et le printemps. Les satellites fonctionnant en mode SAR ou *Synthetic aperture radar interferometry* (InSAR), comme Sentinel-3A et 3B et CryoSat-2, démontrent un potentiel fort à fournir des estimations précises pour le suivi des eaux arctiques (Cretaux *et al.*, 2017; Göttl *et al.*, 2016; Shu *et al.*, 2020). La combinaison des données issues de ces satellites avec celles des missions altimétriques pourrait améliorer l'estimation des niveaux d'eau et

favoriser une surveillance plus étroite des lacs et des rivières soumis à l'englacement dans les régions subarctiques (Bogning *et al.*, 2018; Göttl *et al.*, 2016; Schwatke *et al.*, 2015).

#### **4.6. Conclusion**

Cette étude a permis d'évaluer les données altimétriques provenant de Jason-2 et SARAL/Altika dans l'estimation des niveaux de plusieurs plans d'eau choisis à travers le Canada. Lorsque le satellite Jason-2 est utilisé, les meilleurs résultats sont obtenus en utilisant l'algorithme ICE-1. C'est aussi le cas quand les données SARAL/Altika sont utilisées. Cependant, pour ce satellite, les autres algorithmes de retraitement, notamment ICE-2 et SEA-ICE, donnent aussi de faibles incertitudes sur de nombreux lacs. Les incertitudes obtenues avec ICE-1 en utilisant les données de Jason-2 ou SARAL/Altika sont dans les mêmes ordres de grandeur que celles de produits altimétriques de niveaux d'eau existants (GRLM, DAHITI et Hydroweb), développés avec des approches plus complexes. Dans l'ensemble, les résultats obtenus démontrent que les incertitudes dépendent de la taille des plans d'eau, de la bande de fréquence utilisée par le satellite et de l'algorithme de retraitement des formes d'onde considéré. Sur les très grands lacs, les erreurs sont généralement très faibles (2 à 10 cm). Elles deviennent importantes pour les plus petits cours d'eau. Par ailleurs, les périodes de transition gel-dégel des cours d'eau affectent beaucoup plus les résultats de Jason-2. La résolution spatiale plus intéressante de l'altimètre Altika et la fréquence Ka utilisée (moins sensible à la rugosité provoquée par la glace) pourraient expliquer en partie les faibles incertitudes générées. Il existe très peu de travaux sur l'influence de la couverture de glace sur l'estimation des niveaux d'eau par altimétrie satellitaire. La plupart des lacs canadiens et dans d'autres pays aux climats comparables sont soumis à un englacement annuel. Il est donc important d'envisager des travaux supplémentaires pour une meilleure estimation des niveaux dans ces conditions particulières.

#### **4.7. Remerciements**

Les auteurs souhaitent remercier le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) pour le support financier de ce projet. Les auteurs remercient aussi l'équipe AVISO+ du CNES pour l'accès aux données altimétriques. Les bases de

données géophysiques SGDR pour le satellite Jason-2 et SARAL/Altika sont disponibles sur <ftp-access.aviso.altimetry.fr>.

#### 4.8. Références

- Amarouche, L., Thibault, P., Zanife, O. Z., Dumont, J.-P., Vincent, P. et Steunou, N. (2004) Improving the Jason-1 Ground Retracking to Better Account for Attitude Effects. *Marine Geodesy*, vol. 27, n°1-2, p. 171-197.
- Arabsahebi, R., Voosoghi, B. et Tourian, M. J. (2020) A denoising–classification–retracking method to improve spaceborne estimates of the water level–surface–volume relation over the Urmia Lake in Iran. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 41, n°2, p. 506-533.
- Ashton, George D. (1998) Ice in lakes and rivers. *in Britannica*, <https://www.britannica.com/science/lake-ice>.
- Bao, L., Lu, Y. et Wang, Y. (2009) Improved retracking algorithm for oceanic altimeter waveforms. *Progress in Natural Science*, vol. 19, n°2, p. 195-203.
- Barrick, D. E. et Lipa, B. J. (1985) Chapter 3 Analysis and Interpretation of Altimeter Sea Echo. *In Barry Saltzman Advances in Geophysics*, New Haven, Connecticut, p. 61-100.
- Baup, F., Frappart, F. et Maubant, J. (2014) Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, n°5, p. 2007-2020.
- Birkett, C. M. et Beckley, B. (2010) Investigating the Performance of the Jason-2/OSTM Radar Altimeter over Lakes and Reservoirs. *Marine Geodesy*, vol. 33, n°sup1, p. 204-238.
- Birkett, C., Reynolds, C., Beckley, B. et Doorn, B. (2011) From research to operations: The USDA global reservoir and lake monitor. *In S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, et J. Benveniste (dir.), Coastal Altimetry*. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 19-50.
- Boehm, J., Kouba, J. et Schuh, H. (2009) Forecast Vienna Mapping Functions 1 for real-time analysis of space geodetic observations. *Journal of Geodesy*, vol. 83, n°5, p. 397-401.
- Bogning, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahé, G., Bricquet, J.-P., Seyler, F., Onguéné, R., Etamé, J., Paiz, M.-C. et Braun, J.-J. (2018) Monitoring Water Levels

and Discharges Using Radar Altimetry in an Ungauged River Basin: The Case of the Ogooué. *Remote Sensing*, vol. 10, n°3, p. 350.

Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P. et Watson, C. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 83.

Bronner, E., Guillot, A. et Picot, N. (2013) SARAL / AltiKa Products Handbook. CNES, Toulouse, 76 p.

Brown, G. (1977) The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 25, n°1, p. 67-74.

Cao, C., Kohane, I. S. et McIntosh, N. (1999) Artifact detection in cardiovascular time series monitoring data from preterm infants. *Proceedings. AMIA Symposium*, p. 207-11.

CNES/ESA (2006) Footprint size. Radar Altimetry Tutorial and Toolbox. in Footprint size, Toulouse, <http://www.altimetry.info/radar-altimetry-tutorial/how-altimetry-works/from-radar-pulse-to-altimetry-measurements/5-1-2-7-footprint-size/>

Cretau, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S. et Benveniste, J. (2017) Hydrological Applications of Satellite Altimetry Rivers, Lakes, Man-Made Reservoirs, Inundated Areas. *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*, Boca Raton, FL : Taylor & Francis, 2017. : CRC Press, 459-504 p.

Davis, C. H. (1997) A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n°4, p. 974-979.

Duguay, C. R., Prowse, T. D., Bonsal, B. R., Brown, R. D., Lacroix, M. P. et Ménard, P. (2006) Recent trends in Canadian lake ice cover. *Hydrological Processes*, vol. 20, n°4, p. 781-801.

Dumont, J.-P. (1985) Estimation optimale des paramètres altimétriques des signaux radar Poseidon. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 224 p.

Dumont, J.-P., Rosmorduc, V., Carrere, L., Picot, N., Bronner, E., Couhert, A., Desai, S., Bonekamp, H., Figa, J., Lillibridge, J. et Scharroo, R. (2015) OSTM / Jason-2 Products Handbook, Toulouse, 74 p.



- ECCC (2016) Glossaire des glaces. Gatineau. <https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/previsions-observations-glaces/conditions-glaces-plus-recentes/glossaire.html#shr-pg0>
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F. et Cazenave, A. (2006) Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, n°2, p. 252-264.
- Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A. T., Blarel, F. et Borderies, P. (2015) Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, vol. 83-84, p. 96-110.
- Göttl, F., Dettmering, D., Müller, F. et Schwatke, C. (2016) Lake Level Estimation Based on CryoSat-2 SAR Altimetry and Multi-Looked Waveform Classification. *Remote Sensing*, vol. 8, n°11, p. 885.
- Hamilton, S. (2003) Winter Hydrometry: Real-time data issues. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Edmonton, 19 p.
- Hayne, G. S. (1980) Radar Altimeter Mean Return Waveforms from Near-Normal-Incidence Ocean Surface Scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, , vol. 28, n°5, p. 687-692.
- Laxon, S. W. et Rapley, C. G. (1987) Radar altimeter data quality flagging. *Advances in Space Research*, vol. 7, n°11, p. 315-318.
- Legrésy, B. et Rémy, F. (1997) Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, vol. 43, n°144, p. 265-275.
- Lopes, L. G. (2020) Envisat Radar Altimetry Measurements of Water Level in a Semi-Arid River with Complex Morphology: The Lower Save, Southern Africa. *International Journal of Emerging Trends in Engineering Research*, vol. 8, n°1, p. 23-30.
- Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L. et Thibaut, P. (2010) Coastal and Hydrology Altimetry product ( PISTACH ) handbook. 64 p.
- NOAA (2017) NOAA/NOS Vertical Datums Transformation. *in* Vdatum, [www.vdatum.noaa.gov](http://www.vdatum.noaa.gov).
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A. T., Marieu, V., Mougin, E., Blarel, F., Lubac, B., Braquet, N. et Ba, A. (2018) Evolution of the Performances of Radar Altimetry Missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta. *Remote Sensing*, vol. 10, n°6, p. 833.

- Prowse, T. D. et Ommanney, C. S. . (1990) Northern hydrology : Canadian perspectives. (National Hydrology Research Centre, Dir.). Institut national de recherche en hydrologie (Canada), Saskatchewan, 308 p.
- Ričko, M., Birkett, C. M., Carton, J. A. et Crétaux, J.-F. (2012) Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 6, n°1, p. 061710.
- Rodríguez, E. (1988) Altimetry for non-Gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, n°C11, p. 14107.
- Santos Da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Moreira, D. M., Oliveira, D. et Monteiro, A. (2014) Radar Altimetry Aids Managing Gauge Networks. *Water Resources Management*, vol. 28, n°3, p. 587-603.
- Santos Da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G. et Mansur, W. J. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, n°10, p. 2160-2181.
- Santos Da Silva, J., Seyler, F., Calmant, S., Rotunno Filho, O. C., Roux, E., Araújo, A. A. M. et Guyot, J. L. (2012) Water level dynamics of Amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 33, n°11, p. 3323-3353.
- Schaer, S. (1998) Mapping and predicting the Earth's ionosphere using the global positioning system. Thèse de doctorat, University of Bern, 205 p.
- Schwatke, C., Dettmering, D., Boergens, E. et Bosch, W. (2015) Potential of SARAL/AltiKa for Inland Water Applications. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 626-643.
- Schwatke, C., Dettmering, D., Bosch, W. et Seitz, F. (2015) DAHITI – an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n°10, p. 4345-4364.
- Shu, S., Liu, H., Beck, R. A., Frappart, F., Korhonen, J., Xu, M., Yang, B., Hinkel, K. M., Huang, Y. et Yu, B. (2020) Analysis of Sentinel-3 SAR altimetry waveform retracking algorithms for deriving temporally consistent water levels over ice-covered lakes. *Remote Sensing of Environment*, vol. 239, p. 111643.
- Stammer, D. et Cazenave, A. (2017a) *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. CRC Press. Boca Raton, FL, 618 p.

- Sulistioadi, Y. B., Tseng, K.-H., Shum, C. K., Hidayat, H., Sumaryono, M., Suhardiman, A., Setiawan, F. et Sunarso, S. (2015) Satellite radar altimetry for monitoring small rivers and lakes in Indonesia. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n°1, p. 341-359.
- Thibaut, P., Amarouche, L., Zanife, O. Z., Steunou, N., Vincent, P. et Raizonville, P. (2004) Jason-1 Altimeter Ground Processing Look-Up Correction Tables. *Marine Geodesy*, vol. 27, n°3-4, p. 409-431.
- Thibaut, P., Poisson, J. C., Bronner, E. et Picot, N. (2010) Relative Performance of the MLE3 and MLE4 Retracking Algorithms on Jason-2 Altimeter Waveforms. *Marine Geodesy*, vol. 33, n°sup1, p. 317-335.
- Tseng, K.-H., Shum, C. K., Yi, Y., Fok, H. S., Kuo, C.-Y., Lee, H., Cheng, X. et Wang, X. (2013) Envisat Altimetry Radar Waveform Retracking of Quasi-Specular Echoes over the Ice-Covered Qinghai Lake. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 24, n°4-1, p. 615.
- Ulaby, F. et David, G. L. (2015) *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. (University of Michigan Press, Dir.). Michigan, 1013 p.
- Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W., Tournadre, J. et Vergara, O. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Scientific Applications. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 163.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. R., Richman, J. G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F. et Gupta, P. K. (2015) The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 2-21.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P. et Benveniste, J. (2011) *Coastal Altimetry*. Springer Berlin Heidelberg. Berlin, Heidelberg, 565 p.
- Wingham, D. J. et Rapley, C. G. (1986) *New techniques in satellite altimeter tracking systems*. Proceedings of IGARSS'86 Symposium 8–11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254. Zurich : 1339–1344 p.
- Yang, Q., Yuande, Y., Zemin, W., Baojun, Z. et Jiang, H. (2018) Elevation Change Derived from SARAL/ALtiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Performance of the Ka-Band. *Remote Sensing*, vol. 10, n°4, p. 539.

#### 4.9. Annexes

##### Annexe 4.1. Paramètres des stations hydrométriques sélectionnées HYDAT (Numéro de la station, nom de la station, et niveau de référence)

Plan d'eau	Intitulé de la station	Nom de la station	Niveau de référence
Lac South Moose	05KK006	South Moose Lake At Moose Lake Narrows Control Structure	Water Survey Of Canada
Lac Saint-Jean	02RG020	Saint-Jean (Lac) A Roberval (Pres Du Centre Aquatique)	Arbitraire
Lac Claire	07KF002	Lake Claire Near Outlet To Prairie River	Water Survey Of Canada
Petit lac d'Esclave	07BJ006	Lesser Slave Lake At Slave Lake	Water Survey Of Canada
Lac Seul	05QB003	Lac Seul At Lac Seul	Lac Seul Datum
Lac Southern Indien	06EC006	Southern Indian Lake At Missi Falls	Churchill River Datum (Manitoba Hydro)
Lac Wollaston	06DA001	Wollaston Lake At Ross Channel	GSCD1
Lac des Cèdres	05KL005	Cedar Lake Near Oleson Point	GSCD1
Lac Winnipeg	05RF001	Lake Winnipeg At Montreal Point	Lake Winnipeg Datum 1986
	05SA003	Lake Winnipeg At Victoria Beach	Lake Winnipeg Datum 1986
	05SG001	Lake Winnipeg At Mission Point	Lake Winnipeg Datum 1986
	05RE003	Lake Winnipeg At George Island	Lake Winnipeg Datum 1986
Fleuve Saint Laurent	02MB007	St, Lawrence River At Brockville	IGLD2
Lac des Bois	05PD029	Lake Of The Woods At Cyclone Island	Lake Of The Woods Datum
Lac Manitoba	05LK002	Lake Manitoba At Steep Rock	GSCD1

<b>Plan d'eau</b>	<b>Intitulé de la station</b>	<b>Nom de la station</b>	<b>Niveau de référence</b>
Lac Winnipegosis	05LH001	Lake Winnipegosis At Winnipegosis	Arbitraire
Lac des Rennes	06DB001	Reindeer Lake At Brochet	Water Survey Of Canada
Lac Athabasca	07MC003	Lake Athabasca At Fort Chipewyan	GSCD1
	07MD001	Lake Athabasca At Fort Chipewyan	GSCD1
Lac Ontario	02HD015	Lake Ontario At Cobourg	IGDL2
	02HM008	Lake Ontario At Kingston	IGDL2
Lac Erie	02GC027	Lake Erie At Port Stanley	IGDL2
	02GC028	Lake Erie At Port Dover	IGDL2
	02GH010	Lake Erie At Kingsville	IGDL2
	02GH009	Lake Erie At Bar Point	IGDL2
	02GF002	Lake Erie At Eriean	IGDL2
	02HA017	Lake Erie At Port Colborne	IGDL2
Grand Lac des Esclaves	07OB002	Great Slave Lake At Hay River	Arbitraire
	07SB001	Great Slave Lake At Yellowknife Bay	Arbitraire
Lac Huron	02CA006	Lake Huron At Tobermory	IGDL2
	02FA003	Lake Huron At Thessalon	IGDL2
Lac Supérieur	02AB018	Lake Superior At Michipicoten Harbour	IGDL2
	02BA004	Lake Superior At Rosport	IGDL2
	02BD004	Lake Superior At Thunder Bay	IGDL2

<sup>1</sup>GSCD : Geodetic Survey Of Canada Datum.

<sup>2</sup>IGDL : International Great Lakes Datum.

**Annexe 4.2. Paramètres des stations hydrométriques sélectionnées NOAA (Numéro de la station, nom de la station, et niveau de référence)**

<b>Plan d'eau</b>	<b>Numéro de la station, Nom de la Station</b>	<b>Niveau de référence</b>
Lac Ontario	9052000 Cape Vincent, NY	IGDL1
	9052030 Oswego, NY	IGDL1
	9052058 Rochester, NY	IGDL1
	9052076 Olcott, NY	IGDL1
Lac Erie	9063028 Sturgeon Point, NY	IGDL1
	9063020 Buffalo, NY	IGDL1
	9063038 Erie, Lake Erie, PA	IGDL1
	9063053 Fairport, OH	IGDL1
	9063063 Cleveland, OH	IGDL1
	9063079 Marblehead, OH	IGDL1
	9063085 Toledo, OH	IGDL1
	9063090 Fermi Power Plant, MI	IGDL1
Lac Huron	9075002 Lakeport, MI	IGDL1
	9075014 Harbor Beach, MI	IGDL1
	9075035 Essexville, MI	IGDL1
	9075065 Alpena, MI	IGDL1
	9075099 De Tour Village, MI	IGDL1
Lac Supérieur	9099004 Point Iroquois, MI	IGDL1
	9099018 Marquette C.G., MI	IGDL1
	9099044 Ontonagon, MI	IGDL1
	9099090 Grand Marais, MN	IGDL1

<sup>1</sup>IGDL : International Great Lakes Datum.

**Annexe 4.3. Caractéristiques de données altimétriques Jason-2 pour estimer le niveau de l'eau (Nombre des traces altimétriques, % des points qualifiés).**

<b>Plan d'eau</b>	<b>Nombre des traces altimétriques</b>	<b>% des points qualifiés après filtrage WSD</b>
Lac South Moose	302	39,94
Lac Saint-Jean	301	68,13
Lac Claire	301	53,09
Petit lac d'Esclave	303	45,32
Lac Seul	303	17,40
Lac Southern Indien	301	39,07
Lac Wollaston	298	45,75
Lac des Cèdres	303	66,71
Lac Winnipeg	905	72,11
Fleuve Saint Laurent	299	33,56
Lac des Bois	606	79,36
Lac Manitoba	301	63,44
Lac Winnipegosis	303	50,71
Lac des Rennes	601	40,82
Lac Athabasca	301	66,36
Lac Ontario	902	81,66
Lac Erie	600	88,21
Grand Lac des Esclaves	1199	78,84
Lac Huron	903	71,78
Lac Supérieur	895	83,86

**Annexe 4.4. Caractéristiques de données altimétriques SARAL/Altika pour estimer le niveau de l'eau (Nombre des traces altimétriques, % des points qualifiés)**

<b>Plan d'eau</b>	<b>Nombre des traces altimétriques</b>	<b>% des points qualifiés après filtrage WSD</b>
Lac South Moose	65	66,57
Lac Saint-Jean	67	63,14
Lac Claire	70	58,78
Petit Lacd'Esclave	102	26,57
Lac Seul	103	53,41
Lac Southern Indien	75	51,84
Lac Wollaston	34	42,74
Lac des Cèdres	66	72,74
Lac Winnipeg	158	69,57
Fleuve Saint Laurent	65	32,08
Lac des Bois	68	76,96
Lac Manitoba	99	47,66
Lac Winnipegosis	102	41,89
Lac des Rennes	70	37,29
Lac Athabasca	263	58,21
Lac Ontario	272	82,56
Lac Erie	341	76,49
Grand Lac des Esclaves	345	80,58
Lac Huron	299	87,42
Lac Supérieur	440	82,05



## **5. CHAPITRE 5: IMPROVING THE ESTIMATION OF WATER LEVEL OVER FRESHWATER ICE COVER USING ALTIMETRY SATELLITE ACTIVE AND PASSIVE OBSERVATIONS**

### **5.1. Présentation du chapitre**

Les résultats de l'étude précédente montrent que la qualité des estimations des niveaux d'eau par l'altimétrie radar par satellite dépend principalement du choix des données altimétriques elles-mêmes (Jason-2 ou SARAL/Altika), du choix de l'algorithme de retraitement, de la taille du plan d'eau et de l'hétérogénéité de l'état de surface liée à l'évolution des couverts de glace. Les données altimétriques Jason-2 s'avèrent beaucoup plus affectées par l'évolution des conditions sur la majorité des plans d'eau subarctiques étudiés par rapport aux données SARAL/Altika. Les erreurs obtenues par Jason-2 deviennent importantes pendant les périodes de formation et de fonte des couverts de glace.

Dans ce chapitre ayant fait l'objet d'une publication, nous proposons une approche permettant d'améliorer les estimations des niveaux d'eau dérivés des données Jason-2 sur les étendues d'eau soumises à l'englacement. Il s'agit d'une approche automatique d'identification des points de mesures de l'eau libre pendant les périodes de transition entre la formation et la fonte des couverts de glace. L'approche proposée dans ce chapitre utilise une combinaison des paramètres altimétriques issus de la forme d'onde (coefficient de rétrodiffusion et Peakiness), ainsi que la température de brillance. Le coefficient de rétrodiffusion estimé à partir de la puissance totale de la forme d'onde intervient pour renseigner sur la rugosité de surface. Le paramètre Peakiness est utilisé en complémentarité avec le coefficient de la rétrodiffusion à cause de la sensibilité de ce dernier aux changements des conditions de surface causées par des facteurs environnementaux (ex. vents, vagues, pluies, *etc.*) sur l'eau libre (Laxon et Rapley, 1987). Les données radiométriques de température de brillance offrent la possibilité de fournir des informations sur les couverts de neige et de la glace (Aublanc *et al.*, 2019). La mesure de la température de brillance marque un grand contraste entre l'eau libre et la glace pure.

Nous avons choisi quatre lacs pour mettre en évidence l'approche de discrimination entre l'eau libre et les différentes formes de glace, soit le Grand Lac des Esclaves, le lac

Athabasca, le lac Winnipeg, et le lac des bois. Le choix de ces plans d'eau s'est basé sur l'effet considérable de l'évolution des couverts de glace sur les mesures des niveaux d'eau, la différence de leur superficie, la localisation géographique, les conditions climatiques, et la disponibilité des données altimétriques et radiométriques du satellite Jason-2 capables de suivre les variations de l'état de surface pendant les périodes de gel et de dégel.

Les résultats du chapitre 5 ont été publiés dans la revue scientifique *Remote Sensing*. Les références complètes de l'article sont données ci-dessous.

*Ziyad, Jawad, Kalifa Goïta, Ramata Magagi, Fabien Blarel, and Frederic Frappart. 2020. "Improving the Estimation of Water Level over Freshwater Ice Cover Using Altimetry Satellite Active and Passive Observations." Remote Sensing 12 (6): 967. doi:10.3390/rs12060967.*

Le manuscrit publié est présenté en intégralité dans les pages suivantes de la thèse.

## Improving the Estimation of Water Level over Freshwater Ice Cover using Altimetry Satellite Active and Passive Observations

Jawad Ziyad <sup>1,\*</sup>, Kalifa Goïta <sup>1</sup>, Ramata Magagi <sup>1</sup>, Fabien Blarel <sup>2</sup> and Frédéric Frappart <sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Centre d'applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC J1K2R1, Canada; [kalifa.goita@usherbrooke.ca](mailto:kalifa.goita@usherbrooke.ca) (K.G.); [ramata.magagi@usherbrooke.ca](mailto:ramata.magagi@usherbrooke.ca) (R.M.)*

<sup>2</sup>*LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS -14 avenue Edouard Belin, 831400 Toulouse, France; [fabien.blarel@legos.obs-mip.fr](mailto:fabien.blarel@legos.obs-mip.fr) (F.B); [frederic.frappart@legos.obs-mip.fr](mailto:frederic.frappart@legos.obs-mip.fr) (F.F.)*

\* *Correspondence* : [jawad.ziyad@usherbrooke.ca](mailto:jawad.ziyad@usherbrooke.ca) (J.Z)

Abstract: Owing to its temporal resolution of 10-day and its polar orbit allowing several crossings over large lakes, the NASA and CNES missions including Topex/Poseidon, Jason-1/2/3 demonstrated strong capabilities for the continuous and long-term monitoring (starting in 1992) of large and medium-sized water bodies. However, the presence of heterogeneous targets in the altimeter footprint, such as ice cover in boreal areas, remains a major issue to obtain estimates of water level over subarctic lakes of similar accuracy as over other inland water bodies using satellite altimetry (i.e.,  $R \geq 0.9$  and  $RMSE \leq 10$  to 20 cm when compared to in-situ water stages). In this study, we aim to automatically identify the Jason-2 altimetry measurements corresponding to open water, ice and transition (water-ice) to improve the estimations of water level during freeze and thaw periods using only the point measurements of open water. Four Canadian lakes were selected to analyze active (waveform parameters) and passive (brightness temperature) microwave data acquired by the Jason-2 radar altimetry mission: Great Slave Lake, Lake Athabasca, Lake Winnipeg, and Lake of the Woods. To determine lake surface states, backscattering coefficient and peakiness at Ku-band derived from the radar altimeter waveform and brightness temperature at 18.7 and 37 GHz measured by the microwave radiometer contained in the geophysical data records (GDR) of Jason-2 were used in two different unsupervised classification techniques to define the thresholds of discrimination between open water and ice measurements. K-means technique provided better results than hierarchical clustering based upon silhouette criteria and the Calinski-Harabz index.

Thresholds of discrimination between ice and water were validated with the Normalized Difference Snow Index (NDSI) snow cover products of the MODIS satellite. The use of open water threshold resulted in improved water level estimation compared to in situ water stages, especially in the presence of ice. For the four lakes, the Pearson coefficient ( $r$ ) increased on average from about 0.8 without the use of the thresholds to more than 0.90. The unbiased RMSE were generally lower than 20 cm when the threshold of open water was used and more than 22 cm over smaller lakes, without using the thresholds.

Keywords: Inland water; radar altimetry; backscatter; brightness temperature; peakiness; ice cover; clustering; Jason-2.

Résumé: Les satellites altimétriques ont démontré un grand potentiel pour surveiller les étendues d'eau de grandes et moyennes tailles. La série des satellites Topex/Poseidon, Jason-1,-2, et -3 largement utilisées sur les étendues d'eau ont démontré ce potentiel à cause du temps de revisite de 10 jours et leur grande couverture spatiale. Cependant, la présence des cibles hétérogènes à l'intérieur des empreintes altimétriques, comme les couverts de glace, reste un défi majeur pour obtenir des estimations précises des niveaux d'eau sur les étendues d'eau subarctiques par rapport aux étendues d'eau non couvertes de glace. À travers cette recherche, nous visons à améliorer les estimations des niveaux d'eau issues du satellite altimétrique Jason-2 durant les périodes de gel et de dégel en utilisant seulement les points de mesure de l'eau libre. Quatre étendues d'eau sur le territoire canadien ont été sélectionnées pour cette étude : Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, lac Winnipeg, et lac des Bois. Pour discriminer entre les points de mesure de l'eau libre et les différentes formes de glace, les mesures du coefficient de rétrodiffusion et Peakiness en bande Ku et la mesure de la température de brillance à 18,7 et 37 GHz dérivées respectivement des données altimétriques et radiométriques du satellite Jason-2 ont été utilisées dans deux processus de classification non supervisée : K-moyen et Regroupement hiérarchique. En se basant sur les critères Silhouette et l'indice de Calinski-Harabz, l'approche K-moyen fournit des meilleures précisions. Les seuils de discrimination entre l'eau et la glace ont été validés en utilisant le produit MODIS de couverture de neige *Normalized Difference Snow Index* (NDSI). L'utilisation du seuil d'eau libre a permis d'améliorer l'estimation du niveau d'eau comparativement aux mesures des niveaux d'eau

*in situ*, en particulier en présence de glace. Pour les quatre étendues d'eau, le coefficient de Pearson ( $r$ ) est passé en moyenne d'environ 0,8 sans l'utilisation des seuils à plus de 0,90. Les unRMSE (non biaisées) étaient généralement inférieures à 20 cm lorsque le seuil d'eau libre était utilisé et à plus de 22 cm sur les lacs plus petits, sans utiliser les seuils.

Mots clés: Eaux intérieures; altimétrie radar; coefficient de rétrodiffusion; température de brillance; Peakiness; couverts de glace; clustering; Jason-2.

## 5.2. Introduction

Lakes are important components of subarctic regions. They have an enormous significance to physical, ecological and socio-economic systems. In many places, these freshwaters provide diverse habitats for plants, animals and microbes. Further, they offer important potential hunting and fishing grounds, together with drinking water supplies, while constitute a key resource for certain industries such as hydroelectricity, transport and mining (Vincent *et al.*, 2012).

The hydrological regime of subarctic lakes is strongly impacted by the seasonal ice cover during several months (Prowse et Ommanney, 1990). Several factors (climatic, hydro-morphologic, and physiographic) lead to the modification of ice cover regime, including magnitude, timing, location, and duration of ice cover. These directly or indirectly control water storage, either at local or at regional scales (Prowse *et al.*, 1990, 2011). For example, when combined with higher temperatures during the increasingly long open-water period, decreases in lake ice duration will lead to increased evaporation and lowering of lake levels (Vincent *et al.*, 2012). Lake water level is a crucial parameter for flood management and dam operations (Lin *et al.*, 2015).

Monitoring of the dynamics of freshwater ice cover systems is conducted through hydrological networks. Given its temporal coverage, repeat period, spatial coverage and frequency, satellite radar altimetry could be useful for filling the gaps in hydrometric data over un-gauged water bodies (Stammer et Cazenave, 2017). Yet, the presence of heterogeneous reflective surfaces within the altimetry footprint strongly affects the accuracy of altimetry measurements (Baup *et al.*, 2014; Michailovsky *et al.*, 2012). The presence of ice and mix of water and ice modifies the amplitude and the shape of the radar

echo (waveform) acquired by the altimetry satellite affecting the height retrieval (Tseng *et al.*, 2013). This leads to the following research question: During the seasonal cycle of ice, when is the altimetry satellite able to provide reliable estimates of water level over freshwater ice cover?

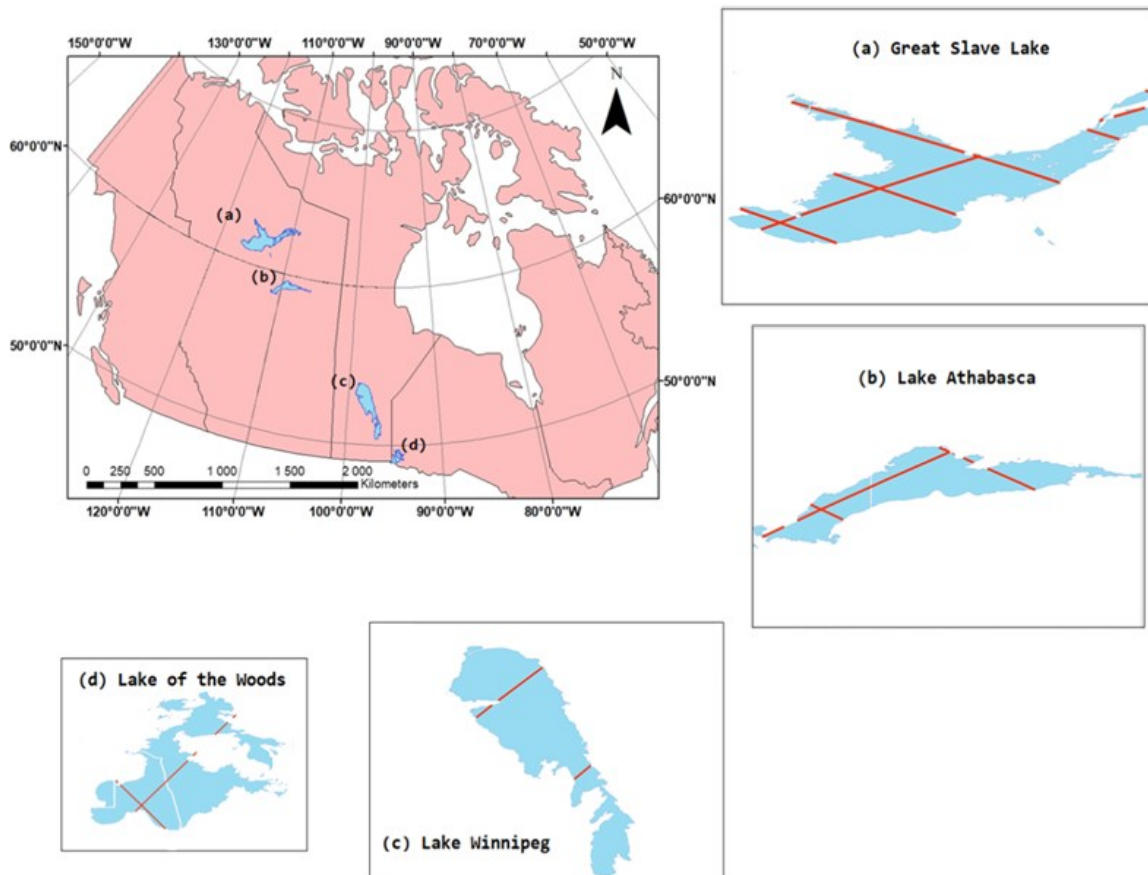
Time series of water levels are obtained by averaging several altimeter measurements along the satellite tracks using every cycle at the cross-section of the altimeter track and the water body (see (Birkett, 1998; Crétaux *et al.*, 2017; Frappart *et al.*, 2006) for a review). Discrimination of water and ice along the altimeter tracks is expected to improve the estimation of water levels from radar altimetry measurements. An extensive analysis of simultaneous acquisitions of radar altimetry backscattering coefficients at Ku-band and brightness temperatures from the radiometer on-board TOPEX/Poseidon, Jason-1, ENVISAT, Geosat, and AltiKa as a function of the different surface states of subarctic lakes was achieved (Kouraev *et al.*, 2004a, 2004b, 2007, 2008, 2015). These previous studies were able to discriminate between two surface states corresponding to open water and ice-cover and to identify important dates related to changes of the lake surface states: first appearance of ice, formation of stable ice cover, first appearance of open water, complete disappearance of ice (Kouraev *et al.*, 2004a, 2004b 2007, 2008, 2015).

Similarly, using the complementarity between active and passive microwave observations from the radar altimeter, operating in LRM, and the microwave radiometer on-board Jason-2, the goal of our study is to automatically identify the altimetry data acquired over open water to improve water level estimates during the periods characterized with the presence of ice, using only the point measurements of open water. The Jason-2 mission was chosen as it is representative of the majority of the missions which has been operating since the beginning of the high precision radar altimetry era that started with the launches of ERS-1 and Topex/Poseidon, respectively in 1991 and 1992, and as its data have been continuously acquired since 1992. For this study, four subarctic water bodies within Canada that are influenced by ice were selected: Great Slave Lake, Lake Athabasca, Lake Winnipeg, and Lake of the Woods. These water bodies were selected not only according to particular characteristics in terms of geography and climate conditions (localization, surface area, and

freezing period), but also the ready availability of Jason-2 altimetry mission adequate coverage.

### 5.3. Dataset Presentation and Methods

#### 5.3.1. Study Area



**Figure 5.1. Water bodies considered in the study: (a) Great Slave Lake, (b) Lake Athabasca, (c) Lake Winnipeg and (d) Lake of the Woods. Jason-2 ground-tracks are represented by red lines**

The study area is composed of four bodies of freshwater that are located within Canada and which are seasonally ice-covered (Figure 5.1). The ground-tracks of Jason-2 are superimposed on the four lakes, which are shown in the Figure. Table 5.1 presents the characteristics of each selected freshwater body and the number of Jason-2 ground tracks covering them. Great Slave Lake is ranked as the largest lake that is entirely located inside

Canada, with an area over 27 200 km<sup>2</sup>. It is covered by five Jason-2 altimetry tracks (1 ascending and 4 descending). It has a long duration of freeze cover, from November to June. Lake Athabasca (7850 km<sup>2</sup>) and Lake Winnipeg (24514 km<sup>2</sup>) are covered respectively by three (one ascending and two descending) and two ascending Jason-2 altimetry tracks. They are characterized by a shorter frozen period, generally from mid-November to the end of May. Lake of the Woods has the smallest area (4348 km<sup>2</sup>) with a short duration of ice cover, from December to May, and is covered by one ascending and one descending Jason-2 altimetry tracks.

**Table 5.1. Parameters of selected Canadian water bodies and Jason-2 ground track numbers**

	Latitude	Longitude	Area (km <sup>2</sup> )	Frozen Period*	Jason-2 (Track Number)	
					Ascending	Descending
Great Slave Lake	61°40'N	114°W	27200	November to mid-June	#045	#076, #152, #178, #254
Lake Athabasca	59°16'N	109°27'W	7850	Late-November to mid-May	#095	#178, #254
Lake Winnipeg	52°7'N	97°15'W	24514	Mid-November to late-May	#195, #017	-
Lake of the Woods	49°14'59"N	94°45'03"W	4348	December to May	#169	#178

\* <https://ccin.ca/ccw/lakeice/current/monitoring>

### 5.3.2. Dataset

#### 5.3.2.1. Altimetry Data, Jason-2 Mission

The Ocean Surface Topography Mission (OSTM)/Jason-2 radar altimetry mission was launched in June 2008, and is the follow-up to a series of altimetry satellites



(Topex/Poseidon, 1992–2002; Jason-1, 2002–2008). The satellite orbits at a 1336 km altitude on a quasi-polar orbit covering Earth's surface between  $\pm 66^\circ$  of latitude during its 10-day orbital cycle. Its equatorial cross-track is 315 km-wide. The Jason-2 payload includes two main nadir-looking instruments: Poseidon-3 altimeter, operating at two frequency bands (13.57 GHz, Ku band; 5.3 GHz, C band); and AMR, operating at three frequency channels (18.7, 23.8 and 37 GHz) (Lambin *et al.*, 2010).

Jason-2 data are made available through the GDR, which contain the time and location of the measurements, together with all of the parameters that are necessary to estimate the altimeter height (orbit, range, and corrections). A detailed description can be found in (Stammer et Cazenave, 2017) for altimeter height estimates over land surfaces, the parameters related to the radar echoes, and the brightness temperatures, among other data.

In this study, the Jason-2 GDR data are obtained from each cycle of each ground track passing over lake. Every one track contained  $\sim 300$  repeat cycles, corresponding to the nominal ground track, which were observed from July 2008 to August 2016 (Dumont *et al.*, 2015). GDR data at high frequency (20 Hz) that were used were made available by the French *Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH – <http://ctoh.legos.obs-mip.fr>)*. In addition to altimeter data, backscattering coefficients ( $\sigma^\circ$ ) and peakiness (*i.e.*, the ratio between the maximum value of the altimeter waveform and its average) in the Ku-band were used, together with brightness temperatures at two frequencies (18.7 and 37 GHz).

### **5.3.2.2. In situ Water Levels**

Hydrometric data in Canada are collected by the Water Survey of Canada, and compiled under the HYDAT database. HYDAT provides daily and monthly mean of water levels collected at hydrometric stations for all seasons. Water level data that were related to the four water bodies under consideration were extracted from the archive. It should be noted that for ice conditions, erroneous or altered measurements are indicated in the gauge records (Hamilton et Moore, 2012). Table 5.2 shows the 7 selected hydrometric stations over the sampled water bodies. The time series of in situ water level covers the acquisition periods of the Jason-2 altimeter in this study, from 8 September 2008 to 21 September 2016.

In situ hydrometric station data are referenced to the Geodetic Survey of Canada Datum and to assumed datum or arbitrary datum, while Jason-2 altimetry data are referenced to the Topex/Poseidon ellipsoid. For purposes of comparison, the Jason-2 altimetry data were converted to the hydrometric station datum, by defining the systematic bias between datum. The bias is obtained from the mean difference between the water level time series derived from hydrometric data and from the Jason-2 altimetry data.

**Table 5.2. Characteristics of hydrometric stations for the study lakes**

lakes	Station Codes	Station Name	Location	
			Latitude	Longitude
Great Slave Lake	07OB002	Great Slave Lake at Hay River	60°51'35.5"N	115°44'3.1" W
	07SB001	Great Slave Lake at Yellowknife Bay	62°26'29.6" N	114°20'59.3" W
Lake Athabasca	07MC003	Lake Athabasca Near Crackingstone Point	59°23'4.0" N	108°53'34.5" W
Lake Winnipeg	05SA003	Lake Winnipeg at Victoria Beach	50°41'42.4" N	96°33'43.8" W
	05SG001	Lake Winnipeg at Mission Point	53°11'28.0" N	99°12'43.1" W
	05RE003	Lake Winnipeg at George Island	52°49'6.3" N	97°37'10.4" W
Lake of the Woods	05PD029	Lake of the Woods at Cyclone Island	49°19'42.2" N	94°51'12.2" W

### 5.3.2.3.NDSI from MODIS

The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is a sensor that was included in the payload of the Terra (launched in 1999) and Aqua (launched in 2002) satellites. MODIS is a multispectral instrument measuring radiance in 36 bands. Its spatial resolution varies from 250 m to 1 km depending upon the spectral band. MODIS has permitted the development of a wide range of standard products for applications that are related to land, ocean, and atmosphere. Among these, a snow cover product was defined,

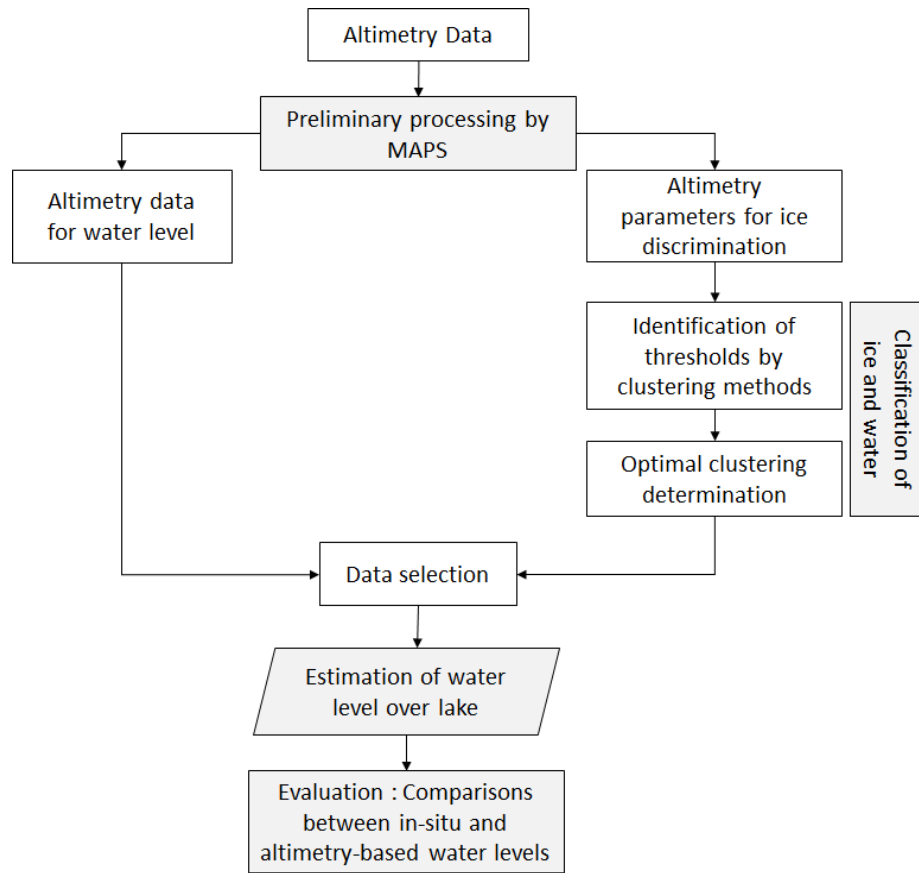
based upon the normalized difference snow index (NDSI), using MODIS reflectance acquired in the green (0.545–0.565  $\mu\text{m}$ =band 4) and short wave infra-red (1.628–1.652  $\mu\text{m}$  = band 6), as follows (Hall *et al.*, 1995; Riggs *et al.*, 2006):

$$\text{NDSI} = \frac{\rho_{\text{green}} - \rho_{\text{short wave infra-red}}}{\rho_{\text{green}} + \rho_{\text{short wave infra-red}}} \quad (5.1)$$

where  $\rho_{\text{green}}$  and  $\rho_{\text{short wave infra-red}}$  are spectral reflectances in the green and shortwave infra-red bands. Daily NDSI snow cover data consist of 1200 km by 1200 km tiles, at a spatial resolution of 500 m (Hamilton et Moore, 2012). The NDSI snow cover product can take the following values: 0 (land), 1-100 (NDSI snow cover in %), 200 (missing data), 201 (no decision), 211 (night), 237 (inland water), 239 (ocean), 250 (cloud), 254 (detector saturated), and 255 (fill) (Riggs *et al.*, 2006). NDSI can also be used to discriminate between ice and open water (Ault *et al.*, 2006; Pavelsky et Smith, 2004).

### 5.3.3. Method

The following flowchart (Figure 5.2) presents the different steps of the approach that was developed to discriminate between open water, ice and the transitions, and to improve the estimates of water level during freeze and thaw periods over the four lakes that were considered in this study.



**Figure 5.2. Flowchart of processes defining the threshold of detection of ice and water classes to improve the estimation of water levels**

### 5.3.3.1. Preliminary Processing Using MAPS

The Multi-mission Altimetry Processing Software (MAPS) (Frappart, Fatras, *et al.*, 2015; Normandin *et al.*, 2018) was used to pre-process the altimetry data. Along-track altimeter heights ( $h$ , km) were computed from 20 Hz Jason-2 data that were contained in the GDR, as follows (equation 5.2) (Fu et Cazenave, 2001):

$$h = H - R - \sum \Delta R \quad (5.2)$$

where  $H$  is the altimeter orbit,  $R$  is the range, (distance between the satellite and the surface, km), and  $\Delta R$  represents the corrections to the range, which must be applied to obtain accurate estimates of height. Range values that are derived from the Offset Center Of Gravity (OCOG) retracker (Wingham *et al.*, 1986) are used to estimate altimeter height. Ranges derived from this retracker, rather than from Ocean retracker, also present in the

GDR, were chosen as it was found to be robust and to provide accurate values of water levels over inland water bodies (Crétau *et al.*, 2017; Frappart *et al.*, 2006; Sulistioadi *et al.*, 2015; Yi *et al.*, 2013). As presented in equation (5.3), conventional corrections use Wet tropospheric corrections  $Corr_{wtrp}$  (atmospheric refraction range delay due to water vapour and cloud liquid water content of the troposphere), Dry tropospheric correction  $Corr_{dtrp}$  (atmospheric refraction range delay due to the dry gas component of the troposphere), Ionospheric correction  $Corr_{iono}$  (atmospheric refraction range delay due to the free electron content associated with dielectric properties of the ionosphere), and the corrections that respectively account for crustal vertical motions that are due to solid Earth  $Tide_{earth}$  and polar  $Tide_{pole}$  tides (Chelton *et al.*, 2001).

$$\sum \Delta R = Corr_{wtrp} + Corr_{dtrp} + Corr_{iono} + Tide_{earth} + Tide_{pole} \quad (5.3)$$

Lake surface level, defined by surface water height (SWH), are obtained by removing a geoid model (EGM 2008 in this study (Pavlis *et al.*, 2012)) from the ellipsoidal heights (Mercier *et al.*, 2010):

$$SWH = h - Geoid \quad (5.4)$$

The selection of valid altimetry measurements corresponding to the lake surfaces then is performed manually for each altimetry track, using the MAPS graphical user interface (see (Normandin *et al.*, 2018) for more details).

