

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

**Caractérisation multi-échelle du cycle saisonnier gel/ dégel des sols à
partir des données micro-ondes actives et passives en bande L dans
le parc national de Turjusuq au Nunavik**

Par
Chaima Touati

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Examineur externe	Ramata Magagi Université de Sherbrooke
Examineur externe	Alexandre Roy Université du Québec à Trois-Rivières
Examineur interne	Karem Chokmani INRS Centre Eau-Terre-Environnement
Directeur de recherche	Monique Bernier INRS Centre Eau-Terre-Environnement
Codirecteurs de recherche	Ralf Ludwig University Ludwig Maximilians (LMU), Munich, Allemagne Saeid Homayouni INRS Centre Eau-Terre-Environnement

DÉDICACE

Je dédie ce travail :

À mes chers parents, ma mère Souad Smati et mon père Abedllatif Touati, à mon frère Mohamed Touati, et ma sœur Amina Touati.

REMERCIEMENTS

Ce travail est le résultat de cinq années d'études et d'une merveilleuse expérience de vie au Québec très riche humainement et professionnellement, qui m'a permis de me former et de me responsabiliser. Ce travail n'était possible que grâce à l'aide et le support de plusieurs personnes et institutions.

Pour commencer, je tiens à exprimer mes sincères remerciements au professeure Monique Bernier, ma directrice de recherche qui n'a pas épargné le moindre effort pour m'encadrer durant mes études doctorales. Elle m'a encouragé dès le début et jusqu'à la fin. Elle était toujours à l'écoute et elle m'a offert tous les supports techniques et financiers nécessaires. J'ai appris beaucoup de ses longues années d'expérience et de son savoir-faire multidisciplinaire.

Je remercie aussi mon codirecteur, Dr. Ralf Ludwig, professeur en géographie physique et modélisation environnementale à l'Université Ludwig Maximilians (LMU) de Munich, pour ses conseils et ses révisions. Les réunions pendant ses visites à l'INRS et les appels vidéo entre Québec et Munich nous ont permis d'échanger sur différents points concernant les analyses physiques, hydrologiques et mathématiques. Une attention particulière à Yueli Chen, et Lingxiao Wang (PhD.), deux étudiantes du professeur Ralf Ludwig qui m'ont accompagné à une campagne de terrain à Umiujaq. Plein de beaux souvenirs de ce voyage resteront en mémoire. Je tiens aussi à souligner la contribution du professeur Saeid Homayouni, recruté par l'INRS en 2019 et qui a codirigé ma recherche doctorale dans les derniers mois. Ses commentaires précieux m'ont aidé à bien structurer mes articles et ont apporté bien des améliorations à cette étude.

La réalisation de cette thèse a été possible grâce à un environnement académique accueillant, professionnel et simulant au sein de l'équipe de recherche en Télédétection Environnementale et Nordique (TENOR) du Centre Eau-Terre-Environnement (ETE) de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS). Les rencontres mensuelles, lors desquelles on présente l'avancement de nos travaux offrent une occasion pour examiner les options et les propositions des autres membres d'équipe (étudiantes, associés et professeurs) et donc d'améliorer la qualité scientifique de nos projets. Les BBQ d'été et surtout les soupers d'équipe à chaque fois qu'un membre de la famille TENOR réussit sa soutenance nous motivent et nous encouragent à persévérer pour atteindre nos objectifs. Alors merci à tous les membres de l'équipe, aux professeurs Monique Bernier, Karem Chokmani et Saeid Homayouni, aux professionnels, Yves Gauthier, Jimmy Poulin et Tahiana Ratsimbazafy ainsi qu'à tous les étudiants. Bonne chance pour les étudiants qui sont, au début de leur formation académique, en période de rédaction ou qui sont au début de leur carrière professionnelle (Sophie Dufour Beauséjour, Valérie Plante Lévesque, Sophie Roberge, Ben Aicha Rabia et tous les autres étudiants).

Merci à Jimmy Poulin, professionnel de recherche, qui m'a accompagné durant mes campagnes de terrain à Umiujaq. J'ai appris beaucoup de ses connaissances, de son professionnalisme et ses nombreuses qualités (organisé, autonome et débrouillard) indispensables dans une campagne de terrain en régions éloignées.

Un grand merci à Tahiana Ratsimbazafy, professionnel, pour son aide et son soutien technique, ce qui a facilité l'avancement de mes travaux de recherche. Merci pour ses conseils et ses recommandations qui ont été très précieux afin d'atteindre les objectifs prédéfinis du projet. Je le remercie énormément pour le temps qu'il a consacré à nos réunions. Los de ces réunions, nous avons fait le point sur la méthodologie choisie et la qualité et la précision des résultats obtenus.

Je voudrais remercier mes chers amis, Parvin Kalantari, Khalid Oubenaceur, Marion Tanguy, Rebecca Filion et Anas El Alem, anciens doctorants de l'équipe TENOR, qui étaient toujours à mes côtés durant ma maîtrise et mon doctorat au sein de l'INRS. C'était un plaisir de faire connaissance que notre amitié dure toujours.

Un grand merci à l'Agence Spatiale Canadienne (ASC) et au programme canadien SMAP pour leur soutien financier. Merci aux développeurs et chercheurs de l'équipe SMAP pour leurs assistances techniques (algorithmes, codes et rapports accessibles en ligne) et leurs données disponibles gratuitement quotidiennement en différents modes d'acquisition et différents niveaux de traitement.

Je remercie le Ministère Tunisien de l'Enseignement supérieur et de la Recherche scientifique qui m'a permis de venir ici au Canada pour réaliser mes études de deuxième et de troisième cycle. La Tunisie a toujours considéré l'éducation comme un facteur majeur de développement économique. Le premier président Tunisien Habib Bouguiba a cité que. « Pour nous l'éducation est une fonction sociale, c'est-à-dire un facteur fondamental de notre entité collective et une responsabilité que doivent remplir, à titre égal, l'État, l'enseignant et l'enseigné » (29 juin 1968).

Merci à mes parents pour tous les sacrifices et les engagements qu'ils ont consentis à mon égard, pour m'éduquer dans des conditions dignes. Merci pour vos encouragements durant mes longues années d'étude de l'école à l'université. Merci pour votre soutien quand j'échoue, et vos applaudissements quand je réussis. Merci à mon frère Mohamed qui m'a accompagné durant mes années d'études au Canada et qui était mon repère ici. Merci à ma sœur Amina Touati, la benjamine de la famille qui était à mes côtés malgré la distance qui nous sépare. Merci à ma famille qui m'a encouragé dans les moments de stress, d'impatience et de trop-pleins. Je suis fière et heureuse d'appartenir à une famille aussi solide et remplie d'amour. Je vous aime.

Enfin, je tiens à exprimer toute ma gratitude aux membres externes du jury d'évaluation la professeure Ramata Magagi et le professeur Alexandre Roy et à l'interne, le professeur Karem Chokmani d'avoir accepté la révision et l'évaluation de ma thèse. Vos commentaires et vos propositions ont amélioré la qualité scientifique de ma thèse et m'ont aidé à éclaircir certains points.

RÉSUMÉ ET MOTS CLÉS

Au Nunavik, le cycle Gel/Dégel (G/D) joue un rôle important dans le fonctionnement des écosystèmes. Mieux le début et la durée des saisons de gel et de dégel du sol sont caractérisés, meilleure sera notre compréhension de leur fonctionnement. Le site d'étude est le parc National Turjusuk.

Cette thèse est constituée de trois articles. Dans le premier article, deux approches sont développées pour corriger les températures de brillance (T_b) d'images SMAP-L1C (*Soil Moisture Active Passive*-L1C) acquises entre 2015 et 2019, de l'effet atténuant des surfaces d'eau dans chaque pixel de 36 par 36 km². La première approche normalise les T_b avec l'ordonnée à l'origine de leur régression linéaire par rapport à la fraction d'eau de chaque pixel. La deuxième approche, applique une normalisation spécifique à chaque type de végétation. Les deux approches résolvent la divergence observée à partir d'une fraction d'eau supérieure à 20% avec la correction standard SMAP. Les T_b corrigées sont utilisées pour cartographier l'état G/D des sols en utilisant le Ratio de Polarisation Normalisé. Notre algorithme G/D définit un seuil spécifique par pixel, au lieu du seuil unique de l'ordre de 0.5 fixé par les développeurs SMAP. Pour valider la correction des T_b , la température mesurée à ~5 cm de la surface des sols est utilisée. L'accord atteint 90% pour l'orbite ascendante et 79% pour l'orbite descendante pour l'approche de Normalisation par Type de Végétation face à 64% et 50% pour l'approche standard.

Dans le deuxième article, la variation de T_b est analysée en fonction de la végétation dominante et de la fraction de la couverture de neige par pixel SMAP. Une deuxième version de notre algorithme G/D, intégrant la fraction de neige dans chaque pixel, est proposée. Une amélioration de la précision de l'ordre de 5% est obtenue pour les orbites ascendantes et descendantes.

Le troisième article analyse les données PALSAR à haute résolution spatiale (30 m) pour suivre le G/D SMAP à grande échelle dans le parc national Turjusuk. Un nouvel algorithme G/D PALSAR, à une précision supérieure à 80% avec les scènes à polarisation HV, est proposé. La classification G/D PALSAR montre que l'algorithme G/D SMAP identifie l'arrivée de la saison de gel avec succès à partir d'une fraction de surface gelée PALSAR supérieure à 50% dans le pixel SMAP.

Mots clés : Nunavik, suivi du Gel/Dégel, SMAP, PALSAR, correction de la température de brillance, fraction d'eau, Normalisation de T_b , seuil de classification spécifique, fraction de neige, validation avec la température du sol.

ABSTRACT AND KEYWORDS

In Nunavik, the freeze/thaw (F/T) cycle plays an important role in ecosystems functions. The better the freeze and thaw seasons are characterized, the better our understanding of ecosystem functioning will be. The study site is the Turjusuk National Park.

This thesis consists of three papers. In the first paper, two approaches are developed to correct the SMAP-L1C (Soil Moisture Active Passive-L1C) brightness temperature (T_b), collected between 2015 and 2019, for the damping effect of water bodies within each 36 by 36 km² pixel. In Nunavik, typically covered by numerous lakes, the low emissivity of water bodies dominates the measured T_b . The first approach normalizes T_b with the intercept of its linear regression versus the water fraction of each pixel. The second approach applies the Normalized approach differently per each vegetation class. The two approaches resolve the divergence observed with SMAP standard correction when the water fraction is higher than 20%. The SMAP corrected T_b are used to map the soil F/T state using the Normalized Polarization Ratio. Our F/T algorithm defines a specific threshold by pixel, instead of the unique threshold in the order of 0.5 fixed by the SMAP developers. To validate those T_b corrections, the surface soil temperature measured at ~5 cm depth is used. An agreement of up to 90% and 79% was reached for the ascending and descending orbits respectively using the Normalized approach per Vegetation, versus 64% and 50% for the Standard Approach.

In the second paper, T_b variations by dominant vegetation and snow cover fractions are analyzed. A second version of our F/T algorithm, incorporating the snow cover fraction available in each pixel, is introduced. An overall improvement of up to 5% is quantified over ascending and descending overpasses.

The third paper analyzes the high resolution (30 m) PALSAR data acquired between 2015 and 2017 to follow the SMAP F/T cycle at large scale over the Turjusuk National Park. A new PALSAR F/T algorithm, with an overall accuracy higher than 80% with HV polarized scenes, is suggested. The PALSAR F/T classification shows that our SMAP F/T algorithm identified the arrival of freezing season with success when more than 50% of PALSAR pixels over the SMAP pixel area are freezing.

KEYWORDS: Nunavik, Freeze/Thaw monitoring, SMAP, PALSAR, brightness temperature correction, water fractions, T_b normalization, specific threshold classification, snow fractions, validation by soil temperature.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	iii
REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ ET MOTS CLÉS	vii
ABSTRACT AND KEYWORDS	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DE SIGLES ET DE SYMBOLES	xxv
1. INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1. Mise en contexte	1
1.2. Revue de littérature.....	7
1.2.1. État des connaissances sur le gel du sol.....	7
1.2.2. Impacts de l'environnement sur le cycle Gel/Dégel	9
1.2.3. État des connaissances sur le suivi du gel du sol au moyen des micro-ondes actives	11
1.2.4. État des connaissances sur le suivi du gel du sol au moyen des micro-ondes passives	19
1.2.5. Principaux algorithmes de cartographie du gel du sol.....	30
1.3. Structure de la thèse et objectifs de la recherche	47
2. NOUVELLES APPROCHES POUR RÉDUIRE L'EFFET DES SURFACES D'EAU SUR LA TEMPÉRATURE DE BRILLANCE DES IMAGES SMAP	51
A. PRÉSENTATION DE L'ARTICLE.....	51
B. ARTICLE 1: NEW APPROACHES FOR REMOVING THE EFFECT OF WATER DAMPING ON SMAP FREEZE/THAW MAPPING	55
Abstract	55
2.1. Introduction	55
2.2. Study area	57
2.3. Data description	58
2.3.1. Field data.....	58
2.3.2. SMAP Data.....	58
2.3.3. Landsat mask	59
2.3.4. MODIS land cover	59
2.3.5. Air temperature	60
2.4. Data processing	61

2.4.1.	Tb correction for water effect	61
2.4.2.	F/T mapping using the Normalized Polarization Ratio	65
2.5.	Results and discussion	66
2.5.1.	Tb correction for water bodies effect	66
2.5.2.	Freeze/Thaw (F/T) mapping	73
2.6.	Conclusion.....	81
	Acknowledgements.....	81
3.	EFFET DE LA VÉGÉTATION ET DE LA PROPORTION DE NEIGE DANS LA CARTOGRAPHIE DU CYCLE SAISONNIER G/D AVEC DES DONNÉES SMAP	83
A.	PRÉSENTATION DE L'ARTICLE.....	83
B.	ARTICLE 2 ANALYSIS THE PROPORTION (%) OF SNOW COVER ON FREEZE/THAW MAPPING ACCURACIES WITH SMAP DATA OVER THE TURJUSUK NATIONAL PARK, QUEBEC, CANADA.....	87
	Abstract	87
3.1.	Introduction	87
3.2.	Study area	89
3.3.	Materials.....	90
3.3.1.	Corrected SMAP-L1C Data.....	90
3.3.2.	MODIS Snow Cover: MOD10A1	90
3.3.3.	Field Data	91
3.4.	Data preprocessing steps.....	92
3.4.1.	MOD10A1 Aggregation	92
3.4.2.	Freeze/Thaw Mapping	93
3.5.	Results and discussion	95
3.5.1.	SMAP Tb variation with snow cover evolution over the Turjusuk pixel during 2016 F/T cycle	95
3.5.2.	F/T mapping results	99
3.6.	Conclusion.....	103
	Acknowledgements.....	103
4.	CARTOGRAPHIE DU CYCLE SAISONNIER GEL/DÉGEL À PARTIR DES DONNÉES MICRO-ONDES ACTIVES ET PASSIVES DANS LE PARC NATIONAL TURJUSUK, QUÉBEC, CANADA	105
A.	PRÉSENTATION DE L'ARTICLE.....	105

B. ARTICLE 3: LANDSCAPE FREEZE/THAW MAPPING FROM ACTIVE AND PASSIVE MICROWAVE EARTH OBSERVATIONS OVER THE TURJUSUK NATIONAL PARK, QUEBEC, CANADA.....	109
Abstract	109
4.1. Introduction	109
4.2. Study area and field campaign data	111
4.3. Data description	113
4.3.1. SMAP corrected data	113
4.3.2. PALSAR data	113
4.3.3. Land Cover Data.....	114
4.3.4. Air temperature data	115
4.4. Processing steps	115
4.4.1. SMAP F/T algorithm processing.....	115
4.4.2. PALSAR F/T algorithm processing.....	116
4.5. Results and discussion	119
4.5.1. PALSAR backscattering variation during F/T cycle.....	119
4.5.2. PALSAR Freeze/Thaw classification	121
4.6. Conclusion.....	124
Acknowledgments.....	124
5. DISCUSSION GÉNÉRALE	125
5.1. Première contribution : Nouvelle approche de correction des Tb en fonction de la fraction d’eau libre	125
5.2. Deuxième contribution : Nouvelle version de l’algorithme Gel/Dégel à seuil adaptatif et application au Nunavik.....	127
5.2.1. NPR et delta NPR	127
5.2.2. Seuil de classification adaptatif et spécifique	127
5.2.3. Validation de la classification G/D	132
5.3. Troisième contribution : Étude de la variation de Tb en fonction des propriétés de la neige et de la végétation.....	139
5.3.1. Cas 1 : Pixel Umiujaq.....	139
5.3.2. Cas 2 : Pixel Chapais.....	140
5.4. Quatrième contribution : proposer une nouvelle version de l’algorithme G/D introduisant le paramètre fraction du couvert nival.....	144

5.5.	Cinquième contribution : Proposer une nouvelle approche pour suivre le cycle saisonnier Gel/Dégel à Umiujaq et ses environnements en utilisant des données PALSAR à haute résolution ...	147
5.5.1.	Variation de la rétrodiffusion PALSAR entre les deux saisons de référence	147
5.5.2.	Algorithme G/D-PALSAR à seuils adaptatifs.....	147
5.6.	Sixième contribution : Comparer la classification G/D SMAP à résolution grossière (~36 km) à la classification G/D PALSAR à haute résolution (30 m).	150
5.7.	Septième contribution : Partager les données <i>in-situ</i> sur le réseau Nordicana-D.	151
6.	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	153
6.1.	Conclusion.....	153
6.2.	Perspectives	156
	RÉFÉRENCES	159
	ANNEXES	185
1.	ANNEXE 1. BASE DE DONNÉES ET TRAITEMENTS PRÉLIMINAIRES	185
1.1.	Base de données	185
1.1.1.	Données micro-passives : SMAP L1C-Tb	185
1.1.2.	Données micro-ondes actives : PALSAR.....	186
1.1.3.	Données auxiliaires.....	188
1.1.4.	Données de validation	193
1.2.	Traitements des données	201
1.2.1.	Traitements des données SMAP.....	201
1.2.2.	Traitements des données PALSAR.....	203
1.2.3.	Traitements des données auxiliaires et de validation	205
2.	ANNEXE 2 : NPR, ΔNPR, SEUIL DE CLASSIFICATION ET VALIDATION	207
2.1.	Profils de NPR entre janvier décembre, 2016	207
2.2.	Variation de Δ NPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C et prises en mode ascendant entre janvier et décembre 2016	210
2.3.	Seuils de classification calculés pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016.....	213
2.4.	Validation la classification G/D de l'algorithme de Touati <i>et al.</i> (2019) avec les données de température du sol mesurée à ~5 cm.	216

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

Tableau 1.1. Caractéristiques des capteurs micro-ondes actives les plus récents (1991 à 2019)..... 12

Tableau 1.2. Caractéristiques des capteurs micro-ondes passives les plus récents (1991 à 2015) 20

CHAPITRE 2. ARTICLE 1

Table 2.1. Attributes of sensors (Hum-1 to Hum-5) available from August 2015 to August 2017..... 58

Table 2.2. Statistics of T_b , T_{b_A} , T_{b_B} , and T_{b_C} values (°K) for all pixels with fraction values less than 50% for the ascending orbit on 2016-08-07. 70

Table 2.3. Validation results of SMAP F/T states classification at Umiujaq pixel with in situ soil temperature data (sensors: Hum-1 to Hum-5) compiled from October to December 2016: a) original ΔNPR and corrected ΔNPR with approaches A, B and C. 77

CHAPITRE 3. ARTICLE 2

Table 3.1. Environmental characteristics for Hobo stations installed in Umiujaq SMAP pixel. 91

Table 3.2. First Freeze and Thaw days for Hum-2, Hum-3, and Hum-7 sensors at SMAP ascending (6:00 PM) and descending (6:00 AM) orbits based on soil temperature and soil moisture data recorded at ~5 cm depth and soil states from Touati et al. (2019) F/T algorithm. 99

Table 3.3. Validation results of SMAP F/T states derived from the original and the adaptive versions of Touati et al. (2019) algorithm at Umiujaq pixel with in situ soil temperature sensors for Herb and Moss, Shrub and Lichen, and Shrub cover types over ascending (A) and descending (D) overpasses from October, 01 to December, 31 and from April, 01 to June, 30 for 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018 F/T cycles..... 102

CHAPITRE 4. ARTICLE 3

Table 4.1. The characteristics of the Hum stations: location, CIRCA Class, and Vegetation Type. 112

Table 4.2. PALSAR-2 scene characteristics: acquisition date, nadir angle, pixel spacing, and polarization. 114

Table 4.3. CIRCA Land Cover map: output reclassification. 115

Table 4.4. F/T reference season thresholds, Backscattering coefficient in dB, (* Dual polarization). 121

Table 4.5. PALSAR Freeze/Thaw status validation with Hobo-sensors: classification accuracies for HH, HV, HH-HH, and HH/HV polarizations. 122

Table 4.6 Comparison of Freeze and Thaw soil states between SMAP and PALSAR data. 123

CHAPITRE 5. DISCUSSION GÉNÉRALE

Tableau 5.1. Seuils de classification estimés pour les pixels de validation (stations météorologiques et SILA), par mode d’acquisition ascendant et descendant pour les années 2016, 2017, 2018 et 2019.	129
Tableau 5.2. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel au pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum-2, Hum-3, Hum-4, Hum-5, Hum-6, Hum-8 et Hum 10 entre octobre et décembre 2015 : Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.	133
Tableau 5.3. Résultats de validation de la classification G/D au pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum-2, Hum-3, Hum-4, Hum-5, Hum-6, Hum-8 et Hum 10 entre avril et juin, 2016: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.	134
Tableau 5.4. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel en région subarctique (Nunavik) avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les stations : KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaqtac, Salluit et Kuujuaq entre octobre et décembre 2015: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.	135
Tableau 5.5. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel en région subarctique (Nunavik) pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaqtac, Salluit et Kuujuaq entre avril et juin 2016: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.	136
Tableau 5.6. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel des scènes SMAP, prises en mode ascendant et descendant, corrigées par l’approche C au pixel Umiujaq, avec les données <i>in-situ</i> de température du sol mesurée à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum1 à Hum 10 entre octobre et décembre, 2015 et avril et juin, 2016.	137
Tableau 5.7. Précision globale de l’algorithme Gel/Dégel proposé à partir des scènes SMAP prises entre 2017 et 2018 en mode ascendant et descendant aux différents sites de validation d’Environnement Canada et du réseau SILA.	138
Tableau 5.8. Précision globale du produit SMAP-L3_FT_P développé entre 2017 et 2018 en mode ascendant et descendant avec les données <i>in-situ</i> de température du sol mesurée à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum1 à Hum 10.	138
Tableau 5.9. Seuils saisonniers de référence Gel et Dégel pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (mode d’acquisition FBD ou HBQ) et ce pour les sept types de végétation CIRCA, année 2014.	148
Tableau 5.10. Seuils saisonniers de référence pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (tous en mode d’acquisition FBD) et ce pour les sept types de végétation CIRCA, année 2015.	148

Tableau 5.11. Seuils saisonniers de référence pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (mode d’acquisition FBD ou USB) et ce pour les sept types de végétation CIRCA année 2016.	149
--	-----

Tableau 5.12. Validation des états gelé et dégelé des pixels SMAP avec la classification PALSAR G/D : fraction des pixels PALSAR gelés par type de végétation (arbustes, herbes, Lichen/Mousse, milieu humide et sol nu).....	151
---	-----

ANNEXE 1

Tableau 1.1. Caractéristiques du produit SMAP L1C-Tb.	186
--	-----

Tableau 1.2. Caractéristiques des données radar PALSAR d’ALOS-2.....	187
--	-----

Tableau 1.3. Reclassification du produit MODIS-IGBP (partie 1/2).	190
--	-----

Tableau 1.4. Reclassification des classes CIRCA niveau II.	192
---	-----

Tableau 1.5. Localisation, végétation dominante et texture du sol pour les sites visités entre 2014 et 2018 dans les bassins de Sheldrake et de Nastapoka, village d’Umiujaq et la vallée Tasiapik, Nunavik, Canada (Partie 1/2).	196
--	-----

Tableau 1.6. Caractéristiques des sites de forage utilisés dans la présente validation : latitude, longitude et profondeur de sonde (Allard et al. (2016)).	199
--	-----

Tableau 1.7. Caractéristiques des stations climatiques utilisées pour la validation G/D-SMAP: station, municipalité, latitude, longitude, altitude et température moyenne (partie 1/2).....	200
---	-----

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE.

Figure 1.1. Localisation du Parc national Tursujuq le long de la baie d’Hudson dans le nord du Québec, Canada.	4
Figure 1.2. Distribution du pergélisol au Québec nordique (Umiujaq circulé en rouge)	5
Figure 1.3. Dégradation de thermoskarst et formation de lithalses entre 2012 (a) et 2014 (b) au site BGR (Lat : 56.6135, Long : -76.2182) à Umiujaq (www.frqnt.gouv.qc.ca/documents , photographiée par l’équipe du professeur Bhiry (CEN)).	6
Figure 1.4. Le mécanisme de formation des lentilles de glace (Konrad et Morgenstern 1980).	8
Figure 1.5. Les bandes de fréquences dans les micro-ondes (CCT, 2005a).....	14
Figure 1.6. Décomposition de rétrodiffusion totale radar : interactions sol, végétation et sol-végétation (Proisy, 2014).....	17
Figure 1.7. Système radar imageur, angle de dépression et angle d’incidence (CCT, 2005a).....	17
Figure 1.8. Effet de l’angle d’incidence sur la rétrodiffusion radar pour trois types de rugosité de surface (lisse, rugosité moyenne et forte rugosité) (Henderson & Lewis, 1998).	18
Figure 1.9. Sensibilité de l’émission micro-ondes aux différents paramètres : humidité du sol, végétation, rugosité, vapeur d’eau et eau liquide selon la fréquence (ESA’s).	22
Figure 1.10. Provenance de la température de brillance mesurée par un radiomètre pour un pixel donné (Kerr <i>et al.</i> , 2018).	26
Figure 1.11. Température de brillance issue des données ELBARA-II observée dans la forêt de Sodankylä, (rouge, polarisation horizontale H ; bleu, polarisation horizontale V). Observations entre octobre 2009 et août 2012, angle d’observation de 60°, (Rautiainen <i>et al.</i> , 2014).	38
Figure 1.12. Différence de polarisation issue de 3 ans des données ELBARA-II, angle d’observation de 60°. (Rautiainen <i>et al.</i> , 2014).	39
Figure 1.13. La relation entre le facteur de gel FF et les mesures de profondeur de gel (FD)	40
Figure 1.14. Exemples des masques jamais dégelé (gauche) et jamais gelé (droite) de 1 janvier et de 29 juillet (Kim <i>et al.</i> 2012).	46

CHAPITRE 2. ARTICLE 1

Figure 2.1. Organigramme de la méthodologie suivie dans l’article 1.	53
Figure 2.2. Probes installed near the village of Umiujaq (56.55° N, 76.55° W) and in the Sheldrake Catchment, east coast of Hudson Bay, Canada.	57
Figure 2.3. MODIS aggregated land cover classes over Quebec-Labrador.	60
Figure 2.4. Processing workflow for Tb correction for the water effect.....	61

Figure 2.5. Processing workflow for freeze/thaw mapping.	62
Figure 2.6. Brightness temperature variation with water fraction. Ascending orbit for February 1, August 27, and November 15, 2016.	67
Figure 2.7. Brightness temperature (T_{bh}) correction for 27 August 2016 scene. (a) Method A. (b) Method B.	68
Figure 2.8. Brightness temperature correction per land cover type (Forest; Tundra; Wetland and Mixed vegetation) for August 27 2016, ascending orbit scene: (a) original Tb data, (b) original Tb by land cover type, (c) Tb correction per land cover type and (d) final corrected Tb.	69
Figure 2.9. Brightness Temperature maps for August 27, 2016. (a) Original data, (b) Method A (O’Neill and Chan, 2012), (c) Method B, the proposed normalization approach, and (d) Method C (with land cover).	71
Figure 2.10. Figure 9: Variation of the original and corrected brightness temperatures (ascending orbit) by A, B and C approaches in the Umiujaq pixel and (b) Water surface photos (Lat: 56.6108, Long: -76.215) taken in May 15, June 06 and November 19, 2016, by in situ cameras from the ADAPT project. (Pienitz <i>et al.</i> , 2017).	72
Figure 2.11. Normalized Polarization Ratio annual variation for different water fraction values (40.5, 15.5, and 3.8%). NPR at (a) Umiujaq pixel (Lat: 56.542; Long: -76.447), (b) Kangirsuk station (Lat: 60.025, Long:-69.999), (c) Saint Michel des Saints (Lat: 46.683, Long-73.917).	74
Figure 2.12. Threshold for freeze (blue) and thaw (red) reference periods computed from ΔNPR at Umiujaq pixel. (a) ΔNPR , (b) ΔNPR_A , (c) ΔNPR_B , and (d) ΔNPR_C . The green and yellow histograms are respectively the ΔNPR calculated during spring and autumn.	76
Figure 2.13. F/T states estimated from ΔNPR_C classification versus in situ soil moisture data (m^3/m^3) measured for Hum-4 (a) and Hum-5 (b) between October 1 and December 31, 2016.	80
Figure 2.14. Vegetation environment near Hum-4 (a) and Hum-5 (b): mosses and herb for Hum-4 and shrub and herbaceous for Hum-5.	80

CHAPITRE 3. ARTICLE 2

Figure 3.1. Approche méthodologique de l’article 2.	85
Figure 3.2. Validation sites: a) MODIS aggregated land cover classes over Quebec (Forest, Tundra, Wetlands and Mixed vegetation classes), b) Localisation of the National Park of Tursujuq, c) Vegetation photo over the National Park of Tursujuq.	89
Figure 3.3. Mean air temperature from ROC-UMIROCA from January to December 2016. (Source, Nordicana D9, DOI: 10.5885/45120SL-067305A53E914AF0).	90
Figure 3.4. Processing steps; 1) MOD10A1 aggregation, 2) MODIS_IGB aggregation, and 3) Tb correction from water bodies and F/T mapping.	92
Figure 3.5. The adaptive version of the Touati et al. (2019) F/T algorithm: snow cover test was added. .	94

Figure 3.6. Brightness temperature (original and corrected values) variation with MODIS snow cover fraction during the 2016 Freeze/Thaw cycle.....	95
Figure 3.7. 2016 Snow cover cycle deduced from installed cameras near Umiujaq village (project Caiman, INRS).....	96
Figure 3.8. Brightness temperatures (original and corrected values) acquired by SMAP radiometer over the Tundra pixel (Turjusuk Park) and soil moisture data measured by Hum-2 (a), Hum-3 (b), and Hum-7 (c) during 2016 F/T cycle. The red circles coincide with the presence of wet snow due to air temperature rise at the beginning of the spring	98

CHAPITRE 4. ARTICLE 3

Figure 4.1. Approche méthodologique de l'article 3.	107
Figure 4.2. Study site and Hobo data logger's sensors (temperature and soil moisture) localization.	112
Figure 4.3. Threshold (T) estimation for the Turjusuk National Park, SMAP ascending scenes.....	116
Figure 4.4. Processing workflow for Freeze/Thaw mapping using PALSAR data.	119
Figure 4.5. Backscatter boxplots from July 11 to December 17, 2016 (a) and for January 22, 2017(b)... ..	120

CHAPITRE 5. DISCUSSION GÉNÉRALE

Figure 5.1. Seuils saisonniers de classification Gel/Dégel estimés par pixel à partir des scènes SMAP acquises en 2016 (a) et (b) et en 2017 (c) et (d) en mode ascendant (a) et (c) et descendant (b) et (d). ..	130
Figure 5.2. Seuils saisonniers de classification Gel/Dégel estimés par pixel à partir des scènes SMAP acquises en 2018 (a-) et (b) et en 2019 (c) et (d) en mode ascendant a) et (c) et descendant, (b) et (d). ..	131
Figure 5.3. Profils de température mesurés en mode descendant et ascendant au-dessus du pixel Chapais.....	141
Figure 5.4. SMAP brightness temperature measured with snow cover fraction (a), temperature (b), total rain (c) and snow depth and precipitation (d).....	143
Figure 5.5. Précision (en pourcentage) de la nouvelle version de l'algorithme G/D pour les différents seuils de fraction du couvert nival (en pourcentage), pour les stations Hum-2 (points rouges), Hum-3 (points bleus) et Hum-7 (points verts) pour les scènes SMAP prises entre octobre et décembre 2015 en mode descendant (a) et descendant (b).	145
Figure 5.6. Précision (en pourcentage) de la nouvelle version de l'algorithme G/D pour les différents seuils de fraction du couvert nival (en pourcentage), pour les stations Hum-2 (points rouges), Hum-3 (points bleus) et Hum-7 (points verts) pour les scènes SMAP prises entre avril et juin 2016 en mode ascendant (a) et descendant (b).	146
Figure 5.7. Tracés en boîte des scènes prises les 7, 11, 15 et 16 août, 2016 (a) et le 22 janvier, 2017 (b) en mode USB et en polarisation HH.	147

ANNEXE 1

Figure 1.1. (a) Hémisphère Nord (en haut à droite), l'Hémisphère Sud (en haut à droite) et mondiale (en bas) (Brodzik <i>et al.</i> , 2012a), (b) EASE-GRID 3 km, 9 km et 36 km (https://nsidc.org/data/spl3ftp).	186
Figure 1.2. Plateforme de téléchargement des données PALSAR-2 issues de JAXA et couvrant le parc national Turjusuk et le village d'Umiujaq.....	188
Figure 1.3. Carte des sites d'installation des sondes de mesure de température et d'humidité du sol entre 2010 et 2013 au nord et à l'est d'Umiujaq, Nord du Québec, Canada (Kalantari, 2016).	193
Figure 1.4. Localisation des sites visités en 2014 dans le parc de Tursujuq au nord du Québec, Canada.	194
Figure 1.5. Étapes de l'installation des sondes de température et d'humidité de sol.	195
Figure 1.6. Réseau SILA de stations climatiques et de câbles à thermistances. Source : centre d'études nordiques - www.cen.ulaval.ca	198
Figure 1.7. Procédure de prétraitement des données SMAP-L1C.....	202
Figure 1.8. SMAP-L1C format HDF-5 : couches de données.....	202
Figure 1.9. Procédure de prétraitement des données PALSAR.	203
Figure 1.10. Profils de température et d'humidité du sol entre août, 2018 et août, 2019 : sonde de température installée à 5 cm et sondes d'humidité installées à 5 cm, 10 cm et 25 cm.	206

ANNEXE 2

Figure 2.1. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C acquises en mode ascendant (A) entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "La baleine".	207
Figure 2.2. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Au Québec Géostatistique".	208
Figure 2.3. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Aux feuilles".	208
Figure 2.4. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Aux melezes".	209
Figure 2.5. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Broadback".	209
Figure 2.6. Variation de Δ NPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "la Baleine"	210

Figure 2.7. Variation de ΔNPR calculés à partir des T_b corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Au Québec Gestatistique".	210
Figure 2.8. Variation de ΔNPR calculés à partir des T_b corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Aux feuilles".	211
Figure 2.9. Variation de ΔNPR calculés à partir des T_b corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Aux melezes".	211
Figure 2.10. Variation de ΔNPR calculés à partir des T_b corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Broadback".	212
Figure 2.11. Variation de ΔNPR calculés à partir des T_b corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Chouart".	212
Figure 2.12. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Québec Geostatistique".	213
Figure 2.13. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Aux feuilles".	213
Figure 2.14. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel " Aux Melezes".	214
Figure 2.15. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Broadback".	214
Figure 2.16. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Chapais-2".	215
Figure 2.17. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Chouart".	215
Figure 2.18. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_2 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 ^{er} octobre et le 31 décembre.	216
Figure 2.19. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_3 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.	216
Figure 2.20. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cerle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde	

de la station Hum_4 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.	217
Figure 2.21. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_5 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 Octobre et le 31 décembre.....	217
Figure 2.22. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_6 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.	218
Figure 2.23. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_8 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.	218
Figure 2.24. État gelé (<i>Frozen</i>) et dégelé (<i>Thawed</i>) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_10 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.	219

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DE SIGLES ET DE SYMBOLES

Abréviations, sigles et symboles	Définition du terme
CO ₂	Dioxyde de Carbone
CH ₄	Méthane
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
T _b	La température de brillance
T _{air-min}	La température de l'air minimale
T _{sol}	La température du sol
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
SI	<i>Scattering Index</i>
PM	<i>Post Meridiem</i>
AM	<i>Ante Meridiem</i>
FF	Le facteur de gel (<i>Frost Factor</i>)
p	Polarisation
h	Polarisation horizontale
v	Polarisation verticale
SMOS	<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i>
NPR	<i>Normalized Polarization Ratio</i>
ENVISAT	<i>ENVIronnment SATellite</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
ERS	<i>European Space Agency</i>
dB	<i>European Space Agency</i>
AIRSAR	<i>Airborne Synthetic Aperture Radar</i>
ALOS	<i>Advanced Land Observation Satellite</i>
SMMR	<i>Scanning Multi-channel Microwave Radiometer</i>
AMSR-2	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer-2</i>
BOREAS	<i>Boreal Ecosystem-Atmospher Study</i>
NSCAT	<i>National Aeronautics and Space Administration scatterometer</i>
QuickScat	<i>Quick Scatterometer</i>

SMAP	<i>Soil Moisture Active Passive</i>
MODIS-IGBP	<i>Moderate Resolution Imaging Spectrometer-International Geosphere Biosphere Programme</i>
PALSAR	<i>Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar</i>
GEO SAR	<i>Geosynchronous Synthetic Aperture Radar</i>
IDAN	<i>Adaptive-Neighborhood filter</i>
STA	<i>Seasonal Threshold Approach</i>
FBS	<i>Single polarization mode</i>
FBD	<i>Dual polarization mode</i>
WB1 ou WB2	<i>ScanSAR wide beam mode</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
CCRS	<i>L'agence Canadienne de Télédétection</i>
NALCMS	<i>North American Land Change Monitoring System</i>
TM	<i>Landsat Thematic Mapper</i>
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper</i>
COT	<i>Carbone Organique total</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
ELBARA-II	<i>ETH L-Band radiometer for soil moisture research</i>
CTA	<i>Constant Threshold Algorithms</i>
FF	<i>Frost Factor</i>

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. Mise en contexte

Sur les 100 dernières années, selon un rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) publié en 2014, entre 1880 et 2012 le réchauffement climatique a engendré une augmentation de la moyenne globale de température de surface de 0.85 °C. (GIEC & Pachauri, 2014). À ce rythme, l'augmentation de la température pourrait atteindre 1.5 °C dès 2030 à condition qu'on réduise les émissions de dioxyde de carbone (CO₂) de 45% (Misonne, 2018). Au Canada, la température augmente presque deux fois plus qu'à l'échelle mondiale. Ce réchauffement est plus prononcé en Arctique et dans les régions Boréales (Hansen *et al.*, 2006). La température a augmenté de 2 °C à 4 °C par décade dans ces zones (Hinzman *et al.*, 2005; Jones *et al.*, 2007; Oechel *et al.*, 1993; Serreze *et al.*, 2000). Dans le Nord du Québec, un réchauffement climatique très rapide a été observé depuis 1992 (de l'ordre de 0.26 °C/an à Salluit, (Allard *et al.*, 2004)). Les modèles climatiques prévoient aussi que ce réchauffement au Nord du Québec pourrait persister pour l'horizon 2041-2070 (Allard & Lemay, 2012).

Le développement du couvert arbustif dans les régions froides et la progression de son étendue vers le Nord (Chapin *et al.*, 2005; Chapin *et al.*, 1995; Serreze *et al.*, 2000; Tape *et al.*, 2006), le dégel du pergélisol, le gel tardif, les glissements du type " décrochement du mollisol ", le dégagement important de CO₂ et de méthane (CH₄) dans l'atmosphère, le retrait des glaciers (Comiso *et al.*, 2003; Comiso & Parkinson, 2004), la dislocation précoce de la glace des rivières et des lacs, les tassements de la surface, la diminution de la durée de l'englacement et du couvert nival (un taux de jour/an) (Groisman *et al.*, 1994; Payette *et al.*, 1973; Sturm *et al.*, 2001) sont considérés comme les changements associés directement au réchauffement climatique dans les régions froides (Allard & Lemay, 2012; Christensen *et al.*, 2004; Giec, 2001; Serreze *et al.*, 2000).

Au Québec, le suivi de l'évolution du pergélisol et du cycle saisonnier Gel/Dégel (G/D) présente un défi urgent pour l'entretien, la conception et l'aménagement des infrastructures nordiques (Allard *et al.* ; Allard *et al.*, 2012; Instanes *et al.*, 2016). De plus, mieux le début et la durée des saisons de gel et de dégel du sol sont caractérisés, meilleure sera notre compréhension du fonctionnement des écosystèmes nordiques (Grogan *et al.*, 2004; Küttim *et al.*, 2017; Larsen *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2016; Matzner & Borken, 2008; Sanders-DeMott *et al.*, 2018; Sorensen *et al.*, 2018; Urakawa *et al.*, 2014; Wipf *et al.*, 2015). En fait, le gel isole le sol et modifie les échanges d'énergie atmosphère-sol en limitant l'évapotranspiration (England, 1990). Au printemps, avec la fonte de la glace, les écoulements d'eau apportent la matière organique du

sol. Des bactéries aérobies oxydent la matière organique en rejetant des émissions de CO₂. De plus, la saison de croissance des plantes et des cultures sensibles au gel est limitée par les températures de gel du sol et de l'air à l'automne. La croissance reprend par la suite après le dernier gel printanier (Gagnon *et al.*, 2020; Mavrovic, 2018; McEwen & Butler, 2018; Prasad & Chakravorty, 2015). Il est donc important de suivre l'évolution du cycle saisonnier du gel du sol tant pour des considérations environnementales (émissions CO₂ et méthane, croissance de la végétation, accessibilité de l'eau), climatiques et d'adaptation des infrastructures en milieu nordique.

Au Québec, c'est depuis la fin des années 1950 que les chercheurs ont commencé à étudier le cycle G/D en raison des besoins de l'exploitation minière (dans la région de Schefferville par exemple). Durant les années 1970, un accroissement des activités de recherche sur le sujet dans plusieurs autres régions du Québec nordique (Purtuniqu, en Ungava, le long de la rivière aux Feuilles, près de son embouchure, en Hudsonie et même en Gaspésie) s'est fait sentir (Gray & Brown, 1979; Gray & Pilon, 1976; Gray *et al.*, 1979; K.-Seguin & Crépault, 1979; Payette & K.-Seguin, 1979; Taylor & Judge, 1979). Récemment, dans le cadre du programme de l'Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale (ICAR) de Ressources naturelles Canada et en collaboration avec Ouranos (un Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques, www.ouranos.ca), Allard *et al.* (2010) et plus tard L'Hérault *et al.* (2013) ont développé des cartes de répartition des substrats pergélisolés dans les villages d'Akulivik, de Puvirnituq, de Tasiujaq et de Kangirsuk.

Pour suivre le cycle saisonnier G/D, certaines études se basent sur des données *in situ* : des mesures de température et humidité du sol à la surface et en profondeur (Benson Craig & Othman Majdi, 1993; Oelke *et al.*, 2003; Viklander, 1998; Wang *et al.*, 2016), des levés géophysiques de surface, des essais géotechniques et des campagnes d'échantillonnage et de forage (Frauenfeld *et al.*, 2004; Gruber *et al.*, 2004; Sondergeld & Rai, 2007). Sur le plan pratique, ces études sont compliquées, coûteuses (installation, entretien du matériel et collecte des données) et moyennement précises. Pour ces raisons, des études s'intéressent à la télédétection, l'analyse et à l'interprétation des images satellitaires et des photos aériennes (Entekhabi *et al.*, 2004; Kalantari, 2016; Kim *et al.*, 2017b; Motohka *et al.*, 2018b; Rautiainen *et al.*, 2016; Zhang & Armstrong, 2001). Contrairement à l'information ponctuelle des données *in situ*, et souvent peu fréquente, la télédétection permet d'obtenir une base de données à une fréquence suffisante (journalière ou hebdomadaire) et de couvrir de vastes étendues y compris les zones difficiles d'accès, voire même inaccessibles. La télédétection est capable d'étudier le gel du sol dans presque tout le spectre électromagnétique (Engman & Chauhan, 1995). Des études antérieures ont montré que les fréquences infrarouges thermiques et micro-ondes offrent les meilleurs résultats. Dans l'infrarouge thermique, en se

basant sur la méthode d'inertie thermique, l'humidité du sol et par conséquent son état gelé ou dégelé peuvent être déduits (Knadel *et al.*, 2014; Terhoeven-Urselmans *et al.*, 2008). En fait, la présence de gel fait diminuer l'inertie thermique à cause de la variation des portions d'eau et d'air (Bonn & Rochon, 1996). Généralement, pour détecter le gel du sol, la plupart des études se basent sur la différence de température nocturne et diurne. Sur le plan pratique, il n'est pas évident de trouver des images non nuageuses la nuit et le jour pour la même période de 24 heures. Pour le radiomètre MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*), par exemple, le canal thermique a une résolution de 500 m, un cycle de 2 jours et une fauchée de 2330 km grâce à son grand champ de vue ($\pm 55^\circ$); pour AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) la résolution est de 1 km, la fauchée au sol est de 3000 km et le cycle de passage est journalier alors que pour LANDSAT 8, la résolution du canal thermique est de 100 m, mais la fauchée est de 185 km², mais le cycle de passage est de 16 jours. C'est pourquoi les scientifiques trouvent qu'il est plus intéressant d'utiliser les micro-ondes, généralement indépendantes de l'éclairement solaire et des contraintes atmosphériques (Farhadi *et al.*, 2015; Judge *et al.*, 1997; Kalantari, 2016; Kim *et al.*, 2011; Lagacé *et al.*, 2002; Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015). La télédétection micro-ondes est utilisée pour le suivi et la cartographie du gel du sol. Ces ondes ont aussi la capacité de pénétrer de manière significative dans le sol (Ulaby *et al.*, 2014). En fait, ce type de données a montré une forte sensibilité à l'humidité du sol (indirectement aux états de gel ou de dégel du sol) et plus précisément à la constante diélectrique, laquelle est proportionnelle à la teneur en eau (Rignot *et al.*, 1994a). Plus élevée pour les sols humides, la constante diélectrique diminue considérablement durant la période de gel, due aux molécules d'eau qui se relient entre eux (Baghdadi *et al.*, 2018). En revanche, le recours à la télédétection spatiale est souvent conditionnée par la résolution spatiale et temporelle, ainsi que la qualité des images acquises (Bonn & Rochon, 1996). Durant la dernière décennie, le lancement de plusieurs satellites micro-ondes (*Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS) en 2009, *Advanced Land Observing Satellite 2* (ALOS-2) en 2014, SENTINEL-1A en 2014, *Soil Moisture Active/Passive* (SMAP) en 2015 et SENTINEL-1B en 2016) a amélioré la quantité et la qualité des connaissances sur le lien entre les micro-ondes actives et passives et le cycle G/D du sol.

La présente étude doctorale s'inscrit dans l'ensemble des efforts menés au Canada pour mieux suivre le **cycle saisonnier Gel/Dégel** (G/D) dans les **régions nordiques** en utilisant des données micro-ondes passives (**SMAP**) et actives (**PALSAR**) récemment acquises.

Notre projet a reçu une subvention de l'Agence spatiale canadienne et contribue à la participation du Canada à la mission satellitaire américaine SMAP. Au début, l'idée de base de la proposition de recherche était d'utiliser les données micro-ondes passives et les données radar SMAP, mais après la défectuosité du

radar SMAP survenue le 7 juillet 2015, l'alternative a été d'utiliser les données PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) du satellite japonais ALOS, acquises en bande L, les données SMAP et PALSAR sont plus sensibles aux variations de l'humidité et moins sensible à la rugosité des sols par rapport aux longueurs d'onde plus courtes des capteurs opérants en bande C (5 cm) ou en bande X (3 cm) et par conséquent privilégiés pour l'étude de cycle G/D par micro-ondes (Entekhabi *et al.*, 2014; Ulaby *et al.*, 1996).

Le site de validation principal est le **parc national de Tursujuk** au **Nord-du-Québec** (Nunavik) qui inclut les bassins des rivières Sheldrake et Nastapoka non loin du village nordique d'Umiujaq, à l'est de la baie d'Hudson. (**Figure 1.1**). Depuis plus de 30 ans, cette zone fait l'objet de plusieurs projets au Centre d'études nordiques (CEN): dynamique et biodiversité des écosystèmes nordiques aquatiques, impacts de la dégradation du pergélisol, paléoécologie des milieux humides, dynamique du transfert du mercure dans l'environnement (air, précipitation, neige et sol) et dynamique des couverts de neige et de glace.

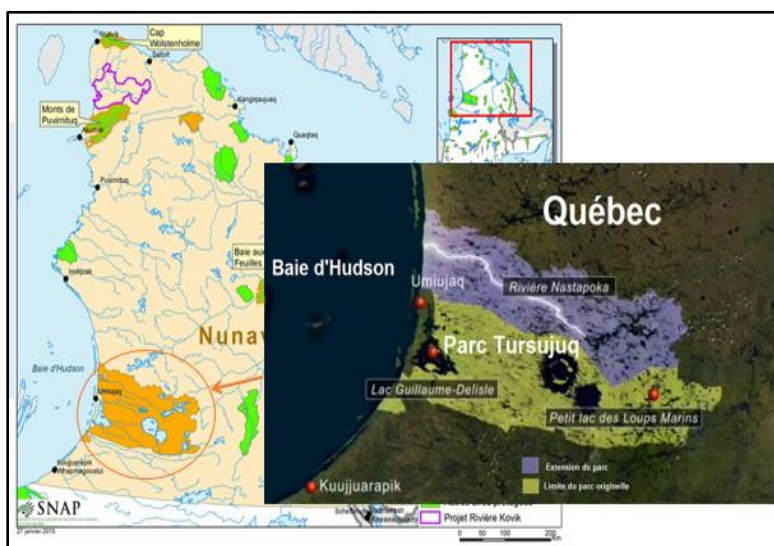


Figure 1.1. Localisation du Parc national Tursujuk le long de la baie d'Hudson dans le nord du Québec, Canada.

Tout le grand bassin de la rivière Nastapoka est inclus dans le parc national Tursujuk.

La région est considérée comme une zone de pergélisol discontinu et abondant (Allard & Lemay, 2012) (**Figure 1.2**). Dans la zone, les formes périglaciaires les plus évidentes sont les paises (dans la toundra forestière) et les lithaleses (dans la toundra arbustive). Ces deux formes résultent de la formation de la glace de ségrégation dans les sédiments marins. Les paises sont définies comme étant des « buttes de pergélisol tourbeuses composées de couches alternantes de glace de ségrégation et de tourbe ou de sol minéral » (Marchildon, 2007). Les lithaleses n'ont pas une couverture tourbeuse (Zoltai & Tarnocai, 1971).

Récemment, la dégradation de pergélisol a été observée (Beck *et al.*, 2015b; Fortier *et al.*, 2011; Pelletier *et al.*, 2018). Suite à la dégradation des paises et des buttes, un nombre important de mares se sont formées (Deshaye & Morisset, 1985; Lafortune *et al.*, 2006). Toutefois, entre 2004 et 2009, à partir des données Landsat 4 et 5, une réduction de l'ordre de 24% a été estimée pour la superficie des mares de thermokarst et une régression de 6% des lithalses près d'Umiujaq (Beck *et al.*, 2015a). La dégradation observée a été accompagnée par une expansion de la végétation (Provencher-Nolet *et al.*, 2014). Cette actuelle dégradation des lithalses et des paises (**Figure 1.3**), accentue les besoins de comprendre la dynamique du cycle G/D. La zone d'étude est aussi caractérisée par un réseau hydrographique très dense et complexe avec un nombre important de lacs dont le lac Tasiujaq, auparavant nommé Guillaume-Delisle, le deuxième plus grand lac naturel du Québec avec une superficie de 1 226 km².

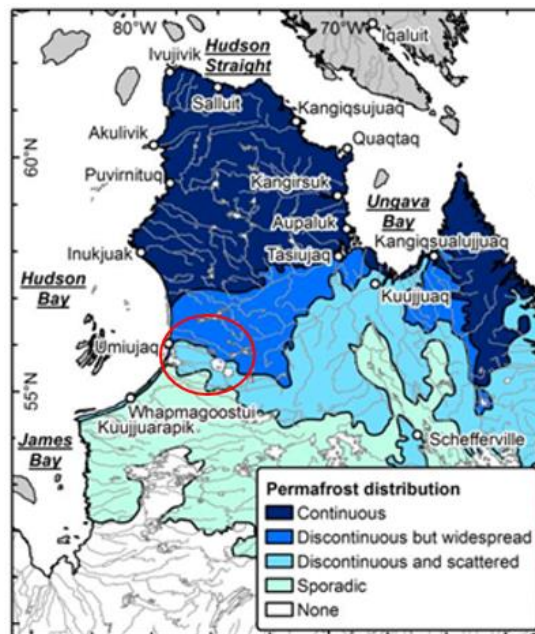


Figure 1.2. Distribution du pergélisol au Québec nordique (Umiujaq circulé en rouge) (Allard *et al.*, 2012).

Par souci de mieux comprendre la dynamique de cycle G/D, notre sujet de recherche intitulé « **Caractérisation multi-échelle du cycle saisonnier de Gel/ Dégel des sols à partir des données micro-ondes actives et passives en bande L dans le parc national de Turjusuq** » est amplement justifié.

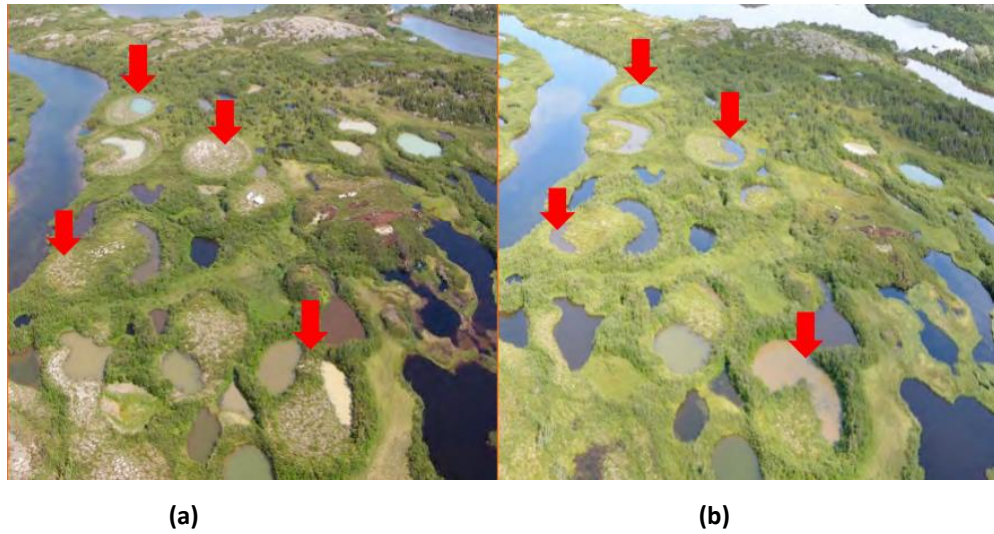


Figure 1.3. Dégradation de thermoskarst et formation de lithalses entre 2012 (a) et 2014 (b) au site BGR (Lat : 56.6135, Long : -76.2182) à Umiujaq (www.frqnt.gouv.qc.ca/documents, photographiée par l'équipe du professeure Bhiry (CEN).

1.2. Revue de littérature

La présente est répartie en quatre sous-sections : état des connaissances sur le gel saisonnier du sol (**section 1.2.1**), les impacts de l'environnement sur le cycle Gel/Dégel (**section 1.2.2**), le suivi du gel via les micro-ondes actives (**section 1.2.3**) et le suivi du gel via les micro-ondes passives (**section 1.2.4**). Les connaissances générales sur le gel du sol concernent le mécanisme de formation du gel, les indices de gel et de dégel et les impacts de l'environnement sur le cycle saisonnier G/D. Dans la **section 1.2.3**, des connaissances générales sur le suivi du gel du sol via les micro-ondes actives: données micro-ondes actives disponibles, principe radar, rétrodiffusion radar et cartographie du gel du sol sont résumées. Enfin, la **section 1.2.4** synthétise les connaissances générales sur le suivi du gel du sol via les micro-ondes passives. Elle décrit les données micro-ondes passives disponibles, le signal mesuré par les données micro-ondes passives, la température de brillance (T_b), ainsi que les impacts du mode d'acquisition du capteur (fréquence, polarisation et angle d'incidence) et des paramètres environnementaux (atmosphère, eau, végétation, sol et neige) sur les valeurs de T_b mesurées et la cartographie du gel du sol. La **section 1.2.5** présente les principaux algorithmes de cartographie du gel du sol.

1.2.1. État des connaissances sur le gel du sol

Mécanisme de formation du gel dans le sol

Selon les principes de la thermodynamique, les échanges d'énergie à la surface de la Terre sont représentés par l'équation suivante :

$$RN + \phi C + \phi S + \phi L = 0$$

(Eq 1.1)

Où :

RN est le rayonnement net à la surface de la Terre,

ϕC est le flux de chaleur dans le sol, chaleur par conduction dans le sol ainsi que du transfert d'eau sous la forme de vapeur,

ϕS est le flux de chaleur sensible dû à la convection thermique au voisinage de la surface

ϕL est le flux de chaleur latente ou flux de vapeur à l'interface sol-atmosphère.

En automne, le rayonnement solaire et la température de l'air diminuent. Par conséquent, la chaleur emmagasinée pendant l'été dans le sol sera perdue et la chaleur sensible passe de la surface à l'air (du plus chaud au plus froid). Suite à la perte de chaleur latente de l'eau, la température de sol demeure près de 0°C créant une période appelée période zéro (Harris & Davies, 1998; Outcalt *et al.*, 1990). Plus tard, la température du sol baisse donnant naissance à plusieurs phénomènes comme les isothermes 0°C . L'isotherme se trouve en surface au début de la période de gel et descend en profondeur avec le temps. L'isotherme sépare l'eau sous forme de strates ou de lentilles de glace se retrouvant au-dessus de celui-ci de l'eau sous forme liquide se retrouvant en dessous. Suite à la congélation, le volume s'accroît et le sol se gonfle en entraînant une élévation verticale de la surface (de plusieurs centimètres pour un sol à forte teneur en eau) (Konrad & Morgenstern, 1980) (**Figure 1.4**).

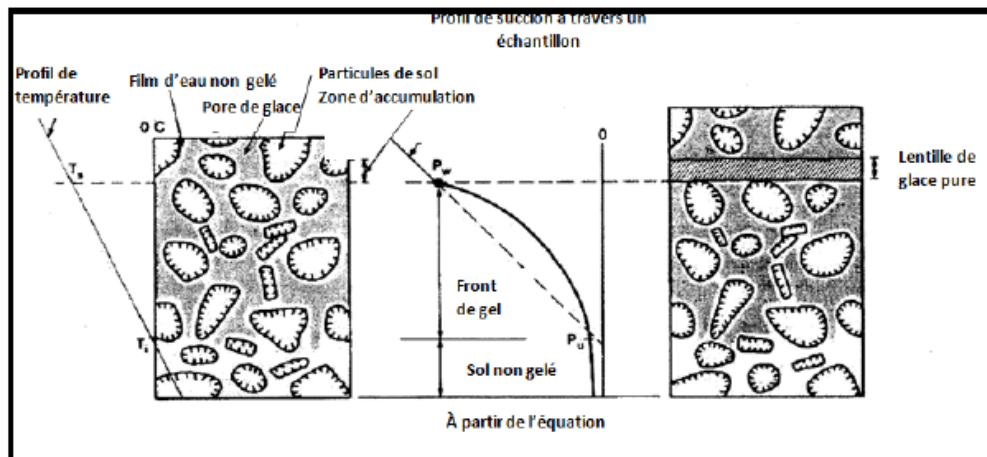


Figure 1.4. Le mécanisme de formation des lentilles de glace (Konrad et Morgenstern 1980).

Si une surface (sol ou roche) se maintient pendant au moins deux ans à une température au-dessous ou égale à 0°C (point de congélation), elle est classifiée comme pergélisol. Le pergélisol est un facteur morpho-dynamique du paysage. Le gel du sol engendre dans la plupart des cas une congélation de l'eau contenue dans le sol accompagnée par des modifications géotechniques et géologiques des matériaux (un soulèvement gélival, une liquéfaction et un tassement) en créant ainsi des zones sensibles aux facteurs environnementaux (Harris *et al.*, 1988).

Selon le processus physique responsable du refroidissement, on peut distinguer trois types de gel de sol: le gel d'advection, le gel de rayonnement et le gel produit par l'action combinée du rayonnement et de l'advection. Le gel d'advection résulte du passage d'un front froid (pluie, nuages et vent) sur une région couverte par un air plus chaud. Ce passage entrainera dans la plupart des cas une baisse des températures de l'air et du sol (Perrier, 1967).

Indices de gel et de dégel

Généralement, un sol gèle souvent après qu'il atteint ou descend en dessous de 0 °C (Konrad & Morgenstern, 1980). En se référant au rapport publié par le Conseil de l'association internationale de pergélisol IPA (Subcommittee, 1988), les indices de gel et de dégel sont définis par le nombre cumulatif de degrés-jours en dessous et au-dessus de 0 °C, pendant une période de temps donnée.

L'indice de gel de la surface du sol (FIS) est théoriquement équivalent à l'indice de gel de l'air (défini comme la différence, en degré Celsius, entre le maximum et le minimum de l'intégrale des températures moyennes journalières de l'air) avec des températures mesurées à la surface du sol, lesquelles dépendent de plusieurs paramètres météorologiques (radiations solaires directes et émises par la terre, vent, et changements de phase à la surface du sol : évaporation, fonte de neige ou de verglas). Plusieurs chercheurs ont démontré l'influence de la végétation et de la neige sur l'indice de gel à une échelle microclimatique (Payette *et al.*, 1973; Sturm *et al.*, 2001; Walker *et al.*, 2001; Walsh *et al.*, 1985; Williams & Smith, 1989). En hiver par exemple, le relief, la végétation, le vent et le couvert nival viennent tempérer l'impact au sol de l'indice de gel.

L'indice de dégel correspond à la somme des températures moyennes journalières de l'air supérieures à 0 °C accumulées pendant la saison de dégel entre le printemps et l'été. Il est plus utilisé pour évaluer l'épaisseur de la couche active à partir de l'étude du régime thermique du pergélisol. Accompagné de l'humidité, il est considéré comme un des facteurs principaux exprimant le processus de dégel de la couche active (Zhang & Stamnes, 1998).

Suite au réchauffement climatique durant la dernière décennie, dans la région principale d'étude (Umiujaq), la température moyenne annuelle de l'air passe de -5.6 °C en 1994 à - 3.4 °C en 2019 (Service Info-Climat, www.environnement.gouv.qc.ca). Ce réchauffement cause une fonte du pergélisol, une migration des espèces ainsi qu'un affaissement des terrains (Lafortune *et al.*, 2004). Les indices de gel et de dégel sont respectivement près de 3000 °C-jours et 1000 °C-jours (Hachem, 2008).

1.2.2. Impacts de l'environnement sur le cycle Gel/Dégel

Gel-Dégel/Couvert Nival

Plusieurs travaux ont démontré qu'il existe des relations quantitatives entre l'épaisseur du couvert nival et le régime thermique du pergélisol à l'échelle locale (Annersten, 1966; Nicholson, 1976; Nicholson & Granberg, 1973; Thom, 1969). À Schefferville, un couvert nival ayant une épaisseur entre 75-80 cm a

empêché la formation du pergélisol (Nicholson, 1979). En fait, une couche contaminée ou antérieure de neige est capable de prévenir le gel du sol ou le retarder. Le couvert de neige est un bon isolant qui inhibe le gel ou le dégel du sol de la surface vers le sol. Il est aussi un régulateur de température qui diminue la différence de température entre le sol et l'atmosphère. À travers ce couvert passent les échanges hydrologiques entre le sol et l'atmosphère. La température à la surface de sol est directement influencée par l'épaisseur de la neige. En forêt boréale, la couche inférieure du couvert nival (près du sol) conserve généralement une température voisine de 0 °C (Hartemink, 2003).

Gel-Dégel/Végétation

Plusieurs études ont démontré que le cycle G/D et la présence de pergélisol dépendent du couvert végétal (Allard *et al.*, 1986; Botteron *et al.*, 1979; Dionne, 1978; Gangloff & Pissart, 1983; Hamelin & Cailleux, 1969; K.-Seguin & Crépault, 1979; Lagarec, 1973; Lagarec, 1980; Payette & K.-Seguin, 1979; Payette *et al.*, 1976; Séguin, 1976; Seguin & Allard, 1984a; Seguin & Allard, 1984b). En Hudsonie, le pergélisol est présent dans les sites avec une couverture végétale très ouverte. Les îlots de pergélisol les plus évidents se trouvent donc aux paises occupant le fond tourbeux des vallées (Seguin & Allard, 1984a). En présence de tourbe, les paises peuvent se former sous une température moyenne annuelle moins froide que les buttes sans tourbe. En fait, en hiver, la tourbe humide gelée devient un excellent conducteur thermique, favorable à la pénétration du front de gel et à l'abaissement de la température du sol. Alors qu'en été, la tourbe asséchée par le vent et l'évaporation devient un très faible conducteur thermique, isole le sol en dessous et amortit le réchauffement du profil thermique en profondeur.

Gel-Dégel/Caractéristiques du sol

En contact direct avec l'air, le mollisol ou couche active des buttes de pergélisol (active layer en anglais) dégèle en été et gèle en hiver. Cette couche est transpercée en surface par des nombreux ostioles. En général, le mollisol est plus épais dans les matériaux à texture grossière que dans les sédiments à texture fine. Selon plusieurs études, le potentiel gélif d'un sol est déterminé par sa porosité (Lagarec, 1980; Lévesque *et al.*, 1988; Penner & Goodrich, 1982). En fait, un sol à gros grains (sable) gèle plus rapidement qu'un sol à grains fins (argile et limons) ayant une valeur isolante supérieure. Contrairement aux textures fines (argile) à faible conductivité thermique, l'eau draine plus facilement pour le sable plus poreux. Par ailleurs, le cœur des buttes de pergélisol est caractérisé par un pergélisol riche en glace de ségrégation (l'origine de la forme bombée des buttes). En fonction de la texture des sédiments et l'alimentation en eau des lentilles de glace en formation, la couche de pergélisol peut être plus ou moins riche en glace. De façon

générale, les sols argileux présentent de minces lentilles de glace relativement rapprochées les unes des autres, les silts des lentilles de glace plus épaisses et espacées régulièrement, tandis qu'il s'agit de la glace interstitielle pour les sols sableux.

1.2.3. État des connaissances sur le suivi du gel du sol au moyen des micro-ondes actives

Nous présentons dans cette section des connaissances générales sur le suivi du gel du sol au moyen des données micro-ondes actives. Pour commencer, un tableau liste les capteurs radar récemment disponibles. Par la suite, le principe radar et le signal de rétrodiffusion mesuré et sa sensibilité à l'humidité des sols sont décrits. Enfin, les approches et les algorithmes développés par des études antérieures pour identifier les transitions entre les états gelés et dégelés des sols au moyen des micro-ondes actives sont synthétisés.

Données micro-ondes actives disponibles

Le **Tableau 1.1** présente les caractéristiques des capteurs micro-ondes actifs, entre 1991 et 2019 : dates de lancement et de perte, bandes spectrales, fréquence de passage et résolution spatiale. Six satellites radar en bande C (ERS-1, ERS-2, RADARSAT-1, RADARSAT-2, ASAR/ENVISA, Copernicus /SENTINEL-1, et RCM), trois en bande L (PALSAR/ALOS-1, PALSAR/ALOS-2, et SMAP) et cinq en bande X (TerraSAR-X, COSMOS-SkyMed-1, COSMOS-SkyMed-2, COSMOS-SkyMed-3, et COSMOS-SkyMed-4) ont été lancés. La longueur d'onde utilisée est de l'ordre de 5.66 cm pour la bande C, de 22.9 cm pour la bande L et de 3.1 cm pour la bande X. La profondeur de pénétration de l'onde radar est proportionnelle à sa longueur d'onde. La profondeur est plus grande pour la bande L (ALOS-1 et ALOS-2), même à travers la végétation (Farr *et al.*, 1986). La fréquence de passage varie entre 35 jours pour ERS et 2 jours pour RADARSAT-2. Les scènes radar prises ont une résolution moyenne (30-100 m) à haute (0.25 m).

**Tableau 1.1. Caractéristiques des capteurs micro-ondes actives les plus récents (1991 à 2019).
(Partie 1/2).**

Année (s)	Satellite/Acronyme de l'instrument	Bandes spectrales	Fréquence de passage	Résolution spatiale
1991-2000	<i>European Remote Sensing-1</i> (ERS-1)	Bande : C Fréquence : 5.3 GHz Longueur d'onde : 5.66 cm Polarisation : VV	35 jours	30 m
1995-2011	<i>European Remote Sensing-2</i> (ERS-2)	Bande : C Fréquence: 5.3 GHz Longueur d'onde : 5.66 cm Polarisation: VV	35 jours	30 m
1995-2013	RADARSAT-1	Bande : C Fréquence: 5.3 GHz Longueur d'onde: 5.66 cm Polarisation: HH	16 jours à 3 jours (Canada)	Variable 10, 25, 50, 100 m
2002-2012	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar/ ENVironment SATellite</i> (ASAR/ENVISAT)	Bande : C Fréquence: 5.3 GHz Longueur d'onde: 5.66 cm Polarisation: VV, HH, VH, VV	35 jours	Variable 30 m (standard), 150 m, 1 km (Global)
2002-présent	RADARSAT-2	Bande : C Fréquence: 5.3 GHz Longueur d'onde: 5.66 cm Polarisation: HH et VV	24 jours, 2 jours (Canada)	Variable de 3, 10, 25 , 50, 100 m
2006-2011	<i>Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar/ Advanced Land Observing Satellite-1</i> (PALSAR/ALOS-1)	Bande : L Fréquence: 1.3 GHz Longueur d'onde: 22.9 cm Polarisation: HH, VV, HV et VH	46 jours	Variable de 10 à 100 m
2007-présent	TerraSAR-X	Bande : X Fréquence : 9.65 GHz Longueur d'onde : 31 mm Polarisation : HH, VV, HV, VH, HH/VV, HH/HV, VV/VH	11 jours	Variable de 0.25 à 40 m
2014-présent	<i>Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar/ Advanced Land Observing Satellite-2</i> (PALSAR/ALOS-2)	Bande : L Fréquence: 1.3 GHz Longueur d'onde: 22.9 cm Polarisation: HH, VV, HV et VH.	14 jours	Variable de 10 à 100 m
2010-présent	<i>TerraSAR-X Add-On for Digital Elevation Measurement</i> (TanDEM-X)	Bande: X Fréquence: 9.65 GHz Longueur d'onde: 31 mm Polarisation: HH, VV, HV, VH, HH/VV, HH/HV, et VV/VH	11 jours	Variable de 0.25 à 40 m
2014-A 2016-B- présent	Agence spatiale européenne dans le cadre du programme (Copernicus /SENTINEL-1 (A et B))	Bande: C Fréquence : 5.405 GHz Longueur d'onde : 5.55 cm, 5.405 cm Polarisation : VV+VH, HH+HV HH+HV, VV+VH et HH	6 jours	Variable 1.5*3,6 m à 25*25 m

**Tableau 1.1. Caractéristiques des capteurs micro-ondes actives les plus récents (1991 à 2019)
(Partie 2/2).**

Année (s)	Satellite/Acronyme de l'instrument	Bandes spectrales	Fréquence de passage	Résolution spatiale
Janvier 2015- Juillet 2015	NASA/Soil Moisture Active Passive (SMAP)	Bande: L Fréquence: 1.4 GHz Longueur d'onde: 21 cm Polarisation: HH, VV, VH, et HV	1 jour	Entre 9 km et 3 km
2007-2016	COntellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation-SkyMed-1 (COSMOS-SkyMed-1)	Bande: X Fréquence: 9.65 GHz Longueur d'onde: 31 mm Polarisation: HH, VV, HV, et VH	16 jours	Variable de <1 à 100 m
2007-2016	COntellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation-SkyMed-2 (COSMOS-SkyMed-2)	Bande: X Fréquence: 9.65 GHz Longueur d'onde: 31 mm Polarisation: HH, VV, HV, et VH	16 jours	Variable de <1 à 100 m
2008-2016	COntellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation-SkyMed-3 (COSMOS-SkyMed-3)	Bande: X Fréquence: 9.65 GHz Longueur d'onde: 31 mm Polarisation: HH, VV, HV, or VH	16 jours	Variable de <1 à 100 m
2010-2017	COntellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation-SkyMed-4 (COSMOS-SkyMed-4)	Bande: X Fréquence: 9.65 GHz Longueur d'onde: 31 mm Polarisation: HH, VV, HV, or VH	16 jours	Variable de <1 à 100 m
2019-présent	RADARSAT Constellation Mission (RCM)	Bande: C Fréquence: 5.405 GHz Longueur d'onde: 5.55 cm Polarisation: HH, VV, HV, or VH	4 jours	Variable de 3 m, 5 m, 16 m, 30 m, 50 m, 100 m

Principe radar

En 1891, l'américain Hugo Gernsback a annoncé le commencement de l'utilisation du radar (*Radio Detection And Ranging*) (Regal, 2005). Le principe se base sur l'analyse de l'onde électromagnétique rétrodiffusée par la cible afin de l'identifier, de la localiser et d'étudier ses caractéristiques (humidité, permittivité et conductivité) en se référant au temps de retour du signal et à son amplitude. Le "signal radar", "écho-retour" ou "signal rétrodiffusé" est défini par le faisceau renvoyé par la cible observée. Plusieurs propriétés bio-géophysiques de la cible affectent le signal radar renvoyé. Il est présenté quantitativement par "le coefficient de rétrodiffusion". C'est l'intensité du signal SAR. Il est exprimé comme le carré de l'amplitude du champ reçu par l'antenne et est proportionnel à la puissance reçue (Touzi, 1988). Il est exprimé en décibels (σ_{ij}^0).

En résumant, le rayonnement radar présente les caractéristiques suivantes (Touzi, 1988):

- **Il s'agit d'un rayonnement dit cohérent** : capable de se propager à de très grandes distances sans modifications importantes. Cette nature cohérente engendre sur l'image un effet de scintillement appelé « speckle » gênant la lisibilité de l'image.
- **Il est un rayonnement de très grande longueur d'onde (entre 0.6 cm et 1 mètre)** : un million à cent millions de fois plus longues que les ondes visibles: entre 0.5 et 0.7 micron). Dues à cet aspect, les ondes radar passent facilement à travers les nuages.

En fonction de la longueur d'onde, les noms des ondes radar sont codés par des lettres (**Figure 1.5**).

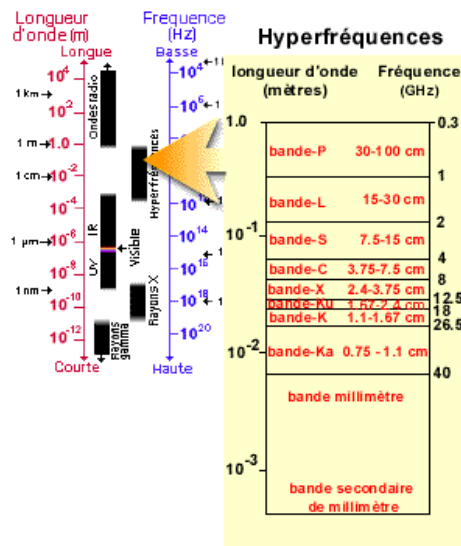


Figure 1.5. Les bandes de fréquences dans les micro-ondes (CCT, 2005a).

- **Il n'est pas de tout diffusé par l'atmosphère pour des fréquences inférieures ou égales à 10 GHz** : en fait, l'atmosphère est pratiquement transparente de la bande X à L. De l'autre côté, la propagation est atténuée dans la troposphère (0 à 10 km) pour les courtes longueurs d'onde.
- **C'est un rayonnement polarisé** : contrairement au rayonnement solaire qui se propage dans de nombreuses directions simultanées, pour le radar le faisceau est généralement émis verticalement ou horizontalement. La polarisation d'une onde est définie comme la direction du champ électrique $\vec{E}$. L'onde émise est horizontale pour un champ parallèle au plan d'incidence et verticale pour un champ perpendiculaire. À son retour, l'onde radar rétrodiffusée sera reçue par l'antenne avec les deux composantes de polarisation (horizontale et verticale). Ainsi, soit la composante horizontale (H), soit la composante verticale (V), soit les

deux composantes de l'onde rétrodiffusée sont mesurées. Les composantes émise et rétrodiffusée déterminent la polarisation d'un capteur radar. Par exemple, la polarisation HH signifie que les deux composantes (émise et rétrodiffusée) sont horizontales. Quatre polarisations sont possibles : HH, VV, HV et VH. Les polarisations parallèles ont une puissance de la rétrodiffusion plus forte que les polarisations croisées (Evans *et al.*, 1988).

- **Il a un certain pouvoir de pénétration** : l'onde radar possède un certain pouvoir de pénétration. Cette pénétration augmente avec la longueur d'onde et diminue avec la teneur en eau de cibles. En fait, en milieu désertique, le rayonnement radar pénètre jusqu'à une profondeur maximale plusieurs dizaines de fois la longueur d'onde du faisceau incident (Leucci, 2008). La pénétration de l'onde augmente quand le sol gèle dû à la diminution de la permittivité du sol (Rautiainen *et al.*, 2014).

Rétrodiffusion radar et humidité du sol

Le coefficient de rétrodiffusion est sensible à la distribution volumétrique de l'eau. Le coefficient de rétrodiffusion est approximativement proportionnel à la constante diélectrique, laquelle dépend de l'humidité du sol (Baghdadi *et al.*, 2004; Dawson *et al.*, 1997; Fung, 1994). La relation entre l'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion est linéaire pour les sols avec une teneur en eau entre 10% et 35% (Baghdadi *et al.*, 2008a; Baghdadi & Zribi, 2006; Baghdadi *et al.*, 2008b). Pour les sols ayant une teneur en eau supérieure à 35%, le coefficient de rétrodiffusion baisse avec l'augmentation de la teneur en eau (Baghdadi & Zribi, 2006). La constante diélectrique du sol dépend non seulement de l'humidité et du régime hydrique des sols, mais aussi de leurs caractéristiques : densité, texture et structure (Kwarteng *et al.*, 2008). La pénétration de l'onde radar dans le sol est inversement proportionnelle à leur humidité. Elle diminue avec l'augmentation de l'humidité des sols (Henderson & Lewis, 1998; Polidori, 1997). En fait, l'eau ayant une constante diélectrique de l'ordre de 80 freine la pénétration de l'onde radar incidente. Les bandes L (fréquence 1.2 GHz) (Kim *et al.*, 2013; Kim *et al.*, 2017a; Narvekar *et al.*, 2015; Ouellette *et al.*, 2017; Zwieback *et al.*, 2015), X (fréquence ~4-8 GHz) (Kim *et al.*, 2013; Kim *et al.*, 2017a; Narvekar *et al.*, 2015; Ouellette *et al.*, 2017; Zwieback *et al.*, 2015) et C (fréquence ~8-12 GHz) (Doubková *et al.*, 2012; Joseph *et al.*, 2010; Koyama *et al.*, 2010; Kumar *et al.*, 2019; Pasolli *et al.*, 2015) sont couramment utilisées pour suivre l'humidité du sol. La profondeur de pénétration de l'onde radar dans le sol et à travers le couvert végétal est proportionnelle à la longueur d'onde (Fuse *et al.*, 2016). Ainsi, l'onde radar bande L pénètre plus profondément dans le sol et à travers le couvert végétal. Pour des longues longueurs d'onde (bande L, 23 cm), la pénétration de l'onde radar peut atteindre plusieurs mètres en milieux arides (sols

secs). Pour des courtes longueurs d'onde (bande X et C, respectivement 3 cm et 5 cm), la pénétration n'atteint que quelques centimètres en milieux tempérés ou subarctiques (sols humides). Selon l'étude d'Ulaby *et al.* (1986), pour une fréquence de 10 GHz la profondeur de pénétration mesurée est moins d'un cm, face à une pénétration sous 10 cm pour une fréquence de 1.3 GHz.

Pour une surface donnée, la rétrodiffusion totale dépend de la contribution de la végétation et du sol (Moran *et al.*, 2004; Ulaby *et al.*, 1996) comme l'illustre la **Figure 1.6**. La rétrodiffusion d'une surface de végétation σ° s'exprime comme suit (Ulaby *et al.*, 1996) :

$$\sigma^\circ = \tau^2 \sigma_s^\circ + \sigma_{dv}^\circ + \sigma_{int}^\circ$$

(Eq 1.2)

Où :

σ_s° est la rétrodiffusion de la surface du sol nu,

τ^2 est l'atténuation du signal du sol par le couvert végétal,

σ_{dv}° est la contribution directe de la rétrodiffusion par la végétation,

σ_{int}° est une diffusion multiple de la végétation et du sol.

Pour une biomasse inférieure à 0.5 kg/m² l'effet de la végétation peut être négligé, le terme $\tau^2=1$ et σ_{dv}° σ_{int}° sont négligeables.

Pour des sols nus ou à faible végétation, le coefficient de rétrodiffusion du sol est en fonction des paramètres ci-dessous (Engman & Chauhan, 1995) :

$$\sigma_s^\circ = f(R, a, M_v)$$

(Eq 1.3)

Où :

R est la rugosité de la surface,

a représente la sensibilité à l'humidité du sol,

M_v est l'humidité du sol volumétrique.

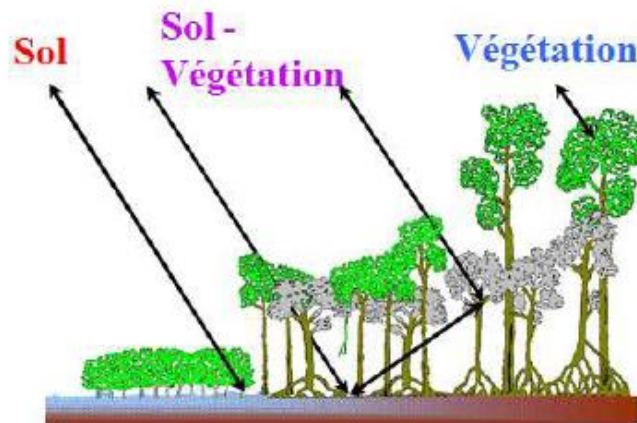
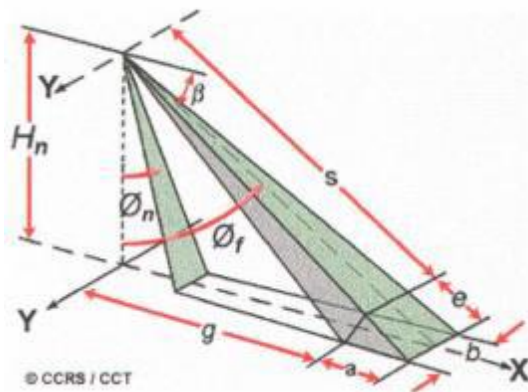


Figure 1.6. Décomposition de rétrodiffusion totale radar : interactions sol, végétation et sol-végétation (Proisy, 2014).

Le coefficient de rétrodiffusion est influencé non seulement par l'humidité du sol, mais aussi par les caractéristiques du capteur (fréquence, polarisation et angle d'incidence) (**Figure 1.7** et **Figure 1.8**), du sol (topographie, rugosité), et de la couverture végétale (**Figure 1.6**) (Wegmüller, 1990).

La rétrodiffusion ainsi que la pénétration de l'onde radar dans le sol ou la végétation dépendent de l'angle d'incidence (l'angle entre la direction de visée et la normale à la surface (**Figure 1.7**)).



- θ_n : L'angle d'incidence proximal
- θ_f : L'angle d'incidence distal
- S : La distance au sol
- a : La résolution en portée (en « X »)
- b : La résolution azimutale (en « Y »)
- e : La résolution en distance-temps

Figure 1.7. Système radar imageur, angle de dépression et angle d'incidence (CCT, 2005a).

L'intensité de la rétrodiffusion varie avec l'angle d'incidence. Quelle que soit l'état de la surface du sol (lisse, moyennement rugueuse ou rugueuse), la rétrodiffusion radar est inversement proportionnelle à l'angle d'incidence (θ) (**Figure 1.8**). Pour des angles d'incidence supérieurs à environ 40° , la rétrodiffusion est fortement affectée par la rugosité de la surface. En région montagneuse, des distorsions géométriques importantes et des zones d'ombre sont observées respectivement pour les faibles (jusqu' à 30°) et les

grands angles d'incidence (au-delà de 60° à 70°) (Polidori, 1997). L'étude d'Ulaby *et al.* (1986) identifie l'angle d'incidence de $\sim 10^\circ$ comme l'angle le plus performant pour estimer l'humidité du sol. Ceci est dû au fait qu'avec un angle d'incidence de 10° , la rétrodiffusion en polarisation HH est faiblement dépendante de la rugosité de la surface pour les ondes de 1.1 GHz, 4.25 GHz et 7.25 GHz.

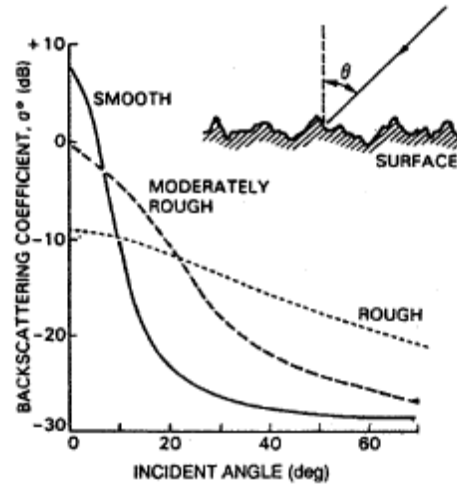


Figure 1.8. Effet de l'angle d'incidence sur la rétrodiffusion radar pour trois types de rugosité de surface (lisse, rugosité moyenne et forte rugosité) (Henderson & Lewis, 1998).

Les données radar sont utilisées pour le **suivi temporel et spatial** (monitoring) de l'humidité du sol (Amazirh *et al.*, 2018; Bruscantini *et al.*, 2015; Derksen *et al.*, 2017; El Hajj *et al.*, 2018; Narvekar *et al.*, 2015; Ouellette *et al.*, 2017; Ulaby & Batlivala, 1976; Ulaby *et al.*, 2014; Zeng *et al.*, 2016; Zhu *et al.*, 2019) et son **estimation quantitative** (Baghdadi *et al.*, 2006; Hallikainen *et al.*, 1985; Pierdicca *et al.*, 2010; Sano *et al.*, 1998; Wang & Qu, 2009; Zribi *et al.*, 2005; Zribi *et al.*, 2011). Les résultats obtenus ont montré l'influence de la couverture végétale et de la rugosité de surface du sol (Lievens *et al.*, 2011). La précision des estimations est dépendante des modes d'acquisition des données radar comme la fréquence et l'angle d'incidence du capteur (Lakhankar *et al.*, 2009; Moran *et al.*, 2004; Srivastava *et al.*, 2003).

1.2.4. État des connaissances sur le suivi du gel du sol au moyen des micro-ondes passives

Nous présentons dans cette partie des généralités sur la télédétection passive de gel du sol. En premier lieu, les caractéristiques des capteurs micro-ondes passives récemment disponibles sont récapitulées dans un tableau. En second lieu, les caractéristiques de la température de brillance mesurée par un radiomètre donné et les impacts du mode d'acquisition (fréquence, polarisation et angle d'observation) et de l'environnement (atmosphère, eau, végétation, sol et neige) sur le signal mesuré sont étudiés. Enfin, une revue de littérature des algorithmes des études antérieures pour suivre le cycle saisonnier G/D sera développée.

Données micro-ondes passives disponibles

Le **Tableau 1.2** présente les caractéristiques des capteurs micro-ondes passives mise en œuvre depuis 1978 jusqu'à nos jours. Par rapport aux capteurs micro-ondes actifs (**Tableau 1.1**), les capteurs micro-ondes passives offrent une fréquence de passage plus grande : entre 1 et 3 jours pour SMOS et 48 heures pour SMMR. Par ailleurs, la résolution spatiale reste plus grossière : 50 km pour SMOS (1.4 GHz) et 6 km x 4 km pour AMSR-E (89.0 GHz). Malgré une résolution spatiale relativement grossière, les données micro-ondes passives ont été capables de caractériser les anomalies annuelles et les tendances temporelles récentes dans le cycle Gel/Dégel dans l'hémisphère nord (Jin *et al.*, 2009; Kim *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2017b; Kouraev *et al.*, 2007; Markus *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2004; Yi *et al.*, 2019; Zhang *et al.*, 2011)

Tableau 1.2. Caractéristiques des capteurs micro-ondes passives les plus récents (1991 à 2015)
(Partie 1/2).

Année (s)	Satellite/Acronyme de l'instrument	Bandes spectrales	Fréquence de passage	Résolution spatiale (km)
1978-1987	<i>Nimbus-7/ Scanning Multifrequency Microwave Radiometer (SMMR)</i>	Multifréquences : 6.6 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 21 GHz, 37 GHz Polarisation : H et V	48 heures	95 x 148 (7 GHz) 41 x 55 (19 GHz) 18 x 27 (37 GHz)
1987-présent	<i>DMSP F-8, 11, 13/ Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)</i>	Multifréquences : 19.3 GHz, 22.3 GHz, 37 GHz, 85.5 GHz Polarisation : H, V	1 jour	43 x 69 (19 GHz) 28 x 37 (37 GHz)
1998-présent	<i>Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)</i>	Multifréquences : Pour AMSU-A 23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz, 52.8 GHz, 53.596 ± 0.115 GHz, 54.4 GHz, 54.94 GHz, 55.5 GHz, 57.290 GHz, 57.290 ± 0.217 GHz, 57.290 ± 0.3222 ± 0.048 GHz, 57.290 ± 0.3222 ± 0.022 GHz, 57.290 ± 0.3222 ± 0.010 GHz, 57.290 ± 0.3222 ± 0.0045 GHz, 89.0 GHz Pour AMSU-B 89.9 ± 0.9 (GHz), 150 ± 0.9 (GHz), 183.31 ± 1.00 (GHz), 183.31 ± 3.00 (GHz), 183.31 ± 7.00 (GHz) Polarisation : H, V	1 jour	48
2002-2003	<i>ADEOS-II, Jaxa /Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR)</i>	Multifréquences : 6.9 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz, 89 GHz Polarisation : H et V	1 jour	43 x 74 (7 GHz) 16 x 28 (19 GHz) 8 x 14 (37 GHz)
2002 - 2011	<i>Aqua, NASA /Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E)</i>	Multifréquences: 6.9 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz, 89 GHz Polarisation : H et V	2 jours	74 x 43 (6.9 GHz) 14 x 8 (36.5 GHz) 6 x 4 (89.0 GHz)
2003-présent	<i>Windsat</i>	Multifréquences : 6.8 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 37.0 GHz. Polarisation : H, V (6.8 GHz); V, H, P, M, L, R (10.7 GHz); V, H, P, M, L, R (18.7 GHz); V, H (23.8 GHz); V, H, P, M, L, R (37.0 GHz)	8 jours	39 x 71 (6.8 GHz) 25 x 38 (10.7 GHz) 16 x 27 (18.7 GHz) 20 x 30 (23.8 GHz) 8 x 13 (37.0 GHz)

**Tableau 1.2. Caractéristiques des capteurs micro-ondes passives les plus récents (1991 à 2015)
(Partie 2/2).**

2012-présent	<i>GCOM-W1 / Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2)</i>	Multifréquences 6.9 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz, 89 GHz Polarisation : H et V	2 jours	35 x 62 (6.9 GHz) 24 x 42 (10.7GHz) 14 x 22 (18.7 GHz) 15 x 26 (23.8 GHz) 7 x 12 (36.5 GHz) 3 x 5 (89 GHz)
2009-présent	<i>Agence spatiale européenne (ESA)/ Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS)</i>	Bande: L Fréquence: 1.4 GHz Longueur d'onde : 21 cm Polarisation : H et V	1 à 3 jours	Variable : 30 à 50 km
2011-2015	<i>Aquarius (SAC-D instrument)</i>	Bande : L Fréquence: 1.413 GHz (radiomètre) et 1.26 GHz (scatterometer) Longueur d'onde : 21 cm Polarisation : V, H	7 jours	150 km
2015-présent	<i>NASA/ Soil Moisture Active Passive (SMAP)</i>	Bande: L Fréquence: 1.4 GHz Longueur d'onde : 21 cm Polarisation: H et V	1 jour	36 km

Température de brillance (Tb)

La télédétection passive capte l'énergie électromagnétique émise naturellement par les corps ayant une température supérieure à 0 degré Kelvin (°K) (Ulaby *et al.*, 2014). Le signal capté sera enregistré sous une température de brillance (Tb), exprimé en °K. Théoriquement, il s'agit de la température à atteindre par un corps noir pour émettre une quantité d'énergie identique à celle de la cible (Ulaby *et al.*, 1986). La température de brillance varie à l'échelle temporelle et spatiale. L'équation de la température de brillance (forme simplifiée de l'équation de Rayleigh-Jeans) est la suivante:

$$Tb_{\lambda} = e_{\lambda} * T_{\lambda}$$

(Eq 1.4)

Où:

Tb_{λ} est la température de brillance en Kelvin d'un corps de température T et pour une longueur d'onde λ ,

e_{λ} est l'émissivité pour une longueur d'onde λ ,

T_{λ} est la température physique pour une longueur d'onde λ ,

La sensibilité de la température de brillance mesurée par un radiomètre donné au mode d'acquisition (fréquence, polarisation et angle d'incidence) et aux contributions de l'environnement (atmosphère, eau, végétation, sol et neige) est décrite dans les deux prochaines sous-sections.

Impacts du mode d'acquisition du capteur sur la T_b

Selon plusieurs études, les micro-ondes passives basses fréquences sont les plus utilisées pour mesurer l'humidité du sol (Kerr, 2007; Njoku & Entekhabi, 1996; Schmugge & Jackson, 1994). La sensibilité des fréquences (allant de 0 à 40 GHz) à plusieurs paramètres (végétation, vapeur d'eau, humidité du sol, rugosité, eau liquide contenue dans les nuages et contenu en eau) est présentée dans la **Figure 1.9** (ESA's). Si on s'intéresse juste à l'humidité du sol, courbe en pointillés bleus, on remarque que la sensibilité à l'humidité diminue avec l'augmentation de la fréquence. Les fréquences de 1 GHz (bande L), 5 GHz (bande C) et 10 GHz (bande X) n'ont pas la même sensibilité à l'humidité du sol, la sensibilité étant optimale pour la bande L. De plus, les bandes X et C sont plus affectées par la biomasse de la végétation que la bande L. La bande L étant plus sensible à l'humidité et moins affecté par la rugosité du sol, elle est privilégiée pour l'étude des cycles G/D des sols par télédétection (cas des données SMAP). Un sol gelé se comporte comme un sol sec et un sol dégelé comme un sol humide.

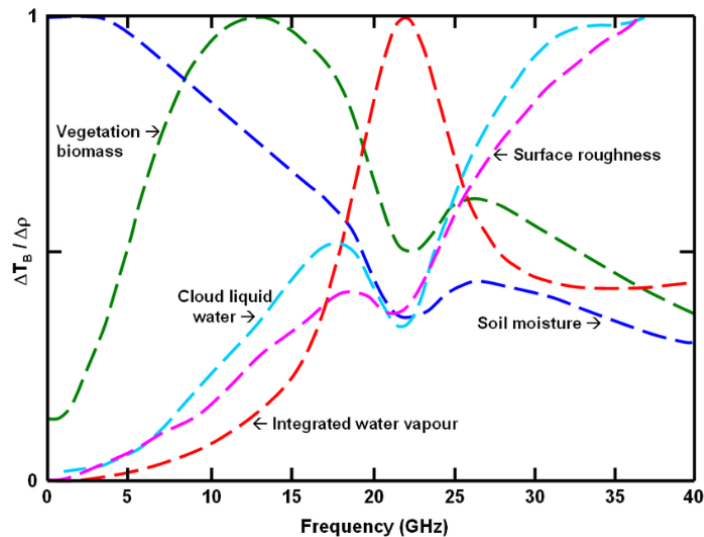


Figure 1.9. Sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres : humidité du sol, végétation, rugosité, vapeur d'eau et eau liquide selon la fréquence (ESA's).

La polarisation a aussi un impact. La température de brillance acquise en polarisation verticale (V) est plus élevée que celle en polarisation horizontale (H) (Ulaby *et al.*, 1986). Boisvert *et al.* (1996) ont aussi montré que les températures de brillance en polarisation verticale sont plus élevées. L'étude d'Ulaby *et al.* (1986) a mentionné une sensibilité plus significative des T_b en polarisation H au contenu en eau du sol.

Cet aspect est atténué grâce à une combinaison de bandes: le rapport de polarisation (PR) ou le *Normalized Polarization Ratio* (NPR). Calculé selon l'équation 1.5, ce paramètre est souvent utilisé par des algorithmes de classification G/D.

$$NPR = \frac{Tb_V - Tb_H}{Tb_V + Tb_H} \quad (\text{Eq 1.5})$$

Où :

Tb_V est la température de brillance (Tb) en polarisation verticale,

Tb_H est la température de brillance en polarisation horizontale.

Pour un sol nu, ce rapport de polarisation est très corrélé à l'humidité de surface. Pour un sol couvert, en considérant le contenu en eau de la végétation, les résultats sont plus complexes (plus de détails sont dans la **section 1.2.2**, impact de la végétation). Les températures de brillance varient aussi selon l'angle d'incidence dans le cas d'une surface nue plane. Elles diminuent avec l'angle d'incidence en polarisation H et augmentent en V (Wegmüller, 1990).

Impacts des paramètres environnementaux

- **Impact atmosphérique**

Pour la partie micro-onde du spectre, contrairement à celle de visible, l'atmosphère n'a qu'un faible impact sur le signal (négligeable pour la partie inférieure à 10 GHz et très faible pour la partie inférieure à 15 GHz) (Ulaby *et al.*, 1986).

- **Impact des surfaces d'eau libre**

Comme le montre la **Figure 1.10**, la température de brillance mesurée pour une grille de localisation (x) par un radiomètre donné, provient des surfaces élémentaires hétérogènes de nombre N qui le couvrent : sol nu, végétation à densité faible, moyenne ou élevée, eau libre, glace, neige, zone urbaine, etc. Ainsi, la température de brillance mesurée par grille (Tb_g) s'exprime comme suit :

$$Tb_g = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i Tb_i$$

(Eq 1.6)

Où :

Tb_i est la température de brillance mesurée pour une surface élémentaire (i),

α_i est la fraction d'une surface élémentaire (i),

L'eau libre (lacs, rivières et écoulements transitoires) atténue les valeurs de température de brillance mesurées (Bitar *et al.*, 2017; Chan *et al.*, 2012; GUYOT, 1997; Kalantari *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2011; O'Neill *et al.*, 2012). Une fraction d'eau libre supérieure à celle de la proportion terrestre dans un pixel donné peut entraîner un biais d'erreur dans l'estimation de la température de brillance représentative du pixel. Par conséquent, il est nécessaire de corriger les valeurs de Tb de l'effet atténuant des surfaces d'eau libre pour améliorer la précision des analyses et des algorithmes développés à partir des valeurs de Tb. La base théorique de la correction des Tb est que la température de brillance mesurée par grille, comme le montre l'**équation 1.7**, est la somme de la température de brillance provenant de la fraction terre (Tb^{land}) et de la température de brillance provenant de la fraction eau (Tb^{water}).

$$Tb^{gridded} = \alpha Tb^{water} + (1 - \alpha) Tb^{land}$$

(Eq 1.7)

Où :

α est la fraction d'eau libre disponible par grille.

De l'équation 1.8 se déduit la valeur de Tb^{land} qui s'exprime comme suit :

$$Tb^{land} = \frac{Tb^{gridded} - \alpha Tb^{water}}{1 - \alpha} \quad (\text{Eq 1.8})$$

L'étude de Kalantari. (2016) a proposé une nouvelle approche pour corriger les valeurs de Tb du capteur SMOS de l'effet de l'eau libre. La nouvelle approche se base sur la droite de régression de Tb en fonction de la fraction d'eau libre par pixel ($Tb=f$ (fraction d'eau)). Par scène, la droite de régression est dessinée et la pente de régression linéaire (m_{LR}) entre Tb et la fraction d'eau libre de la classe «lacs et réservoirs» (P) est calculée. Après avoir testé différents scénarios, le facteur de pondération (α) de la classe «Lacs et rivières» a été utilisé pour éliminer l'erreur causée par l'émission de l'eau libre dans chaque pixel (Eq 1.9):

$$Tb_c = Tb + \alpha \quad (\text{Eq 1.9})$$

Où :

$$\alpha = m_{LR} * P$$

Tb_c est la température de brillance corrigée,

P est la fraction d'eau estimée dans le pixel SMOS de 40 km de résolution spatiale,

m_{LR} est la pente de régression linéaire.

Or les corrections basées sur l'expression physique de Tb (Eq 1.7) et sur la régression linéaire ($Tb = f$ (fraction d'eau)) ont montré une forte divergence des Tb corrigées. De plus, le rapport publié par O'Neill *et al.* (2015), a montré une forte sensibilité de la classification terre/eau et de la correction de Tb de l'effet d'eau au contenu en eau de la végétation (*Vegetation Water Content*, VWC). Trois échantillons de végétation ont été utilisés avec un VWC de l'ordre de 0.0 (sol nu), 2.5 et 5.0 kg/m². Les résultats ont montré que les Tb sont plus facilement corrigés pour un sol nu qu'un sol couvert d'une végétation dense. Cependant, les approches de correction de Tb de l'effet d'eau préalablement proposées (Bitar *et al.*, 2017; Chan *et al.*, 2012; Kalantari *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2011; O'Neill *et al.*, 2012) ne tiennent pas compte de l'impact de la végétation (son contenu en eau). Ainsi, proposer une nouvelle approche de correction de Tb de l'effet de l'eau libre tenant compte de l'impact de la végétation pourrait à priori améliorer la précision de la correction. Nous y reviendrons lorsque nous présenterons les objectifs de la thèse à la section 1.3 de ce chapitre.

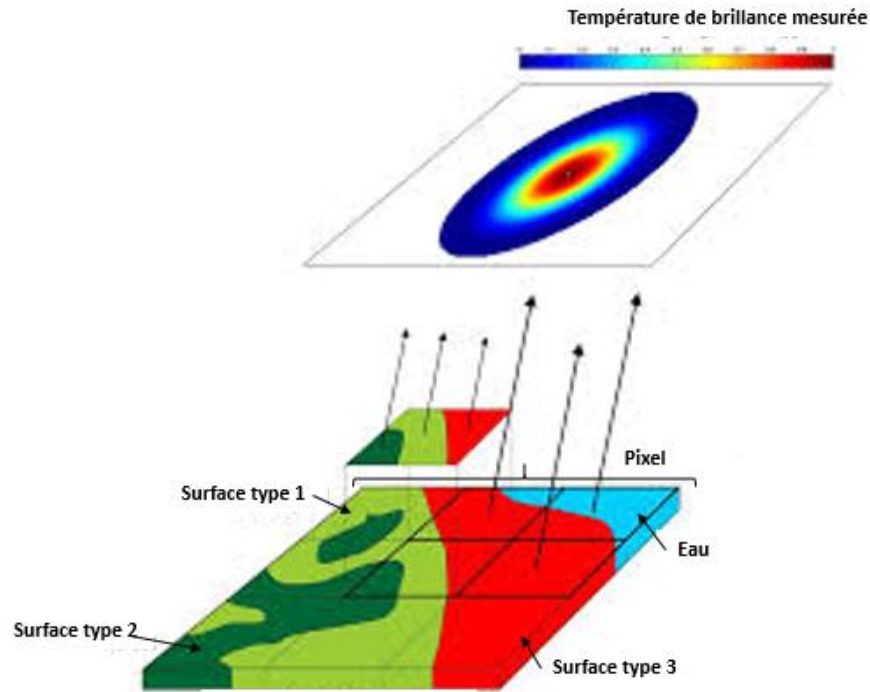


Figure 1.10. Provenance de la température de brillance mesurée par un radiomètre pour un pixel donné (Kerr *et al.*, 2018).

- **Impact de la végétation**

Concrètement, le signal micro-onde passive ne sera pas juste émis par le sol mais par une combinaison sol-végétation (troncs, tiges, branches et feuilles). De la même façon, la température de brillance va dépendre de l'émission végétation-surface sous-jacente (sol, couvert végétal et couvert nival) (Frolking *et al.*, 1996; Randerson *et al.*, 1999; Robinson *et al.*, 1993). La présence d'un couvert végétal influence la température de brillance mesurée parce qu'à la radiation totale s'ajoute l'émissivité provenant de la végétation. Le couvert végétal absorbe et diffuse le rayonnement et entraîne une augmentation de l'émissivité. L'absorption du signal par la végétation est déterminée principalement par la quantité d'eau contenue dans le couvert végétal (Magagi & Bernier, 2000).

Comme décrit par Jagdhuber *et al.* (2019), le signal mesuré par les capteurs micro-ondes passives combine les émissions de la végétation et du sol. Pour une polarisation p , la température de brillance mesurée (Tb_p) est définie par l'équation 1.10 ci-dessous :

$$Tb_p = Tb_p^G + Tb_p^I + Tb_p^V$$

(Eq 1.10).

Où :

Tb_p^G est la Tb renvoyée directement par le sol et atténuée à travers la végétation,

Tb_p^I est Tb provenant du signal pénétrant la végétation et reflété sur le sol,

Tb_p^V est Tb provenant directement du signal renvoyé par la végétation.

En se basant sur la température physique de la végétation (T_V) et celle du sol (T_G), la température de brillance s'exprime comme suit :

$$Tb_p = f_V * e_G * T_G + (f_V * f_G * r_p) * e_v * T_V + e_v * T_V$$

(Eq 1.11)

Où:

f_V est la perte du signal par l'atténuation de la végétation (*Vegetation attenuation loss*),

e_G est l'émission du sol (*Ground emission*),

T_G est la température du sol (*Ground temperature*),

f_G est la perte du signal par rugosité (*The roughness loss*),

r_p est le terme de la réflectivité du sol (*The ground reflectivity term*),

e_v est l'émission de la végétation (*Vegetation emission*),

T_V est l'émission directe de la végétation (*The direct vegetation emission*).

Des études antérieures ont montré que la température de brillance mesurée par les capteurs micro-ondes passives est sensible au couvert végétal (Bergeron *et al.*, 2014; Larue *et al.*, 2018; Roy *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2016b; Walker & Goodison, 1993). La masse végétale détermine le degré avec lequel le couvert forestier influence la température de brillance mesurée. La diffusion de volume au sein du couvert végétal est plus importante pour une masse végétale dense (Jackson *et al.*, 1996). Selon l'étude de Jones *et al.* (2007), la température de brillance (Tb) mesurée montre une bonne corrélation avec la température de l'air minimale ($T_{air-min}$) pour les zones forestières ($r > 0.85$) et non forestières ($r > 0.80$) et une corrélation linéaire entre Tb et la température du sol (T_{sol}) pour les terres humides. Plusieurs modèles ont été

développés pour étudier l'impact de la végétation sur la température de brillance mesurée (Jackson & Schmugge, 1991; Mo *et al.*, 1982; Schmugge & Jackson, 1992). Ainsi, la température de brillance au-dessus de la végétation est exprimée comme suit :

$$T_b = \Gamma(e_r T_s) + (1 - \omega)T_v(1 - \Gamma) + (1 - e_r)(1 - \omega)T_v(1 - \Gamma)\Gamma \quad (\text{Eq 1.12})$$

Où :

Γ est la transmissivité de la végétation,

e_r est l'émissivité d'une surface rugueuse,

T_s est la température de la surface,

T_v est la température de la végétation,

ω est l'albédo de diffusion simple de la végétation.

La transmissivité Γ est directement reliée à l'épaisseur optique de la végétation. Les valeurs de τ dépendent de la longueur d'onde, de la densité de végétation et de son contenu en eau. Elle est exprimée comme suit :

$$\Gamma = \exp \frac{-\tau}{\cos u} \quad (\text{Eq 1.13})$$

Où :

u est l'angle d'incidence

Des études antérieures ont relié l'épaisseur optique de la végétation à son contenu en eau par le biais d'un coefficient b (Griend & Wigneron, 2004; Jackson & Schmugge, 1991; Owe *et al.*, 2001; Wigneron *et al.*, 2006). L'épaisseur optique de la végétation se définit alors comme:

$$\tau = b * VWC \quad (\text{Eq 1.14})$$

Où :

VWC est le contenu en eau de la végétation.

De plus, l'eau interceptée par le couvert végétal entraîne une augmentation de l'épaisseur optique de la végétation ce qui influence la température de brillance et l'humidité du sol mesurées (Saleh *et al.*, 2006).

- **Impact du type de sol**

Selon plusieurs chercheurs, une connaissance satisfaisante de sol (texture, granulométrie et, porosité) permet de mieux analyser les températures de brillance mesurées. La constante diélectrique, en étroite relation avec l'humidité, varie selon la texture du sol. En fait, la constante diélectrique d'un sol sableux est plus élevée qu'un sol limoneux, qui est à son tour plus élevée qu'un sol argileux (Ulaby *et al.*, 1982). En fonction de la longueur d'onde, la profondeur atteinte par les micro-ondes change. Selon l'étude de Schmugge. (1983), elle est de l'ordre de quelques dixièmes de la longueur d'onde.

- **Impact de la neige**

Des études antérieures ont montré que la température de brillance mesurée par les capteurs micro-ondes passives est sensible au couvert nival (Bergeron *et al.*, 2014; Larue *et al.*, 2018; Roy *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2016b; Walker & Goodison, 1993). Farhadi *et al.* (2015) exprime la température du sol (T_G) en présence de la neige comme suit:

$$T_G = (1 - \alpha_{Snow})T_G^{No\ Snow} + (\alpha_{Snow})T_G^{Snow}$$

(Eq 1.15)

Où:

$T_G^{No\ Snow}$ est la température de la fraction du sol non couverte par la neige,

T_G^{Snow} est la température de la fraction du sol couverte par la neige,

α_{Snow} est la fraction de la neige disponible dans le pixel.

L'accumulation de neige ainsi que sa fonte influencent la température de brillance mesurée par les micro-ondes passives. L'étude de DeSève. (1999) a expliqué que l'eau liquide contenue dans la neige impacte fortement le signal mesuré. En effet, une couche de neige mince et sèche, avec une constante diélectrique relativement stable et supérieure à celle de l'air, ne devrait pas modifier l'émissivité du sol. À l'inverse, une couche de neige humide augmente considérablement la température de brillance mesurée. Un sol couvert d'une couche de neige humide entraîne une diminution de la diffusion de volume et une forte absorption de l'énergie par le couvert nival ce qui résulte à une hausse de la température de brillance (Cai *et al.*, 2017; Derksen *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2017; Tedesco & Jeyaratnam, 2016; Xue & Forman, 2015). Cette hausse des T_b est similaire à celle observée lorsqu'un sol dégèle.

1.2.5. Principaux algorithmes de cartographie du gel du sol

Cartographie du gel du sol à partir des données micro-ondes actives

Le signal mesuré par un capteur micro-onde active ou radar, caractérisé par des puissances rétrodiffusées ou des coefficients de rétrodiffusion, est fortement sensible à l'humidité du sol (Fung *et al.*, 1992; Gherboudj *et al.*, 2011; Oh, 2004). Pendant l'hiver, le gel baisse la constante diélectrique du sol et par conséquent le coefficient de rétrodiffusion mesuré. Pendant le dégel, le cas contraire est observé (Kimball *et al.*, 2001; Rignot *et al.*, 1994a; Ulaby *et al.*, 1982; Way *et al.*, 1997; Wegmüller, 1990; Wismann, 2000). Ainsi, des travaux antérieurs ont utilisé des données micro-ondes actives provenant de plusieurs satellites comme *ENVIronment SATellite* (ENVISAT), *European Remote-Sensing* (ERS), *Airborne Synthetic Aperture Radar* (AIRSAR), *Advanced Land Observation Satellite* (ALOS) et *Soil Moisture Active Passive* (SMAP), SENTINEL, pour suivre le cycle saisonnier G/D (Das *et al.*, 2016; Derksen *et al.*, 2017; Du *et al.*, 2014; Naeimi *et al.*, 2012; Park *et al.*, 2011; Pietroniro & Leconte, 2000; Rautiainen *et al.*, 2016; Wagner *et al.*, 2012; Wismann, 2000; Xu *et al.*, 2016). Pour ceci, plusieurs algorithmes ont été proposés. Ces derniers se sont focalisés sur la variation spatio-temporelle des valeurs des coefficients de rétrodiffusion durant le cycle G/D, lesquelles sont fortement reliées à l'humidité du sol comme expliqué précédemment.

Une partie des algorithmes proposés a été basée sur une détection des changements à partir d'une série temporelle d'images satellitaires SAR. Pour y parvenir, les chercheurs ont calculé le rapport entre deux scènes radar superposables et prises à deux dates différentes. En plus de la détection de l'état des sols, le calcul du rapport réduit les bruits multiplicatifs et indésirables provenant du capteur ainsi que la granularité des images radar tout en conservant leur structure. Ce calcul n'est possible que lorsque les images radar sont préalablement corrigées radiométriquement et géométriquement. L'hypothèse de base de ces algorithmes est que des paramètres tels que la topographie et la rugosité de surface sont relativement constants entre les deux dates d'acquisition. Rignot and Zyl. (1993) ont calculé un rapport du signal entre deux images ERS-1 prises à deux jours successifs dans la région de Tanana en Alaska. Une différence de l'ordre de 3 dB a été détectée entre les états gelé et dégelé des sols. Cette diminution a été expliquée par une baisse des propriétés diélectriques du sol et de la végétation suite au gel du sol (Ulaby *et al.*, 1986). La même approche a été appliquée par Villasensor *et al.* (1993) sur des données ERS-1. Cette fois-ci, la baisse de coefficient de rétrodiffusion était de l'ordre de 4 dB. L'étude a illustré que le signal radar en bande C est aussi affecté à la végétation et à la texture du sol. Avec des données issues d'*Airborne Synthetic Aperture Radar* (AIRSAR), en bande L (25 cm), les études de Way *et al.* (1990) et Way *et al.* (1994) ont mesuré une baisse de rétrodiffusion variant entre 3 et 5 dB pour la co-polarisation et de l'ordre de

6 dB pour la polarisation croisée. En 1997, l'équipe de *Boreal Ecosystem-Atmospher Study* (BOREAS) a étudié le dégel printanier dans la forêt boréale du Canada en utilisant des images ERS-1 prises en 1994 (Way *et al.*, 1997). Pour analyser le lien temporel entre les périodes de gel et de dégel dans les forêts de conifères et les activités photosynthétiques ou respiratoires, des données *in situ* ont été collectées. Les températures du sol, des racines et du tronc ainsi que le flux de sève brute dans le tronc ont été mesurés. Les données *in situ* mesurées ont montré une transition claire des températures de dégel du sol et de dégel du tronc relié respectivement à la respiration du sol et à l'activité de photosynthèse. Plus tard, Lagacé and Bernier. (2000) ont analysé l'apport des images RADARSAT dans la cartographie du gel du sol à l'automne dans le bassin de la Grande Rivière dans la région de la baie James au nord-ouest du Québec. L'approche proposée calcule un rapport entre des images RADARSAT prises au début et à la fin de la saison d'automne. Une baisse de rétrodiffusion entre 2 et 3 dB a été constatée. En 2006, Khladoune a utilisé des images ENVISAT (30 m), RADARSAT-2 (9 m)/Convair-580 (6 m) et RADARSAT-1 (9 m), bande C (5.3 GHz), à haute résolution pour cartographier le gel du sol dans les champs agricoles du bassin versant du Bras d'Henri. Pour améliorer la performance de son algorithme, les variations des valeurs de rétrodiffusion ont été analysées par rapport à la hauteur du couvert nival et à la profondeur de gel du sol. Les analyses ont été appliquées sur des scènes polarimétriques, monopolarisées (HH) et multipolarisées respectivement pour les données Convair-580, RADARSAT et ENVISAT. Le gel du sol a entraîné une baisse de la rétrodiffusion entre 3 et 5 dB en fonction des caractéristiques physico-chimiques des sols agricoles (texture, conductivité électrique, drainage, rugosité, teneur en eau et température).

Une deuxième partie des algorithmes de détection du gel des sols à partir des données radar est basée sur une approche à seuils saisonniers. En utilisant des données issues de *National Aeronautics and Space Administration scatterometer* (NSCAT), en bande Ku, deux algorithmes détectant la dynamique temporelle du signal de rétrodiffusion ont été proposés par Froking *et al.* (1999) et plus tard par Kimball *et al.* (2001). L'étude de Kimball *et al.* (2001) portant sur les rétrodiffusions mesurées en Alaska entre janvier et juin 1997 ont montré une diminution de la rétrodiffusion entre 1.6 et 4.9 dB durant la saison printanière par rapport à la saison de référence de gel. En fait, en saison hivernale l'eau gèle dans le sol et la teneur en eau volumétrique diminue, ce qui entraîne une diminution du signal radar (Baghdadi *et al.*, 2008a). Plus tard, une approche alternative a été proposée par McGuire *et al.* (2004) et par la suite par McDonald *et al.* (2004). Il s'agit d'une approche nommée "*Temporal Edge Detection*", une approche déjà appliquée sur des données micro-ondes passives acquises par le *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) (McDonald *et al.*, 2004). L'approche détermine la durée, le début et la fin des saisons de transition G/D en se basant sur le maximum de rétrodiffusion d'une série distribuée selon une loi Gaussienne.

$$CNV(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f'(x) Tb(1-x) dx$$

(Eq 1.16)

Où :

$f'(x)$ est la dérivée première de la distribution normale (Gaussienne).

Le premier évènement de dégel printanier correspond au temps t_p pour lequel la dérivée $CNV(t)$ est maximum.

L'algorithme proposé par McDonald *et al.* (2005), McDonald *et al.* (2004) a été appliqué par Mortin *et al.* (2012) pour surveiller les saisons de transition G/D du sol et de la glace de mer dans la région arctique. Des images QuikSCAT prises entre 1999 et 2009 ont été utilisées. Une validation avec des mesures de température du sol et de profondeur du manteau neigeux a montré un accord inférieur à une semaine. Récemment, des algorithmes basés sur un facteur d'échelle saisonnier (*Seasonal Scale Factor*) $\Delta(t)$ ont été développés pour identifier l'état gelé ou dégelé des sols (Chen *et al.*, 2019; Colliander *et al.*, 2011; Du *et al.*, 2015; Kim *et al.*, 2011; Naeimi *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2016). Ce facteur présente une normalisation de la rétrodiffusion mesurée pour un pixel de location (x) donnée, à un temps (t) par rapport aux deux seuils de référence hivernale et estivale (Kim *et al.*, 2010; McDonald *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2016).

Pour une observation acquise à un temps (t) pour un pixel (x), le facteur $\Delta(t)$ s'exprime comme suit :

$$\Delta(t) = \frac{\sigma(t) - \sigma_{fr}}{\sigma_{th} - \sigma_{fr}}$$

(Eq 1.17)

Où :

$\sigma(t)$ est la rétrodiffusion mesurée à un temps (t) pour un pixel (x),

σ_{fr} est la rétrodiffusion de la saison de référence gel,

σ_{th} est la rétrodiffusion de la saison de référence dégel.

Après avoir calculé le facteur saisonnier par pixel, un seuil de classification (T) est défini. Les seuils de référence ont été calculés dans la plupart des cas à partir des données de rétrodiffusions mesurées entre juillet et août pour la saison de référence de dégel et entre janvier et février pour la saison de référence de gel. Enfin, le pixel est classifié dégelé si le facteur $\Delta(t)$ est supérieur à (T) et gelé dans le cas contraire.

Ce dernier algorithme a été proposé par l'équipe SMAP pour produire les cartes G/D à partir des données radar à haute résolution (3 km) avant que le radar ne cesse de fonctionner en juillet 2015. En appliquant l'algorithme proposé sur des données Aquarius à basse fréquence (bande L) la performance a dépassé 80%, ce qui est l'objectif de la mission SMAP. Des validations avec les données de température des sols a estimé une précision de l'ordre de 75% pour l'étude de Du *et al.* (2014) et entre 80% et 90% pour les études de Naeimi *et al.* (2012) et de Xu *et al.* (2016).

Récemment, Wang *et al.* (2018) ont exploré le potentiel de l'utilisation des données radar Sentinel-1 dans le suivi du cycle saisonnier G/D à Umiujaq, au Nunavik. Pour identifier la date de transition entre l'état gelé et dégelé, un nouvel algorithme a été proposé. Les valeurs de rétrodiffusion mesurées à partir d'une série temporelle d'images Sentinel-1 ont été collectées et analysées. La date de transition correspondait à la date pour laquelle on minimise la somme des carrés de résidus entre la série temporelle de rétrodiffusion et la fonction de variation de rétrodiffusion définie par intervalle.

Cartographie du gel du sol à partir des données micro-ondes passives

À partir des capteurs micro-ondes passives, l'humidité des sols et les changements des propriétés physiques de l'eau peuvent être suivis (Al-Yaari *et al.*, 2016; Schmugge *et al.*, 1986; van der Schalie *et al.*, 2018; Wegmüller, 1990). La constante diélectrique de nature polaire, définie comme le rapport entre la permittivité d'un matériau donné et la permittivité du vide, est en étroite relation avec les molécules d'eau et donc l'humidité des sols. Plus élevée pour les sols humides, la constante diélectrique diminue considérablement durant la période de gel, due aux molécules d'eau qui se relient entre eux. Cet aspect va affecter directement le signal réfléchi émis par une cible observée par des capteurs micro-ondes passives (Jackson *et al.*, 1996). Pour ceci, plusieurs études portant sur le suivi du cycle G/D à partir des micro-ondes passives ont été publiées. En 1990, Wegmüller a étudié la sensibilité du signal micro-onde passive émis dans différentes configurations (angle d'incidence, fréquence et polarisation) au cycle G/D (Wegmüller, 1990). Dans la même année, Zuerndorfer *et al.* (1990) ont cartographié le gel du sol au nord du Midwest durant l'automne 1984 en utilisant des données SMMR issues du satellite Nimbus 7. Leur approche de classification a été basée sur un gradient spectral calculé entre les Tb mesurées à des fréquences de 18 GHz et de 37 GHz et sur un seuil de classification G/D estimé à une fréquence de 37 GHz. Généralement, un sol gelé présente une température de brillance à 37 GHz plus faible et un gradient spectral négatif entre 37 GHz et 18/19 GHz (Zuerndorfer & England, 1992). Par contre, un gradient positif peut être aussi mesuré pour un sol gelé peu profond (*Shallow Frozen Soil*) (Zhang *et al.*, 2009). Les températures de brillance mesurées à 37 GHz ont montré une différence supérieure à 57 °K entre un sol

en état gelé et dégelé (Liou *et al.*, 1998). Plus tard à partir des données issues du capteur SSM/I, Zhang *et al.* (2003) ont calculé un gradient spectral négatif entre les températures de brillance prises en mode vertical à des fréquences de 19 GHz et 37 GHz entre juillet 1997 et juin 1999. Pour séparer les saisons de gel et de dégel, un seuil de 258.2 °K a été estimé à une polarisation de 37 GHz et en polarisation verticale. La validation de leur algorithme, avec 26 stations distribuées aléatoirement dans les États contigus des États-Unis et qui mesurent la température du sol à ~5 cm de la surface du sol, a estimé que 76% de l'ensemble des pixels SSM/I ont été correctement classifiés comme gelé. Dans la même période, des études ont montré que la présence d'un couvert nival sèche ou humide durant les saisons de transition automne-hiver et hiver-printemps perturbent la prise de décision des algorithmes de classification G/D (Cao & Chang, 1997; Fiore Jr & Grody, 1992). Pour introduire l'effet du couvert nival sur la classification G/D, Jin *et al.* (2009) ont développé un nouvel algorithme. L'algorithme proposé se base sur trois indices critiques (*Critical Indices*). Comme pour l'étude de Zhang *et al.* (2003), la température de brillance verticale mesurée à 37 GHz et la différence des Tb mesurées en polarisations horizontale et verticale à 19 GHz ont été utilisées. De plus, le paramètre *Scattering Index* (SI) proposé par Grody. (1991) a été introduit dans leur algorithme. Des seuils ont été estimés pour des échantillons de sol, gelé et dégelé et en présence ou en absence d'un couvert nival. Une validation de l'algorithme de Zhang *et al.* (2003) dans le Plateau de Qinghai-Tibet, localisé au sud-ouest de la Chine, a calculé une précision moyenne de 87%. Entre 1980 et 2010, l'algorithme présenté précédemment a été utilisé par plusieurs études pour identifier l'état gelé ou dégelé du sol à partir des données micro-ondes passives issues le plus souvent des radiomètres SSM/I et SMMR ayant des fréquences communes de 37 GHz et de 18 GHz ou 19 GHz (Cao & Chang, 1997; England, 1990a; Grody, 1991; Jin *et al.*, 2009; Judge *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 2009; Zhang & Armstrong, 2001; Zhang *et al.*, 2003; Zuerndorfer & England, 1992; Zuerndorfer *et al.*, 1990).

Récemment, une nouvelle génération d'algorithmes a été proposée. Pour détecter les saisons de transition G/D en utilisant les micro-ondes passives, les algorithmes de classification peuvent se baser sur:

- Un seuil saisonnier qui classifie un pixel (x) donné en un temps (t) comme gelé ou pas en se basant sur sa différence de signature par rapport aux saisons de référence (hiver et été). Souvent, les seuils de référence ont été estimés comme la moyenne des températures de brillances recueillies durant les mois de janvier et février pour la saison hivernale et durant les mois de juillet et août pour la saison estivale (Derksen *et al.*, 2017; Kalantari *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2018; Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015; Xu *et al.*, 2018)
- Une fenêtre mobile utilisée pour les données ayant une fréquence d'observations continue (par exemple tous les jours). Le but est d'identifier plusieurs événements de transition durant le cycle saisonnier G/D (Frolking *et al.*, 1999; Rawlins *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2008),
- Un seuil temporel utilisé pour une série chronologique de données micro-ondes passives (Kimball *et al.*, 2006; McDonald *et al.*, 2004).

Les principaux algorithmes de classification G/D proposés par les chercheurs à partir de l'année 2010 et qui ont inspiré l'algorithme qu'on appliquera sur les données SMAP dans la présente étude sont cités ci-dessous :

- **Algorithme de Kim *et al.* (2011)**

En 2011, avec des données SSM/I, Kim *et al.* ont développé un algorithme de classification temporelle de l'état gelé et dégelé du sol. Ils ont examiné les contraintes de température froide pendant la saison de croissance de la végétation. Un algorithme temporel G/D avec des seuils saisonniers a été appliqué sur les températures de brillance issues d'images SSM/I. Les canaux 19 GHz et 37 GHz ont été utilisés. L'approche se base sur un facteur spatial et saisonnier ($\Delta T_{bp}(x, t)$) défini pour une observation acquise à l'emplacement (x) et au temps (t).

Premièrement, Kim *et al.* (2011) ont défini un champ global de la classification G/D. Ils définissent le domaine G/D global des surfaces impactées de la manière suivante (**Eq 1.18**):

$$T_{min} \begin{cases} 0 & \text{si } T_{mn} \leq T_{Mmin} \\ \frac{T_{mn} - T_{Mmin}}{T_{Mmax} - T_{Mmin}} & \text{si } T_{Mmax} > T_{mn} > T_{Mmin} \\ 1 & \text{si } T_{mn} \geq T_{Mmin} \end{cases} \quad (\text{Eq 1.18})$$

Où :

iT_{min} est l'indicateur journalier de la température minimale [0,1],

T_{mn} est la température journalière minimale mesurée par la station GMAO (°C),

T_{Mmax} et T_{Mmin} varient avec la couverture végétale.

Pour de Kim *et al.* (2011), TM_{max} et TM_{min} sont définies respectivement comme 5 °C et -2 °C.