### 5.3.3.2. Classification of Water and Ice

- Identification of Thresholds by Clustering Methods

A clustering method is applied to classify the measurements acquired along the altimetry tracks for each cycle (or 10-day period) into different subgroups, or clusters, during the ice-covered period. The objective of clustering algorithms is to partition a set of unlabelled data into distinct homogenous groups. Unlabelled means that the algorithm is not previously trained to recognize classes (*i.e.*, unsupervised learning). K-means (Hartigan et Wong, 1979) and hierarchical clustering (Rokach et Maimon, 2005) are commonly used for unsupervised classification. These algorithms were tested to obtain the clusters of the

most distinctive classes along the tracks per cycle. In this study, the Euclidean distance estimates (L1 distance) was used in both clustering algorithms to calculate straight lines between two points.

Three different variables were used in the clustering process in each case (backscattering coefficient; peakiness; brightness temperature) to discriminate water and ice classes. Previous works (Kouraev *et al.*, 2004a, 2004b 2007, 2008, 2015) have suggested using the average value of the brightness temperatures (TB) at two different frequencies (18.7 GHz and 37 GHz). The average value of the brightness temperatures at two different frequencies is defined as follows:

$$\overline{\text{TB}} = \frac{\text{TB}_{18.7} + \text{TB}_{37}}{2} \quad (5.5)$$

Over each lake, the classification approaches exploited the averaged measurements of backscatter ( $\sigma^0$ ), peakiness and average brightness temperature along ascending and descending tracks. For the backscatter, the average value along the track is calculated in dB (decibels) using the following equation (Frappart, Fatras, *et al.*, 2015):

$$\overline{\sigma^0}(\text{dB}) = 10\log_{10} \left( \overline{10^{\frac{\sigma^0}{10}}} \right) \quad (5.6)$$

For peakiness, the formulation can be found in Appendix A.

The main objective of clustering methods is to allocate more homogenous sets of data to different classes. The cluster centre of each group of data that are classified and its associated standard deviation define the thresholds of variation for each class. For K-means clustering, the cluster centre is defined by the centroid; for hierarchical clustering, the cluster centre is defined by the barycentre of all points in each cluster.

- Optimal clustering determination

To determine the better technique of clustering between K-means and hierarchical clustering, two objective criteria were selected, *i.e.*, Silhouette (Rousseeuw, 1987) and

Calinski-Harabasz Index (Calinski et Harabasz, 1974). These criteria measure the tightness of sample grouping within each cluster and the separation between clusters.

The Silhouette method determines the quality measure of each object within the cluster by calculating the similarity (cohesion) of an object in its cluster, and its separation from other clusters (separation). The silhouette coefficient for object  $i$  is defined as:

$$s(i) = \frac{b(i) - a(i)}{\max\{a(i), b(i)\}} \quad (5.7)$$

where  $a(i)$  is the average distance between object  $i$  and the other objects within cluster A;  $b(i)$  is the average distance between object  $i$  and objects that are in the “second closest” cluster B;  $\max$  is the maximum operator. Silhouette values range from -1 to +1. A value of  $s(i)$  that is close to +1 means a good assignment of object  $i$  to cluster A. If  $s(i)$  is close to 0, the object is likely between clusters A and B. If  $s(i)$  is close to -1, the assignment of object  $i$  to cluster A reveals that it might be closer to members of cluster B (Rousseeuw, 1987).

The Calinski-Harabasz Index (or Variance Ratio Criterion) calculates the relationship between the distance from a point within a cluster to its centroid (cohesion), and the distance from the group centroid to the global centroid (separation). Calinski-Harabasz ( $CH$ ) is expressed as:

$$CH = \frac{SS_B}{SS_W} \times \frac{(N - K)}{(K - 1)} \quad (5.8)$$

where  $SS_B$  is the sums-of-squared distances between the centre of each cluster and the centroid of the data set, weighted by the size of the cluster;  $SS_W$  is the sums-of-squared distances between the centre of each cluster and every point within the cluster;  $K$  is the number of clusters; and  $N$  is the number of observations. To obtain well-separated and compact clusters,  $SS_B$  is maximized and  $SS_W$  minimized. Therefore, the maximum value for  $CH$  indicates a suitable partition for the data set (Saitta *et al.*, 2008).

- Validation of thresholds using NDSI from MODIS

To validate the classification results, MODIS-based NDSI data acquired at dates that were representative of surface status of the lakes (ice melting, ice cover, ice break, and open water) were used. The results of the two clustering approaches that were applied to the geophysical parameters (backscatter, peakiness, and average brightness temperature) were compared to snow cover extent that were obtained using the MODIS NDSI product.

### **5.3.3.3. Estimation of Water Level over Lake**

Lake water levels or Surface Water Heights (SWH) are determined by computing the median (and its associated deviation) of the altimetry measurements for each cycle and each ground-track (see Section 5.3.3.1). Two different time series are produced. The first is obtained by using all measurements over a given lake based upon MAPS selection. The second is based only on the measurements corresponding to open water using the thresholds that were obtained from the cluster analysis.

### **5.3.3.4. Evaluation of Altimetry-based Water Levels from in-situ Water Levels.**

Altimetry-based water levels of the lakes are obtained using either all altimetry measurements or only those corresponding to open water, based upon thresholds that were obtained as results of the clustering process. Both of these are compared against in-situ water level obtained from hydrometric stations of the different lakes. The Pearson correlations ( $r$ ), unbiased root mean-square error (unRMSE) and bias are used to evaluate the radar altimetry estimated water levels (or Surface Water Heights) in comparison with real in-situ water levels. Comparisons between in-situ and altimetry-based water levels are performed if the data were acquired the same day.

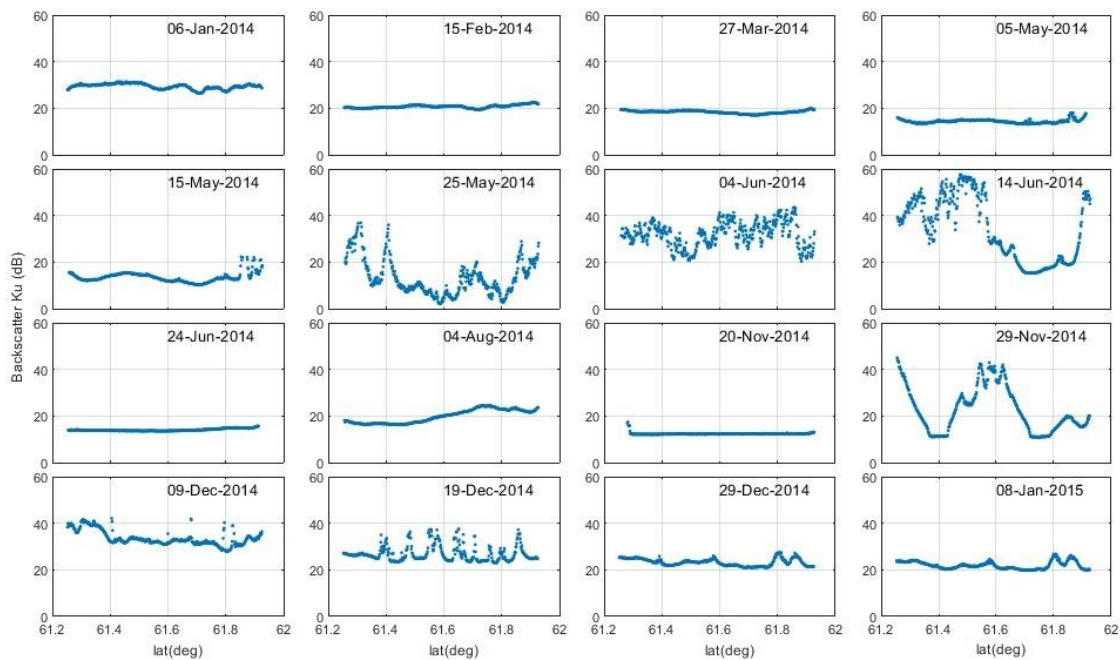
## **5.4. Results**

In the following sections, we will analyze variation in backscatter, peakiness, and average brightness temperature over the lakes under different surface conditions, *i.e.*, in presence of freshwater, ice, or a mixture of both. Results of the clustering process, and the estimation and validation of water levels are then presented.

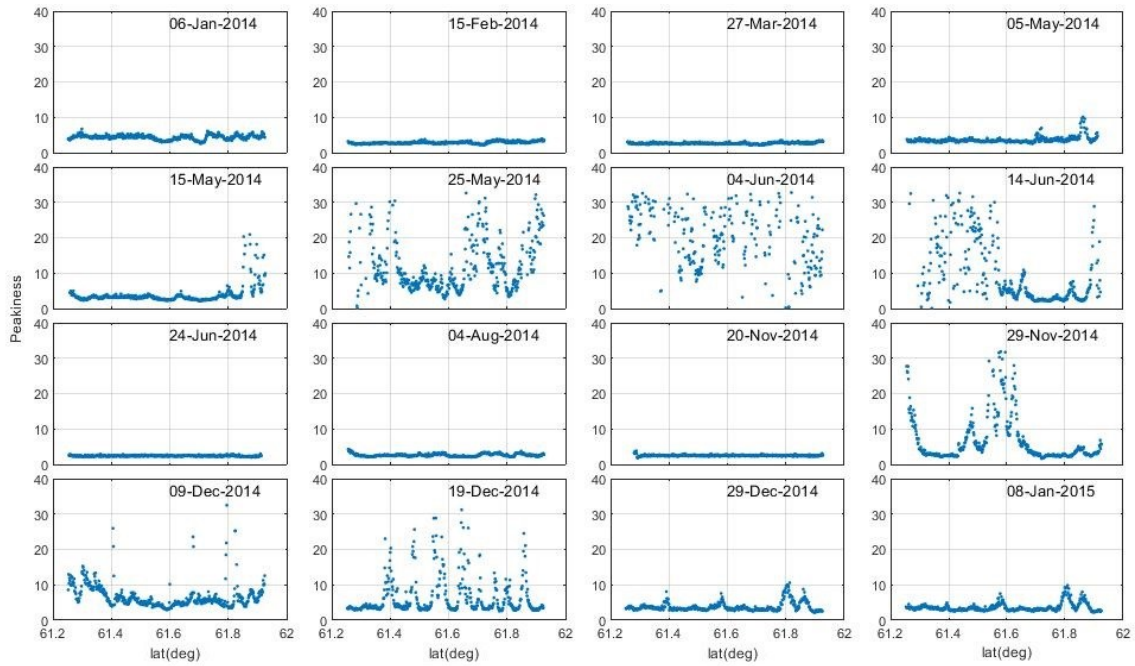


### 5.4.1. Temporal Evolution of Jason-2 Parameters

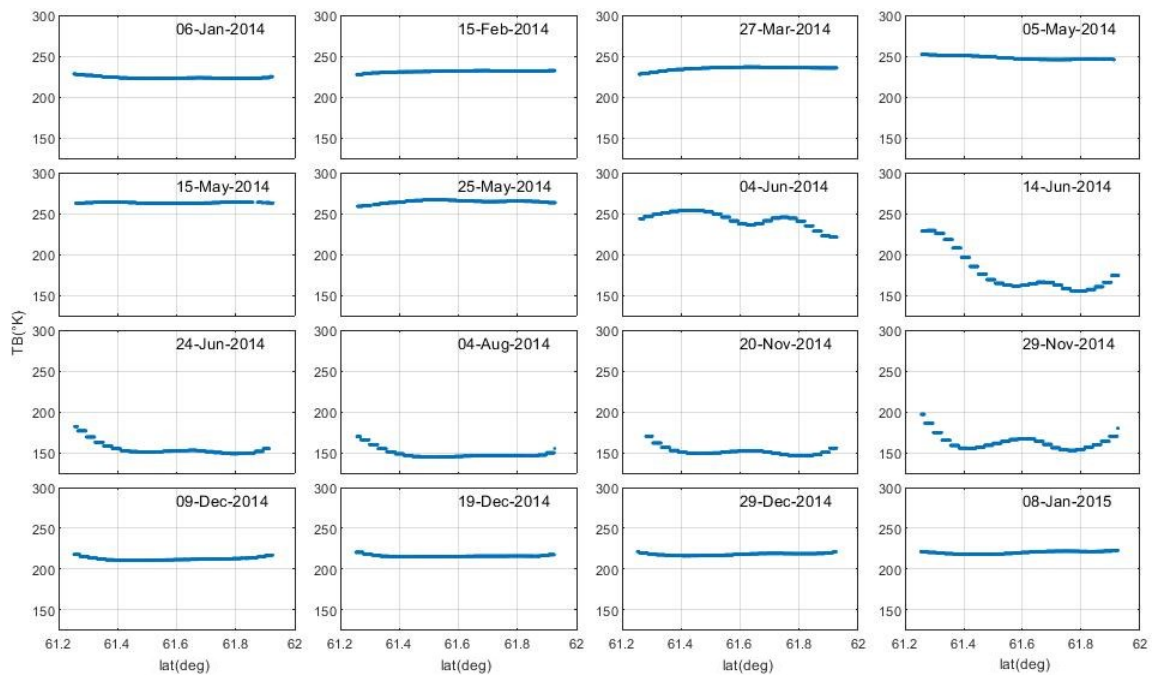
For illustrative purposes, the results of temporal variation in the three parameters are shown for the Great Slave Lake, for the Jason-2 track number 045. The period shown extends from 6 January 2014 (cycle 203) to 08 January 2015 (cycle 240). Figures 5.3, 5.4 and 5.5 represent the temporal profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature respectively. From January to mid-May, values of backscatter and peakiness are almost constant, *i.e.*, about  $22.2 \pm 3.4$  dB and  $3.1 \pm 0.56$ , respectively. From January to the end of May, average brightness temperatures are also quite stable over the lake surface, around  $231.8 \pm 52$  K. From the end of May to mid-June, both backscatter and peakiness exhibit large variations. The amplitude of these changes can reach 40 dB for backscatter, and 35 for peakiness. For the month of June, average brightness temperature was observed to decrease from  $265.2 \pm 93$  K to  $200.7 \pm 21$  K. From the end of June to the end of November, all three parameters exhibit almost constant values of  $17.1 \pm 6.41$  dB,  $4.1 \pm 4.17$ , and  $167.1 \pm 21.8$  K for backscatter, peakiness and average brightness temperature, respectively. In contrast to the average brightness temperature, the backscatter and peakiness observed in December show an along-track variability like in June.



**Figure 5.3. Profiles of backscatter along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014**



**Figure 5.4. Profiles of peakiness along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014**



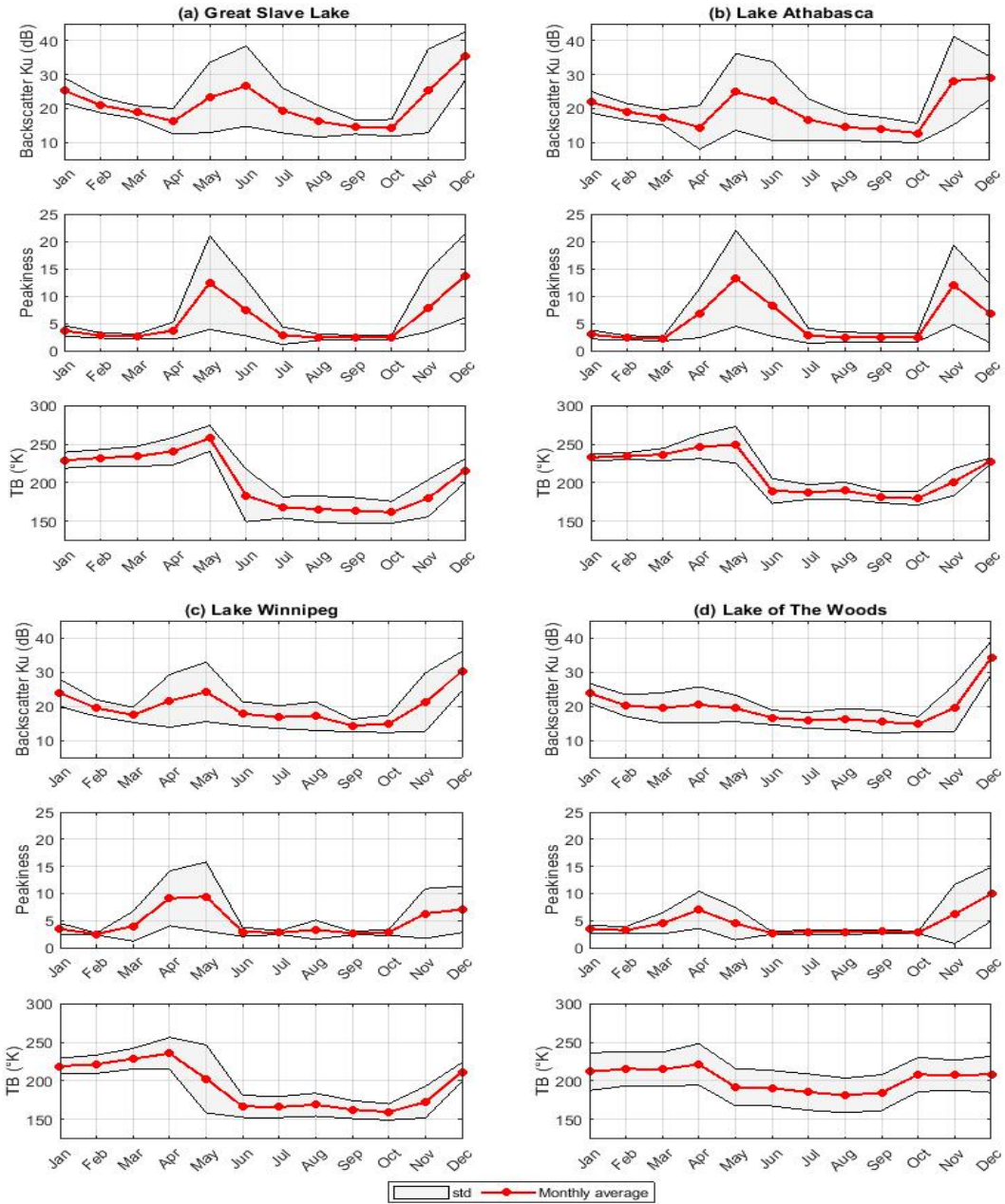
**Figure 5.5. Profiles of average brightness temperature along Jason-2 track 045 over Great Slave Lake from January to December 2014**

Temporal variation in backscatter, peakiness and average brightness temperature are closely related to the annual cycle of the lake surface states: presence of ice during winter, break up, open water, and freeze up. This agrees with previous work based on backscatter and average brightness temperature (Kouraev et al., 2004a, 2004b, 2007, 2008, 2015). To better illustrate and understand the behaviour of the different parameters, their monthly averages and standard deviations (STD) are computed from the mean value of parameters along ascending and descending tracks covering each water body. Results of the annual time series of these parameters are shown in Figure 5.6.

Behaviour similar to that depicted in Figures 5.3, 5.4 and 5.5 can be observed for each lake. These temporal variations are related to changes of state for the lake surfaces. The presence of ice corresponds to decreased values of backscatter, low values of peakiness, and high average brightness temperature. This is observed from January to the end of April for Great Slave Lake, from January to the beginning of April for Lake Athabasca, from January to mid-March for Lake Winnipeg, and from January to the beginning of March for Lake of the Woods. As expected, the decrease in the icy period moves southward. In this period, the values of peakiness are particularly stable, i.e, around the minimum.

During ice break up and ice melting phases, values of backscatter, peakiness and average brightness temperature reach their maxima, but they decrease quickly towards the minima after melting. This latter phase is observed from the beginning of May to mid-June for Great Slave Lake, from the middle of April to the middle June for Lake Athabasca, from the end of March to the beginning of June for Lake Winnipeg, and from mid-March to the end of May for Lake of the Woods.

In the presence of open water, the backscatter, peakiness and average brightness temperature are relatively stable around their minima until the date of ice formation. The open water phase lasts from the end of June to the end of October for Great Slave Lake, from mid-June to the end of October for Lake Athabasca, from the beginning of June to mid-November for Lake Winnipeg, and from the end of May to mid-November for Lake of the Woods.



**Figure 5.6. Monthly average (in red) and STD (in grey) time series of backscatter, peakiness and average brightness temperature corresponding to the period 8 September 2008 to 21 September 2016 and for all Jason-2 tracks that have a cross-section with (a) Great Slave Lake, (b) Lake Athabasca, (c) Lake Winnipeg and (d) Lake of the Woods**

The ice formation phase exhibits a behavior that is opposite to the ice break-up phase for the three parameters that were considered in this study. Freeze-up of ice is observed from

the beginning of November to the end of December for Great Slave Lake and Lake Athabasca, and from mid-November to the beginning of December for Lake Winnipeg and Lake of the Woods.

#### 5.4.2. Along-Track Clustering of Surface States of the Lakes

The results that are presented above suggest that it could be possible to determine the dates of ice formation and ice break-up automatically and, consequently, the presence of open water and ice over the lake surfaces using Jason-2 data. To do so, K-means and hierarchical clustering algorithms (see Section 5.3.3.2) were applied using the backscatter, peakiness and average brightness temperature parameters. Table 5.3 summarizes the results of the two clustering methods that were used to classify lake surface conditions over the four Canadian lakes that were considered.

**Table 5.3. Thresholds defined for each class depending upon the clustering technique. The centre of the class and associated deviation are indicated. The clusters 1, 2, 3, or 4 correspond to one of these classes: open water, ice cover, ice break-up, or ice freeze-up**

Lakes	Cluster	K-means			Hierarchical clustering		
		$\sigma^{\circ}$ (dB)	peakiness	$\overline{\text{TB}}$ (K)	$\sigma^{\circ}$ (dB)	peakiness	$\overline{\text{TB}}$ (K)
Great Slave Lake	1	17.1 (5.8)	2.7 (1.2)	165.6 (16.2)	17.3 (6.2)	2.8 (1.6)	165.6 (10.5)
	2	21.8 (6.1)	3.2 (1.4)	195.6 (29.4)	22.5 (6.5)	3.4 (1.6)	190.5 (29.2)
	3	32.6 (8.4)	9.2 (8.2)	255.2 (17.5)	32 (7.7)	7.3 (7.4)	251.5 (18.5)
	4	35.9 (11.7)	13.8 (8.3)	213.9 (11.8)	43.1 (5.3)	18.1 (6.2)	215.5 (11.1)
Lake Athabasca	1	15.2 (6.6)	2.4 (1.8)	172.8 (15.1)	15.6 (3.4)	3.7 (1.9)	172.8 (15.3)
	2	17.4 (8.1)	4.1 (4.1)	196.5 (18.5)	17.1 (3.7)	4.2 (2.1)	195.1 (18.2)
	3	39.6 (9.3)	10.3 (7.6)	259.3 (26.1)	37.7 (8.8)	7.7 (2.6)	248.1 (25.1)
	4	33.7 (8.2)	8.1 (5.5)	236.3 (27.5)	27.2 (8.5)	8.3 (2.3)	205.1 (25.2)

Lakes	Cluster	K-means			Hierarchical clustering		
		$\sigma^\circ$ (dB)	peakiness	$\overline{\text{TB}}$ (K)	$\sigma^\circ$ (dB)	peakiness	$\overline{\text{TB}}$ (K)
Lake Winnipeg	1	16.1 (5.6)	2.8 (1.8)	161.3 (26.1)	15.9 (5.2)	2.8 (1.8)	162.7 (27.1)
	2	17.6 (7.3)	3.5 (2.8)	184.5 (16.6)	18.8 (5.5)	3.8 (1.3)	185.7 (17.1)
	3	32.4 (7.4)	16.6 (6.1)	242.9 (28.8)	32.2 (7.5)	16.5 (2.9)	242.3 (29.2)
	4	34.2 (9.6)	12.1 (6.7)	216.5 (25.9)	34.1 (5.4)	15.8 (4.9)	216.8 (25.2)
Lake of the Woods	1	16.2 (7.7)	2.9 (1.1)	176.6 (14.2)	15.1 (2.3)	2.8 (1.4)	192.7 (16.9)
	2	15.4 (3.4)	2.9 (2.7)	196.7 (26.6)	17.1 (5.5)	2.9 (1.1)	174.1 (25.1)
	3	21.1 (4.1)	3.7 (6.1)	226.6 (28.1)	21.2 (5.5)	7.5 (1.8)	228.8 (11.1)
	4	32.6 (3.9)	7.3 (6.3)	248.5 (26.8)	31.8 (5.1)	4.8 (1.6)	234.4 (28.6)

Following the classification that was proposed in (Birkett, 1995; Cretaux *et al.*, 2017; Frappart *et al.*, 2006; Kouraev *et al.*, 2007, 2008) for subarctic lakes, we considered a total of four clusters to discriminate, which would classify the chosen lake surfaces in this study (ice cover, ice break up, ice formation, and open water).

Based upon the cluster centres of each class, given by each technique, thresholds were defined for the different surface states (see Section 5.3.3.2).

### 5.4.3. Clustering Analysis

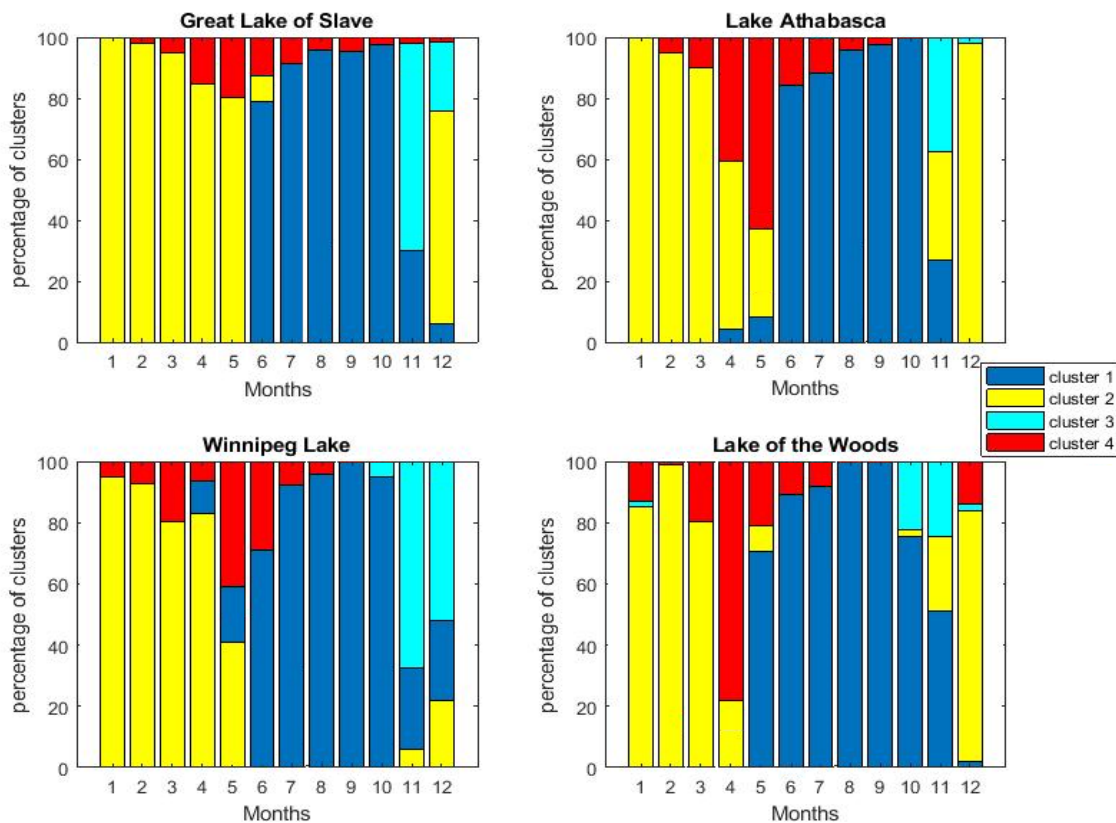
The objective criteria that had been chosen, *i.e.*, Silhouette and Calinski-Harabasz, were applied to evaluate the results obtained from the K-means and hierarchical clustering algorithms. Both criteria try to measure the separation between clusters with different perspectives (see Section 5.3.3.2).

The results that are presented in Table 5.4 show that the K-means algorithm performed slightly better than the hierarchical clustering technique according to both Silhouette and Calinski-Harabasz criteria. Silhouette and Calinski-Harabasz values are higher for K-

means compared to hierarchical clustering. This means that separation between clusters is greater using K-means for all selected water bodies.

**Table 5.4. Results of the silhouette and Calinski-Harabasz objective criteria for every lake.**

		<b>K-means</b>	<b>Hierarchical clustering</b>
<b>Great Slave Lake</b>	silhouette	0.78	0.72
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	3.63	3.32
<b>Lake Athabasca</b>	silhouette	0.78	0.73
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	1.55	1.50
<b>Lake Winnipeg</b>	silhouette	0.78	0.71
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	1.67	1.25
<b>Lake of the Woods</b>	silhouette	0.74	0.68
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	1.53	1.34



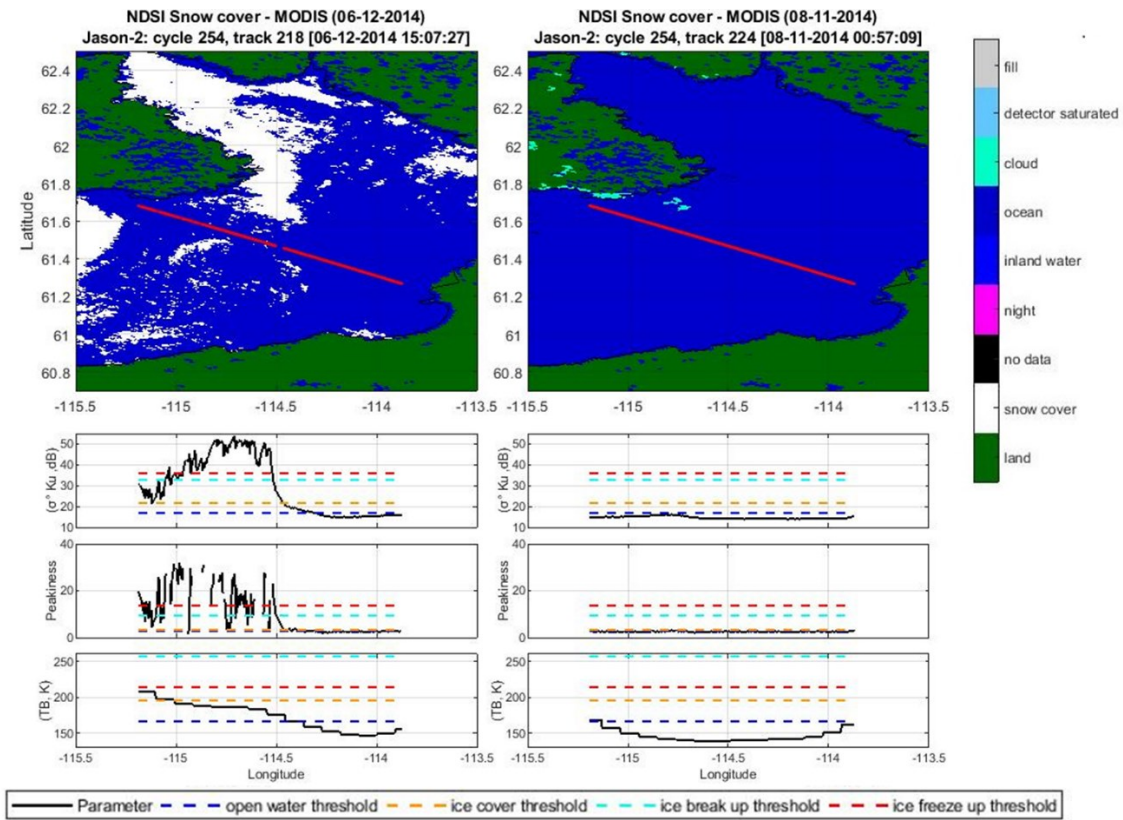
**Figure 5.7. Monthly mean distribution of the percentage of clusters occurring in each period for the different lakes that were considered (cluster 1: open water class; cluster 2: ice cover class; cluster 3: ice freeze-up class; and cluster 4: ice break-up class).**

Based upon its performance, the clustering results that were produced by the K-means algorithm were used in the rest of the study. Hence, for each lake, monthly percentages of each cluster were produced using the measurements that had been acquired on every Jason-2 track over 9 years. The results are compiled in Figure 5.7. Cluster 1, representing between 90 and 100% of the measurements acquired in summer period that is not visible during winter, can be associated with open water. In contrast, Cluster 2, which had exhibited the opposite distribution, can be associated with ice cover. Clusters 3 and 4, which were only present during spring and autumn, can be associated with ice freeze-up and break-up, respectively.

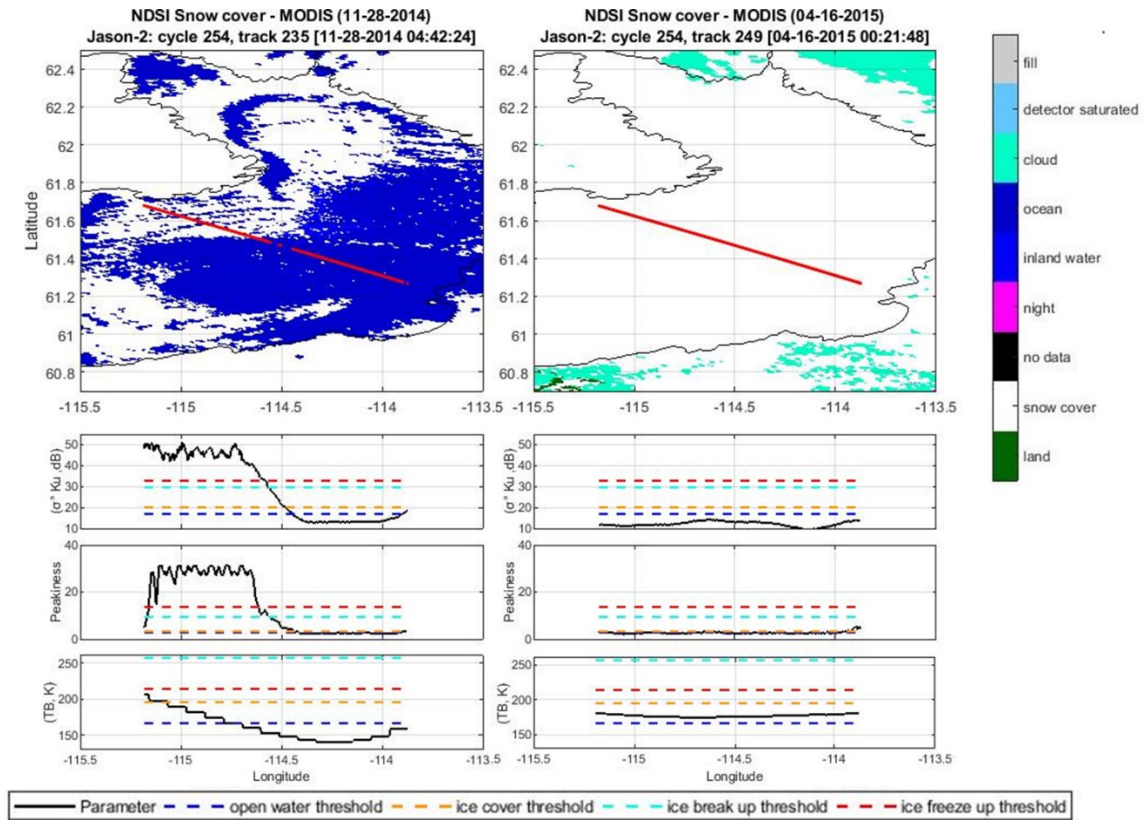
#### **5.4.4. Evaluation of the Thresholds using NDSI from MODIS**

To verify the accuracy of the thresholds that were used to discriminate between ice and water obtained by K-means, we used in situ condition of lake surfaces that were derived from the NDSI snow cover images. The along track measurements of backscatter, peakiness and average brightness temperature parameters were compared with the same date images of NDSI snow cover. Figure 5.8 and Figure 5.9 shows an example of the variations of ice cover that were determined using NDSI snow cover over Great Slave Lake and the corresponding along track profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature parameters that were obtained on the same date. For open water and ice cover, the comparison to NDSI snow cover confirmed the great capacity of the defined thresholds (Table 5.3) to classify the ground profiles of the three parameters provided by Jason-2. During the date of ice break-up (lake opening) on 12 June 2014 and the date of ice freeze-up (lake close-up) on 28 November 2014, the along-track variations of radar altimetry parameters over melting ice are close to thresholds of ice freeze-up (cluster 3) and ice break-up (cluster 4). On these dates, we observed a high degree of correspondence among the variations in backscatter, peakiness and average brightness temperature (delimited using the thresholds in Table 5.3) with the transitions (water-ice) seen along tracks. The different thresholds that were defined in the study proved to be efficient in discriminating between lake surface conditions. Therefore, they could be used to classify the measurements of the Jason-2 radar altimeter in terms of ice freeze-up, ice cover, ice melting, and open water for each lake.





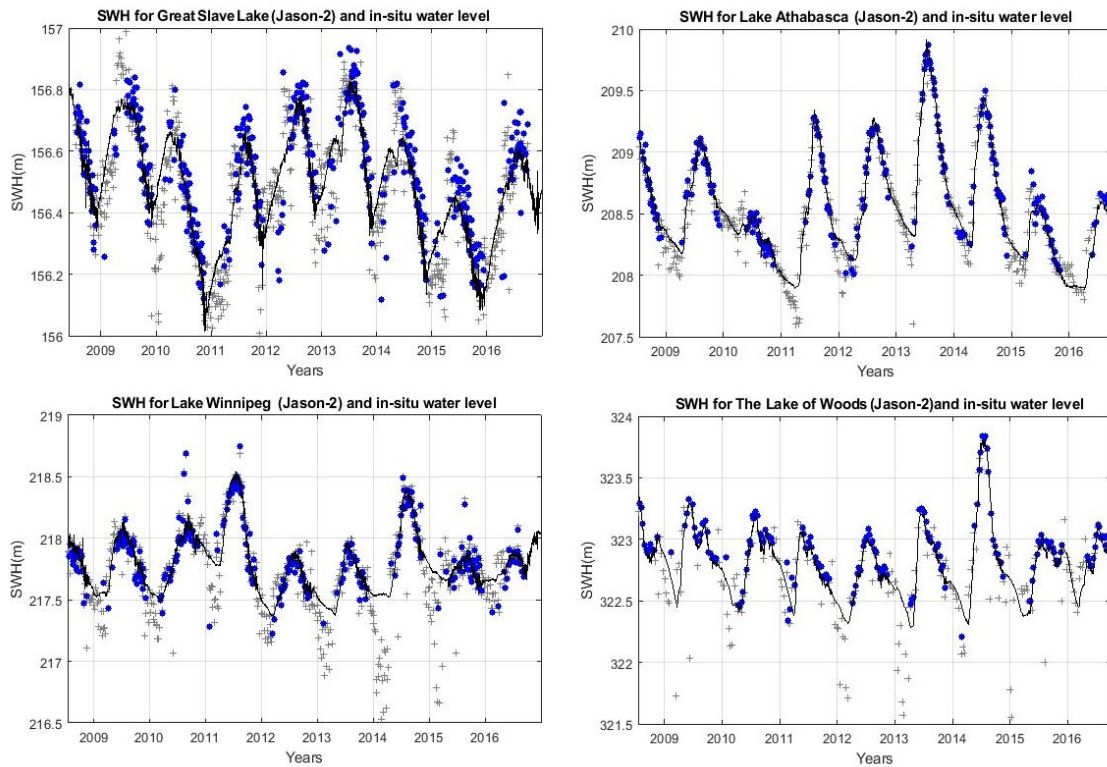
**Figure 5.8. Examples of NDSI snow cover images over Great Slave Lake at different dates of the ice cycle: ice break-up (12 June 2014) and open water (11 August 2014), ground profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature that were observed on the same dates under the thresholds of discrimination between ice and water**



**Figure 5.9. Examples of NDSI snow cover images over Great Slave Lake at different dates of the ice freeze-up (28 November 2014), and ice cover (16 April 2015); ground profiles of backscatter, peakiness and average brightness temperature that were observed on the same dates under the thresholds of discrimination between ice and water**

#### **5.4.5. Evaluation of Water Levels Estimated under Thresholds of Open Water**

Following clustering, the time series of lake levels along each altimetry track were obtained using (i) all data over the selected lakes using MAPS, and (ii) constraining the former selection to the open water cluster only. The resulting time series are presented in Figure 5.10, along with the temporal variation in water levels that were acquired by in situ gauge stations. The time series of water levels that were obtained using only measurements of the “open water” cluster exhibit temporal variations that were close to the in situ ones. This greater agreement is especially remarkable during freeze and thaw periods in autumn and spring, when the lake surface is partly frozen.



**Figure 5.10. Temporal variation of Surface Water Height obtained from Jason-2 on selected Lakes: results without thresholding method (grey crosses) and results with thresholding method (blue circles) versus in situ water level (black lines)**

Statistical comparisons (Pearson product-moment correlations, unbiased RMSE and bias) against in situ measurements are presented in Table 5.5. The number of match-ups between in situ and altimetry-based water stages ranges from more than 400 to a little bit less than 900 depending on the in-situ gauge station. Greater agreement between altimetry-based water levels and in situ measurements is found when only considering altimetry data from the open water cluster for all gauge stations that were considered over the different lakes. In this case, altimetry-based water levels exhibit very good agreement with in situ gauge records, with correlations  $r$  higher than 0.9 in most cases, unbiased RMSEs generally lower than 20 cm, and bias varying from 11.8 cm to 87.6 cm. These results are clearly better than those obtained when all clusters are considered together, where half of the lakes exhibit unRMSE errors that are well above 20 cm. Biases are also reduced in all cases when using only data acquired over open water.

**Table 5.5. Comparisons between altimetry-based water levels and in situ gauge records using Pearson product-moment correlations (r), unbiased root mean-square error terms, and bias**

Lake	Station Identification	Number of Match-ups	Estimator	Open Water Cluster	All Clusters
Great Slave Lake	07SB001	809	r	0.93	0.83
			unRMSE (cm)	9.1	11.1
			bias (cm)	45.8	49.1
	07OB002	897	r	0.94	0.84
			unRMSE (cm)	11.8	10.7
			bias (cm)	37	42
Lake Athabasca	07MC003	559	r	0.97	0.93
			unRMSE (cm)	11.3	18.7
			bias (cm)	87.6	91.2
Lake Winnipeg	05RE003	595	r	0.89	0.78
			unRMSE (cm)	16.4	22.1
			bias (cm)	14.5	38.4
	05SA003	535	r	0.83	0.74
			unRMSE (cm)	20.6	24.3
			bias (cm)	23.4	29.1
	05SG001	545	r	0.81	0.74
			unRMSE (cm)	20.8	24.7
			bias (cm)	34	38
Lake of the Woods	05PD029	401	r	0.9	0.61
			unRMSE (cm)	11.9	39.9
			bias (cm)	11.8	12.3

### 5.5. Discussion

This research showed how changes in lake surface states affected the measurements of both passive and active sensors onboard the Jason-2 satellite altimetry mission. This agrees with comprehensive analyses that were provided by previous studies based upon temporal variation in backscatter and average brightness temperature, respectively (Kouraev *et al.*, 2004a, 2004b, 2007, 2008, 2015). The present study goes further by automatically discriminating between the different states of lake surfaces. To do so, an unsupervised K-means clustering algorithm was proposed to discriminate between open water, ice freeze-up, ice and ice break-up, which are the four main cycling conditions of the lake surface in subarctic regions. More importantly, the algorithm uses not only the backscatter and the

average brightness temperature, but also the information on the shape of the altimetry waveform through the peakiness parameter.

Each of the three parameters (backscatter, peakiness, and average brightness temperature) shows a potential for distinguishing between the different lake surface states, according to Figures 5.3 to 5.6. However, larger deviations can be observed for backscatter and average brightness temperature than for peakiness. These variations are most likely due to: i) Differences in the lake surface covered by the radar and the microwave sensor from one track to another, which affects the average backscatter and average brightness temperature; or ii) Changes in lake surface conditions (e.g., changes in roughness that are induced by winds or rain from one cycle to another (Fu et Cazenave, 2001) or due to the presence of currents procuring slope of the lake surface (Sarmiento et Khan, 2010)), which modulate the backscattering value. Over the Great Slave Lake, up to 23.7 cm variability was observed in lake surface height along the altimeter tracks (Sarmiento et Khan, 2010).

In contrast, the peakiness parameter that is related to the shape of the waveform is less sensitive to the aforementioned factors. It is particularly stable in open water and ice cover conditions. The goal here was to identify the altimetry measurements corresponding to open water, and to improve the quality of water level estimates in the presence of ice (during freeze-thaw periods). As shown in Figures 5.3 to 5.6, the radar altimetry data that were acquired during these periods are contaminated by the presence of ice in the altimeter footprint. This situation causes changes in the waveform shape over large lakes, from an ocean-like waveform close to the Brown model (Brown, 1977) in the summer, to a peaky waveform during the winter (Wang *et al.*, 2019). The changes in shape and amplitude strongly affect backscatter, peakiness and the altimetry-based water level estimate. If the Ocean retracker is likely to provide good estimates of the water level during ice-free periods because the waveform shape is close to the ocean-one, it is likely to provide results with lower accuracy for peaky waveforms (see, for instance, (Frappart, *et al.*, 2006; Sulistioadi *et al.*, 2015; Yi *et al.*, 2013)). On the contrary, OCOG/Ice retracker was found to be very robust and is commonly used in the estimate of surface water over inland water bodies (*i.e.*, lakes, rivers and wetlands) (Frappart *et al.*, 2018; Frappart, *et al.*, 2006; Kim *et al.*, 2009; Medina *et al.*, 2008; Normandin *et al.*, 2018; Pfeffer *et al.*, 2014; Santos Da

Silva *et al.*, 2010; Sulistioadi *et al.*, 2015; Zakharova *et al.*, 2014). Moreover, water strongly absorbs microwave radiation, thereby producing a substantial decrease in average brightness temperature under open water conditions. K-means clustering that was applied to the three parameters appears to be sufficient for monitoring changes in surface states of the subarctic lakes.