Deuxièmement, ils ont classé la dynamique quotidienne de cycle G/D en appliquant une approche de seuil saisonnier (*Seasonal Threshold Approach* : STA). Pour définir l'observation acquise à l'emplacement (x) et au temps (t), un facteur d'échelle saisonnier a été utilisé. Il s'agit de facteur $\Delta T_{bp}(x, t)$ exprimé comme suit (**Eq 1.19**):

$$\Delta T_{bp}(x, t) = \frac{T_{bp}(x, t) - FrozRef(x)}{ThawRef(x) - FrozRef(x)} \quad (\text{Eq 1.19})$$

Où :

$T_{bp}(x, t)$ [K] est T_b de SSM/I acquise au point (x), au temps (t) et pour une polarisation (p),

$FrozRef(x)$ [K] et $ThawRef(x)$ [K] sont les valeurs de T_b de référence pour un sol gelé ($FrozRef(x)$) et un sol non gelé ($ThawRef(x)$).

Par la suite, ils définissent l'état gelé ou dégelé en comparant (T) au pixel (x) et au temps (t) à la valeur de $\Delta T_{bp}(x, t)$ comme suit :

$$\begin{cases} \Delta T_{bp}(x, t) > T(x, t) & \text{Gel} \\ \Delta T_{bp}(x, t) \leq T(x, t) & \text{Dégel} \end{cases} \quad (\text{Eq 1.20})$$

La sortie de cette formulation est binaire: (0) pour gelé et (1) pour non gelé. Le calcul a été appliqué pour chaque cellule (pixel) de deux séries, jour (AM) et soir (PM) d'images SSM/I acquises entre 1988 et 2007 (Brodzik & Armstrong, 2008; Brodzik, 2002).

La classification G/D obtenue a été validée avec des mesures *in situ* de température de l'air. La précision moyenne annuelle de l'algorithme de Kim *et al.* (2011) est de l'ordre de $92.2 \pm 0.8\%$ et de $85.0 \pm 0.7\%$ pour les données SSM/I prises en mode ascendant (PM) et descendant (AM) respectivement.

- **Algorithme de Rautiainen *et al.* (2014) et (2016)**

En 2014, Rautiainen *et al.* ont développé leur algorithme pour détecter l'état gelé ou non gelé du sol en utilisant des données micro-ondes passives bande L, *ETH L-Band radiometer for soil moisture research (ELBARA-II)* entre octobre 2009 et août 2012 dans la région de Sodankylä, au nord de la Finlande.

L'étude a introduit un facteur relatif de gel (*Frost Factor* (FF)) défini comme suit :

$$FF_{rel-x}(t) = \frac{FF_x(T) - FF_{été-x}}{FF_{hiver-x} - FF_{été-x}} * 100$$

(Eq 1.21)

Où :

$FF_x(T)$ est le facteur de gel calculé pour un pixel (x) à un temps (T),

FF_{rel} est le facteur relatif de gel,

$FF_{été}$ est le facteur de dégel moyen pendant la saison d'été,

FF_{hiver} est le facteur de gel moyen pendant la saison d'hiver.

Le *Relative Frost Factor* a été défini selon sept formules différentes : *Polarization Difference* (FF_{diff}), *Polarization Ratio* (FF_{ratio}), *V-Polarization Brightness Temperature* (FF_v), *H-Polarization Brightness Temperature* (FF_h), *Polarization Difference Weighted with H-Polarization Signal* ($FF_{comb h}$), *Stokes I Parameter* (FF_{ST1}) et *Polarization Difference Weighted with V-Polarization Signal* ($FF_{comb v}$).

Les différentes formules sont décrites selon les équations suivantes:

$$FF_{ratio} = \frac{(Tb_v - Tb_h)}{(Tb_v + Tb_h)} \quad (\text{Eq 1.22})$$

$$FF_{diff} = Tb_v - Tb_h \quad (\text{Eq 1.23})$$

$$FF_v = 300 - Tb_v \quad (\text{Eq 1.24})$$

$$FF_h = 300 - Tb_h \quad (\text{Eq 1.25})$$

$$FF_{STI} = 600 - (Tb_v + Tb_h) \quad (\text{Eq 1.26})$$

$$FF_{comh} = (Tb_v - Tb_h) * (270 - Tb_h) \quad (\text{Eq 1.27})$$

$$FF_{comv} = (Tb_v - Tb_h) * (300 - Tb_v) \quad (\text{Eq 1.28})$$

Les équations ont été développées en se basant sur deux aspects :

- L'augmentation de la température de brillance, Tb_p , à une polarisation p ($p=H$ ou V), pendant la période de gel (**Figure 1.11**),
- La diminution de la différence de température de brillance pour les deux polarisations, $(Tb_v - Tb_h)$ pendant la période de gel (**Figure 1.12**).

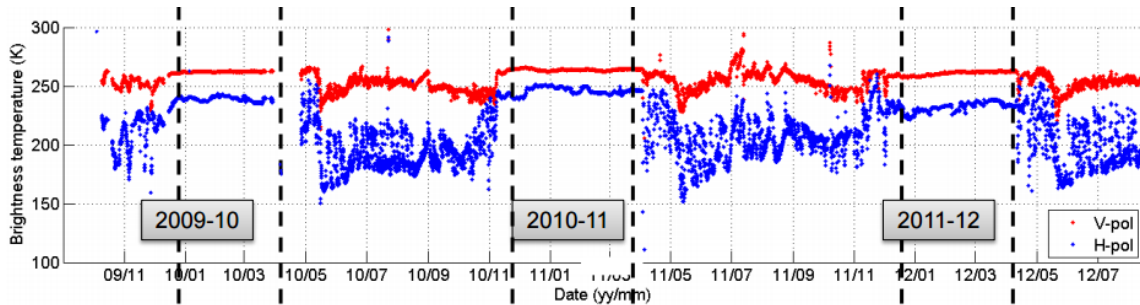


Figure 1.11. Température de brillance issue des données ELBARA-II observée dans la forêt de Sodankylä, (rouge, polarisation horizontale H ; bleu, polarisation horizontale V). Observations entre octobre 2009 et août 2012, angle d'observation de 60°, (Rautiainen et al., 2014).

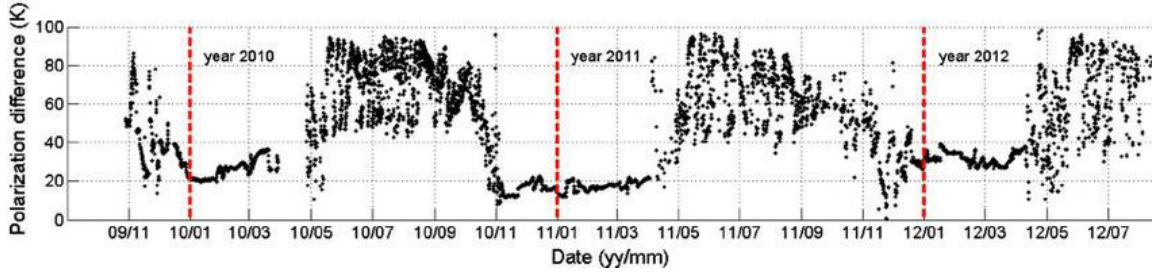


Figure 1.12. Différence de polarisation issue de 3 ans des données ELBARA-II, angle d'observation de 60°. (Rautiainen *et al.*, 2014).

Selon l'étude de Rautiainen *et al.* (2014) trois équations parmi les neuf ont mieux performé. Il s'agit des équations 1.22, 1.27 et 1.28 qui se basent non seulement sur le fait que la température de brillance augmente pendant la période de gel (comme c'est le cas des équations 1.24, 1.25 et 1.26) mais aussi sur la diminution de la différence de polarisation (comme c'est le cas pour l'équation 1.23).

Par ailleurs, un algorithme de détection de l'état G/D du sol a été développé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) pour la mission SMOS (Rautiainen *et al.*, 2016). La méthode utilise une approche à seuil constant (CTA : *Constant Threshold Algorithms*). Après plusieurs essais, les meilleurs résultats ont été obtenus pour le facteur de gel (*Frost Factor : FF*) calculé selon l'équation 1.29 (Figure 1.13). FF a été calculé pour chaque cellule de la grille pour les différentes polarisations (p=h, v). Le facteur de gel (FF) est estimé comme suit :

$$FF = (Tb_v - Tb_h)(270 - Tb_h)$$

(Eq 1.29)

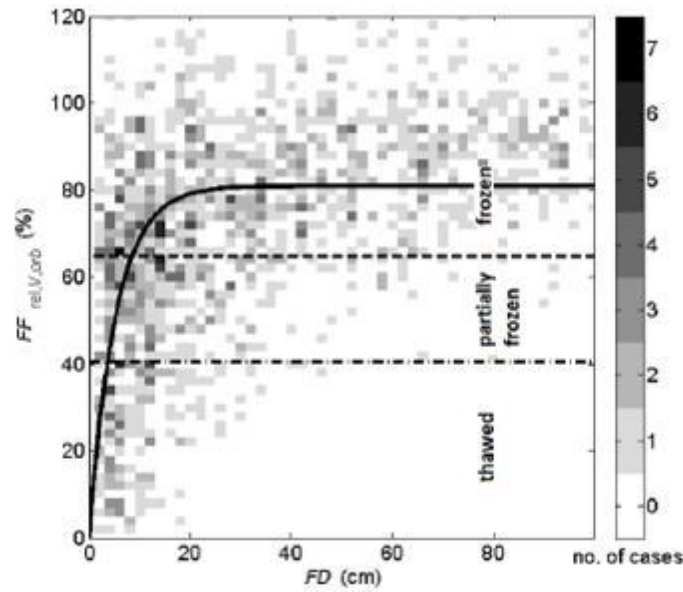


Figure 1.13. La relation entre le facteur de gel FF et les mesures de profondeur de gel (FD) (Rautiainen *et al.*, 2016).

- **Algorithme de Roy *et al.* (2015)**

L'étude de Rautiainen *et al.* (2014) a inspiré Roy *et al.* (2015) à suivre le cycle saisonnier G/D au Canada en utilisant des données SMOS et Aquarius, en bande L. La performance de leur algorithme a été testée dans trois différents milieux : toundra, forêt boréale et prairies. L'étude de Roy *et al.* (2015) a calculé les deux seuils de référence saisonnière en se basant sur les valeurs minimales et maximales des Tb (Roy *et al.*, 2015). Une première, nommée l'approche "min/max", prend comme seuils de référence saisonnière la valeur minimale mesurée entre le début janvier et la fin février pour la saison d'hiver et la valeur maximale mesurée entre le début juillet et la fin août pour la saison d'été. Une deuxième, nommée "average-5", prend comme seuil de référence saisonnière, la moyenne des cinq valeurs minimales des Tb mesurées durant la saison de référence d'hiver (janvier-février) et la moyenne des cinq valeurs maximales mesurées durant la saison de référence d'été (juillet-août). L'algorithme proposé est basé sur deux paramètres, le *Normalized Polarization Ratio* (NPR) et le delta NPR, introduits pour la prise de décision dans plusieurs algorithmes G/D (Derksen *et al.*, 2017; Rautiainen *et al.*, 2016; Rowlandson *et al.*, 2018; Roy *et al.*, 2015).

Les expressions de NPR et de delta NPR sont décrites dans les équations **1.30** et **1.31** ci-dessous.

$$NPR = \frac{Tb_V - Tb_H}{Tb_V + Tb_H}$$

(Eq 1.30)

Où :

Tb_V est la Tb mesurée en polarisation verticale,

Tb_H est la Tb mesurée en polarisation horizontale.

$$\Delta NPR(x, t) = \frac{NPR(x) - NPR_{ThawRef}(x)}{NPR_{FreezeRef}(x) - NPR_{ThawRef}(x)}$$

(Eq 1.31)

Où :

$NPR_{FreezeRef}$ est le NPR calculé pour la saison de référence gel,

$NPR_{ThawRef}$ est le NPR calculé pour la saison de référence dégel.

Une validation avec les 48 stations de température de l'air installées à travers le Canada a montré une précision de 87.8% et de 90.8% respectivement pour les données SMOS à un angle d'incidence de 39.6° et Aquarius à un angle d'incidence entre 55° et 60°. Par rapport aux données de température de l'air, leur algorithme a détecté le début des saisons de gel et de dégel avec un délai d'une semaine pour la classe tundra et deux semaines pour les classes forêt et prairies.

L'étude de Roy *et al.* (2015) avait quelques **limitations**. Des aspects comme le couvert neigeux et son contenu en eau pendant les saisons de transition ainsi que la saison de croissance végétale en particulier pour la classe prairies n'étaient pas considérés.

- **Algorithme de Kalantari. (2016)**

Encouragé par les bons résultats des études de cycle G/D à basse résolution avec les données AMSR-E (19 et 37 GHz, 25 km) au Nunavik dans le nord du Québec, Kalantari. (2016) a testé les données du satellite SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) en bande L (1.41 GHz, 40 km) pour produire des cartes journalières G/D entre janvier 2011 et décembre 2012. À cette fréquence, les ondes sont moins sensibles à la rugosité de surface et au manteau neigeux sec, atteignent plus facilement le sol sous-jacent. Elles offrent ainsi une grande efficacité par rapport aux hautes fréquences et plus d'informations sur l'état du sol (gel-dégel) sous un manteau neigeux (Bateni *et al.*, 2013). Toutefois, les données SMOS ont des limites dans l'environnement côtier (Baie d'Hudson), en raison de la contamination de leurs gros pixels (50 km) par la masse d'eau.

L'étude de Kalantari. (2016) a suivi les étapes suivantes :

- **Étape 1** : Les images SMOS obtenues par les Archives d'Environnement Canada (Dorval) couvrant le Nunavik entre janvier 2011 et fin décembre 2012 ont subi des prétraitements. Au début, les données ont été converties du format binaire (BUFR) au texte (ASCII). Ensuite, les valeurs de Tb ont été extraites par pixel pour chaque scène SMOS acquise à une date (t).
- **Étape 2** : Les valeurs de Tb ont été filtrées en fonction de l'angle d'incidence. Les données prises avec des angles d'incidence entre 39.5° et 40.5° ont été collectées en préparation pour la mission SMAP qui collecte les données de Tb avec un angle d'incidence de 40°.
- **Étape 3** : Les données de Tb ont été corrigées de l'effet atténuant des surfaces d'eau libre (équation 1.9). L'approche utilisée est décrite à la section 1.2.4).
- **Étape 4** : Un seuil dynamique a été estimé par jour, pixel par pixel, en utilisant une régression linéaire des moindres carrés entre $\Delta T_{bp}(x, t)$ et la température de surface du sol comme variable indépendante (au lieu de la température de l'air à 2 m comme dans le cas de l'étude de Kim *et al.* (2011)). Des seuils de référence ont été définis pour la période de gel et de dégel.

L'état de gel ou de dégel d'une surface peut être défini comme suit:

$$\Delta T_{bp}(x,t) \leq \text{seuil} \rightarrow \text{Gel} \quad (\text{Eq 1.32})$$

$$\Delta T_{bp}(x,t) > \text{seuil} \rightarrow \text{Dégel} \quad (\text{Eq 1.33})$$

- **Étape 5 : validation.** Pour valider l'algorithme adapté, une période d'étude, de 20 octobre au 20 décembre 2012, a d'abord été choisie. La sortie est une variable binaire adimensionnelle désignée par (0) pour Gel et (1) pour Dégel. La comparaison des cartes G/D obtenues avec les données de température de surface (T_s) issues des 12 sondes installées à ~5 cm de la surface du sol à Umiujaq et à Kuujuaq donne ce qu'on appelle le **facteur d'accord**. Le facteur d'accord moyen a été de l'ordre de 81% et de 88.5% respectivement pour les périodes de transition automnales et printanières. Une validation avec les données MODIS de température de surface (*Land Surface Temperature*, LST) a donné une performance moyenne de l'ordre de 83.5% et de 82% pour les périodes de dégel et de gel respectivement.

Malgré la bonne performance obtenue par l'algorithme de Kalantari. (2016), d'autres approches peuvent être testées en ce qui concerne la correction des T_b par rapport à l'effet atténuant exercé par les surfaces d'eau libre. En fait, la correction proposée n'a tenu compte que de la fraction d'eau libre dans chaque pixel SMOS de 40 km. Les caractéristiques particulières de chaque pixel SMOS et qui influencent les valeurs de T_b mesurées par le radiomètre, comme le couvert végétal par exemple, n'étaient pas considérées. De plus, l'effet du couvert nival pendant les deux saisons de transition (automne-hiver et hiver-printemps) n'était pas considéré lors du développement de l'algorithme ou lors du suivi spatio-temporel du cycle saisonnier G/D. Malgré le fait que le capteur SMOS est un capteur multiangulaire (0° - 65°), pour l'étude de Kalantari. (2016) l'angle d'incidence a été restreint à un intervalle compris entre 39.5° et 40.5° degré afin de simuler les données de SMAP. De plus, l'applicabilité de l'approche développée n'avait pas été testée et validée en dehors des régions d'Umiujaq et de Kuujuaq.

L'hypothèse de base des algorithmes cités précédemment est que les grands changements de la constante diélectrique entre l'état gelé et non gelé du sol dominant la dynamique temporelle de la température de brillance T_b , plutôt que d'autres sources potentielles de variabilité telles que les changements de la structure du couvert nival, de la biomasse végétale ou les importants événements de précipitation. Cette hypothèse est généralement valable pendant les transitions saisonnières G/D dans la plupart des

superficies froides du globe. Ces approches ont été largement testées et vérifiées et sont relativement robustes pour les applications à échelle continentale ou mondiale (Kalantari, 2016; Kalantari *et al.*, 2014; Kimball *et al.*, 2001; Kimball *et al.*, 2004; McDonald *et al.*, 2004; Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015).

- **Algorithme de Prince *et al.* 2018**

L'algorithme de Prince *et al.* (2018) utilise le produit Tb-hebdomadaire-moyenne d'Aquarius (*Aquarius weekly average product*) distribué en projection *EASE-Grid 2.0* avec une résolution spatiale de 36 km x 36 km. Les valeurs de Tb moyennes combinent les Tb mesurées en mode ascendant et descendant (Brucker *et al.* 2014). L'algorithme de classification G/D proposé se base sur une approche à seuil saisonnier (*Seasonal Threshold Approach, STA*) qui utilise le *Frost Factor Index* (FFrel) défini par Rautiainen *et al.* (2014) (**Eq 1.21**). Pour identifier l'état gelé ou dégelé des sols, le FFrel a été comparé aux seuils de classification calculés par Roy *et al.* (2015). Un seuil de classification différent est calculé pour les types de végétation tundra (Beam 1=0.41, Beam 2=0.69, Beam 3= 0.63), forêt (Beam 1=0.46, Beam 2=0.55, Beam 3=0.54) et zone ouverte (*Open Land*) (Beam=0.31, Beam=0.31, Beam=0.41). Un pixel est classifié gelé pour un FFrel inférieur au seuil et dégelé dans le cas contraire. L'algorithme développé par Prince *et al.* (2018) a classifié des fausses journées de gel en été. Cette fausse classification a été observée auparavant dans les études de Derksen *et al.* (2017) et de Rautiainen *et al.* (2016) avec des données SMAP et SMOS, en bande L. De plus, une précision plus faible a été estimée par Prince *et al.* (2018) en tundra et dans les zones ouvertes. La précision de la classification G/D était de l'ordre de 68.7% dans la tundra de Kljuchi à l'est de la Russie et de l'ordre de 76.2% dans des zones ouvertes en Saskatchewan au Canada. La fausse classification dans les zones ouvertes a été reliée à la saison de croissance végétale et à forte émissivité du couvert végétal en polarisation horizontale et verticale (Gherboudj *et al.*, 2012).

- **Algorithme de Kim et al. 2019 : Single Channel Algorithm**

L'algorithme de Kim *et al.* (2019) propose une approche alternative de classification G/D basée sur le NPR. L'approche proposée utilise les valeurs de Tb mesurées par le canal vertical (Tbv) et l'algorithme de classification G/D à seuil saisonnier de l'étude de (Kim *et al.*, 2017b).

L'état gelé ou dégelé des sols est identifié comme suit :

$$R > 0.5, \text{Etat G/D} = \begin{cases} \text{Dégel, si } Tbv > \text{Seuil} \\ \text{Gel, si } Tbv \leq \text{Seuil} \end{cases} \quad (\text{Eq 1.34})$$

$$R < -0.5, \text{Etat G/D} = \begin{cases} \text{Dégel, si } Tbv < \text{Seuil} \\ \text{Gel, si } Tbv \geq \text{Seuil} \end{cases} \quad (\text{Eq 1.35})$$

Le seuil de classification ainsi que le paramètre de corrélation (R) sont définis par cellule de grille en se basant sur la température de surface issue du produit GMAO (Colliander *et al.*, 2017). Le seuil de classification correspond à Tbv mesurée à une température de surface proche de 0 °C. Les résultats obtenus ont montré que cet algorithme de classification G/D proposé est influencé par l'incertitude du produit GMAO. L'erreur résiduelle du produit GMAO est de l'ordre de 1.65 °K par rapport aux données de température de surface mesurées par les stations WMO (*World Meteorological Organization*) et de l'ordre de 4.62 °K par rapport aux données de température de surface mesurées par les stations SAT (*Surface Air Temperature*). La température de surface GMAO estimée contribue approximativement à une incertitude de l'ordre de 2.0±2.0% à 1.1±2.7% dans l'incertitude moyenne journalière de la classification G/D.

- **Algorithme SMAP**

Pour développer le produit SMAP G/D de 36 km de résolution spatiale SMAP_L3_FT_P (SMAP L3 Radiometer Global and Northern Hemisphere Daily 36 km EASE-Grid Freeze/Thaw State, Version 2), un algorithme à seuil saisonnier a été proposé par l'équipe SMAP. L'algorithme a été basé sur le *Normalized Polarization Ratio* (NPR) et le delta NPR (équations 1.30 et 1.31). Le seuil (T) de classification a été **fixé à 0.5** pour tout le domaine d'application de l'algorithme (Dunbar, 2018). Deux conditions additionnelles ont été testées pour réduire les erreurs de classification G/D. Premièrement, des pixels avec une température de brillance **supérieure à 273 °K** ont été classifiés dégelés directement. Deuxièmement, deux masques **"pixels jamais gelés"** et **"pixels jamais dégelés"** développés par l'étude de Kim *et al.* (2012) à partir des

données AMSR-E et AMSR-2 (**Figure 1.14**) ont été utilisés et ces pixels n'étaient pas classifiés lors de l'application de l'algorithme G/D.

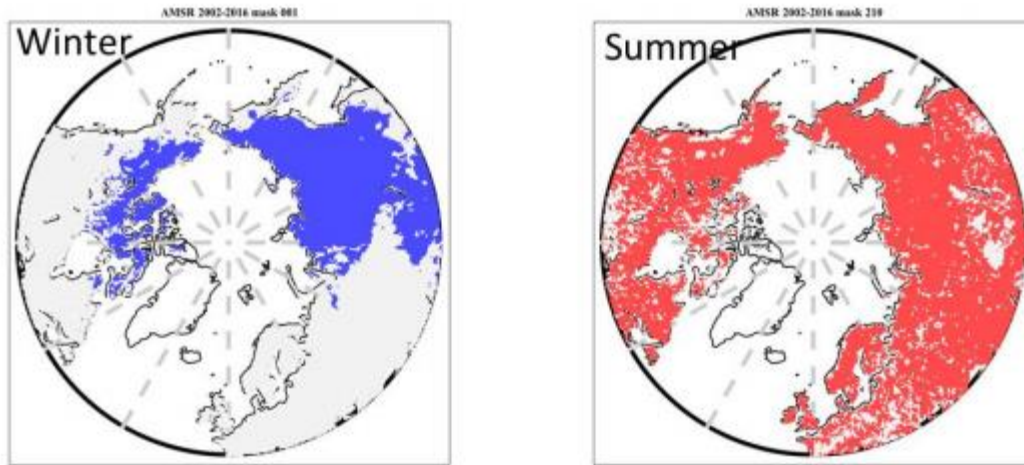


Figure 1.14. Exemples des masques jamais dégelé (gauche) et jamais gelé (droite) de 1 janvier et de 29 juillet (Kim et al. 2012).

- **Conclusion**

La **section 1.2.5** récapitule les principaux algorithmes de classification proposés pour suivre le cycle saisonnier G/D (Kim *et al.*, 2011; Kim *et al.*, 2019; Prince *et al.*, 2018; Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016). Ces algorithmes classifient les pixels comme gelés ou dégelés en se référant à un seuil de classification préalablement défini. Ce seuil est dans la plupart des études fixe (de l'ordre de 0.5 pour l'algorithme SMAP par exemple). L'étude de Roy *et al.* (2015) a raffiné l'approche de classification en estimant trois seuils de classification : un premier pour la classe toundra, un deuxième pour la classe forêt et un troisième pour la classe terre ouverte. Les seuils de Roy *et al.* (2015) ont été utilisés par l'étude de Prince *et al.* (2018) qui a réussi à atteindre une précision moyenne supérieure à 80% dans 77.1% de leurs sites de validation pour l'hémisphère nord, avec une précision plus faible dans la toundra et en milieu ouvert. Ainsi, estimer des seuils de classification adaptés à l'environnement de chaque pixel et au mode d'acquisition pourrait à priori améliorer la précision de la classification G/D. Cet aspect constitue l'un des objectifs de cette thèse tels que présentés dans la section suivante et des seuils variables seront testés et discutés dans les articles 1 et 2.

1.3. Structure de la thèse et objectifs de la recherche

La présente thèse a la forme d'une thèse par articles (trois articles). Le document s'articule autour de six chapitres. Chacun des articles a un statut de chapitre. Ces chapitres sont précédés d'une introduction générale (**Chapitre 1**) et suivi d'une discussion (**Chapitre 5**) et de la Conclusion (**Chapitre 6**). L'introduction générale a présenté la mise en contexte de l'étude doctorale. Il a été précisé que l'étude de l'évolution de pergélisol et du cycle saisonnier Gel/Dégel (G/D) présente un **défi urgent** pour l'entretien, la conception et l'aménagement des infrastructures nordiques, mais que les études in situ sont **compliquées, coûteuses et moyennement précises**. La revue de littérature a confirmé que la télédétection micro-ondes permet d'obtenir une base de données à une fréquence suffisante (journalière ou hebdomadaire) et de couvrir de vastes étendues y compris les zones difficiles d'accès, voir même inaccessibles. Malgré le nombre important d'approches et d'algorithmes récemment proposés pour le suivi du gel et dégel du sol (G/D) saisonnier, la résolution de la classification G/D obtenue reste le plus souvent **grossière** (Kalantari, 2016; Rautiainen *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2015). De plus, les algorithmes de classification G/D montrent quelques **limitations**. Un nombre limité d'algorithmes de classification G/D a incorporé des informations sur les différents types de végétation. Les caractéristiques du couvert nival (humidité, épaisseur et fraction) ne sont pas incorporées (Farhadi *et al.*, 2015; Khaldoune, 2006). Par ailleurs, les connaissances sur le gel du gel au Québec nordique restent **déficiantes**. Plusieurs régions éloignées restent **inaccessibles** pour les campagnes de terrain et les stations de validation souvent peu nombreuses et assez dispersées à une échelle régionale.

Les termes mentionnés ci-dessus, tels qu'«un **défi urgent**», «**déficiantes**», «**grossière**», «**compliquées**», «**coûteuses**», «**moyennement précises**», «**inaccessibles**» et «**limitations**», indiquent clairement **qu'il est de plus en plus urgent** de conjuguer les efforts pour mieux comprendre et mieux suivre le cycle saisonnier G/D à partir des données micro-ondes actives, passives ou les deux. Aussi, cette recherche doctorale s'inscrit dans les efforts faits au Canada dans le cadre du programme SMAP de l'Agence spatiale canadienne et s'intéresse particulièrement au Nunavik. Des scénarios climatiques pour l'horizon 2014-2070 à travers le Québec développés par Chaumont and Brown. (2010) prévoit un hiver plus humide et plus chaud et une saison de dégel plus précoce face à une saison de gel plus tardif (réduction de 24 jours en moyenne) (Chaumont & Brown, 2010). Le but de la présente étude doctorale est de valider notre **hypothèse de base** qui suppose que l'adaptation de l'algorithme de classification G/D aux caractéristiques environnementales particulières de chaque pixel SMAP de 36 km par 36 km améliore la précision de la détection du gel.

Pour y parvenir, les objectifs spécifiques ci-dessous sont fixés :

- **Objectif 1 :** Proposer de nouvelles approches pour corriger les valeurs de température de brillance (T_b) brutes issues du radiomètre SMAP (Level 1C) de l'effet atténuant exercé par les surfaces d'eau libre.
- **Objectif 2 :** Produire des cartes SMAP G/D journalières qui couvrent les régions boréales et subarctiques du Québec entre 2015 et 2019. Pour les produire, un algorithme G/D adapté aux caractéristiques environnementales de chaque pixel SMAP de ~ 36 km sera proposé. Les seuils des saisons de référence (hiver et été) ainsi que le seuil de classification G/D seront calculés par pixel et par mode d'acquisition en se basant sur un ensemble d'analyses statistiques.
- **Objectif 3 :** Étudier l'effet de la végétation et de la couverture nivale sur la variation spatio-temporelle de la température de brillance SMAP durant le cycle saisonnier G/D et en particulier pendant les saisons de transition automne-hiver et hiver-printemps. Par la suite, proposer une nouvelle version de l'algorithme G/D incluant un seuil vérifiant la fraction de couverture nival disponible par pixel SMAP de 36 km par 36 km.
- **Objectif 4 :** Valider les cartes G/D développées à partir des données SMAP avec les données *in situ* collectées: les données climatiques (température, précipitation et épaisseur du couvert nival) enregistrées par différentes stations météorologiques et des données issues de micro-stations installées à Umiujaq et à ses alentours (14 stations) et qui mesurent la température et l'humidité du sol dans les 5 cm supérieurs du sol. La précision globale visée pour les cartes G/D développées est d'au moins 80% pour les deux périodes de transition.
- **Objectif 5 :** Cartographier le cycle saisonnier G/D au parc Turjusuk et ses alentours en utilisant des données PALSAR-1 et 2 de haute résolution et valider la classification avec les données de température et d'humidité du sol mesurées à 5 cm de profondeur. La cartographie tiendra compte de la sensibilité du signal PALSAR au couvert végétal assez complexe de la zone d'étude. Les seuils de référence seront calculés par type de végétation. La précision globale visée est de 80%. La classification G/D issue des données PALSAR à haute résolution (10 m et 20 m respectivement pour les modes FBS et FBD) validera la classification issue des données SMAP à résolution grossière (~ 36 km).

Le **Chapitre 2** présente le premier article titré "**New approaches for Removing the Effect of Water Damping on SMAP Freeze/Thaw Mapping**". L'article 1 répond surtout au premier objectif de l'étude doctorale, mais aussi au deuxième et quatrième objectif. Il propose de nouvelles approches pour corriger les températures de brillance (Tb) brutes de ~36 km de résolution spatiale enregistrées par le radiomètre SMAP (*Level 1C Brightness Temperature, SMAP L1C*) de l'effet atténuant exercé par les surfaces d'eau libre. Le but est de développer une approche efficace de correction des Tb adaptée au contexte environnemental des régions nordiques dont les surfaces d'eau libre couvrent 40% ou plus de la superficie totale de plusieurs pixels SMAP. Deux nouvelles approches de correction de Tb sont proposées : l'"**Approche de Normalisation**" (**Approche B**), et l'"**Approche de Normalisation par Type de Végétation**" (**Approche C**). Les deux approches seront comparées à l'approche de correction de Tb proposée par l'équipe SMAP, l'"**Approche de O'Neill and Chan**" (**Approche A**), développée par Klein *et al.* (2012). Par la suite, l'algorithme de classification G/D est appliqué sur des données SMAP corrigées par les trois approches et les états gelés et dégelés des sols obtenus sont validés par des données in situ.

Le deuxième article de la thèse titré "**Analysis of Dominant Vegetation and Proportion (%) of Snow Cover on Freeze/Thaw Mapping Accuracies with SMAP Data over the Turjusuk National Park, Quebec, Canada**" sera présenté au **Chapitre 3**. L'article 2 répond au troisième et au quatrième objectif de l'étude doctorale. En effet, durant les saisons de transition les effets de la végétation (classe Toundra ou Forêt) et de la couverture nivale (présence ou absence, humidité et fraction disponible dans chaque pixel SMAP) sur les variations spatio-temporelles de la température de brillance SMAP sont analysés à l'aide de produits MODIS.

Pour corriger l'effet de la fraction de la couverture de neige dans chaque pixel SMAP ainsi que de son humidité sur les valeurs de Tb mesurées, une nouvelle version de l'algorithme G/D est proposée.

Par la suite, le **Chapitre 4** présente l'article 3 de la thèse titré "**Landscape Freeze/Thaw Mapping from Active and Passive Microwave Earth Observations over the Turjusuk National Park, Quebec, Canada**". Le troisième article répond au cinquième objectif de l'étude doctorale. Pour commencer, le signal radar mesuré est analysé par rapport au type de végétation identifié par pixel PALSAR. La classe de végétation est extraite de la carte CIRCA à haute résolution (30 m) développée par le Centre canadien de télédétection (CCT). Un nouvel algorithme à seuils saisonniers est proposé pour identifier l'état gelé ou dégel des sols par pixel PALSAR. Un seuil saisonnier est défini par type de végétation, par polarisation et par mode d'acquisition. La classification G/D issue des données PALSAR est validée par les données de température et d'humidité mesurées par les micro-stations installées dans la zone d'étude à ~5 cm de la surface du sol.

Les données PALSAR vont analyser la performance et les limites du produit L1C-Tb à basse résolution (36 km) de satellite SMAP dans la cartographie G/D au parc national Turjusuk entre juin 2015 et janvier 2017. La classification grossière SMAP G/D est comparée à la classification G/D à haute résolution issue des données PALSAR.

Après avoir présenté les trois articles, une discussion générale des résultats obtenus dans la présente étude doctorale est développée au **Chapitre 5**. La discussion s'intéresse non seulement au pixel SMAP couvrant le parc national Turjusuk, site de validation des trois articles, mais aussi aux autres pixels de validation au Québec (stations de réseau SILA et d'Environnement Canada). Les contributions scientifiques de l'étude y sont aussi discutées. Finalement, les conclusions et les recommandations de cette recherche doctorale sont présentées au **Chapitre 6**.

2. NOUVELLES APPROCHES POUR RÉDUIRE L'EFFET DES SURFACES D'EAU SUR LA TEMPÉRATURE DE BRILLANCE DES IMAGES SMAP

Le présent chapitre présente le premier article de la thèse. En premier lieu, l'article est introduit. En second lieu, l'article rédigé en anglais est inséré.

A. PRÉSENTATION DE L'ARTICLE

Titre

"New Approaches for Removing the Effect of Water Damping on SMAP Freeze/Thaw Mapping" / "Nouvelles approches de réduction des effets des surfaces d'eau pour la production de cartes Gel/Dégel."

Auteurs

Cheima Touati ¹, Tahiana Ratsimbazfy^{1, 2}, Ralf Ludwig ^{3, 2} & Monique Bernier^{1, 2}

¹Institut National de la Recherche Scientifique (INRS),

²Centre d'études nordiques (CEN),

³Université Ludwig Maximilians de Munich (LMU).

Titre de la revue

Cet article a été soumis le 9 septembre 2018, accepté le 26 juin 2019 et publié initialement le 08 août 2019 par le Journal canadien de télédétection (JCT), une publication de l'Institut aéronautique et spatial du Canada (CASI) et de la Société canadienne de télédétection publiée par Taylor et Francis sous le DOI : doi.org/10.1080/07038992.2019.1638236. L'article est disponible en accès libre en format électronique (PDF) dans le cadre du numéro spécial "Earth Observation Science and Excellence for Arctic and Northern Monitoring and Applications " Volume 45, 2019 - Issue 3-4. Pages 405-422 via le portail de Taylor & Francis online: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/07038992.2019.1638236>.

Contribution des co-auteurs

Le plan de l'article 1, ses objectifs de recherche et l'approche méthodologique ont été définis durant des réunions entre la candidate, Monique Bernier, directrice de recherche et Tahiana Ratsimbazfy (M.Sc.), professionnel de recherche. La candidate a téléchargé les données SMAP-L1C brutes disponibles entre 2015 et 2019 et a préparé le code nécessaire pour convertir les données SMAP-L1C du format HDF-5 en format GeoTIFF. La candidate a prétraité le masque d'eau de 30 m de résolution ainsi que le produit

MODIS-IGBP de 500 m de résolution durant la période d'étude. Le code python de l'algorithme de classification G/D proposé par la candidate pour les données SMAP a été programmé par Tahiana Ratsimbazfy. Les données de température et d'humidité des sols utilisées pour valider l'algorithme G/D appliqué sur les données SMAP ont été préparées par la candidate : installation (avec l'aide de Poulin Jimmy, professionnel de recherche au sein de l'équipe TENOR), récupération, traitements et classification G/D lors des deux passages du radiomètre (6 :00 AM et 6 :00 PM) à partir de la température mesurée à ~5 cm de la surface du sol. L'article a été rédigé par la candidate. Tahiana a révisé la première version avant qu'elle soit révisée par Monique Bernier, et Ralf Ludwig, le codirecteur, lors de l'une de ses visites au laboratoire TENOR. Après la soumission de la première version de l'article au Journal canadien de télédétection, la candidate a rédigé un rapport pour répondre aux commentaires et recommandations des réviseurs et corrigé l'article. Ce rapport ainsi que l'article a été révisé par Monique Bernier. Une version finale a été par la suite déposée par la candidate.

Résumé

La mission SMAP offre de nouvelles possibilités d'améliorer la cartographie de Gel/Dégel en raison de sa capacité à détecter les conditions de sol sous une couverture terrestre modérée. Le paysage du Nord du Québec comprend plusieurs lacs. La température de brillance (T_b) mesurée dans chaque pixel est dominée par la plus basse émissivité des surfaces d'eau que celles des autres occupations du sol. Ainsi, il est nécessaire d'éliminer cet effet des surfaces d'eau avant d'estimer le gel du sol. L'objectif principal de cette étude est de proposer de nouvelles approches pour corriger la température de brillance des produits SMAP L1C de l'effet atténuant des masses d'eau dans chacun des pixels de 36 km par 36 km. L'algorithme normalise les valeurs de T_b avec l'ordonnée à l'origine de sa régression linéaire par rapport à la Fraction de l'eau dans chaque pixel dans une scène. L1C T_b journalières entre janvier et décembre 2016 seront utilisées pour appliquer la correction. Pour valider les valeurs corrigées, nous avons utilisé des données de température et d'humidité du sol de sondes installées près d'Umiujaq. La correction proposée de T_b résout les divergences observées avec la correction SMAP lorsque la proportion d'eau au sein d'un pixel dépasse 20%. Ensuite, l'algorithme a été testé avec le Rapport de Polarisation Normalisé pour cartographier l'État du sol. Un accord jusqu'à 90% (orbite ascendante) et 79% (orbite descendante) ont été conclus pour les approches proposées par rapport à 64% et 50% pour l'approche de référence, et ce pour le pixel SMAP de validation

Approche méthodologique générale.

La **Figure 2.1** résume la méthodologie proposée dans l'article 1. Pour commencer, les valeurs de Tb ont été corrigées par scène SMAP, prise en mode ascendant ou descendant, par les approches A, B et C décrites dans l'article. La fraction d'eau libre disponible dans chaque pixel SMAP a été estimée à partir du masque d'eau développé par Pekel *et al.* (2016) à partir des données Landsat à haute résolution (30 m) (**Annexe 1, section 1.2.3**). Un paramètre de *Standard Deviation* (std) a été calculé par droite de régression, Tb en fonction de la fraction d'eau libre, avant et après la correction de Tb par les différentes approches. Les Tb corrigées par les approches A, B et C ont été utilisées pour appliquer l'algorithme de classification G/D proposé. Les états gelé et dégelé des sols identifiés par la classification G/D des données SMAP ont été validés par les données *in situ* de température et d'humidité des sols mesurées au parc Turjusuk. Les précisions globales de la classification G/D estimées par station et par mode d'acquisition à partir des Tb corrigées de l'effet d'eau libre par les approches A, B et C ont été comparées pour identifier l'approche de correction de Tb la plus efficace et la plus adaptée à l'environnement particulier des pixels SMAP couvrant le parc national Turjusuk (type de végétation, topographie, granulométrie et texture des sols et fraction d'eau libre).

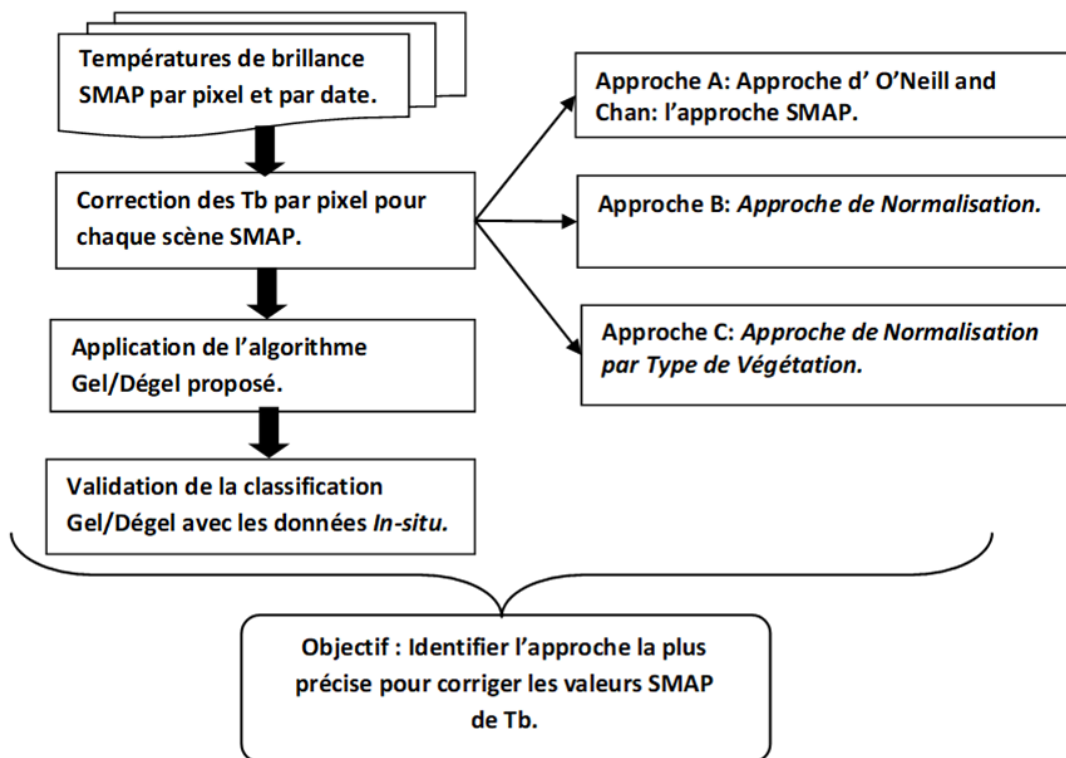


Figure 2.1. Organigramme de la méthodologie suivie dans l'article 1.

B. ARTICLE 1: NEW APPROACHES FOR REMOVING THE EFFECT OF WATER DAMPING ON SMAP FREEZE/THAW MAPPING

Abstract

The Northern Quebec landscape is typically covered by numerous lakes. The brightness temperature (Tb) data measured over the region is dominated by the lower emissivity of water bodies. Thus, it is necessary to eliminate the effect of water bodies from Tb measurements. The primary objective of this study is to develop two approaches to correct the Soil Moisture Active Passive brightness temperature (SMAP L1C), collected between January and December of 2016, for the damping effect of water bodies within each 36 km by 36 km pixel. The first algorithm normalizes Tb with the intercept of its linear regression versus the water fraction of each pixel. A second algorithm used Tb regression with water fraction by vegetation classes for each scene. To validate Tb correction, surface soil temperature and moisture measured near Umiujaq are used. The proposed Tb corrections resolve the divergence observed with SMAP correction from a water fraction higher than 20%. Corrected brightness temperature are then tested to map the soil F/T state using the Normalized Polarization Ratio. Agreements of up to 90% (ascending orbit) and 79% (descending orbit) were reached for the proposed approach versus 64% and 50% for the existing approach.

Keywords: SMAP mission; freeze/thaw; passive microwaves; brightness temperature.

2.1. Introduction

The seasonal terrestrial freeze/thaw (F/T) cycle is an essential phenomenon in Earth's climate system. It has a significant influence on ecosystem processes such as vegetation photosynthesis, soil respiration, evapotranspiration, soil water infiltration, surface runoff, frost heave, and annual ecosystem productivity (England, 1990; Hayashi, 2013; Lagacé *et al.*, 2002; McDonald & Kimball, 2005; McDonald *et al.*, 2004; Nemani *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2004; Way *et al.*, 1997). *In situ* measurements of soil temperature are the most accurate and direct method to determine the F/T state of the soil. However, these measurements are confined to the location of the installed devices and limited in spatial coverage.

Microwave remote sensing observations are known to be well suited for monitoring the F/T cycle over the Boreal and Arctic regions of North America (Kim *et al.*, 2011; McDonald *et al.*, 2004; Roy *et al.*, 2015). Previous F/T cycle studies with low-spatial-resolution passive microwave sensors, such as the Spatial Sensor Microwave/Imager (SSM/I) (Kim *et al.*, 2011) and the Advanced Microwave Scanning Radiometer

for EOS (AMSR-E) (Jones *et al.*, 2007; Kalantari *et al.*, 2009), have shown encouraging results. Jones *et al.* (2007) proposed an algorithm for retrieving soil temperatures from AMSR-E data for boreal forest, tundra, and grassland biomes of Alaska and Canada. More recently, the F/T retrieval algorithm initially developed by Kim *et al.* (2011) for SSM/I data was adapted by Kalantari *et al.* (2014) and applied to data from the ESA's Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) mission for F/T mapping in Nunavik (Northern Quebec, Canada).

The Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission was designed to make simultaneous measurements of surface emissions (via radiometer) and backscatter (via synthetic aperture radar) at L-band frequencies (1.20–1.41 GHz) in order to derive soil moisture products. This frequency range has the ability to sense soil conditions through moderate land cover, as microwave emissions within that range are less affected by vegetation-scattering mechanisms and are directly related to soil conditions within the first few centimetres of the surface (Ulaby *et al.*, 1982).

In preparation for the SMAP launch, studies were undertaken to investigate further the use of brightness temperature (Tb) from L-band passive microwave measurements to infer frost depth and landscape freezing and thawing. Rautiainen *et al.* (2012) analyzed L-band Tb from local tower-based radiometers (ELBARA II) and airborne and space-borne radiometers (SMOS) to estimate frost depth and compare the results to those from a semi-empirical L-band Tb emission model. They confirmed the potential of passive L-band instruments for monitoring and detecting frost evolution at the beginning of the freezing process. Frost-factor algorithms were developed in Rautiainen *et al.* (2014) to monitor soil F/T and estimate frost depth using L-band Tb time-series data and then applied at large scale using SMOS data (Rautiainen *et al.*, 2016).

Using *in situ* measurements (temperature and soil moisture) and hemispheric F/T datasets (AMSR2, Aquarius, and land surface model), Derksen *et al.* (2017) studied the sensitivity of actual SMAP radiometer (36 km) and radar (3 km) data to surface binary F/T states. Validation showed agreement exceeding 80%. Lyu *et al.* (2018) also observed high performance when comparing landscape F/T state estimated using SMAP products to soil temperature modelling and *in situ* data (soil and air temperatures). These results suggest that SMAP F/T estimates can add value compared to model F/T estimates.

The landscape of Nunavik is characterized by hills, large lakes and rivers, many wetlands, and discontinuous permafrost, where rapid thawing leads to the presence of many ponds (Allard & Seguin, 1987; Beck *et al.*, 2015a). This presents difficulties for remote sensing, as the spatial resolution of the radiometer used on SMAP to sense the Tb of the various land surfaces and lakes is relatively coarse (36 km). Derksen *et al.* (2009) found that the water signal dominates measured Tb when liquid water

covers more than 40 percent of the surface area of a pixel, and recommended that such pixels have to be removed.

In the present study, we developed two approaches to correct SMAP L1C Tb products for the damping effect of water bodies in a given pixel. The **section 2.2** of this paper presents the study area. The remote sensing data and the approaches are presented in **sections 2.3** and **2.4**, respectively. The methodology is presented in **section 2.4**. The results and discussion are in **section 2.5**, followed by the conclusion.

2.2. Study area

The validation site is located on the eastern shore of Hudson Bay in the Nunavik region of Quebec, Canada (**Figure 2.2**). It is situated within a zone of discontinuous permafrost located at the tree line and characterized by a complex landscape including lakes, wetlands, streams, and marine, coastal, and riparian environments. In 2010, data loggers were installed near the village of Umiujaq (56.55° N, 76.55° W) and in the Sheldrake Catchment to monitor soil water content, soil surface temperature, and air temperature over a period of years (Canadian Science Team, 2013). Soil texture was analyzed and land cover identified at each probe location. The locations of these sites are shown in **Figure 2.2** (red dots).

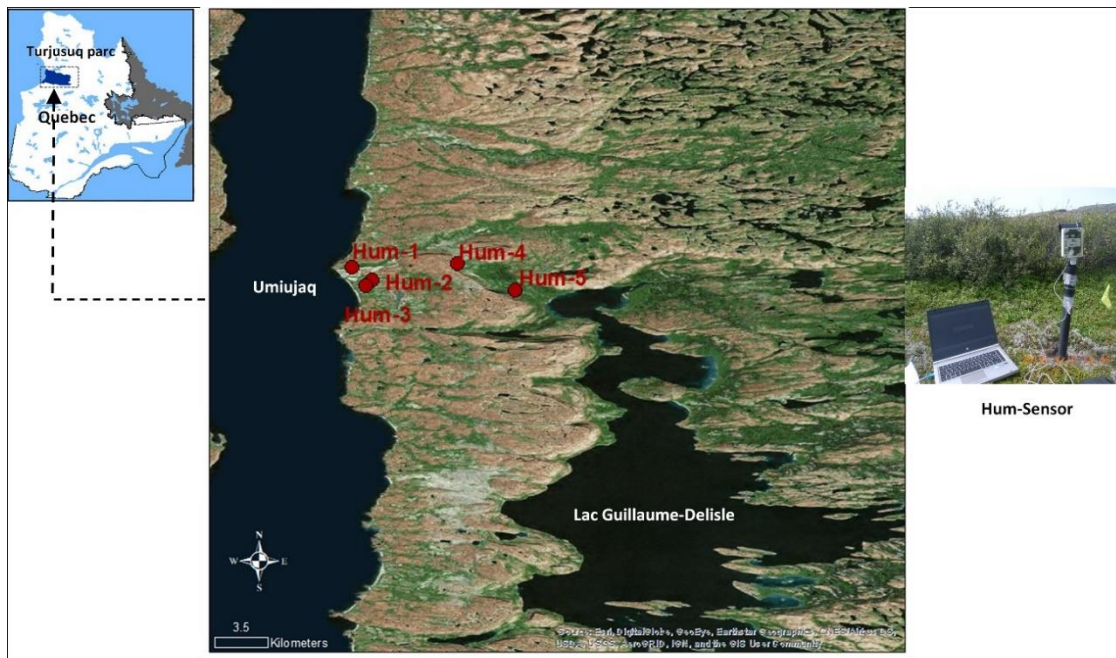


Figure 2.2. Probes installed near the village of Umiujaq (56.55° N, 76.55° W) and in the Sheldrake Catchment, east coast of Hudson Bay, Canada.

2.3. Data description

2.3.1. Field data

Table 2.1 shows the main characteristics (coordinates, vegetation type, surface deposits and depth of the probe location) of the Soil Temperature and Soil Water Content measurement stations between August 2015 and August 2017 in the Umiujaq region.

Table 2.1. Attributes of sensors (Hum-1 to Hum-5) available from August 2015 to August 2017.

Sensors	Lat	Long	Vegetation
Hum-1	56.56	-76.54	shrub and lichen mixed
Hum-2	56.56	-76.48	shrub dominant
Hum-3	56.55	-76.53	shrub and lichen mixed
Hum-4	56.55	-76.54	moss and herb mixed
Hum-5	56.56	-76.48	shrub dominant

2.3.2. SMAP Data

Tb data in the Level 1C (L1C) format from the SMAP L-band (1.41 GHz) radiometer is used to map the freeze/thaw state of the soil. The data were downloaded from the National Snow and Ice Data Center DAAC website. Tb values are available in horizontal (Tbh) and vertical (Tbv) polarizations and in fore- or aft-looking mode according to the antenna orientation along its track. The L1C products are the calibrated and geolocated version of the Tb in L1B format. They are available for the entire Earth surface on an Earth-fixed grid with a spatial resolution of 36 km. This grid is based on the Equal-Area Scalable Earth Grid 2.0 (EASEv2) projection developed by the NSIDC (Brodzik *et al.*, 2012). Two scenes are recorded daily, corresponding to the satellite passes at 6:00 AM (descending orbit) and 6:00 PM (ascending orbit) local time. L1C Tb data from 2015 and 2016 were downloaded for the present study. The scenes acquired in 2016 (total of 730) were used to apply the new Tb correction and then tested to extract the F/T state of the soil. The scenes from December 2015 were used with those from January and February 2016 to calculate the seasonal references for the winter, and those from July and August 2015 and 2016 to calculate the seasonal references for summer.

The proposed approaches to correct brightness temperature from water effects in the present study are compared to SMAP brightness temperature correction developed to generate soil moisture product version: SMAP L2 Radiometer Half-Orbit 36 km EASE-Grid Soil Moisture (SPL2SMP).

2.3.3. Landsat mask

The Tb values in L1C are not corrected for fractional water areas within the radiometer footprint (instantaneous field of view). To correct for the damping effect of water bodies on brightness temperature, water surfaces were masked using Landsat high-resolution (30 m) imagery. The Landsat data were downsampled to 36 km on the EASE-Grid projection to match the Tb pixels.

2.3.4. MODIS land cover

Land cover data collected by the MODIS sensor (250 m spatial resolution) were extracted from the 2005 Land Cover of Canada (25-class version) (Latifovic *et al.*, 2012; Pouliot *et al.*, 2012), which utilizes the following classes: [1] Temperate or subpolar needle-leaved, coniferous forest, high density; [2] Temperate or subpolar needle-leaved, coniferous forest, medium density; [3] Temperate or subpolar needle-leaved coniferous forest, low density; [4] Cold deciduous broad-leaved forest, high density; [5] Cold deciduous broad-leaved forest, medium density; [6] Cold deciduous broad-leaved forest, low to medium density, young regenerating; [7] Mixed needle-leaved cold deciduous broad-leaved forest, high density; [8] Mixed needle-leaved cold deciduous forest, medium density; [9] Mixed needle-leaved cold deciduous forest, low to medium density, young regeneration; [10] Shrubland; [11] Grassland; [12] Herb–shrub, low vegetation cover; [13] Taiga–sparse conifer; [14] Shrub–herb–lichen; [15] Herb–shrub–lichen; [16] Lichen–shrub–herb; [17] Wetland shrub–herb; [18] Wetland treed; [19] Cultivated and managed areas, high biomass; [20] Cultivated and managed areas, medium biomass; [21] Cultivated and managed areas, low biomass; [22] Barrenland; [23] Urban and built-up; [24] Water bodies, natural and artificial; [25] Snow and ice.

In the present study, these 25 classes were aggregated into four classes with the same spatial resolution as SMAP Tb. Classes 1 to 9 were grouped and renamed “Forest”; classes 10 to 16 and 19 to 22 were reclassified as “Tundra”; classes 17 and 18 were combined into a new class called “Wetland”; and the remaining classes were reclassified as “Mixed vegetation cover”. The four classes are depicted in the aggregated land cover map in **Figure 2.3**. The “Forest” pixels are located in the southern part of Quebec and Labrador, and the “Tundra” pixels are located in the northern area. The “Mixed vegetation” pixels are heterogeneous areas constituted of wetland and open forest and are located mainly in the James Bay Lowland (central part of Quebec).

The MODIS land cover classes were used to analyze the differences in brightness temperature among different land covers and to study the impact of vegetation on water-effect correction of Tb. We considered this approach likely to improve estimates of the F/T transition state of the landscape during intermediate seasons (October–November; April–May) since freezing and thawing periods could be different in areas with different land cover characteristics.

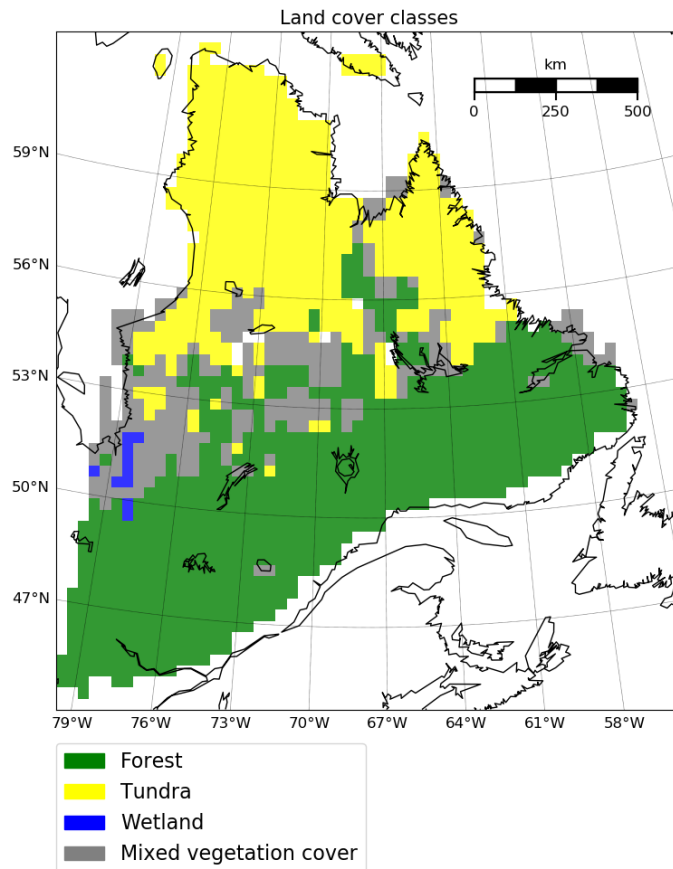


Figure 2.3. MODIS aggregated land cover classes over Quebec-Labrador.

2.3.5. Air temperature

Daily averages of surface air temperature (at 2 m) for the year 2016 were downloaded from the National Centers for Environmental Prediction / North American Regional Reanalysis (NCEP/NARR) database (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/NARR/Dailies/monolevel/>). These data were then interpolated into the grid of the SMAP Tb raster images. The interpolated air temperatures were used to filter the SMAP Tb data in the seasonal reference calculation (**section 2.4**) to detect the F/T condition of the soil (Rautiainen *et al.*, 2016).

2.4. Data processing

2.4.1. Tb correction for water effect

Figure 2.4 shows the data processing workflow for the L1C_Tb water-effect correction. The water fraction was calculated within each 36 km by 36 km pixel using the Landsat water mask (30 m x 30 m). Three correction methods (A, B, C) were tested. In each case, the corrected Tb was then used as an input for mapping the F/T state of the soil. **Figure 2.5** shows the steps followed to produce the F/T maps.

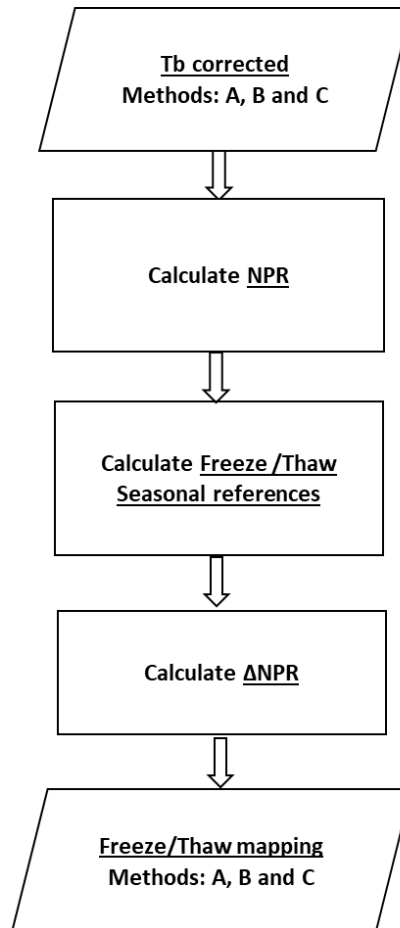


Figure 2.4. Processing workflow for Tb correction for the water effect.

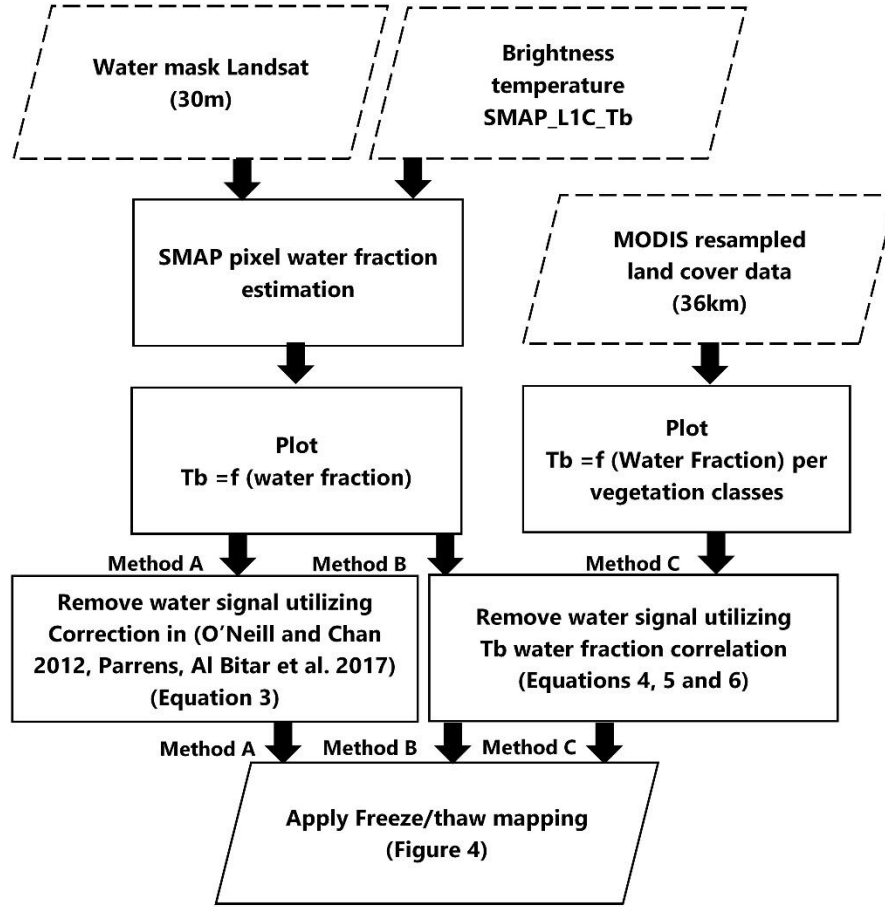


Figure 2.5. Processing workflow for freeze/thaw mapping.

Method A: O'Neill and Chan approach: SMAP approach

The Tb measured in each pixel is a surface-weighted sum of Tb water and Tb land (O'Neill & Chan, 2012; Parrens *et al.*, 2017). **Equation 2.1** is used to correct the brightness temperature by removing the damping effect of water bodies from the pixels.

$$Tb^{grid} = \alpha Tb^{water} + (1 - \alpha) Tb^{land} \quad (Eq 2.1)$$

Where:

Tb^{grid} : Raw brightness temperature,

Tb^{water} : Brightness temperature from water bodies,

Tb^{land} : Brightness temperature from land,

α : Water fraction in each 36 km by 36 km pixel ($0\% < \alpha < 100\%$).

Tb^{water} is calculated using the Klein and Swift. (1977) theoretical model, with estimated physical temperature obtained from ancillary sources. In our study, there were no *in situ* physical property data available that could be used to characterize the temperature of the many lakes in the study area. For the correction B, the equation in O' Neill and Chan. (2012) is used. The value of the water brightness temperature (**Equation 2.1**) is extracted from the SMAP soil moisture product (SPL2SMP). Both corrected and uncorrected brightness temperature for horizontal and vertical polarization and water fraction are extracted. For each pixel based on corrected and uncorrected brightness temperature, water brightness temperature was deducted and used to correct SMAP L1C data.

The brightness temperature needed for the F/T map in our study is Tb^{land} . From **Equation 2.1**, we can extract Tb^{land} as shown in **Equation 2.2** below:

$$Tb^{land} = \frac{Tb^{grid} - \alpha Tb^{water}}{1 - \alpha} \quad (\text{Eq 2.2})$$

Equation 2.2 has its limitations because of the high proportion of water surface in the study area. Nevertheless, it was used to correct the Tb values, and the results were compared to those of the correction Method B.

Method B: Normalization approach

Brightness temperature is known to decrease linearly (**Equation 2.3**) as the water fraction at the surface or soil moisture increases (Kalantari *et al.*, 2014).

$$y_{Tb} = ax_{\alpha} + b \quad (\text{Eq 2.3})$$

Our original approach is presented in **Equations 2.4 and 2.5**. In this approach, the correction depends on the distance between each of the points (x_{α} , Tb) to the straight line defined in **Equation 2.5**.

$$\begin{cases} Tb_{corr} = b + orth_{dist} ; \text{ if } Tb > y_{Tb} \\ Tb_{corr} = b - orth_{dist} ; \text{ if } Tb < y_{Tb} \end{cases} \quad (\text{Eq 2.4})$$

The Cartesian distance between point A $((x_\alpha)_A, T_{bA})$ and the straight line of **Equation 2.3** is given by **Equation 2.5**. This measures the shortest distance separating the point from its regression line.

$$(orth_{dist})_A = \frac{|a(x_\alpha)_A - (y_{Tb})_A + b|}{\sqrt{1 + a^2}} \quad (\text{Eq 2.5})$$

Method C: Tb normalization per land cover type

The presence of vegetation attenuates the emissivity of soil and adds its own emissivity. The brightness temperature observed by SMAP is expressed as (Jackson & Schmugge, 1991):

$$Tb_p = T_s e_p \exp(-\tau_p \sec \theta) + T_c (1 - \omega_p) [1 - \exp(-\tau_p \sec \theta)] [1 + r_p \exp(-\tau_p \sec \theta)] \quad (\text{Eq 2.6})$$

Where:

p : Polarization (V or H),

T_s : Soil effective temperature,

T_c : Canopy (Vegetation) temperature,

τ_p : Nadir vegetation opacity,

ω_p : Vegetation single scattering albedo,

r_p : Rough soil reflectivity (reflectivity is related to emissivity).

Since Tb values depend on vegetation characteristics (**Equation 2.6**), land cover type is added to the proposed normalization correction. For each scene, all pixels were grouped into four classes (**Figure 2.3**): Forest, Tundra, Wetland, and Mixed Vegetation. The normalization correction (**Equation 2.4**) was then applied to all pixels in a given vegetation class, resulting in four regression lines. The intercept of these four regression lines was used to normalize the brightness temperature for each of the four classes.

2.4.2. F/T mapping using the Normalized Polarization Ratio

The Normalized Polarization Ratio (NPR) presented in **Equation 2.7** has been used successfully for mapping soil F/T states using T_b from passive microwaves (Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015). It was used in the present study to extract the F/T state of the soil from each T_b corrected with the approaches presented in **section 2.4.1**.

$$NPR = \frac{Tb_V - Tb_H}{Tb_V + Tb_H} \quad (\text{Eq 2.7})$$

The parameter ΔNPR is calculated in the same way as the Seasonal Threshold Approach (STA) according to Rautiainen *et al.* (2016) in their calculation of relative Frost Factors (FF_{rel}). This parameter is used to define the thresholds associated with the ascending and descending orbits for all the images.

$$\Delta NPR(x, t) = \frac{NPR(x, t) - NPR_{ThawRef}(x)}{NPR_{FreezeRef}(x) - NPR_{ThawRef}(x)} \quad (\text{Eq 2.8})$$

Instead of using one threshold value (0.5), as in SMAP L3 F/T products, a threshold is calculated from $\Delta NPR(x, t)$ for each pixel. This enables the dependence of F/T on climatic conditions, topography, vegetation, and soil characteristics to be taken into account. Each pixel having a $\Delta NPR(x, t)$ value under the threshold is classified as Thawed; otherwise, it is classified as Frozen.

The values of $Thaw_{Ref}(x)$ and $Freeze_{Ref}(x)$ are then calculated respectively for January–February and July–August, with the resulting NPR processed for each class. The values of NPR that correspond to air temperatures lower than -3 and higher than $+3$ are kept for the winter and summer seasons respectively. This approach enables F/T to be mapped with different thresholds for each land cover class.

We assume the probability density of ΔNPR follows the normal distribution. The threshold separating the frozen pixels from the others is calculated by finding the intersection of the distribution functions from the two sets of ΔNPR (winter and summer).

2.5. Results and discussion

2.5.1. Tb correction for water bodies effect

Figure 2.6 shows the variation of Tb values for each 10% increment of water fraction in images captured during autumn (November 15), freeze (February 1) and thaw references (August 27) periods of the year 2016. Brightness temperature value decreases in the summer (August 27), as soil moisture and dielectric constant increase (Ulaby *et al.*, 1986). In the winter, as the temperature of the water decreases, it begins to freeze and the ice surface gradually expands. The open water/ice transition depends mostly on SMAP pixel characteristics (land cover, relief, and soil texture). The variation is roughly linear when the water fraction is less than 50%. As shown in **Figure 2.6**, brightness temperature value lost its linear relation with water fraction when the latter exceeded 50% for February 1 scene and 60% for the August 27 and November 15 scenes. The correlation coefficients between Tb and the water fraction were -0.67, -0.79, and -0.87 for the scenes corresponding to February 1, August 27 and November 15 respectively, which supports our choice to apply decreased linear regression to the Tb and the water fractions. Thus we assume that all pixels with a water fraction greater than 50% will be excluded from brightness temperature water correction. In accordance with the correction process shown in **Equation 2.4**, brightness temperature received from SMAP footprint can be estimated as land (Tb^{land}) and water (Tb^{water}) brightness temperature sum. When the 36 km SMAP grid cell pixel is dominated with water (water fraction greater than 50%), measured brightness temperature indicates low standard deviation and estimated Tb land would not be useful for F/T mapping study. The proposed corrections are applied all year round due to the difficulty of estimating open water fraction versus ice cover fraction for rivers, lakes, wetlands, and transient flooding for each 36 km grid cell for a given day.

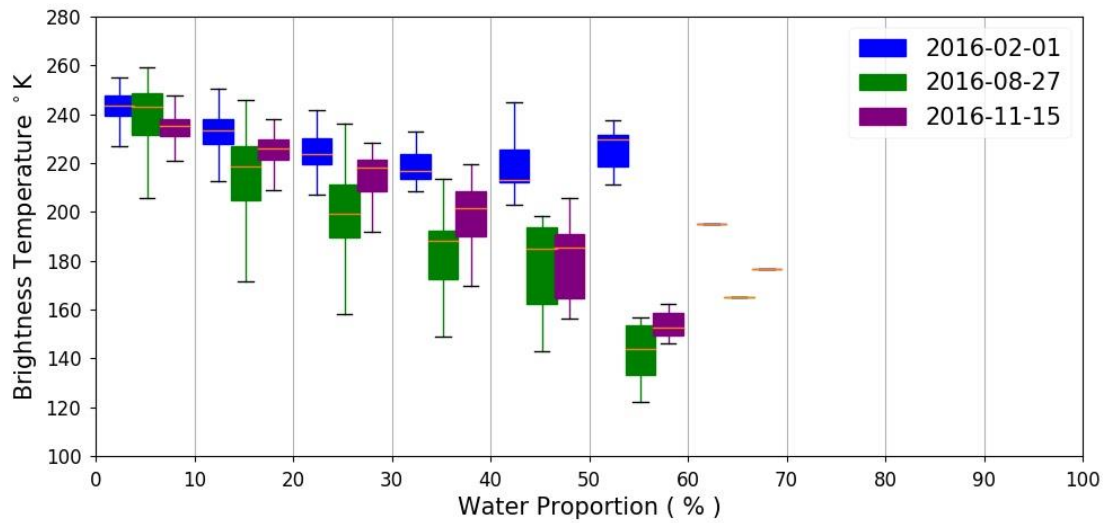


Figure 2.6. Brightness temperature variation with water fraction. Ascending orbit for February 1, August 27, and November 15, 2016.

Comparison of Method A and B results

Figures 2.7 a and 2.7 b present the results of the brightness temperature corrections for August 27, 2016, using the approach described in O'Neill *et al.* (2012) (Method A) and the normalization approach (Method B), respectively for pixels with a water fraction less than 50%. The standard deviation of the orthogonal distance (std_diff) of each Tb value from its associated regression line was calculated for each scene. These data were then used to characterize the dispersion of the corrected Tb around the regression line before and after correction.

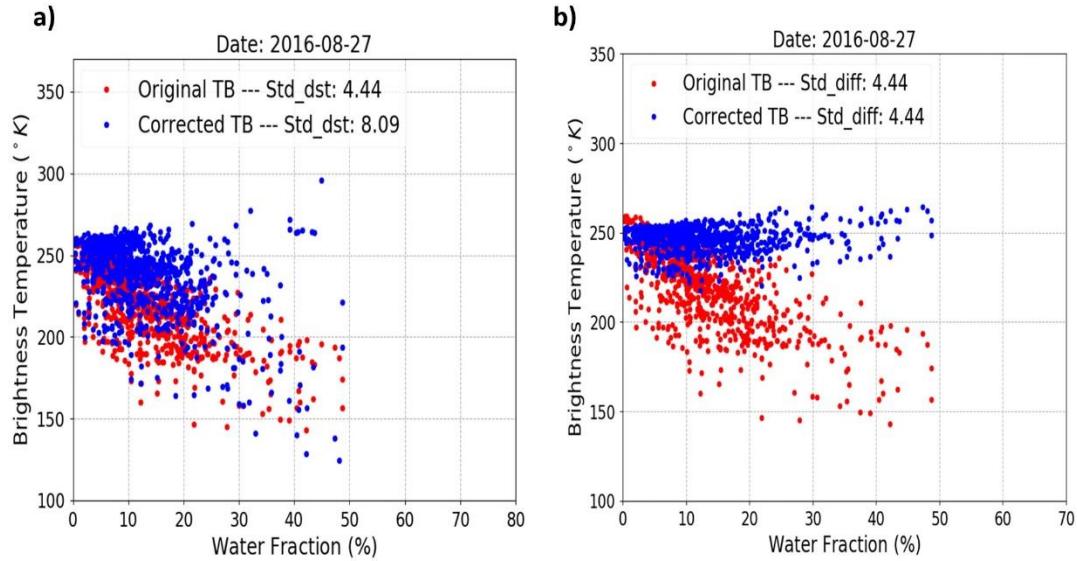


Figure 2.7. Brightness temperature (T_b) correction for 27 August 2016 scene. (a) Method A. (b) Method B.

The original T_b values (red dots) varied between 143 °K and 259 °K with a std_diff of 4.44. After applying Method A, their values ranged from 172 °K to 317 °K with a std_diff value of 8.09. However, when Method B was applied, the new T_b ranged from 218 °K to 264 °K with a std_diff of 4.4. The corrected T_b using Method A showed greater dispersion when compared to the non-corrected values for water fractions of 20% and greater. The visible dispersion of the T_b values corrected with Method A is confirmed by the high value of the associated std_diff (8.09 for the corrected T_b versus 4.4 for the original T_b). Method B preserved the same dispersion parameter (std_diff = 4.4) before and after the correction process. In fact, all pixels were corrected equally (with one regression line). This explains the conservation of the observed std_diff through the correction process in Method B.

T_b normalization per land cover type (Method C)

Correcting brightness temperature from water surfaces effect depends on pixel land cover type. As illustrated by a previous study (O'Neill *et al.*, 2012), correcting brightness temperature for bare soil pixels is easier than pixels with a dense vegetation. **Figure 2.8** shows the original SMAP brightness temperature data for August 27, 2016 (top left) covering Quebec and the T_b values after normalization correction per land cover type (top right). The original T_b values for each of the four land cover classes (Forest, Tundra, Wetland, and Mixed Vegetation Cover) are shown individually in **Figure 2.8 c**. After applying Method C, the T_b values (T_{bc}) ranged from 207 °K to 266 °K compared to 143 °K and 259 °K for original data. Instead of being unchanged as in Method B, the standard deviation of the orthogonal distances of the corrected

Tb values was slightly higher (std_diff = 5.86 versus std_diff = 4.4). This was due to the number of regression lines used to produce Tb_C . Each intercept of pixels belonging to a given vegetation class was used to normalize the original Tb values from those pixels. The Tb_C values of the “Forest” class had the highest mean and those of the “Tundra” class had the lowest. Unlike soil covered with Forest, which acts as a temperature shield retaining heat in the soil underneath, soil covered with Tundra can easily lose its thermal energy. The differences between the corrected brightness temperature values of the soil within the four land cover classes explain the small increase seen in std_diff in the final Tb_C .

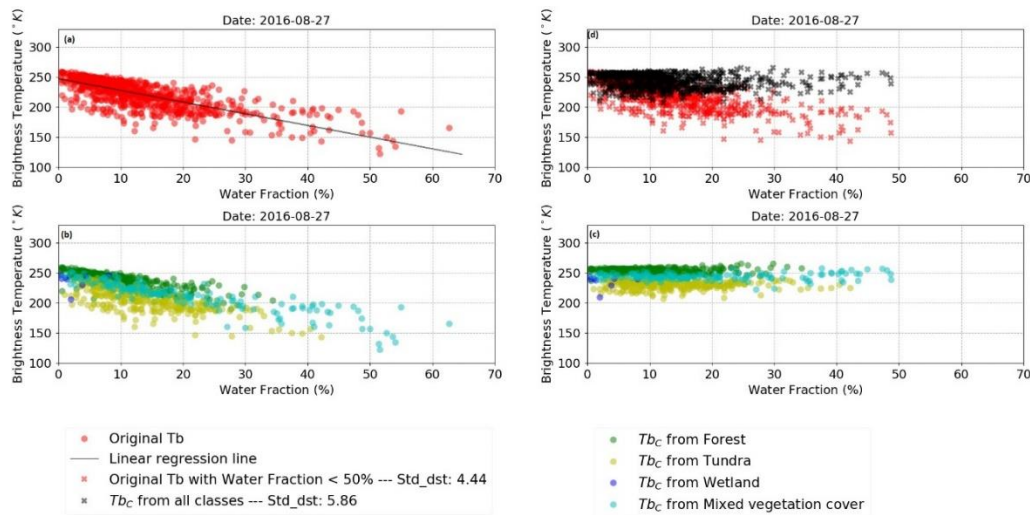


Figure 2.8. Brightness temperature correction per land cover type (Forest; Tundra; Wetland and Mixed vegetation) for August 27 2016, ascending orbit scene: (a) original Tb data, (b) original Tb by land cover type, (c) Tb correction per land cover type and (d) final corrected Tb.

Comparison of Tb , Tb_A , Tb_B , and Tb_C maps

Figure 2.9 shows brightness temperature maps for Tb , Tb_A , Tb_B , and Tb_C . The original data showed low Tb values in the region north of 55 degrees (**Figure 2.9 a**). This region is characterized by a dense hydrological network (wetlands, lakes, rivers, and transient flooding). In addition to experiencing the damping effect of water surface on Tb values, this region belongs to the “Tundra” land cover class, which is characterized by treeless and rocky land, where the heat energy in the soil can be transferred more easily to the atmosphere compared to soil under forests. The damping effect of water surface is more pronounced in the pixels located along the water/land boundaries in the north-west of the region (Kuujuarapik, Umiujaq, Inukjuak, Puvirnituq, Akulivik, Salluit, Quaqtuaq and Kangipsualujjuag). These pixels contain relatively high water fraction values compared to most inland pixels. The water fraction value reaches 40.5% for the Umiujaq pixel. This explains the necessity of masking ocean from land cover using high-resolution Landsat data. For brightness temperature map produced by the (O'Neill *et al.*, 2012) approach (**Figure 2.9 b**), extremely high

values of T_b (represented by red pixels) can be seen in regions with a high water fraction. These values were caused by the greater dispersion of T_{bA} noted earlier (**Figure 2.7 a**). This problem is not observed in the results from proposed approaches B and C (**Figure 2.9 c** and **Figure 2.9 d**), where T_b gradually decreases from south to north. The problem of low T_b values observed along the north-west coastline boundaries is also solved.

Table 2.2 provides the T_b , T_{bA} , T_{bB} , and T_{bC} statistics for SMAP brightness temperature acquired in ascending orbit on 27 August, 2016 and corresponding to all the pixels with water fraction values less than 50%. It shows minimum, maximum, and mean brightness temperature values and the standard deviation of the distance of each T_b from its linear regression line.

Table 2.2. Statistics of T_b , T_{bA} , T_{bB} , and T_{bC} values (°K) for all pixels with fraction values less than 50% for the ascending orbit on 2016-08-07.

Brightness Temperatures	Minimum	Maximum	Mean	Std_diff
T_b	143	259	223	4.4
T_{bA}	172	317	247	11.96
T_{bB}	218	264	247	4.4
T_{bC}	207	266	244	5.86

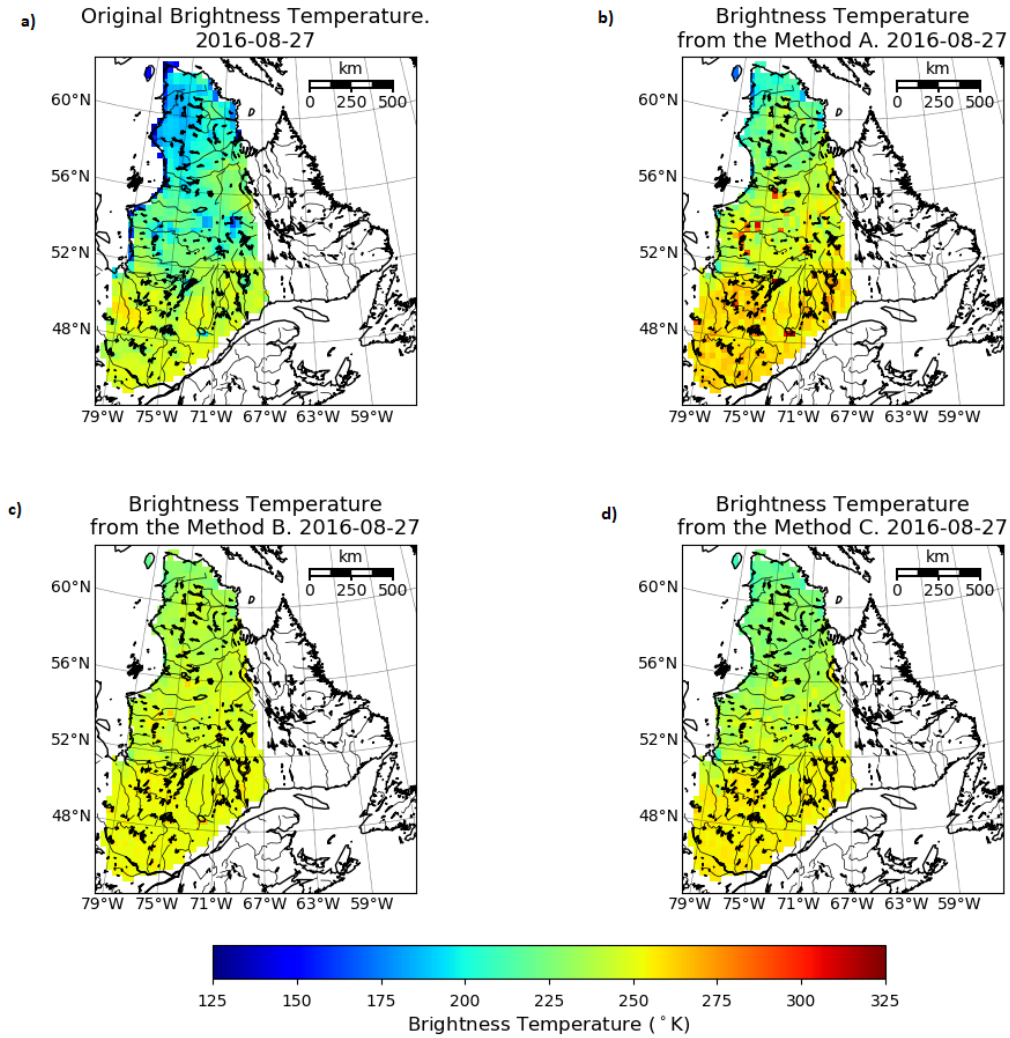


Figure 2.9. Brightness Temperature maps for August 27, 2016. (a) Original data, (b) Method A (O'Neill and Chan, 2012), (c) Method B, the proposed normalization approach, and (d) Method C (with land cover).

Annual T_b variations

Figure 2.10 a shows the annual variation of the SMAP original and corrected brightness temperature data from water surfaces effect with methods A (T_{bA}), B (T_{bB}) and C (T_{bC}). during the 2016 freeze/thaw cycle (January to December) for Umiujaq pixel. The T_b values produced by the two proposed correction approaches (T_{bB}, T_{bC}) are more stable (less sudden drops in T_b values) than those produced by correction A (T_{bA}) especially during fall and thaw-freeze transition seasons when lakes and ponds could be completely or partially thawed or frozen. The annual variation of T_{bA} is in line with the higher dispersion measured with correction A relative to B and C corrections (**Figure 2.7 a**). For Umiujaq pixel, 40.5% is covered by

water surface (rivers, lakes, palsa bogs and thermokarst lakes) which affects brightness temperature measured by the SMAP radiometer. The water surfaces are generally cover with ice from late in the fall season (November) until the spring. Habitually, like in 2016, the ice starts to melt in May and disappears completely at the beginning of June (**Figure 2.10 b**). As the ice begins to cover the water surface, the Tb value increases and the emitted signal comes more from ice surface (Lemmetyinen *et al.*, 2009). Conversely, the Tb value begins to decrease (May) when snow-melt conditions appear. A brightness temperature drop of 50 °K was measured for original and corrected brightness temperature data between January and June. As previous studies have shown, the radiometer emissivity is sensible to the ice/water and ice/air interfaces. The microwave signal emitted by a freezing lake is proportional to the ice layer thickness (Foster *et al.*, 1997; Hall *et al.*, 1981). Tb values hit their minimum on June 10 (**Figure 2.10 b**), which means all the lakes were free of ice. In summer, soil emissions recovered. However, the original Tb values stayed at their minimum level, while the values produced by the two proposed corrections increased to the same level as the original Tb during the winter. This observation suggests that Tb does not need to be corrected in the winter when there is full ice cover over all water bodies.

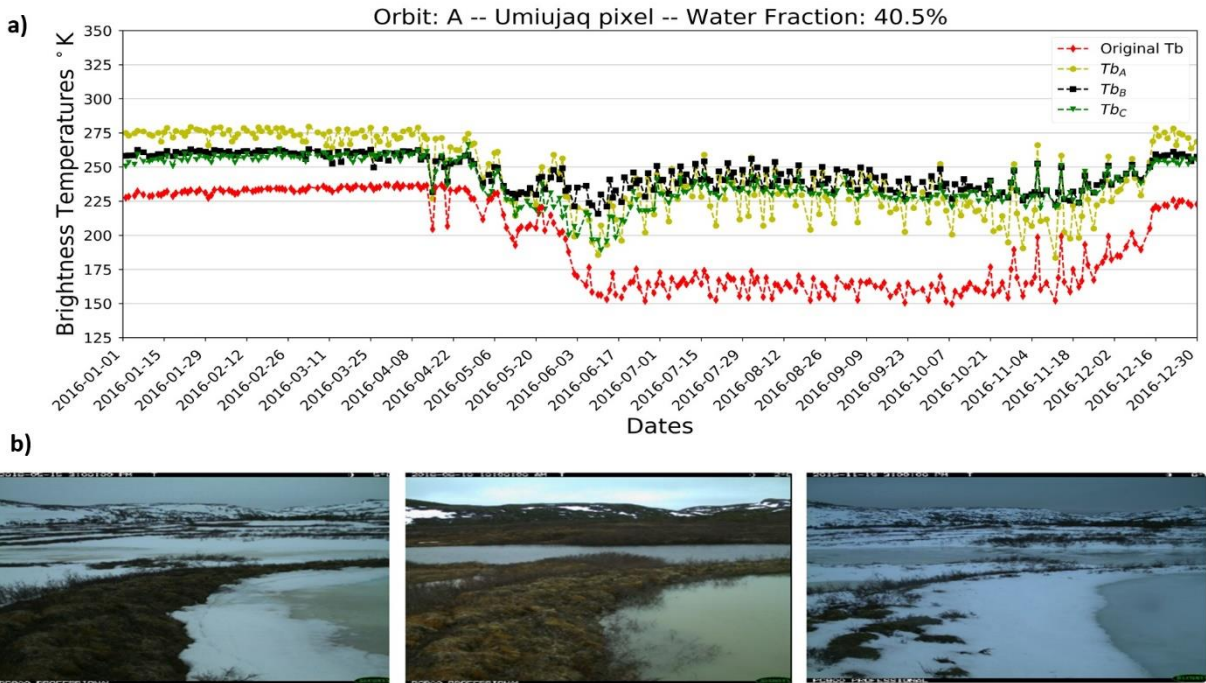


Figure 2.10. Figure 9: Variation of the original and corrected brightness temperatures (ascending orbit) by A, B and C approaches in the Umiujaq pixel and (b) Water surface photos (Lat: 56.6108, Long: -76.215) taken in May 15, June 06 and November 19, 2016, by in situ cameras from the ADAPT project. (Pienitz *et al.*, 2017).

The next section presents the F/T mapping process using original and corrected brightness temperature data (methods A, B, and C). The accuracy of the results is measured for Umiujaq pixel during the freezing onset period (October–December).

2.5.2. Freeze/Thaw (F/T) mapping

Normalized Polarization ratio

Normalized Polarization Ratios (NPR) were calculated from the original Tb (original NPR), TbA (NPRA), TbB (NPRB), and TbC (NPRC). **Figure 2.11** shows their variation through 2016 at three locations over Quebec with different water fraction values 40.5%, 15.5% and 3.8% respectively for Umiujaq (Lat: 56.542; Long: -76.447), Kangirsuk (Lat:60.025, Long:-69.999) and Saint Michel des Saints (Lat: 46.683, Long-73.917) pixels. As **Figure 2.11** shows, NPR is of limited usefulness for calculating the F/T threshold. The NPR increased in summer and then decreased at the end of the fall season. The same behaviour of NPR has been noticed in other studies using Tb from both the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission (Roy *et al.*, 2015) and the SMAP mission (Roy *et al.*, 2016a; Roy *et al.*, 2016c). The NPRA values are less stable than the other NPR values. This demonstrates the robustness of proposed methods B and C compared to method A (O'Neill & Chan, 2012; Parrens *et al.*, 2017). Where the water fraction was less than 10% (Saint Michel des Saints pixel, **Figure 2.11 c**), NPR difference between freeze and thaw seasons remains insignificant; all the NPR values (NPR, NPRA, NPRB, NPRC) remained close throughout the whole year. NPR difference produced by corrected brightness temperature with approaches A, B and C can be observed for Kangirsuk and Umiujaq pixels respectively with a water fraction of 15.5% and 40.5%. Therefore, brightness temperature correction for a SMAP pixel covered by less than 10% of water surface does not influence the F/T mapping accuracy. For pixels with a water fraction higher than 10%, choosing the right approach (A, B or C) will influence the F/T mapping results.

For each SMAP pixel, ΔNPR was calculated relative to $\text{NPR}_{\text{ThawRef}}$ and $\text{NPR}_{\text{FreezeRef}}$ (**Equation 2.7**). In each of the pixels considered above, ΔNPR was lower from the spring until the end of the fall season, when it began to return to winter levels. This behavior can be used to calculate the threshold for detecting the soil F/T within the pixel.

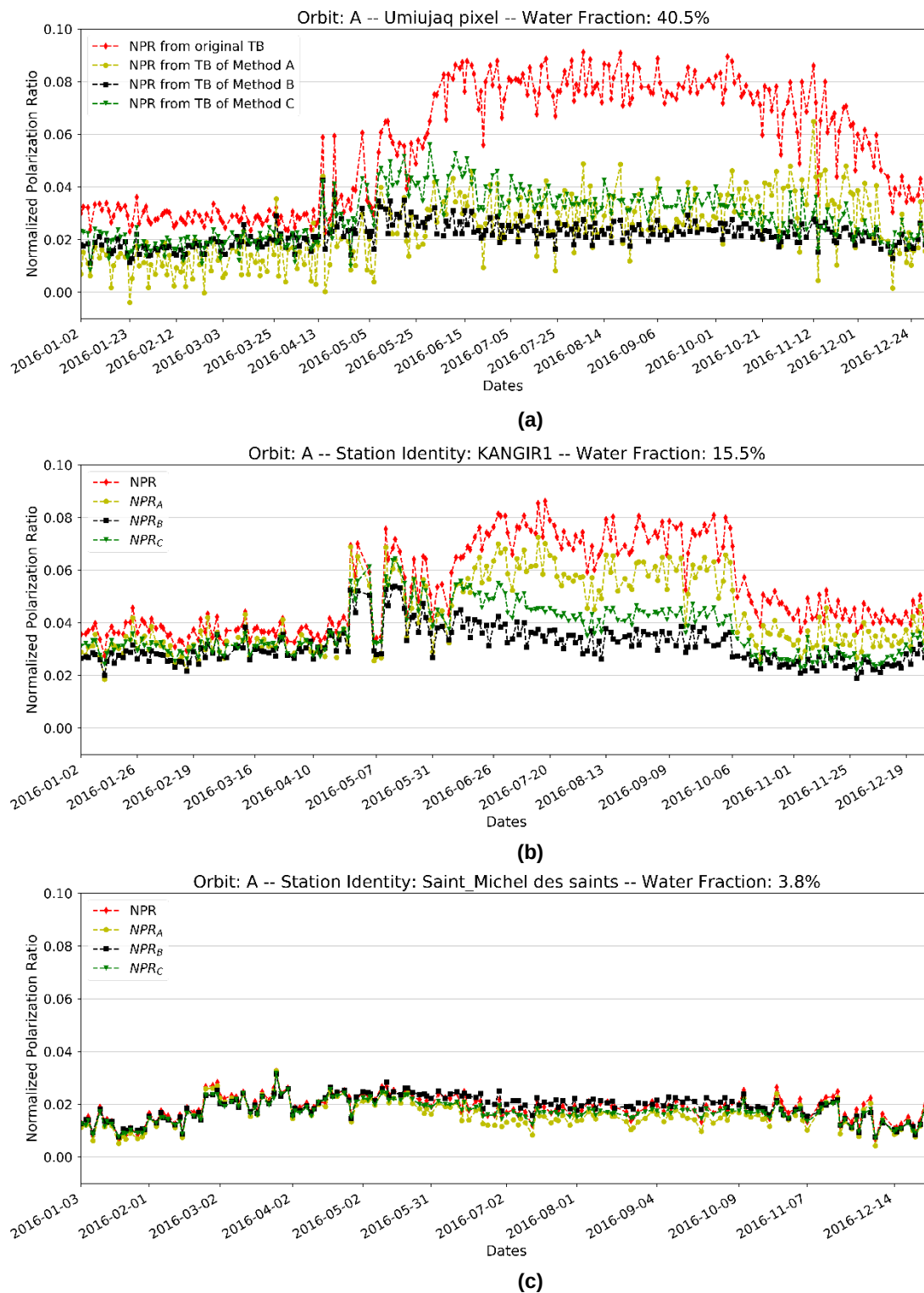


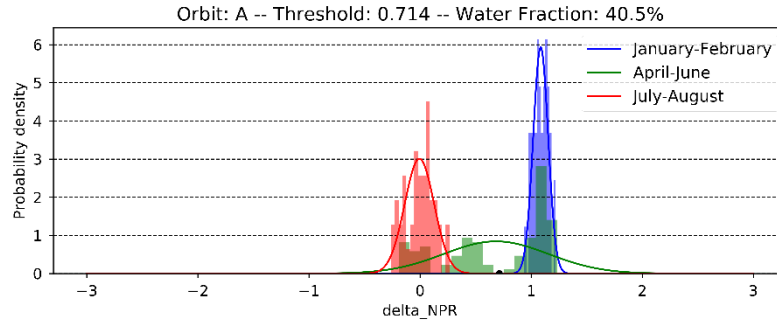
Figure 2.11. Normalized Polarization Ratio annual variation for different water fraction values (40.5, 15.5, and 3.8%). NPR at (a) Umiujaq pixel (Lat: 56.542; Long: -76.447), (b) Kangirsuk station (Lat: 60.025, Long:-69.999), (c) Saint Michel des Saints (Lat: 46.683, Long-73.917).

F/T Thresholds based on Δ NPR

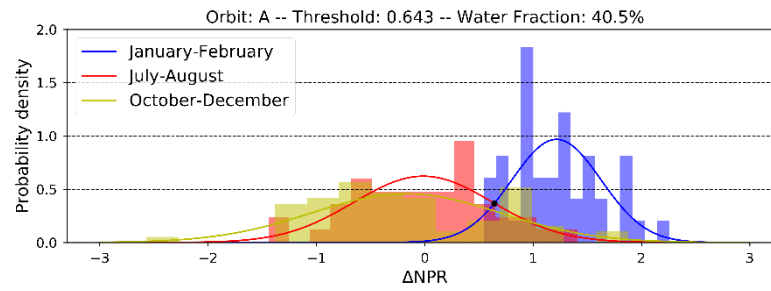
For each SMAP pixel, Δ NPR was calculated relative to $\text{NPR}_{\text{ThawRef}}$ and $\text{NPR}_{\text{FreezeRef}}$ (**Equation 2.8**). In each of the three pixels considered above, Δ NPR values were low from the spring until the end of the fall season, when they began to return to high winter levels. This behavior of the Δ NPR can be used to calculate the threshold for detecting the soil F/T status within the pixel.

Figure 2.12 shows the probability density of (a) original Δ NPR, (b) Δ NPRA, (c) Δ NPRB, and (d) Δ NPRC for the Umiujaq pixel. The periods shown are January–February (freeze reference), July–August (thaw reference), and the period investigated in the present study (October–December). Δ NPR was lower for summer, and it began to rise from autumn to winter seasons. Using the assumption that Δ NPR probability density is normally distributed, a threshold was calculated to classify pixels as either frozen or thawed (the intersection of winter and summer reference distributions). Thresholds of 0.71; 0.64; 0.57, and 0.5 were calculated using respectively original Δ NPR and Δ NPR calculated from TbB and TbC values.

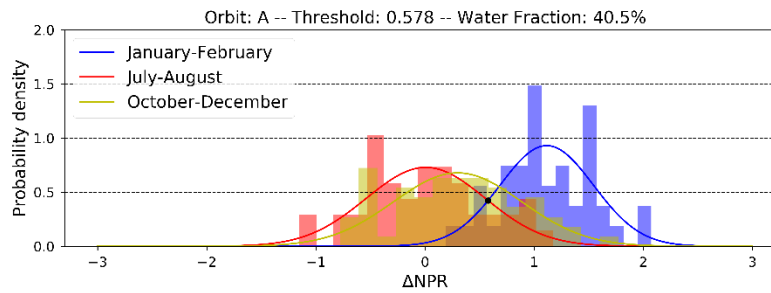
The **Figure 2.12** demonstrates the importance of considering land cover type in the correction process. The Δ NPR values from the two seasons (winter and summer) overlap with each other when using Methods A and B but are well separated when applying Method C (**Figure 2.12 d**). The values of the thresholds calculated in each case are different. These differences show the extent to which the F/T state detected within the pixel is sensitive to the correction method chosen.



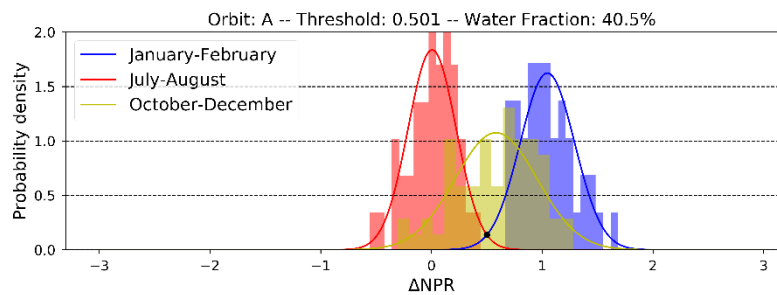
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 2.12. Threshold for freeze (blue) and thaw (red) reference periods computed from ΔNPR at Umiujaq pixel. (a) ΔNPR , (b) ΔNPR_A , (c) ΔNPR_B , and (d) ΔNPR_C . The green and yellow histograms are respectively the ΔNPR calculated during spring and autumn.

Validation of freeze/thaw maps

Freeze/Thaw cycle monitoring for Umiujaq pixel using SMAP-L1C brightness temperature was validated using the field data from the installed probes. The probes recorded the physical temperature of the soil at 5 cm depth hourly from August 23, 2015, to August 18, 2016, at five core sites. Probes sites are selected based on area representativeness (land cover, topography and soil texture). F/T classification produced from radiometer data collected during the two daily overpasses at 6:00 AM and 6:00 PM of the satellite was validated using probe data recorded at the same time. For validation, stations with a soil temperature less than -1 degree Celsius or greater than 1 degrees Celsius at 6:00 PM or 6:00 AM were classified respectively as frozen or thawed. Between -1 and 1 degrees Celsius, the soil has been considered in F/T or T/F transition states (Wang *et al.*, 2017). **Table 2.3** below summarizes the validation results of the estimated SMAP F/T states at the Umiujaq pixel against *in situ* F/T classification based on five soil temperature sensors installed in different locations (see **Table 2.1**) in the ~36 km SMAP pixel. The over level of agreement was calculated for ascending (A) and descending (D) overpasses using as input original brightness temperature (ΔNPR) and corrected values with approaches A (ΔNPR_A), B (ΔNPR_B) and C (ΔNPR_C).

Table 2.3. Validation results of SMAP F/T states classification at Umiujaq pixel with in situ soil temperature data (sensors: Hum-1 to Hum-5) compiled from October to December 2016: a) original ΔNPR and corrected ΔNPR with approaches A, B and C.

Sensors	Original ΔNPR		Corrected ΔNPR					
			Approach (A)		Approach (B)		Approach (C)	
Overpasses	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)
Hum-1	71%	65%	67%	72%	74%	68%	90%	79%
Hum-2	70%	67%	66%	74%	72%	73%	90%	85%
Hum-3	64%	60%	67%	73%	71%	69%	90%	80%
Hum-4	59%	65%	59%	78%	65%	72%	91%	86%
Hum-5	86%	85%	74%	71%	86%	77%	96%	88%
Overall accuracy	70%	68%	67%	74%	74%	72%	91%	84%

Results illustrate that SMAP brightness temperature corrected with Tb normalization per land cover type (approach C) shows better F/T agreement compared to approaches A (O'Neill and Chan approach) and B (Normalization approach) both for ascending (PM) and descending (AM) satellite overpasses. For the five sensors, the best agreement was obtained when land cover class information was incorporated in the brightness temperature correction process. Use of land cover type improved F/T agreement with the *in situ* data. F/T overall accuracy with approach C reaches 91% and 84% respectively for ascending and descending orbits. An improvement of up 24% was measured on PM overall accuracy when approach C was used instead of approach A, O'Neill and Chan approach, used to generate SMAP soil moisture data (Chan *et al.*, 2018). In fact, as shown before method B conserves the same dispersion parameter value (*std_diff*) before and after Tb correction from water effects (**Section 2.5.1**). As expected, F/T agreement was higher than with the original Tb, increasing from 70% to 74% for the ascending orbit and from 68% to 72% for the descending orbit. For some sensors, the results obtained from original Δ NPR showed better agreement than those with Δ NPR corrected using Method A (Hum-1 (PM), Hum-2 (PM) and Hum-5 (AM and PM)). For Hum-5, the agreement decreased from 86% for original Δ NPR to 74% for corrected Δ NPR_A acquired in ascending orbit and from 85% to 71% for descending orbit. This was a consequence of the divergence of the corrected Tb values shown in **Figure 2.7 a** since the water fraction used in the correction of Tb (see **Equation 2.2**) is relatively high (40%) in the pixel covering Umiujaq. Water surfaces such as lakes freeze progressively from their boundary to the middle, a process that the water fraction value used in **Equation 2.2** does not take into account. By contrast, Methods B and C implicitly consider the overall variation of the Tb values through the linear regression model used to normalize the Tb values within a scene.

The same behaviour with respect to PM and AM F/T classification results has also been observed in previous studies, with results showing that agreement with the PM F/T classification was generally stronger. For approach C an overall accuracy of 91% was estimated for PM F/T classification instead of 84% for AM F/T classification. Kim *et al.* (2017b) estimated mean annual agreements of 90.3% and 84.3% for PM and AM overpasses, respectively, for 36 years (1979–2014) over the global domain based on comparison of daily F/T classifications at 25 km using Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), and SSM/I Sounder (SSMIS) data with F/T observations from global WMO weather stations. A previous version of the same study (Kim *et al.*, 2011) showed mean annual agreements of 89.7% (PM) and 82.4% (AM). The sensitivity of these F/T state dynamics to the time of day of the overpass is related to the carbon cycle and the surface energy balance (Kim *et al.*, 2011; McDonald *et al.*, 2005). The lower agreement for F/T classifications associated with AM overpasses may

be explained by the drop in surface air temperature (SAT) during night-time (i.e. net radiation) and more significant variation in annual Tb recorded in the AM overpass compared to the warmer Tb in the PM overpass (Owe & Van De Griend, 2001).

Furthermore, SMAP brightness temperature acquired at ~36 km comes from a heterogeneous environment where vegetation, topography, snow cover and soil texture data change. Previous studies have shown that F/T cycle depends on environmental conditions (Derksen *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2011; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015). **Figure 2.13** presents F/T states classification with coincident *in situ* soil moisture profiles measured by two installed sensors: Hum-4 located in the upstream of Tasiapik valley and Hum-5 located in the downstream near Tasiujaq lake (**Figure 2.14**). Soil moisture measured at 5 cm depth drops to reach 0 m³/m³ from November 27 and December 4 respectively for Hum-4 and Hum-5. Soil moisture measure 0 m³/m³ when water within the top layer becomes ice, in other words, when the soil freezes. It means that the surface layer was frozen eight days later for Hum-5 characterized by herbaceous and shrubs covers compared to Hum-4 located in moss and lichen vegetation. Results illustrate the behaviour of vegetation cover acting as an attenuation layer (Kværnø & Øygarden, 2006).

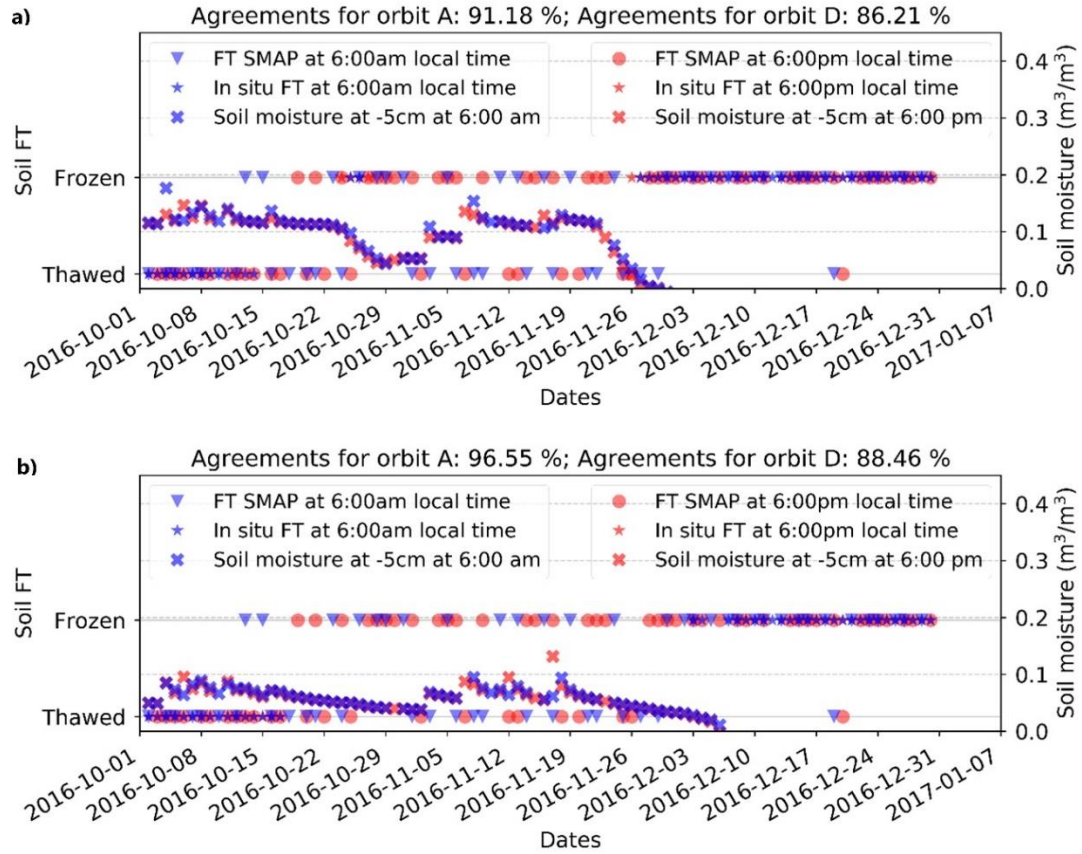


Figure 2.13. F/T states estimated from ΔNPR_c classification versus in situ soil moisture data (m^3/m^3) measured for Hum-4 (a) and Hum-5 (b) between October 1 and December 31, 2016.

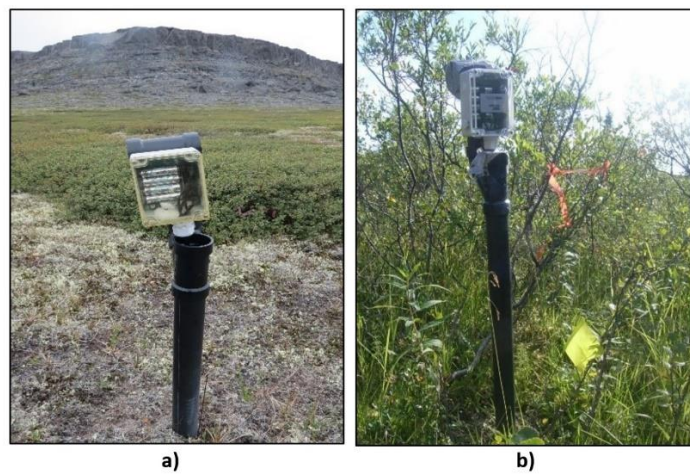


Figure 2.14. Vegetation environment near Hum-4 (a) and Hum-5 (b): mosses and herb for Hum-4 and shrub and herbaceous for Hum-5.

2.6. Conclusion

This study presented two approaches to correcting the damping effect of water bodies on landscape brightness temperature. Such corrections are necessary for accurate F/T monitoring in northern Canada. An existing algorithm (O'Neill & Chan, 2012; Parrens *et al.*, 2017) was first tested (Method A). This method increases the dispersion of the Tb values compared to the original data. To overcome this limitation, two correction algorithms (B and C) were proposed in the present study. The second of these (Method C) takes account of the main land cover types and removes the damping effect of water bodies separately for each type.

Validation was done for the Umiujaq pixel using *in situ* measurements during the period when local water bodies were freezing progressively (October to November). Overall agreement of the freeze/thaw results calculated from the orbit overpasses was found to be 90% (ascending) and 79% (descending) for Method C versus 64% and 50% for the existing method (Method A). It should be noted that the results obtained with Δ NPR from the original Tb were better than those using Method A.

Other validations will follow for other regions/stations in Quebec as an extension of the present study. We assumed a normal distribution for the NPR, but this is not always correct. Use of a non-parametric distribution might improve the threshold calculation. Special attention will be paid to the spring season to enhance F/T detection of the soil while the snowpack is melting. Use of MODIS snow cover maps will be explored as a means of improving the ability of the new algorithm to distinguish frozen and thawing soil during the spring.

Acknowledgements

The authors would like to present their acknowledgments to the Canadian Space Agency for its financial support through the Canadian SMAP Program led by Environment Canada. We also would like to thank all the Canadian and American researchers involved in the SMAP program for stimulating discussions during the annual SMAP workshops hosted in Canada. We acknowledge the contribution made by NASA in making SMAP data easily available and at no cost. We also thank the *Centre d'Études Nordiques* for logistics support and all of our INRS and LMU colleagues who were involved in the field campaigns.

3. EFFET DE LA VÉGÉTATION ET DE LA PROPORTION DE NEIGE DANS LA CARTOGRAPHIE DU CYCLE SAISONNIER G/D AVEC DES DONNÉES SMAP

Le présent chapitre présente le deuxième article de la thèse. En premier lieu l'article est introduit (présentation de l'article, contribution des co-auteurs, et approche méthodologique générale). En second lieu, l'article rédigé en anglais est inséré.

A. PRÉSENTATION DE L'ARTICLE

Titre

"Analysis the Proportion (%) of snow cover on Freeze/Thaw mapping accuracies with SMAP data over the Turjusuk National Park, Quebec, Canada."

Auteurs

Cheima Touati ¹, Monique Bernier ^{1,2}, Tahiana Ratsimbazfy ^{1,2}, Saeid Homayouni ¹, & Ralf Ludwig ^{3,2}.

¹Institut National de la Recherche Scientifique (INRS),

²Centre d'étude Nordique (CEN),

³Université Ludwig Maximilians de Munich (LMU).

Titre de la revue

Le deuxième article a été révisé par Monique Bernier, directrice de recherche, et les codirecteurs de recherche, Saeid Homayouni et Ralf Ludwig. Il est prêt à être soumis au journal *Remote Sensing* une revue en ligne à accès libre de la maison de publication MDPI (Basel, Suisse).

Contribution des coauteurs

Le plan de l'article 2 ainsi que les objectifs et l'approche méthodologique ont été définis par la candidate et Monique Bernier. Tahiana a aidé la candidate à adapter le code python de l'algorithme G/D de l'article 1 pour introduire la fraction de neige dans la nouvelle version de l'algorithme G/D proposé dans cet article 2. La candidate a analysé les résultats et rédigé l'article. Monique Bernier, Saied Homayouni et Ralf Ludwig l'ont révisé.

Résumé

La présente étude analyse la variabilité de la température de brillance (Tb) SMAP durant les saisons de transition automne-hiver, 2015 (octobre à décembre) et hiver-printemps, 2016 (avril à juin) en fonction de la fraction de neige (0-100%) et de la couverture végétale au-dessus du pixel SMAP-36 km du parc National Turjusuk, proche du village Umiujaq. L'objectif principal est de proposer une version adaptée de la classification Gel/Dégel (G/D), précédemment publiée dans Touati *et al.* (2019). Par ailleurs, l'approche proposée intègre un seuil de proportion de neige pour améliorer les résultats. Un pixel SMAP avec une fraction de neige supérieure à 30% est classifié gelé. Autrement, la version originale de l'algorithme est appliquée. Pour valider les résultats, les sondes Hobo de température et d'humidité à ~5 cm de la surface du sol sont utilisées. Au-dessus du parc Turjusuk, à partir de fin avril, l'eau liquide dans le manteau neigeux augmente et une chute de Tb autour de 30 °K est mesurée, ce qui fausse la classification G/D. La nouvelle version de notre algorithme G/D estime une amélioration de la précision qui atteint 5% et 3% respectivement pour les saisons automne-hiver et hiver-printemps à la fois pour les orbites ascendantes et descendantes.

Approche méthodologique générale

La **Figure 3.1** résume les étapes méthodologiques suivies pour développer une nouvelle version de l'algorithme G/D prenant en compte le couvert nival. Dans l'article 2, les Tb SMAP corrigées par l'approche C, approche de Normalisation par Type de Végétation de l'étude de Touati *et al.* (2019), sont utilisées. Pour commencer, la fraction de la couverture nivale par pixel SMAP de 36 km a été estimée en utilisant le produit MOD10A1 du couvert nival à 500 m de résolution (**section 1.2.3 de l'Annexe 1**). Par la suite, la variation de Tb par rapport à la fraction de la couverture nivale a été analysée durant les deux périodes de transition du cycle 2015/2016. Enfin, une nouvelle version de l'algorithme G/D de Touati *et al.* (2019) a été proposée. La nouvelle version inclut un test supplémentaire vérifiant la fraction de la couverture nivale dans chaque pixel SMAP avant la prise de décision de l'algorithme G/D. L'état gelé ou dégelé identifié par pixel SMAP en appliquant la nouvelle version de l'algorithme G/D a été validé par les données de température mesurée à ~5 cm de la surface du sol du parc national Turjusuk. Les résultats obtenus par la nouvelle version de l'algorithme G/D sont comparés aux résultats de l'approche originale de Touati *et al.* (2019).

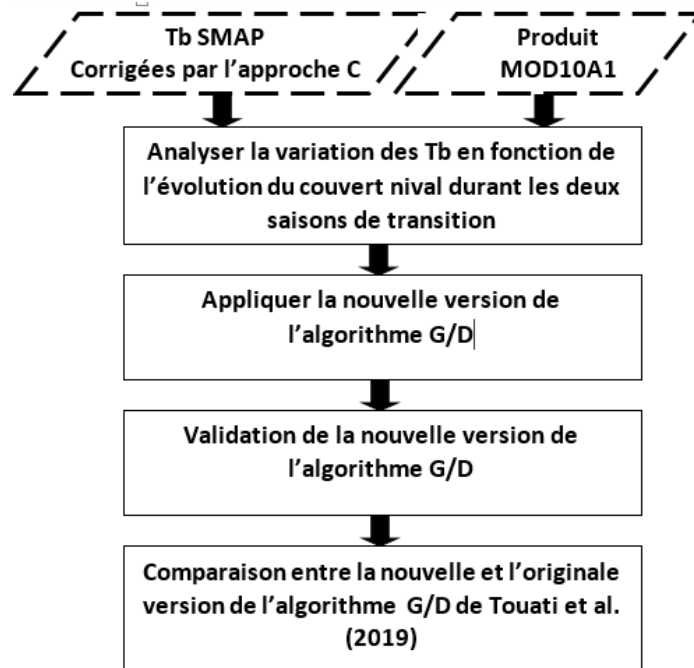


Figure 3.1. Approche méthodologique de l'article 2.

B. ARTICLE 2 ANALYSIS THE PROPORTION (%) OF SNOW COVER ON FREEZE/THAW MAPPING ACCURACIES WITH SMAP DATA OVER THE TURJUSUK NATIONAL PARK, QUEBEC, CANADA.

Abstract

The present study analyzes the variability of SMAP brightness temperature (T_b) during autumn-winter, 2015 (October to December) and winter-spring, 2016 (April to June) considering the snow cover proportion (0-100%) and vegetation cover type within a 36 km SMAP pixel over the National Park of Turjusuk near the village of Umiujaq. The main objective here is to propose an adaptive version of the Freeze/Thaw (F/T) estimation algorithm, previously published by Touati *et al.* (2019). Moreover, the proposed approach incorporates a threshold snow cover fraction in order to enhance the results. A SMAP pixel with a snow cover fraction higher than 30% is classified as freeze. Otherwise, the original algorithm is applied. Hobo sensors recorded soil temperature and soil moisture at ~5 cm depth were used for validation. Over the Turjusuk Park pixel, from the end of April, liquid water in snowpack rise and T_b values measured a drop around 30 °K, which distorts the F/T classification. The new version of our F/T algorithm estimates an overall improvement of up to 5% and 3% respectively for autumn-winter and winter-spring transition seasons over both ascending and descending overpasses during the transition seasons.

Keywords: SMAP, brightness temperature, transition seasons, vegetation, snow, Freeze/Thaw algorithms.

3.1. Introduction

In recent decades, in northern environments, the warming temperature has sped up permafrost thaw and affected Freeze/Thaw (F/T) transition periods (Allard *et al.*, 2012; Kalantari, 2016; Roy *et al.*, 2015; Roy *et al.*, 2016b; Touati *et al.*, 2019).

Passive microwave satellite sensors are well-adapted tools to monitor the F/T cycle over the Boreal and Arctic regions of North America (Kim *et al.*, 2011; McDonald *et al.*, 2004). Previous studies showed that the microwave signal is very sensitive to the soil water phase change (water-ice phase transition) and to the soil water content (Park *et al.*, 2011; Wegmüller, 1990; Zhang *et al.*, 2010; Zhao *et al.*, 2011). The brightness temperature (T_b), is expressed as the product of the emissivity and the soil effective temperature (Ulaby *et al.*, 1986). The soil state was detected based on the emissivity difference between frozen and unfrozen soil (Rautiainen *et al.*, 2014). The freezing soil decreases both the dielectric and the permittivity loss factors (Hoekstra & Delaney, 1974). Vegetation (during the thaw season) and vegetation-

snow complex covers (during freeze and transition seasons) influence microwave brightness temperature (T_b) by attenuation (vegetation optical depth, VOD), scattering and emission (Du *et al.*, 2000; Edwards *et al.*, 2012; Jackson & Schmugge, 1991; Magagi & Kerr, 1997; McGrath & Hewison, 2001; Saleh *et al.*, 2007; Ulaby & Wilson, 1985).

In January 2015, NASA launched an L-band (1.20-1.41 GHz) radiometer dedicated mainly to soil moisture monitoring: the Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission (Entekhabi *et al.*, 2014). Compared to high frequency radiometers (X and C bands), low frequency (L-band) measurements show deeper soil penetration depths and lower T_b attenuation in the presence of vegetation and/or snow layers (Jackson *et al.*, 2012; Jackson & Schmugge, 1991). However, studies show that the brightness temperatures, measured by a passive microwave radiometer even with L-band sensors, are affected by vegetation characteristics such as density, biomass, and phenology (Kim *et al.*, 2011; Rautiainen *et al.*, 2014). Furthermore, wet/dry snow events and snowpack properties such as density and water content have a significant impact on L-band brightness temperature (Houtz *et al.*, 2019; Kerr *et al.*, 2001; Njoku *et al.*, 2003). During snow melt period and with the increase of liquid water, measured T_b decrease (Schwank & Naderpour, 2018). Thus, to improve the accuracy of the F/T monitoring, snow and vegetation covers characteristics should be considered.

The present study aims to 1) analyze the behavior of SMAP brightness temperature with the evolution of the snow cover proportion (0-100%) within a 36 km SMAP pixel over the National Park of Turjusk in Umiujaq, northern Quebec, Canada during transition seasons : autumn-winter, 2015 (October – November) and winter-spring, 2016 (April – May), 2) propose a new version of the Touati *et al.* (2019) F/T algorithm incorporating snow cover fraction information, and validate it over the Turjusk SMAP pixel during transition seasons between 2015 and 2019 using field data. , and 3) compared the new F/T classification results with the original version of Touati *et al.* (2019) algorithm

3.2. Study area

The study area is covering the National Park of Tursujuq in Umiujaq, northern Quebec (Canada). **Figure 3.2** presents the MODIS aggregated land cover classes map over Quebec (**Figure 3.2 a**), the localization of the National Park of Tursujuq (**Figure 3.2 b**) and a representative photo of the environment over the Park (**Figure 3.2 c**). The Tursujuq pixel is located in a discontinuous permafrost zone, on the East coast of Hudson Bay (Latitude: 56.5427; Longitude: -76.4477). The Tursujuk pixel was selected as a representative site for Tundra to follow the temporal and spatial variation of SMAP brightness temperature during the F/T cycle in the presence/absence of snow and over different vegetation types and soil texture.

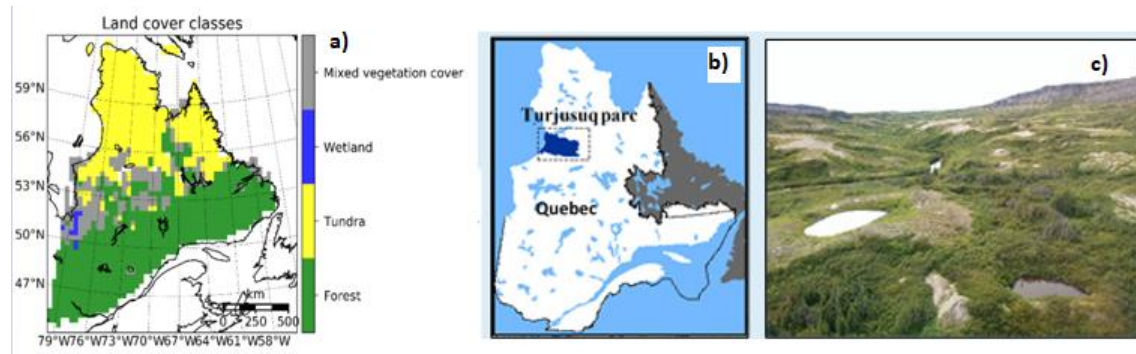


Figure 3.2. Validation sites: a) MODIS aggregated land cover classes over Quebec (Forest, Tundra, Wetlands and Mixed vegetation classes), b) Localisation of the National Park of Tursujuq, c) Vegetation photo over the National Park of Tursujuq.

Figure 3.3 shows the mean air temperature (T_{air}) profile above the Turjusuk Park pixel (from ROC-UMIROCA station Lat 56.542 and Long -76.522) from January to December 2016 (CEN, 2018). The air temperature was downloaded from the Nordicana-D site. During the freezing reference season (January and February), mean daily air temperature (T_{air}) dropped below 30°C (-32°C for February 12). Later on April 15, the mean T_{air} reached 0°C for the first time and remained above 0°C from May 10. During autumn-winter transition, the first freezing day match with October 17 ($-1, 7^{\circ}\text{C}$). After the mean daily T_{air} keeps fluctuating until November 18 when it stable below 0°C .

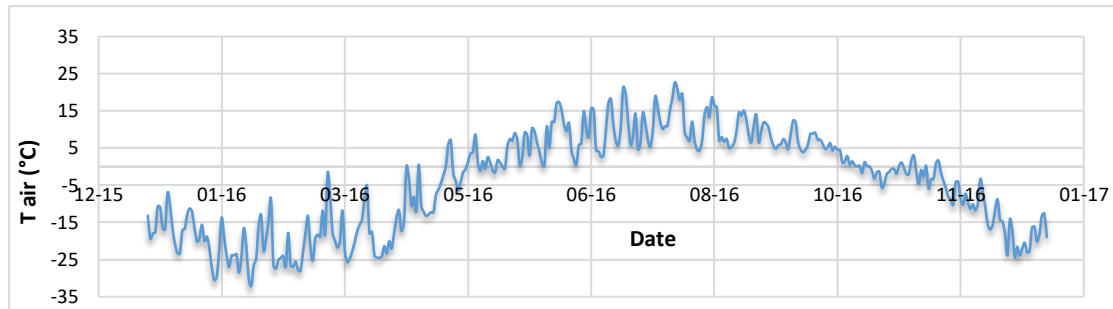


Figure 3.3. Mean air temperature from ROC-UMIROCA from January to December 2016. (Source, Nordicana D9, DOI: 10.5885/45120SL-067305A53E914AF0).

3.3. Materials

3.3.1. Corrected SMAP-L1C Data

SMAP Horizontal and Vertical brightness temperature data (T_{bh} , T_{bv}) derived from the L-band radiometer in level L1C were downloaded from the National Snow and Ice Center (<https://nsidc.org/>). Ascending (6:00 PM) and descending (6:00 AM) scenes covered the Province of Quebec are recorded daily. Data are projected on the Equal-Area Scalable Earth Grid 2.0 (EASEv2). Those values in L1C have not yet been corrected from the dumping effect of water bodies (Chan *et al.*, 2018). Then, we used the normalization approach per land cover type proposed by Touati *et al.* (2019) to correct the SMAP-L1C brightness temperatures.

3.3.2. MODIS Snow Cover: MOD10A1

Daily Snow Cover product (MOD10A1) version 6 acquired by MODIS onboard the Terra satellite was downloaded from Earth Data Search site (earthdata.nasa.gov). Data contains daily snow cover classification, and albedo values gridded in sinusoidal projection at 500 m resolution. For the present study, the binary snow cover classification (Snow/Non-Snow) and the snow cover fraction were used. Snow cover classification is based on the Normalized Difference

3.3.3. Field Data

Hobo sensors recorded soil moisture and temperature at ~5 cm depth in different environmental conditions (vegetation, topography, and snow cover) near the northern village of Umiujaq. These observations help us better understand where SMAP radiometer is sensing accurately and how vegetation, snow cover, and soil moisture influence Tb measurements. The data logger's sensors measuring temperature and soil moisture were installed in different sites near Umiujaq village, Tasiapik Valley, Nastapoka, and Sheldrake watershed (Bernier *et al.*, 2019). In fact, L-band brightness temperature is strongly influenced by soil moisture and temperature profiles (Lv *et al.*, 2016; Shaoning *et al.*, 2014).

Table 3.1 shows Hum-2 to Hum-8 and Hum-10 stations localization, dominant vegetation, and soil texture.