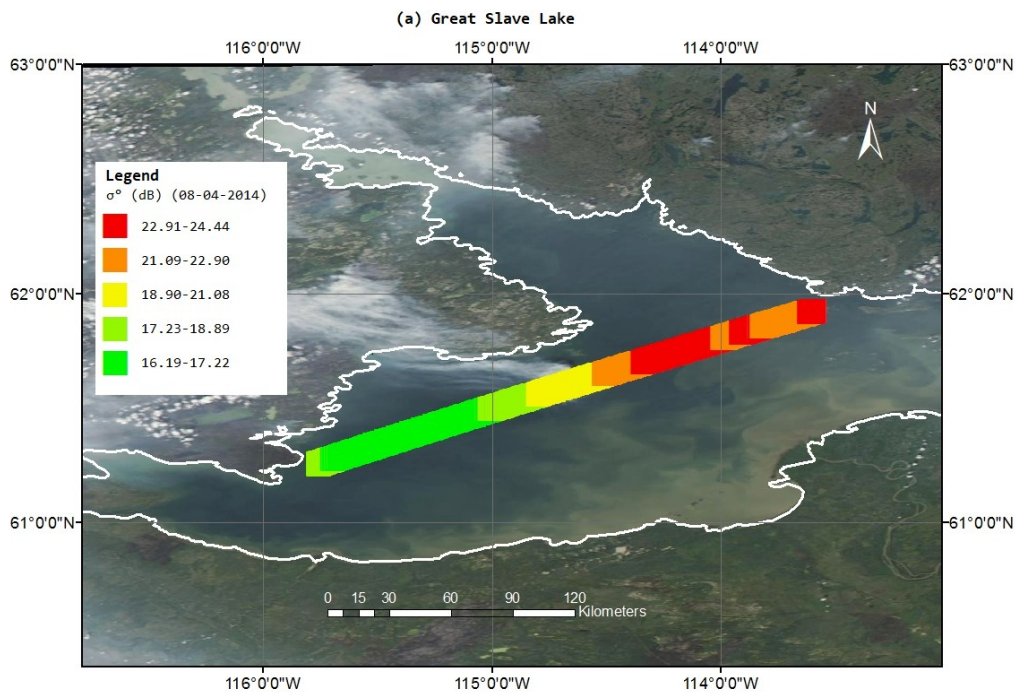
Figure 5.7 summarizes the mean annual distribution of surface states for each lake over the nine years that were considered. It clearly showed that open water cluster dominates during summer months (July, August, September, and October) as expected, and is also detectable during the dates of break-up (May or June) and freeze-up (November or December). Figure 5.10 and Table 5.5 demonstrate how the estimation of water level is improved following the use of the proposed approach. This is ascertained by the strong correlations that were obtained with comparisons with the in situ station measurements ( $r$  varying from 0.81 to 0.97). Developing the capacity to determine accurately water levels using satellite data, especially during ice break-up in the spring period, is of great importance for the prediction and management of eventual flood events.

Despite good performance of the clustering process, Figure 5.7 shows some misclassifications during the summer period (July to September) for all lakes. However, the presence of the other classes in the summer is less than 15%. Misclassifications might be attributed to variability in the Ku-band backscatter along the altimeter tracks over lake surfaces, as observed from Jason-2 data in Figure 5.6 and in previous studies (Okeowo *et al.*, 2017). Figure 5.11 shows examples of variations of backscatter along the altimeter tracks for the four selected water bodies during the summer period. Over Great Slave Lake, backscatter exceeded the threshold of ice cover at 20.23 dB on 04 August 2014. On 27 August 2014, backscatter reached the threshold of ice break-up at 32.45 dB over Lake Athabasca. Over Lake Winnipeg on 18 August 2014, the value of backscatter approached the threshold of ice melting and break-up at 32.16 dB. Finally, over Lake of the Woods, backscatter exceeded the value of ice break-up at 31.45 dB on 27 August 2014. These variations are above 6 dB over distances of several tens of km. As the measurements over the lake surface are acquired in less than a minute by the altimeter, only spatial variation in lake surface roughness can cause such large differences. Changes of roughness may

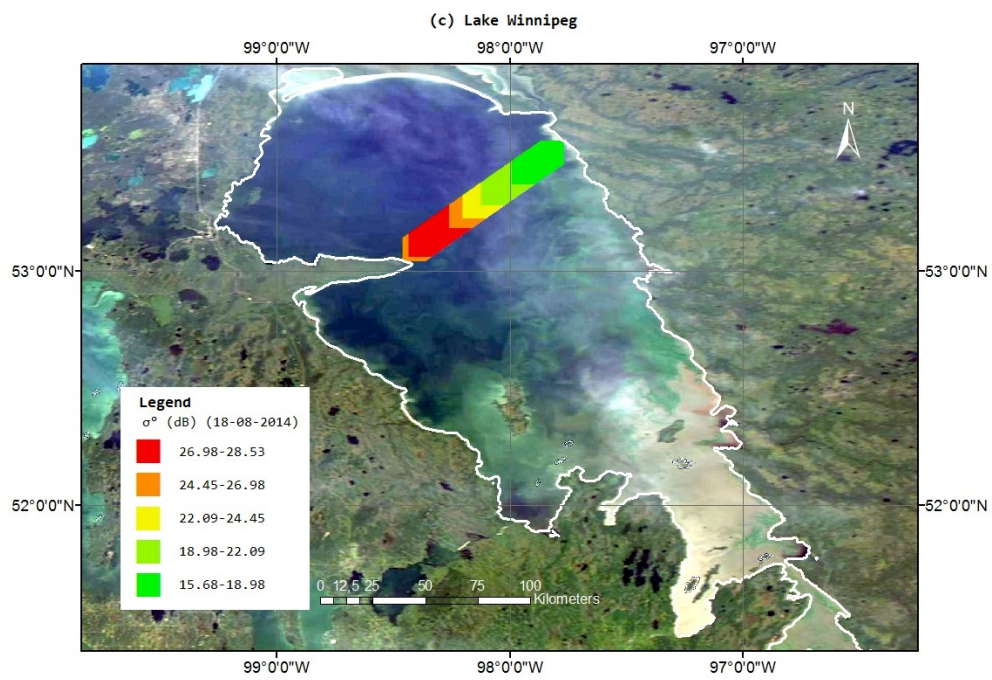
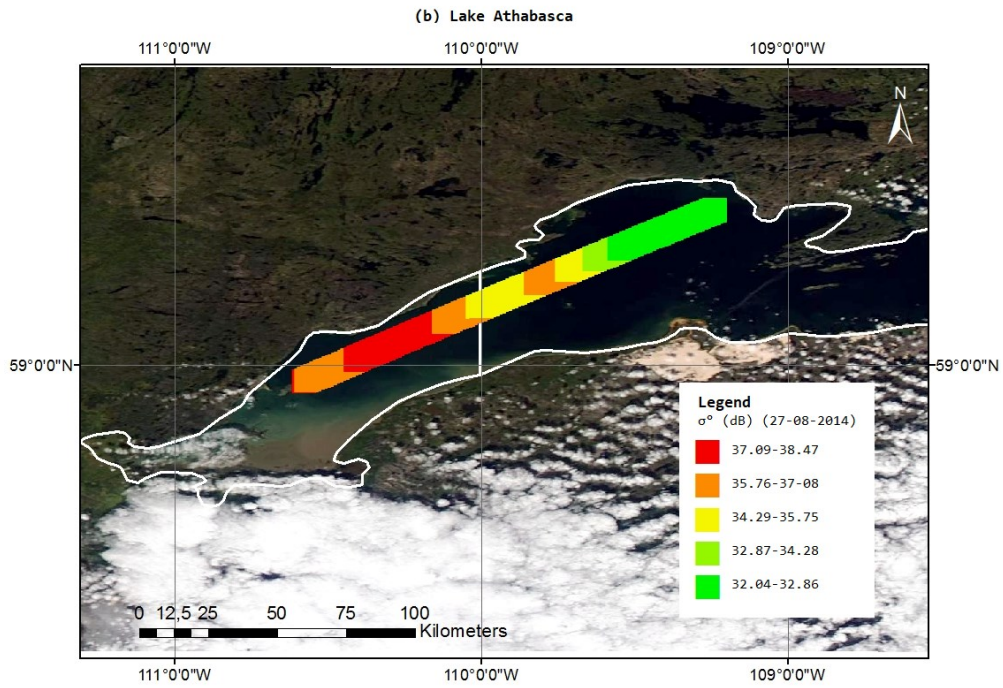


result from the effects of wind, rainfall on lake surfaces (presence of waves and attenuation due to rain, (Fu et Cazenave, 2001)), and lake circulation inducing slopes (Sarmiento et Khan, 2010).

To improve the classification results, other approaches could be tested in future studies. The application of supervised classification approaches, using NDSI from MODIS to discriminate between altimetry measurements over ice and open water to create the training samples, is likely to increase the efficiency of the clustering technique. Another possibility is the analysis of the radar altimetry waveform to detect the signature of open water and ice in the radar altimeter footprint. In a recent study, the signature of ice was detected in the waveforms from Sentinel-3A, a recently launched altimetry mission operating in SAR mode, with the presence of a secondary maximum (Shu *et al.*, 2020).

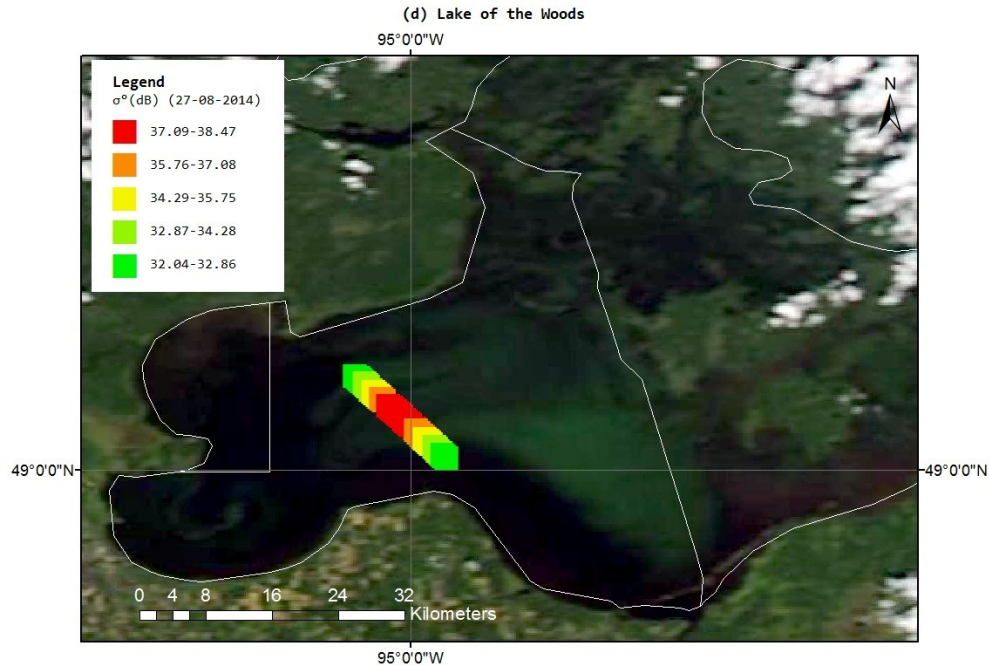


*Continuation of Figure 5.11*



*Continuation of Figure 5.11*





**Figure 5.11. Variations in backscatter ( $\sigma_0$ ) along the Jason-2 tracks over (a) Great Slave Lake during cycle 045 (4 August 2014), over (b) Lake Athabasca during cycle 095 (27 August 2014), over (c) Lake Winnipeg during cycle 195 (18 August 2014), and over (d) Lake of the Woods cycle 178 (27 August 2014)**

Even though Jason-2 can be considered as a good candidate for the monitoring of lakes and rivers due to its temporal repeat period of 10 days (Rybushkina *et al.*, 2014), it suffers from two major limitations: it does not cover the latitudes above  $66^\circ\text{N}$ , and the footprint diameter in the Ku-band is about 20 km when it operates in LRM. Other radar altimetry missions covering higher latitudes may offer better capabilities of providing continuous monitoring of continental water bodies in subarctic regions. For instance, SARAL, the first altimeter that has been operating in the Ka-band since 2013, has a much smaller footprint ( $\sim 8$  km) and a larger bandwidth (480 MHz) (Bonfond *et al.*, 2018). All of these characteristics lead to greater sensitivity to different surface conditions and provide a clearer identification of the different lake surface states (Kouraev *et al.*, 2015). Sentinel-3A and 3B have been operating in SAR mode with greater along-track spatial resolution. They already demonstrated very strong capabilities for better discriminating the surface states of the lakes (Shu *et al.*, 2020). Due to the coarse spatial coverage of altimetry ground-tracks, even at high latitudes, the monitoring of the subarctic lakes water levels would benefit the

combination of the data from the different altimetry missions operating simultaneously, not only from the 10 (Topex/Poseidon, Jason-1/2/3), 27 (Sentinel-3A and B) and 35 (ERS-1/2, ENVISAT, SARAL) -day repeat orbits, but also from Cryosat-2, first mission to operate in LRM, SAR, and SAR interferometry (SARin) modes, long-term (369 days) repeat orbit and from the lidar altimetry missions ICESat and ICESat-2. For these two latter missions, operating in the visible domain and not in the microwave ones, our approach would need to be adapted to the specific parameters describing the waveform. In a close future, with the launch of the wide-swath altimetry missions as Surface Water and Ocean Topography (SWOT), both the spatial and the temporal samplings of the subarctic lakes will increase.

## **5.6. Conclusion**

This study presents an efficient approach for automatically identifying the surface states (open water, freezing, ice presence and break-up) of subarctic lakes, based upon active and passive microwave measurements from the Jason-2 radar altimetry mission. The method is based upon unsupervised clustering using the backscattering coefficient, the peakiness, and the brightness temperature. The approach was applied to Jason-2 data that were acquired during the nominal phase of the mission (June 2008 – September 2016) over four Canadian freshwater lakes (Great Slave Lake, Lake Athabasca, Lake Winnipeg, Lake of the Woods), which experience ice coverage during colder months.

Strong discrimination of the four lake surface states (open water, freezing, ice presence and break-up) was found using the Silhouette coefficient and Calinski-Harabasz index. Better results were obtained with the K-means technique compared to hierarchical clustering. The K-means algorithm was then used to classify the lake surface conditions along the altimeter tracks during the study period. Overall, the approach is efficient for determining the dates of freezing and ice break of the subarctic lakes, despite some minor misclassifications. Comparisons of the estimated water level for the different lakes to in situ measurements show improved results when the approach is applied (increase in  $r$  up to 0.29, and a decrease in unbiased RMSE down to 28 cm). The proposed approach significantly improved water level estimates from radar altimetry, especially during the period of ice

break-up in the spring. Its implementation in global databases of radar altimetry-based water levels of lakes would improve the quality of the data made available to the hydrological community and may increase the interest for the use of these datasets for flood event prediction and management even at high latitudes.

**Author Contributions:** Conceptualization, J.Z., K.G., R.M., F.B., and F.F.; methodology, J.Z., K.G., F.B., and F.F.; software, F.B., and F.F.; validation, J.Z., K.G., F.B., and F.F.; formal analysis, J.Z., F.B., and F.F.; investigation, J.Z., F.B., and F.F.; resources, J.Z., F.B., and F.F.; data curation, J.Z., F.B., and F.F.; writing—original draft preparation, J.Z.; writing—review and editing, J.Z., K.G., R.M., F.B., and F.F.; visualization, J.Z.; supervision, K.G., R.M., F.B., and F.F. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

**Funding:** This research was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), and the Canadian Mitacs Globalink Program.

**Acknowledgments:** The authors thank the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), and the Canadian Mitacs Globalink Program for the financial support of this project, as well as the French space agency (Centre National d'Etudes Spatiales - CNES) through the TOSCA Hydroweb and OSTST PRIAM grants. The authors also thank CNES for supporting Jason-2 radar altimetry data, as well as Environment and Climate Change Canada for supporting hydrometric HYDAT data. We thank three anonymous Reviewers for their helpful comments on our manuscript.

## 5.7. References

- Ault, T. W., Czajkowski, K. P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., Templin, M. et Gross, C. (2006) Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment*, vol. 105, n°4, p. 341-353.
- Baup, F., Frappart, F. et Maubant, J. (2014) Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, n°5, p. 2007-2020.

- Birkett, C. M. (1995) The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n°C12, p. 25179–25204.
- Birkett, C. M. (1998) Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, vol. 34, n°5, p. 1223-1239.
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P. et Watson, C. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 83.
- Brown, G. (1977) The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 25, n°1, p. 67-74.
- Calinski, T. et Harabasz, J. (1974) A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics - Theory and Methods*, vol. 3, n°1, p. 1-27.
- Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L.-L. et Callahan, P. S. (2001) Chapter 1 Satellite Altimetry. *in Academic Press (dir.), Satellite Altimetry, International Geophysics*, 1-131 p.
- Crétaux, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S. et Benveniste, J. (2017) Hydrological Applications of Satellite Altimetry Rivers, Lakes, Man-Made Reservoirs, Inundated Areas. *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*, Boca Raton, FL : Taylor & Francis, 2017. : CRC Press, 459-504 p.
- Dumont, J.-P., Rosmorduc, V., Carrere, L., Picot, N., Bronner, E., Couhert, A., Desai, S., Bonekamp, H., Figa, J., Lillibridge, J. et Scharroo, R. (2015) OSTM / Jason-2 Products Handbook, Toulouse, 74 p.
- ESA (2007) ENVISAT RA2/MWR Product Handbook. RA2/MWR Products User Guide, European Space Agency, Paris, 384 p.
- Frappart, F., Biancamaria, S., Normandin, C., Blarel, F., Bourrel, L., Aumont, M., Azemar, P., Vu, P.-L., Le Toan, T., Lubac, B. et Darrozes, J. (2018) Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake. *Science of The Total Environment*, vol. 636, p. 1520-1533.

- Frappart, F., Calmant, S., Cauhlope, M., Seyler, F. et Cazenave, A. (2006) Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, n°2, p. 252-264.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F. et Cazenave, A. (2006) Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, n°2, p. 252-264.
- Frappart, F., Fatras, C., Mouglin, E., Marieu, V., Diepkilé, A. T., Blarel, F. et Borderies, P. (2015) Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, vol. 83-84, p. 96-110.
- Fu, L. L. et Cazenave, A. (2001) *Satellite altimetry and Earth sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. (Geophysics International, Dir.) Oceanography (69<sup>e</sup> éd.). San Diego : Academic Press, 477 p.
- Hall, D. K., Riggs, G. A. et Salomonson, V. V. (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 54, n°2, p. 127-140.
- Hamilton, A. S. et Moore, R. D. (2012) Quantifying Uncertainty in Streamflow Records. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, vol. 37, n°1, p. 3-21.
- Hartigan, J. A. et Wong, M. A. (1979) Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm. *Source: Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, vol. 28, n°1, p. 100-108.
- Kim, J. W., Lu, Z., Lee, H., Shum, C. K., Swarzenski, C. M., Doyle, T. W. et Baek, S. H. (2009) Integrated analysis of PALSAR/Radarsat-1 InSAR and ENVISAT altimeter data for mapping of absolute water level changes in Louisiana wetlands. *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, n°11, p. 2356-2365.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, Nelly M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2004a) Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data. *Journal of Marine Systems*, vol. 47, n°1-4, p. 89-100.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, N.M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2004b) Synergy of active and passive satellite microwave data for the study of first-year sea ice in the Caspian and Aral seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 42, n°10, p. 2170-2176.

- Kouraev, A. V., Semovski, S. V., Shimaraev, M. N., Mognard, N. M., Légrésy, B. et Remy, F. (2007) The ice regime of Lake Baikal from historical and satellite data: Relationship to air temperature, dynamical, and other factors. *Limnology and Oceanography*, vol. 52, n°3, p. 1268-1286.
- Kouraev, A. V., Shimaraev, M. N., Buharizin, P. I., Naumenko, M. a., Crétaux, J.-F., Mognard, N., Légrésy, B. et Rémy, F. (2008) Ice and Snow Cover of Continental Water Bodies from Simultaneous Radar Altimetry and Radiometry Observations. *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n°4-5, p. 271-295.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E. a., Rémy, F. et Suknev, A. Y. (2015) Study of Lake Baikal Ice Cover from Radar Altimetry and In-Situ Observations. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 477-486.
- Lambin, J., Morrow, R., Fu, L.-L., Willis, J. K., Bonekamp, H., Lillibridge, J., Perbos, J., Zaouche, G., Vaze, P., Bannoura, W., Parisot, F., Thouvenot, E., Coutin-Faye, S., Lindstrom, E. et Mignogno, M. (2010) The OSTM/Jason-2 Mission. *Marine Geodesy*, vol. 33, n°sup1, p. 4-25.
- Laxon, S. W. et Rapley, C. G. (1987) Radar altimeter data quality flagging. *Advances in Space Research*, vol. 7, n°11, p. 315-318.
- Lin, P., Yang, Z. L., Cai, X. et David, C. H. (2015) Development and evaluation of a physically-based lake level model for water resource management: A case study for Lake Buchanan, Texas. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 4, p. 661-674.
- Medina, C. E., Gomez-Enri, J., Alonso, J. J. et Villares, P. (2008) Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and in-situ measurements in a subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, n°9, p. 3604-3617.
- Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L. et Thibaut, P. (2010) Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook. 64 p.
- Michailovsky, C.-I., McEnnis, S., Berry, P., Smith, R. et Bauer-Gottwein, P. (2012) River monitoring from satellite radar altimetry in the Zambezi River basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, p. 2181-2192.
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A. T., Marieu, V., Mougín, E., Blarel, F., Lubac, B., Braquet, N. et Ba, A. (2018) Evolution of the Performances of Radar Altimetry Missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta. *Remote Sensing*, vol. 10, n°6, p. 833.

- Okeowo, M. A., Lee, H., Hossain, F. et Getirana, A. (2017) Automated Generation of Lakes and Reservoirs Water Elevation Changes From Satellite Radar Altimetry. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 10, n°8, p. 3465-3481.
- Pavelsky, T. M. et Smith, L. C. (2004) Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup observed with MODIS and AVHRR time series. *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, n°3, p. 328-338.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. et Factor, J. K. (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 117, n°B4, p. 1-38.
- Peacock, N. R. et Laxon, S. W. (2004) Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, vol. 109, n°7, p. C07001.
- Pfeffer, J., Seyler, F., Bonnet, M. P., Calmant, S., Frappart, F., Papa, F., Paiva, R. C. D., Satgé, F. et Silva, J. S. Da (2014) Low-water maps of the groundwater table in the central Amazon by satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n°6, p. 1981-1987.
- Prowse, T., Alfredsen, K., Beltaos, S., Bonsal, B., Duguay, C., Korhola, A., McNamara, J., Vincent, W. F., Vuglinsky, V. et Weyhenmeyer, G. A. (2011) Arctic Freshwater Ice and Its Climatic Role. *AMBIO*, vol. 40, n°S1, p. 46-52.
- Prowse, T. D. et Ommanney, C. S., (1990) Northern hydrology: Canadian perspectives. (National Hydrology Research Centre, Dir.). Institut national de recherche en hydrologie (Canada), Saskatchewan, 308 p.
- Riggs, G. A., Hall, D. K. et Salomonson, V. V. (2006) MODIS snow products user guide to collection 5. *Digital Media*, vol. 6, p. 1-80.
- Rokach, L. et Maimon, O. (2005) Clustering Methods. *Data Mining and Knowledge Discovery Handbook*, New York: Springer-Verlag, p. 321-352.
- Rousseeuw, P. J. (1987) Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, vol. 20, p. 53-65.
- Rybushkina, G., Troitskaya, Y. et Soustova, I. (2014) Ice cover determination of the Volga and the Don River reservoirs on the base of Jason-2 satellite observations. *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Quebec, p. 149-152.

- Saitta, S., Raphael, B. et Smith, I. F. C. (2008) A comprehensive validity index for clustering. *Intelligent Data Analysis*, vol. 12, n°6, p. 529-548.
- Santos Da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G. et Mansur, W. J. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, n°10, p. 2160-2181.
- Sarmiento, S. E. et Khan, S. D. (2010) Spatial–Temporal Variability of Great Slave Lake Levels From Satellite Altimetry. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 7, n°3, p. 426-429.
- Shu, S., Liu, H., Beck, R. A., Frappart, F., Korhonen, J., Xu, M., Yang, B., Hinkel, K. M., Huang, Y. et Yu, B. (2020) Analysis of Sentinel-3 SAR altimetry waveform retracking algorithms for deriving temporally consistent water levels over ice-covered lakes. *Remote Sensing of Environment*, vol. 239, p. 111643.
- Stammer, D. et Cazenave, A. (2017a) *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. CRC Press. Boca Raton, FL, 618 p.
- Sulistioadi, Y. B., Tseng, K.-H., Shum, C. K., Hidayat, H., Sumaryono, M., Suhardiman, A., Setiawan, F. et Sunarso, S. (2015) Satellite radar altimetry for monitoring small rivers and lakes in Indonesia. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n°1, p. 341-359.
- Tseng, K.-H., Shum, C. K., Yi, Y., Fok, H. S., Kuo, C.-Y., Lee, H., Cheng, X. et Wang, X. (2013) Envisat Altimetry Radar Waveform Retracking of Quasi-Specular Echoes over the Ice-Covered Qinghai Lake. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 24, n°4-1, p. 615.
- Vincent, W. F., Daniel, M., Reinhart, P., Isabelle, L., Muir, D. C. G., Young, K. L. et Bégin, Y. (2012) Chapter 4. Freshwater resources in a changing environment. *In* Allard, M. and Lemay, M. (eds) *Integrated Regional Impact Studies*, Quebec, p. 137-155.
- Wang, H., Chu, Y., Huang, Z., Hwang, C. et Chao, N. (2019) Robust, Long-term Lake Level Change from Multiple Satellite Altimeters in Tibet: Observing the Rapid Rise of Ngangzi Co over a New Wetland. *Remote Sensing*, vol. 11, n°5, p. 558.
- Wingham, D. J. et Rapley, C. G. (1986) New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS'86 Symposium 8–11 Sept. 1986*, Ref. ESA SP-254. Zurich: 1339–1344 p.



Yi, Y., Kouraev, A. V., Shum, C. K., Vuglinsky, V. S., Crétaux, J.-F. et Calmant, S. (2013)  
The Performance of Altimeter Waveform Retrackerers at Lake Baikal. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 24, n°4-1, p. 513.

Zakharova, E. A., Kouraev, A. V., Rémy, F., Zemtsov, V. A. et Kirpotin, S. N. (2014)  
Seasonal variability of the Western Siberia wetlands from satellite radar altimetry. *Journal of Hydrology*, vol. 512, p. 366-378.

## 5.8. Appendix

The OCOG retracking algorithm approach consists of approximating the radar altimetry waveform with a rectangle which has the same center of gravity as the waveform (Wingham *et al.*, 1986). The rectangle is characterized by the three following parameters – center of gravity (COG), amplitude (A) and width (W):

$$\text{COG} = \frac{\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} ny^2(n)}{\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} y^2(n)} \quad (5.9)$$

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} y^4(n)}{\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} y^2(n)}} \quad (5.10)$$

$$W = \frac{(\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} y^2(n))^2}{\sum_{n=1+\text{aln}}^{n=N-\text{aln}} y^4(n)} \quad (5.11)$$

where N is the total gate number, aln is the number of gates in the beginning and the ending of the waveform which are not considered, and y(n) is the power of the n<sup>th</sup> gate.

The leading edge point (LEP) is given by:

$$\text{LEP} = \text{COG} - 0.5 W \quad (5.12)$$

The peakiness (PP), which provides information on the waveform shape, is computed as the ratio of the maximum power (highest bin value) to the accumulated echo power above the retracking point (Peacock et Laxon, 2004). It is computed as follows:

$$\text{PP} = \frac{P_{\max} \times N_{\text{right}}}{\sum_{i=1}^{N_{\text{WF}}} P_i} \quad (5.13)$$

where NWF is the total number of the waveform gates, and N<sub>right</sub> is a number of points to the right from the tracking point (*i.e.*, above the retracking point).

## **6. CHAPITRE 6 : UTILISATION CONJOINTE DES OBSERVATIONS ALTIMÉTRIQUES ET RADIOMÉTRIQUES DU SATELLITE SARAL/ALTIKA POUR L'AMÉLIORATION DES ESTIMATIONS DE NIVEAUX D'EAU DES ETENDUES D'EAU CONTINENTALES SOUMISES A L'ENGLACEMENT**

### **6.1. Présentation du chapitre**

Dans le chapitre précédent, nous avons développé et validé une approche automatique pour discriminer entre les mesures altimétriques de l'eau libre et les différentes formes de couverts de glace à partir des données du satellite Jason-2. Son application a permis d'améliorer les estimations des niveaux d'eau sur les plans d'eau subarctiques étudiés. Dans ce chapitre 6, nous adoptons la même démarche pour voir dans quelle mesure l'estimation des niveaux d'eau pourrait être améliorée en utilisant cette fois-ci les données de SARAL/Altika, plutôt que Jason-2. SARAL/Altika fonctionne en bande Ka avec une taille d'empreinte au sol et une résolution temporelle différentes de celle de Jason-2. Ainsi, l'approche a été adaptée en définissant de nouveaux seuils de détection de l'eau libre et de la glace. Les seuils de l'eau libre sont ensuite appliqués pour définir des mesures valides permettant une meilleure estimation des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel.

Ce chapitre a été préparé sous forme d'un article court (*Letter*). Il n'est pas encore soumis à une revue, mais le sera très prochainement dans *Remote Sensing Letters*. Le contenu est présenté en français dans les pages qui suivent. Cependant, pour des fins d'allègement du manuscrit de thèse, les parties méthodologiques qui se retrouvent dans le chapitre précédent ont été référées et non reproduites intégralement.

## **Utilisation conjointe des observations altimétriques et radiométriques du satellite SARAL/Altika pour l'amélioration des estimations de niveaux d'eau des étendues d'eau continentales soumises à l'englacement**

**Résumé :** Le satellite SARAL/Altika possède des caractéristiques innovantes par rapport aux autres satellites altimétriques, comme Envisat, Topex/Poseidon, ou Jason, 1-2-3. La bande de fréquence Ka (35,7 GHz) utilisée par le satellite SARAL/Altika fournit une empreinte au sol à taille réduite et un meilleur échantillonnage le long de la trace, ce qui est mieux adapté pour la surveillance des étendues d'eau continentales. Dans les régions subarctiques, ces eaux continentales connaissent des périodes de gel et de dégel au cours de l'année. L'hétérogénéité de la surface au cours de ces périodes affecte grandement l'estimation des niveaux d'eau par le satellite SARAL/Altika. Cette étude a pour but d'améliorer les estimations des niveaux d'eau issue des données SARAL/Altika en présence de glace partielle durant les périodes de gel et de dégel. Quatre plans d'eau subarctiques ont été étudiés au Canada, incluant le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg et le lac des Bois. L'utilisation simultanée des observations altimétriques en bande Ka (coefficient de rétrodiffusion et Peakiness) et radiométriques (température de brillance) dans un processus de classification non supervisée a permis d'établir des clusters définissant les seuils de discrimination de l'eau libre et de la glace. Deux algorithmes simples (K-moyen et regroupement hiérarchique) ont été évalués pour une bonne distinction entre les clusters. Cette opération a permis de retenir l'algorithme K-moyen. Les seuils obtenus ont été validés en effectuant une comparaison des résultats avec les produits *Normalized-Difference Snow Index* (NDSI) et les composés colorés issus de *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Les seuils obtenus pour l'eau libre ont ensuite été appliqués le long des traces altimétriques du satellite SARAL/Altika afin de déterminer les niveaux d'eau. Les résultats démontrent une amélioration substantielle. Ainsi, les corrélations calculées entre les estimations issues de l'approche et les mesures *in situ* ont augmenté de  $\sim 0,8$  à plus de 0,9. Les erreurs unRMSE et les biais ont été considérablement réduits de plus de 10 cm.

**Mots clés:** Eaux continentales couvertes de glace; niveau d'eau; coefficient de rétrodiffusion; peakiness; température de brillance; clustering; SARAL/Altika, MODIS.

**Abstract:** SARAL/Altika satellite technology has innovative characteristics compared to other altimetry missions (e.g. Envisat, Topex/Poseidon, Jason, 1-2-3). This technology operates in Ka band (35.7 GHz) allowing a small footprint and better along-track sampling, which is better adapted to monitoring continental water bodies. Despite these advantages, the presence of a heterogeneous surface such as ice over the water bodies influences the accuracy of measurements of water levels derived from this technology. The aim of this study is to enhance water level estimations extracted from SARAL/Altika satellite data during freeze-up and break-up periods. Four subarctic water bodies in Canada have been studied: Great Slave Lake, Lake Athabasca, Lake Winnipeg, and Lake of the Woods. The simultaneous use of passive and active microwave satellite data in a clustering process allows the creation of clusters that define the limits of discrimination between open water and ice. Two simple clustering algorithms (K-means and Hierarchical Clustering) were considered and compared in the study. Following this operation K-means was chosen, as it provided better discrimination between clusters. Color composites and Normalized-Difference Snow Index (NDSI) products from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) were used to evaluate the results of the K-mean clustering approach. Threshold values found for Open water clusters were applied along the SARAL/Altika altimeter tracks to improve water level estimates. As a result, r-correlations between estimated water levels from the approach and *in-situ* water levels improved substantially from  $\sim 0.8$  to greater than 0.9. Furthermore, unRMSE errors and biases between water-level time series were reduced by more than 10 cm.

**Keywords:** Freshwater ice cover; water level; backscatter; peakiness; brightness temperature; clustering; SARAL/Altika, MODIS.

## 6.2. Introduction

Le satellite SARAL/Altika a été lancé en 2013 par le Centre National d'Études Spatiales français (CNES) et l'agence spatiale indienne *Indian Space Research Organisation* (ISRO) pour assurer la continuité de la surveillance des surfaces océaniques, des zones côtières et des eaux de surface continentales, en suivant la même trajectoire que le satellite Envisat. Cette technologie possède des particularités techniques qui permettent d'obtenir des estimations plus précises que les autres satellites altimétriques en mode basse

résolution *Low Resolution Mode* (LRM), tel que Topex/Poseidon, Jason, 1-2-3, *etc.* L'utilisation de la bande de fréquence Ka par le satellite offre une empreinte au sol à taille réduite ( $\sim 8$  km) bénéfique pour l'étude des eaux continentales. Malgré le défi lié à sa résolution temporelle de 35 jours, plusieurs études considèrent que les caractéristiques du satellite SARAL/Altika sont mieux adaptées à l'hydrologie des étendues d'eau continentales que celles des plateformes précédentes (Arsen *et al.*, 2015; Bonnefond *et al.*, 2018; Chander et Ganguly, 2017; Frappart *et al.*, 2015b; Ghosh *et al.*, 2015; Schwatke *et al.*, 2015a; Ziyad *et al.*, 2020a).

Cependant, sur les étendues d'eau caractérisées par la présence de couverts de glace, le potentiel du satellite SARAL/Altika est réduit pendant les périodes de gel et de dégel, à cause de l'hétérogénéité de la surface échantillonnée à l'intérieur de l'empreinte au sol (Ziyad *et al.*, 2020a). Comme démontré par ces auteurs, la précision des mesures altimétriques du satellite SARAL/Altika varie considérablement en fonction de la variation saisonnière de l'évolution des couverts de glace. Par exemple, au cours des périodes marquées par la fonte de la glace, les précisions sont relativement plus faibles (erreur  $\text{unRMSE} \geq 10$  cm, avec un coefficient  $r \leq 0,9$ ) sur la majorité des plans d'eau couverts de glace d'une superficie inférieure à  $3000 \text{ km}^2$ .

L'étude de Ziyad *et al.* (2020b) a montré que l'application d'une approche discriminant l'eau libre et la glace dans ses différentes formes à l'aide des observations actives et passives de Jason-2 permettait d'améliorer l'estimation des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel. Cette approche consiste à définir automatiquement les seuils de détection des points de mesure de l'eau libre, de la glace pure et de la glace de transition (eau-glace) en combinant le coefficient de rétrodiffusion et la peakiness dérivés des formes d'onde, et les températures de brillance micro-ondes passives. Les seuils de l'eau libre sont ensuite appliqués le long des traces altimétriques afin d'éliminer les points de mesure renseignant sur le mélange eau-glace pendant les périodes de gel et de dégel.

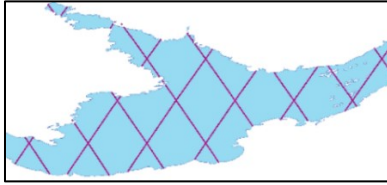
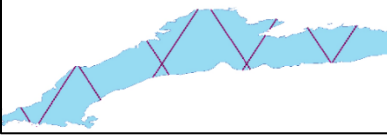


Ici, la même approche est adoptée pour corriger l'effet de l'hétérogénéité de la surface échantillonnée sur les estimations des niveaux d'eau à partir des mesures altimétriques issues du satellite SARAL/Altika. Ainsi, de nouveaux seuils adaptés aux données du satellite ont d'abord été définis. Quatre étendues d'eau ont été sélectionnées pour cette

étude : le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg et le lac des Bois. Ces plans d'eau ont des caractéristiques différentes en matière de taille, de position géographique, et de périodes de formation et de fonte des couverts de glace (Ziyad *et al.* 2020b).

### 6.3. Données et Méthodologie

L'amélioration des estimations des niveaux d'eau issues des données SARAL/Altika sur les quatre plans d'eau subarctiques susmentionnés suit les mêmes étapes méthodologiques présentées dans le chapitre précédent (voir la section 5.3.3). Le Tableau 6.1 présente les caractéristiques orbitales des traces altimétriques du satellite SARAL/Altika couvrant les plans d'eau étudiés.

**Tableau 6.1. Caractéristiques orbitales du satellite SARAL/Altika sur les lacs étudiés**

Lacs (Superficie km <sup>2</sup> )	SARAL/Altika (Numéro des traces)		Pas de temps après combinaison entre les passes AD* (jours)	Traces altimétriques
	Ascendant	Descendant		
Grand Lac des Esclaves (27 200)	0570, 0026, 0484, 0112,	0123, 0753, 0953, 0581, 0209, 0667	~5 jours	
Lac Athabasca (7 850)	0140, 0684, 0598	0409, 0953, 0495, 0867	~ 6 jours	
Lac Winnipeg (24 514)	0826, 0740, 0282	0437, 0981	~ 7 jours	
Lac des Bois (4 348)	0482	0351, 0895	~ 18 jours	

\*AD : Ascendantes et Descendantes

Les données altimétriques utilisées pour réaliser cette recherche sont tirées de la base de données *Geophysical Data Record* (GDR) du satellite SARAL/Altika. Elles couvrent la période entre mars 2013 et juin 2016. Il s'agit des mesures actives en bande Ka (coefficient de rétrodiffusion et Peakiness) et des mesures passives (température de brillance à 23,8 et 37 GHz) utilisées pour discriminer entre l'eau libre et les différentes formes de glace. À celles-ci s'ajoutent les mesures altimétriques qui sont utilisées pour estimer le niveau d'eau, c'est-à-dire la portée corrigée par l'algorithme de retraitement, les corrections atmosphériques et géophysiques, et la hauteur du géoïde. L'ensemble de ces données sont collectées sur chaque point de mesure observé le long des traces altimétriques (ascendante et descendante) couvrant l'ensemble des étendues d'eau sélectionnées. Les données sur les traces ascendantes et descendantes sont combinées pour améliorer les résolutions temporelles de la série temporelle des mesures dérivées du satellite SARAL/Altika. Cette combinaison offre une meilleure couverture spatiale et temporelle des plans d'eau de large taille (Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, et lac Winnipeg), permettant ainsi d'avoir une série temporelle de mesures altimétriques avec un pas de temps quasi hebdomadaire, voir Tableau 6.1. Le lac des Bois est faiblement couvert par les traces ascendantes et descendantes, ce qui a donné une série temporelle des mesures altimétriques avec un pas de temps de 18 jours.

Ici, l'algorithme de retraitement utilisé pour construire les séries temporelles des niveaux d'eau correspond à l'algorithme de retraitement le plus adapté pour l'estimation des niveaux d'eau, selon les résultats obtenus par l'étude de Ziyad *et al.* (2020a) présentés au chapitre 4. Ainsi, l'algorithme de retraitement ICE-1 est sélectionné pour estimer les niveaux d'eau du Grand lac des Esclaves, du lac Athabasca et du lac des Bois, tandis que l'algorithme SEA-ICE est sélectionné pour le Lac Winnipeg (voir le Tableau 4.14 du chapitre 4).

Les données hydrométriques *in situ* des niveaux d'eau sont dérivées des mêmes stations hydrométriques utilisées dans l'étude de Ziyad *et al.* (2020b) sur le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg et le lac des Bois. Ces données sont collectées à partir de la base des données hydrométriques *Hydrological Data Archive* (HYDAT). HYDAT fournit les mesures hydrométriques journalières sur les stations *in-situ* en toutes

saisons. La série temporelle des mesures hydrométriques exploitée dans cette étude couvre la période d'acquisition du satellite SARAL/Altika entre le 15 mars 2013 et le 26 juin 2016. La méthodologie suit le même schéma méthodologique proposé pour les données Jason-2, comme présenté dans l'étude de Ziyad *et al.* (2020b) (voir chapitre 5). Un processus de prétraitement est appliqué à l'aide de l'outil *Multi-mission Altimetry Processing Software* (MAPS) sur l'ensemble des données SARAL/Altika pour éliminer les points de mesures le long des traces altimétriques dérivées des surfaces fortement hétérogènes (ilots, berges, végétation, *etc.*). Par la suite, les données actives (coefficient de rétrodiffusion et peakiness) et passives (température de brillance moyenne entre 23,8 et 37 GHz) du satellite SARAL/Altika sont intégrées dans un processus de classification non supervisée par partitionnement des données (*clustering*) pour déterminer les limites des clusters définissant la nature de la surface échantillonnée par le satellite. Deux approches de *clustering* ont été testées : K-moyen (Hartigan et Wong, 1979) et Regroupement hiérarchique *Hierarchical Clustering* (HC) (Rokach et Maimon, 2005). Le choix de la valeur K clusters pour K-moyen est obtenu à partir de la méthode d'Elbow (Thorndike, 1953) et les limites de la définition des clusters pour HC sont effectuées par la méthode du dendrogramme.

L'analyse de la performance des deux approches de *clustering* (K-moyen et Regroupement hiérarchique) est réalisée, par la suite, par les deux techniques d'évaluation : Silhouette (Rousseeuw, 1987) et Calinski-Harabasz (Calinski et Harabasz, 1974). La technique de la Silhouette mesure la similitude d'un objet avec son propre cluster par rapport d'autres clusters. La valeur de la Silhouette est comprise entre -1 et +1, où la valeur 1 indique que l'objet est attribué à son propre cluster et mal adapté au cluster voisin et la valeur -1 indique que l'objet est plus proche du cluster voisin que du cluster qui lui est attribué. L'indice Calinski-Harabasz évalue la dispersion entre les clusters et les interclusters, où un indice élevé indique une meilleure performance (Calinski et Harabasz, 1974).

Après avoir sélectionné la meilleure approche de *clustering*, les seuils caractérisant chaque état de surface (eau libre, la glace pure et la glace de gel et de dégel) sont définis à partir de leurs valeurs centrales et les écarts types associés. Une évaluation de seuils obtenus est réalisée à l'aide de l'indice de la neige NDSI\_Snow\_Cover dérivé des produits MODIS



(Hall *et al.*, 1995; Riggs *et al.*, 2006). Seul le seuil de l'eau libre est utilisé, par la suite, pour définir les points de mesures valides pour construire les séries temporelles des niveaux d'eau. Une évaluation des séries temporelles des niveaux d'eau résultantes de l'application du seuil de l'eau libre est réalisée par rapport aux mesures *in situ* à l'aide des métriques suivantes : Coerrlation de Person ( $r$ ), RMSE non biaisé (unRMSE) et le biais. Pour chaque plan d'eau, deux séries temporelles des niveaux d'eau sont interprétées : la série temporelle prétraitée à l'aide de l'outil MAPS et la série temporelle résultante de l'application du seuil de l'eau libre seulement.

## 6.4. Résultats

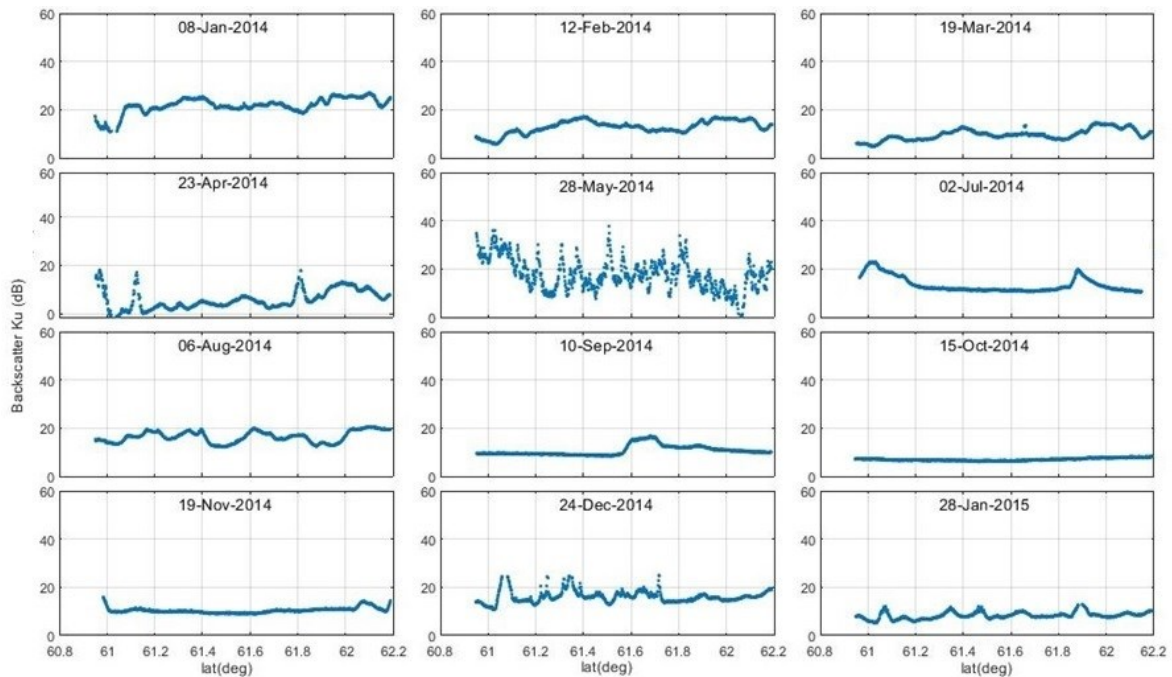
### 6.4.1. Variations temporelles des paramètres altimétriques et radiométriques

L'évolution temporelle des trois paramètres obtenus par le satellite altimétrique SARAL/Altika (coefficient de rétrodiffusion, Peakiness, et température de brillance moyenne ( $\overline{TB}$ )) est montrée à titre d'exemple sur le Grand Lac des Esclaves. La période concernée est entre le 08 janvier 2014 (trace 8) et le 28 janvier 2015 (trace 19) du cycle 0570. Les figures 6.1, 6.2 et 6.3 présentent les profils temporels des trois paramètres respectivement.

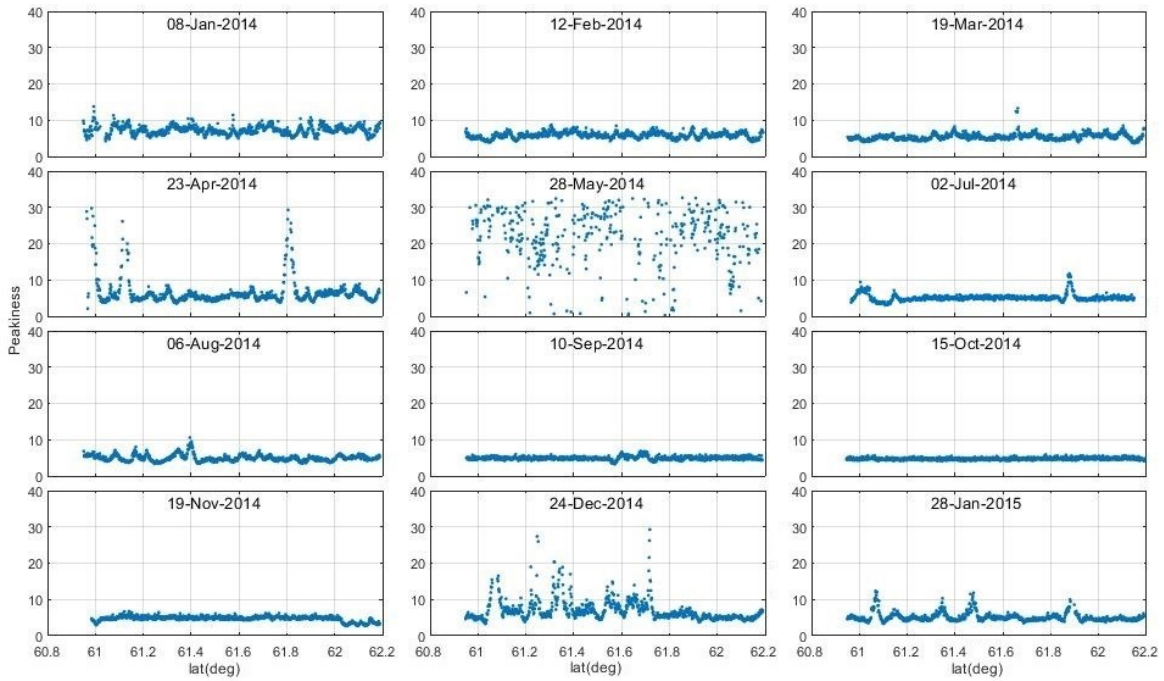
Les paramètres altimétriques et radiométriques étudiés montrent une grande sensibilité à la variation de l'état de surface sur le Grand Lac des Esclaves en fonction de l'évolution des glaces du lac. En effet, du mois de janvier à la fin de mois d'avril, les valeurs du coefficient de rétrodiffusion et du Peakiness varient faiblement autour des intervalles des valeurs faibles de  $12,4 \pm 8,5$  dB et  $6,36 \pm 4,2$ , respectivement. Les valeurs de la TB sont relativement stables autour des valeurs de  $243,4 \pm 15,2$  K. En revanche, pendant la période de dégel en 2014 (incluant le 28 mai 2014), les valeurs du coefficient de rétrodiffusion et du Peakiness montrent une grande variabilité le long de la trace altimétrique. Cela s'explique par la forte hétérogénéité de la surface échantillonnée par le satellite, étant donné le mélange eau-glace. Dans cette période, les valeurs de la température de brillance demeurent constantes autour de ses valeurs maximales et faiblement affectées par le mélange eau-glace. Les valeurs obtenues varient entre  $26,6 \pm 9,7$  dB pour le coefficient de rétrodiffusion, entre  $24,2 \pm 7,7$  pour la Peakiness et entre  $267,6 \pm 12,7$  K pour la TB.

Pendant les mois marqués par la présence de l'eau libre dans le lac (juillet, août, septembre, octobre et novembre), les trois paramètres enregistrent des valeurs quasi constantes faibles de coefficient de rétrodiffusion ( $11,1 \pm 7,7$  dB), Peakiness ( $5,1 \pm 1,5$ ), et TB ( $161,5 \pm 12,7$  K). Le même contraste obtenu en mai 2014 est observé en décembre 2014 pour les trois paramètres issus des données altimétriques, à cause de l'installation progressive du gel.

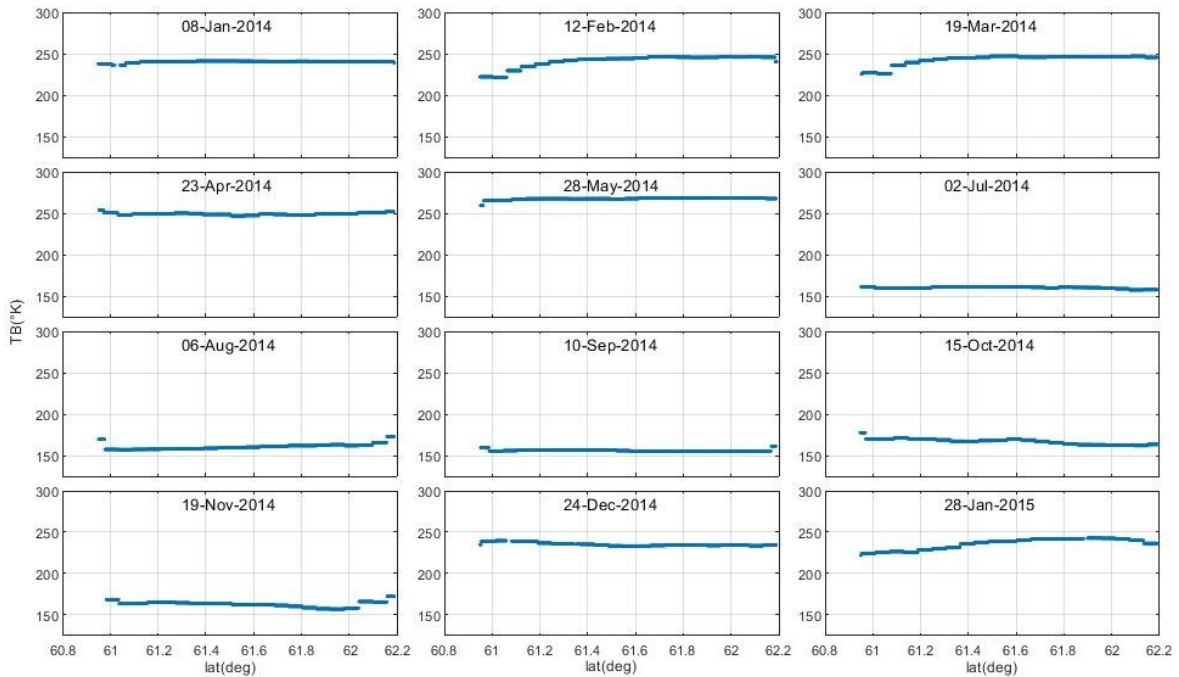
Afin de mieux comprendre la relation entre l'évolution des trois paramètres dérivés du satellite SARAL/Altika et l'évolution des couverts de glace, les moyennes mensuelles et les écarts types (STD) associés sur la période comprise entre mars 2013 et juin 2016 sont calculés à partir des valeurs de ces paramètres le long des traces ascendantes et descendantes couvrant les quatre lacs étudiés (Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, et lac Winnipeg, lac des Bois). Les résultats de cette analyse multidates sont illustrés dans la Figure 6.4.



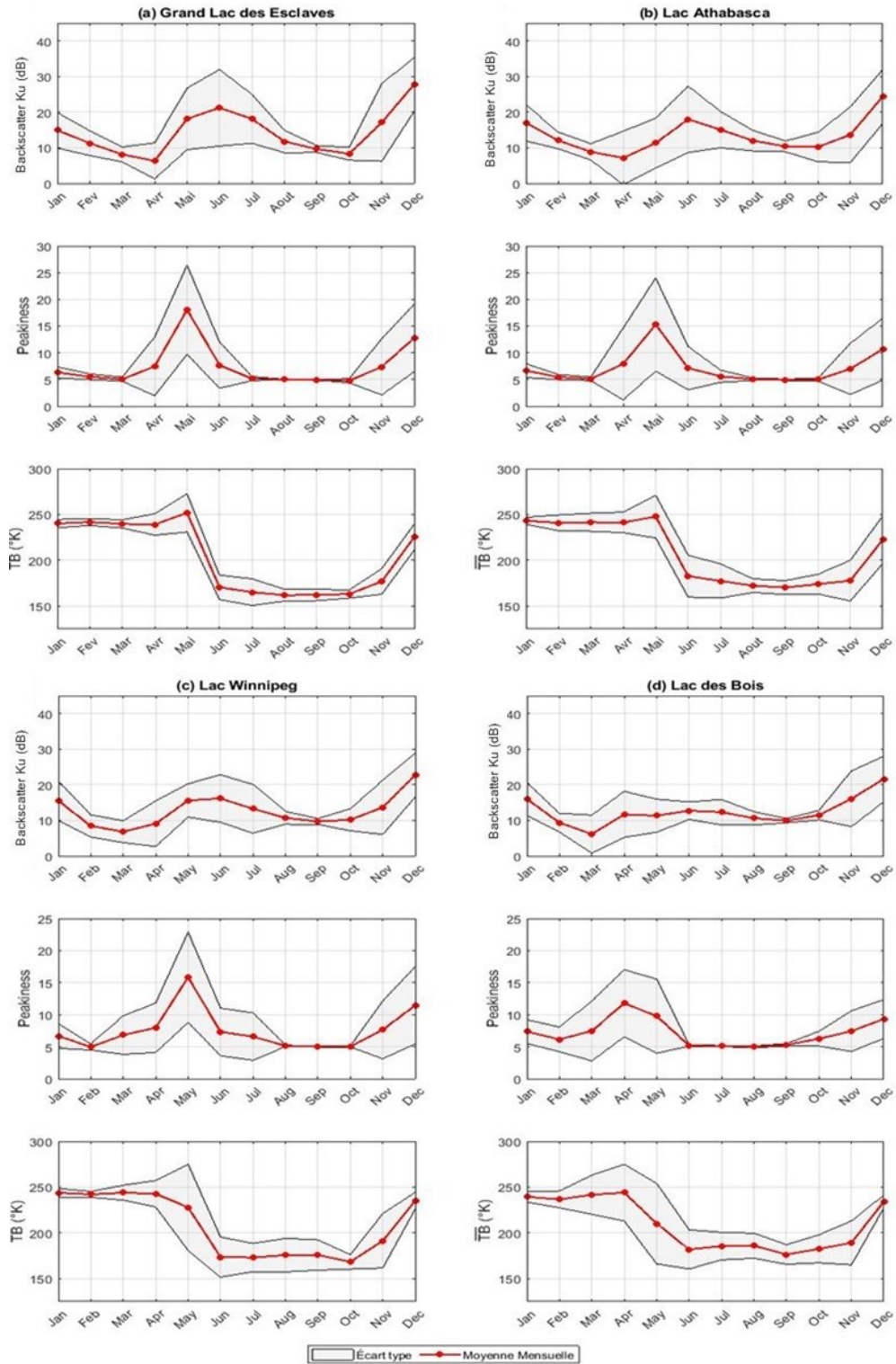
**Figure 6.1. Valeurs de la rétrodiffusion (dB) en bande Ka le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Grand Lac des Esclaves**



**Figure 6.2. Valeurs du Peakiness le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Grand Lac des Esclaves**



**Figure 6.3. Valeurs de la température de brillance TB (Kelvin) moyenne le long du cycle 0570 du satellite SARAL/Altika de janvier 2014 au janvier 2015 sur le Jason-2 et SARAL/Altika**



**Figure 6.4. Moyennes mensuelles et écarts types associés aux paramètres étudiés pendant la période de recouvrement du SARAL/Altika entre 2013 et 2016 sur le Grand Lac des Esclaves, le lac Athabasca, le lac Winnipeg, et le lac des Bois**

La présence de la glace pure peut entraîner une diminution des valeurs du coefficient de rétrodiffusion et de la Peakiness vers des valeurs inférieures à 18 dB et 9, respectivement, ainsi qu'une augmentation de la TB vers des valeurs de 250 K. Pendant les périodes de la fonte et la dégradation des glaces, les trois paramètres peuvent atteindre des valeurs supérieures à 25 dB, 12, et 260 K, respectivement, puis une baisse vers des valeurs minimales indiquant la fin de la fonte des glaces. Pendant les périodes d'eau libre, le coefficient de rétrodiffusion continue sa diminution vers les valeurs faibles autour de 10 dB, tandis que la Peakiness et la TB restent stables autour des valeurs inférieures à 6 et 200 K, respectivement, jusqu'à la date du début de la formation des glaces. Au cours de la saison d'installation des glaces, les valeurs des trois paramètres augmentent rapidement vers des valeurs supérieures à 18 dB, 12, et 220 K, manifestant une forte hétérogénéité liée au mélange eau-glace. Après cette période, les valeurs du coefficient de rétrodiffusion et du Peakiness baissent vers des valeurs inférieures à 14 dB et 6, respectivement, tandis que la TB continue d'augmenter vers des valeurs d'environ 250 K, indiquant la présence de glace pure.

#### **6.4.2. Définition des seuils de détection de la glace et de l'eau le long des traces altimétriques**

Comme indiqué dans la méthodologie (Section 6.3) deux approches de partitionnement (K-moyen et Regroupement hiérarchique) ont été évaluées pour définir les clusters observés en fonction de l'évolution des couverts de glace sur plans d'eau étudiés. Leurs résultats montrent que la valeur optimale de K cluster est de 4 ( $K = 4$ ) pour l'ensemble des lacs étudiés (voir les annexes 6.1 à 6.4). Ces valeurs résultats sont en conformité avec les observations de l'étude de Ziyad *et al.* (2020b) qui rapporte également 4 clusters.

Les Figures 6.5, 6.6, 6.7 et 6.8 présentent les résultats obtenus des deux approches de partitionnement avec  $K = 4$  sur les quatre lacs. Le coefficient de rétrodiffusion et la température de brillance moyenne  $\overline{TB}$  sont utilisés dans des graphiques à deux dimensions pour illustrer les clusters.

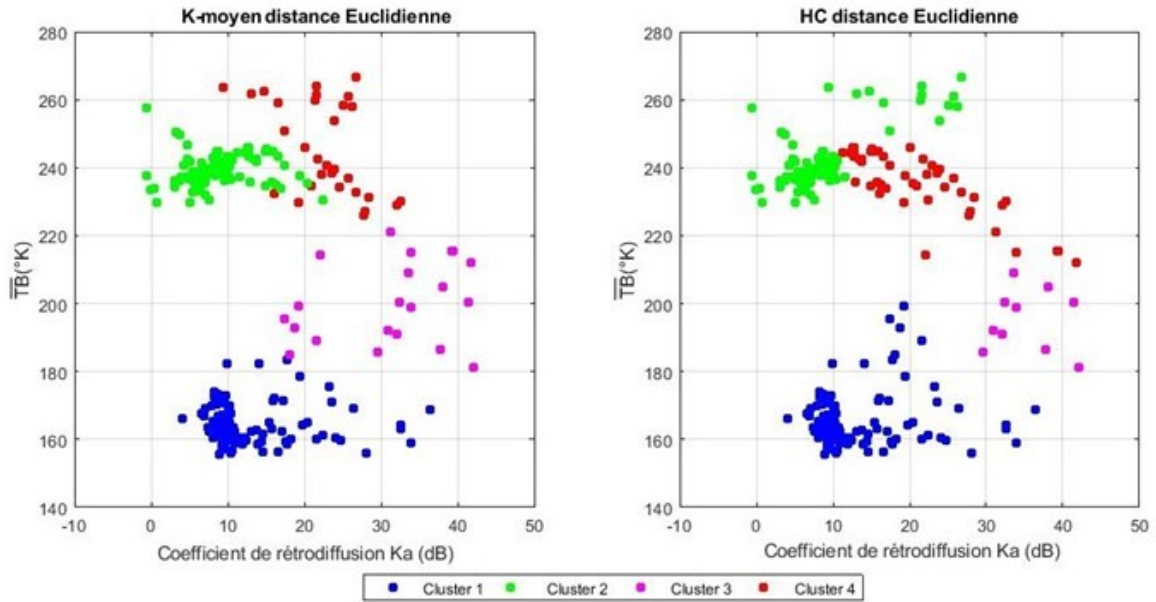


Figure 6.5. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le Grand Lac des Esclaves

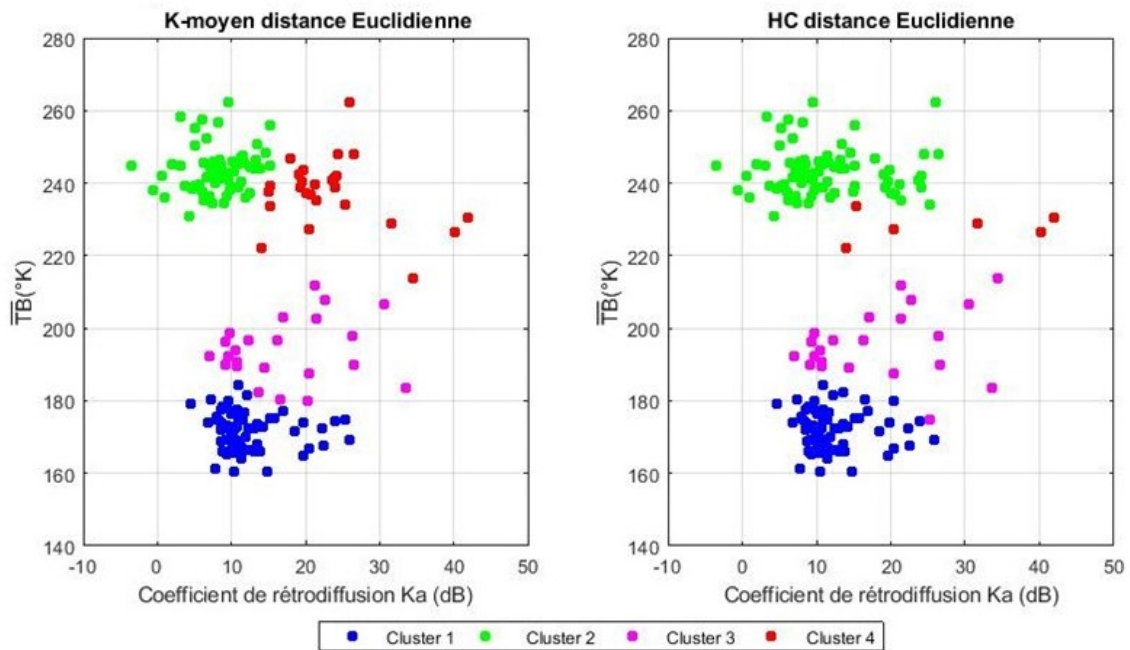


Figure 6.6. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac Athabasca



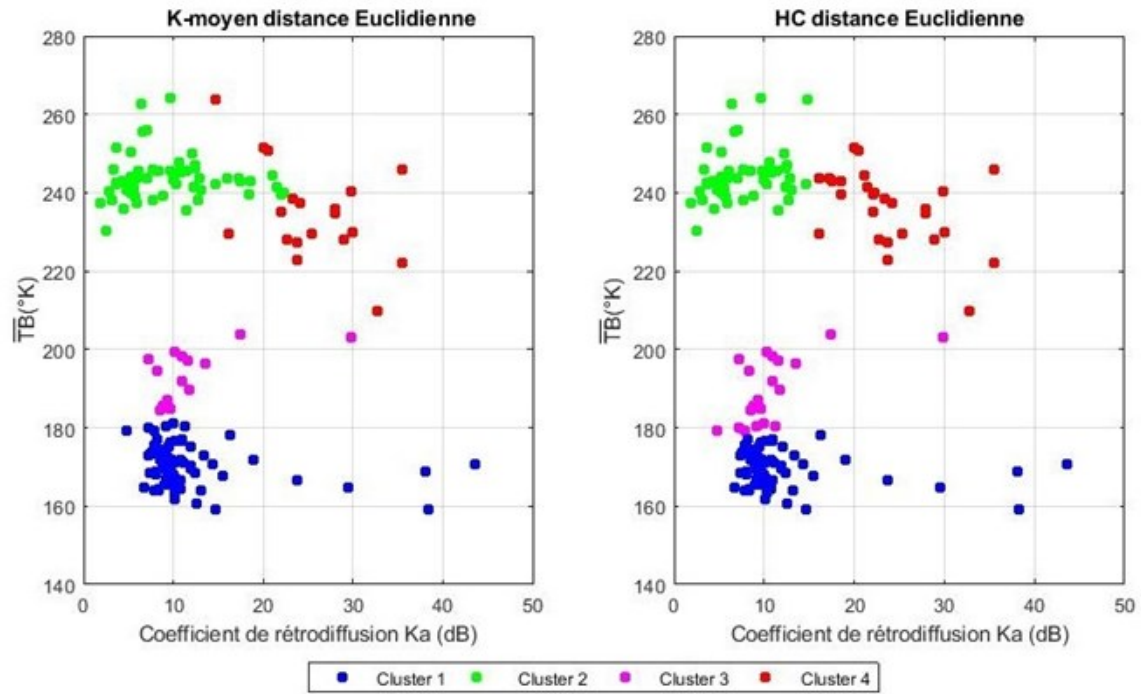


Figure 6.7. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac Winnipeg

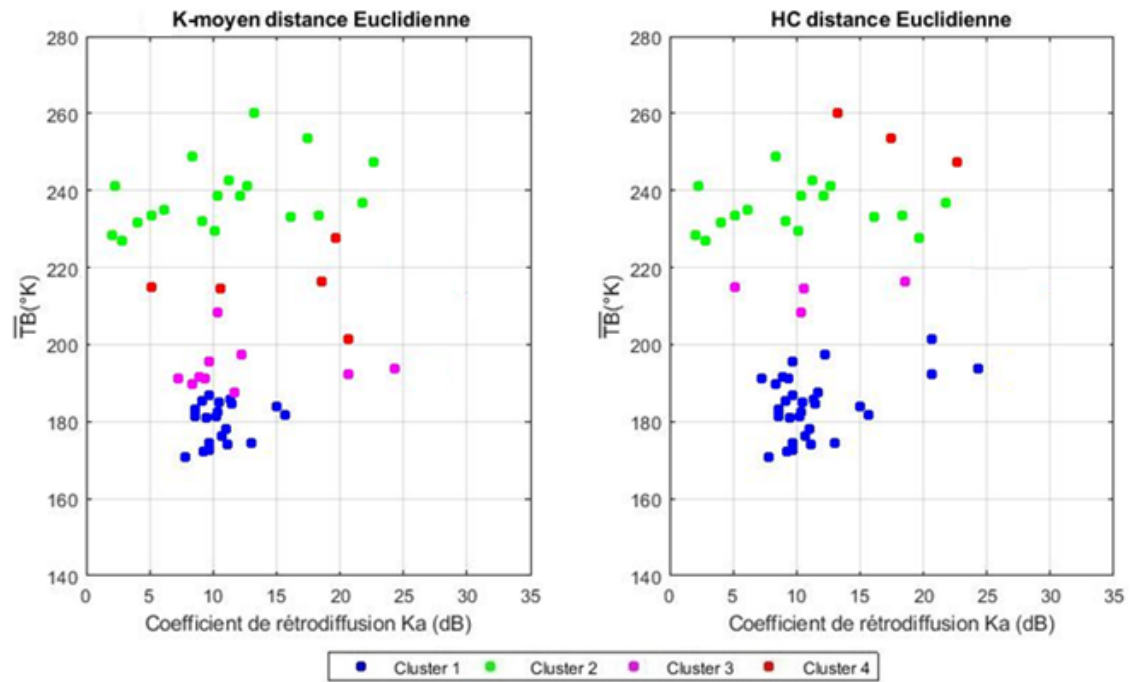


Figure 6.8. Clusters issus des techniques K-moyen et Regroupement hiérarchique (HC) sur le lac des Bois

Les résultats obtenus par les deux approches montrent la présence de deux clusters bien distincts (clusters 1 et 2) correspondant à des états « purs », et deux autres clusters (3 et 4) marquant la transition entre le cluster 1 et le cluster 2. Le cluster 1 est caractérisé par de faibles valeurs des deux paramètres (coefficient de rétrodiffusion en bande Ka et température de brillance), il représente les mesures sur l'eau libre. Le cluster 2 montre de faibles valeurs de coefficient de rétrodiffusion en bande Ka et des valeurs élevées de température de brillance, ce qui caractérise les points de mesure sur la glace pure (Kouraev *et al.*, 2015). Les clusters 3 et 4 ont des valeurs élevées en termes de coefficient de rétrodiffusion et de température de brillance. Ces derniers renseignent sur les transitions eau-glace. Selon les observations de Kouraev *et al.* (2003; 2004a, 2004b, 2007, 2008, 2015) sur le lac Baïkal en Russie, le cluster 4 est typique des mesures prises pendant la formation et le développement des couverts de glace. Ainsi, la dégradation de la glace peut être attribuée au cluster 3, ce qui correspond au changement d'état du cluster 2 (glace pure) vers le cluster 1 (eau libre).

#### **6.4.3. Évaluation des méthodes de *clustering***

Le Tableau 6.2 présente le résultat de l'évaluation des deux méthodes de *clustering* (K-moyen et Regroupement hiérarchique) par les deux critères d'évaluation : Silhouette (Rousseeuw, 1987) et Calinski-Harabasz (Calinski et Harabasz, 1974).

Sur les quatre plans d'eau étudiés, les deux critères d'évaluation (la Silhouette et l'indice Calinski-Harabasz) détiennent des valeurs élevées pour K-moyen et de faibles valeurs pour Regroupement hiérarchique HC. La section 6.3 présente en détail la signification de chaque critère d'évaluation. Ces résultats montrent que K-moyen associe mieux les données altimétriques et radiométriques du satellite SARAL/Altika aux clusters appropriés que la méthode du Regroupement Hiérarchique HC.

En se basant sur cette performance observée, l'approche K-moyen est utilisée dans la suite de l'étude pour définir les seuils de discrimination des différents états de surface. Le Tableau 6.3 présente les valeurs des seuils de discrimination obtenus dans les différents cas.



**Tableau 6.2. Test d'évaluation des différentes méthodes de partitionnement des données par les deux critères d'évaluation (Silhouette et Calinski-Harabasz) entre mars 2013 et juin 2016**

	Critères d'évaluation	K-moyen	Regroupement hiérarchique (HC)
Grand Lac des Esclaves	Silhouette	0,86	0,83
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	1,25	1,13
Lac Athabasca	Silhouette	0,81	0,76
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	0,9	0,85
Lac Winnipeg	Silhouette	0,81	0,76
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	0,74	0,7
Lac des Bois	Silhouette	0,75	0,72
	Calinski-Harabasz ( $10^3$ )	0,2	0,15

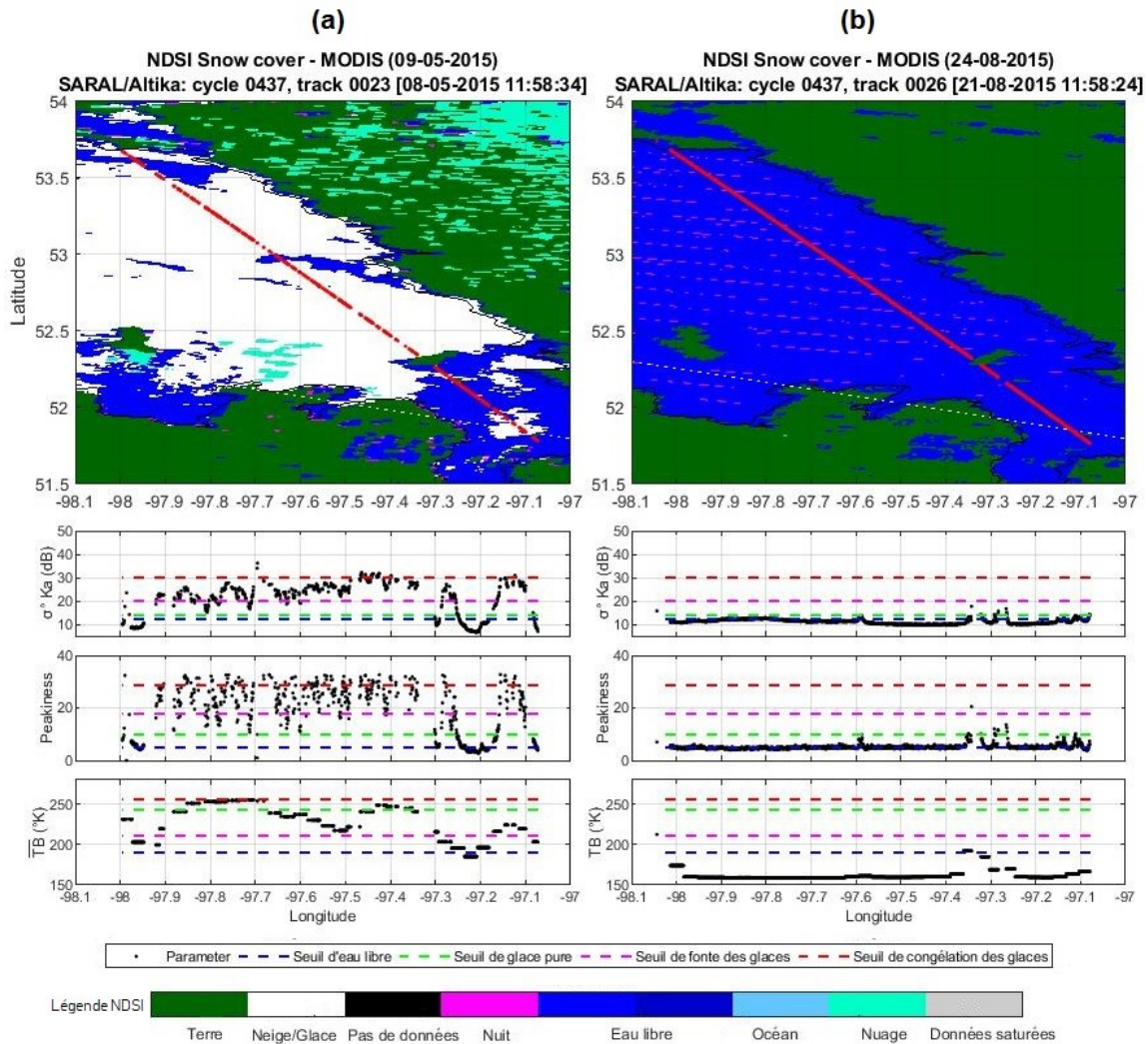
**Tableau 6.3. Seuils de discrimination entre les clusters entre mars 2013 et juin 2016**

	Cluster	K-moyen		
		$\sigma^\circ$ (dB)	Peakiness	$\overline{TB}(K)$
Grand Lac des Esclaves	1	14,9 (9,4)	5,1 (1,1)	164,3(25,3)
	2	8,9 (4,7)	5,6 (1,3)	239,6 (24,8)
	3	31,1 (9,4)	24,3 (6,8)	200,1 (22,1)
	4	22,5 (8,3)	17,2 (7,5)	245,4 (23,6)
Lac Athabasca	1	13,78 (8,2)	4,99 (0,5)	172,46 (25,4)
	2	8,34 (6,3)	5,35 (1,6)	243,86 (25,1)
	3	19,34 (8,5)	5,45 (6,7)	195,02 (29,4)
	4	23,29 (8,6)	18,57 (4,2)	239 (27,5)
Lac Winnipeg	1	10 (8,5)	5,04 (0,3)	181,36 (10,9)
	2	11 (9)	7,32 (6,1)	243,28 (24,5)
	3	20,58 (6,7)	17,14 (9,1)	210,6 (16,6)
	4	29,12 (8,9)	28,8 (9,1)	252,76 (22,1)
Lac des Bois	1	10,28 (6,1)	4,94 (2,1)	180,24 (16)
	2	9,16 (9,8)	5,09 (2,5)	240,11 (14)
	3	15,11 (6,7)	6,52 (9,9)	194,65 (16,5)
	4	14,04 (5,8)	25,29 (9,1)	210,43 (28)

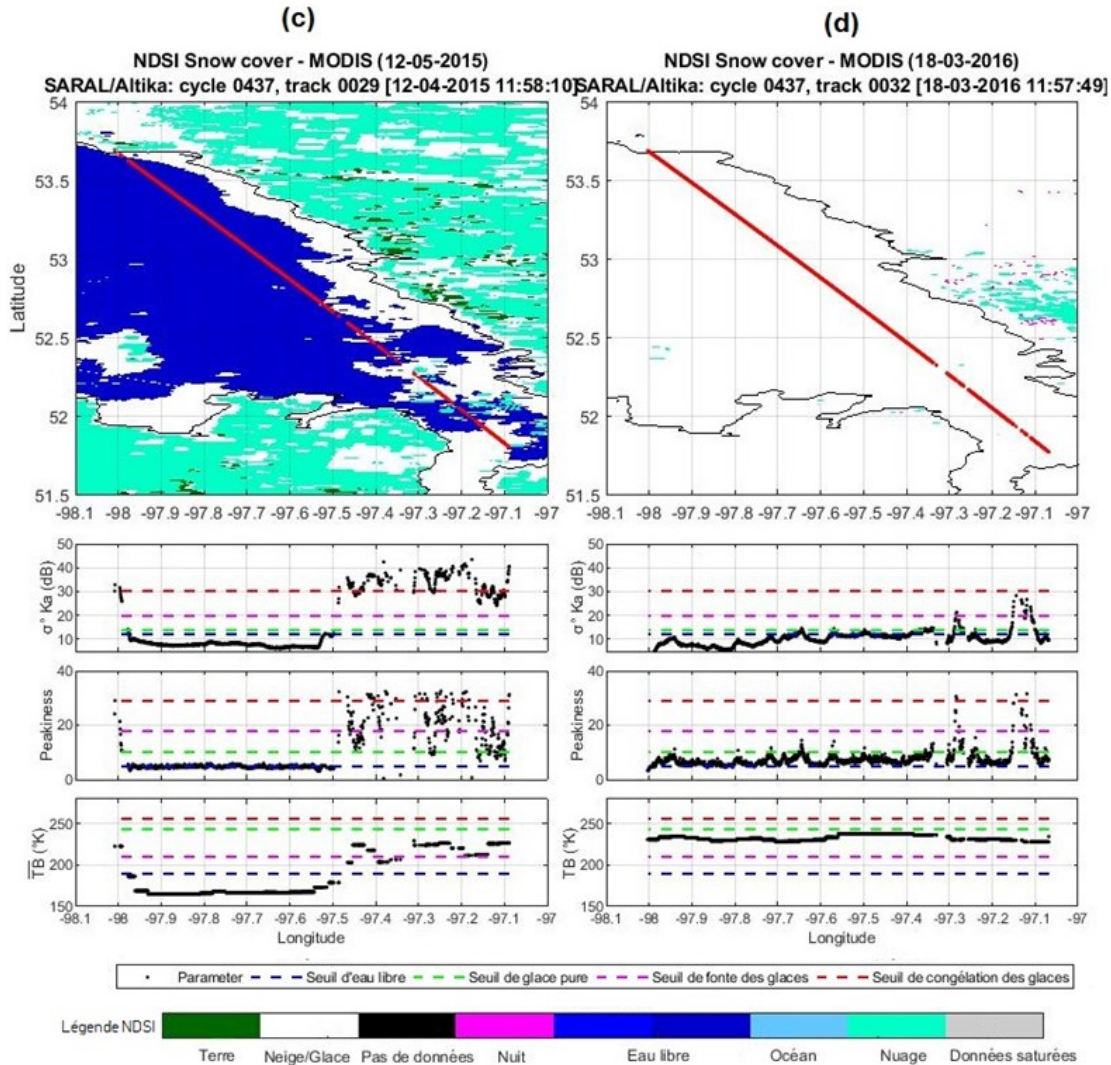
#### 6.4.4. Évaluation des seuils de détection

La validation des seuils de discrimination de l'eau libre et des différentes formes de glace a été faite à partir des données MODIS, notamment les produits NDSI. La Figure 6.9

montre un exemple de variations de l'état de surface du lac Winnipeg déterminé par l'indice de couverture de neige NDSI par rapport aux profils des trois paramètres étudiés durant les différentes phases de l'évolution des couverts de glace en fonction des seuils de discrimination.



Suite de la Figure 6.9



**Figure 6.9. États de surface du lac Winnipeg obtenus à partir du produit NDSI comparés aux profils des paramètres altimétriques de SARAL/Altika et aux seuils de discrimination de l'eau et de la glace; (a) 09-05-2015 (b) 24-08-2015 (c) 05-12-2015 (d) 18-03-2016.**

Les seuils définissant les clusters de l'eau libre sont capables de définir efficacement les points de mesure de l'eau libre le long des profils des trois paramètres pendant la période d'ouverture complète du plan d'eau (Figure 6.9 (b)), ainsi que pendant les différentes périodes de fonte et congélation des couverts de glace (Figures 6.9 (a) et (c)). Les points de mesure de la glace partielle marquant les périodes de gel (Figure 6.9 (c)) et de dégel (Figure 6.9 (a)) sont proches des seuils définissant les seuils des clusters de la congélation et de la fonte des glaces. Les seuils du cluster de la glace pure démontrent une grande

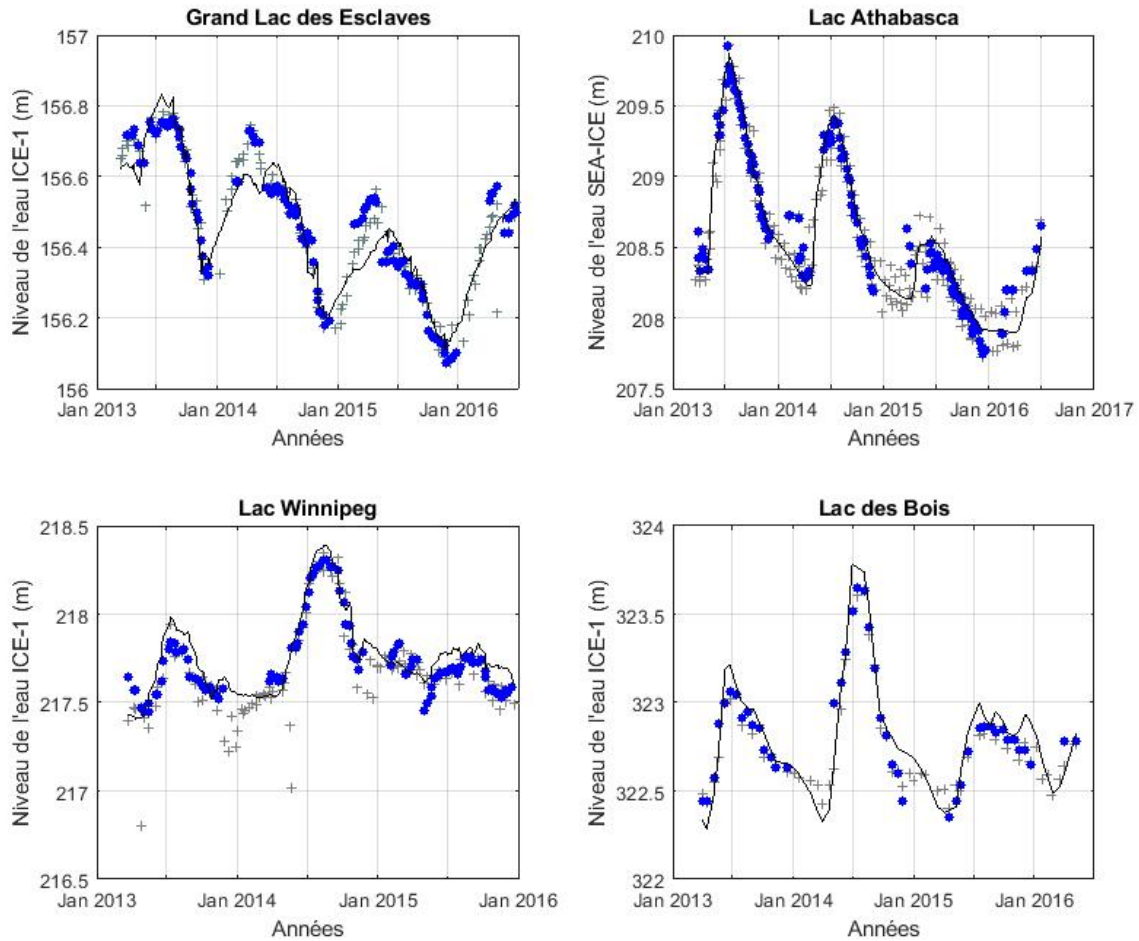
capacité à définir les points de mesure de la glace pure le long de la trace altimétrique (Figure 6.9 (d)). Les variations abruptes des profils des trois paramètres étudiés le long de la trace altimétrique pendant la phase d'eau libre (Figure 6.9 (b)) et la glace ancienne (Figure 6.9 (d)) sont dues à la présence d'obstacles, notamment la présence d'îlots hétérogènes.

#### **6.4.5. Amélioration des estimations des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel**

L'amélioration des estimations des niveaux d'eau pendant les différentes phases de l'évolution de la glace passe par une application du seuil de l'eau libre le long des traces altimétriques des différents cycles (ascendants et descendants) couvrant les étendues d'eau sélectionnées. Les séries temporelles des niveaux d'eau résultantes sont comparées à des mesures *in situ*. La Figure 6.10 présente les séries temporelles des niveaux d'eau des quatre étendues d'eau sélectionnées avec ou sans application de la technique de seuillage « eau libre ». Les séries temporelles construites à partir du seuil de l'eau libre montrent une variation temporelle similaire aux mesures *in situ*. Cet accord est observé non seulement pendant les périodes de l'eau libre, mais aussi pendant les périodes marquées par la congélation des glaces en automne (gel) et la fonte et de la dégradation des glaces en printemps (dégel). Ce constat est observé sur les quatre plans d'eau étudiés.

Le Tableau 6.4 résume les comparaisons statistiques entre les niveaux d'eau estimés par l'approche proposée et les mesures *in situ* dérivées des stations hydrométriques couvrant les plans d'eau étudiés. Les métriques utilisées montrent que les meilleurs accords sont obtenus à l'application du seuil de l'eau libre le long des traces altimétriques sur les différents lacs. Les corrélations  $r$  obtenues sont supérieures à 0,92 pour l'ensemble des plans d'eau étudiés, avec des écarts unRMSE inférieurs à 10 cm et des biais compris entre 10 cm et 63 cm. Cependant, lorsque tous les clusters sont considérés les séries temporelles des niveaux d'eau détiennent des corrélations faibles de moins de 0,89 avec des unRMSE supérieurs à 11 cm sur les trois-quarts des lacs étudiés. Ces résultats montrent que la présence des couverts de glace entraîne une mauvaise estimation du niveau de l'eau par le satellite SARAL/Altika. De ce fait, l'utilisation du seuil de l'eau libre réduit

significativement l'effet des couverts de glace sur les mesures altimétriques pendant les périodes de gel et de dégel.



**Figure 6.10 :** Comparaison des séries temporelles des niveaux d'eau estimés à partir des produits SARAL/Altika aux observations *in situ* entre mars 2013 et juin 2016 : les résultats sans application du seuil de l'eau libre (croix grise), les résultats avec application du seuil de l'eau libre (cercles bleus) et les mesures *in situ* (ligne noire).

**Tableau 6.4 : Métriques obtenues avant et après amélioration des séries temporelles entre mars 2013 et juin 2016**

Lacs	Numéro de la station hydrométrique	Métriques	Avec application du seuillage (Eau libre)	Sans application du seuillage
Grand Lac des Esclaves	07SB001	r	0,96	0,86
		unRMSE (cm)	5	11
		biais (cm)	26	37
	07OB002	r	0,97	0,89
		unRMSE (cm)	5	10
		biais (cm)	18	28
Lac Athabasca	07MC003	r	0,99	0,87
		unRMSE (cm)	6	12
		biais (cm)	63	72
Lac Winnipeg	05RE003	r	0,97	0,89
		unRMSE (cm)	5	11
		biais (cm)	10	15
	05SA003	r	0,92	0,84
		unRMSE (cm)	10	16
		biais (cm)	20	30
	05SG001	r	0,92	0,85
		unRMSE (cm)	9	13
		biais (cm)	10	15
Lac des Bois	05PD029	r	0,96	0,88
		unRMSE (cm)	8	16
		biais (cm)	10	22

## 6.5. Discussion

Cette étude montre que les paramètres altimétriques en bande Ka (coefficient de rétrodiffusion et peakiness) et radiométriques (température de brillance) dérivés des données du satellite SARAL/Altika sont capables de suivre l'évolution des couverts de glace sur les plans d'eau étudiés. Les profils de ces paramètres le long des traces altimétriques évoluent dans le même sens que l'état de surface sur le Grand Lac des Esclaves entre janvier 2014 et janvier 2015, voir Figures 6.1 au 6.3. L'analyse multidates montre que l'hétérogénéité de l'état de surface liée au mélange eau-glace pendant les mois de gel (novembre et décembre) et le dégel (mai et juin) entraîne une grande variation des paramètres altimétriques et radiométriques avec de larges écarts types, voir Figure 6.4.

Les fortes variabilités enregistrées par les deux paramètres (coefficient de rétrodiffusion et peakiness) pendant les périodes de gel et dégel dépendent principalement des différentes allures des formes d'onde observées au cours ces périodes. En effet, le mélange d'eau libre et des fragments de glace à l'intérieur de l'empreinte du satellite altimétrique permettent d'avoir des formes d'onde de type spéculaire avec de fortes puissances et des formes d'onde de type complexe multipic (Tseng *et al.*, 2013), loin des formes d'onde de type océanique observée sur une surface d'eau libre. Les valeurs de la température de brillance présentent aussi une variation pendant les périodes de gel et de dégel, mais avec une faible sensibilité aux premières formes de glace et de l'eau libre, voir Figure 6.3. Cela est peut-être dû à la taille importante de l'empreinte au sol du radiomètre, qui est grossière de 4 à 10 km par rapport à l'empreinte de l'altimètre radar (Andersen et Scharroo, 2011).

Le comportement du coefficient de rétrodiffusion en bande Ka obtenu dans cette étude montre une certaine différence par rapport à celui de la bande Ku étudiée dans l'article de Ziyad *et al.* (2020b) sur le Grand Lac des Esclaves pendant la période comprise entre janvier 2014 et décembre 2014 (voir Figure 5.3 du chapitre 5 et Figure 6.1 de ce chapitre). Les variations du coefficient de rétrodiffusion dans la bande Ka apparaissent autour des valeurs inférieures, comparées à celles de la bande Ku. Cette différence entre les deux bandes est d'un écart de plus de 6 dB sur l'eau libre et la glace pure. L'analyse multi-dates du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et Ka confirme cette différence, voir Figure 5.6 du chapitre 5 et Figure 6.4 de ce chapitre. Kouraev *et al.*, (2015) considèrent qu'une telle différence pourrait être liée aux caractéristiques de la bande de fréquence utilisée par l'altimètre radar et à la composante de la surface échantillonnée.

En s'appuyant sur les résultats obtenus dans ce chapitre, et ceux de l'étude de Ziyad *et al.* (2020b), il ressort clairement que le Peakiness permet une meilleure discrimination entre le mélange eau-glace et les deux classes de l'eau libre et de la glace pure dans les bandes Ka ou Ku (Figure 5.4, Figure 6.2). Les réponses qu'il offre dans les deux bandes sont quasi similaires à cause de son indépendance de la valeur du coefficient de rétrodiffusion, et de sa dépendance de la specularité de la forme d'onde (Laxon et Rapley, 1987).