To understand further the Tb within a 36 km SMAP pixel, the data recorded at ~5 cm depth by three Hobo sensors, Hum-2, Hum-3, and Hum-7, near the Umiujaq village and in the Tasiapik Valley were used for the present study (Bernier *et al.* 2019). Hum-2, Hum-3 and Hum-7 are selected to present the dominant environment over the study area.

Table 3.1. Environmental characteristics for Hobo stations installed in Umiujaq SMAP pixel.

Station	Lat/Long	Dominant vegetation	Soil texture
		Type	
Hum-2	56.556/-76.545	Herb and Moss	Sand
Hum-3	56.559/-76.482	Shrub and Lichen	Sand
Hum-4	56.549/-76.533	Shrub and Lichen	Sand
Hum-5	56.545/-76.537	Shrub and Lichen	Sand
Hum-6	56.564/-76.482	Shrub and Lichen	Sand
Hum-7	56.540/-76.438	Shrub and Lichen	Clay
Hum-8	56.543/-76.448	Shrub	Clay
Hum-10	56.557/-76.532	Shrub	Sand

In addition, photos taken by the INRS-CAIMAN camera network ("Camera at Maritime infrastructures in Nunavik", www.caiman.ete.inrs.ca) near the Umiujaq village are used to follow the snow cover from 6:00 AM to 6:00 PM.

3.4. Data preprocessing steps

Figure 3.4 shows the processing steps. First, MODIS products for snow (MOD10A1) and land cover (MODIS-IGB) are aggregated to 36 km to be adequate to SMAP-L1C low resolution (steps 1 and 2). Secondly, brightness temperature values (i.e., SMAP_L1C_Tb) are corrected from water bodies using Landsat Water Mask (Touati *et al.*, 2019) and then used to map F/T cycle (step 3).

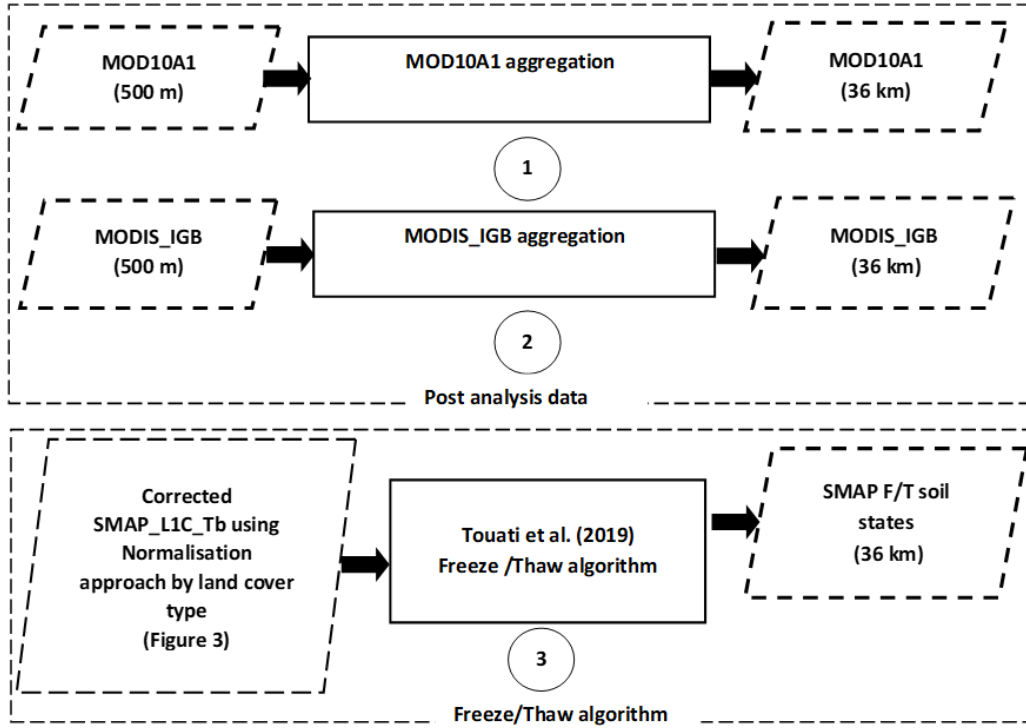


Figure 3.4. Processing steps; 1) MOD10A1 aggregation, 2) MODIS_IGB aggregation, and 3) Tb correction from water bodies and F/T mapping.

3.4.1. MOD10A1 Aggregation

To match with SMAP's spatial resolution, MODIS snow cover products (MOD10A1) were aggregated from 500 m to 36 km. MOD10A1 pixels have been classified and counted as Snow or Non-Snow inside each SMAP pixel, as follows:

$$Snow \leftarrow \text{if } nb_{MODIS-Snow/SMAP} \geq 50\% \text{ of the SMAP pixel area} \quad (\text{Eq 3.1})$$

$$Non-Snow \leftarrow \text{if } nb_{MODIS-Non Snow/SMAP} \geq 50\% \text{ of the SMAP pixel area} \quad (\text{Eq 3.2})$$

Where:

$nb_{MODIS-Snow/SMAP}$ is the number of MOD10A1 pixels classified as Snow inside a 36 km SMAP pixel,

$nb_{MODIS-Non\ Snow/SMAP}$ is the number of MOD10A1 pixels classified as Non-Snow inside a 36 km SMAP pixel.

As assumed by previous studies, a grid cell covered by 50% or more by snow cover is considered as snow-covered (Kim *et al.*, 2018; Kim *et al.*, 2015).

3.4.2. Freeze/Thaw Mapping

To identify SMAP F/T soil states, we applied two algorithms. The first algorithm is the original version of Touati *et al.* (2019) F/T algorithm with a unique threshold by each 36 km SMAP pixel and by ascending and descending overpasses. The Touati *et al.* (2019) algorithm is based on the Normalized Polarization Ratio (NPR) and the parameter ΔNPR (Rautiainen *et al.*, 2014; Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015). The second algorithm is an adaptation version of Touati *et al.* (2019) algorithm incorporating the snow cover fraction information estimated by MOD10A1 products. For the two algorithms, the corrected Tb SMAP by the normalization approach per land cover type (Forest, Tundra, Wetlands, and Mixed Vegetation) proposed by Touati *et al.* (2019) study was used. For the adaptive version, before calculating the NPR parameter, the estimated snow cover fraction for a given pixel was compared to a snow cover threshold. In the case where the pixel snow cover fraction was higher than the defined threshold, the pixel was classified as freeze. Otherwise, the original version of the algorithm was applied. For the adapted version of the F/T algorithm, we tested different snow cover fractions between 10% and 100% with an interval of 10% both for ascending and descending SMAP scenes. Higher accuracy for ascending and descending overpasses was calculated using a snow cover fraction threshold in the order of 30%. Thus for the adaptive version of Touati *et al.* (2019) algorithm, a threshold of 30% was used.

The steps followed in classifying freeze/thaw soil states with original and adaptive Touati *et al.* (2019) algorithms are described by the workflow process described in **Figure 3.5**.

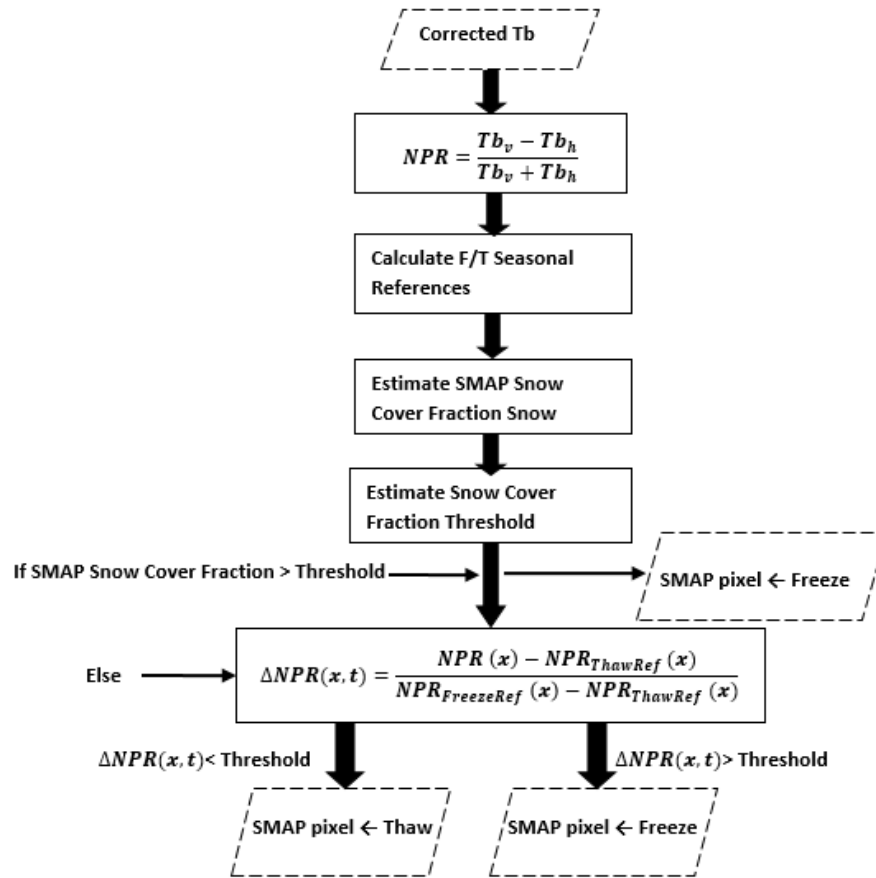


Figure 3.5. The adaptive version of the Touati et al. (2019) F/T algorithm: snow cover test was added.

3.5. Results and discussion

3.5.1. SMAP Tb variation with snow cover evolution over the Turjusuk pixel during 2016 F/T cycle

Tb variation with snow cover over Turjusuk Park pixel

Figure 3.6 shows the temporal brightness temperature variation and the MODIS snow cover (MOD10A1) coverage in % for the Tursujuk SMAP pixel during the first six months of 2016 (January 1 / July 1, 2016). However, between May 13 and 25, MODIS daily acquisitions are recorded as cloudy or no data. In fact, during the winter-spring transition with the progress of ice-free of Hudson Bay, fogs are frequent over this coastal region. With light winds, fog days can last a few days. To identify the presence of the snow cover for 2016 winter-spring transition, information from the CAIMAN project web site (The French acronym for “Cameras at Marine Infrastructures in Nunavik”) was used (www.caiman.ete.inrs.ca).

Figure 3.7 summarizes the snow cover states captured by CAIMAN network cameras.

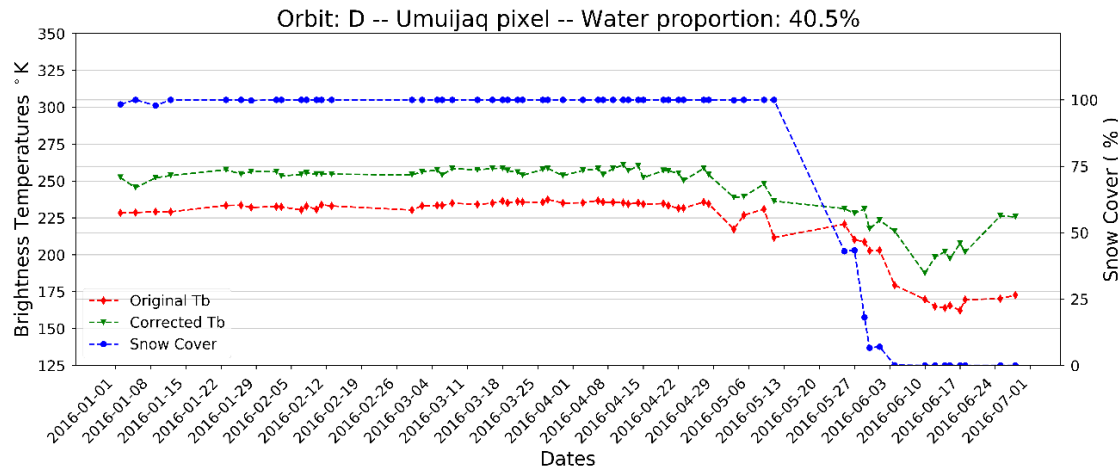


Figure 3.6. Brightness temperature (original and corrected values) variation with MODIS snow cover fraction during the 2016 Freeze/Thaw cycle.

Figure 3.6 shows that corrected Tb increases slightly in January. The rise of Tb can be the result of the refraction and impedance matching caused by the dry snow cover. In fact, dry snow reduces the dielectric gradient between frozen soil and air (Schwank *et al.*, 2015). According to Snell’s law, a layer of dry snow reduces the propagation angle of radiometer signals (Tsang *et al.*, 1985). Later in the winter and until early March, brightness temperature becomes stable.

On April 29, even with a full snow cover (100%), the corrected Tb drop considerably (30 °K) due to liquid water in the snowpack. Between April 29 and May 15, Tb keeps fluctuating around 260 °K. Tb decrease by 20 °K (240 °K) on May 4, and increase again to reach 250 °K on May 8. In fact, the mean air temperature decreases to -6.3 °C and -3.2 °C, respectively, on May 6 and May 7 during a snowstorm. The air temperature increase to reach 0 °C on May 8 (CAIMAN Network data, 2016). Until May 8, the Turjusuk pixel remains 100% covered by snow. From May 13, Tb decreases continually with the melt of snow cover until reaching 180 °K on June 10 with a free snow cover pixel. A brightness temperature slightly above 225 °K was recorded on May 27 for a wet snow cover equal to 45-50% and 225 °K on June 3 for a free snow cover pixel. Unfortunately, between May 8 and June 3, few MODIS snow cover information was available due to clouds or fog. In June, the corrected Tb continues to decrease slightly due to the melting of the ice cover over open waters surfaces. The decrease is significantly higher for original Tb, which are not corrected from the effect of water damping (Touati *et al.* 2019).

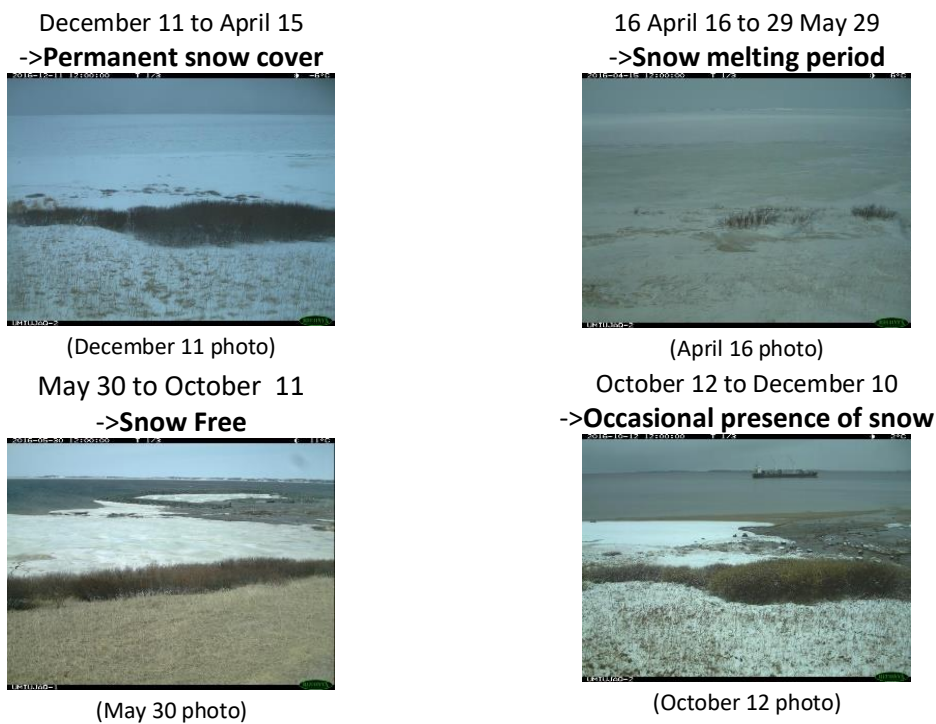


Figure 3.7. 2016 Snow cover cycle deduced from installed cameras near Umiujaq village (project Caiman, INRS).

Tb variation with snow cover over Hobo-sensors

To evaluate the temporal variability of brightness temperature for a local region during the F/T cycle (January to December 2016), we selected the Turjusuk pixel. In fact, for a 36 km SMAP pixel (large footprint), the snowpack is not an isotherm surface. Emitted measurements can include incoherent effects from different vegetation and snowpack characteristics. Snow microwave emissivity varies temporally and spatially across the pixel. It depends on snowpack characteristics (microwave penetration depth, now density, and conductivity). Studies illustrate that in the presence of snow, the measured brightness temperature depends on snow depth and liquid water content (LWC) (Armstrong *et al.*, 1993; Rott & Sturm, 1991).

Furthermore, air temperature and snow cycle (accumulation and snowpack melting) affect the annual variation of soil moisture and temperature during the F/T cycle directly. **Figure 3.8** shows the corrected Tb and water content data recording at the three Hobo sensors at ~5 cm (p1), ~50 cm (p2), and ~75 cm (p3). Between January, 1st and March, 31 SMAP radiometer measured a mean brightness temperature in the range of $260 \text{ }^{\circ}\text{K} \pm 3$, which similar to the SMOS Tb measured by Pellarin. (2016). Profiles show a decrease of brightness temperature on April 15 and 20 (red circle in **Figure 3.8**). The drop coincides with an abrupt rise of air temperature measured by the local meteorological station (CEN, 2020) station ($0.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ for April 15 after $-15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ on April 14 and $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ for 20 April after $-12.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a day before) corresponding to the presence of liquid water in the snowpack. In fact, the rise of liquid water during melting period increases the microwave absorption (Brucker *et al.*, 2011). Profiles show that the maximum soil water content during the end of the melting period is observed later for shrub stations (mid-June for Hobo 2 (sandy soil) and end of June for Hobo 3 (clay) in comparison of the end of April for Hobo 1 (herb and moss). In fact, a field campaign in March 2016 measured higher snow cover under shrubs (a means snow depth of 120 cm) relative to herb and moss covers (means snow depth of 65 cm). Similar observations were made by Busseau *et al.* (2017) study with respectively, 130 cm and 70 cm over Shrub and Herb and Moss pixels.

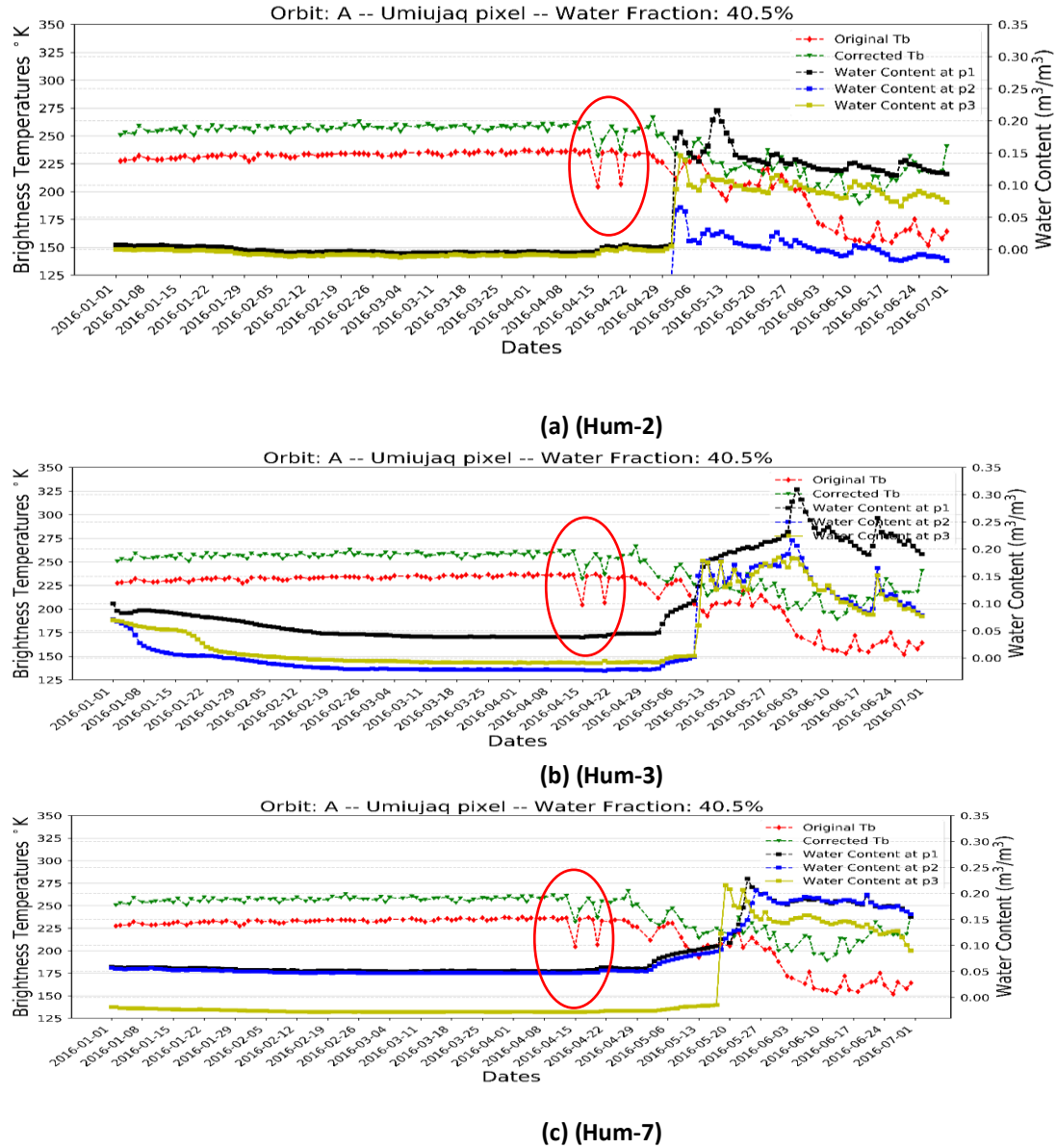


Figure 3.8. Brightness temperatures (original and corrected values) acquired by SMAP radiometer over the Tundra pixel (Turjusuk Park) and soil moisture data measured by Hum-2 (a), Hum-3 (b), and Hum-7 (c) during 2016 F/T cycle. The red circles coincide with the presence of wet snow due to air temperature rise at the beginning of the spring.

3.5.2. F/T mapping results

F/T soil states over Hobo-sensors

Table 3.2 summarizes the 2015-2016 F/T season's duration (primary freeze day from September to December 2015, and primary thaw days from March to June 2016) obtained from soil temperature and soil moisture measurements at ~5 cm depth at 6:00 AM and 6:00 PM by the three selected Hobo sensors (Hum-2, Hum-3 and Hum 7) and the 2015-2016 F/T season's duration identified by the Touati *et al.* (2019) SMAP F/T algorithm. The soil moisture (or soil water content) sensor measurement was based on his correlation with the real dielectric constant of the soil (ϵ_r) (Campbell, 1990; Seyfried *et al.*, 2005; Topp *et al.*, 1980; Williamson *et al.*, 2018).

Table 3.2. First Freeze and Thaw days for Hum-2, Hum-3, and Hum-7 sensors at SMAP ascending (6:00 PM) and descending (6:00 AM) orbits based on soil temperature and soil moisture data recorded at ~5 cm depth and soil states from Touati et al. (2019) F/T algorithm.

Sensors	First thaw day						First freeze day					
	Hobo sensor: T soil at ~5 cm				SMAP classification		Hobo sensor: T soil at ~5 cm				SMAP classification	
	T soil (>1°C)		Soil moisture (> 0 m³/m³)				Tsoil (<-1°C)		Soil Moisture (<0 m³/m³)			
	AM	PM	AM	PM	AM	AM	AM	PM	AM	PM	AM	PM
Hum-2	04/21	04/21	05/03	05/02	04/14		10/10	10/10	11/21	11/23	10/14	10/20
Hum-3	04/21	04/21	05/12	05/12			10/11	10/11	12/01	12/02		
Hum-7	04/21	04/21	05/19	05/18			10/10	10/10	12/22	12/22		

The beginning of the freeze season, the first day with a soil temperature less than -1°C at ~5 cm depth, was recorded on October 10 for Hum-2 and Hum-7 and on October 11 for Hum-3 both for AM and PM overpasses. The F/T classification derived from the Touati *et al.* (2019) algorithm identified the first freezing dates later for the ascending (PM) overpasses (October 14) and descending (AM) overpasses (October 20). The 3-10 days difference between the soil state from the F/T algorithm and the freezing point at ~5 cm is related to the rapid fluctuation of soil temperature around the 0 °C isotherms during this period and the heterogeneity of the huge SMAP pixel (mainly a variety of vegetation cover and soil

texture). The first freeze day was recorded by the soil moisture sensor in late November for Hum-2 (November 21 for AM overpass and November 23 for PM overpass), in early December for Hum-3 (December 01 for AM overpass and December 02 for PM overpass) and in late December for Hum-7 (December 22 both for AM and PM overpasses). The soil state difference between the morning and the evening overpass is attributed to temperature inversions during the clear sky night-time (Owe *et al.*, 2001). Further, in the early midwinter under a thin snowpack, even if the soil freeze on the top layer (-1 cm) and the soil temperature fluctuates around 0 °C degree, the soil still thawed at five centimetres depth where the sensors are located. In summary, the SMAP sensor is detecting the freezing status of the soil at soon as the soil surface is frozen even if the soil still contains liquid water at 5 cm depth.

The three selected Hobo sensors recorded a soil temperature higher than 1 °C at ~5 cm depth for the first time on April 21, both for ascending and descending overpasses. From April 21, the soil temperature fluctuates around 0 °C and the soil start to thaw. The soil moisture sensors indicate a thaw state (water content > 0 m³/m³) for the first time in early May for the Hum-2 sensor (May 03 for the evening (PM) overpass and May 2nd for the morning (AM) overpass) and from mid-May for Hum-3 (May 12 for AM and PM overpasses) and Hum-7 (May 19 for AM overpass and May 18 for PM overpass). The proposed F/T algorithm classify the SMAP pixel as thawed for the first time on April 14, seven days earlier than the soil temperature sensors because the Tb decrease due to the snow cover wetness until the snow cover melted completely. During all the month of April 2016, the soil moisture sensors indicate a water content less than 0 m³/m³ and therefore a freeze soil state, at least up to May 02 for Hum 2 and up to May 19 for Hum 7. Hobo 7 is located in clay soil with fewer pore spaces than sand soil (Hobo 2 and 3), which thaw the last one. In fact, the increase of porosity tends to reduce thermal conductivity and impeded air penetration in the soil (Lipiec *et al.*, 2007). In addition, soil covers by Herb and moss vegetation (Hobo 2) freeze and thaw earlier than soil cover by shrub and lichen vegetation (Hobo 3 and 7) due to the negligible biomass insulation. The freezing soil on the top layer could thaw in the afternoon or a few days later due to the insulation impact (Zhang *et al.*, 2003). In summary, the SMAP sensor recorded a thawing soil too early in spring due to the liquid water content in the snowpack and is also sensible to the soil status at the soil surface as soon as the snow cover is melted.

F/T algorithms validation

Table 3.3 recapitulates the validation of SMAP pixels soil state derived from the original version of Touati *et al.* (2019) algorithm and the adaptive version of the algorithm (**Figure 3.3**) over the Turjusuk Park pixel for ascending (6:00 PM) and descending (6:00 AM) overpasses respectively, during autumn-winter (October-01 to December-31) and winter-spring (April-01 to June-30) transition seasons for 2015/2016, 2016/2017 and 2017/2018 F/T cycles. Soil temperature measured at ~5 cm depth by Hum-2 to Hum-8 and Hum-10 Hobo sensors were used.

The original version of the Touati *et al.* (2019) F/T algorithm measures a means overall accuracy around 87.5% and 82% during autumn-winter transition season and around 89% and 86% during winter-spring transition season respectively for the ascending and descending overpasses. Despite the earlier beginning of the thawing and the freezing seasons observed with the proposed algorithm (**Table 3.2**), the F/T classification presents high agreements during transition seasons. Results show that the Touati *et al.* (2019) algorithm could be used to detect with confidence the frozen or thawed soil states, over the Tusrjusuk park pixel, as a representative SMAP pixel for Tundra biomes, even under a snow cover during transition seasons.

However, as shown previously, during the snow accumulation (autumn-winter transition) and the snowmelt (autumn-spring transition) periods, Tb value is affected, and soil states are not always correctly detected. In fact, meltwater infiltration heats the soil surface temperature by convection and emissivity increases (Mätzler, 1987; Woo & Winter, 1993; Woo *et al.*, 2004). On the other hand, the accumulation of dry snow during autumn-winter transition generally increases Tb values (Lemmetyinen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2016b; Schwank *et al.*, 2015). During the autumn-winter transition season, the adaptive F/T algorithm improves the mean overall accuracy by 5% over ascending and descending overpasses for Herb and Moss, Shrub and Lichen and Shrub cover types. During the winter-spring transition season, the mean improvement of accuracy of up 3% was measured for the two overpasses. The accuracy reaches 92% and 87% for autumn-winter and 92% and 88.5% for winter-spring transition season, for ascending and descending overpasses respectively. A greater mean accuracy was found for Shrub cover type. Thus, the adaptive version of Touati *et al.* (2019) corrects the snow-vegetation disturbance on SMAP Tb during transition seasons.

Table 3.3. Validation results of SMAP F/T states derived from the original and the adaptive versions of Touati et al. (2019) algorithm at Umiujaq pixel with in situ soil temperature sensors for Herb and Moss, Shrub and Lichen, and Shrub cover types over ascending (A) and descending (D) overpasses from October, 01 to December, 31 and from April, 01 to June, 30 for 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018 F/T cycles.

Cycle	2015/2016				2016/2017				2017/2018			
Algorithm	Original Algorithm		Adaptive algorithm		Original Algorithm		Adaptive algorithm		Original Algorithm		Adaptive algorithm	
mode	A	D	A	D	A	D	A	D	A	D	A	D
Transition Season	Autumn-Winter (October, 01 to December, 31)											
Herb and Moss	90.5	79	95	87.5	84	75	88.5	76	87.5	89	93.5	91.5
Shrub and Lichen	91	85	96	88.5	79	76	87.5	78	83	84	90	92
Shrub	92	86	96.5	94	85.5	76	88	85.5	96	90	96	90
Average Precision	91	83	96	90	83	76	88	80	89	88	93	91
Season	Winter-Spring (April, 01 to June, 30)											
Herb and Moss	91.5	92.5	91.5	97.5	88	85.5	91.5	85.5	92	85	95	87.5
Shrub and Lichen	90	92	94.5	96.5	88.5	84.5	92	87	84	80	89	83
Shrub	95	93	95	93	87.5	83	88.5	84.5	88	79	90.5	81.5
Average Precision	92	92.5	94	96	88	84	91	86	88	81	91.5	84

3.6. Conclusion

This study analyzed the variation of SMAP brightness temperature depending on snow cover fractions over the Turjusuk Park SMAP pixel (~36 km). Based on high resolution (500 m) MOD10A1 product, a snow cover fraction between 0% and 100% was identified. MOD10A1 and corrected SMAP Tb per each land cover type developed by Touati *et al.* (2019) were used to follow the brightness temperature variation with the evolution of snow cover. Results showed that, even with the SMAP L band radiometer, Tb measurements were derived from snowpack and were affected by snow cover characteristics, particularly by snow liquid water content. This aspect, illustrated by previous studies (Du *et al.*, 2014; Mätzler, 1994), affect the accuracy of our F/T algorithm proposed by Touati *et al.* (2019). The freeze and thaw soil states derived by the F/T algorithm were validated used soil temperature measured by installed Hobo-sensors in different environments across the Turjusuk Park pixel. With the original version of our F/T algorithm, soil states agreement of up 90%, and 79% were reached respectively for ascending and descending overpasses. To consider snowpack influence on F/T mapping during transition seasons, a new version of the Touati *et al.* (2019) algorithm was proposed. The new F/T algorithm incorporates a snow fraction test. A SMAP pixel with a snow fraction higher than 30% was classified as freeze. This threshold was fixed at 10% in Farhadi *et al.* (2015) study, developing an F/T algorithm for the NASA Goddard Earth Observing System, version 5 (GEOS-5). The new version algorithm improves the mean accuracy of up 5% and 3% respectively for autumn-winter and winter-spring transitions seasons both for ascending and descending overpasses.

As an extension of the present study, this adapted F/T algorithm of Touati *et al.* (2019) will be applied and validated for other SMAP pixels over Quebec. The snow threshold used for the Turjusuk Park pixel will be investigated for other pixels.

Acknowledgements

The authors would like to present their acknowledgments to the Canadian Space Agency for its financial support through the Canadian SMAP Program led by Environment Canada. We also would like to thank all the Canadian and American researchers involved in the SMAP program for stimulating discussions during the annual SMAP workshops hosted in Canada. We also thank the *Centre d'études nordiques* for logistics support and all of our INRS and LMU colleagues who were involved in the field campaigns.

4. CARTOGRAPHIE DU CYCLE SAISONNIER GEL/DÉGEL À PARTIR DES DONNÉES MICRO-ONDES ACTIVES ET PASSIVES DANS LE PARC NATIONAL TURJUSUK, QUÉBEC, CANADA

Le présent chapitre présente le troisième article de la thèse. L'article présente une validation de la classification G/D SMAP à résolution grossière (~36 km), préalablement développée dans l'article 1, avec une nouvelle classification à haute résolution (30 m) développée à partir des données radar PALSAR d'ALOS. L'article 3 analyse la sensibilité de la classification G/D à l'hétérogénéité du pixel SMAP vis-à-vis des différents types de végétation qui y sont inclus. En premier lieu, l'article est introduit (présentation de l'article, contribution des coauteurs, résumé et approche méthodologique générale). En second lieu, l'article rédigé en anglais est inséré.

A. PRÉSENTATION DE L'ARTICLE

Titre

"Landscape Freeze/Thaw Mapping from Active and Passive Microwave Earth Observations over the Turjusuk National Park, Quebec, Canada."

Auteurs

Cheima Touati¹, Tahiana Ratsimbazfy^{1,2}, Monique Bernier^{1,2}, Saeid Homayouni¹, & Ralf Ludwig^{3,2}.

¹Institut National de la Recherche Scientifique (INRS),

²Centre d'études nordiques (CEN),

³Université Ludwig Maximilians de Munich (LMU).

Titre de la revue

L'article 3 est prêt à être soumis dans la revue scientifique Écoscience, publiée à l'origine par l'Université Laval (1994-2014), et par Taylor & Francis depuis 2015 (<https://www.tandfonline.com/loi/teco20>).

Contribution des coauteurs

La candidate a défini le plan, les objectifs et la méthodologie du troisième article lesquels ont été discutés et approuvés par la directrice de recherche. La candidate a proposé la liste des prétraitements pour les données PALSAR (**Annexe 1, section 1.2.2.**) ainsi que l'algorithme de classification G/D. Une approche de validation des états gelé ou dégelé des sols identifiés pour les pixels SMAP couvrant le parc Turjusuk et ses environs avec la classification G/D appliquée sur les pixels PALSAR à haute résolution a été proposée

par la candidate (**Figure 4.1**). Tahiana a réalisé la programmation des algorithmes. L'article rédigé par la candidate a été révisé par la directrice et les deux codirecteurs de recherche.

Résumé

Les micro-ondes actives et passives sont parfaitement adaptées pour suivre l'état Gel/Dégel (G/D) des sols, vu la sensibilité de la constante diélectrique aux conditions de gel et de dégel. Cependant, la plupart des capteurs micro-ondes passives ont une résolution spatiale grossière. Ainsi, l'état G/D identifié à partir des scènes micro-ondes passives n'est pas forcément représentative des surfaces hétérogènes couvrant le pixel.

Dans la présente étude, nous examinons la sensibilité de la classification G/D active et passive au couvert végétal, et (2) nous utilisons une classification G/D à partir des données à haute résolution (30 m) PALSAR pour suivre l'évolution des états gelé et dégelé des sols provenant de la version adaptée de l'algorithme de Touati *et al.* (2019) avec des données SMAP (36 km). Les scènes SMAP et PALSAR acquises au-dessus du parc National Turjusuk, Québec, Canada entre juin 2015 et janvier 2017 sont utilisées. Un nouvel algorithme avec des seuils de référence saisonnier au-dessus de chaque type de végétation (arbuste, herbe, lichen, et terre nue) est proposé pour classifier les pixels PALSAR. Les seuils saisonniers sont calculés à la fois pour la polarisation HH et la polarisation HV, pour le ratio de polarisation ($\sigma^{\circ}_{HH}/\sigma^{\circ}_{HV}$) et pour la différence de polarisation ($\sigma^{\circ}_{HH}-\sigma^{\circ}_{HV}$). La validation de la classification G/D PALSAR avec les données de température du sol mesurée à ~5 cm de la surface, détecte une meilleure précision avec les seuils en polarisation HV. La classification G/D PALSAR montre que la version adaptée de l'algorithme de Touati *et al.* (2019) classifie un pixel SMAP comme gelé à partir d'une fraction gelée dans le pixel supérieure à 50%. La sensibilité de la classification G/D passive et active au couvert végétal est reportée par la présente étude. Un couvert d'arbustes gelé avec un délai entre quelques jours et un mois selon les types de végétation, Herbe, Lichen/Mousse, et Terre nue.

Cet article présente une nouvelle classification G/D à haute résolution (30 m) développée à partir des données radar PALSAR d'ALOS. La sensibilité de la classification G/D à l'hétérogénéité du pixel SMAP vis-à-vis des différents types de végétation qui y sont inclus est analysée. Une classification G/D PALSAR est proposée avec des seuils estimés par type de végétation (Arbustes, Lichen, Mousse, Milieu humide, et Terre nue), par polarisation (HH, VV, et VH) et par mode d'acquisition (USB, WBD, FBD, et HBQ).

Approche méthodologique générale

La **Figure 4.1** récapitule l'approche méthodologique suivie dans l'article 3. L'algorithme proposé dans la **section 4.4.2** de l'article sera appliqué sur les données PALSAR précédemment prétraitées (**Annexe 1, sous-section 1.2.2**) pour identifier l'état gelé ou dégelé des sols dans le parc national Turjusuk et ses environs. La cartographie G/D obtenue à partir des données PALSAR à haute résolution a été validée par les données de température du sol mesurées par des micro-stations installées au parc national Turjusuk (**Validation 2**). La classification G/D des pixels PALSAR à haute résolution a été comparée à la classification des pixels SMAP de la version adaptée de l'algorithme G/D de Touati *et al.* (2019), précédemment validée dans l'article 1 et l'article 2 (**Validation 1**). Pour la cartographie G/D à partir des données PALSAR, deux seuils de référence saisonnière ont été calculés. Les scènes PALSAR prises entre le début de juillet et la fin d'août ont été sélectionnées pour la saison de référence estivale, et celles entre le début de janvier et la fin de février pour la saison de référence hivernale. Le seuil de référence saisonnière présente la moyenne de rétrodiffusion mesurée durant chaque saison. Le seuil a été calculé par pixel, par polarisation HH, VV, HV et VH et par mode d'acquisition USB (*Stripmap UltraFine Single polarization*), WBD (*ScanSAR Nominal Dual polarization*), FBD (*Stripmap Fine Dual polarization*) et HBQ (*Fully Polarimetric High-sensitive*).

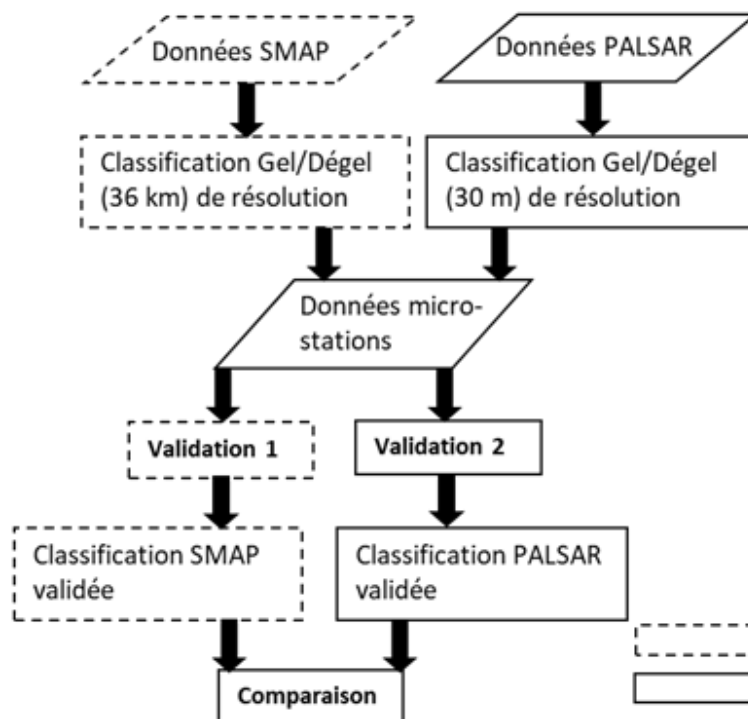


Figure 4.1. Approche méthodologique de l'article 3.

B. ARTICLE 3: LANDSCAPE FREEZE/THAW MAPPING FROM ACTIVE AND PASSIVE MICROWAVE EARTH OBSERVATIONS OVER THE TURJUSUK NATIONAL PARK, QUEBEC, CANADA

Abstract

Active and passive microwave remote sensing is well adaptive to monitor Freeze/Thaw (F/T) soil state due to the sensitivity of landscape dielectric constant to thawed and frozen soil conditions. However, most of passive microwave sensors are characterized by low spatial resolution. Therefore, F/T state identified from passive microwave scenes is not representative to all the heterogeneous surfaces over the pixel. In the present study (1) we investigate the sensitivity of active and passive F/T classification to vegetation cover type, and (2) we use F/T classification from the high resolution PALSAR data (30 m) to follow the evolution of soil frozen or thawed soil state derived from the adaptive version of Touati *et al.* (2019) algorithm with SMAP data (36 km). The PALSAR and the SMAP scenes acquired from June 2015 to January 2017 over the National Park of Turjusuk in Umiujaq, Quebec, Canada were used. A new F/T algorithm with a specific reference threshold under each vegetation type (Shrub, Grass, Lichen, and Bare Land) was proposed to classify PALSAR pixels. The reference season thresholds were calculated for both HH and HV polarizations, and the Backscattering Ratio ($\sigma^{\circ}_{HH}/\sigma^{\circ}_{HV}$) and the Backscattering Difference ($\sigma^{\circ}_{HH}-\sigma^{\circ}_{HV}$). The validation of the PALSAR F/T classification with soil temperature at ~5 cm depth revealed a greater overall accuracy, above 80%, with HV thresholds. The PALSAR F/T classification showed that the adaptive version of Touati *et al.* (2019) algorithm classify the SMAP pixel as frozen when more than 50% of the SMAP pixel area was classified as frozen. The sensitivity of passive and active F/T classification to the vegetation cover type was reported by the present study. Shrubland cover in the study area isolates the soil and affects the F/T cycle. Shrub cover freeze with a delay between few days and one month relative to Grassland, Lichen/Moss, and Bare Land covers.

Keywords: SMAP, PALSAR, vegetation, Freeze/Thaw algorithms.

4.1. Introduction

An accurate characterization of the spatio-temporal soil freeze (F) and thaw (T) states, in the arctic regions, contributes substantially to the understanding of ecosystems functions such as soil absorption and emission mechanisms (Frolking *et al.*, 1996; Lagacé *et al.*, 2002; Way *et al.*, 1997), runoff, groundwater recharge (McKenzie & Voss, 2013; Ouyang *et al.*, 2016), vegetation photosynthesis (Steffen *et al.*, 1989),

net photosynthesis (Deltoro *et al.*, 1999), respiration processes (Frolking *et al.*, 1996), growing season length (Kim *et al.*, 2011), and ecosystem productivity (McDonald *et al.*, 2004).

A variety of active and passive microwave sensors were used to characterize F/T cycle. Environmental conditions, such as cloud cover and available sunlight, do not influence microwave data acquisition. As a result, microwaves remote sensing allows continuous and consistent acquisition of spatially explicit observations. These observations are beneficial for monitoring of daily land surface characteristics and soil conditions (e.g., humidity or water content) at any time of day or night (Lagacé *et al.*, 2002).

Active microwave data, from either Synthetic Aperture Radar (SAR) sensors or scatterometers, show high sensitivity to near-surface soil moisture and land F/T states (Bartsch *et al.*, 2007; Lievens *et al.*, 2011; Rignot *et al.*, 1994b). The active sensors, which have been used in the previous studies, are the Airborne Synthetic Aperture Radar (AIRSAR), the European Remote Sensing Satellite (ERS-1 and ERS-2), the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) on ENVISAT, the Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar (PALSAR-1 and -2), RADARSAT-1 and -2, and SENTINEL-1 (Derksen *et al.*, 2017; Park *et al.*, 2011; Wagner *et al.*, 2012; Wismann, 2000).

On the other hand, the data from passive microwave sensors have been used for soil moisture and land F/T state estimation, mapping, and monitoring (Jackson, 1993; Prigent *et al.*, 2005; Schmugge *et al.*, 1986). The soil freezing decreases the rotational energy of the water molecule having a positive linear relationship to the dielectric constant. Consequently, the soil dielectric constant is reduced as well as the backscattering energy (Jagdhuber *et al.*, 2014; Khaldoune *et al.*, 2011; Park *et al.*, 2011; Rignot *et al.*, 1994a; Wegmüller, 1990). Furthermore, passive microwave data showed that brightness temperature (T_b), which rises with soil freezing state, was useful to monitor F/T state (Rautiainen *et al.*, 2014). The main passive instruments exploited in the literature are the Scanning Multi-channel Microwave Radiometer (SMMR), the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), and the Soil Moisture Active Passive (SMAP) (Derksen *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2011; Kim *et al.*, 2011; Rautiainen *et al.*, 2016). However, most passive microwave data are characterized by low spatial resolution (25 km for SMMR, 30 to 50 km for SMOS, and 36 km for SMAP). Therefore, the freeze or thaw state identified using passive microwave data is potentially not representative to all the heterogeneous surfaces over the pixel.

The purpose of the present study is (1) to examine the effect of vegetation cover in soil frost dynamics over a region near the Tursujuq National Park, in western Nunavik, using high resolution active sensor data from the PALSAR Advanced Land Observing Satellite (ALOS) (2) to develop a new F/T algorithm for PALSAR

data with thresholds reference seasons defined by vegetation cover and (3) to compare the high resolution F/T map with the F/T states SMAP mapping using the adaptive version of Touati *et al.* (2019) algorithm. To this end, we collected SMAP and PALSAR data over the study area between June, 2015 and January, 2017. Furthermore, a new F/T algorithm with thresholds reference seasons defined by vegetation cover and for HH polarization, HV polarization, backscattering ratio (HH/HV) and backscattering difference (HH-HV) was developed. The F/T classification from PALSAR data (spatial resolution resampled to 30 m) allowed to follow the SMAP F/T mapping results. The objective is to understand the evolution of F/T soil state inside a mixed ~36 km SMAP pixel, particularly during transition seasons (autumn-winter and winter-spring).

4.2. Study area and field campaign data

The study area of this research is a region in the western part of Nunavik, near the northern village of Umiujaq, covering mainly the Tursujuq National Park, including the Sheldrake and the Nastapoka catchments. We selected this area due to the significant impacts of F/T soil state variation on infrastructure, freshwater availability, vegetation growth, ground thermal regime, and Inuit activities. The research station of the Centre d'études nordiques (CEN) located in the northern village of Umiujaq provides access and facilities for the researchers. To validate active and passive F/T modelling, thirteen Hobo data loggers (Hum-1 to Hum-10, Sheldrake-1, Sheldrake-2, and Sheldrake-3) were installed in different environmental conditions (vegetation, soil texture, and topography) to measure soil temperature and moisture at about 5 cm depth. **Table 4.1** present Hobo sensor characteristics: latitude, longitude, and vegetation type from the CIRCA land cover map (Latifovic *et al.*, 2017). **Figure 4.2** shows the study site, Hobo data logger's sensors localization (yellow triangles, **Figure 4.2 a**) and PALSAR scenes covered area (**Figure 4.2 b**).

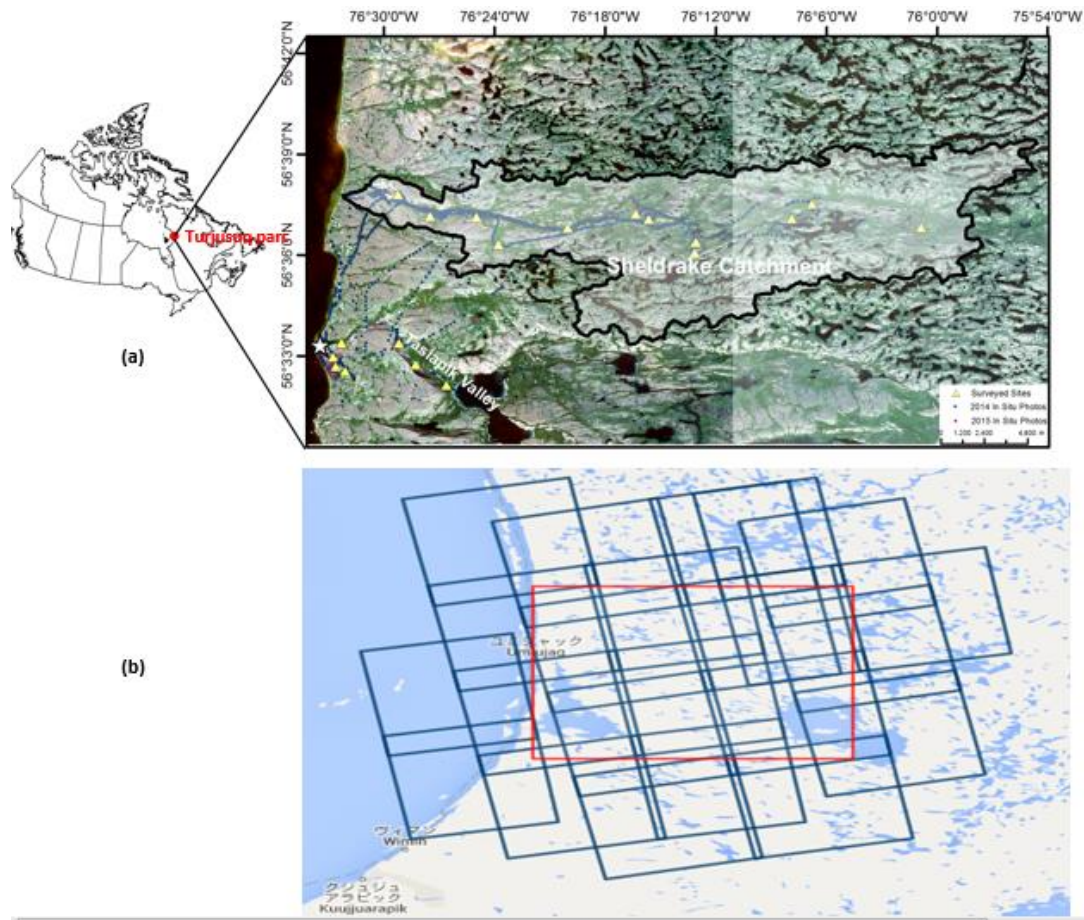


Figure 4.2. Study site and Hobo data logger's sensors (temperature and soil moisture) localization.

Table 4.1. The characteristics of the Hum stations: location, CIRCA Class, and Vegetation Type.

Station	Lat/Long	Circa Class	Vegetation Type
Hum-1	56.561/-76.543	6	Shrubland/Lichen/Moss
Hum-2	56.556/-76.545	2	Broadleaf Forest
Hum-3	56.559/-76.482	8	Barren Land
Hum-4	56.549/-76.533	6	Shrubland/Lichen/Moss
Hum-5	56.545/-76.537	6	Shrubland/Lichen/Moss
Hum-6	56.564/-76.482	6	Shrubland/Lichen/Moss
Hum-7	56.540/-76.438	6	Shrubland
Hum-8	56.543/-76.448	2	Broadleaf Forest
Hum-9	56.537/-76.437	2	Broadleaf Forest
Hum-10	56.557/-76.532	2	Broadleaf Forest
Sheldrake-2	56.624/-76.269	6	Shrubland/Lichen/Moss
Sheldrake-3	56.623/-76.129	1	Needle leaf Forest
Sheldrake-4	56.621/-76.257	4	Shrubland

4.3. Data description

4.3.1. SMAP corrected data

Daily SMAP scenes from 2015 to 2017 from ascending (6:00 PM) and descending (6:00 AM) passes were downloaded from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) at "<https://nsidc.org>". Those SMAP data were in Level 1C format (L1C), already geolocated and calibrated from SMAP Level 1B (L1B). Then, the brightness temperature values (T_b) extracted from SMAP L1C pixels were corrected from the damping effect of water as described by the Normalization approach per Vegetation Type proposed by Touati *et al.* (2019). This study has shown that the normalization approach by vegetation type improves the overall accuracy of F/T soil state identification over the Turjusuk Park up 24% compared to the proposed approach by the SMAP developers (Chan *et al.*, 2018). Only 12 SMAP scenes found at the same timeline of ALOS PALSAR-2 overpasses were analyzed for this study.

4.3.2. PALSAR data

Active microwave observations from the Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar (PALSAR), one of the three instruments on the Advanced Land Observing Satellite (ALOS) developed by the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), were used to classify the soil frozen or thawed status at a higher resolution. In the present study, PALSAR-2 data, acquired by ALOS-2, format 1.5, single (HH, HV, VH or VV), and dual polarized (HH+HV or VH+VV) are investigated (<http://en.alos-pasco.com/alos-2/palsar-2/>). The PALSAR-2 Level 1.5 scenes are projected version of Level 1.1 PALSAR-2 data with amplitude data and ground range information.

Table 4.2 summarizes the characteristics of 27 PALSAR-2 data downloaded from July 2015 to January 2017. They were acquired in Strip Map mode with a 6 m or 10 m resolution and have variable pixel spacing (6.25 or 2.5 m), nadir angles (36.6°; 28.6°; 32.9° and 21.2°), and polarization (HH-HV, HH).

Table 4.2. PALSAR-2 scene characteristics: acquisition date, nadir angle, pixel spacing, and polarization.

Date	Nadir angle	Pixel Spacing	Polarization	Date	Nadir Angle	Pixel Spacing	Polarization
2015-06-25	36.6	6.25	HH-HV	2016-08-11	32.8	2.5	HH
2015-07-18	28.6	6.25	HH-HV	2016-08-15	38.6	2.5	HH
2015-07-23	32.9	6.25	HH-HV	2016-08-16	35.8	2.5	HH
2015-08-01	32.9	6.25	HH-HV	2016-11-10	36.6	6.25	HH-HV
2015-11-07	32.9	6.25	HH-HV	2016-11-14	36.6	6.25	HH-HV
2015-11-10	32.8	2.5	HH	2016-11-19	36.6	6.25	HH-HV
2015-11-12	36.6	6.25	HH-HV	2016-11-23	28.6	6.25	HH-HV
2016-01-06	21.2	2.5	HH-HV	2016-11-28	28.6	6.25	HH-HV
2016-07-11	28.6	6.25	HH-HV	2016-12-03	28.6	6.25	HH-HV
2016-07-16	28.6	6.25	HH-HV	2016-12-08	32.9	6.25	HH-HV
2016-07-21	32.9	6.25	HH-HV	2016-12-12	32.9	6.25	HH-HV
2016-07-25	32.9	6.25	HH-HV	2016-12-17	32.9	6.25	HH-HV
2016-07-30	32.9	6.25	HH-HV	2017-01-22	29.5	2.5	HH
2016-08-07	32.8	2.5	HH				

4.3.3. Land Cover Data

We selected the 2010 CIRCA Land Cover map, developed by the Canada Center for Remote Sensing (CCRS), to identify the vegetation type over each PALSAR pixel. This map has a spatial resolution of 30 m and represents the land cover map of North America produced by the North American Land Change Monitoring System (NALCMS) (Latifovic *et al.*, 2017). To generate this land cover map, CCRS used the Landsat data from the Enhanced Thematic Mapper (ETM+) and the Thematic Mapper (TM) sensors. The validation done by CCRS with 2811 sites located in different land types estimates the accuracy to 76.60%. Fourteen vegetation covers out of 19 of the CIRCA land cover map vegetation were found in the study area. Then, we regrouped these vegetation covers into 11 classes, as described in **Table 4.3**, based on the dominant vegetation classes identified by Provencher-Nolet *et al.* (2014) using high resolution airborne data and in-situ sampling over the Tursujuq National Park.

Table 4.3. CIRCA Land Cover map: output reclassification.

CIRCA Land Cover outputs		Reclassification outputs	
1	Temperate or subpolar Needle Leaf Forest	1	Needle Leaf Forest
2	Sub-polar taiga Needle Leaf Forest		
3	Temperate or subpolar Broadleaf Deciduous Forest	2	Broadleaf Forest
4	Mixed Forest	3	Mixed Forest
5	Temperate or subpolar Shrubland	4	Shrubland
6	Temperate or subpolar Grassland	5	Grassland
7	Sub-polar or polar Shrubland-Lichen-Moss	6	Shrubland/Lichen/Moss
8	Sub-polar or polar Grassland-Lichen-Moss		
9	Sub-polar or polar Barren-Lichen-Moss		
10	Wetland	7	Wetland
11	Barren Land	8	Barren Land
12	Urban and built-up	9	Urban and Built-up
13	Water	10	Water
14	Snow and ice	11	Snow and ice

4.3.4. Air temperature data

The Mean Daily Air Temperature data at ~2 m from the soil surface were downloaded from the National Centers for Environmental Prediction/North American Regional Reanalysis (NCEP/NARR) database (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/NARR/Dailies/monolevel/>). Air temperature was used to filter SMAP brightness temperature in order to calculate the reference threshold for winter and summer seasons when applying the F/T algorithm (Rautiainen *et al.*, 2016; Touati *et al.*, 2019).

4.4. Processing steps

4.4.1. SMAP F/T algorithm processing

The adaptive version of the F/T algorithm proposed by Touati *et al.* (2019) was used to identify freezing or thawing soil states. The F/T algorithm is based on the Normalized Polarization Ratio (NPR) described by the following equation (Rautiainen *et al.*, 2016; Roy *et al.*, 2015):

$$NPR = \frac{Tb_V - Tb_H}{Tb_V + Tb_H}$$

(Eq 4.1)

The vertical and horizontal SMAP brightness temperature corrected by the Normalization approach per vegetation type were used to calculate the NPR parameter by each SMAP pixel (x) at a time (t), $NPR(x, t)$, and for the thaw and the freeze reference seasons, $NPR_{ThawRef}(x)$ and $NPR_{FreezeRef}(x)$. Thaw and freeze reference seasons were associated with the mean value of NPR collected respectively during July-August and January-February periods. The NPR values corresponding to air temperatures higher than +3 and lower than -3 were kept for the summer and the winter reference seasons, respectively. For each pixel, we calculated a delta NPR (ΔNPR) parameter (**Equation 4.2**) and an associated threshold (T) for daily ascending and descending satellite passes.

$$\Delta NPR(x, t) = \frac{NPR(x, t) - NPR_{ThawRef}(x)}{NPR_{FreezeRef}(x) - NPR_{ThawRef}(x)}$$

(Eq 4.2)

Figure 4.3 describes the approach followed to estimate the threshold (T) for the Turjusuk National Park pixel for the ascending (A) SMAP scenes. The threshold (T) matched with the intersection point between the normal distribution of the (ΔNPR) calculated during the freeze and the thaw reference seasons. The threshold is around 0.5. We applied the same calculation with descending scenes and for all the pixels of the SMAP images. Finally, each 36 km SMAP pixel is classified as frozen when ΔNPR is greater than the pixel threshold and thawed in the opposed case. A SMAP pixel is classified as frozen when the snow cover is greater than 30%.

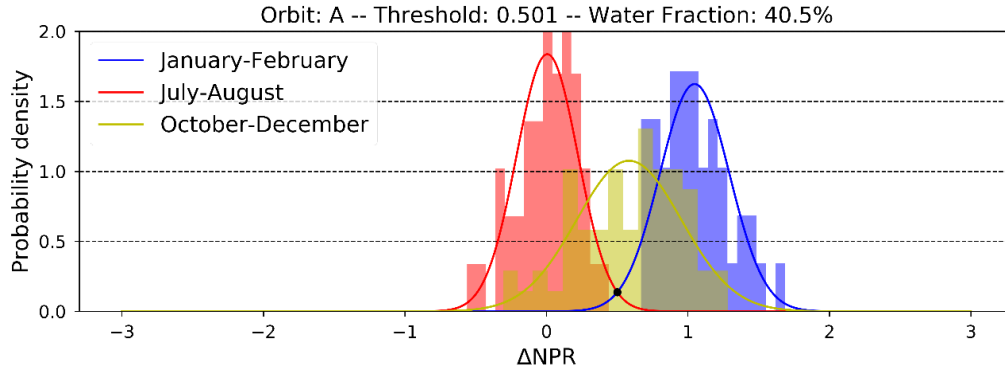


Figure 4.3. Threshold (T) estimation for the Turjusuk National Park, SMAP ascending scenes.

4.4.2. PALSAR F/T algorithm processing

PALSAR Preprocessing

For PALSAR Level-1.5 data, multi-look azimuth and rang compression as well as the update of the polarimetric calibration (Motohka *et al.*, 2018b). We apply the radiometric correction using the digital

elevation data from Level 1.1 and then the geometric correction through the Sentinel Application Platform (SNAP). We filtered the images with the Intensity-Driven Adaptive-Neighborhood (IDAN) filter to obtain a better performance in the change detection (Vasile *et al.*, 2006). The IDAN filter has shown a higher accuracy in a classification study for different land cover types (Turkar, 2010). Then, the digital number value was converted to the backscattering coefficient (sigma naught) as described by **equation 4.3** proposed by the JAXA EORC/ALOS-2 Project. Team, 2017:

$$\sigma_{Q16}^0 = 10 \cdot \log_{10}(DN)^2 + CF_1 \quad (\text{Eq 4.3})$$

Where:

σ^0 is the backscattering coefficient (Sigma naught or Sigma zero) [dB],
 DN is the digital number (or raw pixel value),
 CF1 is the calibration factor [= -83, 0 dB].

PALSAR F/T mapping

Du *et al.* (2015) showed the potential of ALOS-PALSAR data for F/T monitoring in Alaska. The validation of the generated F/T map for April 2007 with air temperature and soil temperature data estimated accuracy between 75% and 80%. We selected the seasonal threshold approach, as the baseline PALSAR F/T algorithm, which has been tested by previous studies (Azarderakhsh *et al.*, 2012; Du *et al.*, 2014; Du *et al.*, 2015; Mortin *et al.*, 2012). Furthermore, this seasonal threshold approach was selected to produce an operational F/T product derived from L-band data every three days under the NASA SMAP mission (Dunbar, 2018; Polson, 2012). This approach works well for data with temporally sparse or variable repeat-visit observations such as PALSAR data (Entekhabi *et al.*, 2010; Entekhabi *et al.*, 2014).

Colliander *et al.* (2012) have evaluated the relative importance of the different landscape elements (vegetation stems and branches) to the radar backscattering. However, in our study, we adapted the seasonal threshold approach to the Tursujuq National Park land cover characteristics. We calculated the freezing seasonal reference and the thawing reference for each vegetation cover identified in **Table 4.3** based on the CIRCA land cover map. We recognized five main vegetation types within the Park: Shrubland (1), Grassland (2), Lichen/Moss (3), Wetland (4), and Barren Land (5). **Figure 4.4** shown each step of the adaptive seasonal threshold approach.

A seasonal scale factor $\Delta(t, x)$ is defined for a pixel (x) acquired at the time (t) by the equation (Eq 4.4):

$$\Delta(t, x) = \frac{\sigma(x, t) - \sigma_T}{\sigma_F - \sigma_T} \quad (\text{Eq 4.4})$$

Where:

$\sigma(t, x)$ is the measurement backscatter acquired at the time (t) for a pixel (x),

σ_F is backscatter measurements corresponding to the frozen reference state (July, August) for a pixel (x),

σ_T is the backscattering measurements corresponding to the thaw reference state (January, February) for a pixel (x).