La comparaison entre les mesures radiométriques, en termes de la température de brillance dérivés du radiomètre DFMR pour SARAL/Altika et du radiomètre AMR pour Jason-2,



étudié dans l'étude de Ziyad *et al.* (2020b), montre de légères différences pendant les différentes phases de l'évolution de la glace, voir Figure 5.6 et Figure 6.4. Ces différences peuvent être dues aux différentes fréquences utilisées pour estimer la valeur de la température de brillance moyenne (Kouraev *et al.*, 2015).

Par ailleurs, la sensibilité des trois paramètres (coefficient de rétrodiffusion, peakiness, et température de brillance) issus du satellite SARAL/Altika à l'évolution des couverts de glace permet de définir des seuils de détection de différentes surfaces : eau libre, glace pure, la congélation des glaces et la fonte des glaces. La technique K-moyen est mieux adaptée pour différencier entre les clusters, voir Tableau 6.3. Les résultats de cette technique montrent que les limites intra-clusters de l'eau libre et de la glace pure sont distinctes avec la présence de deux clusters intermédiaires renseignant sur le mélange eau-glace observé pendant la congélation et la fonte des couverts de glace, voir Figures 6.5 au 6.8. Les travaux de Kouraev *et al.* (2015) obtiennent des constatations similaires à partir d'une analyse temporelle des données du coefficient de rétrodiffusion et de la température de brillance dérivées du satellite SARAL/Altika sur le lac Baïkal en Russie.

Cependant, l'analyse du seuil d'eau libre « cluster 1 » en termes du coefficient de rétrodiffusion sur les quatre plans d'eau étudiés montre que ce paramètre obtient des écarts types supérieurs à 5 dB, voir Tableau 6.3. Ce comportement est dû à la sensibilité de la bande Ka (35,75 GHz) à la rugosité de la surface entraînée par des facteurs environnementaux tels que les vents forts et les fortes pluies (Ulaby et David, 2015). Le paramètre peakiness est stable en fonction de la microrugosité à cause de son indépendance de la valeur du coefficient de rétrodiffusion estimé à partir de la puissance de la forme d'onde (Laxon et Rapley, 1987; Peacock et Laxon, 2004)

L'utilisation du seuil d'eau libre pour sélectionner les points de mesures capable de fournir une meilleure estimation des niveaux d'eau offre la possibilité d'obtenir des résultats améliorés pendant les périodes de gel et de dégel. Cela a été approuvé à travers les comparaisons réalisées entre les séries temporelles des niveaux d'eau dérivées de l'application du seuil de l'eau libre et les mesures *in situ* sur les plans d'eau étudiés (Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, lac Winnipeg, lac des Bois). Les résultats montrent que les corrélations  $r$  obtenues sont supérieures à 0,92 et les RMSEs non biaisées (unRMSE)



sont de moins de 9 cm, voir Tableau 6.4. Les performances obtenues peuvent être aussi liées aux algorithmes de retraitement (ICE-1 et SEA-ICE) utilisés pour estimer le niveau de l'eau pendant les périodes de gel et de dégel (Ziyad *et al.*, 2020a).

Malgré les précisions obtenues par l'approche automatique d'identification de la nature de la surface, il a été observé que l'utilisation des paramètres altimétriques et radiométriques n'est pas suffisante pour définir avec précision les points de mesures de l'eau libre à cause des larges biais introduites par des facteurs environnementaux externes. D'où l'importance de mettre en place un processus de classification des formes d'onde en fonction de la nature de la surface observée par l'altimètre radar Altika. Ce processus offrira une identification précise de la classe des formes d'onde de l'eau libre, ce qui permet d'avoir un nombre élevé des points de mesures pour construire la série temporelle du niveau d'eau pendant les périodes de gel et de dégel. La classification des formes d'onde à partir des données SARAL/Altika nécessite la présence d'informations réelles sur la nature de la surface échantillonnée par le satellite SARAL/Altika. Compte tenu de la difficulté d'avoir des données *in-situ* sur les plans d'eau couverts de glace, plusieurs sources de données peuvent être utilisées pour valider cette classification. On trouve par exemple : les données dérivées des capteurs optiques, les données de l'imagerie radar RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture) et les données Lidar (*Laser imaging detection and ranging*).

Même si le satellite SARAL/Altika offre une meilleure caractérisation de la nature des couverts de glace sur les plans d'eau étudiés, ce satellite souffre d'une faible résolution temporelle causée par sa répétitivité cyclique de  $\sim 35$  jours. La combinaison entre les traces ascendantes et descendantes réalisée dans cette étude permet d'avoir une résolution temporelle avec un pas de temps quasi hebdomadaire sur les plans d'eau subarctiques de grande taille (Grand Lac des Esclaves, Lac Athabasca, lac Winnipeg). Ainsi, il devient possible d'avoir des quantités suffisantes d'observations actives et passives pour couvrir plusieurs périodes de gel et de dégel sur ces plans d'eau de grande taille. Sur les cours d'eau plus petits, comme le lac des Bois, la combinaison ne garantit pas une couverture suffisante, à cause de la faible couverture spatio-temporelle de SARAL/Altika et des courtes durées des périodes de congélation et de fonte de glace. Pour faire face à cet enjeu,

il est proposé de combiner les données du satellite SARAL/Altika avec les données issues de différents systèmes altimétriques, par exemple, Jason-2,-3 et Sentinel-3.

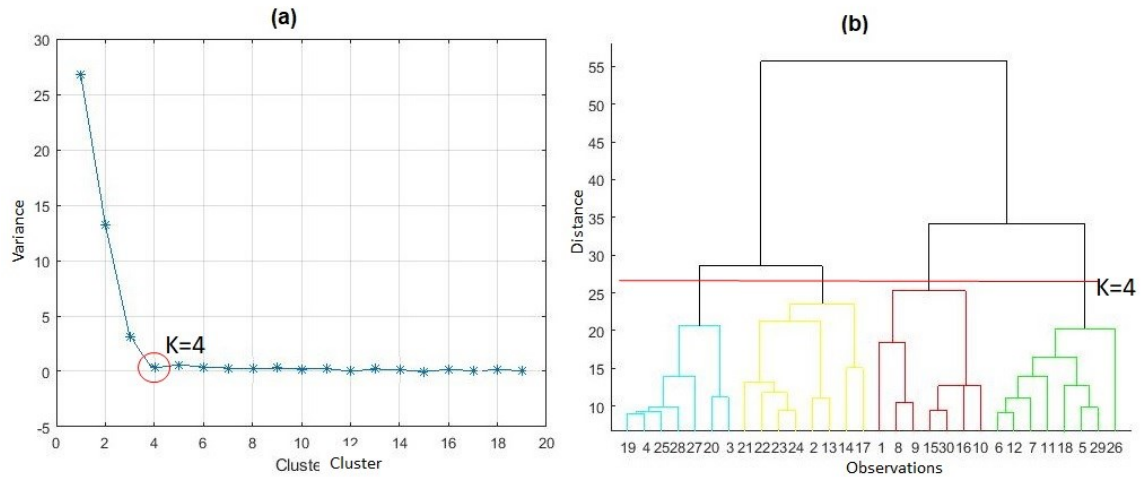
## **6.6. Conclusion**

Notre étude propose une évaluation de l'approche d'identification automatique de la nature de la surface par les données altimétriques et radiométriques dérivées du satellite SARLA/Altika. L'analyse des caractéristiques saisonnières des paramètres (coefficient de rétrodiffusion, peakiness, et température de brillance), entre mars 2013 et juin 2016, relève un grand potentiel de suivre l'évolution des couverts de glace sur les quatre lacs étudiés (Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, lac Winnipeg, lac des Bois). Cela confirme que cette approche pourrait être adoptée par l'ensemble des missions altimétriques afin d'identifier automatiquement la nature de la surface échantillonnée au nadir. La présence des informations réelles sur la nature et de l'état de surface est une nécessité pour mieux interpréter les résultats obtenus.

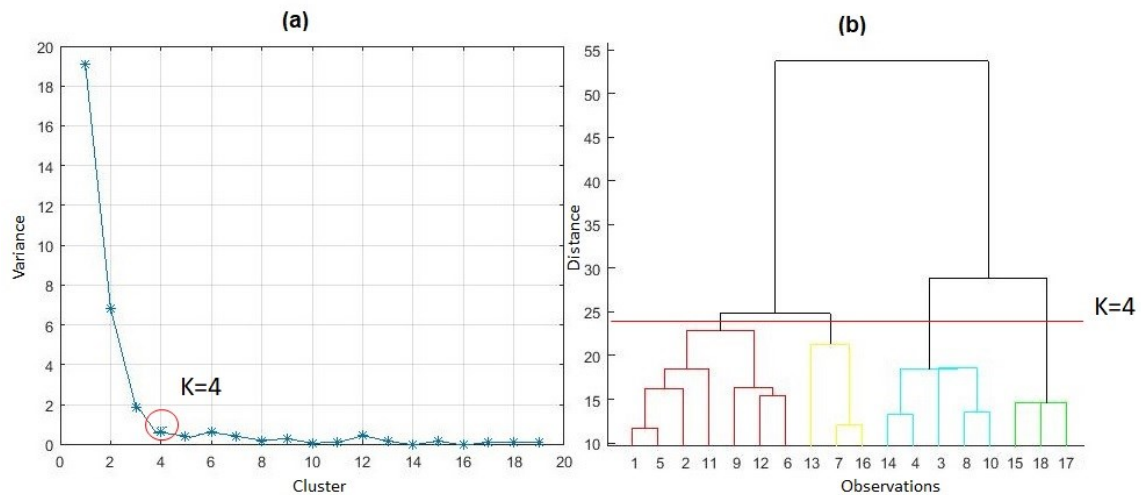
L'utilisation du seuil de l'eau libre dérivé de l'approche automatique pour estimer les niveaux d'eau à partir de l'altimètre radar SARAL/Altika offre des résultats similaires aux mesures *in situ* pendant les périodes de gel et de dégel. Ces résultats donnent la possibilité de mettre en place l'approche d'identification automatique de la nature de la surface dans le processus de traitement des données altimétriques des différentes missions altimétriques afin d'améliorer la qualité des mesures hydrométriques pendant les périodes de gel et de dégel. Cela élargira l'intérêt de la communauté hydrologique à étudier les eaux douces continentales couvertes de glace.

## 6.7. Annexes

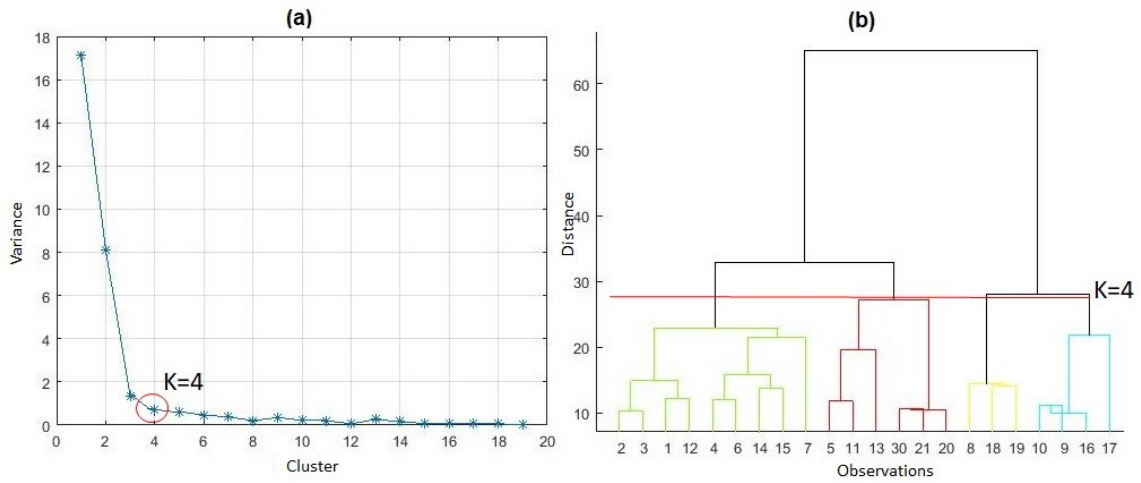
**Annexe 6.1 : Résultats des méthodes Elbow (a) et dendrogramme (b) pour définir la valeur optimale du K clusters pour les observations sur le Grand Lac des Esclaves**



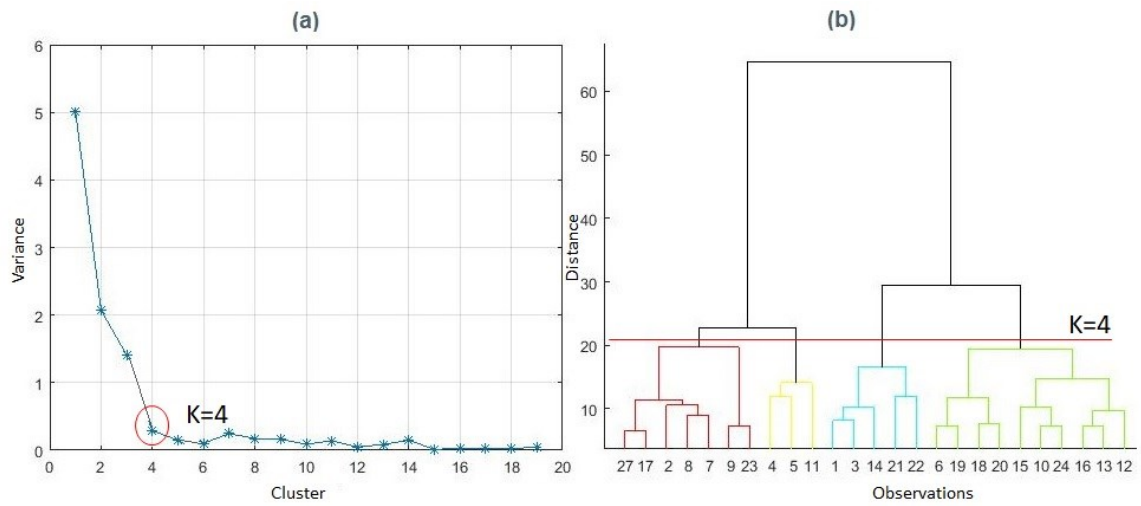
**Annexe 6.2 : Résultats des méthodes Elbow (a) et dendrogramme (b) pour définir la valeur optimale du K clusters pour les observations sur le lac Athabasca**



**Annexe 6.3 : Résultats des méthodes Elbow (a) et dendrogramme (b) pour définir la valeur optimale du K clusters pour les observations sur le lac Winnipeg**



**Annexe 6.4: Résultats des méthodes Elbow (a) et dendrogramme (b) pour définir la valeur optimale du K clusters pour les observations sur le lac des Bois**



## 7. CHAPITRE 7: RADAR ALTIMETRY FOR CLASSIFYING SURFACE CONDITIONS OF SUBARCTIC LAKES DURING FREEZING AND THAWING PERIODS

### 7.1. Présentation du chapitre

Les données actives et passives issues de l'altimétrie radar par satellite présentent une source potentielle d'information de la nature des surfaces échantillonnées sur les plans d'eau continentaux couvertes de glace, notamment l'eau libre, de la glace pure et de la glace de gel et de dégel. Cependant, que ce soit pour les données altimétriques en bande Ku ou en bande Ka, ces résultats ne sont pas suffisants pour fournir une classification détaillée des états de surface, ainsi que les formes d'onde associées, lors des périodes marquées par le mélange eau-glace. Dans un contexte du gel et du dégel sur le lac Baïkal, Kouraev *et al.*, (2015) mentionnent la présence des surfaces nommées *lisières de glace* apparues lorsque la glace est nouvellement formée ou lorsqu'une couverture de glace est brisée par le vent. Cela produit une forme d'onde de type spéculaire avec de fortes valeurs de rétrodiffusion. Ces types de surfaces se retrouvent également sur les glaces des mers *sea ice* (Zakharova *et al.*, 2015). Des exemples de lisières de glace sur les surfaces d'eau douce couvertes de glace sont illustrés sur le site suivant : <http://lakeice.squarespace.com/big-ice/>.

Le présent chapitre a pour but de développer une approche généralisée pour classifier les formes d'onde en fonction de la nature de la surface sur les eaux continentales subarctiques dans les conditions de transition eau-glace. Les données des formes d'onde dérivées respectivement des satellites Jason-2 et SARAL/Altika sont utilisées séparément pour établir le processus de classification. Ici, le processus de la classification exploite non seulement les observations altimétriques (coefficient de rétrodiffusion et peakiness) et radiométriques (température de brillance), mais aussi les interprétations de Zakharova *et al.*, (2015) sur la specularité des formes d'onde afin de fournir des renseignements sur les lisières de glace. Deux méthodes de classification supervisées K-plus proche voisin *K-Nearest Neighbor* (KNN) et machine à vecteurs de support *Support Vector Machine* (SVM) ont été évaluées pour générer le modèle de classification des formes d'onde.

Le Grand Lac des Esclaves est choisi comme étant le site expérimental pour le développement de l'approche de la classification. Le choix de ce site subarctique repose sur sa superficie (26541 km<sup>2</sup>) et sur les conditions climatiques fortes qui permettent d'avoir des observations continues de l'évolution temporelles et spatiales des couverts de glace par les deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika.

Ce chapitre a fait l'objet d'un manuscrit d'article scientifique, qui a été soumis à la revue *GIScience and Remote Sensing*. Le manuscrit est dans le processus d'évaluation. Les commentaires de la revue ont été reçus. Ils démontrent la pertinence de la recherche et soulèvent des questions de clarification justifiées. Le manuscrit corrigé sera soumis incessamment au journal.

Les références du manuscrit soumis sont les suivantes :

*Ziyad, Jawad, Kalifa Goïta, Ramata Magagi. 2022. "Radar altimetry for classifying surface conditions of subarctic lakes during freezing and thawing periods." Soumis à GIScience Remote Sensing.*

Le contenu intégral du manuscrit soumis est donné dans les pages suivantes de la thèse.

## **Radar altimetry for classifying surface conditions of subarctic lakes during freezing and thawing periods**

Jawad Ziyad<sup>1</sup>, Kalifa Goïta<sup>1</sup>, Ramata Magagi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL), Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC J1K 2R1, Canada*

*Correspondence to:* Jawad Ziyad (jawad.ziyad@usherbrooke.ca)

**Abstract.** Ice cover on subarctic lakes is an important indicator of climate change at local- or regional-scales. This study proposes a new approach for classifying altimetry data from Jason-2 and SARAL/Altika satellite missions to characterize surface states of subarctic lakes. It focuses on Great Slave Lake (Canada) during freeze-up and thaw periods. For the first time, parameters from altimetry waveforms are used in a supervised clustering and classification strategy to classify different waveforms from Jason-2 (2008-2016) and SARAL/Altika (2013-2016). Clusters that were defined in the clustering process are assigned to the different surface states based upon altimetry and radiometric information. The statistics of these clusters then were used to construct two trained models of supervised classification based upon KNN (K-nearest neighbour) and SVM (support vector machine). The SVM-based model yielded the best results (accuracy of 92% with Jason-2, and 98% with SARAL/Altika). It was used to classify all waveforms of the study. Results were superimposed onto MODIS products for qualitative visual and semi quantitative assessments.

**Key words:** Radar altimetry, Jason-2, SARAL/Altika, clustering, supervised classification, KNN, SVM, subarctic continental waters, ice cover.

**Résumé:** Les couverts de glace des lacs subarctiques sont des indicateurs importants du changement climatique à l'échelle locale ou régionale. Cette étude propose une nouvelle approche de classification des données altimétriques issues des deux missions satellitaires Jason-2 et SARAL/Altika pour caractériser les états de surface des lacs subarctiques. Elle s'intéresse en particulier au Grand Lac des Esclaves au Canada pendant les périodes de gel et de dégel. L'étude utilise pour la première fois un ensemble de paramètres issus des formes d'onde altimétriques dans une stratégie de clustering et de classification supervisée

pour classifier les différentes formes d'onde provenant de Jason-2 (2008-2016) et de SARAL/Altika (2013-2016) sur les étendues d'eau subarctique. Les clusters définis dans le processus de *clustering* sont assignés aux différents états de surface en se basant sur les informations altimétriques et radiométriques de chaque cluster. Les statistiques de ces clusters sont ensuite utilisées pour construire deux modèles entraînés de classification supervisée basée sur le K-plus proche voisin *K-Nearest Neighbor* (KNN) et sur machine à vecteurs de support *Support Vector Machine* (SVM). Le modèle basé sur SVM a produit les meilleurs résultats (précision de l'ordre de 92 % avec Jason-2, et 98 % avec SARAL/Altika). Il a été utilisé pour classifier l'ensemble des formes d'onde de l'étude. Les résultats ont été comparés avec des produits MODIS pour une évaluation qualitative et semi-qualitative.

**Mot clés:** Altimétrie radar par satellite, Jason-2, SARAL/Altika, clustering, classification supervisée, KNN, SVM, étendues d'eau continentales subarctiques, couvertures de glace.

## 7.2. Introduction

Subarctic lakes are important components of the cryosphere. They are characterized by the presence of ice cover during cold months of the year. Ice plays an important role in a number of biological, socio-economic and ecological processes (Prowse *et al.*, 2011). Furthermore, its characteristics are good indicators of climate change at local or regional scales, and include duration of formation and melting, extension and thickness (Kouraev *et al.*, 2007). These indicators are often used to study the relationships between ice cover conditions and climate variation at a global scale. Indeed, future changes that are related to climate variation could have an impact on the role of subarctic lakes in domains as varied as energy, water, and biochemical and socio-economic services (Brown et Duguay, 2011).

Since the 1800s, the development of ice cover on major Canadian lakes has been monitored through a network of in situ stations (CCIN, 2017). Currently, remote sensing provides a wide range of satellites for this type of monitoring, with the advantage of providing extensive spatial and temporal coverage, which complements ground-based observations (Duguay *et al.*, 2014). Satellite radar altimetry (SRA) is one remote sensing approach that offers a strong potential for monitoring continental waters which are subject to the effects



of freezing and thawing (Stammer et Cazenave, 2017). As an example, SRA has been used to estimate water levels in subarctic lakes with centimetre precision (Ziyad *et al.*, 2020a). Indeed, different automated approaches that combine altimetry and radiometric observations have been proposed for monitoring the surface condition of water bodies (Kouraev *et al.*, 2003, 2004, 2007, 2008, 2015; Ziyad *et al.*, 2020b).

Radar echoes from altimeters onboard satellites, which are as referred to as "waveforms", are the result of interactions between the radar signal and the surface being sampled. Waveforms provide information about the reflecting surface, for example, backscatter coefficients, range, and wave heights (Smith et Scharroo, 2015). Waveform pattern analysis provides information on the nature of the sampled surface (Frappart, 2006). Also, on continental water surfaces, waveforms can exhibit different patterns due to uneven topography, surface roughness or surface heterogeneity. Guzkowska *et al.* (1986) have categorized waveforms on continental waters into three main groups: oceanic, quasi-specular, and multiple peak complexes. The three categories represent surfaces with diffuse and flat reflections (e.g., large lakes), smooth and specular (e.g., small watercourses), or complex surface transitions (e.g., land-water). On bodies of water with ice-associated surface conditions, the surface varies considerably with the season, leading to wide variation in the patterns of the waveforms. Tseng *et al.* (2013) consider that under these changing conditions, variation in waveforms along the altimeter satellite track exhibits patterns that can be classified according to surface state (e.g., open water, ice, water-ice mixtures, among others). For example, Brown-type or oceanic waveforms are common in the centre of unfrozen lakes, while quasi-specular waveforms are frequently observed when the lake is frozen (Tseng *et al.*, 2013; Yuan *et al.*, 2019).

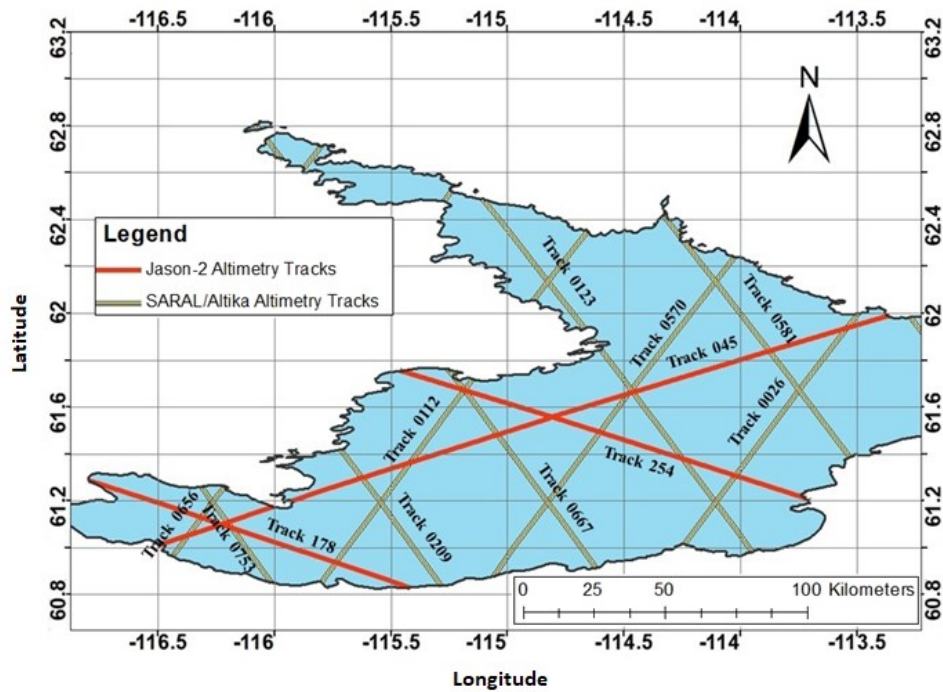
Radar echoes from altimetry satellites on non-uniform reflective surfaces, such as ice-covered lakes, are often difficult to interpret, given the size of their footprints, which can be several kilometres long. Such footprints can contain different shapes and types of ice during freeze and thaw periods. Approaches are therefore needed to define broad categories of waveform classes on continental water bodies that are likely to be ice covered in a subarctic environment.

The objective of this research is to propose an approach for classifying surface states of subarctic lakes from waveforms that are acquired by satellite altimetry. The proposed approach uses an unsupervised process to determine clusters of waveforms, which are then labelled and integrated into a supervised classification process. This innovative approach is based upon several altimetry parameters that are often used for sea ice classification; these have yet to be exploited for characterizing continental water surface states. The study focuses upon Great Slave Lake, which is located in northwest subarctic Canada. The choice of this lake has been dictated by its large surface area, which is about 28000 km<sup>2</sup>, thereby making it a very favourable candidate for the application of satellite altimetry. Selection was also dictated by the duration of the lake's ice phenology, i.e., the length of time that the lake remains completely frozen over, together with its period of ice melt, which is greater than two weeks (Howell *et al.*, 2009; Prowse et Ommanney, 1990). These two criteria favoured spatiotemporal monitoring of variation in the lake surface condition during different periods of ice cover development by two altimetry satellites, i.e., Jason-2 (NASA/CNES: 20 June 2008 to 1 October 2019) and SARAL/Altika (ISRO/CNES: Satellite with ARgos and ALtiKa, 25 February 2013 – the present). The orbits' repeat cycle of the two satellites are 10 days and 35 days, respectively. Altimetry data that were obtained from these two satellite missions are considered in the current research. The results that were obtained from the classification processes were evaluated quantitatively, and then visually compared with true colour images and Normalized-Difference Snow Index (NDSI) products from MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

### **7.3. Study site**

Great Slave Lake is a water body of great importance to Canada, not only environmentally (a vast freshwater source), but also economically (northern subsistence fisheries) and culturally, particularly for indigenous Dene inhabitants living on its shores (human occupation since 5000 Before the Common Era (BCE)). It is located in the Northwest Territories (NWT) between 61° and 63°N and -117° and -113°W (Figure 7.1). This body of water is the second-largest lake (after the more northerly Great Bear Lake) that lies completely within Canada. In terms of area, it is the fifth-largest lake in North America and the tenth largest in the world (Piper, 2016). Within its main basin, Great Slave Lake

has an average depth of 41 m. Its maximum depth reaches 614 m. With a catchment area of 971000 km<sup>2</sup>, the lake receives inflows from multiple rivers to the south (i.e., the Slave, Hay, Lockhart and Marian Rivers), with the northern outflow via the Mackenzie River, which empties into the Arctic Ocean. Great Slave Lake generally is ice-covered from late December to early June (Howell *et al.*, 2009). Depending upon the year, complete freezing of the lake can take between two weeks and two months, while the duration of melting is about 41 days (Howell *et al.*, 2009; Prowse et Ommanney, 1990).



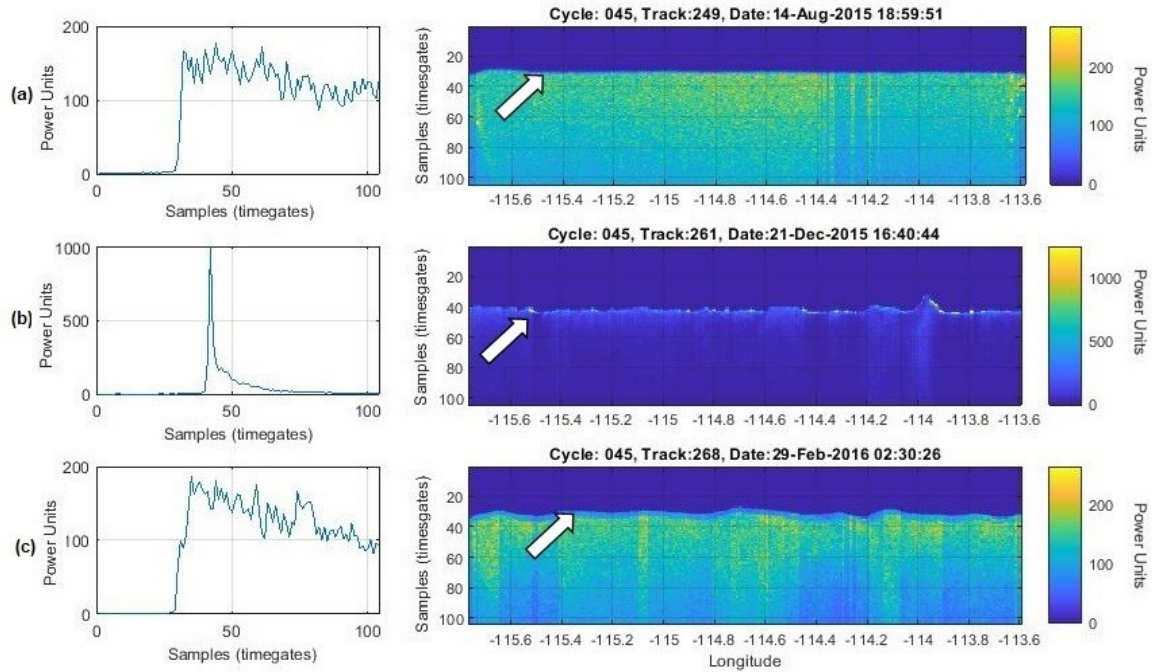
**Figure 7.1. Altimeter tracks (cycles) of the two missions, i.e., Jason-2 (in red) and SARAL/Altika (in yellow), which were observed on Great Slave Lake (NWT, Canada)**

#### 7.4. Data

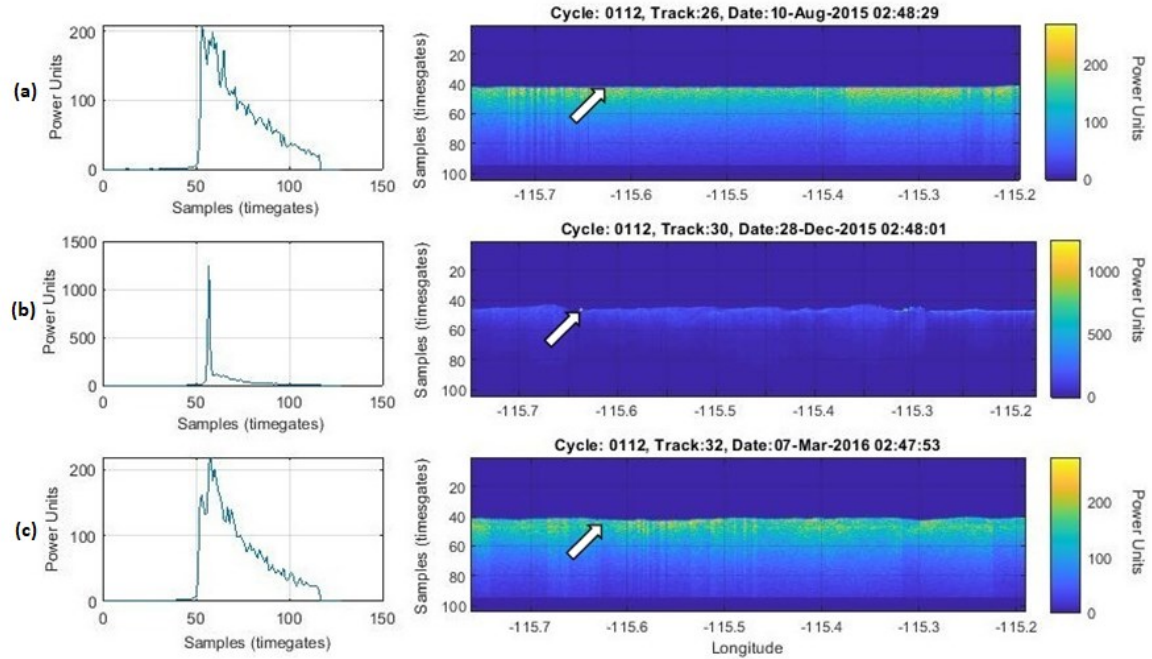
The Jason-2 mission covered the lake basin with two descending cycles (178 and 254) and a long ascending cycle (045). The SARAL/Altika mission had denser coverage than did Jason-2, with four ascending cycles (0656, 0112, 0570, and 0026) and five descending cycles (0753, 0209, 0667, 0123, and 0581). In this study, we consider the nominal passes per cycle made by the two satellites. That is to say, passes from 1 to 301 (August 2008-September 2016) for Jason-2, and passes from 1 to 35 (March 2013-June 2016) for SARAL/Altika. The data are available from the AVISO (Archiving, Validation and

Interpretation of Satellite Oceanographic data) platform, National Centre for Space Studies (CNES), at <https://www.aviso.altimetry.fr/>. They can be downloaded from the SGDR (Sensor Geophysical Data Record) database. Jason-2 operates at Ku-band (13.6 GHz). Its waveforms are sampled at 20 Hz in a window of 104 samples (timegates). SARAL/Altika uses a single high frequency Ka-band (35.75 GHz) and generates waveforms at an average of 40 Hz in a window of 128 samples.

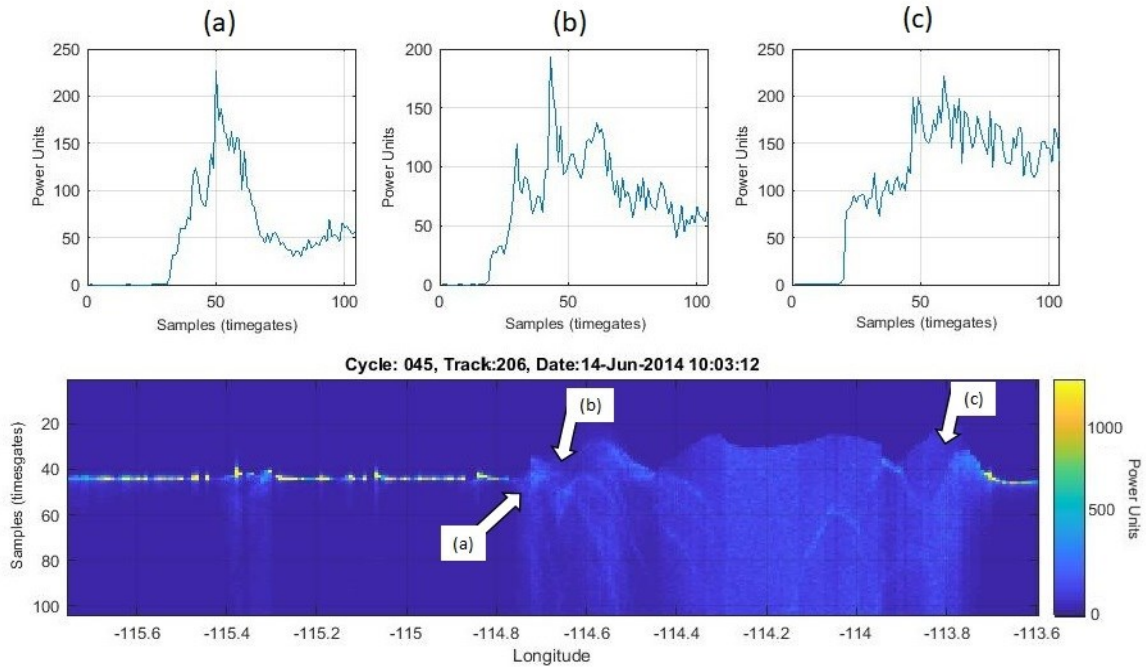
Seasonal variations in surface conditions in the presence of ice cause variations in the waveforms that are recorded along altimeter tracks of the two satellites. Figures 7.2 and 7.3 show examples of Ku-band and Ka-band waveforms that were collected along two altimetry cycles (045 for Jason-2 and 0112 for SARAL/Altika) during different phases of ice development on Great Slave Lake. The waveforms observed during the open water period of August 2015 (Figures 7.2a and 7.3a) and during the period of complete freeze-over of the lake in February and March 2016 (Figures 7.2c and 7.3c) are oceanic or Brown-type. They reflect homogeneous surfaces that are sufficiently isotropic and continuous (Brown, 1977). The waveforms that were collected during the ice establishment phase in December 2015 (Figures 7.2b and 7.3b) are of the specular type with an acute peak. With this type of reflection, only points directly at the nadir contribute substantially to the signal. Virtually all power originates from a small area and, therefore, is confined to a small number of samples of the waveform (Quartly *et al.*, 2019). This peculiarity characterizes ice leads with short, sharp waveforms (Zakharova *et al.*, 2015). An “ice lead” is defined as a demarcation at any point in time between open water and any type of fixed or drifting lake ice (ECCC, 2016). It is also possible to observe more complex waveforms (multiple peaks) along the tracks, depending upon the period. These provide information on open water-floating ice mixing within the lake footprint (Tseng *et al.*, 2013). Figures 7.4 and 7.5 show examples of multi-peak waveforms that were obtained along altimeter cycles 045 (Jason-2) and 0112 (SARAL/Altika) during the lake ice melt period of June 2014.



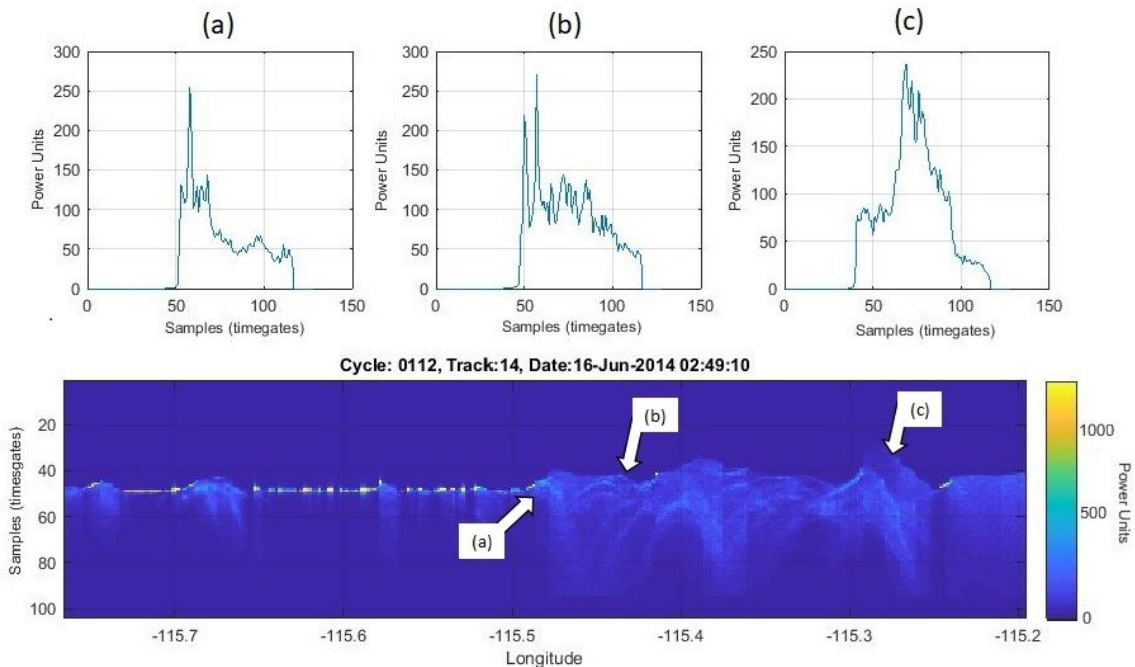
**Figure 7.2. Typical waveforms along Jason-2 Ku-band altimeter tracks over Great Slave Lake: (a) open water; (b) open water with ice leads; and (c) pure ice**



**Figure 7.3. Typical waveforms along SARAL/Altika Ka-band altimeter tracks over Great Slave Lake: (a) open water; (b) open water with ice leads, and (c) pure ice**



**Figure 7.4. Examples of multi-peak waveforms along Jason-2 track during the ice melt date (14-06-2014). Letters (a, b, c) show the locations of multi-peak waveforms**

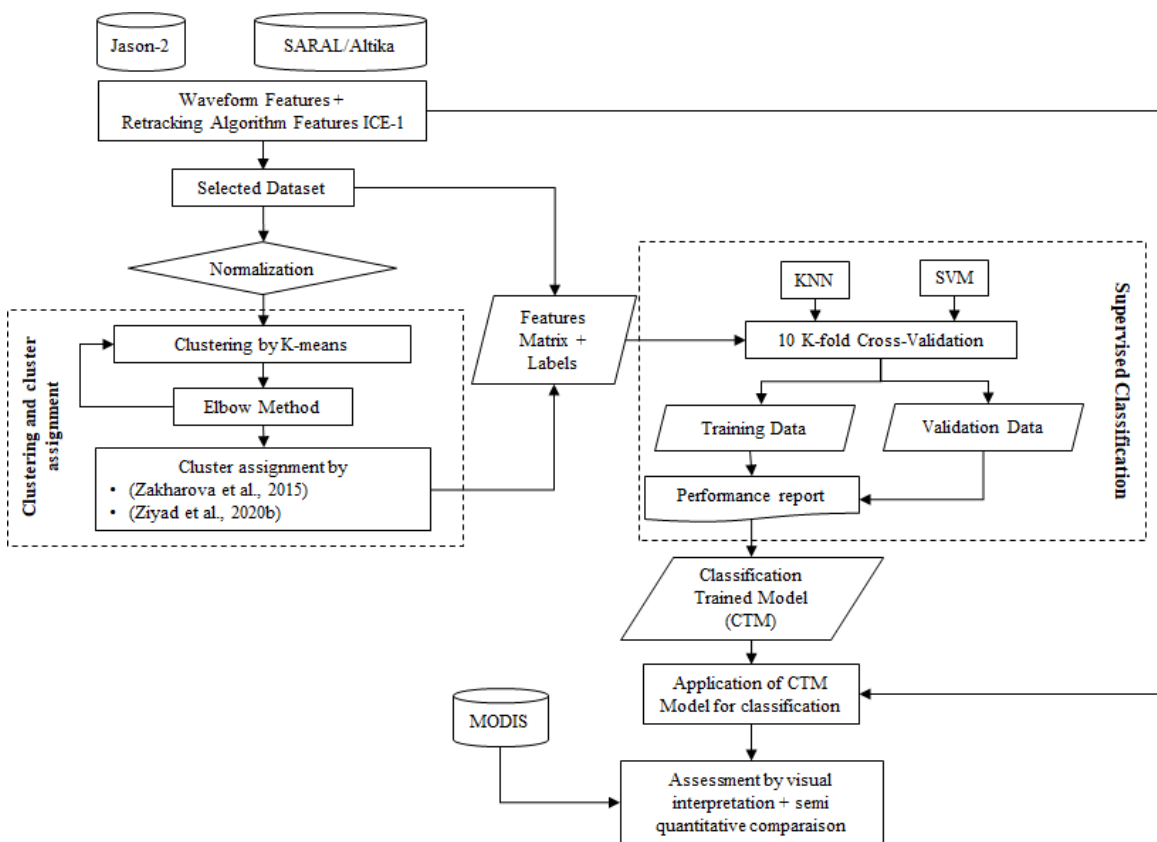


**Figure 7.5. Examples of multi-peak waveforms along SARAL/Altika track during the ice melt date (16-06-2014). Letters (a, b, c) show the locations of multippeak waveforms**



## 7.5. Methodology

The study is based upon a process of clustering waveforms that have been derived from radar altimetry. It combines an unsupervised process and a supervised method. The unsupervised classification of waveforms is conducted on the basis of parameters that are extracted from the waveforms without prior knowledge of the nature of the surface condition. The various parameters are standardized prior to being used. K-means clustering was used to define clusters according to properties of the waveforms (Hartigan et Wong, 1979).



**Figure 7.6. Flowchart of principal steps in the proposed approach**

A dataset was defined to create the trained classification model that would later be used to classify all waveforms in the study. This set included all waveforms that had been acquired from December 2013 to June 2014. In principle, it contained all types of waveforms that would characterize the development of seasonal surface states of Great Slave Lake. For Jason-2, the dataset included 12179 waveforms from cycles 045, 178 and 254. For

SARAL/Altika, the dataset contained 15590 waveforms from cycles 0656, 0112, 0570, 0026, 0753, 0209, 0667, 0123 and 0581. The data sets that were selected for each satellite are first used to define waveform clusters in an unsupervised manner and then to establish the supervised classification (trained model) for each one. Ultimately, the trained models were used to classify all waveforms during the periods that were covered by our study.

The various steps that were taken to classify waveforms and to identify the associated surface types have been summarized in Figure 7.6. They are explained in greater detail in subsequent subsections.

### 7.5.1. Extraction of waveform parameters

Several parameters were extracted from the waveforms that have been obtained from the two platforms Jason-2 and SARAL/Altika for classification purposes (see summary in Table 7.1). These include calculated parameters (Skewness, Kurtosis), parameters that are related to waveform shape (Pmax, Ramp, and Attitude), parameters from the Brown model (backscatter coefficient), and relevant parameters from the ICE-1 retracking algorithm, such as the amplitude, the width of the rectangle, the centre of gravity, and the position of the leading edge (Wingham et Rapley, 1986). The choice of parameters that are related to the ICE-1 algorithm is based upon its relative effectiveness in monitoring water level variations under ice-covered conditions (Ricker, 2015; Ziyad et al., 2020a). Each parameter illustrated in Table 1 was normalized in the common value range from 0 to 1 based on minimum and maximum values, as follow:

$$Y = \frac{X - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \quad (7.1)$$

where Y is the normalized parameter, X is the value of the parameter vector, and  $X_{max}$  and  $X_{min}$  are the maximum and the minimum of the parameter vector.



**Table 7.1. Waveform parameters that were used in the classification process. For more details regarding the parameters, see Chander et Ganguly (2017); Halimi (2013); Ricker (2015); Tournernet *et al.* (2010); Wernecke et Kaleschke (2015)**

<b>Parameters and description</b>	
Backscatter coefficient (sigma 0): Backscatter coefficient calculated from the power of the altimeter return pulse	
Pmax: Maximum value of the waveform between gates 1 and 60	
Ramp: Slope between gates 1 and 60	
Attitude: Slope of the echo between gates 40 and the final value of the waveform	
Skewness = $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[ \frac{w_i - \bar{w}}{s} \right]^3$	(7.2)
Kurtosis = $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[ \frac{w_i - \bar{w}}{s} \right]^4$	(7.3)
where w is waveform vector, $\bar{w}$ is mean waveform vector, s is Standard deviation of waveform, n = Number of waveforms timegates	
ICE1. Amplitude = $\sqrt{\frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)}}$	(7.4)
ICE1. Width = $\left( \frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^4(t)} \right)^2$	(7.5)
ICE1. COG = $\frac{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} iP_i^2(t)}{\sum_{i=1+aln}^{N-aln} P_i^2(t)}$	(7.6)
ICE1. LEP = $ICE - 1. COG - \frac{ICE - 1. Width}{2}$	(7.7)
where Pi is power of the waveform, i is order number of gates on the time scale, N is total number of gates, and aln is number of sampling points that can be affected by spectrum folding at the beginning and end of the waveform	

### 7.5.2. Analysis of potential contributions of waveform parameters

To understand the variability and potential contributions of the considered waveform parameters to the surface classification process, we performed an initial series of basic

statistical analyses. First, Pearson product-moment correlations ( $r$ ) between the different standardized parameters and their ranges of variation were examined. Second, Principal Component Analysis (PCA) was conducted to understand the dependencies among the different waveform parameters being considered, and to anticipate the possible contributions of each to defining the clusters. Preliminary statistical analyses were performed separately for Jason-2 and SARAL/Altika data. In the case of Jason-2, the different parameters that were calculated for 12179 Ku-band waveforms allowed us to produce and analyse the most significant main components. The same exercise was conducted for SARAL/Altika with 15590 Ka-band waveforms. It should be noted that the principal components themselves are not used in the classification. The preliminary statistical analyses (correlations, PCA) conducted at this stage were meant to determine whether the various waveform parameters could be used together directly in the classification process, and possibly to explain the subsequent results.

### **7.5.3. Clustering and class assignments**

K-means partitioning was adopted to group the data into subsets or clusters in an undirected manner. This choice was motivated by the fact that the simple and well-known approach yields good results for this kind of classification problem (Becker *et al.*, 2014; Salameh *et al.*, 2018; Vickers *et al.*, 2019; Ziyad *et al.*, 2020b). In our study, we defined the number of K clusters using the Elbow heuristic (Thorndike, 1953). Heterogeneity among the clusters decreases with decreasing values of the variance. This makes it possible to choose the optimal value of K, which corresponds to the number of clusters beyond which the variance remains constant.

The clusters that were obtained using the K-means method are then assigned to the main classes of observed waveforms. Our approach is based upon previous studies that were conducted by Ziyad *et al.* (2020b) and by Zakharova *et al.* (2015). Indeed, analysis of the properties of typical waveforms (Section 7.4), combined with the method of Ziyad *et al.* (2020b), makes it possible to assign clusters to three main surface states: "open water," "pure ice" and "Freeze-thaw ice." Cluster assignments were based upon the values of the following altimetry and radiometric parameters: backscatter coefficient (dB), peakiness, and brightness temperature (K). The approach is based upon a decision tree in which the

thresholds for each parameter are known to automatically identify the different surface conditions. It can be summarised as follows (Ziyad *et al.*, 2020b):

For the Ku-band

$$\begin{cases} \sigma^0 \leq 22.9 \text{ and Peakiness} \leq 3.9 \text{ and } T_B \leq 181.8 \rightarrow \text{Open water} \\ \sigma^0 \leq 27.9 \text{ and Peakiness} \leq 4.6 \text{ and } T_B \geq 166.2 \rightarrow \text{Pure ice} \\ \sigma^0 \geq 41 \text{ and Peakiness} \geq 17.4 \text{ and } T_B \geq 202.1 \rightarrow \text{Freeze – thaw ice} \end{cases} \quad (7.8)$$

For the Ka-band

$$\begin{cases} \sigma^0 \leq 14.3 \text{ and Peakiness} \leq 6.2 \text{ and } T_B \leq 180.1 \rightarrow \text{Open water} \\ \sigma^0 \leq 13.6 \text{ and Peakiness} \leq 6.9 \text{ and } T_B \geq 214.8 \rightarrow \text{Pure ice} \\ \sigma^0 \geq 17.2 \text{ and Peakiness} \geq 9.7 \text{ and } T_B \geq 178 \rightarrow \text{Freeze – thaw ice} \end{cases} \quad (7.9)$$

By incorporating the work of Zakharova *et al.* (2015), we could add a new class denoted "Ice leads" from the waveform group of the class "Freeze-thaw ice." Addition of the "Ice leads" class permitted further refinement of the "Freeze-thaw ice" class that was defined by the approach of Ziyad *et al.* (2020b). Ice leads are characterized by specular waveforms. Thus, Zakharova *et al.* (2015) used this property to identify them on sea ice based on the interpretation of the maximum power (MP) value of the waveforms. The results showed that the MP parameter can detect small- to medium-size ice leads ranging from 200 m to about 4 km, with a sensitivity of  $\pm 3$  dB (Zakharova *et al.*, 2015). Equation 7.9 describes the maximum power formula:

$$MP = 10 * \log_{10}(\max(P_i) * 10^{AGC/10}) \quad (7.10)$$

where AGC is the antenna gain (in dB) that was applied to restore the total power value of the waveform.

The Ice Lead class is characterized by a unimodal distribution (Figures 7.2b and 7.3b), with high specularity of waveforms, the main peak of which is positioned on the high MP values ( $> 70$  dB). Zakharova *et al.* (2015) defined another class, referred to as "potential leads." This class is generally characterized by a bimodal distribution given that it partly contains actual areas of ice leads plus artifacts. We also consider the latter in the classification process.

In summary, the final approach that was adopted in this study exploits both the statistics that were derived from the physical properties of the clusters in terms of altimetry (backscatter coefficient, peakiness) and radiometric (brightness temperature) parameters according to equations 7 and 8 from the study by Ziyad *et al.* (2020b), and the Maximum Power method (equation 7.9; Zakharova *et al.*, 2015), to assign clusters to the most appropriate surface conditions. Clusters are assigned, therefore, to one of the following four classes: "open water," "pure ice," "Ice leads" or "Potential leads." All clusters with ambiguous properties that do not allow them to be classified into one of these four classes were labelled as an "Undefined."

#### **7.5.4. Supervised classification**

After clustering the waveform data separately for Ku- and Ka-bands using the K-means method, characteristics of the clusters and their identities were used in two different supervised classification approaches. These are the KNN (K-nearest neighbour) algorithm, and the SVM (Support Vector Machine) machine learning approach. Details of these techniques are available from a number of sources (e.g., Altman, 1992; Duda *et al.*, 1998; Mountrakis *et al.*, 2011; Shoesmith *et al.*, 1984). After their assignments to membership classes (Section 7.5.3), each cluster was considered as a group of ground-truthing samples. The class of the cluster was assigned to each of the samples, using the waveforms that constituted it. The statistics of the altimeter parameters for each cluster were used to classify them in a supervised manner, by employing the 12179 Jason-2 waveforms and the 15590 SARAL/Altika waveforms for the period 2013-2014. This exercise defined a "classification trained model" (CTM) that could later be used to classify the remaining waveforms of the study, i.e., between August 2008 and September 2016 for Jason-2, and between March 2013 and June 2016 for SARAL/Altika.

To provide itself with a means of validation, the strategy that was adopted to construct the CTM and evaluate its performance, in each case, was based upon k-fold cross-validation (Lachenbruch et Mickey, 1968; Stone, 1976). This method divides the data into k sub-samples (blocks); one of the k sub-samples is used for validation or testing and k-1 sub-samples constitute the training data. The cross-validation process is repeated k times, with each of the k sub-samples being used exactly once as validation data. In this study, we

applied a value of  $k = 10$  to the cross-validation (i.e., 10-fold cross-validation). Performance of the two classification models was calculated from the confusion matrix, considering the following indicators: Accuracy, Error, Sensitivity, Specificity, Precision and F1 score (Reyes Ortiz, 2015).

#### **7.5.5. Evaluation of the classification with MODIS data**





The evaluation of the waveform classification was conducted by comparing the results obtained with two products from MODIS imagery, including a multispectral colour composite and the NDSI. Since ground truth data is difficult to collect along satellite tracks, we relied on some MODIS products for visual and semi quantitative comparison in this study. The analysis covered several MODIS images acquired on Great Slave Lake at the same date as the Jason-2 and SARAL/Altika satellite altimeter cycles.

The multispectral MODIS data (500 m) permits visual identification of ice presence on the lake according to the texture and grayscale of the images. Ice cover appears clear and bright, while ice leads are represented by dark areas with sharp boundaries and linear shapes, as seen in the MODIS images (Wernecke et Kaleschke, 2015). Open water with low albedo also appears dark. NDSI products provide information regarding the presence of snow/ice fractions within pixels (Riggs *et al.*, 2006). They have been used to identify the boundaries of ice cover and cloud in MODIS images.





In addition, to the visual evaluation, we used MODIS products for a semi quantitative analysis of the classifications. For that purpose, we sampled multiple regions of interest (ROIs) from MODIS red band, and then compared them with the classification results obtained from Jason-2 and SARAL/Altika. The choice of the red band is justified here, as it allows a clear discrimination between open water and the presence of ice over lakes, and detect ice-water boundaries (Zhang et Pavelsky, 2019). The size of the ROIs corresponds to an approximate footprint size of the altimeter, i.e. 20 km for Jason-2 and 8 km for SARAL/Altika (Verron *et al.*, 2015). ROIs were sampled from the same dates used for visual identification. First, we selected manually the reference ROIs for each class on MODIS data, and calculated their corresponding mean value of grayscale intensity, as illustrated in Table 7.2 and Table 7.3, respectively for both satellites. Second, ROIs were

selected randomly along altimetry tracks. Their mean grayscale intensity values were computed and compared respectively to those of the reference ROIs. A ROI was assigned to the same class as a reference ROI, if their grayscale values were in the same range. The number of ROIs corresponding to each class were recorded for both satellites (see Tables 7.2 and 7.3) to perform the semi quantitative analysis. Common criteria were used for that analysis, i.e. Confusion matrix, Overall Accuracy, and Cohen’s kappa coefficient (Shih *et al.*, 2012).

**Table 7.2. Example of illustration of ROIs used for semi-quantitative evaluation of the classification of Jason-2 waveforms**

Classes	The reference ROIs from MODIS images	Grayscale intensity (0-256)	Number of ROIs
Open Water		~ 30	258
Undefined		~50, ~92	15
Potential ice leads / Ice leads		~175, ~195, ~140 ~181, ~186, ~169	10
Pure ice		~ 200	38

**Table 7.3. Example of illustration of ROIs used for semi-quantitative evaluation of the classification of SARAL/Altika waveforms**

Classes	The reference ROIs from MODIS images	Grayscale intensity (0-256)	Number of ROIs
Open Water		~ 30	469
Undefined		~71, ~122, ~113	28
Potential ice leads / Ice leads		~178, ~164, ~163	29
Pure ice		~ 200	21

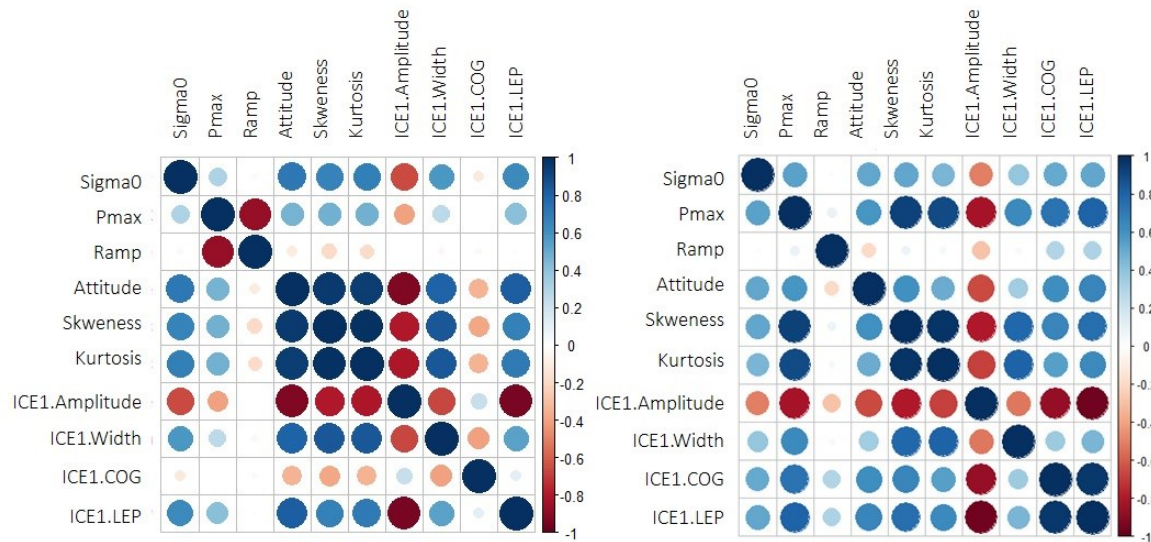
## 7.6. Results

### 7.6.1. Analysis of waveform parameter contributions

As a first step, we examined the correlations between the different waveform parameters that were considered for Jason-2 (12179 samples) and SARAL/Altika (15590 samples), respectively. The results are summarized in Figure 7.7.

In the case of the Jason-2 data, the most redundant parameters are Attitude, Skewness and Kurtosis. They are highly correlated with one another and show almost similar levels of correlation with the other parameters (i.e., exhibited multicollinearity). With few exceptions (for example, with Ramp), correlations between parameters are significant at  $p = 0.05$  (p-values not shown here). Nevertheless, explained variances are relatively small (< 40%) in general, or the correlations are negative. For example, the correlation between Ramp and Pmax is strong and negative ( $r = -0.87$ ). Ramp and Pmax also have low or negative correlations with other parameters. They could thus contribute more to the classification of Jason-2 data than other parameters, as could Amplitude ICE-1 with its strong negative correlations. In the case of SARAL/Altika, the redundant parameters are

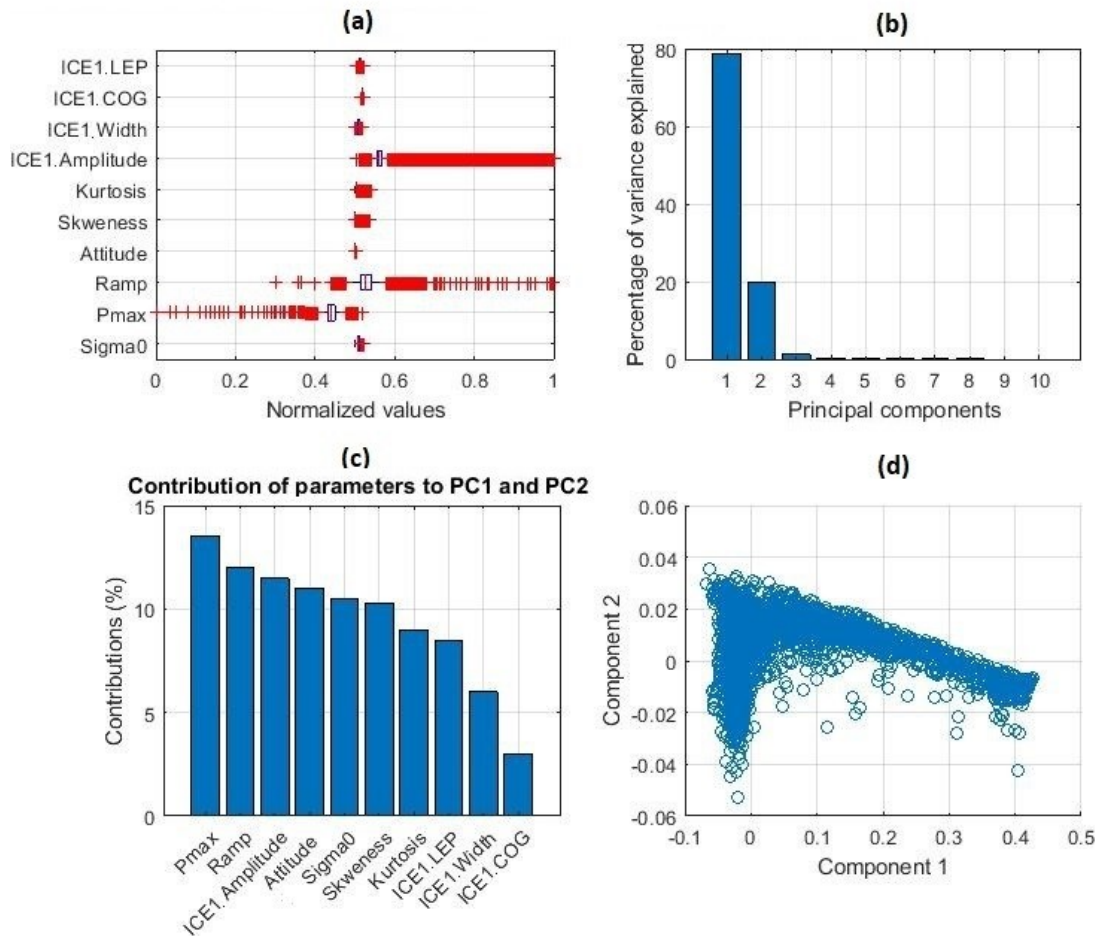
Skewness and Kurtosis. Here again, most correlations among the parameters are statistically significant, but generally with explained variance levels that do not allow us to exclude parameters from the classification process. The parameter Amplitude ICE-1 shows negative correlations with the others, while Ramp exhibits very low correlations ( $r < 0.30$ ). These two parameters could contribute greatly to the classification of SARAL/Altika data.



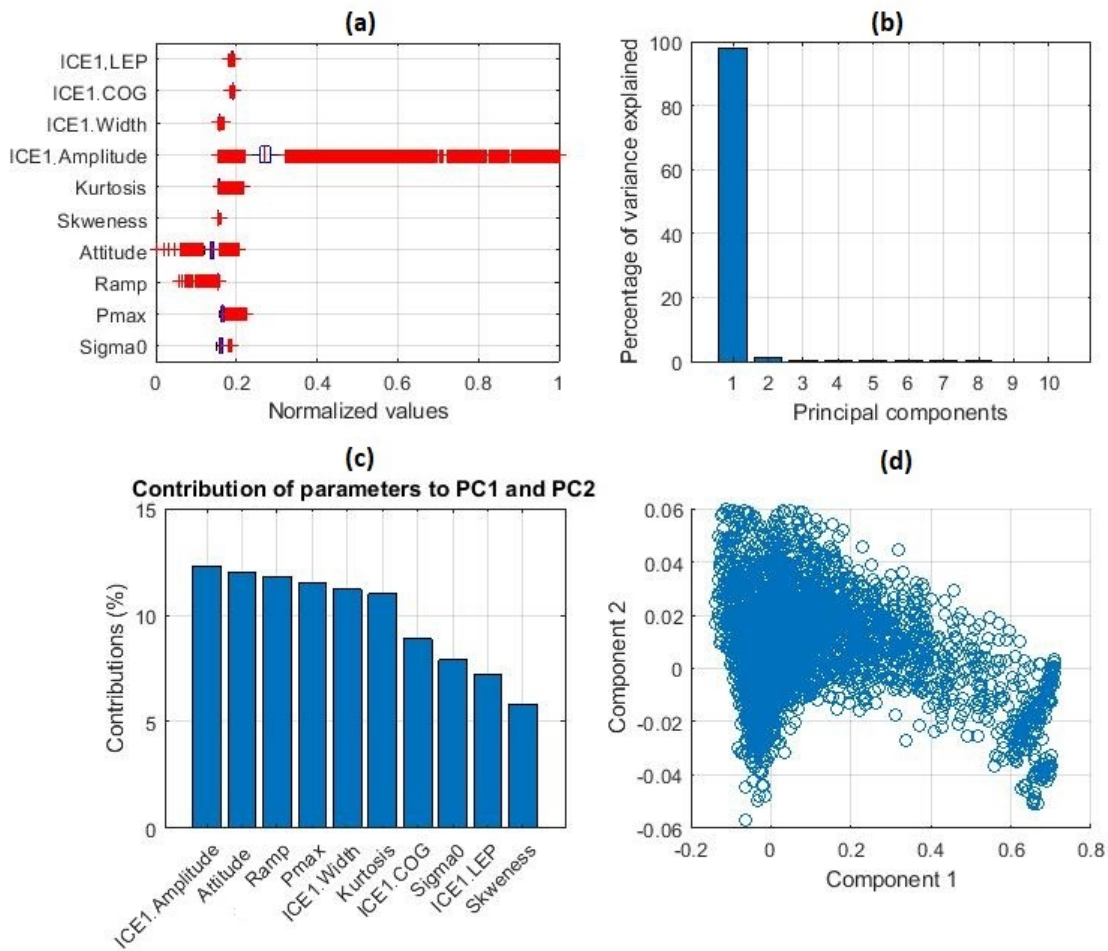
**Figure 7.7. Pearson product-moment correlations among waveform parameters: size and colour of the closed circles represent the strength and direction of the correlations; symbols along the diagonal represent correlations ( $r = 1$ ) of the variables with themselves. The left-hand panel summarizes Jason-2 data; the right-hand panel summarizes SARAL/Altika data**

Figures 7.8 and 7.9 present the results of principal component analyses using the 12179 Ku-band waveforms from the Jason-2 satellite and the 15590 Ka-band waveforms from the SARAL/Altika satellite, respectively. Figures 7.8a and 7.9a show the variation of the parameters, summarized in their respective box-and-whisker plots (see explanation Figure 7.8). These results reveal the stability of the parameters with reference to their median values and their extreme values. Ku-band waveform classification could be influenced by the wide range of values for Amplitude ICE-1, Pmax, and Ramp (Figure 7.8a). For the classification of Ka-band waveforms, the amplitude of the waveform that was calculated from the ICE-1 algorithm could be the main factor, followed by attitude and Ramp (Figure 7.9a).





**Figure 7.8: Principal component analysis of waveform parameters derived from the Jason-2 satellite. (a) Box-and-whisker plots of the cumulative distribution of observations around the median value (50<sup>th</sup> percentile, vertical red line) for each parameter. Edges of the white box enclosing the median are the 25<sup>th</sup> and 75<sup>th</sup> percentiles (the range between these values is the Inter-Quartile Distance). The 10<sup>th</sup> and 90<sup>th</sup> percentiles are respectively the lower (left) and upper (right) whiskers that extend from the boxes. Extreme values beyond the whiskers (red crosses) are greater than 1.5 x IQD from the median. (b) Proportion of total variance that is explained by each component, as a percentage. (c) Contributions of each parameter to defining the first two components, as percentages. (d) Ordination scatterplot of observations (waveforms) based upon their factor scores calculated from PC 1 and 2 (which explain 98% of the variance)**



**Figure 7.9. Principal component analysis of waveform parameters derived from the SARAL/Altika satellite. (a) Box-and-whisker plots of the cumulative distribution of observations around the median value (50th percentile, vertical red line) for each parameter, as defined in Figure 7.8. (b) Proportion of total variance that is explained by each component, as a percentage. (c) Contributions of each parameter to defining the first two components, as percentages. (d) Ordination scatterplot of observations (waveforms) based upon their factor scores calculated from PC 1 and 2 (which explain 97% of the variance)**

PCA demonstrated that the first two components are sufficient for explaining the variance of the Ku-band waveform data (Figure 7.8b), while only the first component explains the variance of the Ka-band data (Figure 7.9b). Figures 7.8c and 7.9c illustrate the percentage contributions of the parameters in defining the first two components. The larger the

percentage, the greater the contribution made by the parameter to the major components (Abdi et Williams, 2010; Kassambara, 2017). In the case of Jason-2, Pmax, Ramp, and Amplitude ICE-1 contribute the most, consistent with the variability that is observed in their respective box-plots (Figure 7.8a). For SARAL/Altika, slightly higher contributions originate from Amplitude ICE-1, Attitude, and Ramp, which also exhibit the greatest variation in the box-plots (Figure 7.9a). In both cases, it is clear all waveform parameters that were considered affect the first two principal components, with their individual contributions ranging from 3% to 13%; for many parameters, contributions made by adjacent parameters were very similar in magnitude (Figures 7.8c and 7.9c). The visual interpretation of the distribution of the first two components in each case suggests at least two distinct cluster, which at first glance may mean two large classes of waveforms (Figures 7.8d and 7.9d).

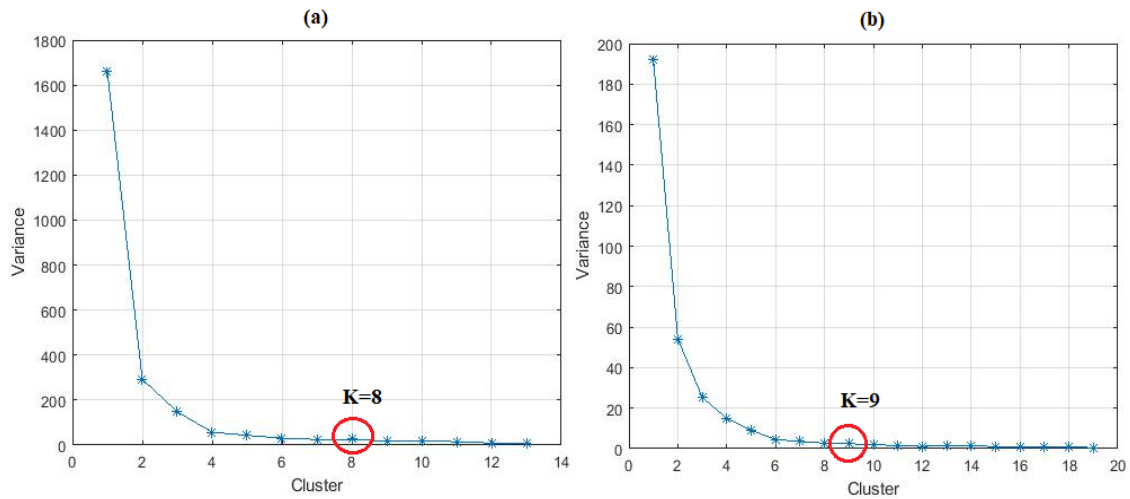
Using only two PCs in the classification process could lead to greater confusion in defining the classes, given the clustering that was observed. Considering the correlations among the different parameters (Figure 7.7) in each case, together with the significant contributions that were observed in Figures 7.8c and 7.9c, it was logical to consider all 10 parameters in the classification exercise.

### **7.6.2. Cluster definition and allocation**

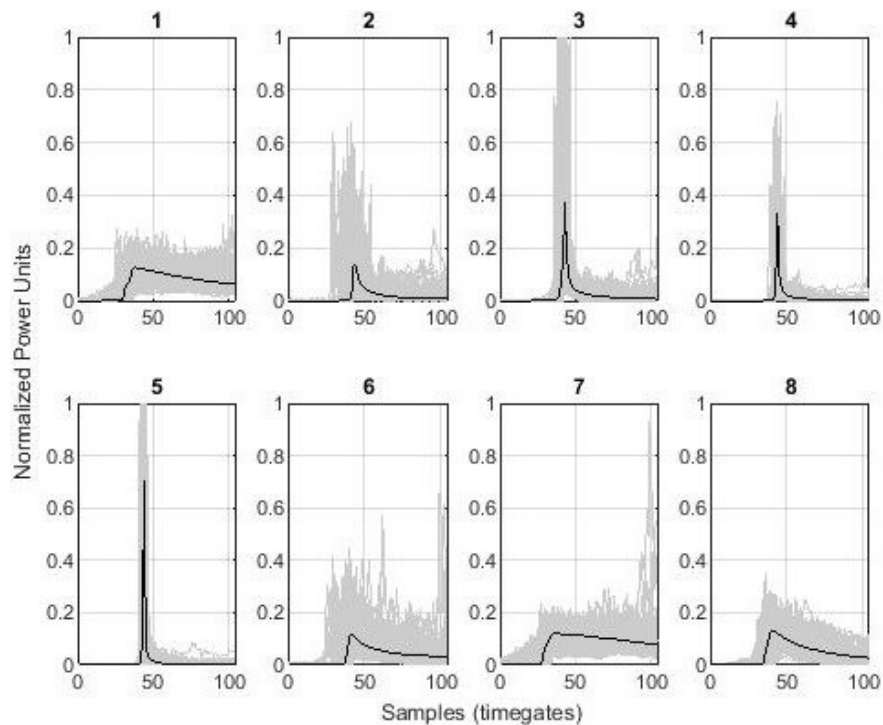
Figure 7.10 (a and b) shows the observed relationships between explained variances and the number of clusters for the Jason-2 and SARAL/Altika data, respectively. Visual inspection of these figures allowed us to set the optimum number of clusters to  $K = 8$  for the Jason-2 data, and to  $K = 9$  for SARAL/Altika data.

Application of the K-means algorithm (see Section 7.5.3) made it possible to group Jason-2 data into 8 clusters (Figure 7.11) and those of SARAL/Altika into 9 clusters (Figure 7.12). The average waveforms that are associated with each cluster are shown in both figures. In the case of the Jason-2 data, peaks in the sample distributions could be clearly defined in each cluster, which in turn was characterized by a generally known waveform. Only clusters 6, 7, and to a lesser extent cluster 2, appear to be noisier among samples (*timegates*)

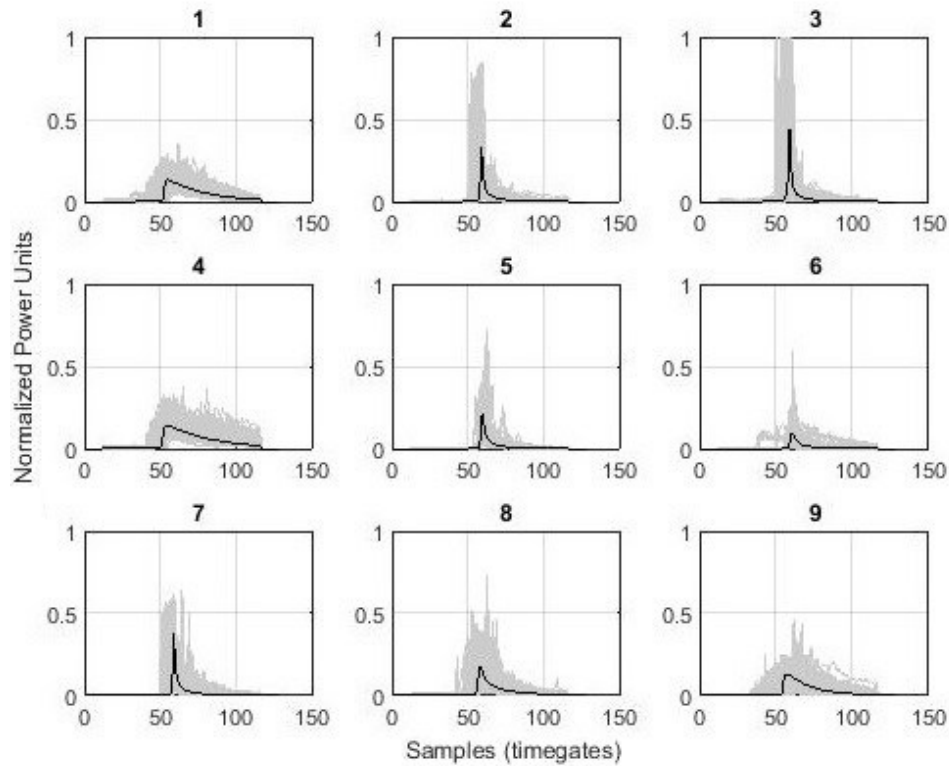
that follow the main peak. In the case of SARAL/Altika data, all 9 clusters have de-noised distributions that can be associated with known waveforms.



**Figure 7.10. Variance curves for defining the optimal number of K clusters from a) Jason-2 Ku-band and b) SARAL/Altika Ka-band waveform data**

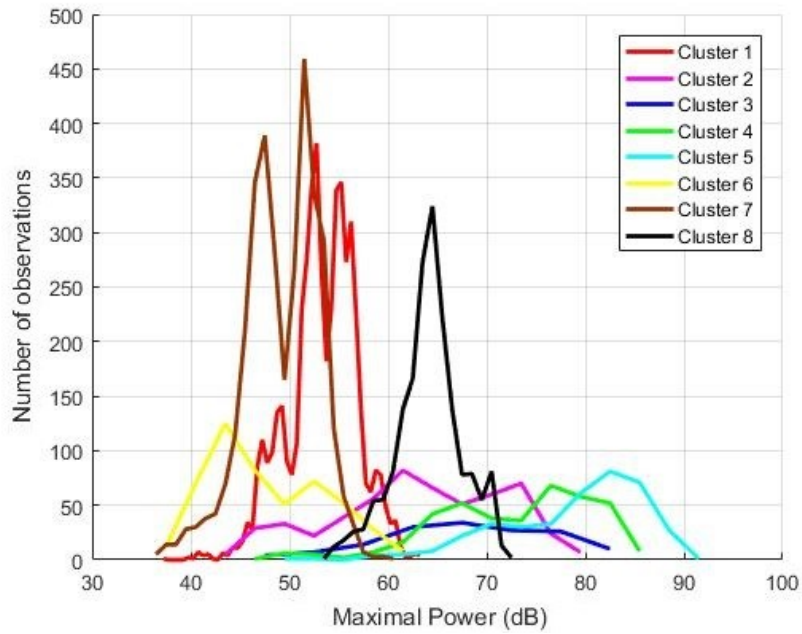


**Figure 7.11. Clusters of Ku-band waveforms. The numbers from 1 to 8 indicate the cluster numbers.**

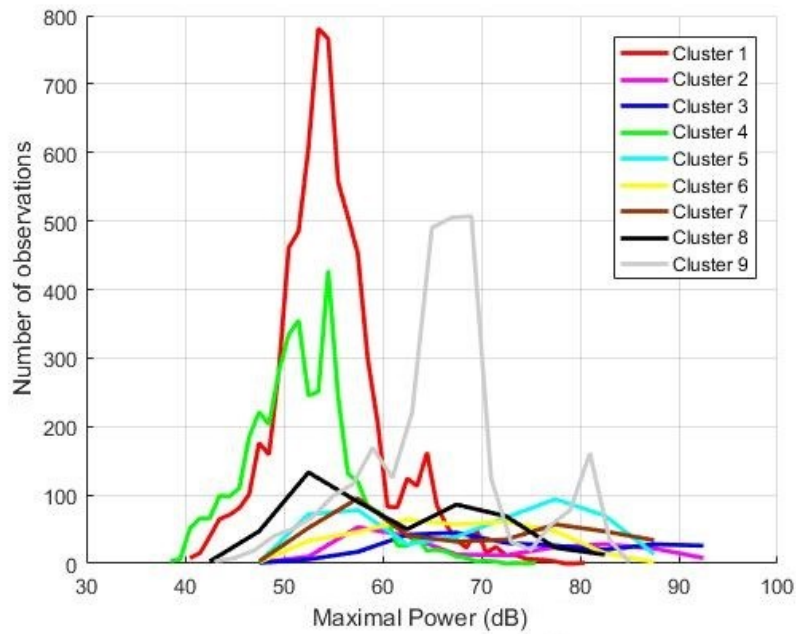


**Figure 7.12. Clusters of Ka-band waveforms. The numbers from 1 to 9 indicate the cluster numbers.**

As explained in Section 7.5.3, the proposed method for cluster identification combines the approaches of Ziyad *et al.* (2020b) and Zakharova *et al.* (2015) in examining cluster characteristics (Figures 7.11 and 7.12). Figures 7.13 and 7.14 show statistical cluster distributions of the Ku-band and Ka-band waveforms at maximum power. These statistical distributions help us to determine which clusters define the classes of ice leads on the lake according to Zakharova *et al.* (2015) (Section 7.5.3). Implementation of this method, together with the approach of Ziyad *et al.* (2020b), made it possible to assign clusters to different surface states. The results are shown in Figures 7.15 and 7.16, with the five classes illustrated with different colors.



**Figure 7.13. Distribution of Maximum Power in the Ku-band clusters on Great Slave Lake during the freeze-thaw period of 2013-2014**



**Figure 7.14. Distribution of Maximum Power in the Ka-band clusters on Great Slave Lake during the freeze-thaw period of 2013-2014**

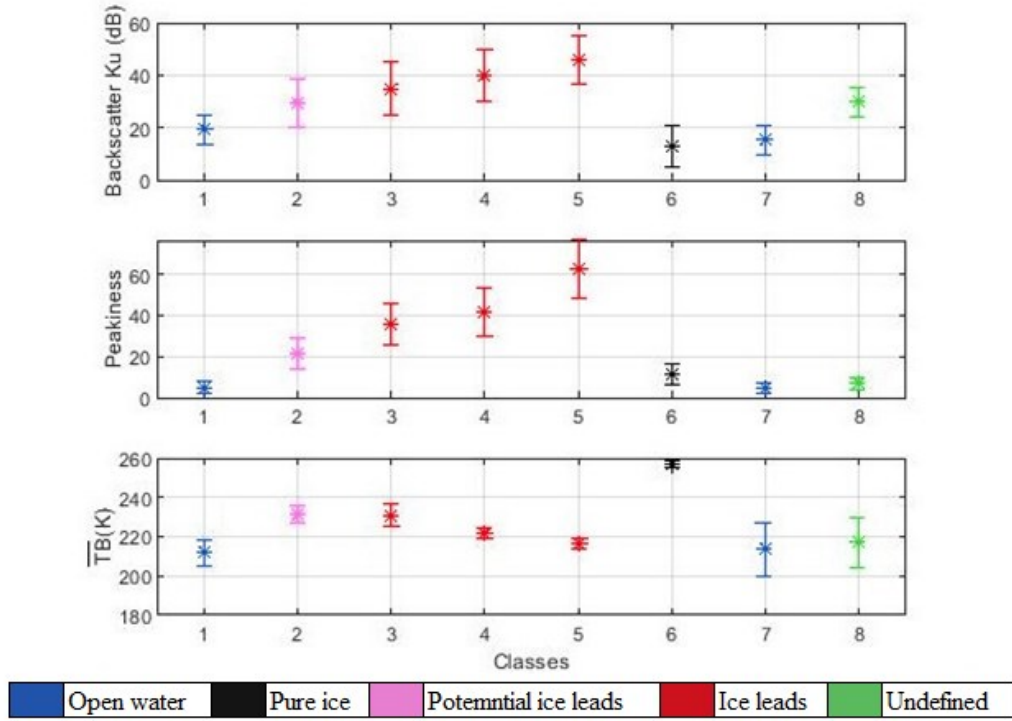


Figure 7.15. Variation in altimetry parameters in Ku-band clusters

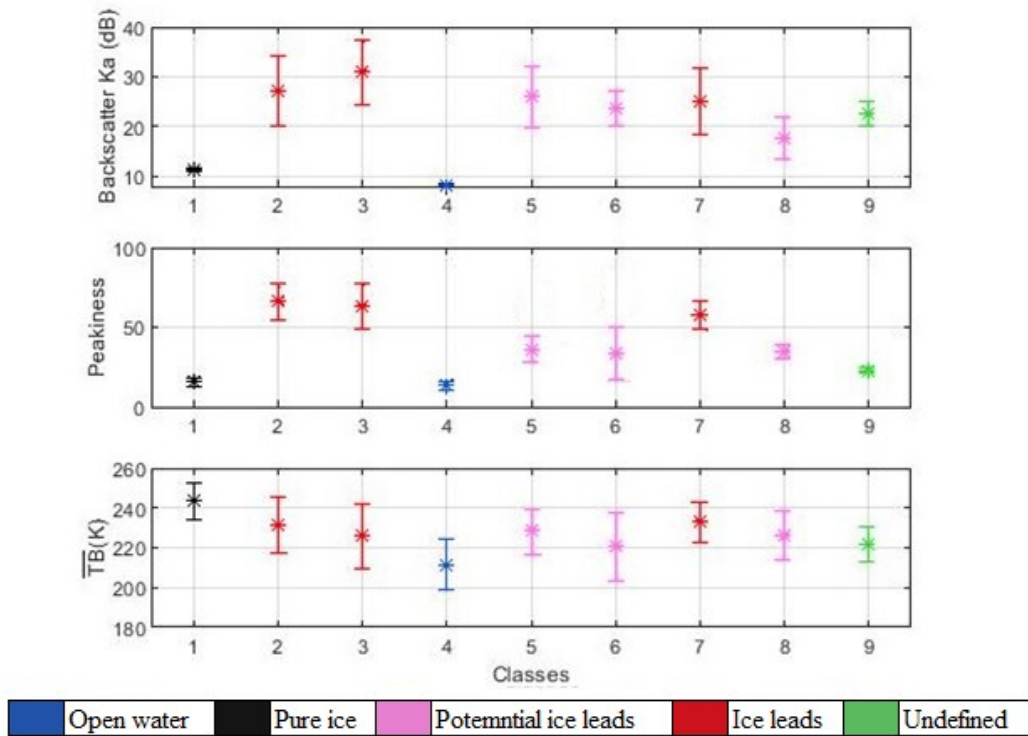


Figure 7.16. Variation in altimetry parameters in Ka-band clusters

Examination of Figures 7.15 and 7.16 leads to the following observations:

- Ku-band (Clusters 1 and 7) and Ka-band (Cluster 4) clusters are characterized by a medium Brown-type waveform, with low backscatter, a low-power trailing edge, and low bright temperature values. This corresponds to an “open water” class.
- Ku-band (Cluster 6) and Ka-band (Cluster 1) clusters have similar statistics to clusters in the "open water" class, but with high brightness temperatures. Therefore, they belong to the "Pure Ice" class.
- Ku-band clusters (clusters 3, 4, and 5) and Ka-band clusters (clusters 2, 3, and 7) are characterized by narrow, specular waveforms with high maximum power values. These clusters are marked by strong backscatter due to the high specularity of the sampled surface. Bright temperature values are lower than the statistics that were obtained for "pure ice" clusters, providing information on the water-ice mixture within the footprint. These clusters belong to the "Ice lead" class.
- Ku-band (Cluster 2) and Ka-band (Clusters 5, 6, and 8) clusters are characterised by a specular leading edge with low power compared to "Ice Lead" class clusters, and by a steep trailing edge. The statistics in terms of backscatter, peakiness and brightness temperature are situated between clusters of the "Open Water" and "Ice Lead" class. Therefore, they are clusters belonging to the class "Potential Ice Lead."
- Cluster 8 (Ku-band waveforms) and cluster 9 (Ka-band waveforms) have been assigned to the "Undefined" class. These clusters define surface types for which trends are not similar to those of the four previous classes. They are characterized by backscatter coefficients and brightness temperatures that are situated between the two classes "Open Water" and "Ice Lead," with low power. Therefore, we cannot place them into one of the known classes.

A priori, the emergence of different clusters offers the possibility of assigning each Ku-band or Ka-band waveform to a specific surface state during the freeze-thaw period of 2013-2014. Based upon these observations, we can affirm that the K-Means algorithm satisfactorily discriminates and clusters the waveforms.



### 7.6.3. Supervised classification

Table 7.4 summarizes the performance of the six metrics that were used to assess the classification of the 12179 Ku-band waveforms and 15590 Ka-band waveforms, using the KNN and SVM methods, respectively, with cross-validation of 10 blocks. The two methods show very similar results for both Ku-band and Ka-band data. SVM performs slightly better than KNN, but the difference is slight. For the remainder of this paper, only the SVM method has been retained as the CTM for classifying all the remaining waveforms.

**Table 7.4. Metrics of the KNN (K-Nearest Neighbour) and SVM (Support Vector Machine) classifications from Jason-2 and SARAL/Altika data**

Data	Method	Accuracy (%)	Error	Sensitivity	Specificity	Precision	F1 Score
Jason-2 (K = 8)	KNN	91.45	0.08	0.78	0.97	0.82	0.78
	SVM	92.04	0.08	0.79	0.97	0.83	0.80
Data	Method	Accuracy (%)	Error	Sensitivity	Specificity	Precision	F1 Score
SARAL/ Altika (K = 9)	KNN	96.73	0.03	0.95	0.99	0.96	0.96
	SVM	98.80	0.01	0.98	0.99	0.98	0.98

### 7.6.4. Comparison with MODIS products

Following the application of the selected CTM, i.e., the trained SVM model, all Jason-2 and SARAL/Altika waveforms were classified for the study period. Visual comparisons and semi-quantitative comparison were made that attest to the quality of the results. Waveform classes were projected along the altimeter tracks during freeze-up and thaw periods on MODIS data that were acquired on the same dates (see Section 7.5.5). These are true colour images (500 m spatial resolution) and NDSI products of the MODIS imagery.