The threshold level (T), around 0.5, defined by the NASA active F/T algorithm (Dunbar, 2018) is used to classify PALSAR pixel as :

$$\text{Frozen} \leftarrow \Delta(x, t) > T \quad (\text{Eq 4.5})$$

$$\text{Thawed} \leftarrow \Delta(x, t) \leq T \quad (\text{Eq 4.6})$$

The algorithm is run on a cell by cell basis. The output is a dimensionless binary state variable: frozen or thawed condition for each PALSAR pixel. The thresholds reference seasons were calculated for HH polarization, HV polarization, the Backscattering Ratio (Equation 4.7), and the Backscattering Difference (Equation 4.8) expressed as (Qin *et al.*, 2015) :

$$\text{Backscattering Ratio} = \frac{\sigma_{HH}^0}{\sigma_{HV}^0} \quad (\text{Eq 4.7})$$

$$\text{Backscattering Difference} = \sigma_{HH}^0 - \sigma_{HV}^0 \quad (\text{Eq 4.8})$$

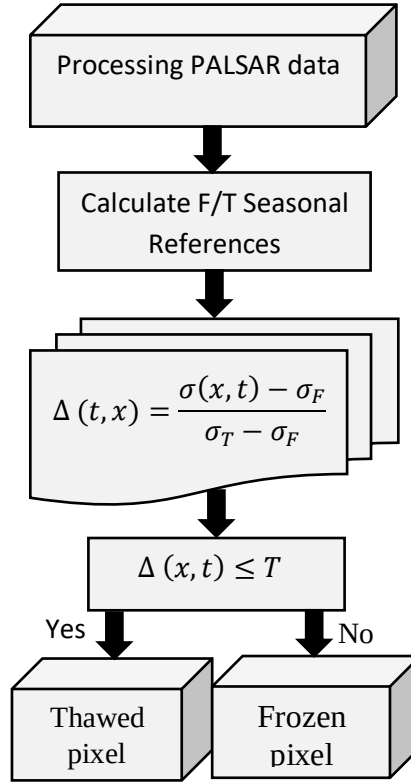


Figure 4.4. Processing workflow for Freeze/Thaw mapping using PALSAR data.

To validate PALSAR and SMAP F/T monitoring results, we installed Hobo-logger sensors at ~5 cm depth which measured continuously soil moisture and soil temperature near the northern village of Umiujaq (Bernier *et al.* 2019).

4.5. Results and discussion

4.5.1. PALSAR backscattering variation during F/T cycle

Figure 4.5 shows the evolution of PALSAR backscattering boxplots from July 11, 2016, to January 22, 2017. The PALSAR scene acquired on January 22, 2017, was used for the freeze reference season. For thaw reference season, PALSAR scenes acquired on July 11, 16, 21, and 30, 2016, were used. For autumn-winter transition season, PALSAR scenes acquired on November 10, 14, 19, and 23 and December 3, 8, 12, and 17, 2016, were used. For PALSAR scenes water surfaces were masked using Landsat high-resolution (30 m) imagery. The PALSAR pixels returned a mean backscattering value near -10 dB for scenes acquired during the summer season (July scenes). From the autumn-winter transition season, the backscattering coefficients start to decrease and reach a mean value of around -17 dB for the winter reference scene (January 22, 2017). The decrease of an active microwave signal with the freezing of the soil and the

vegetation was shown by previous studies (Baghdadi *et al.*, 2018; Derksen *et al.*, 2017; Jagdhuber *et al.*, 2014; Rignot *et al.*, 1994a; Wegmüller, 1990). In fact, the backscattering variation between freeze and thaw soil conditions is associated with the dielectric constant, or permittivity, proprieties change of the reflecting surface (Kim *et al.*, 2012; Kimball *et al.*, 2001; Podest *et al.*, 2014; Rignot & Way, 1994). Because a higher dielectric constant was exhibited by liquid water phase and therefore the dielectric constant drops with water freezing progress (Mortin *et al.*, 2012).

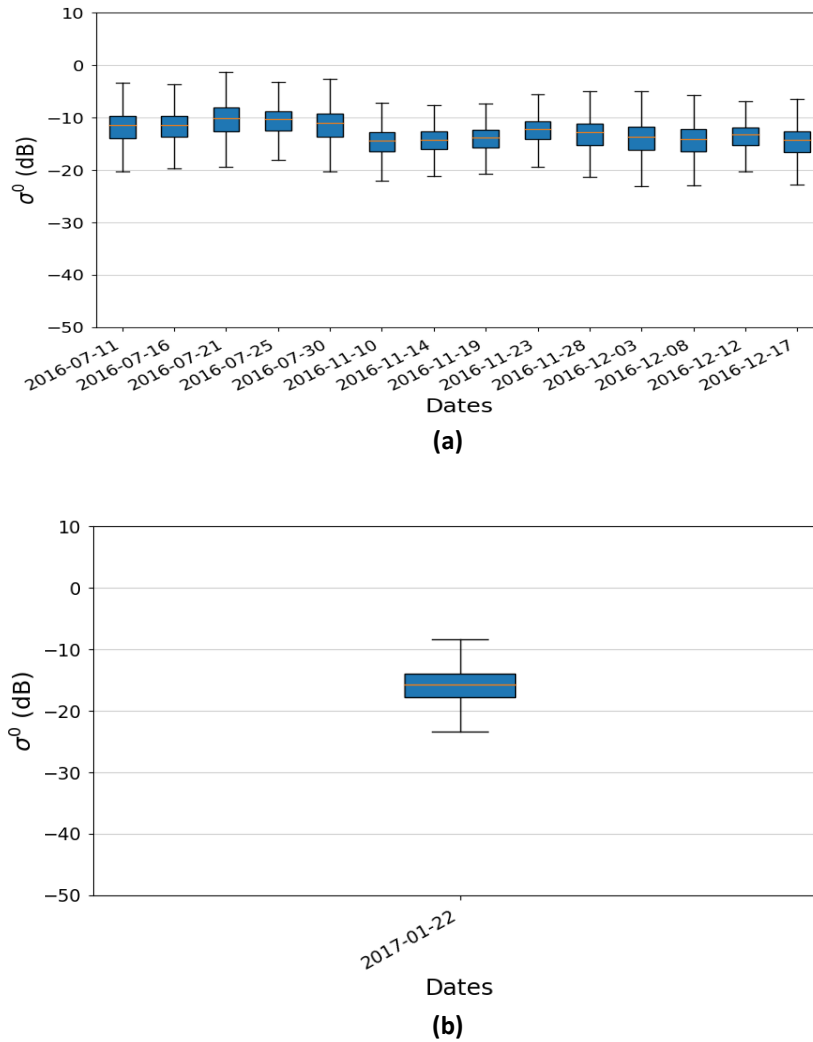


Figure 4.5. Backscatter boxplots from July 11 to December 17, 2016 (a) and for January 22, 2017(b).

4.5.2. PALSAR Freeze/Thaw classification

Frozen and thaw reference thresholds

As described by **Equation 4.4**, to identify soil frozen or thawed states for each PALSAR pixel, two thresholds were calculated for freeze (January and February) and thaw (July and August) reference seasons (σ_F and σ_T). The seasonal thresholds were calculated for each vegetation type in order to take into account the effect of vegetation on the evolution of the F/T cycle.

Table 4.4 presents the freeze and the thaw reference thresholds for each vegetation type, and HH and HV polarization, the backscattering Ratio, and the backscattering Difference parameters in dB.

Table 4.4. F/T reference season thresholds, Backscattering coefficient in dB, (* Dual polarization).

Vegetation Type	Freeze reference season				Thaw reference season			
	Difference (FBD*)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)	Difference (FBD)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)
1-Shrubs	-14.8	9.8	-14.2	-24.0	-13.4	8.6	-12.6	-21.2
2-Grass	-14.7	10.0	-14.1	-24.2	-12.7	9.1	-11.9	-21.1
3-Lichen	-15.4	10.2	-14.9	-25.1	-13.4	8.7	-12.6	-21.4
4-Wetland	-14.5	10.3	-14.0	-24.4	-10.4	9.2	-9.7	-18.9
5-Bare land	-15.0	10.0	-14.8	-24.9	-13.4	8.6	-12.6	-21.2

Table 4.4 shows that the decreases in the backscatter coefficients are about 2 to 3 dB for PALSAR single polarized (HH) scenes and about 3 to 6 dB for cross-polarized scenes (HV), between the thawed and the frozen reference values. A backscatter difference of 6 dB was measured for the wetland pixels in HV polarization. Mironov and Muzalevsky. (2013) used PALSAR data over the Arctic Tundra and found vertical polarization as the most sensitive to F/T dynamics. In addition, PALSAR backscattering in HV polarization measured the most significant seasonal variations between winter and spring, by about 7-8 dB over the Eastern Siberia (Park, 2015).

Moreover, the ratio backscatter parameter increases by about 1 to 1.5 dB. For the difference parameter, the radar signal decreases by about 1 to 2 dB for Shrubs, Grass, Lichen, and Bare Land against 4 dB for Wetland class. Shrubland shows similar temporal backscatter trends to those of Grass, Lichen, and Bare Land areas.

PALSAR F/T Validation

The F/T soil states produced by the proposed PALSAR algorithm were validated using soil temperature measured at ~5 cm depth with Hobo-sensors (Hum-1 to Hum-10, Sheldarke-2, Sheldrake-3 and Sheldrake

3) installed within the Turjusuk National Park and near the Umiujaq village. The PALSAR scenes acquired on March 14 and December 3 and December 8 cover the region where all the Hobo sensors were installed. For the PALSAR scene acquired on December 3, only the measurements from Hum1 to Hum-7 were available. **Table 4.5** summarizes the PALSAR F/T classification validation for March 14 and December 3 and 8 scenes with HH, HV, backscattering Difference (HH-HV), and backscattering Ratio (HH/HV) polarizations. The highest overall classification accuracy is obtained for HV polarization (**Table 4.5**). The overall accuracy is between 80% and 84.5%. The polarization ratio and polarization difference led to the lowest accuracy, i.e., less than 65%. The low overall accuracy with the Polarization Ratio and the Polarization Difference are in line with their smaller backscattering difference observed between thaw and freeze reference seasons for all vegetation classes in **Table 4.4**. The sensitivity to soil states in HV polarization was reported by many previous studies (Du *et al.*, 2015; Park, 2015; Park *et al.*, 2011; Shimada *et al.*, 2014).

Table 4.5. PALSAR Freeze/Thaw status validation with Hobo-sensors: classification accuracies for HH, HV, HH-HH, and HH/HV polarizations.

PALSAR Acquisition Date	Hobo-Sensors	Overall Accuracy Freeze/Thaw validation (%)			
		Polarization			
		HV	HH	HH-HV	HH/HV
March 14, 2015	Hum-1 to Hum-10 Sheldrake-2, 3, 4	83	76	64	63.5
December 3, 2016	Hum-1 to Hum-7	80	73	60	54
December 8, 2016	Hum-1 to Hum-10 Sheldrake-2, 3, 4	84.5	75	58	52

SMAP-PALSAR F/T mapping

The F/T algorithm proposed by Touati *et al.* (2019) was previously applied to identify SMAP pixels freezing or thawing soil states during the 2015--2017 F/T cycle (from June 2015 to January 2017). The SMAP F/T mapping validation with Hobo-sensors estimates a global accuracy near 91% and 84%, respectively, for the ascending and descending overpasses. **Table 4.6** summarizes the SMAP and the PALSAR F/T mapping results over the Turjusuk National Park and its surroundings during the autumn-winter transition seasons over a two-year study period (November 2015 and November and December 2016) and for one spring scene (June 2015). SMAP and PALSAR F/T classification derived from November 7, 10, 12, 2015 and November 10, 14, 19, 23, 28, 2016, and December 2, 3, 17, 2016 were analyzed. For each SMAP scene, the soil freezing and thawing states for the PALSAR scenes which cover it were identified.

Over each SMAP pixel, we counted the number of PALSAR pixels classified as frozen and thawed. **Table 4.6** presents the portion of PALSAR freezing pixels for Shrubland, Grassland, Lichen/Moss, Wetland, and Bare Land vegetation cover types. For the SMAP scene acquired on June 25, 2015, and classified as thawed, more than 90% of PALSAR pixels were effectively classified as thawed. Based on the observations from the Hobo sensors data, installed under different vegetation covers and types of soil ecosystems, the soil starts to thaw, with the temperature higher than 1 °C at -5 cm depth, from mid-May (Bernier *et al.* 2019). For the SMAP scenes acquired on November 7, 10, 12, 2015, and November 10, 2016, and classified as thawed, the portion of PALSAR pixels classified as freezing is less than 50%, varying between 30% and 49%. During the same period, the soil state over the installed Hobo sensors was freezing for Hum-1, Hum-4, Hum-5, and Hum-6 stations classified as Grassland, Lichen/Moss, and Bare Land. For Hobo -1, for example, classified as Lichen/Moss, the first day of the freeze was October 25. For Hum-7 classified as Shrubland, the soil freeze later from November 30. In fact, Shrubland cover isolates the soil and affects the moisture and thermal regimes (Beer *et al.*, 2007). In the study area, previous studies shown that shrubs and spruce vegetation types are usually located in a clay soil texture (Allard *et al.* ; Gray & Pilon, 1976; Ménard *et al.*, 1998). Clay soil with fewer pore spaces than sand soil (Hobo 1 case) tends to reduce thermal conductivity and impeded air penetration (Lipiec *et al.*, 2007). For freezing SMAP pixels, November 14, 19, 23, 28, 2016, and December 2, 3, and 17, 2016 scenes, the portion of freezing PALSAR pixels was higher than 50% (between 58% and 88%).

Table 4.6 Comparison of Freeze and Thaw soil states between SMAP and PALSAR data.

Date	SMAP F/T classification	PALSAR F/T classification: Proportion of freezing pixels (%)				
		Shrubland	Grassland	Lichen/Moss	Wetland	Bare Land
2015-06-25	Thaw	9.5	6	4.5	8	5.5
2015-11-07	Thaw	30	44	40	37	44.5
2015-11-10	Thaw	38	47.5	43.5	46	43
2015-11-12	Thaw	40	48	42	48	41
2016-11-10	Thaw	42	49	41.5	43	39.5
2016-11-14	Freeze	58	63.5	68	66	62
2016-11-19	Freeze	64	72	74.5	71	69
2016-11-23	Freeze	70	72.5	77	71.5	73.5
2016-11-28	Freeze	68	78	77.5	72	74.5
2016-12-02	Freeze	73.5	80.5	79	74	76
2016-12-03	Freeze	74	82.5	80	75	78.5
2016-12-17	Freeze	78	88	84	76.5	86

4.6. Conclusion

This article presents the F/T monitoring results over the National Park of Turjusuk between 25 June 25, 2015, and December 17, 2016, using SMAP and PALSAR data. The Touati *et al.* (2019) F/T algorithm, with an overall accuracy greater than 80%, was applied to identify the soil state within each SMAP pixel. For PALSAR data, we applied a new seasonal threshold approach, using a specific reference threshold under each vegetation type (Shrub, Grass, Lichen, and Bare Land). The reference season thresholds were calculated for both HH and HV polarizations, and the Backscattering Ratio ($\sigma^{\circ}_{HH}/\sigma^{\circ}_{HV}$) and the Backscattering Difference ($\sigma^{\circ}_{HH}-\sigma^{\circ}_{HV}$). The validation of the PALSAR F/T classification with soil temperature revealed a greater overall accuracy, above 80%, with HV thresholds.

The freeze and thaw soil states identified by PALSAR F/T algorithm were used to examine the SMAP pixel soil state over the mixed ~36 km SMAP pixel. The SMAP/PALSAR F/T classification comparison showed that the SMAP pixel was classified as frozen when more than 50% of the pixel area was classified as frozen form PALSAR high-resolution pixels (30 m) monitoring. Other algorithms combining PALSAR and SMAP data will be explored to improve frozen and thawing soil state monitoring of northern landscapes at L band.

Acknowledgments

The authors would like to present their acknowledgments to the Canadian Space Agency (CSA) and the Canadian SMAP Program for the financial support through CSA contribution program. We also would like to thank the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) for procuring access to free PALSAR data. We acknowledge the contribution made by our LMU colleagues during the field campaigns and the *Centre d'études nordiques* (CEN) for the logistic support.

5. DISCUSSION GÉNÉRALE

L'objectif principal de la présente étude doctorale est de suivre l'évolution du cycle saisonnier G/D entre 2015 et 2019 au Québec-Labrador et en particulier au parc national Turjusuk (site principal de validation) à partir des données micro-ondes passives et actives. Des données micro-ondes passives à résolution grossière (de ~36 km) acquises par le radiomètre SMAP et actives à haute résolution (entre 10 et 100 m) issues du capteur PALSAR d'ALOS ont été utilisées. Des algorithmes de classification G/D, deux versions d'algorithme pour les données SMAP et un algorithme pour les données PALSAR, qui s'adaptent aux caractéristiques particulières de la zone d'étude (type de végétation dominant, fraction de neige et fraction d'eau libre par pixel, topographie et texture du sol) ont été appliqués. Les résultats de la classification G/D-SMAP et G/D-PALSAR ont été validés par des données d'humidité et de température mesurées par des microstations à ~5 cm de la surface du sol dans une douzaine de sites au parc national Turjusuk. En dehors du parc national Turjusuk, la classification G/D-SMAP a été aussi validée par les données collectées par les stations d'Environnement Canada (20 stations) et les stations du réseau SILA du CEN (8 stations).

Dans les sous-sections ci-dessous, on évaluera les contributions apportées par la présente étude tout en discutant les résultats obtenus dans les trois articles rédigés.

5.1. Première contribution : Nouvelle approche de correction des Tb en fonction de la fraction d'eau libre

Les tracés de Tb en fonction de la fraction d'eau libre pour les saisons de référence et de transition ont été présentés dans la **section 2.5.1** de l'article 1. Les tracés, sous forme d'une régression linéaire, confirment l'effet atténuant exercé par la fraction d'eau libre contenue dans le pixel SMAP sur la valeur de Tb mesurée par le radiomètre. La diminution des Tb en fonction de l'augmentation de la fraction d'eau libre a été constatée par des études antérieures (Chan *et al.*, 2018; Kalantari, 2016; O'Neill *et al.*, 2012). Pour les différentes scènes SMAP, une chute importante de la température de brillance (entre 50 °K et 75 °K) est observée entre une fraction d'eau supérieure à 10% et inférieure à 55%. Les Tb sont stables pour les pixels avec une fraction d'eau libre inférieure à 10% et supérieure à 55%. Pour les pixels ayant une fraction d'eau libre supérieure à 55%, la fraction "Eau"(α) de l'**équation 2.4** augmente et la fraction "Terre" ($1-\alpha$) devient négligeable et donc la température de brillance mesurée est dominée par les surfaces d'eau libre (Touati *et al.*, 2019). Ainsi, la correction des Tb a été appliquée pour les pixels dont la fraction d'eau libre est comprise entre 0% et 55%.

Deux nouvelles approches pour corriger les valeurs SMAP de Tb par rapport à l'effet atténuant des surfaces d'eau libre contenues dans les pixels ont été proposées dans l'article 1. La première est l'**Approche de Normalisation, approche B**. Elle corrige les valeurs de Tb par rapport à la distance cartésienne entre les points Tb en fonction de la fraction d'eau libre et la droite de régression. La deuxième est l'approche de **Normalisation par Type de Végétation, approche C**. Il s'agit d'une application de l'approche B selon le type de végétation dominant identifié à partir des données MODIS-IGBP à haute résolution (500 m): Tundra, Forêt, Milieu Humide et Végétation Mixte. Les approches B et C ont été comparées à l'**"Approche O'Neill and Chan" (Approche A)**, proposée par l'équipe SMAP. Les résultats obtenus ont montré que contrairement à l'approche A, l'approche B conserve le même écart-type autour de la droite de régression, estimé par les valeurs originales de Tb (**Figure 2.7 de l'article 1**). L'approche C corrige les valeurs de Tb selon quatre régressions linéaires : une par type de végétation. L'écart-type des Tb corrigées, est toutefois plus grand que l'écart-type de l'approche B, correspondant ainsi à la moyenne des écarts-types des quatre types de végétation.

Pour le pixel dit d'Umiujaq, avec une superficie d'eau libre de l'ordre de 40.5%, la différence entre les Tb originales et corrigées par l'approche C est de l'ordre de 100 °K durant les saisons printanière et estivale et se réduit de moitié pour la saison hivernale. La différence est plus faible pour les pixels à faible fraction d'eau libre. Pour le pixel des Monts de Purvirnituq ayant une surface d'eau libre de l'ordre de 12%, la différence est de l'ordre de 40 °K durant les saisons estivale et printanière et de 10 °K durant la saison hivernale. La différence est presque inexistante pour le pixel dit La Corne, comprenant seulement 3.8% d'eau libre.

Les approches A, B et C ont été appliquées sur les scènes SMAP disponibles pour les années 2015 à 2019, en mode ascendant et descendant. Les tracés de Tb en fonction de la fraction d'eau libre avant et après les différentes corrections ainsi que leurs Geotiff sont sauvegardés sur le réseau du laboratoire TENOR. Quelques exemples de tracés sont illustrés à l'**Annexe 2**.

5.2. Deuxième contribution : Nouvelle version de l'algorithme Gel/Dégel à seuil adaptatif et application au Nunavik

5.2.1. NPR et delta NPR

Les valeurs originales et corrigées du Ratio de polarisation normalisé (**Eq 1.30**) (NPR) ont montré une différence entre la mi-avril et la fin octobre (le double pour le mois d'août) pour le pixel d'Umiujaq et entre le début de juin et la fin de décembre pour le pixel Kangirsuk (**Figure 2.11, article 1**). Ces deux périodes correspondent à l'intervalle entre le milieu de la fonte et le début de la période de gel (Bernier *et al.*, 2019), où l'eau est à l'état libre dans les réservoirs d'eau. Lorsque l'eau dans ces réservoirs gèle complètement, la correction des T_b n'affecte plus les valeurs de T_b mesurées par le radiomètre SMAP. Les T_b corrigées sont très proches ou égales aux T_b originales (entre début janvier et fin avril et à partir de début décembre pour le pixel d'Umiujaq).

Après avoir estimé les NPR par pixel pour chaque scène SMAP prise en mode ascendant ou descendant, un delta NPR a été estimé. Les profils de NPR et de delta NPR ont la même allure. Les figures des profils de NPR et de Delta NPR pour les différents sites de validation sont insérées dans **l'Annexe 2**.

5.2.2. Seuil de classification adaptatif et spécifique

Contrairement au seuil fixe de 0.5 utilisé par les développeurs de l'algorithme SMAP pour séparer les états gelé et dégelé des sols (Dunbar, 2016), l'algorithme de cartographie G/D proposé se base sur une approche à seuil adaptatif et spécifique par pixel. Un seuil spécifique a été déterminé par pixel SMAP de 36 km de résolution spatiale. Le seuil correspondait au point d'intersection entre les histogrammes de la distribution normale des deux saisons de référence hivernale et estivale.

L'objectif est d'adapter le seuil de classification à l'environnement particulier de chaque pixel SMAP : la végétation dominante, la topographie, les conditions climatiques, la fraction d'eau libre, la granulométrie et la texture des sols. Pour un même pixel SMAP par cycle saisonnier G/D, deux seuils ont été estimés par mode d'acquisition : un premier pour le mode ascendant (6 :00 PM) et un deuxième pour le mode descendant (6 :00 AM). Ces deux seuils s'adaptent à l'évolution des états des sols entre les deux passages du satellite, en particulier durant les deux saisons de transition (automne-hiver ou hiver-printemps). Durant ces deux saisons de transition, l'état du sol le matin (6 :00 AM) pour la scène descendante et le soir pour la scène ascendante (6 :00 PM) n'est pas forcément identique. Des études antérieures ont introduit les notions de transition, pour un sol gelé le matin et dégelé le soir, et de transition inverse, pour un sol dégelé le matin et gelé le soir (Kalantari, 2016; Kim *et al.*, 2011).

Les graphiques des autres pixels de validation sont insérés à l'**Annexe 2**.

Le **tableau 5.1** récapitule les seuils estimés pour 29 différents pixels de validation localisés au Québec-Labrador pour les scènes SMAP prises entre 2015 et 2019, en mode ascendant (A) et descendant (D). Les pixels de validation sont identifiés par le nom de 20 stations météorologiques d'Environnement Québec et les neuf stations du réseau SILA (Umiujaq, KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quadtaq, Salluit, Kuujjuaq et Quaqaq). Le seuil de classification obtenu pour les pixels de validation varie entre 0.2 et 0.6. Les résultats obtenus confirment l'hypothèse de base selon laquelle le seuil de classification varie par pixel et par mode d'acquisition. Toutefois, pour la plupart des pixels, le même seuil ou une différence négligeable (de l'ordre de 0.1) a été estimé entre les deux modes d'acquisition.

La **Figure 5.1** et la **Figure 5.2** présentent une cartographie de seuil de classification G/D déterminé par pixel au Québec-Labrador pour les années 2016, 2017, 2018 et 2019 et pour le mode d'acquisition ascendant (6 :00 PM) et descendant (6 :00 AM). Les cartes illustrent la variabilité spatiale et temporelle du seuil déterminé. Des seuils plus élevés ont été estimés au nord du Québec, au Nunavik (supérieur à 0.4) face à des seuils plus faibles au sud du Québec, dans la forêt boréale. Pour l'année 2016 (2017 en second ordre), des seuils extrêmes ont été observés. Des seuils élevés, entre 0.6 et 0.8 (pixels de couleur orange à rouge), ont été estimés au Nunavik près de la Baie d'Ungava dans les villages nordiques de Kuujjuaq et Tasiujaq et dans les régions des rivières les Feuilles et Caniapiscaw, sous zone de la toundra forestière (mffp.gouv.qc.ca). Des seuils plus faibles, inférieurs à 0.3 (pixels de couleur bleu moyennement foncé à foncé), ont été estimés au sud du Québec dans la taïga du sud de la Baie d'Hudson, les forêts centrales du Bouclier canadien, les forêts de l'est du Canada, les forêts transitionnelles de l'est et une partie de la taïga de l'est du Bouclier canadien à l'ouest de la Grande Rivière (près de Radisson, Chisasibi et Wemindji), sous zone de la forêt boréale continue (mffp.gouv.qc.ca). Pour les cycles 2018 et 2019, une différence moins significative a été observée entre le nord et le sud de la province (grille de couleurs plus étroite). Les valeurs extrêmes de seuil mesurées en 2016 peuvent être expliquées par les conditions climatiques particulières de la même année. Selon un rapport publié par météo media (www.meteomedia.com), les températures mesurées en 2016 durant notre période de référence hivernal (janvier et février) étaient majoritairement au-dessus des valeurs moyennes. C'était l'hiver le plus chaud dans plusieurs secteurs. Durant la saison de référence estivale et plus particulièrement au mois d'août, des précipitations importantes ont été mesurées au sud de la province (70 et 80 mm de pluie) alors que le centre et l'est ont enregistré des précipitations inférieures à la normale. Par ailleurs, le seuil de classification estimé par pixel dépend de l'interaction des micro-ondes avec la végétation, les caractéristiques des sols, la topographie et ce en plus

des conditions climatiques. Donc, l'explication de sa variation spatiale et temporelle dépendra de l'interaction de l'ensemble de ces paramètres.

Tableau 5.1. Seuils de classification estimés pour les pixels de validation (stations météorologiques et SILA), par mode d'acquisition ascendant et descendant pour les années 2016, 2017, 2018 et 2019.

Station	Mode Ascendant (6 :00 PM)				Mode descendant (6 :00 AM)			
Année	2016	2017	2018	2019	2016	2017	2018	2019
Stations météorologiques								
La baleine	0.389	0.460	0.530	0.524	0.336	0.483	0.498	0.433
Québec Géostatique	0.385	0.368	0.459	0.436	0.453	0.369	0.448	0.474
Aux feuilles	0.422	0.452	0.536	0.452	0.288	0.455	0.508	0.428
Mélèzes	0.402	0.431	0.558	0.537	0.347	0.454	0.473	0.419
Broadback	0.419	0.390	0.397	0.403	0.506	0.357	0.384	0.453
Chapais	0.420	0.454	0.415	0.499	0.426	0.374	0.439	0.520
Chouart	0.452	0.326	0.389	0.449	0.427	0.353	0.464	0.479
George	0.297	0.400	0.542	0.505	0.542	0.492	0.595	0.495
Joncas	0.509	0.360	0.467	0.570	0.542	0.397	0.421	0.611
La corne	0.479	0.409	0.467	0.387	0.499	0.440	0.421	0.405
La verendrye	0.435	0.359	0.490	0.421	0.419	0.358	0.548	0.463
Lac des Loups Marins	0.478	0.515	0.495	0.441	0.506	0.459	0.416	0.477
Lac Edouard	0.358	0.366	0.468	0.387	0.434	0.364	0.446	0.405
Lac Payne	0.438	0.489	0.508	0.455	0.498	0.436	0.502	0.406
Monts de Puvirnituq	0.521	0.432	0.652	0.452	0.548	0.451	0.529	0.441
Pontax	0.566	0.422	0.417	0.540	0.471	0.438	0.482	0.526
Poste montagnais	0.387	0.351	0.374	0.533	0.526	0.471	0.484	0.565
Saint michel des Saints	0.526	0.366	0.571	0.465	0.341	0.410	0.419	0.481
52 paralleles	0.442	0.366	0.384	0.530	0.341	0.410	0.419	0.588
Waswinipi	0.444	0.349	0.408	0.494	0.440	0.379	0.444	0.358
Stations du réseau SILA								
Umiujaq	0.501	0.540	0.491	0.510	0.614	0.490	0.531	0.560
KANGIR1	0.532	0.478	0.601	0.526	0.466	0.453	0.538	0.474
KUUJJ01	0.307	0.467	0.466	0.447	0.334	0.473	0.484	0.516
HT304_TSIQ304	0.376	0.458	0.536	0.465	0.299	0.414	0.488	0.440
Kangirsuk	0.432	0.390	0.450	0.470	0.392	0.413	0.382	0.465
Quaqtaq	0.541	0.493	0.510	0.553	0.432	0.460	0.460	0.521
Salluit	0.630	0.598	0.584	0.634	0.593	0.510	0.620	0.542
Kuujuaq	0.710	0.617	0.641	0.599	0.663	0.593	0.600	0.621
Quaqtaq	0.543	0.532	0.491	0.421	0.443	0.601	0.510	0.443

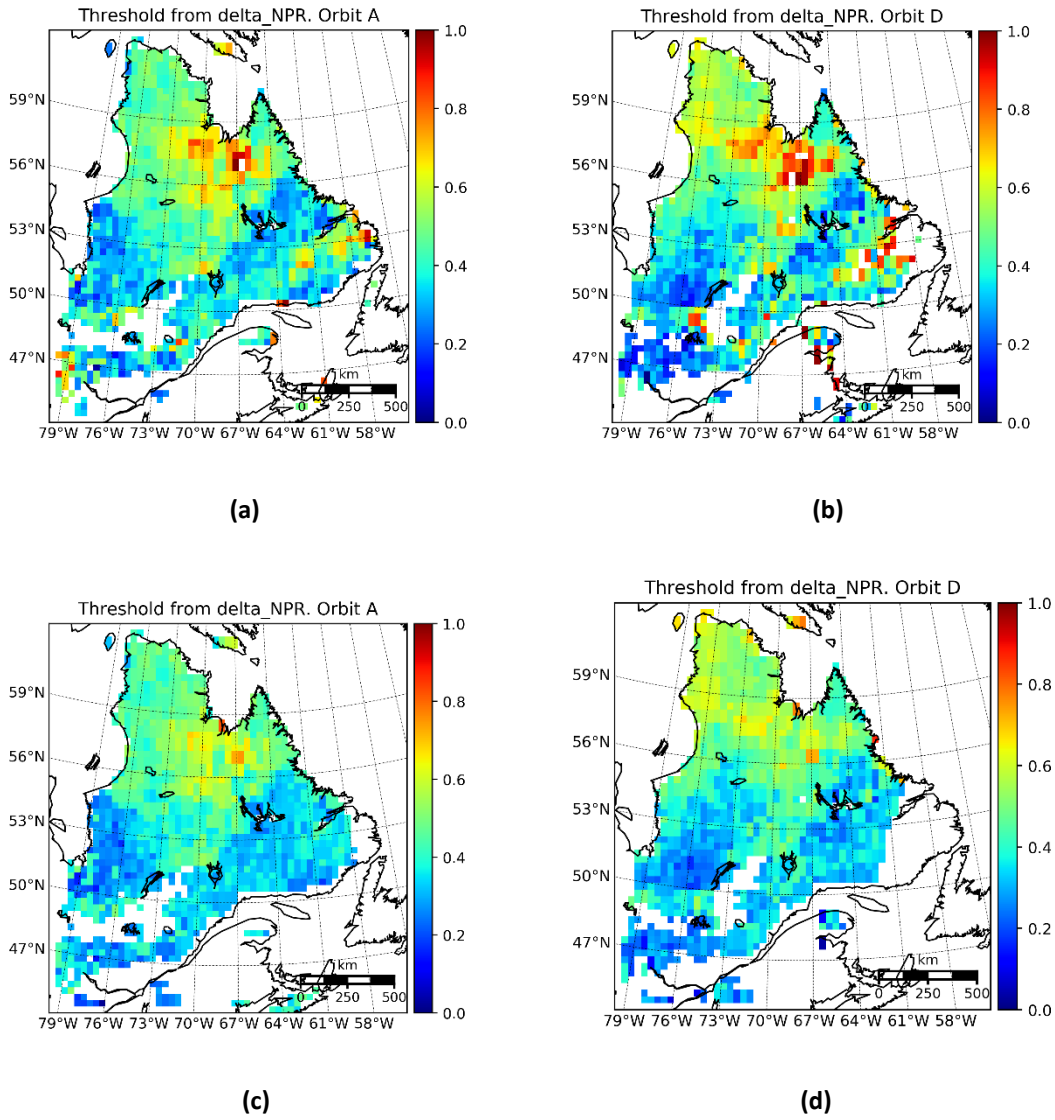


Figure 5.1. Seuils saisonniers de classification Gel/Dégel estimés par pixel à partir des scènes SMAP acquises en 2016 (a) et (b) et en 2017 (c) et (d) en mode ascendant (a) et (c) et descendant (b) et (d).

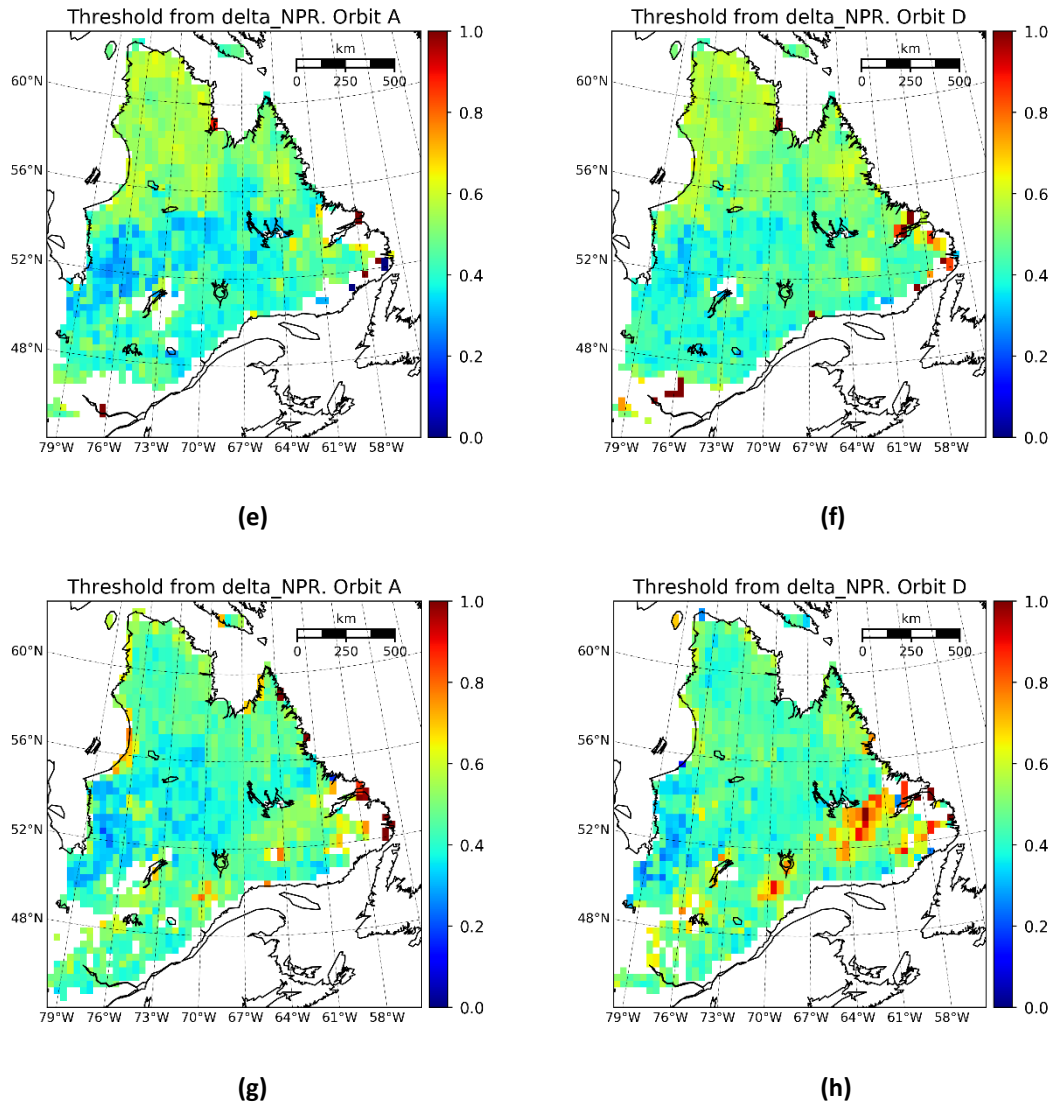


Figure 5.2. Seuils saisonniers de classification Gel/Dégel estimés par pixel à partir des scènes SMAP acquises en 2018 (a-) et (b) et en 2019 (c) et (d) en mode ascendant a) et (c) et descendant, (b) et (d).

Ainsi, les résultats présentés dans le **Tableau 5.1**, la **Figure 5.1** et la **Figure 5.2** confirment la nécessité de déterminer un seuil par pixel et par cycle saisonnier G/D. Les scènes ascendantes ou descendantes peuvent être utilisées pour estimer le seuil puisqu' une différence négligeable de la valeur du seuil est estimée entre les modes AM et PM.

5.2.3. Validation de la classification G/D

Validation de la classification G/D issue des Tb originales et des Tb corrigées par les approches A, B et C

- **Pixel du parc National Turjusuk, dit d'Umiujaq**

Pour le pixel dit d'Umiujaq, la classification G/D développée à partir des scènes SMAP prises en mode descendant à 6 :00 AM et ascendant à 6 :00 PM a été validée par plusieurs micro-stations installées à différents environnements au parc national Turjusuk et ses alentours (Bernier *et al.*, 2019). Le premier article (Touati *et al.*, 2019) présente les résultats de la classification G/D développée à partir des scènes SMAP prises entre le début janvier et la fin décembre 2016 en mode ascendant et descendant. Les données des températures mesurées à ~5 cm de la surface du sol par les micro-stations Hum-1, Hum-2, Hum 3, Hum 4 et Hum-5 ont été utilisées pour valider la classification G/D développée (**Tableau 2.3 de l'article 1**). Suite à l'acceptation de l'article, les données issues des autres micro-stations ont aussi été utilisées pour l'étude de validation. Le **Tableau 5.2** et le **Tableau 5.3** ci-dessous récapitulent les résultats de validation de la classification G/D développée pour le pixel dit d'Umiujaq à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C comprises respectivement entre octobre et décembre, 2015, et avril et juin, 2016 avec les sondes de température Hum-2, Hum-3, Hum-4, Hum-5, Hum-6, Hum-8 et Hum-10. Les résultats de validation obtenus montrent une meilleure performance de l'algorithme avec les Tb corrigées par l'approche C, de Normalisation par Type de Végétation. Appliqué l'algorithme G/D sur les Tb corrigées par l'approche C, a amélioré la précision moyenne de 20% pour le mode ascendant et de 22% pour le mode descendant par rapport aux résultats obtenus avec les Tb originales. Une amélioration de la précision autour de 19% a été observée entre l'approche A et l'approche C et de 13% entre les approches B et C. Par ailleurs, une meilleure performance de l'algorithme a été observée pour les scènes SMAP prises en mode ascendant (6 :00 PM). De meilleurs résultats avec les données des scènes en mode ascendant ont aussi été observés par des études antérieures (Kalantari *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2011; Park *et al.*, 2011; Rautiainen *et al.*, 2011; Rautiainen *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2015). La faible précision de l'algorithme pour le mode descendant (6 :00 AM) est expliquée par la chute de température de la surface (SAT) du sol pendant la nuit, ce qui influence la température de brillance mesurée par le radiomètre (Owe & Van De Griend, 2001). Le matin à 6 :00 AM, l'humidité du sol est généralement plus élevée par rapport au deuxième passage du satellite à 6 :00 PM dû à la percolation de l'eau à partir des couches inférieures du sol durant la nuit précédente, en particulier pendant les saisons de transition. Pour le pixel d'Umiujaq, la

précision globale moyenne de l'algorithme G/D pour les deux périodes de transition a été de l'ordre de 91% pour le mode ascendant et de 87.5% pour le mode descendant.

Les résultats de validation de l'algorithme G/D entre octobre 2015 et décembre 2016 sont présentés sous forme de figures dans l'**Annexe 2**. Les figures présentent, par jour, l'état gelé ou dégelé du sol en mode descendant et ascendant à partir des données SMAP de Tb et l'état du sol à partir des données de température à 5 cm de la surface du sol ainsi que le profil d'humidité du sol mesurée à 5 cm à 6 :00 AM et 6 :00 PM.

Tableau 5.2. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel au pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum-2, Hum-3, Hum-4, Hum-5, Hum-6, Hum-8 et Hum 10 entre octobre et décembre 2015 : Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.

Station	Précision de la classification Gel/Dégel (%)							
	Δ NPR originaux		Δ NPR corrigés					
			Approche (A)		Approche (B)		Approche (C)	
	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)
Hum-2	71.5	65	67.5	72	74	68	90.5	79
Hum-3	64	60	68	67	84	83	89.5	83
Hum-4	70	67	66	74	72.5	73	90	85
Hum-5	64	60	67.5	73	71	68	90.5	80
Hum-6	59	65.5	59	78	65	72	91	86
Hum-8	86	85	74	71	86	77	96.5	88.5
Hum-10	73	69.5	72	72	82	78	88	83
Précision moyenne	70	67	68	72	76	74	91	83.5

Tableau 5.3. Résultats de validation de la classification G/D au pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum-2, Hum-3, Hum-4, Hum-5, Hum-6, Hum-8 et Hum 10 entre avril et juin, 2016: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.

Station	Précision de la classification Gel/Dégel (%)							
	Δ NPR originaux		Δ NPR corrigés					
			Approche (A)		Approche (B)		Approche (C)	
	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)
Hum-2	72	69.5	73	75	78	75.5	91.5	92.5
Hum-3	74	66.5	78	74	91	94	91	96
Hum-4	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Hum-5	72.5	66	73	68,5	77.5	73	98	93
Hum-6	60	55	61	55	66	63	81.5	84
Hum-8	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Hum-10	74.5	61	78	64.5	83.5	78	95	93
Précision moyenne	70.6	63.6	72.6	67.4	79.2	76.7	91.4	91.7

- **Autres pixels au Nunavik**

Le **Tableau 5.4** et le **Tableau 5.5** récapitulent les résultats de validation de la classification G/D développée à partir des T_b originales et corrigées par les approches A, B et C pour les pixels KANGIR1, KUJJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaqtaq, Salluit SLTSIL, Salluit SLTSIL 2 et Kuujuaq au Nunavik respectivement entre octobre et décembre, 2015 et avril et juin, 2016. Les états gelé et dégelé des sols ont été validés avec les températures mesurées à ~5 cm de la surface du sol et collectées lors de l'installation des forages près de la surface dans le nord-est du Canada (Allard *et al.*, 2020). Un sol est considéré gelé à partir d'une température à ~5 cm de la surface du sol inférieure à -1 °C et dégelé pour une température supérieure à 1 °C (Wang *et al.*, 2018). Par rapport à la classification G/D développée à partir des T_b originales entre octobre et décembre 2016, l'approche C a amélioré la précision moyenne de l'algorithme de 17% pour le mode ascendant et 20% pour le mode descendant. Pour la période comprise entre avril et juin 2016, l'amélioration est de l'ordre de 21.5% pour le mode ascendant et de 21% pour le mode descendant. De même, l'approche C est plus performante que l'approche B et A. Pour les deux périodes de transition,

automne-hiver et hiver-printemps, la différence moyenne entre les approches C et B est de 4.5% pour le mode ascendant et de 7% pour le mode descendant. Entre les approches C et A, la différence est de l'ordre de 10% pour le mode ascendant et de 12.5% pour le mode descendant. Ainsi, la validation de la classification G/D en dehors du pixel dit d'Umiujaq au Nunavik a confirmé la performance de l'approche C, Normalisation par type de végétation, par rapport aux approches A et B.

Pour le reste des pixels au Nunavik, l'approche C a amélioré la précision moyenne de l'ordre de 25% par rapport à l'approche A et de 19.5% par rapport à l'approche B. Globalement au Québec, l'approche C de Normalisation par type de Végétation, a amélioré la précision globale de la classification Gel/Dégel de 16% par rapport à l'approche B de Normalisation et de 12% par rapport à l'approche SMAP. L'approche C a donc été utilisée pour la suite de cette recherche.

Tableau 5.4. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel en région subarctique (Nunavik) avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les stations : KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaataq, Salluit et Kuujuaq entre octobre et décembre 2015: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.

Station	Précision de la classification Gel/Dégel (%)							
	Δ NPR originaux		Δ NPR corrigés					
			Approche (A)		Approche (B)		Approche (C)	
	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)
KANGIR1	79.5	77	83	80.5	85.5	83.5	92	88.5
KUUIJ01	60.5	56.5	72	67.5	77.5	72	85	82
HT304_TSJQ304	76	69.5	82	73	84	85.5	94	95
Kangirsuk	69.5	71	77.5	75	86	83.5	90.5	87
Quaataq	75	72.5	84	78.5	88	80.5	91	93
Salluit_SLTSIL	77	73	85	80	91	88.5	92	92.5
Saluit-SLTSIL 2	62.5	59	71.5	65	74	68	77	72
Kuujuaq	77.5	65	82	75	83.5	80	94	95
Précision moyenne	72	68	79.5	74	84	80	89	88

Tableau 5.5. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel en région subarctique (Nunavik) pixel Turjusuk avec les températures du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaqtaq, Salluit et Kuujuaq entre avril et juin 2016: Δ NPR originaux et Δ NPR corrigés par les approches A, B et C.

Station	Précision de la classification Gel/Dégel (%)							
	Δ NPR originaux		Δ NPR corrigés					
			Approche (A)		Approche (B)		Approche (C)	
	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)	A(PM)	D(AM)
KANGIR1	70.5	69	77	74.5	88	82.5	91.5	88
KUUIJ01	68.5	66.5	78	75	79.5	75	85	83.5
HT304_TSJQ304	65.5	70	80	78.5	92.5	85	95.5	92
Kangirsuk	72.5	70	85.5	79	89.5	88	96	94.5
Quaqtaq	65.5	65	79	77	81.5	77	86.5	85
Salluit_SLTSIL	78	75	85	82.5	88	85.5	93.5	91
Saluit-SLTSIL 2	66	54.5	71	69	87.5	78	90	84
Kuujuaq	62.5	59	75	70	81.5	77	83	80.5
Précision moyenne	68.5	66	79	76	86	81	90	87

Validation de la classification G/D entre 2017 et 2018

- **Avec les données in-situ (Hobo et SILA)**

Après avoir montré sa performance avec les Tb acquises durant les deux périodes de transition entre 2015 et 2016, l'approche C a été appliquée sur les Tb acquises entre 2017 et 2018. Le **Tableau 5.6** récapitule les résultats de validation de notre algorithme G/D pour la période comprise respectivement entre octobre et décembre et avril et juin, et ce pour les cycles G/D des années 2017 et 2018. Durant les deux périodes de transition, la précision moyenne est de l'ordre de 86% pour le mode ascendant et de 81% pour le mode descendant.

Tableau 5.6. Résultats de validation de la classification Gel/Dégel des scènes SMAP, prises en mode ascendant et descendant, corrigées par l'approche C au pixel Umiujaq, avec les données *in-situ* de température du sol mesurée à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum1 à Hum 10 entre octobre et décembre, 2015 et avril et juin, 2016.

Station	OCT-NOV-DEC				AVRIL-MAI-JUIN			
	2017		2018		2017		2018	
	A	D	A	D	A	D	A	D
Hum-2	84	75	87.50	89	88	85.5	93	85.5
Hum 3	75	78	82	72	79	77	82	76
Hum 4	n/a	n/a	n/a	n/a	85	83.5	95	79.5
Hum-5	83.5	76	88.5	93.5	97	85	86.5	82
Hum-6	n/a	n/a	n/a	n/a	89.5	88	79	75
Hum-7	79.5	75	78.5	86	93	89.5	95	90.5
Hum 8	86	74	n/a	n/a	85	79.5	84.5	80
Hum-10	85	78	96	90	90	86.5	92	79
Précision moyenne	82	76	86.5	86	88	84	88	81

- **Autres pixels au Nunavik**

Le **Tableau 5.7** présente les résultats de validation de notre algorithme G/D à seuil adaptatif et spécifique par pixel (Touati *et al.*, 2019) dans les pixels KANGIR1, KUUIJ01, HT304_TSJQ304, Kangirsuk, Quaqlaq, Salluit et Kuujuaq au Nunavik durant les deux périodes de transition automne-hiver et hiver-printemps pour les années 2017 et 2018. La précision moyenne est supérieure à 82% pour les deux modes d'acquisition.

Tableau 5.7. Précision globale de l'algorithme Gel/Dégel proposé à partir des scènes SMAP prises entre 2017 et 2018 en mode ascendant et descendant aux différents sites de validation d'Environnement Canada et du réseau SILA.

Station	OCT-NOV-DEC				AVRIL-MAI-JUIN			
	2017		2018		2017		2018	
	A	D	A	D	A	D	A	D
HT304_TSJQ304	84	82.5	94	89.5	84.5	82	92	89.5
KANGIR1	95	93	88	82.5	90	88.5	85.5	83
KUUJJ01	85	79	80	78.5	81	85	94	95.5
Kangirsuk	93	85.5	85	83.5	93	84.5	84	77.5
Quaqtaq	88	85	83	80.5	88	85	83	80.5
Salluit_SLTSIL	84	85.5	93	93.5	80	78.5	90	88.5
Saluit-SLTSIL 2	91	89	89	79.5	84.5	77	87	84.5
Kuujuaq	87.5	80	80	81.5	82.5	80	82	76
Précision moyenne	88	85	86.5	83.5	85	82.5	87	84

- **Avec le produit SMAP-L3_FT_P**

Le **Tableau 5.8** présente les résultats de validation du produit SMAP-L3_FT_P avec les données *in-situ* collectées au Nunavik. La précision moyenne est de l'ordre de 72% pour le mode ascendant et de 70% pour le mode descendant. Une différence de l'ordre de 10% est estimée entre la précision moyenne du produit SMAP FT et celle de notre classification G/D développée à partir des Tb corrigées par l'approche de normalisation par type de végétation.

Tableau 5.8. Précision globale du produit SMAP-L3_FT_P développé entre 2017 et 2018 en mode ascendant et descendant avec les données *in-situ* de température du sol mesurée à ~5 cm de la surface du sol pour les micro-stations : Hum1 à Hum 10.

Station	OCT-NOV-DEC				AVRIL-MAI-JUIN			
	2017		2018		2017		2018	
	A	D	A	D	A	D	A	D
Umiujaq	75	72.5	79	77.5	72	69	81	79
HT304_TSJQ304	73	69.5	82	75	78	71.5	80	75.5
KANGIR1	82	79.5	76	72	81	75.5	71	70.5
KUUJJ01	78	67.5	69.5	63	70	73.5	82	84.5
Kangirsuk	81	72.5	77	75.5	88	78.5	77.5	74.5
Quaqtaq	76	73.5	72	70	74	71.5	70	68.5
Salluit_SLTSIL	73.5	75	82	79.5	71	69.5	83	77.5
Saluit-SLTSIL 2	80.5	78.5	76	70.5	72.5	70	71	73.5
Kuujuaq	75.5	69.5	72	73.5	70.5	69	71	69
Précision moyenne	77	73	76	73	75	72	76	75

5.3. Troisième contribution : Étude de la variation de Tb en fonction des propriétés de la neige et de la végétation

5.3.1. Cas 1 : Pixel Umiujaq

Dans l'article 2, trois sondes Hum-2, Hum-3 et Hum-7, ont été sélectionnées pour analyser la variation de Tb durant le cycle saisonnier Gel/Dégel (entre janvier et décembre 2016), en présence ou en absence de la neige dans le pixel SMAP de 36 km couvrant le parc Turjusuk et ses alentours. Pour vérifier la présence ou l'absence de la neige à une date donnée, les photos des caméras CAIMAN (*Caméras aux infrastructures maritimes au Nunavik*) et la classification binaire Neige/Non-Neige issue de produits MODIS du couvert nival (MOD10A1) ont été utilisées. Les résultats obtenus montrent que les valeurs de Tb augmentent en janvier, en présence de la neige sèche. Selon l'étude de (Schwank *et al.*, 2015), la neige sèche réduit le gradient diélectrique entre le sol gelé et l'air. Plus tard et jusqu'au début du mois de mars, avec un couvert nival stable et compact, les valeurs de Tb deviennent constantes (autour de 250 °K). Entre la fin avril et le début juin, la température de brillance chute pour atteindre 180 °K, le 10 juin. La chute de Tb correspond à la période de fonte de la neige selon les données de produit MODIS du couvert nival ainsi que les données CAIMAN. Pendant cette période, la station météo (Lat: 56.542, Long: -76.522) mesure une température de l'air qui fluctue autour de 0 degré Celsius (0.046 °C pour le 15 avril et 0.525 °C pour le 20 avril). Une comparaison de la variation des Tb corrigées et non corrigées, selon l'approche de Normalisation par Type de Végétation (approche C), a montré une variation moins brusque durant les saisons de transition pour les Tb corrigées (**Figure 3.6 de l'article 2**). Ceci confirme la nécessité de corriger les Tb de l'effet atténuant exercé par les surfaces d'eau libre lors de la classification Gel/Dégel.

Pour suivre la variation de Tb avec l'évolution du couvert nival (formation et fonte), l'humidité du sol mesurée à ~ 5 cm (p1), ~50 cm (p2) et ~75 cm (p3) de la surface du sol et mesurée par les stations Hum-2, Hum-3 et Hum-7 a été utilisée (**Figure 3.8 de l'article 2**). Les données issues des différentes sondes ont montré que le pic de contenu en eau, suite à la période de fonte de la neige, a été observé plus tard pour la sonde d'arbustes, Hum 3. Un décalage de deux mois a été mesuré entre la station Hum-1 localisée dans une zone d'herbe et de mousse (fin avril) et la station Hum-3 (fin juin) localisée dans une zone d'arbustes. Le décalage est expliqué par un manteau neigeux plus épais dans les zones d'arbustes, de l'ordre de 120 cm selon la campagne d'hiver 2016, face à 65 cm dans les zones de mousse et d'herbe.

Dans l'article 2, le parc Turjusuk a été choisi comme l'unique site de validation utilisé pour suivre la variation des Tb mesurées en fonction de la fraction de couverture nivale dans le pixel SMAP de 36 km par

36 km. Dans la section ci-dessous, la variation des Tb en fonction de la fraction de neige dans le pixel Chapais à dominance forestière a été analysée.

5.3.2. Cas 2 : Pixel Chapais

La **Figure 5.3** présente la variation de la température de brillance reçue par le radiomètre SMAP en mode ascendant (6:00 PM) et descendant (6:00 AM) au-dessus du pixel Chapais (Lat : 49° 47' 14", Long : 74° 51' 26") durant le cycle saisonnier G/D de l'année 2016. La variation saisonnière de Tb, entre l'hiver et l'été, est plus faible pour le pixel Chapais par rapport à celle d'Umiujaq, 25 °K pour Chapais face à 80 °K pour Umiujaq. Des études antérieures ont expliqué cette variation de Tb par la relation entre la profondeur optique de la végétation (*Vegetation Optical Depth, VOD*) et la teneur en eau de la végétation (*Vegetation Water Content, VWC*) pour la toundra et le contenu en eau total des branches (Total Branch Water Content) pour la forêt (Ferrazzoli *et al.*, 2002). En effet, VWC, un paramètre clé pour estimer l'humidité des sols à travers les micro-ondes passives (Jackson *et al.*, 1982), est linéairement relié à l'indice de végétation (NDVI) et l'indice floral (LAI) pour un écosystème de type prairie et constant dans le temps pour les forêts (3 et 4 kg/m² respectivement pour les forêts de feuillus et les forêts de conifères) (Pellarin *et al.*, 2003). Les deux profils de Tb, pour les pixels Umiujaq et Chapais, illustrent une augmentation de la température de brillance l'été par rapport à la saison hivernale.

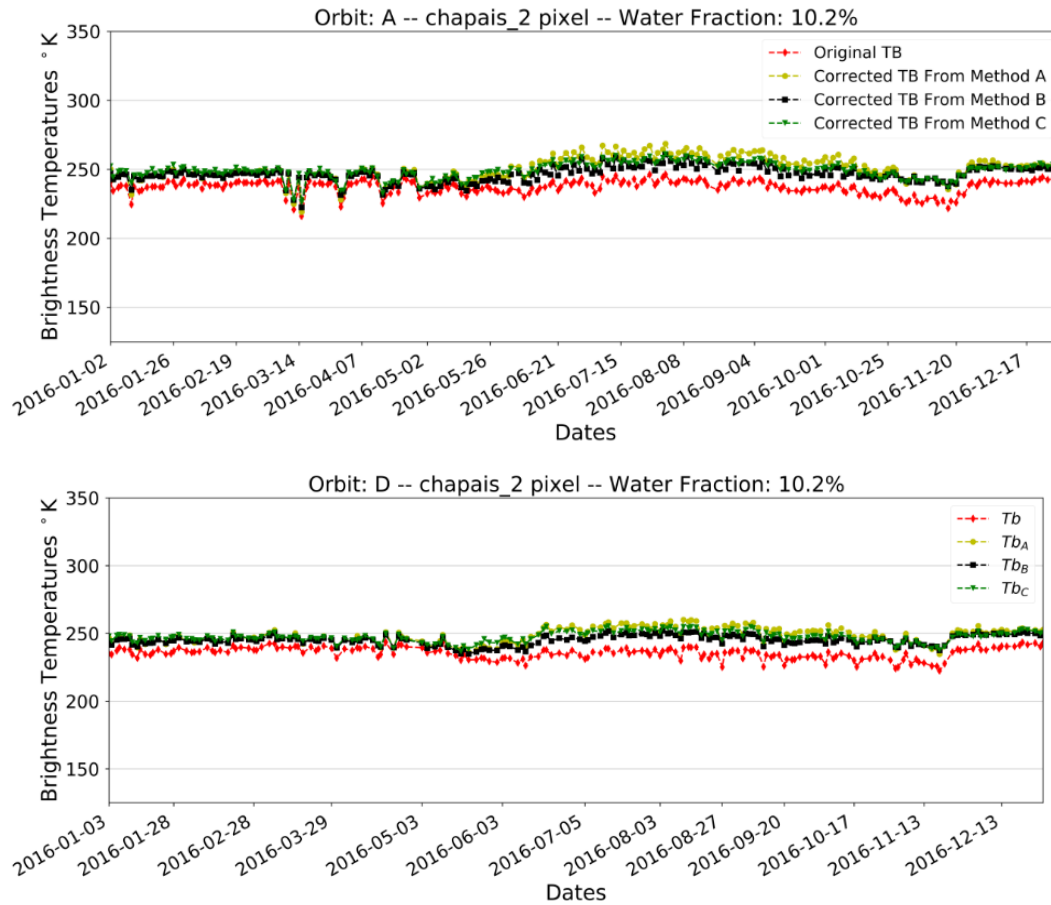


Figure 5.3. Profils de température mesurés en mode descendant et ascendant au-dessus du pixel Chapais.

La **Figure 5.4** suit la variation de la T_b en fonction de l'évolution de la fraction de neige estimée pour le pixel Chapais à partir du produit MOD10A1. Les profils des données climatiques (température, précipitation liquide et solide et profondeur de neige) mesurées au niveau de la station Chapais (www.environnement.gouv.qc.ca) sont dessinés respectivement dans les **Figures 5.4 b, c et d**. Durant la saison de gel et jusqu'au la fin du mois d'avril, les T_b mesurées varient autour 250 °K. Le profil des fractions de la couverture nivale montre une chute brutale, le 11 mars. Ce jour-là, la station météo de Chapais mesure une pluie de 5 mm et une augmentation de la température au-dessus de 0 °C. La couverture de neige chute de 100% à 80% (cercles rouges). Les températures de l'air demeurent sous le point de congélation jusqu'au 15 avril. La couverture de neige reste stable autour de 100%. Après quelques jours sous couvert nuageux, nous constatons que la fraction de neige dans le pixel Chapais atteint 30% le 26 avril. En effet, une dernière précipitation de neige de l'ordre de 1.5 cm est mesurée le 11 avril. À partir du 15 avril, la température de l'air a dépassé le 0 °C et l'épaisseur du couvert nival était de l'ordre de 60 cm le 15 avril face à 20 cm le 20 avril. La faible diminution de la température de brillance durant les

événements de précipitation dans le pixel Chapais par rapport à celle d'Umiujaq est due à l'effet atténuant du couvert végétal, qui engendre un changement graduel des Tb mesurées durant les saisons de transition (Bergeron *et al.*, 2014; Larue *et al.*, 2018; Roy *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2016b; Walker & Goodison, 1993).

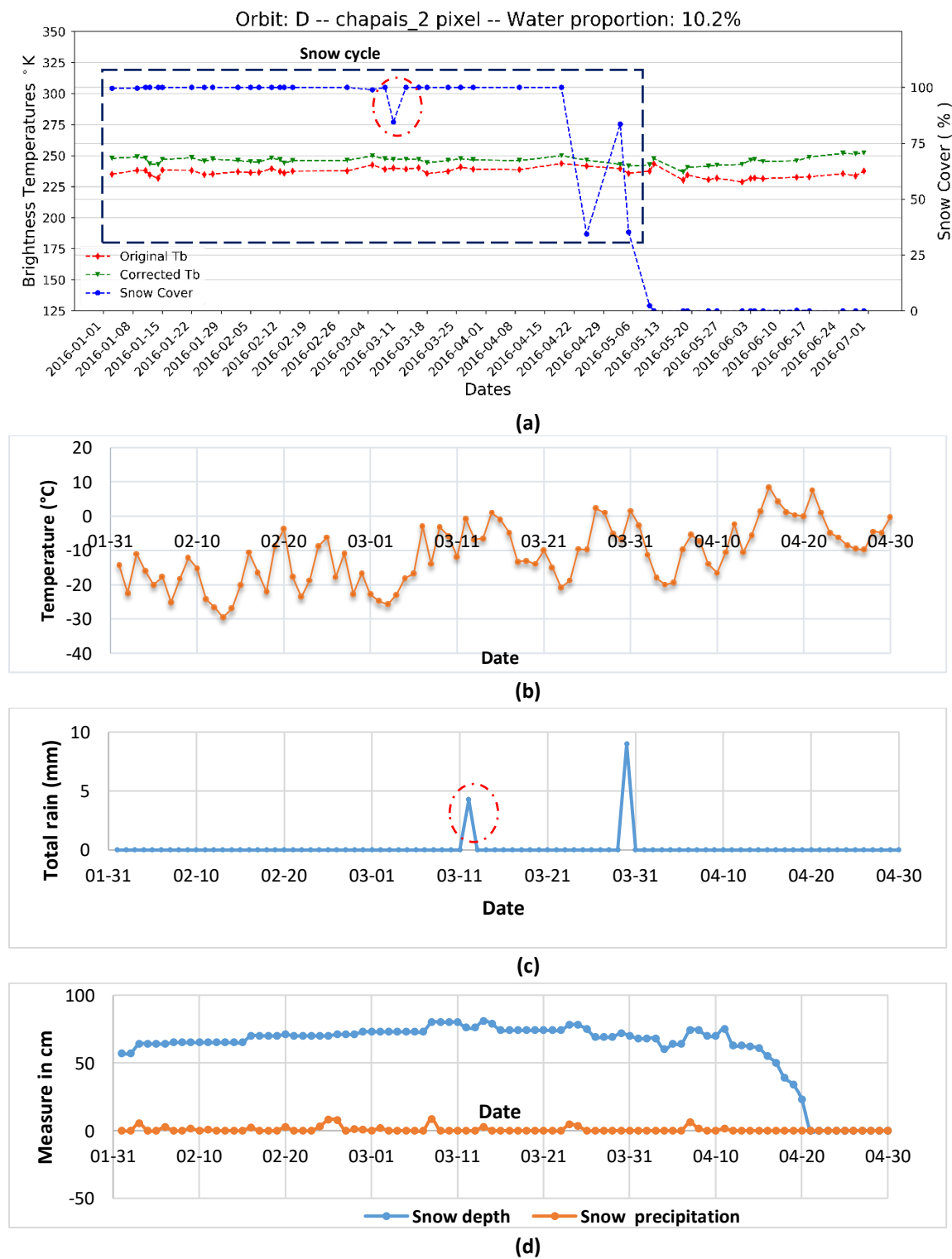
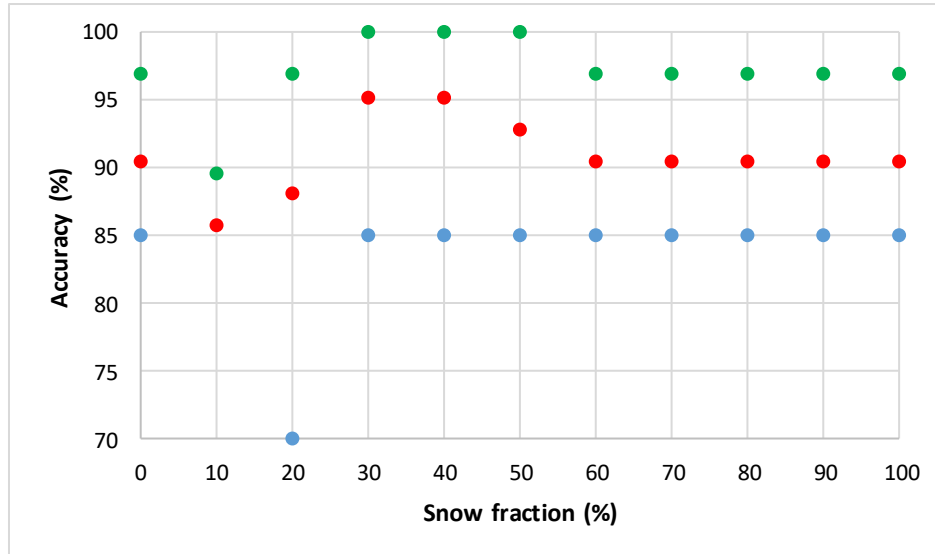


Figure 5.4. SMAP brightness temperature measured with snow cover fraction (a), temperature (b), total rain (c) and snow depth and precipitation (d).