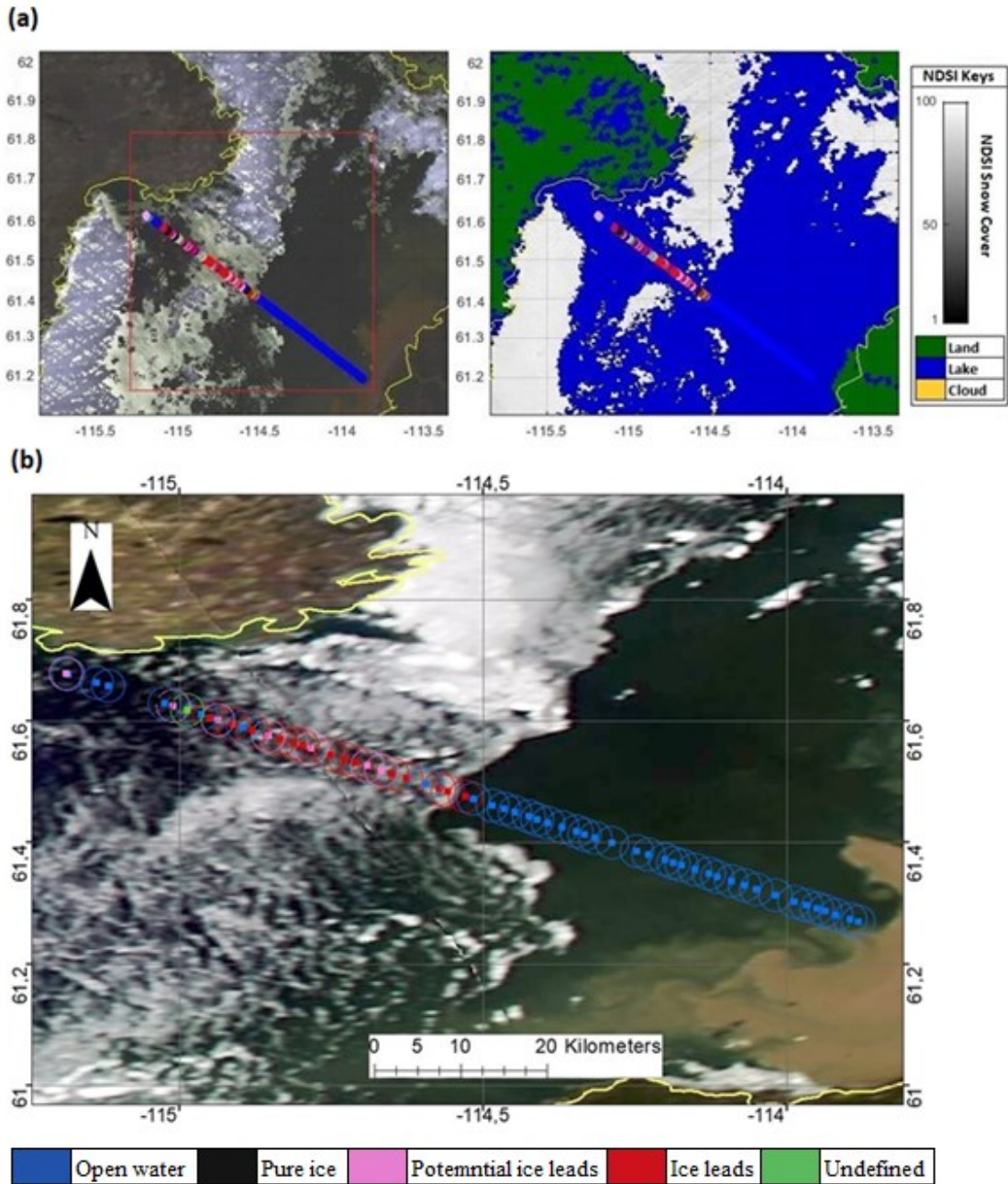
Figures 7.17 to 7.19 and Figures 7.20 to 7.22 respectively provide examples of projections of the Ku-band and Ka-band waveform classification classes along altimeter tracks on the

MODIS images. The latter display the different surface states of the lake over several periods of freeze-up and thaw.

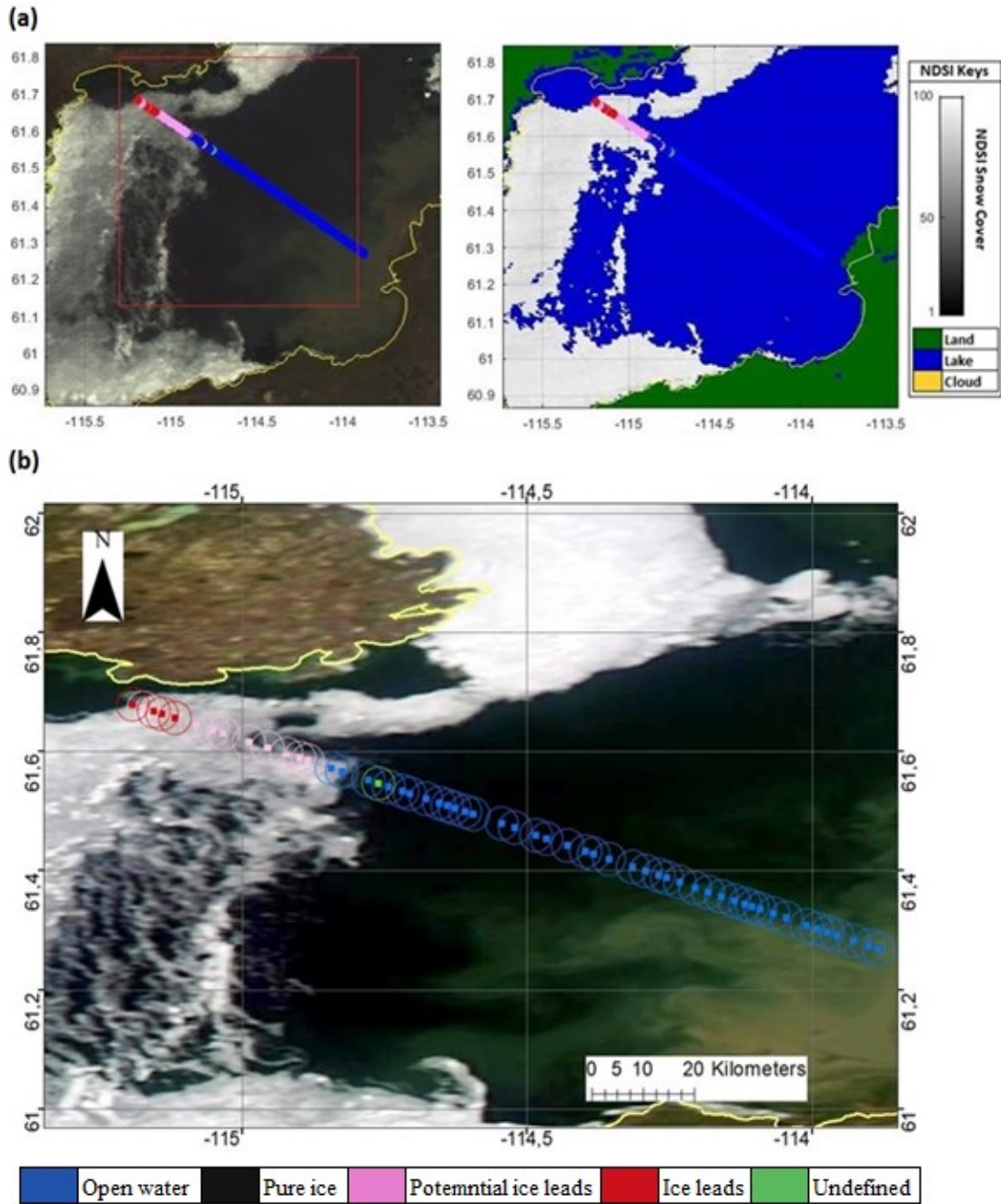
During thaw periods on Great Slave Lake, as shown in Figures 7.17 and 7.18, the "open water" class that resulted from the Ku-band waveform classification process strongly overlaps the areas of open water that are visible on the MODIS image along the altimeter tracks. "Potential Ice Lead" and "Ice Lead" classes do appear in areas that are marked by partial ice or ice fragments in the MODIS images. These examples, which have been displayed for illustrative purposes, qualitatively validate results of the classifications that were performed on the Jason-2 data.

Similar remarks can be made qualitatively by superimposing classification results that were obtained with SARAL/Altika onto the corresponding MODIS images. Figures 7.19 and 7.20 are shown for illustrative purposes to demonstrate visual validation of SARAL/Altika. The "open water" class overlaps strongly with open water areas that are visible on the MODIS image, while "Potential Ice Lead" and "Ice Lead" classes appear where they are expected to be, i.e., in areas marked by the presence of partial ice or ice fragments on the MODIS images.

Transitional boundaries between open water and ice leads are distinct features along the elevation tracks on the MODIS images. Figures 7.21 and 7.22 respectively illustrate Jason-2 and SARAL/Altika examples. In both cases, data originate from the end of November, which corresponds to the period when freeze-up builds during its progression from the leads towards the middle of the lake, which is still occupied by open water.

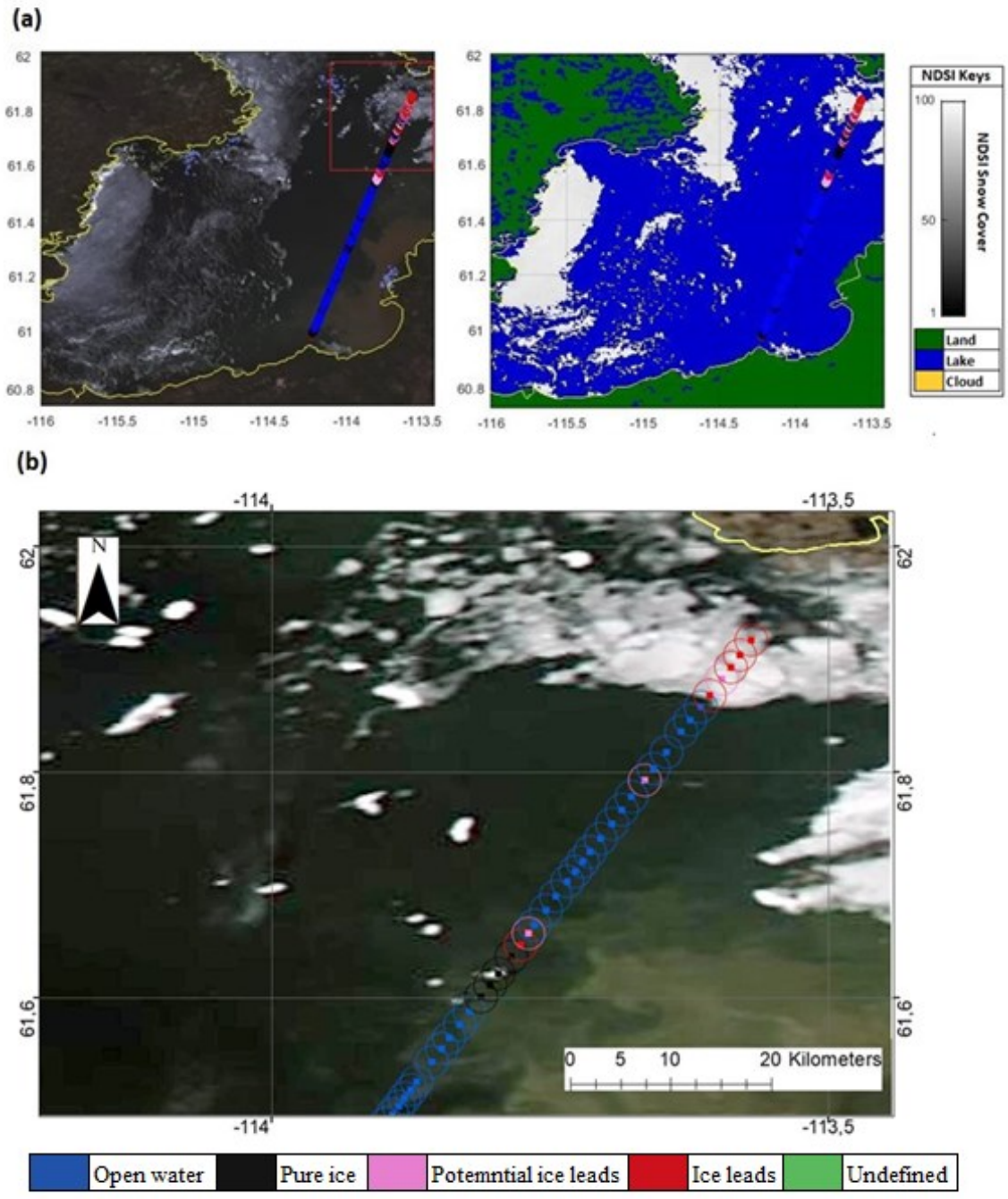


**Figure 7.17. a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 216, date: 12-06-2014 19:05:28 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2014 thaw period (12-06-2014 14:34:52 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image**

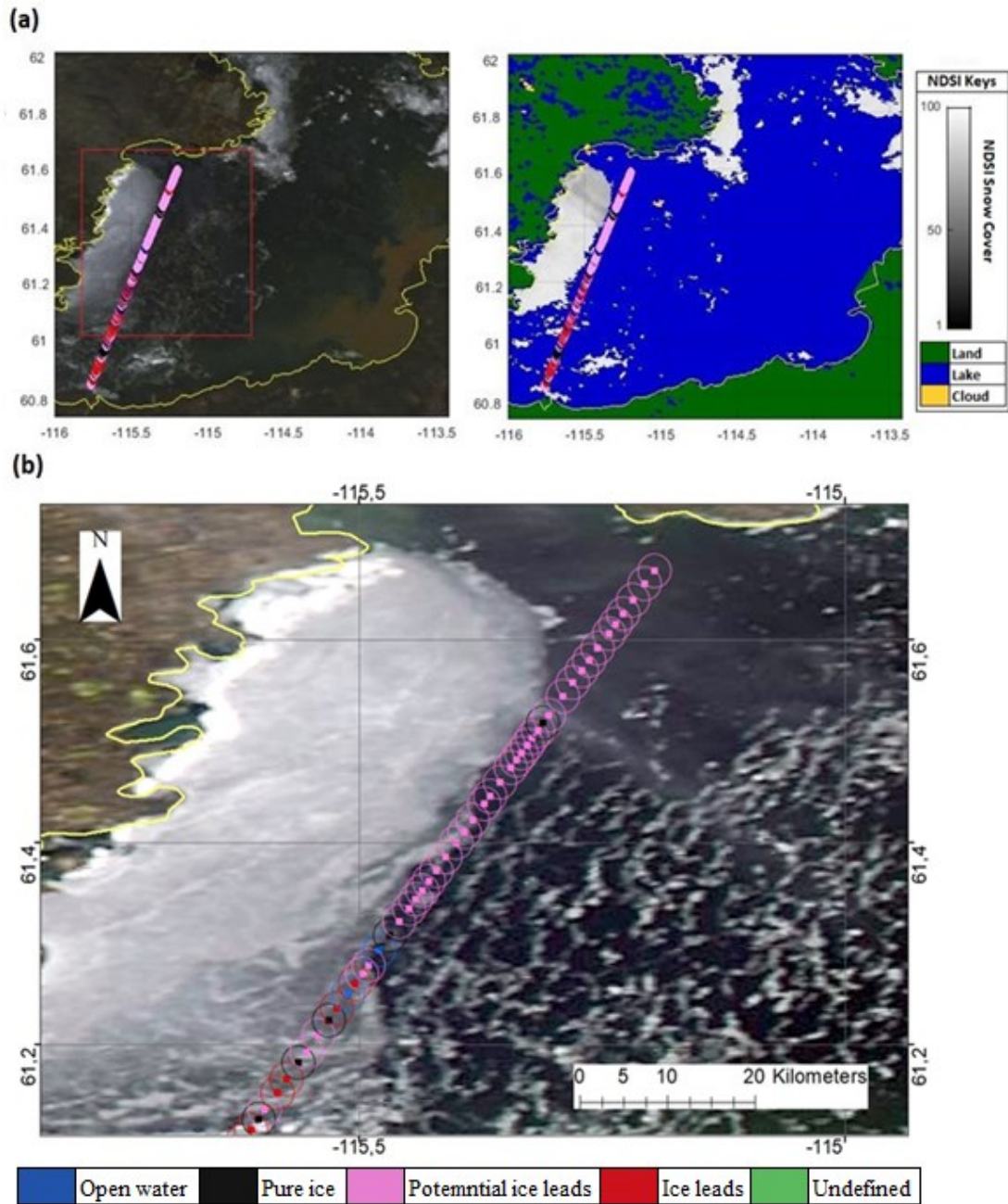


**Figure 7.18. a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 290, date: 26-05-2016 13:16:29 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2016 thaw period (26-05-2016 06:11:24 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image**



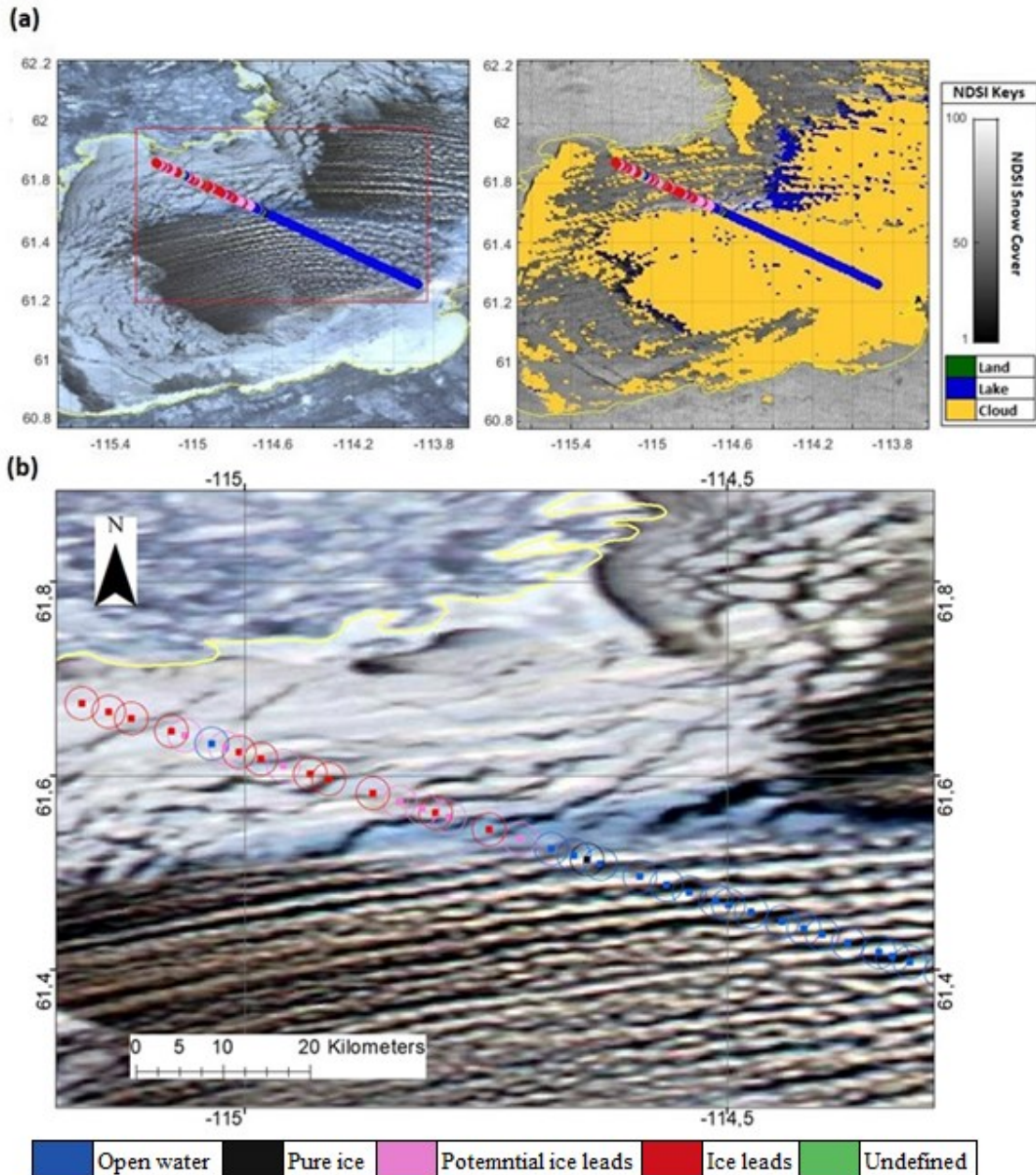


**Figure 7.19. a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0026, track 14, date: 13-06-2014 02:35:49 GMT) onto the MODIS true colour image and NDSI product during the 2014 thaw period (13-06-2014 12:40:16 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS true colour image**

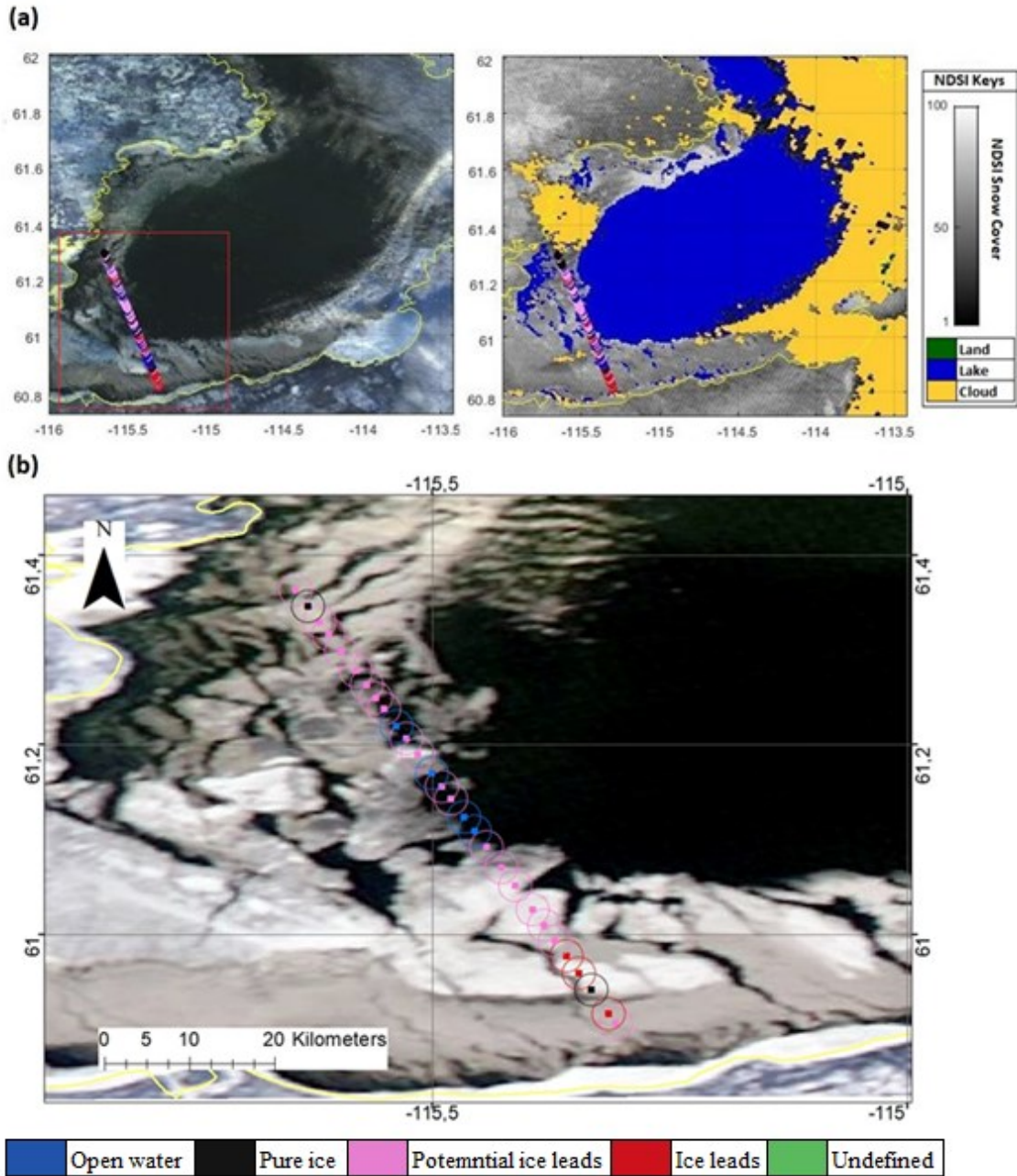


**Figure 7.20. a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0112, track 14, date: 13-06-2014 02:41:34 GMT) onto the MODIS true colour image and NDSI product during the 2014 thaw period (13-06-2014 12:40:16 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS true colour image**





**Figure 7.21: a) Example of projection of Ku-band waveform classes along the Jason-2 satellite track (cycle 254, track 235, date: 28-11-2014 04:37:27 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2014 freeze-up period (28-11-2014 12:12:38 GMT); b) Enlarged view of the projection on the MODIS image**



**Figure 7.22: a) Example of projection of Ka-band waveform classes along the SARAL/Altika satellite track (cycle 0209, track 29, date: 25-11-2015 11:59:37 GMT) onto the true colour MODIS image and NDSI product during the 2015 freeze-up period (25-11-2015 23:51:03 GMT); b) Enlarged view of the projection on the true colour MODIS image**

To complete the above visual evaluation, a semi quantitative analysis was performed, as explained in Section 7.5.5. Tables 7.5 and 7.6 show the confusion matrices obtained by



comparing the classification results from the CTM (trained SVM model, Section 7.5.4) and the ROIs sampled from MODIS. Due to the limited number of samples, ice lead and potential ice lead classes were combined together in the confusion matrices. A high level of overall accuracy is achieved for both satellites (> 96 %). The kappa coefficient values indicate a very good agreement between the waveforms classification and the observations on MODIS data, with respectively 0.75 for Jason-2, and 0.89 for SARAL/Altika. Moreover, the CTM gives an accuracy with reference to MODIS close to 100% for both open water and pure ice classes. This is confirmed for example by the visual observations of the southeastern part of the lake in Figures 7.17 to 7.19. The singular properties of the waveforms emanating from open water and pure ice surfaces, compared to mixed ice-water classes, could explained the strong classification results. The CTM also shows a good performance in classifying ice leads and potential ice leads (> 75 %) for both Jason-2 and SARAL/Altika. This agrees with the visual observations in Figures 7.21 and 7.22 during the ice-freeze-up dates.

**Table 7.5. Confusion matrix and summary of metrics for CTM classification of Jason-2 waveforms with ROIs sampled from MODIS images**

		MODIS ROIs					
	Class Name	Open water	Undefined	Potential ice leads / Ice leads	Pure ice	Percent	Total CTM classes
CTM classes	Open water	<b>255</b>	2	0	0	99,22%	257
	Undefined	3	<b>11</b>	4	0	61,11%	18
	Potential ice leads / Ice leads	0	2	<b>6</b>	0	75,00%	8
	Pure ice	0	0	0	<b>38</b>	100,00%	38
	Percent	98,84%	73,33%	60,00%	100,00%	<b>96,57%</b>	
	Total MODIS Observation	258	15	10	38		321
<i>Overall Accuracy: 96.57 %, kappa coefficient: 0.75</i>							

**Table 7.6. Confusion matrix and summary of metrics for CTM classification of SARAL/Altika waveforms with ROIs sampled from MODIS images**

		MODIS ROIs					
	Class Name	Open water	Undefined	Potential ice leads / Ice leads	Pure ice	Percent	Total CTM classes
CTM classes	Open water	<b>469</b>	0	0	0	100,00%	469
	Undefined	0	<b>23</b>	7	1	74,19%	31
	Potential ice leads / Ice leads	0	5	<b>21</b>	1	77,78%	27
	Pure ice	0	0	1	<b>19</b>	95,00%	20
	Percent	100,00%	82,14%	72,41%	90,48%	<b>97,26%</b>	
	Total MODIS Observation	469	28	29	21		547
<i>Overall Accuracy: 97.26 %, kappa coefficient: 0.89</i>							

### 7.7. Discussion

The use of parameters that are based on waveform power and the ICE-1 algorithm (Table 7.1) in a clustering process creates distinctive clusters (Figures 7.11 and 7.12). Indeed, as shown by the correlation analyses (Figure 7.7), the waveform parameter distributions (Figures 7.8a and 7.9a), and the contributions to the main components (Figures 7.8c and 7.9c), parameters Pmax, Ramp, Attitude and Amplitude ICE-1 contribute most to defining Ku- or Ka-band clusters. Combining the approaches of Ziyad *et al.* (2020b) and Zakharova *et al.* (2015) made it possible to define more surface states and to assign clusters to these different classes (Figures 7.15 and 7.16). Both approaches use parameters that are related to the power of the waveform, which appear to be indispensable in discriminating classes of leads or potential ice leads. Indeed, the dominance of ice leads or fractions of ice leads greatly influences the radar altimeter signal, resulting in high-amplitude specular waveforms. Furthermore, several sea ice studies have considered that parameters related to the power of the waveforms derived from radar altimetry can offer great potential for ice lead detection (Werneck and Kaleschke, 2015).

To characterize different possible surface states of subarctic lakes along the altimeter tracks, it was necessary to consider data that would cover all conditions. In this study, 2013-2014 data were used as the training set for both Jason-2 (12179 waveforms) and SARAL/Altika (15590 waveforms). They were used to perform clustering with the K-Means algorithm. Yet, assigning clusters to known classes (open water, ice) requires greater information regarding the properties of the waveforms that are characteristic of the different classes and those of the clusters. These properties stem from several factors, such as ice concentration, extension, thickness, and snow depth and concentration. Indeed, the presence of snow on the ice can lead to a change in the response of the radar altimeter signal (Duguay *et al.*, 2014). Kouraev *et al.* (2007) consider that snow accumulation during the formation and aging of lake ice can change brightness temperature measurements, which leads to a decrease in the backscattered radar signal in the Ku-band. Ice leads that are not covered by snow can produce a high power Ka-band backscattered radar signal (Kouraev *et al.*, 2015). To characterize the cluster membership classes, this study has relied upon the backscatter coefficient, peakiness, brightness temperature and maximum power, all of which can be derived from altimetry measurements (Zakharova *et al.*, 2015; Ziyad *et al.*, 2020b). Using these different parameters improves the discrimination between partial or total ice cover and open water. Yet, confusion may possibly arise depending upon whether there are ice leads or more or less significant fractions of ice residing within the footprint of the sensor.

The application of supervised classification approaches (KNN and SVM) and cross-validation resulted in solid results in all cases, with accuracies greater than 91% (Table 7.4). It should be noted that accuracies obtained with the SARAL/Altika Ka-band were greater than those obtained with the Jason-2 Ku-band (Table 7.4). Ka-band radar altimetry seems to better characterize lake surface conditions in the presence of partial ice. Several factors could explain the differences. The diameter of the Ka-band altimeter footprint is smaller because of the frequency band used and the antenna configuration ( $\sim 20$  km for Jason-2 and  $\sim 8$  km for SARAL/Altika) (Tournadre *et al.*, 2009). SARAL/Altika instrument measurements are acquired at a sampling rate of 40 Hz, instead of 20 Hz for Jason-2, which increases the resolution of the measurement points along the track and leads to better detection of changes in water-ice surface conditions (Verron *et al.*, 2018). The

depth of signal penetration into snow and ice is lower in Ka-band (~1 m) compared to Ku-band (5-12 m). This allows more precise information to be gathered regarding the backscattering surface, i.e., it is influenced to a lesser degree by thick snow cover (Guerreiro *et al.*, 2016). Nevertheless, the longer return interval of the SARAL/Altika orbit (35 days) remains a factor that limits monitoring of the surface conditions of subarctic lakes, given their relatively short freeze-up and thaw periods. This disadvantage can be compensated for, in part, by combining ascending and descending tracks of the orbital cycles that are available for water bodies in question (Roohi *et al.*, 2019).

In this research, we circumvented the generalized problem of unavailable ground truth on lake surface states, which we could not monitor along the altimeter tracks on the terrain. We achieved this by first clustering and then producing a CTM. The SVM approach was used as the final CTM to classify all remaining waveforms in the study between 2008 and 2016 for Jason-2 and 2013-2016 for SARAL/Altika. Various examples of results are provided in Figures 7.17 to 7.22 for illustrative purposes; we visually demonstrate the performance of the waveform classifier in tracking changes in surface conditions on Great Slave Lake during freeze-up and thaw periods. The use of MODIS images in this context permitted qualitative and semi quantitative assessments to be made. Yet, there are some difficulties, which are important to report: 1) MODIS images did not provide surface condition information that would allow us to differentiate visually between the ice lead classes "Potential Ice Lead" and "Ice Lead"; 2) ROIs from MODIS are used as proxies, they cannot replace real ground data for validation; 3) the visual similarity between clouds and ice cover in MODIS images can lead to confusion in defining ice classes on the lake and 4) relative to altimeter observations, acquisition periods for MODIS images may differ by a few hours, which could provide poor or misleading assessments of waveform classes during lake ice movement.

Even if the confusion matrices and the associated metrics found provided very good results overall, it is worth mentioning that the selection process of ROIs may introduce some biases, favouring large areas such as open water or ice cover. This combined to the absence of real ground observations of lake surface conditions along the tracks, explain why we use the expression semi quantitative evaluation in the paper. Such ground truth from the terrain could be very difficult to gather due the harsh conditions and the risky accessibility of the

lakes during the freeze-thaw period. However, alternative data from satellites could be used as surrogates for the validation. To improve the evaluation of waveform classifications, SAR technology remains a viable alternative that should also be explored. Depending upon the wavelength frequency, it is very sensitive to the presence of ice and open water. Thus, data that are acquired from Sentinel-1A, Radarsat-2 or other platforms (Quartly *et al.*, 2019) could be used in the validation process. However, it is important that the dates being used for these acquisitions correspond to periods of freeze/thaw when ice covers are unstable. Indeed, it was not possible to use Sentinel-1A in the current study, given to the large time difference between Sentinel-1A overpasses and those of Jason-2 and SARAL/Altika, during the freeze/thaw periods.

## **7.8. Conclusion**

Our study demonstrated that altimetry data from Jason-2 or SARAL/Altika could be used to identify classes of open water, pure ice, ice leads, and potential ice leads, without a priori knowledge of actual field conditions. The strategy of proceeding by clustering as a first step prior to defining a trained model of supervised classification appears to be robust. Subsequent cross-validations showed classification accuracies  $> 91\%$ . The trained supervised classification model that was based upon SVM provided the best results. Visual and semi quantitative comparisons performed by superimposing these results on MODIS products corroborated the quality of the classifications. Overall, SARAL/Altika Ka-band data performed slightly better than Jason-2 Ku-band data.

The current study is one of a few that have used power parameters of Ku-band and Ka-band waveforms to monitor variation in surface conditions of continental water bodies that can be influenced by the presence of ice. The proposed approach offers great potential for monitoring without prior knowledge of the actual nature of the sampled surfaces. Results that were obtained from Ku- and Ka-bands show that the approach could be applied to most data that are obtained from altimetry satellites. However, further work is required to validate the method on different lakes, using different existing altimetry data or new generation satellite data.

## **Acknowledgements:**

The authors thank NSERC (Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada) for the financial support that made this research possible. Satellite altimetry data that were used come from SGDR geophysical databases for the Jason-2 and SARAL/Altika satellites and are available at <ftp-access.aviso.altimetry.fr>. The authors are grateful to the entire AVISO+ team of the CNES for providing access to these data.

### **Disclosure statement.**

The authors declare that they have no conflict of interest,

### **Author Contributions**

J.Z, K.G, and R.M conceived the study. J.Z developed and designed the methodology. J.Z, collected the data. J.Z, analysed the data. J.Z wrote original draft preparation. J.Z, K.G, and R.M edited and revised the paper. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

### **Data and Code Availability Statement**

The data that support the findings of this study are openly available in zenodo, at <http://doi.org/10.5281/zenodo.4698754>. The radar altimetry data were derived from the following resources available in <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/data>.

## **7.9. References**

- Abdi, H. et Williams, L. J. (2010) Principal component analysis. Wiley Interdisciplinary Reviews : Computational Statistics, vol. 2, n°4, p. 433-459.
- Altman, N. S. (1992) An Introduction to Kernel and Nearest-Neighbor Nonparametric Regression. The American Statistician, vol. 46, n°3, p. 175-185.
- Becker, M., da Silva, J., Calmant, S., Robinet, V., Linguet, L. et Seyler, F. (2014) Water Level Fluctuations in the Congo Basin Derived from ENVISAT Satellite Altimetry. Remote Sensing, vol. 6, n°10, p. 9340-9358.
- Brown, G. (1977) The average impulse response of a rough surface and its applications. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. 25, n°1, p. 67-74.
- Brown, L. C. et Duguay, C. R. (2011) The fate of lake ice in the North American Arctic. The Cryosphere, vol. 5, n°4, p. 869-892.

- CCIN (2017) Lake Ice Monitoring. *In* Canadian Cryospheric Information Network, Ottawa, <https://ccin.ca/ccw/lakeice/current/monitoring>.
- Chander, S. et Ganguly, D. (2017) Development of water level estimation algorithms using SARAL/Altika dataset and validation over the Ukai reservoir, India. *Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 11, n°1, p. 016012.
- Duda, R. O., Hart, P. E. et Stork, D. G. (1998) *Pattern Classification ( 2nd ed .)*. Computational Complexity. New York, 738 p.
- Duguay, C. R., Bernier, M., Gauthier, Y. et Kouraev, A. (2014) Remote sensing of lake and river ice. *In* *Remote Sensing of the Cryosphere* (p. 273-306). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd.
- ECCC (2016) Glossaire des glaces. Gatineau. <https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/previsions-observations-glaces/conditions-glaces-plus-recentes/glossaire.html#shr-pg0>
- Frappart, F. (2006) *Hydrologie spatiale : Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, 284 p.
- Guerreiro, K., Fleury, S., Zakharova, E., Rémy, F. et Kouraev, A. V. (2016) Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions. *Remote Sensing of Environment*, vol. 186, p. 339-349.
- Guzkowska, M., Rapley, C. G. et Mason, I. M. (1986) Satellite Altimeter Measurements over Land and Inland water. *In* ESA SP-254 (dir.), IGARSS 1986 Symposium, p. 1563-1568. Zurich.
- Halimi, A. (2013) *From conventional to delay/Doppler altimetry*. Thèse de doctorat, University of Toulouse, 231 p.
- Hartigan, J. A. et Wong, M. A. (1979) Algorithm AS 136 : A K-Means Clustering Algorithm. *Source : Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, vol. 28, n°1, p. 100-108.
- Howell, S. E. L., Brown, L. C., Kang, K.-K. et Duguay, C. R. (2009) Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada, from SeaWinds/QuikSCAT : 2000–2006. *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, n°4, p. 816-834.
- Kassambara, A. (2017) *Practical guide to principal component methods in R*. (Sthda, Dir.) (2<sup>e</sup> éd.), Lyon, 264 p.

- Kouraev, A. V., Papa, F., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2003) Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive microwave satellite data. *Polar Research*, vol. 22, n°1, p. 43-50.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, N. M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2004) Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data. *Journal of Marine Systems*, vol. 47, n°1-4, p. 89-100.
- Kouraev, A. V., Semovski, S. V., Shimaraev, M. N., Mognard, N. M., Legrésy, B. et Remy, F. (2007) The ice regime of Lake Baikal from historical and satellite data: Relationship to air temperature, dynamical, and other factors. *Limnology and Oceanography*, vol. 52, n°3, p. 1268-1286.
- Kouraev, A. V., Shimaraev, M. N., Buharizin, P. I., Naumenko, M. a., Crétaux, J.-F., Mognard, N., Legrésy, B. et Rémy, F. (2008) Ice and Snow Cover of Continental Water Bodies from Simultaneous Radar Altimetry and Radiometry Observations. *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n°4-5, p. 271-295.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E. a., Rémy, F. et Suknev, A. Y. (2015) Study of Lake Baikal Ice Cover from Radar Altimetry and In-Situ Observations. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 477-486.
- Lachenbruch, P. A. et Mickey, M. R. (1968) Estimation of Error Rates in Discriminant Analysis. *Technometrics*, vol. 10, n°1, p. 1-11.
- Mountrakis, G., Im, J. et Ogole, C. (2011) Support vector machines in remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 66, n°3, p. 247-259.
- Piper, L. (2016) Grand lac des Esclaves. *Encyclopédie Canadienne*. In *Historica Canada*, <https://www.thecanadianencyclopedia.ca/fr/article/grand-lac-des-esclaves>
- Prowse, T., Alfredsen, K., Beltaos, S., Bonsal, B., Duguay, C., Korhola, A., McNamara, J., Vincent, W. F., Vuglinsky, V. et Weyhenmeyer, G. A. (2011) Arctic Freshwater Ice and Its Climatic Role. *AMBIO*, vol. 40, n°S1, p. 46-52.
- Prowse, T. D. et Ommanney, C. S. . (1990) Northern hydrology : Canadian perspectives. (National Hydrology Research Centre, Dir.). Institut national de recherche en hydrologie (Canada), Saskatchewan, 308 p.
- Quartly, G. D., Rinne, E., Passaro, M., Andersen, O. B., Dinardo, S., Fleury, S., Guillot, A., Hendricks, S., Kurekin, A. A., Müller, F. L., Ricker, R., Skourup, H. et Tsamados, M. (2019) Retrieving Sea Level and Freeboard in the Arctic: A Review of Current



- Radar Altimetry Methodologies and Future Perspectives. *Remote Sensing*, vol. 11, n°7, p. 881.
- Reyes Ortiz, J. L. (2015) *Smartphone-Based Human Activity Recognition*. (Springer Theses, Dir.) Springer Theses. New York, 147 p.
- Ricker, R. (2015) *Sea-ice thickness derived from Cryosat-2: validation and uncertainties*. Thèse de doctorat, Jacobs University, 159 p.
- Riggs, G. A., Hall, D. K. et Salomonson, V. V. (2006) *MODIS snow products user guide to collection 5*. *Digital Media*, vol. 6, p. 1-80.
- Roohi, S., Sneeuw, N., Benveniste, J., Dinardo, S., Issawy, E. A. et Zhang, G. (2021) *Evaluation of CryoSat-2 water level derived from different retracking scenarios over selected inland water bodies*. *Advances in Space Research*, vol. 68, n°2, p. 947-962.
- Salameh, E., Frappart, F., Marieu, V., Spodar, A., Parisot, J.-P., Hanquiez, V., Turki, I. et Laignel, B. (2018) *Monitoring Sea Level and Topography of Coastal Lagoons Using Satellite Radar Altimetry : The Example of the Arcachon Bay in the Bay of Biscay*. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 297.
- Shih, J. J., Krusienski, D. J. et Wolpaw, J. R. (2012) *Brain-Computer Interfaces in Medicine*. *Mayo Clinic Proceedings*, vol. 87, n°3, p. 268-279.
- Shoensmith, E., Vapnik, V. et Kotz, S. (1984) *Estimation of Dependences Based on Empirical Data*. *The Statistician*, vol. 33, n°3, p. 324.
- Smith, W. H. F. et Scharroo, R. (2015) *Waveform Aliasing in Satellite Radar Altimetry*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 53, n°4, p. 1671-1682.
- Stammer, D. et Cazenave, A. (2017a) *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. CRC Press. Boca Raton, FL, 618 p.
- Stone, M. (1976) *Cross-Validatory Choice and Assessment of Statistical Predictions (With Discussion)*. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, vol. 38, n°1, p. 102-102.
- Thorndike, R. L. (1953) *Who belongs in the family?* *Psychometrika*, vol. 18, n°4, p. 267-276.
- Tournadre, J., Lambin-Artu, J. et Steunou, N. (2009) *Cloud and Rain Effects on AltiKa/SARAL Ka-Band Radar Altimeter—Part I: Modeling and Mean Annual Data Availability*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, n°6, p. 1806-1817.

- Tourneret, J.-Y., Mailhes, C., Severini, J. et Thibaut, P. (2010) Shape classification of altimetric signals using anomaly detection and bayes decision rule. 2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, p. 1222-1225. IEEE.
- Tseng, K.-H., Shum, C. K., Yi, Y., Fok, H. S., Kuo, C.-Y., Lee, H., Cheng, X. et Wang, X. (2013) Envisat Altimetry Radar Waveform Retracking of Quasi-Specular Echoes over the Ice-Covered Qinghai Lake. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 24, n°4-1, p. 615.
- Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W., Tournadre, J. et Vergara, O. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Scientific Applications. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 163.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. R., Richman, J. G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F. et Gupta, P. K. (2015) The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 2-21.
- Vickers, H., Malnes, E. et Høgda, K.-A. (2019) Long-Term Water Surface Area Monitoring and Derived Water Level Using Synthetic Aperture Radar (SAR) at Altevattn, a Medium-Sized Arctic Lake. *Remote Sensing*, vol. 11, n°23, p. 2780.
- Wernecke, A. et Kaleschke, L. (2015) Lead detection in Arctic sea ice from CryoSat-2: quality assessment, lead area fraction and width distribution. *The Cryosphere*, vol. 9, n°5, p. 1955-1968.
- Wingham, D. J. et Rapley, C. G. (1986) New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS'86 Symposium 8-11 Sept. 1986*, Ref. ESA SP-254. Zurich : 1339-1344 p.
- Yuan, C., Gong, P., Liu, C. et Ke, C. (2019) Water-volume variations of Lake Hulun estimated from serial Jason altimeters and Landsat TM/ETM+ images from 2002 to 2017. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 40, n°2, p. 670-692.
- Zakharova, E. A., Fleury, S., Guerreiro, K., Willmes, S., Rémy, F., Kouraev, A. V. et Heinemann, G. (2015) Sea Ice Leads Detection Using SARAL/AltiKa Altimeter. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 522-533.
- Zhang, S. et Pavelsky, T. M. (2019) Remote Sensing of Lake Ice Phenology across a Range of Lakes Sizes, ME, USA. *Remote Sensing*, vol. 11, n°14, p. 1718.

Ziyad, J., Goïta, K. et Magagi, R. (2020a) Incertitudes des niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire pour des étendues d'eau soumises à l'action de la glace. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 46, n°4, p. 429-453.

Ziyad, J., Goïta, K., Magagi, R., Blarel, F. et Frappart, F. (2020b) Improving the Estimation of Water Level over Freshwater Ice Cover using Altimetry Satellite Active and Passive Observations. *Remote Sensing*, vol. 12, n°6, p. 967.

## **8. CHAPITRE 8 : DISCUSSION GÉNÉRALE DE LA THÈSE**

L'objectif principal de cette thèse était d'améliorer la précision des estimations des niveaux d'eau issues de l'altimétrie radar par satellite sur les étendues d'eau continentales connaissant des périodes d'englacement au cours de l'année. Pour cela, il a fallu dans un premier temps évaluer le comportement des algorithmes de retraitement utilisés par les satellites altimétriques pour estimer le niveau de l'eau en fonction de l'évolution des couverts de glace sur les eaux continentales. Par la suite, il a été important de caractériser l'état de surface des couverts de glace afin de proposer des solutions permettant d'améliorer les estimations des niveaux d'eau pendant les périodes de formation et de fonte des couverts de glace. Le travail a évalué les potentiels de deux satellites altimétriques (Jason-2 et SARAL/Altika) pour ces conditions spécifiques. Les deux possèdent des caractéristiques technologiques différentes, notamment en termes de fréquence, de résolution spatiale et de couverture spatio-temporelle.

La recherche a permis d'aboutir à différents résultats qui sont discutés globalement dans ce chapitre.

### **8.1. Analyse du potentiel des algorithmes de retraitement à estimer les niveaux d'eau des plans d'eau couverts de glace**

L'analyse du potentiel des algorithmes de retraitement des formes d'onde utilisés par les deux satellites altimétriques Jason-2 et SARAL/Altika a été effectuée sur vingt plans d'eau situés dans les régions marquées par un climat continental (subarctique et humide). Ce choix permettait d'avoir une variété de surface d'eau avec des caractéristiques différentes tant sur le plan physique (superficie, environnement, topographie), que sur le plan des régimes hydrologiques et climatiques (durée d'englacement, neige, période de fonte, etc.). Ainsi, il devenait possible d'analyser de manière plus élargie le potentiel des mesures altimétriques dans des conditions aussi changeantes.

Les études de cas montrent que les estimations des niveaux d'eau dérivées des algorithmes de retraitement utilisés par Jason-2 et SARAL/Altika suivent la tendance des séries temporelles des niveaux d'eau des stations *in situ* couvrant les plans d'eau étudiés (Figures 4.3 à 4.6). Cependant, les métriques obtenues diffèrent d'une station *in situ* à une autre à

l'échelle d'un seul plan d'eau (Tableaux 4.2, 4.3, 4.5,4.6, 4.8, et 4.9). Par exemple, l'écart moyen entre les RMSE obtenues par l'algorithme ICE-1 du satellite SARAL/Altika par rapport aux séries temporelles des quatre stations *in situ* couvrant le lac Winnipeg est de ~ 5 cm (Tableau 4.6). Ici, il a été difficile de définir la dépendance entre la position des stations *in situ* couvrant le plan d'eau et la localisation des passages du satellite à cause de la large distance entre les traces altimétriques et les stations au sol, et à cause des erreurs dans les mesures *in situ*. Seules les stations *in situ* offrant une meilleure corrélation ont été sélectionnées pour la suite de l'étude.