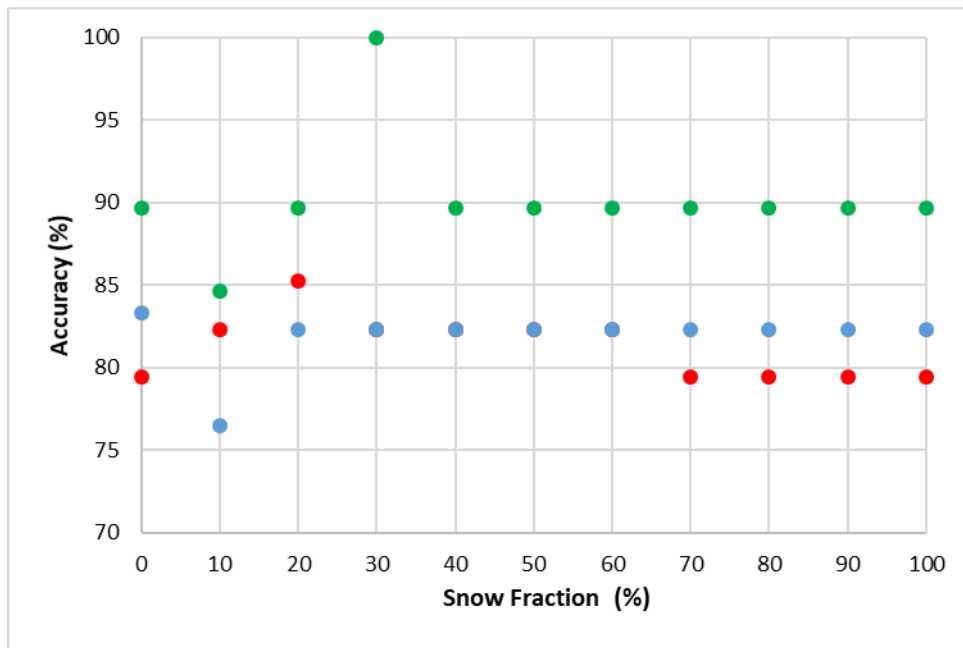
5.4. Quatrième contribution : proposer une nouvelle version de l'algorithme G/D introduisant le paramètre fraction du couvert nival.

Dans l'article 2, les T_b mesurées par le radiomètre SMAP au-dessus du pixel d'Umiujaq ont montré une variabilité durant les deux saisons de transition automne-hiver et hiver-printemps en fonction de la fraction du couvert nival dans le pixel SMAP de 36 km par 36 km. Lors de la formation du manteau neigeux, une augmentation de T_b a été mesurée. Plus tard vers fin avril, la T_b chute de 30 °K suite à l'augmentation de la teneur en eau du couvert nival (**Figure 3.8**) et à la diminution de sa fraction dans le pixel.

Pour améliorer notre algorithme G/D proposé dans le premier article (Touati *et al.*, 2019) afin de réduire l'effet de la neige humide sur les valeurs de T_b , une nouvelle version de l'algorithme, vérifiant la fraction du couvert nival dans chaque pixel avant de le classifier comme gelé ou dégelé a été proposée. À partir d'un seuil de couverture de neige donné, le pixel SMAP sera classifié automatiquement comme gelé. Sinon, l'algorithme G/D (Touati *et al.*, 2019) sera appliqué. Farhadi *et al.* (2015) a considéré un pixel gelé à partir d'une fraction de neige supérieure à 10%. Pour notre étude, des seuils entre 10 et 100% avec un intervalle de 10% ont été testés. La **Figure 5.5** et la **Figure 5.6** présentent les résultats de validation de la nouvelle version de notre algorithme G/D pour les sondes **Hum-2** (en points rouges), **Hum-3** (en points bleus) et **Hum-7** (en points verts) choisies comme sites de validation dans l'article 2. La **Figure 5.5** présente les résultats de validation de l'algorithme pour la saison de transition automne-hiver pour les scènes prises en mode ascendant (PM) et descendant (AM). La **Figure 5.6** présente les résultats de validation de l'algorithme pour la saison de transition hiver-printemps (avril-mai-juin). Dans ces figures, le seuil 0 dans l'axe des abscisses correspond à la précision de notre algorithme original G/D. Les résultats de cette validation montrent qu'un seuil de fraction du couvert nival de l'ordre de 30% présente une meilleure performance de la nouvelle version de l'algorithme G/D pour les scènes prises en mode ascendant et descendant. Une amélioration moyenne de 5% de la précision a été observée pour les stations Hum-2 et Hum-7 en 2015. Pour la station Hum-3, durant la période comprise entre octobre et décembre 2015, la nouvelle version n'a pas amélioré la précision. En effet, la station Hum-3 est localisée en dépression dans la vallée près du village ce qui favorise une accumulation supplémentaire de la neige lors de la période d'accumulation pas nécessairement représentative de l'ensemble du pixel.

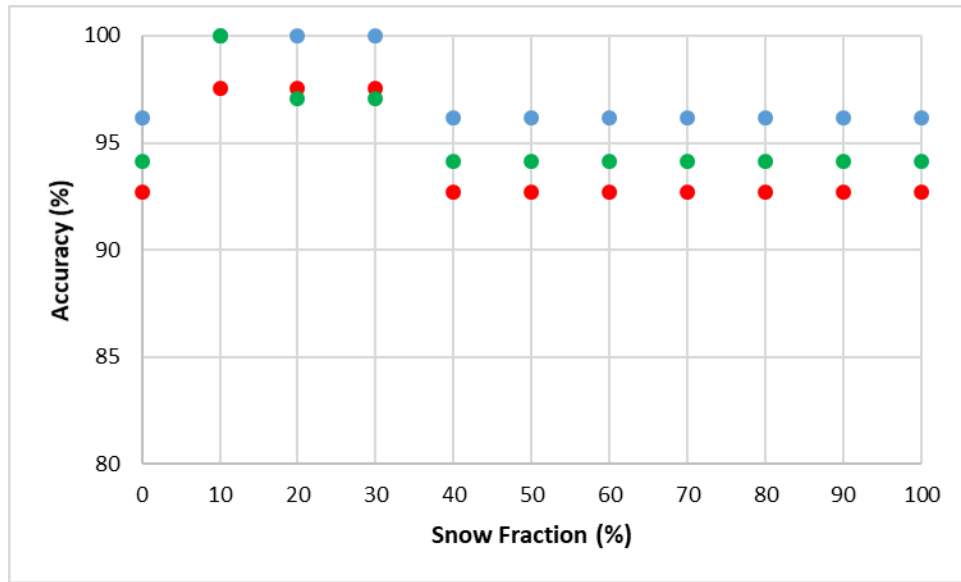


(a)

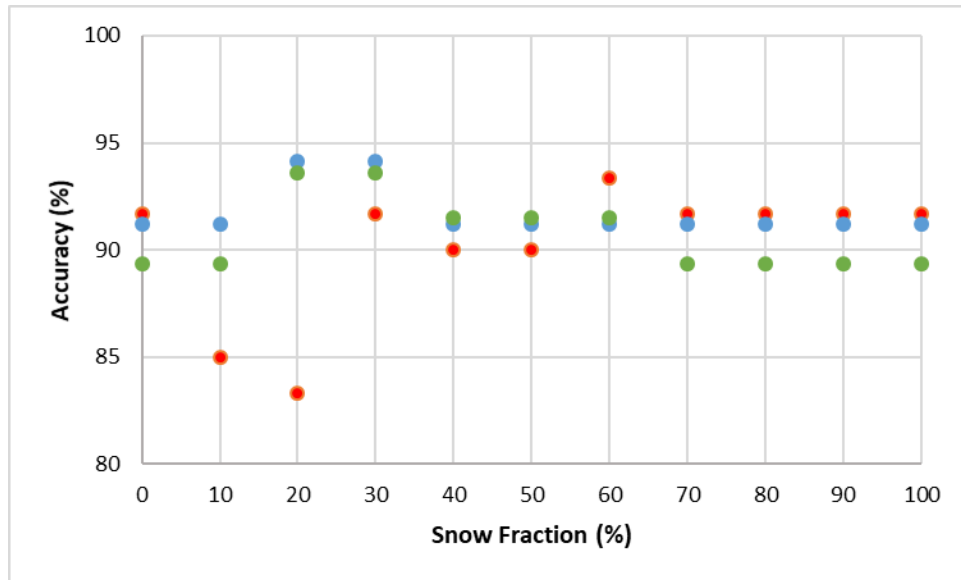


(b)

Figure 5.5. Précision (en pourcentage) de la nouvelle version de l'algorithme G/D pour les différents seuils de fraction du couvert nival (en pourcentage), pour les stations Hum-2 (points rouges), Hum-3 (points bleus) et Hum-7 (points verts) pour les scènes SMAP prises entre octobre et décembre 2015 en mode descendant (a) et descendant (b).



(a)



(b)

Figure 5.6. Précision (en pourcentage) de la nouvelle version de l'algorithme G/D pour les différents seuils de fraction du couvert nival (en pourcentage), pour les stations Hum-2 (points rouges), Hum-3 (points bleus) et Hum-7 (points verts) pour les scènes SMAP prises entre avril et juin 2016 en mode ascendant (a) et descendant (b).

5.5. Cinquième contribution : Proposer une nouvelle approche pour suivre le cycle saisonnier Gel/Dégel à Umiujaq et ses environnements en utilisant des données PALSAR à haute résolution

5.5.1. Variation de la rétrodiffusion PALSAR entre les deux saisons de référence

La **Figure 5.7** ci-dessous présente les tracés en boîte des scènes prises en mode USB et en polarisation HH, les 7, 11, 15, et 16 août pour la saison de référence estivale et le 22 janvier 2017 pour la saison de référence hivernale. Entre les scènes de référence estivale (a) et la scène de référence hivernale (b), une diminution moyenne de la rétrodiffusion de plus de 3 dB a été mesurée. Dans l'étude de Park. (2015), qui a suivi la variation du signal PALSAR entre les deux saisons de référence dans l'Est sibérien, une diminution moyenne de l'ordre de 4 dB a été mesurée dans les différents canaux de polarisation. La diminution de la rétrodiffusion est liée directement à la baisse de la constante diélectrique pendant la saison hivernale (Kimball *et al.*, 2001; Rignot *et al.*, 1994a; Ulaby *et al.*, 1982; Way *et al.*, 1997; Wegmüller, 1990; Wismann, 2000). Lorsque le sol gèle la constante diélectrique entre le sol et l'air diminue et ainsi une énergie plus faible est diffusée à la surface.

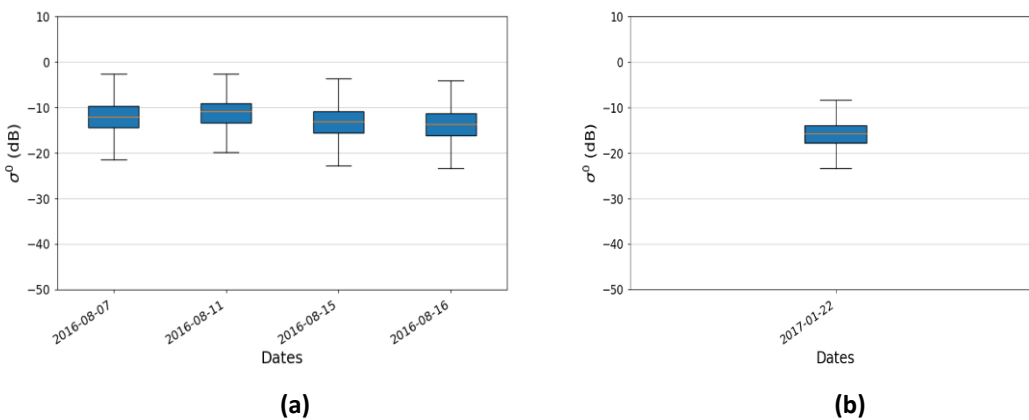


Figure 5.7. Tracés en boîte des scènes prises les 7, 11, 15 et 16 août, 2016 (a) et le 22 janvier, 2017 (b) en mode USB et en polarisation HH.

D'autres tracés en boîte ont été développés pour une sélection de scènes PALSAR acquises au-dessus de la zone d'étude entre 2014 et 2017, en différents modes d'acquisition et polarisation.

5.5.2. Algorithme G/D-PALSAR à seuils adaptatifs

L'article 3 propose un nouvel algorithme à seuils adaptatifs pour identifier l'état gelé et dégelé des sols au parc National de Turjusuk à Umiujaq et ses environs. Pour chaque saison de référence hivernale et estivale, un seuil spécifique a été défini par type de végétation, par polarisation (HH, VV, HV, VH, Différence de

polarisation et Ratio de polarisation) et par mode d'acquisition (USB, WBD, FBD et HBQ), comme décrit dans la **section 4.5.2**.

Le **Tableau 5.9**, le **Tableau 5.10**, et le **Tableau 5.11** récapitulent les seuils calculés pour la saison de référence hiver et la saison de référence été et ce pour les scènes PALSAR prises en 2014, 2015 et 2016. Le seuil saisonnier de référence correspondait à la moyenne des rétrodiffusions mesurées en janvier et février pour la saison de référence hiver et en juillet et août pour la saison de référence été. Les seuils de référence, hiver et été, ont été calculés par type de végétation de la classification CIRCA, soit; (1) Forêt de conifères, (2) Forêt de feuillus, (3) Forêt Mixte, (4) Arbuste, (5) Prairie, (6) Lichen/Mousse, (7) Milieu Humide. De plus, les seuils ont été calculés pour les polarisations HH et HV, pour la Différence de polarisation et pour le Ratio de polarisation ainsi que par mode d'acquisition FBD, HBQ, et USB. Pour l'article 3, seuls les seuils de référence des années 2015 (**Tableau 5.10**) et 2016 (**Tableau 5.11**), ont été considérés car SMAP a été lancé au début de l'année 2015.

Tableau 5.9. Seuils saisonniers de référence Gel et Dégel pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (mode d'acquisition FBD ou HBQ) et ce pour les sept types de végétation CIRCA, année 2014.

Type de Végétation	Référence Saison de Gel		Référence Saison de Dégel			
	HH (FBD)	HV (FBD)	HH (HBQ)	HV (HBQ)	VH (HBQ)	VV (HBQ)
1	-16.6	-26.0	-14.1	-21.91	-22.1	-13.7
2	-16.3	-25.6	-14.2	-22.14	-22.3	-13.6
3	-16.2	-24.7	-15.9	-23.52	-24.8	-15.1
4	-16.5	-26.1	-14.0	-21.67	-21.8	-13.3
5	-16.6	-26.6	-14.0	-21.87	-22.0	-14.3
6	-17.1	-26.9	-14.5	-22.93	-23.0	-13.8
7	-15.2	-25.9	-12.9	-21.15	-21.2	-13.3

Tableau 5.10. Seuils saisonniers de référence pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (tous en mode d'acquisition FBD) et ce pour les sept types de végétation CIRCA, année 2015.

Type de Végétation	Référence Saison de Gel FF				Référence Saison de Dégel TH			
	Difference (FBD)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)	Difference (FBD)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)
1	-17.6	9.8	-17.1	-26.9	-13.9	7.1	-12.9	-19.9
2	-15.9	9.3	-15.2	-24.6	-12.2	6.6	-10.8	-17.4
3	-14.4	7.7	-13.4	-21.1	-11.6	5.4	-9.8	-15.2
4	-17.1	10.0	-16.5	-26.5	-13.8	7.5	-12.8	-20.3
5	-16.1	10.3	-15.6	-25.9	-13.0	8.3	-12.0	-20.3
6	-18.4	10.5	-17.9	-28.3	-14.4	7.9	-13.5	-21.4
7	-18.3	11.0	-17.9	-28.9	-13.2	8.2	-12.3	-20.4

Tableau 5.11. Seuils saisonniers de référence pour les polarisations HH et HV, la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation (mode d'acquisition FBD ou USB) et ce pour les sept types de végétation CIRCA année 2016.

Type de Végétation	Référence Saison de Gel				Référence Saison de Dégel				
	Difference (FBD*)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)	Diff. (FBD)	Ratio (FBD)	HH (FBD)	HV (FBD)	(USB) HH
1	-14.8	9.8	-14.3	-24.1	-13.8	8.6	-13.0	-21.7	-10.6
2	-14.4	9.4	-13.7	-23.1	-13.2	8.6	-12.4	-20.9	-10.6
3	-13.5	8.9	-12.7	-21.7	nd*	nd	nd	nd	-9.1
4	-14.8	9.8	-14.2	-24.0	-13.4	8.7	-12.6	-21.2	-11.8
5	-14.7	10.0	-14.1	-24.2	-12.7	9.1	-12.0	-21.1	-13.3
6	-15.4	10.2	-14.9	-25.1	-13.4	8.8	-12.6	-21.4	-13.3
7	-14.5	10.3	-14.1	-24.4	-10.4	9.2	-9.7	-18.9	-11.5

Durant la saison de référence hivernale, une différence inférieure à un dB a été estimée entre les différents types de végétation. Une différence plus élevée allant jusqu'à 3 dB a été mesurée durant la saison de référence estivale. En fait, chaque type de végétation a des propriétés thermiques qui y sont propres. Ces propriétés thermiques déterminent les flux de chaleur du sol, les échanges entre les interfaces sol-air et sol-végétation ainsi que la profondeur et la répartition du gel du sol (Musy & Soutter, 1991). Lagacé *et al.* (2002) ont montré une différence significative de rétrodiffusion avec des données RADARSAT-1 (bande C) entre les différents types de végétation (une différence de 2 dB entre les classes Brulis et Boisée à lichen le 31 octobre 1996). Contrairement aux résultats obtenus en bande C, avec les données PALSAR prises en bande L, la différence de rétrodiffusion reste inférieure à 0.5 dB entre les classes Arbustes et Lichen et Herbes, et ce indépendamment de la polarisation. Entre les saisons de gel et de dégel, une diminution de la rétrodiffusion entre 2 et 3 dB a été mesurée pour les scènes PALSAR en mono-polarisation HH et entre 3 et 6 dB pour les scènes prises en polarisation HV. Avec le même type de données et en polarisation HV, Mironov. (2013) a mesuré une différence saisonnière du signal entre 7 et 8 dB à l'est de Sibérie. Une différence saisonnière du signal entre 1 et 2 dB a été estimée avec la Différence de polarisation et le Ratio de polarisation pour les classes Arbustes, Lichen et Herbes et sols nus.

La classification G/D des scènes PALSAR prises le 14 mars 2015, le 03 décembre 2016 et le 8 décembre 2016 couvrant les sondes installées au parc National Turjusuk a été validée par les données in-situ collectées. Les valeurs de température du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol par les micro-stations Hum-1 à Hum-10 et Sheldrake 1, Sheldrake-2 et Sheldrake-3 ont servi à cette validation. Un sol est considéré gelé à partir d'une température à ~5 cm de la surface du sol inférieure à -1 °C et dégelé pour une température supérieure à 1 °C (Wang *et al.*, 2018). Une précision globale supérieure à 80% et à 73% a été estimée pour les scènes prises respectivement en polarisation HV et HH. Une précision plus faible,

inférieure à 64%, a été estimée pour les pseudo-bandes basées sur la différence de polarisation et le rapport de polarisation. En utilisant des données PALSAR en Alaska, Schwank *et al.* (2015) ont réussi à suivre le gel du sol à une précision entre 75% et 80%. Ainsi, l'utilisation des données PALSAR à haute résolution pourrait être considérée comme un outil efficace dans le suivi du cycle saisonnier G/D. Par contre, le temps de revisite non journalier du radar PALSAR limite la couverture temporelle de la classification G/D.

5.6. Sixième contribution : Comparer la classification G/D SMAP à résolution grossière (~36 km) à la classification G/D PALSAR à haute résolution (30 m).

L'objectif principal de l'article 3 est d'utiliser les états gelé ou dégelé des sols identifiés suite à la classification des pixels PALSAR à haute résolution (30 m) pour examiner la classification G/D SMAP développée dans les articles 1 et 2 dans le parc National Turjusuk. La classification G/D-PALSAR offre une haute résolution permettant d'obtenir des informations spatiales complémentaires aux données in situ sur l'évolution du cycle saisonnier G/D au sein de chaque pixel SMAP de 36 km. Le **Tableau 5.12** récapitule les états gelé et dégelé des sols du pixel Turjusuk d'après les classifications SMAP et PALSAR pour douze dates où les deux types de données étaient disponibles. Pour chaque date, l'état gelé (en bleu) ou dégelé (en jaune) des pixels SMAP a été identifié. Par pixel SMAP et par type de végétation (Arbustes, Herbes, Lichen/Mousse, Milieu humide et Sol nu), la fraction des pixels PALSAR classifiée comme gelée a été calculée.

Les résultats obtenus illustrent que notre algorithme SMAP G/D (Touati *et al.*, 2019) modifié pour la neige classifie le pixel SMAP de 36 km par 36 km comme gelé à partir d'une fraction gelée supérieure à 50%. C'est le cas des scènes SMAP prises les 14, 19, 23, et 29 novembre et les 2 et 3 décembre. Les pixels de la scène SMAP prise le 25 juin 2015 sont classifiés dégelés à 90%. Les scènes SMAP prises avant le 10 octobre ont été classifiées dégelées avec des fractions de pixels PALSAR gelés comprises entre 30% et 49%. Un suivi de l'évolution du cycle saisonnier G/D par type de végétation a montré un gel tardif des sols lorsque ceux-ci sont couverts d'arbustes. Ceci est confirmé par les données de température des sols mesurées par les micro-stations installées au parc Turjusuk. Les données de température des sols enregistrées révèlent un début de la saison de dégel (température du sol ≥ 1 °C à ~5 cm de la surface du sol) à partir de la mi-mai (Bernier *et al.*, 2019). Pour les stations situées dans des occupations d'herbes, de mousse ou de sols nus (stations Hum-1, Hum-4, et Hum-6 par exemple), les sols gèlent à partir de la mi-octobre (25 octobre pour Hum-1). Pour la station Hum-7 située dans une zone d'arbustes, le sol gèle plus tard en novembre 2016. En fait, les arbustes isolent le sol et diminuent les échanges thermiques sol-air (Lipiec *et al.*, 2007).

Tableau 5.12. Validation des états gelé et dégelé des pixels SMAP avec la classification PALSAR G/D : fraction des pixels PALSAR gelés par type de végétation (arbustes, herbes, Lichen/Mousse, milieu humide et sol nu).

Date	Classification SMAP F/T	Classification PALSAR F/T: Proportion de pixels gelés (%)				
		Arbustes	Herbes	Lichen/Mousse	Milieu Humide	Sol nu
2015-06-25	Dégelé	9.5	6	4.5	8	5.5
2015-11-07	Dégelé	30	44	40	37	44.5
2015-11-10	Dégelé	38	47.5	43.5	46	43
2015-11-12	Dégelé	40	48	42	48	41
2016-11-10	Dégelé	42	49	41.5	43	39.5
2016-11-14	Gelé	58	63.5	68	66	62
2016-11-19	Gelé	64	72	74.5	71	69
2016-11-23	Gelé	70	72.5	77	71.5	73.5
2016-11-28	Gelé	68	78	77.5	72	74.5
2016-12-02	Gelé	73.5	80.5	79	74	76
2016-12-03	Gelé	74	82.5	80	75	78.5
2016-12-17	Gelé	78	88	84	76.5	86

5.7. Septième contribution : Partager les données *in-situ* sur le réseau Nordicana-D.

Les données de température et d'humidité des sols collectées par les micro-stations installées au parc Turjusuk, près du village et dans les bassins des rivières Sheldrake, Nastapoka et du Lac-à-l'Eau-Clair, entre 2012 et 2018 ont été partagées sur la collection Nordinaca-D (www.cen.ulaval.ca/nordicanad/), publiée par le Centre d'Études Nordiques (CEN). La localisation géographique et l'environnement de chaque micro-station ont été décrits. Les données de température et d'humidité des sols ont été enregistrées à différentes profondeurs (10 cm, 25 cm, 50 cm ou 75 cm). Ces données sont librement accessibles en ligne (Bernier *et al.*, 2019) pour toutes personnes intéressées et pour des futurs projets de recherche ou de transfert des expertises.

6. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

6.1. Conclusion

L'objectif principal de cette recherche doctorale était d'évaluer les performances des données micro-ondes passives issues du nouveau radiomètre SMAP, bande L, pour le suivi du cycle saisonnier Gel/Dégel au nord du Québec (au Nunavik) entre 2015 et 2019. En effet, l'imagerie satellitaire SMAP acquise deux fois par jour, en mode ascendant (6 :00 PM) et en mode descendant (6 :00 AM) s'avère un outil efficace pour identifier l'état gelé et dégelé des sols d'une façon continue et à grande échelle. Le site d'étude est le parc national Turjusuk, qui inclut les bassins des rivières Sheldrake et Nastapoka, non loin du village nordique d'Umiujaq à l'est de la baie d'Hudson au Nunavik.

Afin d'atteindre l'objectif principal, les objectifs spécifiques étaient de corriger les Tb mesurées au-dessus de la zone d'étude de l'effet atténuant des surfaces d'eau libre (40.5% du pixel couvrant le parc Turjusuk) et de proposer une nouvelle version de l'algorithme G/D à seuils de classification et de référence variables par pixel et par mode d'acquisition (**article 1**), d'analyser la variation des Tb par rapport au type de végétation dominant et à la fraction du couvert nival présent dans chaque pixel SMAP durant les deux saisons de transition automne-hiver (octobre-novembre-décembre) et hiver-printemps (avril-mai-juin) et de proposer une deuxième version de l'algorithme qui tient compte de la fraction du couvert nival dans chaque pixel SMAP (**article 2**), de valider les états de gel et de dégel des sols par les données de température et d'humidité des sols mesurées par les sondes Hobo installées à ~5 cm de la surface du sol dans 14 différents sites (**articles 1, 2 et 3**), et finalement d'analyser et d'interpréter les décisions prises par l'algorithme de classification G/D proposé vis-à-vis de l'hétérogénéité de la végétation dans chaque pixel SMAP en utilisant l'imagerie PALSAR, bande L, à haute résolution (**article 3**).

Les objectifs ont été atteints. Dans l'**article 1** (Touati *et al.*, 2019), deux approches ont été proposées pour corriger les Tb mesurées de l'effet de la fraction d'eau libre dans chaque pixel SMAP. La première, l'**Approche de Normalisation (approche B)**, corrige les valeurs de Tb par rapport à la distance cartésienne entre les points Tb et la droite de régression Tb en fonction de la fraction d'eau libre. La deuxième, l'approche de **Normalisation par Type de Végétation (approche C)**, applique l'approche B en se basant sur une droite de régression par type de végétation dominante (Toundra, Forêt, Milieu humide et Végétation mixte) dans un pixel donné. Une comparaison entre les trois approches de correction de Tb a montré que les approches B et C ont résolu le problème de convergence observé par l'approche A

proposée par l'équipe SMAP à partir d'une fraction d'eau libre supérieure à 20%. **C'est la première contribution originale de cette thèse.**

Dans le même article, un nouvel algorithme de classification G/D a été proposé. **C'est la seconde contribution originale de cette thèse.** L'algorithme identifie l'état gelé ou dégelé des sols en se basant sur des seuils de classification et de référence variables par pixel et par mode d'acquisition. Pour estimer le seuil de classification, l'étude a posé l'hypothèse que les Tb acquises durant les deux saisons de référence (juillet et août pour la saison de référence estivale et janvier et février pour la saison de référence hivernale) sont normalement distribuées. Le seuil de classification correspondait au point d'intersection entre la distribution des Tb de la saison de référence hiver et la distribution des Tb de la saison de référence été. Le seuil de classification était défini par pixel et par mode d'acquisition. Ce seuil était fixé à 0.5 par les développeurs de l'équipe SMAP. Notre approche estime un seuil de classification qui varie entre 0.3 et 0.7 pour le nord du Québec et de l'ordre de 0.5 pour le pixel Umiujaq. Une différence non significative (inférieure à 0.01) était estimée par pixel entre les deux modes d'acquisition. L'algorithme de classification G/D à seuils variables a été appliqué sur les Tb corrigées par les approches A, B et C. Les états des sols obtenus ont été validés par les données de température mesurées à ~5 cm de la surface du sol. Les Tb corrigées par l'approche C ont montré une meilleure performance de l'algorithme G/D. Une augmentation de la précision globale de l'ordre de 25% par rapport à l'approche A a été calculée. Pour le pixel Umiujaq, une validation de l'algorithme pour les deux périodes de transition du cycle 2015/2016 a estimé une précision moyenne de l'ordre de 87.5% pour le mode descendant et de 91% pour le mode ascendant. Pour les cycles 2016/2017 et 2017/2018, la précision moyenne estimée pour les différentes micro-stations est de l'ordre de 81% pour le mode descendant et de 86% pour le mode ascendant. Pour les autres sites de validation, au Nunavik en dehors du pixel Umiujaq, la précision moyenne entre 2015 et 2018 était supérieure à 82%.

Dans l'article 2 de la thèse, la distribution des Tb mesurées durant le cycle saisonnier G/D entre 2015 et 2016 pour le pixel Umiujaq a été analysée. **C'est la troisième contribution.** En utilisant les photos collectées par le projet CAIMAN et les sondes d'humidité du sol installées dans la zone d'étude, le profil des Tb mesurées a montré une dépendance vis-à-vis de l'accumulation de la neige durant la transition automne-hiver et de la fonte de la neige durant la saison automne-printemps. En effet, le couvert nival par ses propriétés thermiques et son état (sec ou humide) affecte directement la température et l'humidité mesurées près de la surface du sol et par conséquent la température de brillance mesurée par le radiomètre SMAP et les états des sols identifiés par l'algorithme G/D proposé dans l'article 1 de la thèse.

Pour corriger les états des sols faussement détectés par le radiomètre SMAP à cause de la présence d'un couvert de neige humide, l'article 2 a proposé une nouvelle version d'algorithme G/D. **C'est la quatrième contribution de cette thèse.** La nouvelle version ajoute un test supplémentaire qui vérifie la fraction du couvert nival dans chaque pixel SMAP lors de l'acquisition des images. Des seuils entre 10% et 100% avec un intervalle de 10% ont été testés. Une précision moyenne plus élevée a été obtenue avec un seuil de fraction du couvert nival de l'ordre de 30%. La nouvelle version de l'algorithme a amélioré la précision moyenne de l'ordre de 5% pour l'année 2015-2016.

Dans l'article 3, les données PALSAR à haute résolution (30 m) acquises entre 2015 et 2017 ont été utilisées pour suivre le cycle G/D dans le parc Turjusuk et ses environs. L'hypothèse proposée est qu'une classification G/D à haute résolution issue des données PALSAR en bande L, nous aidera à mieux comprendre l'évolution du gel du sol dans les surfaces élémentaires des pixels SMAP à résolution grossière. Un nouvel algorithme PALSAR G/D a été développé et constitue **la cinquième contribution de cette thèse.** L'algorithme est basé sur des seuils saisonniers et une classification gel/dégel définis par type de végétation (Arbustes, Herbes, Lichen/Mousse, Milieu humide et Terre nue) et par polarisation (HH, HV, HH-HV et HH/HV). Une validation des états des pixels PALSAR avec les sondes de température a montré une précision plus élevée en polarisation HV. En polarisation HV, la différence entre les deux saisons de référence était la plus élevée, entre 3 dB et 6 dB, face à une différence de l'ordre de 2 dB en polarisation HH.

De plus, dans l'article 3, les pixels PALSAR classifiés gelé et dégelé ont été utilisés pour valider la classification SMAP G/D. **C'est la sixième contribution de cette thèse.** Les résultats ont montré que la deuxième version de l'algorithme G/D classifie le pixel SMAP comme gelé à partir d'une fraction de pixels PALSAR classés gelés supérieure à 50%. Ceci confirme l'apport des données micro-ondes actives à haute résolution pour la validation des classifications G/D issues des données micro-ondes passives à résolution grossière et pour l'évaluation de la sensibilité au gel du sol des températures de brillance mesurées.

La septième contribution est la mise en forme et le partage des données de température et d'humidité des sols collectées par les micro-stations installées au Nunavik entre 2012 et 2018 au moyen d'une publication de la collection Nordinaca-D (www.cen.ulaval.ca/nordicanad/) (Bernier et al, 2019).

L'hypothèse de base posée dans le cadre de cette thèse était que l'adaptation de l'algorithme de classification G/D aux caractéristiques particulières de chaque pixel SMAP de 36 km par 36 km (type de végétation dominante, fraction d'eau libre et fraction du couvert nival par pixel) améliora la précision. Cette hypothèse a été confirmée par l'amélioration de la précision des classifications Gel/dégel résultant

des deux algorithmes G/D originaux développés pour les données SMAP (Touati *et al.*, 2019) et la nouvelle version (article 2 à soumettre).

6.2. Perspectives

Suite à cette étude doctorale, la prochaine étape pourrait consister à planifier des campagnes de terrain au Nunavik, nord du Québec. Les campagnes futures installeront un nombre supplémentaire de micro-stations Hobo dans d'autres villages nordiques. Par pixel SMAP de 36 km de résolution spatiale, les stations installées couvriront les différents environnements représentatifs de chaque pixel. L'objectif est de valider les algorithmes G/D proposés dans la présente étude (la version à seuil variable par pixel proposée dans l'article 1, et la version à seuil variable et incluant un seuil de fraction du couvert nival par pixel SMAP et proposée dans l'article 2). Des analyses pédologiques lors de ces campagnes pourront approfondir les analyses faites dans le premier article de la thèse concernant l'évolution du cycle saisonnier Gel/Dégel en fonction de la granulométrie et de la texture des sols. Les campagnes pourront être en collaboration avec le Centre d'études nordiques vu que les données collectées peuvent intéresser d'autres groupes de recherche.

De plus, les stations Hobo installées au parc national Turjusuk ont mesurées la température et l'humidité des sols à ~5 cm, 25 cm et 75 cm de la surface. Pour la présente étude, seulement l'évolution spatio-temporelle du gel de sol à la surface (~5 cm) a été analysée. Ainsi les données *in situ* collectées à 25 cm et à 75 cm permettraient de suivre l'évolution du profil vertical du gel de sol dans une étude future. L'étude pourrait déterminer la profondeur de pénétration du gel dans le sol ainsi que sa variation en fonction de l'enneigement (profondeur et humidité), du contenu en eau du sol et de la conductivité thermique. Les collaborateurs allemands au projet SMAP de l'INRS (Wang *et al.*, 2018.) ont ainsi utilisé des images Sentinel-1 du programme Copernicus acquises entre août 2013 et septembre 2014 pour développer une corrélation entre la couverture de glace des lacs de la région d'Umiujaq, la dégradation du pergélisol et le développement des étangs thermokarstiques. L'étude est publiée dans *Permafrost and Periglacial Processes*. Les résultats obtenus ont indiqué que l'évolution de la couverture de glace et des étangs thermokarstiques est affectée par la texture du sol et par la dégradation du pergélisol.

Par ailleurs, la nouvelle version de l'algorithme Gel/Dégel incluant le seuil de fraction du couvert nival par pixel et proposée dans l'article 2 pourrait être raffinée. Un seuil combinant les informations issues du produit MODIS du couvert nival (MOD10A1) et des produits d'humidité des sols issus du radiomètre SMAP (SMAP L2 Radiometer Half-Orbit 36 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 6 ou SMAP Enhanced L2

Radiometer Half-Orbit 9 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 3) pourraient être testés pour une troisième version de l'algorithme.

Pour une future étude, télécharger d'autres images PALSAR-2 à haute résolution va élargir la couverture temporelle et spatiale des images couvrant le parc Turjusuk et ses alentours. Ainsi une nouvelle génération de cartes Gel/Dégel issues des données actives PALSAR et passives SMAP pourrait être générée. La nouvelle approche estimerait les seuils de classification et de référence en utilisant les données PALSAR. Les seuils de gel et de dégel définis à partir des images PALSAR à très haute résolution spatiale amélioreraient à priori la précision des algorithmes de classification proposés pour les images SMAP microondes passives.

Pour la suite de ce projet, les données radar en bande C (Sentinel 1 A-B, et RADARSAT CONSTELLATION ou RCM) avec des résolutions intéressantes (de 5 à 1000 m pour Sentinel 1-2-3; de 9 à 30 m pour RCM) et avec des temps de revisite entre 2 jours pour Sentinel 3 et d'une journée pour RCM en régions arctiques pourraient être utilisées. L'intégration des données issues des capteurs radar bande C et bande L et des données microondes passives SMAP semble être prometteuse pour la cartographie régionale du gel de sol en tenant compte de la végétation, de la neige et des caractéristiques des sols.

RÉFÉRENCES

- Al-Yaari A, Wigneron J, Kerr Y, De Jeu R, Rodriguez-Fernandez N, Van Der Schalie R, Al Bitar A, Mialon A, Richaume P & Dolman A (2016) Testing regression equations to derive long-term global soil moisture datasets from passive microwave observations. *Remote sensing of environment* 180:453-464.
- Allard M., Sarrazin D & L'Hérault, E. (2020) Températures du sol dans des forages et près de la surface dans le nord-est du Canada, v. 1.5 (1988-2019). Nordicana D8, doi: 10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD.
- Allard M, Fortier R, Gagnon O & Michaud Y (2004) Problématique du développement du village de Salluit, Nunavik. *Rapport final. Une communauté en croissance sur un terrain sensible au changement climatique. Ministère de la sécurité publique du Québec. 93p.*
- Allard M, L'Hérault E, Gibéryen T & Barrette C (2010) L'impact des changements climatiques sur la problématique de la fonte du pergélisol au village de Salluit, Nunavik. *Rapport final, Salluit: s'adapter et croître.*
- Allard M & Lemay M (2012) Nunavik and Nunatsiavut: an Inuit homeland peninsula. p 31-55.
- Allard M, Lemay M, Barrette C, L'Hérault E, Sarrazin D, Bell T & Doré G (2012) Permafrost and climate change in Nunavik and Nunatsiavut: Importance for municipal and transportation infrastructures. *Nunavik and Nunatsiavut: From science to policy. An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization :171-197.*
- Allard M, Seguin M & Lévesque R (1986) Palsas and mineral permafrost mounds in northern Québec. *International geomorphology* 2:285-309.
- Allard M & Seguin MK (1987) The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 24(11):2206-2222.
- Amazirh A, Merlin O, Er-Raki S, Gao Q, Rivalland V, Malbeteau Y, Khabba S & Escorihuela MJ (2018) Retrieving surface soil moisture at high spatio-temporal resolution from a synergy between Sentinel-1 radar and Landsat thermal data: A study case over bare soil. *Remote sensing of environment* 211:321-337.
- Anisimov O, Shiklomanov N & Nelson FE (2002) *Variability of seasonal thaw depth in permafrost regions: A stochastic modeling approach:217-227 .*
- Annersten L (1966) Interaction between surface cover and permafrost. *Bulletyn Periglacialny* 15:27-33.
- Armstrong RL, Chang A, Rango A & Josberger E (1993) Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies. *Annals of Glaciology* 17:171-176.
- Azarderakhsh M, McDonald KC, Schroeder R, Chapman BD, Steiner N, Podest E, Colliander A, Kimball JS & Pinales JC (2012) Application of ALOS PALSAR ScanSAR Data for Determining the Freeze/Thaw Surface State over Alaska. in *AGU Fall Meeting Abstracts*).
- Avramtchev L (1982) Catalogue des gîtes minéraux du Québec, région de la baie d'Hudson, Québec. *Ministère de l'énergie et des Ressources, service de la géo-information, Québec.*
- Baghdadi N, Bazzi H, El Hajj M & Zribi M (2018) Detection of frozen soil using Sentinel-1 SAR data. *Remote Sensing* 10(8):1182.

- Baghdadi N, Cerdan O, Zribi M, Auzet V, Darboux F, El Hajj M & Kheir RB (2008a) Operational performance of current synthetic aperture radar sensors in mapping soil surface characteristics in agricultural environments: application to hydrological and erosion modelling. *Hydrological Processes: An International Journal* 22(1):9-20.
- Baghdadi N, Gherboudj I, Zribi M, Sahebi M, King C & Bonn F (2004) Semi-empirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements. *International Journal of Remote Sensing* 25(18):3593-3623.
- Baghdadi N, Holah N & Zribi M (2006) Soil moisture estimation using multi-incidence and multi-polarization ASAR data. *International Journal of Remote Sensing* 27(10):1907-1920.
- Baghdadi N & Zribi M (2006) Evaluation of radar backscatter models IEM, OH and Dubois using experimental observations. *International Journal of Remote Sensing* 27(18):3831-3852.
- Baghdadi N, Zribi M, Loumagne C, Ansart P & Anguela TP (2008b) Analysis of TerraSAR-X data and their sensitivity to soil surface parameters over bare agricultural fields. *Remote Sensing of Environment* 112(12):4370-4379.
- Bartsch A (2010) Ten Years of SeaWinds on QuikSCAT for Snow Applications. *Remote Sensing* 2(4).
- Bartsch A, Kidd RA, Pathe C, Scipal K & Wagner W (2007) Satellite radar imagery for monitoring inland wetlands in boreal and sub-arctic environments. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 17(3):305-317.
- Bartsch A, Naeimi V, Park S-E & Sabel D (2009) Active microwave satellite data for high latitude pan-boreal/Arctic permafrost monitoring. *Earth Observation and Water Cycle Science*.
- Bartsch A, Sabel D, Wagner W & Park S-E (2011) Considerations for derivation and use of soil moisture data from active microwave satellites at high latitudes. *2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, p 3132-3135.
- Bateni SM, Huang C, Margulis SA, Podest E & McDonald K (2013) Feasibility of characterizing snowpack and the freeze-thaw state of underlying soil using multifrequency active/passive microwave data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51(7):4085-4102.
- Beck I, Ludwig R, Bernier M, Lévesque E & Boike J (2015a) Assessing Permafrost Degradation and Land Cover Changes (1986–2009) using Remote Sensing Data over Umiujaq, Sub-Arctic Québec. *Permafrost and Periglacial Processes* 26(2):129-141.
- Beck I, Ludwig RP, Bernier M, Strozzi T & Boike J (2015b) Vertical movements of frost mounds in subarctic permafrost regions analyzed using geodetic survey and satellite interferometry. *Earth Surface Dynamics* 3(3):409-421.
- Bernier M, Ludwig R, Poulin J, Touati C, Kalantari P, Wang L, Chen Y, Jacome A. & Ratsimbazafy T. (2019). Mesures de température et teneur en eau du sol au voisinage d'Umiujaq et du bassin versant de la rivière Sheldrake, v. 1.0 (2011-2018). Nordicana D46, doi: 10.5885/45567CE-639242EA518841D0.
- Beer C, Lucht W, Gerten D, Thonicke K & Schmulilius C (2007) Effects of soil freezing and thawing on vegetation carbon density in Siberia: A modeling analysis with the Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model (LPJ-DGVM). *Global Biogeochemical Cycles* 21(1).
- Beilman DW & Robinson SD (2003) Peatland permafrost thaw and landform type along a climatic gradient. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*. Balkema Zurich, p 61-65.

- Beilman DW, Vitt DH & Halsey LA (2001) Localized Permafrost Peatlands in Western Canada: Definition, Distributions, and Degradation. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33(1):70-77.
- Benson Craig H & Othman Majdi A (1993) Hydraulic Conductivity of Compacted Clay Frozen and Thawed In Situ. *Journal of Geotechnical Engineering* 119(2):276-294.
- Bergeron J, Royer A, Turcotte R & Roy A (2014) Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring streamflow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological processes* 28(16):4626-4639.
- Bhiry N & Robert ÉC (2006) Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a paisa in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada. *Écoscience* 13(1):56-65.
- Bitar AA, Mialon A, Kerr YH, Cabot F, Richaume P, Jacquette E, Quesney A, Mahmoodi A, Tarot S & Parrens M (2017) The global SMOS Level 3 daily soil moisture and brightness temperature maps. *Earth System Science Data* 9(1):293-315.
- Boisvert J, Crevier Y & Pultz T (1996) Estimation régionale de l'humidité du sol par télédétection. *Canadian journal of soil science* 76(3):325-334.
- Bonn F & Rochon G (1996), Volume 1, Presses de l'Université du Québec. *Précis de télédétection: Principes et Méthodes*.
- Botteron G, Gilbert C, Locat C & Gray J (1979) Observations préliminaires sur la répartition du pergélisol dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):291-298.
- Bourassa M-M & Auzel P (2012) Les changements climatiques au Nunavik: de l'évaluation des impacts à une gestion intégrée des transitions pour la conservation des écosystèmes. *Téoros. Revue de recherche en tourisme* 31(31-1):72-81.
- Bouvet A (2009) *Télédétection radar appliquée au suivi des rizières. Méthodes utilisant le rapport des intensités de rétrodiffusion.*
- Brodzik M & Armstrong R (2008) Near-real-time DMSP SSM/I-SSMIS Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures. *Boulder, CO: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center* 10.
- Brodzik MJ (2002) EASE-Grid: A versatile set of equal-area projections and grids. *Discrete global grids*.
- Brodzik MJ, Billingsley B, Haran T, Raup B & Savoie MH (2012) EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 1(1):32-45.
- Brodzik MJ, Billingsley B, Haran T, Raup B & Savoie MH (2014) Correction: Brodzik, M.J., et al. EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 2012, 1, 32–45. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 3(3):1154-1156.
- Brown J (1997) A new permafrost map of the Northern Hemisphere. *Eos Transactions of the American Geophysical Union* 78:F274.
- Brown L (1979) Fluted Projectile Points in Maryland. *Maryland Geological Survey, Baltimore*.
- Brown RJE (1970) Nature of Permafrost. *Permafrost in Canada*, University of Toronto Press. p 3-30.

- Brucker L, Royer A, Picard G, Langlois A & Fily M (2011) Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in Quebec, Canada, using a coupled snow evolution–emission model. *Remote Sensing of Environment* 115(8):1966-1977.
- Bruscantini CA, Konings AG, Narvekar PS, McColl KA, Entekhabi D, Grings FM & Karszenbaum H (2015) L-band radar soil moisture retrieval without ancillary information. *IEEE Journal of selected topics in applied Earth Observations and Remote Sensing* 8(12):5526-5540.
- Busseau B-C, Royer A, Roy A, Langlois A & Domine F (2017) Analysis of snow-vegetation interactions in the low Arctic-Subarctic transition zone (northeastern Canada). *Physical Geography* 38(2):159-175.
- Buteau S, Fortier R, Delisle G & Allard M (2004) Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound. *Permafrost and Periglacial Processes* 15(1):41-57.
- Cai S, Li D, Durand M & Margulis SA (2017) Examination of the impacts of vegetation on the correlation between snow water equivalent and passive microwave brightness temperature. *Remote Sensing of Environment* 193:244-256.
- Calmels F (2005) *Genèse et structure du pergélisol: étude de formes périglaciaires de soulèvement au gel au Nunavik (Québec nordique), Canada*. (Caen).
- Caloz R & Collet C (2001) *Précis de télédétection-: Traitements numériques d'images de télédétection*. PUQ,
- Campbell JE (1990) Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. *Soil Science Society of America Journal* 54(2):332-341.
- Canadian Science Team (2013) Canadian Science And Applications Plan for the Soil Moisture Active And Passive Mission. :75.
- Cao M & Chang A (1997) Monitoring terrain soil freeze/thaw condition on Qinghai Plateau in spring and autumn using microwave remote sensing. *Journal of Remote Sensing* 1(2):139-144.
- CEN (2020). Données des stations climatiques de la région de Salluit au Nunavik, Québec, Canada, v. 1.6 (1987-2019). Nordicana D3, doi: 10.5885/45048SL-4708BCCDFA124359.
- CEN (2020). Données des stations climatiques d'Umiujaq au Nunavik, Québec, Canada, v. 1.7 (1997-2019). Nordicana D9, doi: 10.5885/45120SL-067305A53E914AF0.
- Chan S, Bindlish R, O'Neill P, Jackson T, Njoku E, Dunbar S, Chaubell J, Piepmeier J, Yueh S & Entekhabi D (2018) Development and assessment of the SMAP enhanced passive soil moisture product. *Remote sensing of environment* 204:931-941.
- Chan S, Njoku E & Colliander A (2012) Level 1C Radiometer Data Product.
- Chang A, Foster J, Hall D, Goodison BE, Walker AE, Metcalfe J & Harby A (1997) Snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102(D24):29663-29671.
- Chapin FS, Sturm M, Serreze MC, McFadden JP, Key JR, Lloyd AH, McGuire AD, Rupp TS, Lynch AH, Schimel JP, Beringer J, Chapman WL, Epstein HE, Euskirchen ES, Hinzman LD, Jia G, Ping CL, Tape KD, Thompson CDC, Walker DA & Welker JM (2005) Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming. *Science* 310(5748):657.
- Chapin FS, Shaver GR, Giblin AE, Nadelhoffer KJ & Laundre JA (1995) Responses of Arctic Tundra to Experimental and Observed Changes in Climate. *Ecology* 76(3):694-711.

- Chaumont R & Brown R (2010) Analyse de simulations régionales du climat et d'indices climatiques associés au transport routier dans le Sud du Québec. *Revue Routes-Road* (345):78-83.
- Chen X, Liu L & Bartsch A (2019) Detecting soil freeze/thaw onsets in Alaska using SMAP and ASCAT data. *Remote Sensing of Environment* 220:59-70.
- Christensen TR, Johansson T, Åkerman HJ, Mastepanov M, Malmer N, Friborg T, Crill P & Svensson BH (2004) Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters* 31(4).
- Colliander A, Chan S, Kim S-b, Das N, Yueh S, Cosh M, Bindlish R, Jackson T & Njoku E (2012) Long term analysis of PALS soil moisture campaign measurements for global soil moisture algorithm development. *Remote Sensing of Environment* 121:309-322.
- Colliander A, Jackson TJ, Bindlish R, Chan S, Das N, Kim S, Cosh M, Dunbar R, Dang L & Pashaian L (2017) Validation of SMAP surface soil moisture products with core validation sites. *Remote Sensing of Environment* 191:215-231.
- Colliander A, McDonald K, Zimmermann R, Schroeder R, Kimball JS & Njoku EG (2011) Application of QuikSCAT backscatter to SMAP validation planning: Freeze/thaw state over ALECTRA sites in Alaska from 2000 to 2007. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(2):461-468.
- Comiso JC, Cavalieri DJ & Markus T (2003) Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(2):243-252.
- Comiso JC & Parkinson CL (2004) Satellite-Observed Changes in the Arctic. *Physics Today* 57(8):38-44.
- Dafflon B, Oktem R, Peterson J, Ulrich C, Tran AP, Romanovsky V & Hubbard SS (2017) Coincident aboveground and belowground autonomous monitoring to quantify covariability in permafrost, soil, and vegetation properties in Arctic tundra. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 122(6):1321-1342.
- Das NN, Entekhabi D, Kim S, Yueh S & Neill PO (2016) Combining SMAP and Sentinel data for high-resolution Soil Moisture product. 2016 *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 10-15 July 2016), p 129-131.
- Dawson MS, Fung AK & Manry MT (1997) A robust statistical-based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 35(1):57-67.
- De Sève D (1999) *Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Deltoro VI, Calatayud Á, Morales F, Abadía A & Barreno E (1999) Changes in net photosynthesis, chlorophyll fluorescence and xanthophyll cycle interconversions during freeze-thaw cycles in the Mediterranean moss *Leucodon sciuroides*. *Oecologia* 120(4):499-505.
- Derksen C, Silis A, Sturm M, Holmgren J, Liston GE, Huntington H & Solie D (2009) Northwest Territories and Nunavut Snow Characteristics from a Subarctic Traverse: Implications for Passive Microwave Remote Sensing. *Journal of Hydrometeorology* 10(2):448-463.
- Derksen C, Toose P, Lemmetyinen J, Pulliainen J, Langlois A, Rutter N & Fuller M (2012) Evaluation of passive microwave brightness temperature simulations and snow water equivalent retrievals through a winter season. *Remote Sensing of Environment* 117:236-248.

- Derksen C, Xu X, Dunbar RS, Colliander A, Kim Y, Kimball JS, Black TA, Euskirchen E, Langlois A & Loranty MM (2017) Retrieving landscape freeze/thaw state from Soil Moisture Active Passive (SMAP) radar and radiometer measurements. *Remote Sensing of Environment* 194:48-62.
- Deshaye J & Morisset P (1985) *La flore vasculaire du lac à l'Eau Claire, Nouveau-Québec*. Herbiier Louis-Marie-Université Laval,
- Dionne J-C (1978) Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 32(3):187-247.
- Doubková M, Van Dijk AI, Sabel D, Wagner W & Blöschl G (2012) Evaluation of the predicted error of the soil moisture retrieval from C-band SAR by comparison against modelled soil moisture estimates over Australia. *Remote sensing of environment* 120:188-196.
- Du J, Kimball JS, Azarderakhsh M, Dunbar RS, Moghaddam M & McDonald KC (2014) Classification of Alaska spring thaw characteristics using satellite L-band radar remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53(1):542-556.
- Du J, Kimball JS, Azarderakhsh M, Dunbar RS, Moghaddam M & McDonald KC (2015) Classification of Alaska Spring Thaw Characteristics Using Satellite L-Band Radar Remote Sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53(1):542-556.
- Du Y, Ulaby FT & Dobson MC (2000) Sensitivity to soil moisture by active and passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(1):105-114.
- Dunbar RS (2016) Level 3 Enhanced Freeze-Thaw Passive Product (L3_FT_P_E) Specification Document.
- Dunbar RS (2018) Level 3 enhanced freeze-thaw passive product (L3_FT_P_E) specification document. *SMAP Project, JPL D-56294, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA*.
- Edwards B, Schmutz P & L Namikas S (2012) *Comparison of Surface Moisture Measurements with Depth-Integrated Moisture Measurements on a Fine-Grained Beach*.
- El Hajj M, Baghdadi N, Zribi M & Bazzi H (2018) Coupling Radar and Optical Data for Soil Moisture Retrieval over Agricultural Areas. *QGIS and Applications in Agriculture and Forest* 2:1-45.
- England AW (1990) Radiobrightness of diurnally heated, freezing soil. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(4):464-476.
- Engman ET & Chauhan N (1995) Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 51(1):189-198.
- Entekhabi D, Njoku EG, Houser P, Spencer M, Doiron T, Kim Y, Smith J, Girard R, Belair S & Crow W (2004) The hydrosphere state (Hydros) satellite mission: An earth system pathfinder for global mapping of soil moisture and land freeze/thaw. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(10):2184-2195.
- Entekhabi D, Njoku EG, O'Neill PE, Kellogg KH, Crow WT, Edelstein WN, Entin JK, Goodman SD, Jackson TJ & Johnson J (2010) The soil moisture active passive (SMAP) mission. *Proceedings of the IEEE* 98(5):704-716.
- Entekhabi D, Yueh S, O'Neill PE, Kellogg KH, Allen A, Bindlish R, Brown M, Chan S, Colliander A & Crow WT (2014) SMAP handbook—soil moisture active passive: Mapping soil moisture and freeze/thaw from space.
- Euskirchen ES, McGuire AD, Kicklighter DW, Zhuang Q, Klein JS, Dargaville RJ, Dye DG, Kimball JS, McDonald KC, Melillo JM, Romanovsky VE & Smith NV (2006) Importance of recent shifts in soil thermal

- dynamics on growing season length, productivity, and carbon sequestration in terrestrial high-latitude ecosystems. *Global Change Biology* 12(4):731-750.
- Evans DL, Farr TG, Zyl JJv & Zebker HA (1988) Radar polarimetry: analysis tools and applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 26(6):774-789.
- Farhadi L, Reichle RH, De Lannoy GJM & Kimball JS (2015) Assimilation of Freeze–Thaw Observations into the NASA Catchment Land Surface Model. *Journal of Hydrometeorology* 16(2):730-743.
- Farr TG, Elachi C, Hartl P & Chowdhury K (1986) Microwave penetration and attenuation in desert soil: A field experiment with the Shuttle Imaging Radar. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 4(4):590-594.
- Ferrazzoli P, Guerriero L & Wigneron J (2002) Simulating L-band emission of forests in view of future satellite applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(12):2700-2708.
- Fiore Jr J & Grody NC (1992) Classification of snow cover and precipitation using SSM/I measurements: Case studies. *International journal of remote sensing* 13(17):3349-3361.
- Fortier R, Allard M & Lewkowicz A (1998) Induced polarization and resistivity logging in permafrost. *Edited by* :275-282.
- Fortier R, LeBlanc A-M & Yu W (2011) Impacts of permafrost degradation on a road embankment at Umiujaq in Nunavik (Quebec), Canada. *Canadian Geotechnical Journal* 48(5):720-740.
- Foster JL, Chang ATC & Hall DK (1997) Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology. *Remote Sensing of Environment* 62(2):132-142.
- Foster J, Hall DK, Kelly R & Chiu L (2009) *Seasonal snow extent and snow mass in South America using SMMR and SSM/I passive microwave data (1979–2006)*. 291-305 p
- Fouché J (2014) *Effet du réchauffement climatique sur le fonctionnement biogéochimique de deux cryosols arctiques dans la région de Salluit, Nunavik, Canada*. (Aix-Marseille).
- Frauenfeld OW, Zhang T, Barry RG & Gilichinsky D (2004) Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109(D5).
- Frezzotti M, Pourchet M, Flora O, Gandolfi S, Gay M, Urbini S, Vincent C, Becagli S, Gragnani R & Proposito M (2005) Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *Journal of Glaciology* 51(172):113-124.
- Fritz J & Chandrasekar V (2008) The Impact of Adaptive Speckle Filtering on Multi-Channel SAR Change Detection. *IGARSS 2008-2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, p IV-561-IV-564.
- Frolking S, Goulden ML, Wofsy SC, Fan SM, Sutton DJ, Munger JW, Bazzaz AM, Daube BC, Crill PM, Aber JD, Band LE, Wang X, Savage K, Moore T & Harriss RC (1996) Modelling temporal variability in the carbon balance of a spruce/moss boreal forest. *Global Change Biology* 2(4):343-366.
- Frolking S, McDonald KC, Kimball JS, Way J, Zimmermann R & Running SW (1999) Using the space-borne NASA scatterometer (NSCAT) to determine the frozen and thawed seasons. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104(D22):27895-27907.
- Fung AK (1994) *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications* (The Artech House Remote Sensing Library). Norwood, MA, USA: Artech House.

- Fung AK, Li Z & Chen K-S (1992) Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing* 30(2):356-369.
- Fuse Y, Gonzalez-Valdes B, Martinez-Lorenzo JA & Rappaport CM (2016) Advanced SAR imaging methods for forward-looking ground penetrating radar. *2016 10th European Conference on Antennas and Propagation (EuCAP)*. IEEE, p 1-4.
- Gagnon CA, Hamel S, Russell DE, Powell T, Andre J, Svoboda MY & Berteaux D (2020) Merging indigenous and scientific knowledge links climate with the growth of a large migratory caribou population. *Journal of Applied Ecology*.
- Gangloff P & Pissart A (1983) Évolution géomorphologique et paises minérales près de Kuujuaq (Fort-Chimo, Québec). *Bulletin de la Société géographique de Liège* 19:119-132.
- Gherboudj I, Magagi R, Berg AA & Toth B (2011) Soil moisture retrieval over agricultural fields from multi-polarized and multi-angular RADARSAT-2 SAR data. *Remote sensing of environment* 115(1):33-43.
- Gherboudj I, Magagi R, Goïta K, Berg AA, Toth B & Walker A (2012) Validation of SMOS data over agricultural and boreal forest areas in Canada. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(5):1623-1635.
- Ghias MS, Therrien R, Molson J & Lemieux J-M (2017) Controls on permafrost thaw in a coupled groundwater-flow and heat-transport system: Iqaluit Airport, Nunavut, Canada. *Hydrogeology journal* 25(3):657-673.
- Giec B (2001) des changements climatiques: Les éléments scientifiques. *Contribution du groupe de travail I au troisième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, OMM/PNUE*.
- Giec R & Pachauri AR (2014) Changements Climatiques 2014: Rapport de Synthèse. (GIEC).
- Gordon R & Rangayyan RM (1984) Feature enhancement of film mammograms using fixed and adaptive neighborhoods. *Applied optics* 23(4):560-564.
- Gray J & Brown R (1979) Permafrost presence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):299-316.
- Gray J & Pilon J (1976) Permafrost distribution at Tasiujaq (Leaf Basin) on the southwest coast of Ungava Bay, New Québec. *Revue de Géographie de Montréal* 30:367-373.
- Gray J, Pilon J & Poitevin J (1979) Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):253-264.
- Griend AAVd & Wigneron J (2004) The b-factor as a function of frequency and canopy type at H-polarization. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(4):786-794.
- Grody NC (1991) Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 96(D4):7423-7435.
- Grogan P, Michelsen A, Ambus P & Jonasson S (2004) Freeze–thaw regime effects on carbon and nitrogen dynamics in sub-arctic heath tundra mesocosms. *Soil Biology and Biochemistry* 36(4):641-654.
- Groisman PY, Karl TR & Knight RW (1994) Observed Impact of Snow Cover on the Heat Balance and the Rise of Continental Spring Temperatures. *Science* 263(5144):198.
- Gruber S, Hoelzle M & Haeberli W (2004) Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters* 31(13).