Les résultats de l'analyse du potentiel des algorithmes de retraitement sur la période nominale des deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika entre 2008 et 2016 démontrent que les algorithmes basés sur le seuillage offrent de bons résultats par rapport aux méthodes analytiques sur plus de 90 % des plans d'eau étudiés. Pour Jason-2, l'algorithme de seuillage ICE-1 fournit les meilleures corrélations ( $> 0,7$ ) sur les plans d'eau de taille inférieure à 7000 km<sup>2</sup> avec des erreurs unRMSE inférieures à 30 cm alors que l'algorithme analytique MLE-4 performe mieux uniquement sur les lacs de grande superficie ( $> 18000$  km<sup>2</sup>) situés dans les régions de climat continental humide, et marqués par de courtes périodes de couverture de glace (Tableau 4.14). Pour SARAL/Altika, les algorithmes de seuillage (ICE-1 et SEA-ICE) obtiennent des corrélations légèrement supérieures à celles obtenues avec les algorithmes analytiques (ICE-2 et MLE-4). Globalement, la méthode de seuillage ICE-1 performe mieux que les autres algorithmes de retraitement sur la majorité des plans d'eau étudiés de petites tailles ( $< 6000$  km<sup>2</sup>), avec des corrélations supérieures à 0,8 et des erreurs unRMSE de moins de 20 cm, voir Tableau 4.14. La puissance des algorithmes de seuillage repose sur l'analyse de la géométrie de la forme d'onde, ce qui facilite l'accès à la position de l'époque sur le front de montée de la forme d'onde (Frappart *et al.*, 2006). À cet égard, on peut s'attendre à ce que ces algorithmes détectent plus de valeurs valides de la portée sur les formes d'onde de type non océanique, que les algorithmes analytiques, qui sont mieux adaptés à traiter les formes d'onde de type océanique (Birkett et Beckley, 2010). Les études de Arabsahebi *et al.* (2020), Birkett *et al.* (2010, 2011), Bogning *et al.* (2018), Bonnefond *et al.* (2018), Normandin *et al.* (2018), et Santos Da Silva *et al.* (2010, 2012) considèrent que l'algorithme de seuillage ICE-1 est capable de traiter les formes d'onde non océaniques

associées aux surfaces d'eau calme et lisse. De plus, les études réalisées par Sulistioadi *et al.*, (2015) et Biancamaria *et al.*, (2017) sur des lacs et des rivières de différentes superficies montrent que les deux algorithmes de seuillage ICE-1 et SEA-ICE obtiennent des précisions similaires.

Par ailleurs, la taille des plans d'eau affecte grandement les estimations altimétriques des niveaux d'eau obtenues par Jason-2. Cette sensibilité à la taille est moins importante pour SARAL/Altika. Les erreurs d'estimation des niveaux d'eau pour Jason-2 apparaissent généralement beaucoup plus importantes pour les lacs de taille petite à moyenne ( $< 7000 \text{ km}^2$ ), que dans les lacs de très grande taille, comme le montre le Tableau 4.14. L'utilisation de la bande Ka (35,75 GHz) offre un avantage au satellite SARAL/Altika en termes d'empreinte au sol, avec un diamètre de  $\sim 8 \text{ km}$  qui est nettement plus petit que celui de Jason-2 ( $\sim 20 \text{ km}$ ) avec la bande Ku. Cette différence importante au niveau de la résolution spatiale permet un meilleur échantillonnage de la surface de l'eau par SARAL/Altika, tout en réduisant l'influence des berges (Bonfond *et al.*, 2018; Verron *et al.*, 2015).

En analysant les effets des variations saisonnières sur les estimations des niveaux d'eau issues des deux satellites, les erreurs obtenues par les algorithmes de retraitement deviennent importantes en dehors des situations d'eau libre. Cela confirme que le mélange eau-glace dégrade la qualité des estimations dérivées des algorithmes de retraitement. Dans ces conditions, les corrélations résultantes des algorithmes de retraitement de Jason-2 sont inférieures à 0,8 ; et les erreurs unRMSE dépassent 15 cm sur la majorité des plans d'eau subarctiques de taille inférieure à  $6500 \text{ km}^2$  pendant les périodes de gel et de dégel, voir Figure 4.9. Les résultats obtenus pendant les périodes de gel et de dégel par SARAL/Altika sont meilleurs que ceux de Jason-2, mais les corrélations demeurent inférieures à 0,9, et les erreurs unRMSE sont supérieures à 10 cm pour l'ensemble des plans d'eau étudiés, voir Figure 4.10. La bande de fréquence Ka utilisée par Altika contribue à sa bonne performance par rapport à la bande Ku (Schwatke *et al.*, 2015). Les erreurs obtenues pendant les périodes de gel et de dégel montrent que les algorithmes de retraitement utilisés par Jason-2 et SARAL/Altika éprouvent des difficultés à modéliser les formes d'onde échantillonnées sur les surfaces de forte hétérogénéité liée au mélange eau-glace. Cela rejoint les

constatations de Tseng *et al.*, (2013) qui considèrent que l'algorithme ICE-1 est très limité dans le suivi des transitions rapides d'états de surface de l'eau vers la glace ou de la glace vers l'eau.

Malgré les erreurs obtenues à partir des données Jason-2 et SARAL/Altika, les résultats peuvent être considérés comme acceptables, étant donné que les produits DAHITI, GRLM, et Hydroweb produisent des erreurs importantes sur la majorité des plans d'eau étudiés (Figures 4.7 et 4.8). Cependant, cette performance reste insuffisante pour des applications opérationnelles à cause de la dégradation de la qualité des mesures altimétriques en fonction l'évolution des conditions de surface en présence de glace. Donc, il apparaît donc important d'apporter des améliorations aux estimations des niveaux d'eau pendant les périodes marquées par une grande hétérogénéité des états de surface, c'est t-dire, les deux phases de la formation et de la fonte des couverts de glace.

## **8.2. Combinaison des observations altimétriques et radiométriques pour améliorer les estimations des niveaux d'eau**

Le suivi de la variabilité spatiale des trois paramètres (coefficient de rétrodiffusion, peakiness et température de brillance) dérivés des données Jason-2 et SARAL/Altika sur le Grand lac des Esclaves entre janvier 2014 et janvier 2015, montre que ces paramètres varient considérablement en fonction de la nature et de l'état de la surface échantillonnée, voir Figures 5.3 au 5.5 pour Jason-2 et Figures 6.1 au 6.3 pour SARAL/Altika. L'analyse multitudes de l'évolution des trois paramètres pendant la période nominale des deux satellites, comprise entre 2008 et 2016, permet de définir les dates des différentes phases des couverts de glace sur les lacs étudiés, voir Figure 5.6 pour Jason-2 et Figure 6.4 pour SARAL/Altika. De plus, elle offre la possibilité de définir des seuils pour discriminer entre l'eau libre et les différentes formes de glace (glace pure, fonte, congélation). Les études de Kouraev *et al.*, (2004a, 2004b, 2007, 2008, 2015) considèrent que le suivi du comportement des paramètres altimétriques et radiométriques, issus d'une série des satellites altimétriques (ERS, Jason-1, GFO, Envisat et SARAL/Altika) sur plusieurs étendues d'eau eurasiennes, fournit des valeurs typiques de chaque type de surface observé au cours de l'évolution des couverts de glace : eau libre, développement de la glace, vieillissement de la glace, la fonte et la destruction de la glace et le retour à l'eau libre.

L'analyse des paramètres de rétrodiffusion montre des différences remarquables entre les bandes Ku et Ka. En effet, les variations du coefficient de rétrodiffusion en bande Ka sont beaucoup plus accentuées dans des valeurs plus faibles, comparées à celles de la bande Ku. L'écart entre les deux bandes sur l'eau libre et la glace pure est de + 6 dB. Des différences similaires sont observées par Kouraev *et al.*, (2015) lors de l'utilisation des valeurs du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et Ka dérivées des deux satellites Envisat et SARAL/Altika, respectivement, pour étudier les variations de l'état de surface sur le lac Baikal en Russie. Kouraev *et al.*, (2015) considèrent qu'une telle différence pourrait être liée aux caractéristiques de la bande de fréquence utilisée par l'altimètre radar et à la composition de la surface échantillonnée.

Le potentiel des paramètres altimétriques et radiométriques des deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika à suivre l'évolution des couverts de glace a offert la possibilité de développer une approche automatique d'identification de la nature de la surface échantillonnée sur les plans d'eau couverts de glace. L'adoption de l'approche de la classification par *clustering* K-moyen a permis de fournir les seuils de détection de l'eau libre, la glace pure, la fonte des glaces et la congélation des glaces. L'évaluation des seuils de chaque type de surface par rapport à des produits MODIS montre l'efficacité de l'approche proposée.

Malgré les bonnes performances du processus de *clustering*, les paramètres altimétriques et radiométriques peuvent éprouver certaines limitations à définir la nature et l'état de la surface échantillonnée. La sensibilité du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et Ka aux changements abrupts des conditions de surface causés par des facteurs environnementaux (ex. vents, vagues, pluies, *etc.*) pendant les périodes de l'eau libre peuvent entraîner des biais lors de la définition de la nature de surface échantillonnée. Les données radiométriques peuvent aussi entraîner des biais dans l'identification de la nature de la surface échantillonnée à cause de la taille importante de l'empreinte au sol (plus large de 4 à 10 km par rapport à l'empreinte de l'altimètre radar) et des fréquences utilisées par les radiomètres *Advanced Microwave Radiometer* (AMR) de Jason-2 et *Dual Frequency Microwave Radiometer* (DFMR) de SARAL/Altika. Ainsi, l'empreinte peut contenir des



zones terrestres, ce qui affecte les mesures de température de brillance (Vignudelli *et al.*, 2011).

L'application du seuil de l'eau libre dérivé de l'approche de *clustering* offre la possibilité d'identifier les formes d'onde de type océanique à partir desquelles les mesures du niveau d'eau sont effectuées avec une grande précision. Les résultats obtenus lors de l'application de cette approche offrent une amélioration des estimations des niveaux d'eau réalisées par le satellite Jason-2 de +0,1 en termes de corrélations  $r$  avec des erreurs unRMSE inférieures à 7 cm. Pour SARAL/Altika, les corrélations obtenues montrent une amélioration de +0,07 et des erreurs unRMSE de moins de 6 cm. Les différences obtenues par Jason-2 et SARAL/Altika lors de l'application du seuil de l'eau libre sont principalement liées aux avantages techniques de la bande de fréquence Ka et de la fréquence de répétition des impulsions *Pulse Repetition Frequency* (PRF) du satellite SARAL/Altika. Ces avantages permettent une réduction significative de la taille de l'empreinte, un effet faible de l'ionosphère sur la mesure de la portée et un nombre élevé d'échantillons le long de la trace altimétrique (Verron *et al.*, 2018). Malgré sa résolution spatiale, le satellite SARAL/Altika souffre d'une faible résolution temporelle causée par sa répétitivité cyclique de  $\sim 35$  jours. La combinaison entre les passages ascendants et descendants a permis d'améliorer la résolution temporelle des observations dérivées du satellite SARAL/Altika, ainsi que pour Jason-2. Dans cette étude, cette combinaison a offert une série temporelle des mesures altimétriques Jason-2 avec un pas de temps  $\sim 1$  jour pour le Grand Lac des Esclaves,  $\sim 3$  jours pour le lac Athabasca,  $\sim 5$  jours pour le lac Winnipeg, et  $\sim 5$  jours pour le lac des Bois entre la période 2008-2016. Pour SARAL/Altika, une telle combinaison a offert une série temporelle avec un pas de temps quasi- sur les plans d'eau subarctiques de large taille (Grand Lac des Esclaves, lac Athabasca, et lac Winnipeg) entre la période 2013-2016. Cependant, ce constat n'est pas valide sur le lac des Bois caractérisé par une petite taille, par de courtes périodes de gel et de dégel, et par une faible couverture des passages ascendants et descendants, ce qui a donné une série temporelle des mesures altimétriques SARAL/Altika avec un pas de temps de 18 jours.

Cette étude a montré que l'utilisation des paramètres altimétriques et radiométriques dérivés des deux satellites n'est pas suffisante pour définir avec précision les seuils de l'eau

libre à cause des larges biais induits par des facteurs environnementaux externes (vents, pluies, *etc.*). Cela a pour effet d'introduire des points de mesures non valides dans la construction de la série temporelle des niveaux d'eau. De plus, l'utilisation des seuils basés uniquement sur la valeur du centroïde des clusters et l'écart type associé donnent des valeurs variables sur chaque plan d'eau, ce qui ne permet pas de généraliser les seuils obtenus sur l'ensemble des plans d'eau couverts de glace. D'où l'importance d'explorer d'autres méthodes définissant les seuils à partir des clusters, par exemple, la méthode de l'écart absolu médian ou *Median Absolute Deviation* (MAD).

Tenant compte de l'importance d'identifier les états de surface avant une estimation précise des niveaux d'eau, cette recherche a proposé une approche innovante de classification des formes d'onde sans une connaissance préalable de la nature de la surface échantillonnée par le satellite altimétrique. Les principaux éléments de cette approche sont discutés ci-dessous.

### **8.3. Utilisation de l'altimétrie radar pour la classification des formes d'onde pendant les périodes de gel et dégel**

Pour chaque bande Ku et Ka, l'utilisation simultanée d'un jeu de données des paramètres dérivés de la forme d'onde dans un processus de classification par *clustering* permet d'avoir des classes de formes d'onde distinctives, voir Figures 7.11 et 7.12. L'évaluation de la contribution de ces paramètres à travers l'analyse en composantes principales ACP montre que les paramètres dérivés de l'allure *shape* de la forme d'onde contribuent fortement à la définition des clusters. Les études de Chander et Ganguly, (2017); Chaudhary *et al.*, (2015); et Tourneret *et al.*, (2010) rapportent également que les paramètres calculés à partir de l'allure de la forme d'onde offrent une meilleure classification des formes d'onde.

L'identification de la nature de la surface associée à chaque classe de formes d'onde en bande Ku s'est appuyée sur les résultats de la combinaison entre les mesures actives et passives du satellite Jason-2 obtenus par Ziyad *et al.*, (2020b) et sur les interprétations du paramètre de la puissance maximale (MP) de Zakharova *et al.*, (2015). Les mêmes interprétations de la puissance maximale (MP) et les résultats obtenus par l'étude présentée dans le chapitre 6 de cet ouvrage lors de la combinaison entre les mesures actives et

passives du satellite SARAL/Altika sont utilisés pour identifier la nature de la surface associée à chaque de forme d'onde en bande Ka. Ici, les différentes sources utilisées pour labéliser les classes des formes d'onde en bande Ku et Ka interviennent pour combler le manque d'informations réelles sur la nature et l'état de la surface échantillonnée par l'altimètre radar. Elles offrent une meilleure distinction entre les formes d'onde de l'eau libre, la glace pure, et les lisières de glaces, voir Figures 7.15 et 7.16.

Pour chaque bande Ku et Ka, l'intégration des jeux de données de formes d'onde labélisés dans les deux processus de classification supervisée (SVM et KNN) donne des précisions supérieures à 91 % après une validation croisée. Les meilleures précisions sont obtenues par le modèle SVM à partir du jeu de données en bande Ka. Shen *et al.*, (2017) considère que le modèle de classification SVM est plus performant que le modèle KNN à classifier les formes d'onde, à cause de sa flexibilité et de sa capacité de réaliser une classification non linéaire. De plus, la bande Ka offre une meilleure caractérisation de la nature de la surface échantillonnée à cause de la taille réduite de l'empreinte au sol et de sa capacité à fournir des estimations précises de la rétrodiffusion surfacique (Verron *et al.*, 2018).

Pour Jason-2 et SARAL/Altika, le modèle SVM, considéré comme étant un modèle entraîné de classification CTM, offre une bonne classification des formes d'onde sur plusieurs périodes de gel et dégel du Grand Lac des Esclaves. Les évaluations semi-quantitatives réalisées à partir des images de composé coloré MODIS supportent ce constat, avec une précision globale de plus de 96 % pour les deux satellites Jason-2 et SARAL/Altika. Le modèle CTM arrive à définir les classes des formes d'onde de l'eau libre et de la glace pure facilement avec une précision proche de 100 % pour Jason-2 et SARAL/Altika. Les formes d'onde spéculaires des lisières de glace sont aussi classifiées avec une précision supérieure à 75 %. Ces résultats concordent avec les analyses qualitatives réalisées à partir des produits MODIS (composés colorés et indice de neige NDSI\_Snow\_Cover) sur plusieurs dates de gel et de dégel du Grand Lac des Esclaves, voir Figures 7.17 à 7.22.

Même si les précisions retrouvées sont bonnes dans l'ensemble, il convient de mentionner que l'imagerie MODIS est utilisée comme un intermédiaire pour combler le manque d'observations réelles des conditions de surface. Cette utilisation peut être sujette à

plusieurs limitations liées aux dates et aux heures d'acquisition des images MODIS qui ne coïncident pas avec celles des satellites altimétriques, à l'effet des nuages sur les images MODIS, et à la difficulté de discriminer entre les lisières et les crêtes de glace à cause de la géométrie d'acquisition des données MODIS. Lee *et al.*, (2016) notent les mêmes limitations lors de la comparaison visuelle des classes de formes d'onde issues de radar à synthèse d'ouverture sur la glace de mer à des images MODIS.

## 9. CHAPITRE 9 : CONCLUSION GÉNÉRALE, CONTRIBUTIONS SCIENTIFIQUES, ET PERSPECTIVES

### 9.1. Conclusion générale

Cette étude avait pour ambition de définir le potentiel de l'altimétrie radar par satellite à estimer le niveau de l'eau des eaux douces continentales couvertes de glace, en se demandant si cette technique pouvait fournir des estimations satisfaisantes dans des conditions changeantes. Ainsi, elle visait à proposer des solutions permettant d'améliorer les estimations des niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel, en considérant les données provenant de deux satellites altimétriques aux caractéristiques différentes, soit Jason-2 et SARAL/Altika.

Les résultats démontrent que les précisions d'estimation des niveaux d'eau à partir de ces mesures altimétriques sur les plans d'eau couverts de glace dépendent principalement de la donnée altimétrique elle-même, de la bande de fréquence utilisée par l'altimètre radar, de la superficie des plans d'eau, et de l'algorithme de retraitement utilisé. L'analyse de la performance des algorithmes de retraitement utilisés pour estimer les niveaux d'eau pendant les périodes de gel et de dégel montre leurs limites à obtenir des résultats probants dans ces conditions changeantes. Cela est particulièrement vrai dans les périodes de transition marquées par le mélange eau-glace.

L'introduction de l'approche automatique proposée, qui permet d'identifier en amont la nature et l'état des surfaces en combinant les mesures micro-ondes actives et passives des altimètres, améliore considérablement les résultats des niveaux d'eau pendant les périodes de gel ou de dégel. L'approche offre des informations pertinentes sur la nature de la surface échantillonnée par les altimètres, tout en définissant les seuils discriminants entre l'eau libre et les différentes formes de glace. Avec cette approche, les corrélations obtenues entre les valeurs de niveaux d'eau estimées et les mesures *in situ* ont augmenté en moyenne de plus de 9 %.

Cette étude a également proposé un modèle de classification supervisée (*Classification Trained Model* (CTM)) afin d'améliorer davantage la caractérisation des différents états de surface de l'eau. La méthode permet de discriminer les classes en utilisant les formes

d'onde altimétriques dans les bandes Ku ou Ka, ainsi que les données radiométriques pendant les périodes de gel ou dégel. C'est le premier modèle du genre dans la littérature sur les eaux continentales pouvant être affectées par le gel et le dégel. Les résultats montrent que les données altimétriques issues de Jason-2 ou SARAL/Altika peuvent être utilisées, sans autre connaissance *a priori*, pour identifier les classes d'eau libre, de glace pure, de glace potentielle et de lisières de glace avec des précisions plus élevées que 91%. Une telle classification permet de raffiner davantage l'estimation des niveaux d'eau en isolant l'eau pure, sur laquelle les algorithmes de retraitement fonctionnent bien. La difficulté de ce type de recherche sur les conditions de surface des eaux demeure la validation, puisque les mesures *in situ* couvrant de grandes échelles spatiales sont quasi inexistantes et pratiquement difficiles à acquérir. Ainsi, les validations doivent être faites de manière visuelle ou semi-quantitative en se référant notamment à des données MODIS ou des données radar par exemple. Dans l'ensemble, les résultats obtenus avec SARAL/Altika (Bande Ka) sont systématiquement meilleurs à ceux de Jason-2 (Bande Ku). L'approche développée pourrait être appliquée à la plupart des mesures altimétriques satellitaires. Cependant, il est nécessaire de valider davantage la méthode sur un nombre plus important de lacs et fleuves en utilisant non seulement des données altimétriques existantes, mais également celles provenant de satellites de nouvelles générations.

## **9.2. Contributions scientifiques**

Le présent travail a contribué à définir le potentiel de l'utilisation de l'altimétrie radar par satellite à estimer les niveaux d'eau sur les eaux continentales soumises à l'englacement. Il propose des stratégies innovantes pour améliorer la précision des estimations pendant les périodes de transition des couverts de glace (phases de gel et dégel).

Spécifiquement, les contributions scientifiques de cette recherche se résument ainsi :

- La première évaluation du potentiel des algorithmes de retraitement communément utilisés par l'altimétrie radar par satellite pour estimer le niveau d'eau en fonction de l'évolution des couverts de glace sur les eaux continentales;

- La première approche d'identification automatique des états de surface sur les eaux continentales soumises à l'englacement à partir des données dérivées de l'altimétrie radar par satellite;
- Le premier modèle de classification supervisé des formes d'onde selon la nature de surface sur les eaux continentales couvertes de glace sans aucune connaissance préalable de la nature de la surface échantillonnée.

### 9.3. Perspectives

L'une des principales améliorations de ce travail serait de disposer d'un nombre suffisant de mesures permettant de quantifier d'une manière détaillée la nature et l'état des surfaces d'eau pendant les différentes phases de l'évolution des couverts de glace. Cela permettra de valider plus adéquatement les performances du modèle de classification des formes d'onde CTM et l'approche automatique de la discrimination entre les états de surface. Idéalement, les données devraient comprendre les observations satellitaires, mais également les mesures *in situ* issues de campagnes de terrain. Cependant, ces dernières pourraient être très difficiles à recueillir en raison des conditions difficiles et de l'accessibilité risquée des étendues d'eau pendant les périodes de gel et de dégel. Une source possible d'information sur les caractéristiques de l'état de surface et de son évolution pourrait être l'imagerie radar (ex. Sentinel-1A, la mission de la constellation Radarsat ou d'autres plateformes). Malgré leur résolution spatiale beaucoup plus fine, aucune image radar n'a été utilisée pour des fins de validation dans la présente étude à cause du manque de correspondance avec les mesures altimétriques considérées. D'autres sources d'observations méritent d'être explorées pour des fins d'évaluation et d'amélioration des estimations de niveaux d'eau. Il s'agit par exemple des mesures de concentration, d'extension, ou d'épaisseur de la glace, ainsi que des informations additionnelles concernant la neige sur la glace (masse, profondeur) ou la phénologie de la glace à partir des données micro-ondes passives.

Le modèle CTM a été développé en considérant un seul grand lac (Grand Lac des Esclaves). Les travaux pourront être étendus à plusieurs plans d'eau subarctiques caractérisés par des changements saisonniers de conditions de surface. Cela permettra de

réaliser une analyse plus exhaustive de l'efficacité de la méthode à classifier les formes d'onde.

Étendre l'analyse du potentiel de l'altimétrie radar par satellite en bandes Ku et Ka sur une longue période permettra d'approfondir la caractérisation des conditions de surface et d'assurer une surveillance continue de l'hydrologie des plans d'eau couverts de glace. Cela pourrait être possible avec l'utilisation des données altimétriques massives dans des approches d'apprentissage automatique. De telles données peuvent être obtenues à partir de la combinaison des observations altimétriques des anciennes et nouvelles orbites, mais aussi de missions altimétriques opérant dans différents modes. On peut citer à titre d'exemples : mode basse résolution (*Low Resolution Mode, LRM*), Altimètre Radar à Synthèse d'Ouverture (*Synthetic Aperture Radar Altimeter, SARL*), Interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (*Synthetic Aperture Radar Interferometric, SARin*) ou de données Lidar (*Laser imaging detection and ranging*). L'utilisation des combinaisons de données pourrait permettre d'améliorer les résolutions spatio-temporelles des satellites altimétriques.



## 10. RÉFÉRENCES HORS CHAPITRES 4, 5 et 7

- Amarouche, L., Thibault, P., Zanife, O. Z., Dumont, J.-P., Vincent, P. et Steunou, N. (2004) Improving the Jason-1 Ground Retracking to Better Account for Attitude Effects. *Marine Geodesy*, vol. 27, n°1-2, p. 171-197.
- Amarouche, L., Thouvenor, E., Chapron, B. et Zanife, O.-Z. (2001) A new estimator of the sea state bias using a three frequency radar altimeter. IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217), vol. 6, p. 2510-2512.
- Andersen, O. B. et Scharroo, R. (2011) Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination, Coastal Altimetry, Berlin, Heidelberg, 103-145 p.
- Arabsahebi, R., Voosoghi, B. et Tourian, M. J. (2018) The Inflection-Point Retracking Algorithm: Improved Jason-2 Sea Surface Heights in the Strait of Hormuz. *Marine Geodesy*, vol. 41, n°4, p. 331-352.
- Arabsahebi, R., Voosoghi, B. et Tourian, M. J. (2020) A denoising–classification–retracking method to improve spaceborne estimates of the water level–surface–volume relation over the Urmia Lake in Iran. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 41, n°2, p. 506-533.
- Arsen, A., Crétaux, J.-F. et Abarca del Rio, R. (2015) Use of SARAL/AltiKa over Mountainous Lakes, Intercomparison with Envisat Mission. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 534-548.
- Aublanc, J., Thibaut, P., McMillan, A. C., Rinne, E., Sallila, H. et Denneulin, M. (2019) Polar Monitoring WP2: Assessment and consolidation of mission requirements. Toulouse : 103 p.
- Bamber, J. L. (1994) Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, n°4, p. 925-938.
- Barrick, D. E. et Lipa, B. J. (1985) Chapter 3 Analysis and Interpretation of Altimeter Sea Echo. *Advances in Geophysics*, 61-100 p.
- Barry, R. G. et Gan, T. Y. (2011) *The Global Cryosphere: Past, Present and Future*. Cambridge University Press, Cambridge, 498 p.
- Beckley, B., Birkett, C., Bradley, D., Reynolds, C. et Baldwin, B. (2004) Near-Real Time Monitoring of Global Lakes and Reservoirs. *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 2004, p. H23E-1175.

- Bercher, N. (2008) Accuracy of satellite radar altimetry over rivers : development and application of a standardized method to characterize the quality of radar altimetry products for inland water hydrology. Thèse de doctorat, AgroParisTech, 358 p.
- Biancamaria, S., Frappart, F., Leleu, A.-S., Marieu, V., Blumstein, D., Desjonquères, J.-D., Boy, F., Sottolichio, A. et Valle-Levinson, A. (2017) Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river : Evaluation over the Garonne River. *Advances in Space Research*, vol. 59, n°1, p. 128-146.
- Birkett, C. M. et Beckley, B. (2010) Investigating the Performance of the Jason-2/OSTM Radar Altimeter over Lakes and Reservoirs. *Marine Geodesy*, vol. 33, n°sup1, p. 204-238.
- Birkett, C., Reynolds, C., Beckley, B. et Doorn, B. (2011) From research to operations: The USDA global reservoir and lake monitor. *in* S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, et J. Benveniste (dir.), *Coastal Altimetry*, Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, 19-50 p.
- Boergens, E., Dettmering, D., Schwatke, C. et Seitz, F. (2016) Treating the Hooking Effect in Satellite Altimetry Data: A Case Study along the Mekong River and Its Tributaries. *Remote Sensing*, vol. 8, n°2, p. 91.
- Bogning, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahé, G., Bricquet, J.-P., Seyler, F., Onguéné, R., Etamé, J., Paiz, M.-C. et Braun, J.-J. (2018) Monitoring Water Levels and Discharges Using Radar Altimetry in an Ungauged River Basin: The Case of the Ogooué. *Remote Sensing*, vol. 10, n°3, p. 350.
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P. et Watson, C. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission : Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 83.
- Bronner, E., Guillot, A. et Picot, N. (2013) SARAL / AltiKa Products Handbook. CNES, Dir, Toulouse, 76 p.
- Brown, G. (1977) The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 25, n°1, p. 67-74.
- Calinski, T. et Harabasz, J. (1974) A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics - Theory and Methods*, vol. 3, n°1, p. 1-27.

- Calmant, S., Seyler, F. et Cretaux, J. F. (2008) Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n°2008, p. 247-269.
- Challenor, P., et Srokosz, M. A. (1989) The extraction of geophysical parameters from radar altimeter return from a non-linear sea surface. *In* Clarendon Press (dir.), *Mathematics in Remote Sensing*. Brooks, Ed, 257–268 p.
- Chander, S. et Ganguly, D. (2017) Development of water level estimation algorithms using SARAL/Altika dataset and validation over the Ukai reservoir, India. *Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 11, n°1, p. 016012.
- Chaudhary, A., Basu, S., Kumar, R., Mahesh, C. et Sharma, R. (2015) Shape Classification of AltiKa 40-Hz Waveforms using Linear Discriminant Analysis and Bayes Decision Rule in the Gujarat Coastal Region. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 62-72.
- Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L.-L. et Callahan, P. S. (2001) Chapter 1 Satellite Altimetry. *in* Academic Press (dir.), *Satellite Altimetry, International Geophysics*, 1-131 p.
- Chelton, D. B., Walsh, E. J. et MacArthur, J. L. (1989) Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 6, n°3, p. 407-438.
- Chokmani, K. et T.B.M.J. Ouarda (2006) Correction du débit en présence de glace et estimation de l'épaisseur de la glace de rivière, application à quatre rivières du Canada. Québec, rapport de recherche numéro R-886, 49 p.
- Cretaux, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S. et Benveniste, J. (2017) Hydrological Applications of Satellite Altimetry Rivers, Lakes, Man-Made Reservoirs, Inundated Areas. *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*, Boca Raton, FL : Taylor & Francis, 2017. : CRC Press, 459-504 p.
- Dabo-Niang, S., Ferraty, F. et Vieu, P. (2007) On the using of modal curves for radar waveforms classification. *Computational Statistics & Data Analysis*, vol. 51, n°10, p. 4878-4890.
- Derksen, C., Burgess, D., Duguay, C., Howell, S., Mudryk, L., Smith, S., Thackeray, C. et Kirchmeier-Young, M. (2019) Changes in snow, ice, and permafrost across Canada. Chapter 5 in *Canada's Changing Climate Report*, Ottawa (Ontario), 194–260 p.
- Duguay, C. R., Bernier, M., Gauthier, Y. et Kouraev, A. (2014) Remote sensing of lake and river ice. *Remote Sensing of the Cryosphere*, Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd, 273-306 p.

- Dumont, J.-P., Rosmorduc, V., Carrere, L., Picot, N., Bronner, E., Couhert, A., Desai, S., Bonekamp, H., Figa, J., Lillibridge, J. et Scharroo, R. (2015) OSTM / Jason-2 Products Handbook, CNES, Toulouse, 74 p.
- Dziewonski, A. M. et Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 25, n°4, p. 297-356.
- ESA (2011) Radar Altimetry Tutorial. *in* Radar Altimetry Tutorial, ESA, Paris, <http://earth.eo.esa.int/brat/html/general/overview>.
- Fernandes, M., Lázaro, C., Nunes, A. et Scharroo, R. (2014) Atmospheric Corrections for Altimetry Studies over Inland Water. *Remote Sensing*, vol. 6, n°6, p. 4952-4997.
- Frappart, F. (2006) Hydrologie spatiale : Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, 284 p.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F. et Cazenave, A. (2006) Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, n°2, p. 252-264.
- Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A. T., Blarel, F. et Borderies, P. (2015a) Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, vol. 83-84, p. 96-110.
- Frappart, F., Papa, F., Marieu, V., Malbeteau, Y., Jordy, F., Calmant, S., Durand, F. et Bala, & S. (2015b) Preliminary Assessment of SARAL/AltiKa Observations over the Ganges-Brahmaputra and Irrawaddy Rivers, vol. 38, p. 568-580.
- Fu, L. L. et Cazenave, A. (2001) *Satellite altimetry and Earth sciences: A Handbook of Techniques and Applications.* (Geophysics International, Dir.) Oceanography (69<sup>e</sup> éd.). San Diego : Academic Press, 463 p.
- Ghosh, S., Kumar Thakur, P., Garg, V., Nandy, S., Aggarwal, S., Saha, S. K., Sharma, R. et Bhattacharyya, S. (2015) SARAL/AltiKa Waveform Analysis to Monitor Inland Water Levels: A Case Study of Maithon Reservoir, Jharkhand, India. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 597-613.
- Gleick, P. H. (1996) Water resources. *Encyclopedia of Climate and Weather* (S. H. Schn.). New York : Oxford University Press, 817-823 p.
- Gómez-Enri, J., Gommenginger, C. P., Srokosz, M. A., Challenor, P., et Benveniste, J. (2007) Measuring Global Ocean Wave Skewness by Retracking RA-2 Envisat Waveforms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, n°6, p. 1102–1116.

- Guzkowska, M., Rapley, C. G. et Mason, I. M. (1986) Satellite Altimeter Measurements over Land and Inland water. *in* ESA SP-254 (dir.), IGARSS 1986 Symposium, Zurich, p. 1563-1568.
- Hall, D. K., Riggs, G. A. et Salomonson, V. V. (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 54, n°2, p. 127-140.
- Hamilton, S. (2003) Winter Hydrometry. Real-time data issues. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Edmonton p. 19.
- Hartigan, J. A. et Wong, M. A. (1979) Algorithm AS 136 : A K-Means Clustering Algorithm. Source : *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, vol. 28, n°1, p. 100-108.
- Hayne, G. S. (1980) Radar Altimeter Mean Return Waveforms from Near-Normal-Incidence Ocean Surface Scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 28, n°5, p. 687-692.
- Huang, C., Chen, Y., Zhang, S. et Wu, J. (2018) Detecting, Extracting, and Monitoring Surface Water From Space Using Optical Sensors : A Review. *Reviews of Geophysics*, vol. 56, n°2, p. 333-360.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, Nelly M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2004a) Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data. *Journal of Marine Systems*, vol. 47, n°1-4, p. 89-100.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, N.M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2004b) Synergy of active and passive satellite microwave data for the study of first-year sea ice in the Caspian and Aral seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 42, n°10, p. 2170-2176.
- Kouraev, A. V., Semovski, S. V, Shimaraev, M. N., Mognard, N. M., Légrésy, B. et Remy, F. (2007) The ice regime of Lake Baikal from historical and satellite data: Relationship to air temperature, dynamical, and other factors. *Limnology and Oceanography*, vol. 52, n°3, p. 1268-1286.
- Kouraev, A. V., Shimaraev, M. N., Buharizin, P. I., Naumenko, M. a., Crétaux, J.-F., Mognard, N., Légrésy, B. et Rémy, F. (2008) Ice and Snow Cover of Continental Water Bodies from Simultaneous Radar Altimetry and Radiometry Observations. *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n°4-5, p. 271-295.

- Kouraev, A. V., Zakharova, E. a., Rémy, F. et Suknev, A. Y. (2015) Study of Lake Baikal Ice Cover from Radar Altimetry and In-Situ Observations. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 477-486.
- Kouraev, A. V., Papa, F., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Cretaux, J.-F., Dozortseva, J. et Remy, F. (2003) Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive microwave satellite data. *Polar Research*, vol. 22, n°1, p. 43-50.
- Kundzewicz, Z. W. (2008) Climate change impacts on the hydrological cycle. *Ecohydrology & Hydrobiology*, vol. 8, n°2-4, p. 195-203.
- Larue, F., Picard, G., Aublanc, J., Arnaud, L., Robledano-Perez, A., LE Meur, E., Favier, V., Jourdain, B., Savarino, J. et Thibaut, P. (2021) Radar altimeter waveform simulations in Antarctica with the Snow Microwave Radiative Transfer Model (SMRT). *Remote Sensing of Environment*, vol. 263, p. 112534.
- Laxon, S. W. (1994) Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, n°4, p. 915-924.
- Laxon, S. W. et Rapley, C. G. (1987) Radar altimeter data quality flagging. *Advances in Space Research*, vol. 7, n°11, p. 315-318.
- Lee, S., Im, J., Kim, J., Kim, M., Shin, M., Kim, H. et Quackenbush, L. (2016) Arctic Sea Ice Thickness Estimation from CryoSat-2 Satellite Data Using Machine Learning-Based Lead Detection. *Remote Sensing*, vol. 8, n°9, p. 698.
- Lee, H., Shum, C. K., Tseng, K.-H., Guo, J.-Y. et Kuo, C.-Y. (2011) Present-Day Lake Level Variation from Envisat Altimetry over the Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Links with Precipitation and Temperature. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 22, n°2, p. 169-175.
- Legrésy, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., van den Bosch, M. et Zanife, O.-Z. (2005) ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, vol. 95, n°2, p. 150-163.
- Legrésy, B. et Rémy, F. (1997) Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, vol. 43, n°144, p. 265-275.
- Magnuson, J. J. (2000) Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science*, vol. 289, n°5485, p. 1743-1746.
- Maillard, P., Bercher, N. et Calmant, S. (2015) New processing approaches on the retrieval of water levels in Envisat and SARAL radar altimetry over rivers: A case study of

- the São Francisco River, Brazil. *Remote Sensing of Environment*, vol. 156, p. 226-241.
- Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L. et Thibaut, P. (2010) Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook. 64 p.
- Monk, W. et Baird, D. (2014) Biodiversité dans les lacs et rivières canadiens. *in* Conseils canadiens des ministres des ressources (dir.), Biodiversité canadienne: état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique no 19, Ottawa (Ontario), p. 94.
- Morris, V. (2006) *Microwave Radiometer (MWR) Handbook*. Washington, D.C, 23 p.
- Nations Unies (2015) Une décennie pour l'eau, pourquoi? L'eau source de vie 2005-2015.
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A. T., Marieu, V., Mougin, E., Blarel, F., Lubac, B., Braquet, N. et Ba, A. (2018) Evolution of the Performances of Radar Altimetry Missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta. *Remote Sensing*, vol. 10, n°6, p. 833.
- Ouarda, T. B., Rasmussen, P., Cantin, J., Bobée, B., Laurence, R. et Hoang, V. D. (1999) Identification d'un réseau hydrométrique pour le suivi des modifications climatiques dans la province de Québec. *Journal of Water Science*, vol. 12, n°2, p. 425-448.
- Pasini, S., Torresan, S., Rizzi, J., Zabeo, A., Critto, A. et Marcomini, A. (2012) Climate change impact assessment in Veneto and Friuli Plain groundwater. Part II: A spatially resolved regional risk assessment. *Science of The Total Environment*, vol. 440, p. 219-235.
- Peacock, N. R. et Laxon, S. W. (2004) Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, vol. 109, n°7, p. C07001.
- Prowse, T. D. et Ommanney, C. S. (1990) *Northern hydrology: Canadian perspectives*. National Hydrology Research Centre, Dir, Saskatchewan (Canada), 308 p.
- Quartly, G. D., Srokosz, M. A. et McMillan, A. C. (2001) Analyzing altimeter artifacts: Statistical properties of ocean waveforms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, p. 2074-2091.
- Ričko, M., Birkett, C. M., Carton, J. A. et Crétaux, J.-F. (2012) Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 6, n°1, p. 061710.

- Riggs, G. A., Hall, D. K. et Salomonson, V. V. (2006) MODIS snow products user guide. NASA Goddard Space Flight Center Digital Media, vol. 6, p. 1-80.
- Rodríguez, E. (1988) Altimetry for non-Gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, n°C11, p. 14107.
- Rokach, L. et Maimon, O. (2005) Clustering Methods. *Data Mining and Knowledge Discovery Handbook*, New York: Springer-Verlag, p. 321-352.
- Rosmorduc, V., Benveniste, J., Bronner, E., Dinardo, S., Lauret, O., Maheu, C., Milagro, M., Picot, N., Ambrozio, A., Escolà, R., Garcia-Mondejar, A., Schrama, E., Restano, M. et Terra-Homem, M. (2016) Radar Altimetry Tutorial Issue 3a. *The Broadview Radar Altimetry Toolbox*, Toulouse, 357 p.
- Rousseeuw, P. J. (1987) Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, vol. 20, p. 53-65.
- Santos Da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G. et Mansur, W. J. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, n°10, p. 2160-2181.
- Santos Da Silva, J., Seyler, F., Calmant, S., Rotunno Filho, O. C., Roux, E., Araújo, A. A. M. et Guyot, J. L. (2012) Water level dynamics of Amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 33, n°11, p. 3323-3353.
- Schwatke, C., Dettmering, D., Boergens, E. et Bosch, W. (2015a) Potential of SARAL/AltiKa for Inland Water Applications. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 626-643.
- Schwatke, C., Dettmering, D., Bosch, W. et Seitz, F. (2015b) DAHITI – an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n°10, p. 4345-4364.
- Shen, X., Zhang, J., Zhang, X., Meng, J. et Ke, C. (2017) Sea Ice Classification Using Cryosat-2 Altimeter Data by Optimal Classifier–Feature Assembly. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 14, n°11, p. 1948-1952.
- Shu, S., Liu, H., Beck, R. A., Frappart, F., Korhonen, J., Xu, M., Yang, B., Hinkel, K. M., Huang, Y. et Yu, B. (2020) Analysis of Sentinel-3 SAR altimetry waveform retracking algorithms for deriving temporally consistent water levels over ice-covered



- lakes. *Remote Sensing of Environment*, vol. 239, p. 111643.
- Stammer, D. et Cazenave, A. (2017) *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. Taylor & Francis, CRC Press, Boca Raton, FL, p 618.
- Sterling, S. M., Ducharne, A. et Polcher, J. (2013) The impact of global land-cover change on the terrestrial water cycle. *Nature Climate Change* vol. 3, n°4, p. 385-390
- Sulistioadi, Y. B., Tseng, K.-H., Shum, C. K., Hidayat, H., Sumaryono, M., Suhardiman, A., Setiawan, F. et Sunarso, S. (2015) Satellite radar altimetry for monitoring small rivers and lakes in Indonesia. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n°1, p. 341-359.
- Thorndike, R. L. (1953) Who belongs in the family? *Psychometrika*, vol. 18, n°4, p. 267-276.
- Tokmakian, R. T., Challenor, P., Guymer, H. et Srokosz, M. A. (1994) The U.K. EODC ERS-1 altimeter oceans processing scheme. *Int. J. Remote Sens*, vol. 15, p. 939-962.
- Tourneret, J.-Y., Mailhes, C., Severini, J. et Thibaut, P. (2010) Shape classification of altimetric signals using anomaly detection and bayes decision rule. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, p. 1222-1225.
- Troitskaya, Y., Rybushkina, G., Soustova, I., Balandina, G., Lebedev, S. et Kostianoy, A. (2012) Adaptive retracking of Jason-1 altimetry data for inland waters: the example of the Gorky Reservoir. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 33, n°23, p. 7559-7578.
- Tseng, K.-H., Shum, C. K., Yi, Y., Dai, C., Lee, H., Bilitza, D., Komjathy, A., Kuo, C. Y., Ping, J. et Schmidt, M. (2010) Regional Validation of Jason-2 Dual-Frequency Ionosphere Delays. *Marine Geodesy*, vol. 33, n°sup1, p. 272-284.
- Tseng, K.-H., Shum, C. K., Yi, Y., Fok, H. S., Kuo, C.-Y., Lee, H., Cheng, X. et Wang, X. (2013) Envisat Altimetry Radar Waveform Retracking of Quasi-Specular Echoes over the Ice-Covered Qinghai Lake. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 24, n°4-1, p. 615.
- Ubelmann, C. (2009) *Etude de scénarios d'altimétrie satellitaire pour le controle de la circulation océanique dans l'océan Atlantique tropical par assimilation de données*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 206 p.
- Ulaby, F. et David, G. L. (2015) *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. University of Michigan Press, Dir, Michigan, 1013 p.

- Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W., Tournadre, J. et Vergara, O. (2018) The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Scientific Applications. *Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 163.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. R., Richman, J. G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F. et Gupta, P. K. (2015) The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 2-21.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P. et Benveniste, J. (2011) *Coastal Altimetry*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1-565 p.
- Vincent, W. F., Daniel, M., Reinhart, P., Isabelle, L., Muir, D. C. G., Young, K. L. et Bégin, Y. (2012) Chapter 4. Freshwater resources in a changing environment. Allard, M. and Lemay, M. (eds) *Integrated Regional Impact Studies*, Quebec, 137-155 p.
- Wahr, J. M. (1985) Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, n°B11, p. 9363.
- Williamson, C. E., Saros, J. E., Vincent, W. F. et Smol, J. P. (2009) Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography*, vol. 54, n°6part2, p. 2273-2282.
- Wingham, D. J. et Rapley, C. G. (1986) *New techniques in satellite altimeter tracking systems*. Proceedings of IGARSS'86 Symposium 8–11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254. Zurich : 1339–1344 p.
- Woodhouse, I. H. (2017) *Introduction to Microwave Remote Sensing*. Introduction to Microwave Remote Sensing (Taylor & F.). Boca Raton : CRC Press, 397 p.
- Yuan, C., Gong, P., Liu, C. et Ke, C. (2019) Water-volume variations of Lake Hulun estimated from serial Jason altimeters and Landsat TM/ETM+ images from 2002 to 2017. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 40, n°2, p. 670-692.
- Zakharova, E. A., Fleury, S., Guerreiro, K., Willmes, S., Rémy, F., Kouraev, A. V. et Heinemann, G. (2015) Sea Ice Leads Detection Using SARAL/AltiKa Altimeter. *Marine Geodesy*, vol. 38, n°sup1, p. 522-533.
- Zakharova, E., Agafonova, S., Duguay, C., Frolova, N. et Kouraev, A. (2021) River ice phenology and thickness from satellite altimetry: potential for ice bridge road operation and climate studies. *The Cryosphere*, vol. 15, n°12, p. 5387-5407.

- Zieger, A. R., Hancock, D. W., Hayne, G. S. et Purdy, C. L. (1991) NASA radar altimeter for the TOPEX/POSEIDON Project. Proceedings of the IEEE, vol. 79, n°6, p. 810-826.
- Ziyad, J., Goïta, K. et Magagi, R. (2020a) Incertitudes des niveaux d'eau dérivés de l'altimétrie satellitaire pour des étendues d'eau soumises à l'action de la glace. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 46, n°4, p. 429-453.
- Ziyad, J., Goïta, K., Magagi, R., Blarel, F. et Frappart, F. (2020b) Improving the Estimation of Water Level over Freshwater Ice Cover using Altimetry Satellite Active and Passive Observations. Remote Sensing, vol. 12, n°6, p. 967.