- Guyot G (1997) Climatologie de l'environnement de la plante aux écosystèmes, édition Masson. Paris 505.
- Hachem S (2008) Cartographie des températures de surface, des indices de gel et de dégel et de la répartition spatiale du pergélisol à l'aide du Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).
- Hall DK, Foster JL, Chang AT & Rango A (1981) Freshwater ice thickness observations using passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (4):189-193.
- Hallikainen MT, Ulaby FT, Dobson MC, El-Rayes MA & Wu L-K (1985) Microwave dielectric behavior of wet soil-part 1: Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (1):25-34.
- Hamelin L-E & Cailleux A (1969) *Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec): Exemple de géomorphologie complexe*. Centre d'études nordiques, Université Laval,
- Hansen J, Sato M, Ruedy R, Lo K, Lea DW & Medina-Elizade M (2006) Global temperature change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103(39):14288.
- Harris C & Davies MC (1998) Pressures recorded during laboratory freezing and thawing of a natural silt-rich soil. *Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, NWT, Canada, June*. p 23-27.
- Harris C & Lewkowicz AG (2000) An analysis of the stability of thawing slopes, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Canadian Geotechnical Journal* 37(2):449-462.
- Harris S, French H, Heginbottom J, Johnston G, Ladanyi V, Sego D & van Everdingen R (1988) La Terminologie du pergélisol et notions connexes. Conseil national de recherches du Canada, Comité associé de recherches géotechniques, Ottawa (ON). (Tech. Memo).
- Hartemink AE (2003) Encyclopedia of Soil Science-Edited by R. Lal. Marcel Dekker, 2002. Hardbound, 1476 pp. ISBN 082470634. US \$250. *Geoderma* 115(3-4):325-327.
- Hayashi M (2013) The Cold Vadose Zone: Hydrological and Ecological Significance of Frozen-Soil Processes. *Vadose Zone Journal* 12(4).
- Heginbottom J & Dubreuil M (1993) A new permafrost and ground ice map for the National Atlas of Canada. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*. p 255-260.
- Henderson FM & Lewis AJ (1998) Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing: Volume 2.
- Hinzman LD, Bettez ND, Bolton WR, Chapin FS, Dyurgerov MB, Fastie CL, Griffith B, Hollister RD, Hope A & Huntington HP (2005) Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions. *Climatic change* 72(3):251-298.
- Hinzman LD, Goering DJ & Kane DL (1998) A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103(D22):28975-28991.
- Hoekstra P & Delaney A (1974) Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies. *Journal of geophysical research* 79(11):1699-1708.
- Houtz D, Naderpour R & Schwank M (2019) Retrievals of Snow Properties over Greenland from L-Band Radiometry. *IGARSS 2019 - 2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 28 July-2 Aug. 2019), p 3990-3993.

Références

- Instanes A, Kokorev V, Janowicz R, Bruland O, Sand K & Prowse T (2016) Changes to freshwater systems affecting Arctic infrastructure and natural resources. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 121(3):567-585.
- Jackson T & Schmugge T (1991) Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote Sensing of Environment* 36(3):203-212.
- Jackson TJ (1993) III. Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. *Hydrological processes* 7(2):139-152.
- Jackson TJ, Bindlish R, Cosh MH, Zhao T, Starks PJ, Bosch DD, Seyfried M, Moran MS, Goodrich DC, Kerr YH & Leroux D (2012) Validation of Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Soil Moisture Over Watershed Networks in the U.S. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(5):1530-1543.
- Jackson TJ, Schmugge J & Engman E (1996) Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrological Sciences Journal* 41(4):517-530.
- Jackson TJ, Schmugge TJ & Wang JR (1982) Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies. *Water Resources Research* 18(4):1137-1142.
- Jagdhuber T, Baur M, Akbar R, Das N, Link M, He L & Entekhabi D (2019) *Estimation of active-passive microwave covariation using SMAP and Sentinel-1 data*. 458-468 p
- Jagdhuber T, Stockamp J, Hajnsek I & Ludwig R (2014) Identification of soil freezing and thawing states using SAR polarimetry at C-band. *Remote Sensing* 6(3):2008-2023.
- Jin R, Li X & Che T (2009) A decision tree algorithm for surface soil freeze/thaw classification over China using SSM/I brightness temperature. *Remote Sensing of Environment* 113(12):2651-2660.
- Johnston GH & Research NRCCACoG (1981) *Permafrost: engineering design and construction*. Wiley. <https://books.google.ca/books?id=yuNRAAAAMAAJ>
- Jones LA, Kimball JS, McDonald KC, Chan STK, Njoku EG & Oechel WC (2007) Satellite Microwave Remote Sensing of Boreal and Arctic Soil Temperatures From AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(7):2004-2018.
- Joseph A, van der Velde R, O'Neill P, Lang R & Gish T (2010) Effects of corn on C-and L-band radar backscatter: A correction method for soil moisture retrieval. *Remote Sensing of Environment* 114(11):2417-2430.
- Judge J, Galantowicz JF, England AW & Dahl P (1997) Freeze/thaw classification for prairie soils using SSM/I radiobrightnesses. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35(4):827-832.
- K.-Seguin M & Crépault J (1979) Étude géographique d'un champ de paises à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):327-337.
- Kalantari P (2016) *Validation de l'apport des micro-ondes passives pour le suivi du gel saisonnier du sol de la toundra dans le nord du Québec*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Kalantari P, Bernier M, McDonal K & Poulin J (2014) Using available time series of Passive and Active Microwave to develop SMAP Freeze/Thaw algorithms adapted for the canadian subarctic. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International*. IEEE, p 2550-2553.

- Kalantari P, Bernier M & Poulin J (2009) Utilisation conjointe de données de micro-ondes passives et actives pour le suivi du gel saisonnier du sol de la toundra dans le Nord du Québec. *30ième Symposium canadien de télédétection*. (Lethbridge, Alberta, 22-26 juin).
- Kerr YH (2007) Soil moisture from space: Where are we? *Hydrogeology journal* 15(1):117-120.
- Kerr YH, Mahmoodi A, Mialon A, Al Biltar A, Rodríguez-Fernández N, Richaume P, Cabot F, Wigneron JP, Waldteufel P, Ferrazzoli P, Schwank M & Delwart S (2018) 4.07 - Soil Moisture Retrieval Algorithms: The SMOS Case. *Comprehensive Remote Sensing*, Liang S (Édit.) Elsevier, Oxford <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10355-0>. p 156-190.
- Kerr YH & Njoku EG (1990) A semiempirical model for interpreting microwave emission from semiarid land surfaces as seen from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(3):384-393.
- Kerr YH, Waldteufel P, Wigneron J-P, Martinuzzi J, Font J & Berger M (2001) Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *IEEE transactions on Geoscience and remote sensing* 39(8):1729-1735.
- Khaldoune J (2006) *Développement d'une méthode de mesure et de cartographie du gel du sol en milieu agricole à l'échelle d'un bassin versant à partir d'images radar monopolarisées (RADARSAT-1), multipolarisées (ENVISAT) et polarimétriques (RADARSAT-2/CONVAIR-580)*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Khaldoune J, Van Bochove E, Bernier M & Nolin MC (2011) Mapping agricultural frozen soil on the watershed scale using remote sensing data. *Applied and Environmental Soil Science* 2011.
- Kim S-B, Moghaddam M, Tsang L, Burgin M, Xu X & Njoku EG (2013) Models of L-band radar backscattering coefficients over global terrain for soil moisture retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52(2):1381-1396.
- Kim S-B, Van Zyl JJ, Johnson JT, Moghaddam M, Tsang L, Colliander A, Dunbar RS, Jackson TJ, Jaruwatanadilok S & West R (2017a) Surface soil moisture retrieval using the L-band synthetic aperture radar onboard the soil moisture active-passive satellite and evaluation at core validation sites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55(4):1897-1914.
- Kim S, Zyl Jv, McDonald K & Njoku E (2010) Monitoring surface soil moisture and freeze-thaw state with the high-resolution radar of the Soil Moisture Active/Passive (SMAP) mission. *2010 IEEE Radar Conference*. 10-14 May 2010), p 735-739.
- Kim Y, Kimball JS, Du J & Glassy JM (2014) Improvements and Extension to a Global Earth System Data Record of Daily Landscape Freeze-Thaw Status Determined from Satellite Microwave Remote Sensing.
- Kim Y, Kimball JS, Du J, Schaaf CLB & Kirchner PB (2018) Quantifying the effects of freeze-thaw transitions and snowpack melt on land surface albedo and energy exchange over Alaska and Western Canada. *Environmental Research Letters* 13(7):075009.
- Kim Y, Kimball JS, Glassy J & Du J (2017b) An extended global Earth system data record on daily landscape freeze-thaw status determined from satellite passive microwave remote sensing. *Earth Syst. Sci. Data* 9(1):133-147.
- Kim Y, Kimball JS, McDonald KC & Glassy J (2011) Developing a Global Data Record of Daily Landscape Freeze/Thaw Status Using Satellite Passive Microwave Remote Sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49(3):949-960.

- Kim Y, Kimball JS, Robinson D & Derksen C (2015) New satellite climate data records indicate strong coupling between recent frozen season changes and snow cover over high northern latitudes. *Environmental Research Letters* 10(8):084004.
- Kim Y, Kimball JS, Xu X, Dunbar RS, Colliander A & Derksen C (2019) Global assessment of the SMAP freeze/thaw data record and regional applications for detecting spring onset and frost events. *Remote Sensing* 11(11):1317.
- Kim Y, Kimball JS, Zhang K & McDonald KC (2012) Satellite detection of increasing Northern Hemisphere non-frozen seasons from 1979 to 2008: Implications for regional vegetation growth. *Remote Sensing of Environment* 121:472-487.
- Kimball JS, McDonald K, Keyser AR, Frolking S & Running SW (2001) Application of the NASA scatterometer (NSCAT) for determining the daily frozen and nonfrozen landscape of Alaska. *Remote Sensing of Environment* 75(1):113-126.
- Kimball JS, McDonald K & Zhao M (2006) Spring thaw and its effect on terrestrial vegetation productivity in the western Arctic observed from satellite microwave and optical remote sensing. *Earth Interactions* 10(21):1-22.
- Kimball JS, McDonald KC, Running SW & Frolking SE (2004) Satellite radar remote sensing of seasonal growing seasons for boreal and subalpine evergreen forests. *Remote Sensing of Environment* 90(2):243-258.
- Klein L & Swift C (1977) An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 2(1):104-111.
- Klene AE, Nelson FE, Shiklomanov NI & Hinkel KM (2001) The N-factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33(2):140-148.
- Knadel M, Deng F, Alinejadian A, Wollesen de Jonge L, Moldrup P & Greve MH (2014) The Effects of Moisture Conditions—From Wet to Hyper dry—On Visible Near-Infrared Spectra of Danish Reference Soils. *Soil Science Society of America Journal* 78(2):422-433.
- Konrad J-M & Morgenstern NR (1980) A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils. *Canadian Geotechnical Journal* 17(4):473-486.
- Koopmans RWR & Miller R (1966) Soil Freezing and Soil Water Characteristic Curves 1. *Soil Science Society of America Journal* 30(6):680-685.
- Kouraev A, V. Semovski S, N. Shimaraev M, Mognard N, Légresy B & Remy F (2007) *Observations of Lake Baikal ice from satellite altimetry and radiometry*. 240-253 p
- Koyama CN, Korres W, Fiener P & Schneider K (2010) Variability of surface soil moisture observed from multitemporal C-band synthetic aperture radar and field data. *Vadose Zone Journal* 9(4):1014-1024.
- Kumar D & Shekhar S (2015) Statistical analysis of land surface temperature–vegetation indexes relationship through thermal remote sensing. *Ecotoxicology and environmental safety* 121:39-44.
- Kumar P, Prasad R, Choudhary A, Gupta D, Mishra V, Vishwakarma A, Singh A & Srivastava P (2019) Comprehensive evaluation of soil moisture retrieval models under different crop cover types using C-band synthetic aperture radar data. *Geocarto International* 34(9):1022-1041.

- Küttim M, Hofsommer M, Robroek B, Jassey V, Laine A, Lamentowicz M, Buttler A, Ilomets M & Mills R (2017) Freeze-thaw cycles simultaneously decrease peatland photosynthetic carbon uptake and ecosystem respiration. *Boreal Environment Research*.
- Kværnø SH & Øygarden L (2006) The influence of freeze–thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena* 67(3):175-182.
- Kwarteng AY, Dobson MC, Kelldorfer J & Williams R (2008) SAR-based land cover classification of Kuwait. *International Journal of Remote Sensing* 29(23):6739-6778.
- L'Hérault E, Allard M, Fortier D, Carbonneau A, Doyon-Robitaille J, Lachance M-P, Ducharme M-A, Larrivée K, Grandmont K & Lemieux C (2013) Production de cartes des caractéristiques du pergélisol afin de guider le développement de l'environnement bâti pour quatre communautés du Nunavik. *Ouranos, Montréal*.
- Laberge M-J & Payette S (1995) Long-Term Monitoring of Permafrost Change in a Palsa Peatland in Northern Quebec, Canada: 1983–1993. *Arctic and Alpine Research* 27(2):167-171.
- Lafortune V, Filion L & Hétu B (2006) Impacts of Holocene climatic variations on alluvial fan activity below snowpatches in subarctic Québec. *Geomorphology* 76(3-4):375-391.
- Lafortune V, Furgal C, Drouin J, Annanack T, Einish N, Etidloie B & Tookalook P (2004) Climate change in northern Québec: Access to land and resource issues. *Project report. Kuujjuaq, Québec, CN: Kativik Regional Government*.
- Lagacé C & Bernier M (2000) Développement d'une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe d'images SSM/I et RADARSAT. *57th Eastern Snow Conference: Proceedings of the 2000 annual meeting held at Syracuse, NY, USA*. p 185-198.
- Lagacé C, Bernier M & Gauthier Y (2002) Cartographie du gel saisonnier du sol en zone de taïga à partir d'images RSO de RADARSAT-1 et SSM/I de DMSP F-8. *Téledétection* 2:161-175.
- Lagarec D (1973) Éléments de la morphologie cryogène du golfe de Richmond, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie du Québec* 17(42):465-482.
- Lagarec D (1980) *Étude géomorphologique de paises et autres buttes cryogènes en Hudsonie, Nouveau-Québec, Québec, Université Laval*. (thèse de doctorat).
- Lakhankar T, Krakauer N & Khanbilvardi R (2009) Applications of microwave remote sensing of soil moisture for agricultural applications. *International Journal of Terraspace Science and Engineering* 2(1):81-91.
- Larsen KS, Jonasson S & Michelsen A (2002) Repeated freeze–thaw cycles and their effects on biological processes in two arctic ecosystem types. *Applied Soil Ecology* 21(3):187-195.
- Larue F, Royer A, Sève DD, Roy A & Cosme E (2018) Assimilation of passive microwave AMSR-2 satellite observations in a snowpack evolution model over northeastern Canada. *Hydrology and Earth System Sciences* 22(11):5711-5734.
- Latifovic R, Homer C, Ressler R, Pouliot D, Hossain S, Colditz R, Olthoff I, Giri C & Victoria A (2012) Chapter 20: North American land change monitoring system. *Remote sensing of land use and land cover: principles and applications, CRS Press* :303-324.

- Latifovic R, Pouliot D & Olthof I (2017) Circa 2010 Land Cover of Canada: Local Optimization Methodology and Product Development. *Remote Sensing* 9(11).
- Lemmetyinen J, Derksen C, Pulliainen J, Strapp W, Toose P, Walker A, Tauriainen S, Pihlflyckt J, Karna J-P & Hallikainen MT (2009) A comparison of airborne microwave brightness temperatures and snowpack properties across the boreal forests of Finland and Western Canada. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47(3):965-978.
- Lemmetyinen J, Schwank M, Rautiainen K, Kontu A, Parkkinen T, Mätzler C, Wiesmann A, Wegmüller U, Derksen C & Toose P (2016) Snow density and ground permittivity retrieved from L-band radiometry: Application to experimental data. *Remote sensing of environment* 180:377-391.
- Leucci G (2008) Ground penetrating radar: the electromagnetic signal attenuation and maximum penetration depth. *Scholarly research exchange* 2008.
- Lévesque R, Allard M, Séguin MK & nordiques ULCdÉ (1988) *Le pergélisol dans les formations quaternaires de la région des rivières Nastapoca et Sheldrake, Québec nordique*. Centre d'études nordiques, Université Laval. <https://books.google.ca/books?id=QL91QgAACAAJ>
- Lewkowicz AG (2007) Dynamics of active-layer detachment failures, Fosheim peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 18(1):89-103.
- Lievens H, Verhoest NE, Keyser ED, Vernieuwe H, Matgen P, Álvarez-Mozos J & Baets BD (2011) Effective roughness modelling as a tool for soil moisture retrieval from C-and L-band SAR. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(1):151-162.
- Liou YA, Kim EJ & England AW (1998) Radiobrightness of prairie soil and grassland during dry-down simulations. *Radio Science* 33(2):259-265.
- Lipiec J, Usowicz B & Ferrero A (2007) *Impact of soil compaction and wetness on thermal properties of sloping vineyard soil*. 3837-3847 p
- Liu P, Zha T, Jia X, Wang B, Guo X, Zhang Y, Wu B, Yang Q & Peltola H (2016) Diurnal freeze-thaw cycles modify winter soil respiration in a desert shrub-land ecosystem. *Forests* 7(8):161.
- Luoto M, Heikkinen RK & Carter TR (2004) Loss of palsa mires in Europe and biological consequences. *Environmental conservation* 31(1):30-37.
- Luoto M & Seppälä M (2003) Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes* 14(1):19-27.
- Lv S, Zeng Y, Wen J & Su Z (2016) A reappraisal of global soil effective temperature schemes. *Remote Sensing of Environment* 183:144-153.
- Lyu H, McColl KA, Li X, Derksen C, Berg A, Black TA, Euskirchen E, Loranty M, Pulliainen J, Rautiainen K, Rowlandson T, Roy A, Royer A, Langlois A, Stephens J, Lu H & Entekhabi D (2018) Validation of the SMAP freeze/thaw product using categorical triple collocation. *Remote Sensing of Environment* 205:329-337.
- Magagi R & Bernier M (2000) Understanding the vegetation effect over snow-covered areas. *IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No. 00CH37120)*. IEEE, p 417-419.
- Magagi RD & Kerr YH (1997) Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology* 188-189:361-384.

- Marchildon C (2007) Évolution spatio-temporelle des paises et des lithales de la région des rivières Sheldrake et Nastapoka, côte est de la Baie d'Hudson, Nunavik.
- Markus T, Stroeve JC & Miller J (2009) Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114(C12).
- Matthews JA, Dahl S-O, Berrisford MS & Nesje A (1997) Cyclic Development and Thermokarstic Degradation of Palsas in the Mid-Alpine Zone at Leirpullan, Dovrefjell, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 8(1):107-122.
- Mätzler C (1987) Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote sensing reviews* 2(2):259-387.
- Mätzler C (1994) Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorology and Atmospheric Physics* 54(1-4):241-260.
- Matzner E & Borken W (2008) Do freeze-thaw events enhance C and N losses from soils of different ecosystems? A review. *European Journal of Soil Science* 59(2):274-284.
- Mavrovic A (2018) Caractérisation diélectrique micro-onde (1, 4 GHz) des arbres et des sols.
- McDonald K & Kimball J (2006) Estimation of Surface Freeze–Thaw States Using Microwave Sensors. 10.1002/0470848944.hsa059a.
- McDonald K, Kimball J, Anderson M & McDonnell J (2005) Hydrological application of remote sensing: Freeze–thaw states using both active and passive microwave sensors. *Encyclopedia of Hydrological Sciences* 2(part 5):783-798.
- McDonald KC, Kimball JS, Njoku E, Zimmermann R & Zhao M (2004) Variability in Springtime Thaw in the Terrestrial High Latitudes: Monitoring a Major Control on the Biospheric Assimilation of Atmospheric CO₂ with Spaceborne Microwave Remote Sensing. *Earth Interactions* 8(20):1-23.
- McEwen DC & Butler MG (2018) Growing-Season Temperature Change across Four Decades in an Arctic Tundra Pond. *Arctic* 71(3):281-291.
- McGrath A & Hewison T (2001) Measuring the Accuracy of MARSS—An Airborne Microwave Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18(12):2003-2012.
- McGuire A, Apps M, Chapin III F, Dargaville R, Flannigan M, Kasischke E, Kicklighter D, Kimball J, Kurtz W & McCrae D (2004) Land cover and land use change in Alaska and Canada. *Land Change Science: Observing, Monitoring, and Understanding Trajectories of Change on the Earth's Surface*.
- McKenzie JM & Voss CI (2013) Permafrost thaw in a nested groundwater-flow system. *Hydrogeology Journal* 21(1):299-316.
- Ménard É, Allard M & Michaud Y (1998) Monitoring of ground surface temperatures in various biophysical micro-environments near Umiujaq, eastern Hudson Bay, Canada. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, Canada*. p 723-729.
- Mironov V & Muzalevsky K (2013) Spaceborne radar monitoring of soil freezing/thawing processes in the arctic tundra. *Russian Physics Journal* 55(8):899-902.
- Misonne D (2018) Lire le rapport du GIEC à la lumière de l'affaire Urgenda (et vice-versa). *Plateforme wallonne pour le GIEC-Lettre d'information* 11:11.
- Mo T, Choudhury BJ, Schmugge TJ, Wang JR & Jackson TJ (1982) A model for microwave emission from vegetation-covered fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87(C13):11229-11237.

Références

- Moran MS, Peters-Lidard CD, Watts JM & McElroy S (2004) Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian journal of remote sensing* 30(5):805-826.
- Mortin J, Schrøder TM, Walløe Hansen A, Holt B & McDonald KC (2012) Mapping of seasonal freeze-thaw transitions across the pan-Arctic land and sea ice domains with satellite radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C8).
- Motohka T, Isoguchi O, Sakashita M & Shimada M (2018a) ALOS-2 PALSAR-2 Cal/Val Updates. *Proceedings of the JAXA/EORC Joint PI Meeting of Global Environment Observation Mission FY2017, Tokyo, Japan*.
- Motohka T, Isoguchi O, Sakashita M & Shimada M (2018b) Results of ALOS-2 PALSAR-2 Calibration and Validation After 3 Years of Operation. *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 22-27 July 2018), p 4169-4170.
- Musy A & Soutter M (1991) *Physique du sol*. PPUR presses polytechniques,
- Naderpour R, Schwank M & Houtz D (2019) Snow Microwave Complex Permittivity Measured with Resonator Sensors. *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, p 3978-3981.
- Naeimi V, Paulik C, Bartsch A, Wagner W, Kidd R, Park S-E, Elger K & Boike J (2012) ASCAT Surface State Flag (SSF): Extracting information on surface freeze/thaw conditions from backscatter data using an empirical threshold-analysis algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(7):2566-2582.
- Narvekar PS, Entekhabi D, Kim S-B & Njoku EG (2015) Soil moisture retrieval using L-band radar observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53(6):3492-3506.
- Nemani RR, Keeling CD, Hashimoto H, Jolly WM, Piper SC, Tucker CJ, Myneni RB & Running SW (2003) Climate-Driven Increases in Global Terrestrial Net Primary Production from 1982 to 1999. *Science* 300(5625):1560.
- Nicholson F (1979) Permafrost spatial and temporal variations near Schefferville, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):265-277.
- Nicholson FH (1976) Permafrost thermal amelioration tests near Schefferville, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13(12):1694-1705.
- Nicholson FH & Granberg HB (1973) Permafrost and snowcover relationships near Schefferville. *Permafrost: North American Contribution [to the] Second International Conference, Natl. Acad. Press, Washington, D. C.* p 151-158.
- Njoku EG & Entekhabi D (1996) Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of Hydrology* 184(1):101-129.
- Njoku EG, Jackson TJ, Lakshmi V, Chan TK & Nghiem SV (2003) Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE transactions on Geoscience and remote sensing* 41(2):215-229.
- O'Neill P, Chan S, Njoku E, Jackson T & Bindlish R (2012) Soil Moisture Active Passive (SMAP) Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD). SMAP Level 2 & 3 Soil Moisture (Passive),(L2_SM_P, L3_SM_P). Initial Release, 1.).
- O'Neill P & Chan S (2012) Algorithm Theoretical Basis Document SMAP L2 and L3 Radiometer Soil Moisture (Passive) Data Products: L2_SM_P - L3_SM_P. Édité Jpl).

- O'Neill P, Chan S, Njoku E, Jackson T & Bindlish R (2015) Soil moisture active passive (SMAP) algorithm theoretical basis document Level 2 & 3 soil moisture (passive) data products. *Jet Propulsion Laboratory, NASA: Pasadena, CA, USA*.
- Oechel WC, Hastings SJ, Vourlitis G, Jenkins M, Riechers G & Grulke N (1993) Recent change of Arctic tundra ecosystems from a net carbon dioxide sink to a source. *Nature* 361(6412):520-523.
- Oelke C, Zhang T, Serreze MC & Armstrong RL (2003) Regional-scale modeling of soil freeze/thaw over the Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108(D10).
- Oh Y (2004) Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(3):596-601.
- Osterkamp TE & Romanovsky VE (1999) Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 10(1):17-37.
- Ouellette JD, Johnson JT, Balenzano A, Mattia F, Satalino G, Kim S-B, Dunbar RS, Colliander A, Cosh MH & Caldwell TG (2017) A time-series approach to estimating soil moisture from vegetated surfaces using L-band radar backscatter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55(6):3186-3193.
- Outcalt SI, Nelson FE & Hinkel KM (1990) The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research* 26(7):1509-1516.
- Ouyang W, Liu B & Wu Y (2016) Satellite-based estimation of watershed groundwater storage dynamics in a freeze–thaw area under intensive agricultural development. *Journal of Hydrology* 537:96-105.
- Owe M, Jeu Rd & Walker J (2001) A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39(8):1643-1654.
- Owe M & Van De Griend AA (2001) On the relationship between thermodynamic surface temperature and high-frequency (37 GHz) vertically polarized brightness temperature under semi-arid conditions. *International Journal of Remote Sensing* 22(17):3521-3532.
- Park S-E (2015) Variations of Microwave Scattering Properties by Seasonal Freeze/Thaw Transition in the Permafrost Active Layer Observed by ALOS PALSAR Polarimetric Data. *Remote Sensing* 7(12):17135-17148.
- Park S-E, Bartsch A, Sabel D, Wagner W, Naeimi V & Yamaguchi Y (2011) Monitoring freeze/thaw cycles using ENVISAT ASAR Global Mode. *Remote Sensing of Environment* 115(12):3457-3467.
- Parrens M, Al Bitar A, Frappart F, Papa F, Calmant S, Crétaux J-F, Wigneron J-P & Kerr Y (2017) Mapping Dynamic Water Fraction under the Tropical Rain Forests of the Amazonian Basin from SMOS Brightness Temperatures. *Water* 9(5).
- Pasolli L, Notarnicola C, Bertoldi G, Bruzzone L, Remelgado R, Greifeneder F, Niedrist G, Della Chiesa S, Tappeiner U & Zebisch M (2015) Estimation of soil moisture in mountain areas using SVR technique applied to multiscale active radar images at C-band. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 8(1):262-283.
- Payette S, Filion L & Ouzilleau J (1973) Relations neige-végétation dans la toundra forestière du Nouveau-Québec, baie d'Hudson. *Naturaliste canadien*.

- Payette S & K.-Seguin M (1979) Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):339-358.
- Payette S, Samson H & Lagarec D (1976) The evolution of permafrost in the taiga and in the forest–tundra, western Quebec–Labrador Peninsula. *Canadian Journal of Forest Research* 6(2):203-220.
- Pekel J-F, Cottam A, Gorelick N & Belward AS (2016) High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature* 540:418.
- Pellarin T, Mialon A, Biron R, Coulaud C, Gibon F, Kerr Y, Lafaysse M, Mercier B, Morin S & Redor I (2016) Three years of L-band brightness temperature measurements in a mountainous area: Topography, vegetation and snowmelt issues. *Remote sensing of environment* 180:85-98.
- Pellarin T, Calvet J-C & Wigneron J-P (2003) *Surface soil moisture retrieval from L-band radiometry: A global regression study*. 2037-2051 p
- Pelletier M (2015) Geomorphological, ecological and thermal time phase of permafrost degradation, Tasiapik, Nunavik (Québec, Canada).
- Pelletier M, Allard M & Levesque E (2018) Ecosystem changes across a gradient of permafrost degradation in subarctic Québec (Tasiapik Valley, Nunavik, Canada). *Arctic Science* 5(1):1-26.
- Penner E & Goodrich L (1982) Location of segregated ice in frost-susceptible soil. *Developments in Geotechnical Engineering*, Elsevier, Vol 28. p 231-244.
- Perrier R (1967) *Probabilités de gel au Québec*. Ministère des richesses naturelles, Service de météorologie,
- Pienitz R, Bouchard F, Narancic B, Vincent WF & Sarrazin D (2017) Seasonal ice cover and catchment changes at northern thermokarst ponds in Nunavik: Observations from automated time-lapse cameras, v. 1.1 (2014-2016). in *Nordicana D*.
- Pierdicca N, Pulvirenti L & Bignami C (2010) Soil moisture estimation over vegetated terrains using multitemporal remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 114(2):440-448.
- Pietroniro A & Leconte R (2000) A review of Canadian remote sensing applications in hydrology, 1995–1999. *Hydrological Processes* 14(9):1641-1666.
- Podest E, McDonald KC & Kimball JS (2014) Multisensor microwave sensitivity to freeze/thaw dynamics across a complex boreal landscape. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52(11):6818-6828.
- Polidori L (1997) *Cartographie radar*. Taylor & Francis,
- Polson M (2012) SMAP Level 3 Radar Freeze/Thaw Data Product.
- Pouliot D, Latifovic R, Olthof I & Fraser R (2012) Chapter 12: Supervised Classification Approaches for the Development of Land-Cover Time Series. *Remote sensing of land use and land cover: principles and applications*, CRC Press.
- Prasad B & Chakravorty S (2015) Effects of Climate Change on Vegetable Cultivation-A Review. *Nature Environment & Pollution Technology* 14(4).
- Prigent C, Aires F, Rossow WB & Robock A (2005) Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: Relationship of satellite observations to in situ soil moisture measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110(D7).
- Prince M, Roy A, Brucker L, Royer A, Kim Y & Zhao T (2018) Northern Hemisphere surface freeze–thaw product from Aquarius L-band radiometers. *Earth System Science Data* 10(4).

- Provencher-Nolet L, Bernier M & Lévesque E (2014) Short term change detection in tundra vegetation near Umiujaq, subarctic Quebec, Canada. *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, p 4668-4670.
- Qin Y, Xiao X, Dong J, Zhang G, Shimada M, Liu J, Li C, Kou W & Moore III B (2015) Forest cover maps of China in 2010 from multiple approaches and data sources: PALSAR, Landsat, MODIS, FRA, and NFI. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 109:1-16.
- Randerson JT, Field CB, Fung IY & Tans PP (1999) Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of atmospheric CO₂ at high northern latitudes. *Geophysical Research Letters* 26(17):2765-2768.
- Rautiainen K, Lemmetyinen J, Aalto T, Tsuruta A, Kangasaho V, Ikonen J, Cohen J, Kontu A, Vehviläinen J & Pulliainen J (2018) Smos Retrievals of Soil Freezing and Thawing and its Applications. *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 22-27 July 2018), p 1463-1465.
- Rautiainen K, Lemmetyinen J, Pulliainen J, Vehviläinen J, Drusch M, Kontu A, Kainulainen J & Seppanen J (2011) L-band radiometer observations of soil processes in boreal and subarctic environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(5):1483-1497.
- Rautiainen K, Lemmetyinen J, Pulliainen J, Vehviläinen J, Drusch M, Kontu A, Kainulainen J & Seppanen J (2012) L-Band Radiometer Observations of Soil Processes in Boreal and Subarctic Environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50(5):1483-1497.
- Rautiainen K, Lemmetyinen J, Schwank M, Kontu A, Ménard CB, Mätzler C, Drusch M, Wiesmann A, Ikonen J & Pulliainen J (2014) Detection of soil freezing from L-band passive microwave observations. *Remote Sensing of Environment* 147:206-218.
- Rautiainen K, Parkkinen T, Lemmetyinen J, Schwank M, Wiesmann A, Ikonen J, Derksen C, Davydov S, Davydova A & Boike J (2016) SMOS prototype algorithm for detecting autumn soil freezing. *Remote Sensing of Environment* 180:346-360.
- Rawlins MA, McDonald KC, Frolking S, Lammers RB, Fahnestock M, Kimball JS & Vörösmarty CJ (2005) Remote sensing of snow thaw at the pan-Arctic scale using the SeaWinds scatterometer. *Journal of Hydrology* 312(1):294-311.
- Regal B (2005) *Radio: The life story of a technology*. Greenwood Publishing Group,
- Reichle R, De Lannoy G, Koster R, Crow W & Kimball J (2016) SMAP L4 9 km EASE-Grid surface and root zone soil moisture geophysical data, version 2. *NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, Boulder, Colorado USA* <http://dx.doi.org/10.5067/YK70EPDHNFOL>.
- Rignot E, Way J, Williams C & Viereck L (1994a) Radar estimates of aboveground biomass in boreal forests of interior Alaska. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32(5):1117-1124.
- Rignot E & Way JB (1994) Monitoring freeze—thaw cycles along North—South Alaskan transects using ERS-1 SAR. *Remote Sensing of Environment* 49(2):131-137.
- Rignot E, Way JB, McDonald K, Viereck L, Williams C, Adams P, Payne C, Wood W & Shi J (1994b) Monitoring of environmental conditions in taiga forests using ERS-1 SAR. *Remote Sensing of Environment* 49(2):145-154.
- Rignot EJM & Zyl JJv (1993) Change detection techniques for ERS-1 SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(4):896-906.

- Robinson DA, Dewey KF & Heim Jr RR (1993) Global snow cover monitoring: An update. *Bulletin of the American Meteorological Society* 74(9):1689-1696.
- Rott H & Sturm K (1991) Microwave signature measurements of Antarctic and Alpine snow. *Proc. 11th EARSeL Symp.* Graz, Austria, p 140-151.
- Rowlandson TL, Berg AA, Roy A, Kim E, Lara RP, Powers J, Lewis K, Houser P, McDonald K & Toose P (2018) Capturing agricultural soil freeze/thaw state through remote sensing and ground observations: A soil freeze/thaw validation campaign. *Remote sensing of environment* 211:59-70.
- Roy A, Royer A, Derksen C, Brucker L, Langlois A, Mialon A & Kerr YH (2015) Evaluation of Spaceborne L-Band Radiometer Measurements for Terrestrial Freeze/Thaw Retrievals in Canada. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 8(9):4442-4459.
- Roy A, Royer A, Derksen C, Langlois A & Sonnentag O (2016a) Monitoring boreal and arctic freeze/thaw with the first year of SMAP brightness temperatures. *2016 14th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad)*. 11-14 April 2016), p 82-84.
- Roy A, Royer A & Hall RJ (2014) Relationship between forest microwave transmissivity and structural parameters for the Canadian boreal forest. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 11(10):1802-1806.
- Roy A, Royer A, St-Jean-Rondeau O, Montpetit B, Picard G, Mavrovic A, Marchand N & Langlois A (2016b) Microwave snow emission modeling uncertainties in boreal and subarctic environments.
- Roy A, Sonnentag O, Derksen C, Toose P, Pappas C, Mavrovic A, El Amine M, Royer A, Berg A & Rowlandson T (2017) Use of ground-based radiometers for L-Band Freeze/Thaw retrieval in a boreal forest site. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Roy A, Toose P, Derksen C, Royer A, Mavrovic A, Berg A, Arnold L, Williamson M, Rowlandson T, Lemmetyinen J, Langlois A, Tetlock E & Sonnentag O (2016c) Analysis of L-Band brightness temperatures response to freeze/thaw in two prairie environments from surface-based radiometer measurements. *2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 10-15 July 2016), p 1667-1670.
- Saleh K, Wigneron J-P, De Rosnay P, Calvet J-C, Escorihuela MJ, Kerr Y & Waldteufel P (2006) Impact of rain interception by vegetation and mulch on the L-band emission of natural grass. *Remote Sensing of Environment* 101(1):127-139.
- Saleh K, Wigneron JP, Waldteufel P, de Rosnay P, Schwank M, Calvet JC & Kerr YH (2007) Estimates of surface soil moisture under grass covers using L-band radiometry. *Remote Sensing of Environment* 109(1):42-53.
- Sanders-DeMott R, Sorensen PO, Reinmann AB & Templer PH (2018) Growing season warming and winter freeze–thaw cycles reduce root nitrogen uptake capacity and increase soil solution nitrogen in a northern forest ecosystem. *Biogeochemistry* 137(3):337-349.
- Sandholt I, Rasmussen K & Andersen J (2002) A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of environment* 79(2-3):213-224.
- Sano EE, Moran M, Huete A & Miura T (1998) C-and multiangle Ku-band synthetic aperture radar data for bare soil moisture estimation in agricultural areas. *Remote Sensing of Environment* 64(1):77-90.

- Santoro M, Beer C, Cartus O, Schmullius C, Shvidenko A, McCallum I, Wegmüller U & Wiesmann A (2011) Retrieval of growing stock volume in boreal forest using hyper-temporal series of Envisat ASAR ScanSAR backscatter measurements. *Remote Sensing of Environment* 115(2):490-507.
- Sazonova TS & Romanovsky VE (2003) A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active layer thickness and mean annual ground temperatures. *Permafrost and Periglacial Processes* 14(2):125-139.
- Schmugge T & Jackson T (1994) Mapping surface soil moisture with microwave radiometers. *Meteorology and Atmospheric Physics* 54(1-4):213-223.
- Schmugge T, Neill PEO & Wang JR (1986) Passive Microwave Soil Moisture Research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-24(1):12-22.
- Schmugge TJ (1983) Remote sensing of soil moisture: Recent advances. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (3):336-344.
- Schmugge TJ & Jackson TJ (1992) A dielectric model of the vegetation effects on the microwave emission from soils. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30(4):757-760.
- Schwank M, Mätzler C, Wiesmann A, Wegmüller U, Pulliainen J, Lemmetyinen J, Rautiainen K, Derksen C, Toose P & Drusch M (2015) Snow density and ground permittivity retrieved from L-band radiometry: A synthetic analysis. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 8(8):3833-3845.
- Schwank M & Naderpour R (2018) Snow density and ground permittivity retrieved from L-band radiometry: melting effects. *Remote Sensing* 10(2):354.
- Schweizer J & Jamieson JB (2007) A threshold sum approach to stability evaluation of manual snow profiles. *Cold Regions Science and Technology* 47(1-2):50-59.
- Séguin M (1976) Observations géophysiques sur le pergélisol des environs du lac Minto, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie du Québec* 20(50):327-345.
- Seguin M & Allard M (1984a) Le pergélisol et les processus thermokarstiques de la région de la rivière Nastapoca, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38(1):11-25.
- Seguin MK & Allard M (1984b) La répartition du pergélisol dans la région du détroit de Manitounuk, côte est de la mer d'Hudson, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21(3):354-364.
- Serreze M, Walsh J, Chapin FS, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, Oechel W, Morison J, Zhang T & Barry R (2000) Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic change* 46(1-2):159-207.
- Seyfried M, Grant L, Du E & Humes K (2005) Dielectric loss and calibration of the Hydra Probe soil water sensor. *Vadose Zone Journal* 4(4):1070-1079.
- Shaoning L, Wen J, Zeng Y, Tian H & Su Z (2014) An improved two-layer algorithm for estimating effective soil temperature in microwave radiometry using in situ temperature and soil moisture measurements. *Remote sensing of environment* 152:356-363.
- Sharkhuu N (1998) Trends of permafrost development in the Selenge River Basin, Mongolia. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. p 979-986.
- Shiklomanov NI & Nelson FE (2002) Active-layer mapping at regional scales: a 13-year spatial time series for the Kuparuk region, north-central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 13(3):219-230.

- Shimada M (2011) Model-based polarimetric SAR calibration method using forest and surface-scattering targets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49(5):1712-1733.
- Shimada M, Isoguchi O, Tadono T & Isono K (2009) PALSAR radiometric and geometric calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47(12):3915-3932.
- Shimada M, Itoh T, Motooka T, Watanabe M, Shiraishi T, Thapa R & Lucas R (2014) New global forest/non-forest maps from ALOS PALSAR data (2007–2010). *Remote Sensing of Environment* 155:13-31.
- Smith NV, Saatchi SS & Randerson JT (2004) Trends in high northern latitude soil freeze and thaw cycles from 1988 to 2002. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109(D12).
- Smith SL (2011) *Tendances relatives aux conditions du pergélisol et à l'écologie dans le nord du Canada*. Conseils canadiens des ministres des ressources,
- Sondergeld CH & Rai CS (2007) Velocity and resistivity changes during freeze-thaw cycles in Berea sandstone. *Geophysics* 72(2):E99-E105.
- Sorensen PO, Finzi AC, Giasson M-A, Reinmann AB, Sanders-DeMott R & Templer PH (2018) Winter soil freeze-thaw cycles lead to reductions in soil microbial biomass and activity not compensated for by soil warming. *Soil Biology and Biochemistry* 116:39-47.
- Srivastava HS, Patel P, Manchanda M & Adiga S (2003) Use of multiincidence angle RADARSAT-1 SAR data to incorporate the effect of surface roughness in soil moisture estimation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(7):1638-1640.
- Steffen KL, Arora R & Palta JP (1989) Relative sensitivity of photosynthesis and respiration to freeze-thaw stress in herbaceous species: importance of realistic freeze-thaw protocols. *Plant physiology* 89(4):1372-1379.
- Sturm M, Holmgren J, McFadden JP, Liston GE, Chapin FS & Racine CH (2001) Snow–Shrub Interactions in Arctic Tundra: A Hypothesis with Climatic Implications. *Journal of Climate* 14(3):336-344.
- Subcommittee P (1988) Glossary of permafrost and related ground-ice terms. *Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa* 156.
- Tape K, Sturm M & Racine C (2006) The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic. *Global Change Biology* 12(4):686-702.
- Taylor A & Judge A (1979) Permafrost studies in northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(3-4):245-251.
- Tedesco M & Jeyaratnam J (2016) A new operational snow retrieval algorithm applied to historical AMSR-E brightness temperatures. *Remote Sensing* 8(12):1037.
- Terhoeven-Urselmans T, Schmidt H, Georg Joergensen R & Ludwig B (2008) Usefulness of near-infrared spectroscopy to determine biological and chemical soil properties: Importance of sample pre-treatment. *Soil Biology and Biochemistry* 40(5):1178-1188.
- Thie J (1974) Distribution and thawing of permafrost in the southern part of the discontinuous permafrost zone in Manitoba. *Arctic* 27(3):189-200.
- Thom BG (1969) *New permafrost investigations near Schefferville, PQ*. Presses de l'Université de Montréal,
- Topp GC, Davis JL & Annan AP (1980) Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water resources research* 16(3):574-582.

- Touati C, Ratsimbazafy T, Ludwig R & Bernier M (2019) New Approaches for Removing the Effect of Water Damping on SMAP Freeze/Thaw Mapping. *Canadian Journal of Remote Sensing* 10.1080/07038992.2019.1638236:1-18.
- Touzi R (1988) *Analyse d'images radar en teledetection: ameliorations radiometriques, filtrage du speckle et detection de contours*. (Toulouse 3).
- Tsang L, Kong JA & Shin RT (1985) Theory of microwave remote sensing.
- Turkar V (2010) The Effects of Different Filters on Classification Accuracy of Polarimetric SAR Data Acquired from SIR-C, and ALOS PALSAR. *Computer Vision and Information Technology: Advances and Applications* :73.
- Ulaby FT & Batlivala PP (1976) Optimum Radar Parameters for Mapping Soil Moisture. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics* 14(2):81-93.
- Ulaby FT, Dubois PC & Van Zyl J (1996) Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology* 184(1-2):57-84.
- Ulaby FT, Long DG, Blackwell WJ, Elachi C, Fung AK, Ruf C, Sarabandi K, Zebker HA & Van Zyl J (2014) *Microwave radar and radiometric remote sensing*. University of Michigan Press Ann Arbor,
- Ulaby FT, Moore RK & Fung AK (1982) *Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 2 - Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. United States. 624 p
- Ulaby FT, Moore RK & Fung AK (1986) *Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 3-From theory to applications*.
- Ulaby FT & Wilson EA (1985) Microwave Attenuation Properties of Vegetation Canopies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-23(5):746-753.
- Urakawa R, Shibata H, Kuroiwa M, Inagaki Y, Tateno R, Hishi T, Fukuzawa K, Hirai K, Toda H & Oyanagi N (2014) Effects of freeze–thaw cycles resulting from winter climate change on soil nitrogen cycling in ten temperate forest ecosystems throughout the Japanese archipelago. *Soil Biology and Biochemistry* 74:82-94.
- Vaganov EA, Hughes MK, Kirdyanov AV, Schweingruber FH & Silkin PP (1999) Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. *Nature* 400(6740):149-151.
- Van de Griend AA & Wigneron J-P (2004) The b-factor as a function of frequency and canopy type at H-polarization. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(4):786-794.
- van der Schalie R, De Jeu R, Parinussa R, Rodríguez-Fernández N, Kerr Y, Al-Yaari A, Wigneron J-P & Drusch M (2018) The Effect of Three Different Data Fusion Approaches on the Quality of Soil Moisture Retrievals from Multiple Passive Microwave Sensors. *Remote Sensing* 10(1):107.
- Vasile G (2007) *Imagerie Radar à Synthèse d'Ouverture interférométrique et polarimétrique. Application au suivi des glaciers alpins*. (Université de Savoie; Université Polytechnique de Bucarest).
- Vasile G, Trouve E, Jong-Sen L & Buzuloiu V (2006) Intensity-driven adaptive-neighborhood technique for polarimetric and interferometric SAR parameters estimation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(6):1609-1621.
- Viklander P (1998) Permeability and volume changes in till due to cyclic freeze/thaw. *Canadian Geotechnical Journal* 35(3):471-477.

- Villasenor JD, Fatland DR & Hinzman LD (1993) Change detection on Alaska's North Slope using repeat-pass ERS-1 SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(1):227-236.
- Vitt DH, Halsey LA & Zoltai SC (1994) The Bog Landforms of Continental Western Canada in Relation to Climate and Permafrost Patterns. *Arctic and Alpine Research* 26(1):1-13.
- Vonk JE, Tank SE, Bowden WB, Laurion I, Vincent WF, Alekseychik P, Amyot M, Billet M, Canario J & Cory RM (2015) Reviews and syntheses: Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic ecosystems. *Biogeosciences* 12(23):7129-7167.
- Wagner W, Sabel D, Doubkova M, Hornáček M, Schlaffer S & Bartsch A (2012) Prospects of Sentinel-1 for land applications. *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, p 1741-1744.
- Walker A & Goodison B (1993) Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data. *Annals of Glaciology* 17:307-311.
- Walker D, Billings W & De Molenaar J (2001) Snow-vegetation interactions in tundra environments. (Cambridge University Press Cambridge), p 266-324.
- Walsh JE, Jaspersen WH & Ross B (1985) Influences of Snow Cover and Soil Moisture on Monthly Air Temperature. *Monthly Weather Review* 113(5):756-768.
- Wang L, Derksen C & Brown R (2008) Detection of pan-Arctic terrestrial snowmelt from QuikSCAT, 2000–2005. *Remote Sensing of Environment* 112(10):3794-3805.
- Wang L, Ludwig R, Marzahn P, Chen Y, Bernier M, Poulin J & Touati C (2018) Monitoring freeze/thaw cycles using Sentinel-1 time-series. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p 10985.
- Wang L, Marzahn P, Bernier M, Jacome A, Poulin J & Ludwig R (2017) Comparison of TerraSAR-X and ALOS PALSAR Differential Interferometry With Multisource DEMs for Monitoring Ground Displacement in a Discontinuous Permafrost Region. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 10(9):4074-4093.
- Wang L & Qu JJ (2009) Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Frontiers of Earth Science in China* 3(2):237-247.
- Wang S-l, Lv Q-f, Baaj H, Li X-y & Zhao Y-x (2016) Volume change behaviour and microstructure of stabilized loess under cyclic freeze–thaw conditions. *Canadian Journal of Civil Engineering* 43(10):865-874.
- Way J, Paris J, Kasischke E, Slaughter C, Viereck L, Christensen N, Dobson MC, Ulaby F, Richards J, Milne A, Sieber A, Ahern FJ, Simonett D, Hoffer R, Imhoff M & Weber J (1990) The effect of changing environmental conditions on microwave signatures of forest ecosystems: preliminary results of the March 1988 Alaskan aircraft SAR experiment. *International Journal of Remote Sensing* 11(7):1119-1144.
- Way J, Rignot EJ, McDonald KC, Oren R, Kwok R, Bonan G, Dobson MC, Viereck LA & Roth JE (1994) Evaluating the type and state of Alaska taiga forests with imaging radar for use in ecosystem models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32(2):353-370.
- Way J, Zimmermann R, Rignot E, McDonald K & Oren R (1997) Winter and spring thaw as observed with imaging radar at BOREAS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102(D24):29673-29684.
- Wegmüller U (1990) The effect of freezing and thawing on the microwave signatures of bare soil. *Remote Sensing of Environment* 33(2):123-135.

- Werner C, Wegmüller U, Strozzi T, Wiesmann A & Santoro M (2007) PALSAR multi-mode interferometric processing. *Proc. First Joint PI Symp. ALOS Data Nodes for ALOS Sci. Program.* p 19-23.
- Wigneron J-P, Calvet J-C, De Rosnay P & Kerr Y, H. (2006) *L-MEB: A simple model at L-band for the continental areas - Application to the simulation of a half-degree resolution and global scale data set.* IEE Electromagnetic Waves series. 9 p. <http://hal.ird.fr/ird-00423064>
- Wigneron J-P, Jackson T, O'Neill P, De Lannoy G, De Rosnay P, Walker J, Ferrazzoli P, Mironov V, Bircher S & Grant J (2017) Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS & SMAP soil moisture retrieval algorithms. *Remote Sensing of Environment* 192:238-262.
- Williams PJ & Smith MW (1989) *The frozen earth: fundamentals of geocryology.* Cambridge University Press,
- Williams TJ, Quinton WL & Baltzer JL (2013) Linear disturbances on discontinuous permafrost: implications for thaw-induced changes to land cover and drainage patterns. *Environmental Research Letters* 8(2):025006.
- Williamson M, Rowlandson TL, Berg AA, Roy A, Toose P, Derksen C, Arnold L & Tetlock E (2018) L-band radiometry freeze/thaw validation using air temperature and ground measurements. *Remote Sensing Letters* 9(4):403-410.
- Wipf S, Sommerkorn M, Stutter MI, Wubs EJ & Van Der Wal R (2015) Snow cover, freeze-thaw, and the retention of nutrients in an oceanic mountain ecosystem. *Ecosphere* 6(10):1-16.
- Wismann V (2000) Monitoring of seasonal thawing in Siberia with ERS scatterometer data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(4):1804-1809.
- Woo M-K & Winter TC (1993) The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America. *Journal of hydrology* 141(1-4):5-31.
- Woo MK, Arain M, Mollinga M & Yi S (2004) A two-directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modelling. *Geophysical Research Letters* 31(12).
- Xu X, Derksen C, Yueh SH, Dunbar RS & Colliander A (2016) Freeze/Thaw Detection and Validation Using Aquarius' L-Band Backscattering Data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 9(4):1370-1381.
- Xu X, Kim Y, Kimball J, Derksen C, Dunbar RS & Colliander A (2018) Global Freeze/Thaw Product from L-Band Radiometer Data. *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 22-27 July 2018), p 3762-3764.
- Xue Y & Forman BA (2015) Comparison of passive microwave brightness temperature prediction sensitivities over snow-covered land in North America using machine learning algorithms and the Advanced Microwave Scanning Radiometer. *Remote Sensing of Environment* 170:153-165.
- Yi Y, Kimball JS, Chen RH, Moghaddam M & Miller CE (2019) Sensitivity of active-layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska. *The Cryosphere* 13:197.
- Zeng J, Chen K-S, Bi H, Chen Q & Yang X (2016) Radar response of off-specular bistatic scattering to soil moisture and surface roughness at L-band. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 13(12):1945-1949.
- Zhang K, Kimball JS, Kim Y & McDonald KC (2011) Changing freeze-thaw seasons in northern high latitudes and associated influences on evapotranspiration. *Hydrological Processes* 25(26):4142-4151.

- Zhang L, Zhao S & Jiang L-m (2009) The time series of microwave radiation from representative land surfaces in the upper reaches of Heihe River during alternation of freezing and thawing. *Journal of Glaciology and Geocryology* 31(2):198-205.
- Zhang L, Zhao T, Jiang L & Zhao S (2010) Estimate of Phase Transition Water Content in Freeze–Thaw Process Using Microwave Radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 48(12):4248-4255.
- Zhang T & Armstrong RL (2001) Soil freeze/thaw cycles over snow-free land detected by passive microwave remote sensing. *Geophysical Research Letters* 28(5):763-766.
- Zhang T, Armstrong RL & Smith J (2003) Investigation of the near-surface soil freeze-thaw cycle in the contiguous United States: Algorithm development and validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108(D22).
- Zhang T & Stamnes K (1998) Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 9(3):229-246.
- Zhao T, Zhang L, Jiang L, Zhao S, Chai L & Jin R (2011) A new soil freeze/thaw discriminant algorithm using AMSR-E passive microwave imagery. *Hydrological Processes* 25(11):1704-1716.
- Zhu L, Walker JP, Tsang L, Huang H, Ye N & Rüdiger C (2019) Soil moisture retrieval from time series multi-angular radar data using a dry down constraint. *Remote Sensing of Environment* 231:111237.
- Zoltai S & Tarnocai C (1971) Properties of a wooded palsa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research* 3(2):115-129.
- Zribi M, Baghdadi N, Holah N & Fafin O (2005) New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote sensing of environment* 96(3-4):485-496.
- Zribi M, Chahbi A, Shabou M, Lili-Chabaane Z, Duchemin B, Baghdadi N, Amri R & Chehbouni A (2011) Soil surface moisture estimation over a semi-arid region using ENVISAT ASAR radar data for soil evaporation evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 15(1):345-358.
- Zuerndorfer B & England AW (1992) Radiobrightness decision criteria for freeze/thaw boundaries. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30(1):89-102.
- Zuerndorfer BW, England AW, Dobson MC & Ulaby FT (1990) Mapping freeze/thaw boundaries with SMMR data. *Agricultural and Forest Meteorology* 52(1):199-225.
- Zuidhoff FS & Kolstrup E (2000) Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960–1997. *Permafrost and Periglacial Processes* 11(1):55-69.
- Zwieback S, Hensley S & Hajnsek I (2015) Assessment of soil moisture effects on L-band radar interferometry. *Remote Sensing of Environment* 164:77-89.

ANNEXES

1. ANNEXE 1. BASE DE DONNÉES ET TRAITEMENTS PRÉLIMINAIRES

En premier lieu, le présent annexe présente dans la **section 1.1** la base de données utilisée dans la présente étude pour surveiller l'état Gel/ Dégel (G/D) des sols au Québec-Labrador (site de validation principal le parc national Turjusuk au Nunavik). La base de données inclut les données micro-ondes passives (SMAP) (**section 1.1.1**) et actives (PALSAR) (**section 1.1.2**), les données auxiliaires (**section 1.1.3**) et de validation (**section 1.1.4**). En second lieu, la série de prétraitements appliquée sur les données SMAP, les données PALSAR, et les différents types de données de validation est présentée dans la **section 1.2.1**, la **section 1.2.2** et la **section 1.2.3** respectivement.

1.1. Base de données

1.1.1. Données micro-passives : SMAP L1C-Tb

Pour générer le produit standard L1C-Tb (*Level 1C Brightness Temperature*), la mission SMAP intègre le produit L1B-Tb (*Level 1B Brightness Temperature*) avec les données de géométrie et de géolocalisation. Les mesures de température de brillance (Tb) sont prises en mode descendant (6 :00 AM) et ascendant (6 :00 PM) (Chan *et al.*, 2012). Les données de température de brillance, SMAP-L1C, ont été échantillonnées selon une grille de 36 km à partir des données brutes SMAP-L1B. Il s'agit de la grille *Equal-Area Scalable Earth Grid*, Version 2.0 (*EASE-Grid 2.0*) définie en 2011 (**Figure 1.1**). Les données en grille *EASE-GRID 2.0* sont disponibles selon trois projections : globale cylindrique, hémisphère nord azimutale et hémisphère sud azimutale (Brodzik *et al.*, 2012a; Brodzik *et al.*, 2014).

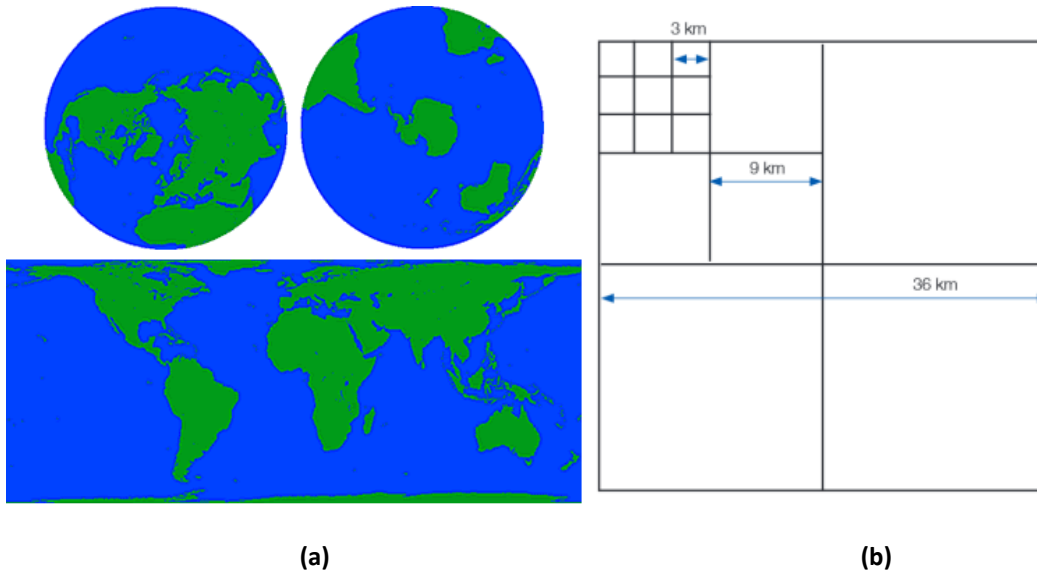


Figure 1.1. (a) Hémisphère Nord (en haut à droite), l'Hémisphère Sud (en haut à droite) et mondiale (en bas) (Brodzik et al., 2012a), (b) EASE-GRID 3 km, 9 km et 36 km (<https://nsidc.org/data/spl3ftp>).

Les caractéristiques du produit SMAP L1C-Tb sont présentées au **Tableau 1.1**.

Tableau 1.1. Caractéristiques du produit SMAP L1C-Tb.

Capteur	Radiomètre SMAP (bande L)
Couverture spatiale	Globale, entre 85,044°N et 85,044°S
Résolution spatiale	36 km
Couverture temporelle	31 Mars 2015-présent
Résolution temporelle	49 minutes
Paramètre	Température de brillance
Format de données	HDF (Hierarchical Version Data Format)
Sources d'erreur	RFT (<i>Radio Frequency Interference</i>) Bruit radiométrique Calibration

1.1.2. Données micro-ondes actives : PALSAR

En 2006, le Japon lance un satellite d'observation de la Terre ALOS-1 ayant l'originalité de combiner à la fois un capteur optique (PRISM) et un capteur radar en bande L (PALSAR). En 2011, le satellite a cessé de fonctionner suite à un problème au niveau du système de production d'énergie. En 2014 (24 mai), JAXA a

lancé ALOS-2 avec seulement un capteur radar (bande L) nommé PALSAR-2. Pour mieux s'adapter à l'étude d'interférométrie, JAXA a choisi une fréquence moins élevée (1.2 GHz) que les autres radars. L'utilisation d'une longueur d'onde plus élevée permettra une pénétration plus profonde du signal. L'onde radar sera donc rétrodiffusée plus par le sol que par la végétation. L'orbite d'ALOS-2 a un taux de revisite au-dessus du Japon de 12 heures contre trois jours pour ALOS-1.

Les données radar recueillies vont servir à l'étude de la répartition des zones humides, la biomasse et la gestion des ressources naturelles (agriculture, eau et pétrole). PALSAR a deux modes de faisceau à très haute résolution, à polarisation unique (*Single Polarization*, FBS) et à double polarisation (*Dual Polarization*, FBD) ainsi qu'à polarisation quadruple (*Polarimetric mode*, PLR). Le faisceau large (*Wide Beam*, WB1 et WB2) fonctionne avec une considérée de résolution (Shimada *et al.*, 2009; Werner *et al.*, 2007). Les caractéristiques de capteur ALOS sont représentées en **Tableau 1.2**.

Tableau 1.2. Caractéristiques des données radar PALSAR d'ALOS-2
(<http://en.alos-pasco.com/alos-2/>).

PALSAR : Caractéristiques générales				
Date de lancement	24 Mai, 2014			
Durée de vie prévue	5 ans			
Site de lancement	Japon, <i>Tanegashima Space Center</i>			
Altitude	828km			
Taille de l'orbite	10.0 m*16.5 m*3.7 m			
Fréquence	Bande L (1.2 GHz)			
PALSAR : Mode de faisceau				
	Résolution Fine		ScanSAR	Planimétrique
Mode de faisceau	FBS	FBD	WB1 WB2	PLR
Polarisation	HH ou VV	HH+HV ou VV+VH	HH ou VV	HH+HV+VV+VH
Résolution spatiale	10 m	20 m	100 m	30 m
Largeur de fauchée	70 km	70 km	250-350 km	30 km
Angle off-Nadir	34.3° (par défaut)		27.1° (par défaut)	21.5° (par défaut)

Pour ce projet, 102 scènes PALSAR ont été téléchargées de la plateforme de l'Agence d'Exploration Aérospatiale Japonaise (JAXA) (<https://satpf.jp/spf/?lang=en>) suite à une entente de recherche avec l'équipe de recherche en Télédétection Environnementale et **NORDIQUE (TENOR)** du centre ETE de l'INRS. La **Figure 1.2** affiche une capture d'écran de la plateforme de téléchargement des données PALSAR-2 qui couvre une zone à l'est de la Baie d'Hudson centrée sur le village d'Umiujaq et couvrant le parc national Turjusuk.

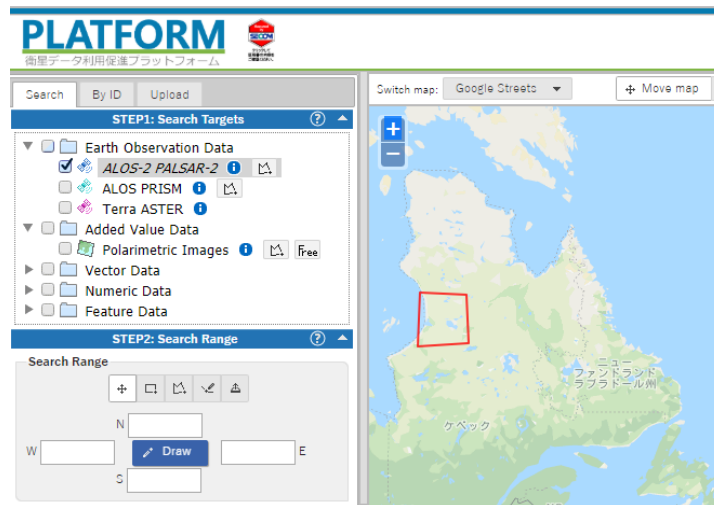


Figure 1.2. Plateforme de téléchargement des données PALSAR-2 issues de JAXA et couvrant le parc national Turjusuk et le village d'Umiujaq.

Pour comparer la cartographie active Gel/Dégel issue des données PALSAR avec les résultats de la cartographie passive issue des données SMAP, les scènes PALSAR acquises en **format L1.5**, entre le 25 juin, 2015 et le 22 janvier, 2017 ont été sélectionnées. Les scènes ont différents modes d'acquisition avec une résolution spatiale variable: 10 m pour les scènes en mode FBS (*single polarization*), 20 m pour les scènes en mode FBD (*dual polarization*) et 100 m pour les scènes en modes WB1 ou WB2 (*ScanSAR wide beam*) (**Tableau 1.2**). L'angle d'incidence pour les images téléchargées varie entre 19.8° et 28.7°.

1.1.3. Données auxiliaires

Température de l'air : Données NCEP-NCAR Reanalysis-NNR (temperature de la surface à 0 m et 2 m)

Les données quotidiennes de température de l'air NCEP-NCAR *Reanalysis* (*National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research*) estimées à ~2 m de hauteur ont été utilisées pour filtrer les données de température de brillance lors du calcul des seuils de référence (gel et dégel) par pixel SMAP de 36 km de résolution spatiale. L'approche choisie pour calculer les seuils de référence est décrite dans la **section 2.4, Article 1**. Les données NCEP-NCAR *Reanalysis* sont disponibles sur une grille gaussienne mondiale avec environ 2.5° en latitude par 2.5° de résolution. Les données ont été téléchargées à partir du site Web <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado aux Etats-Unis.

Masque d'eau : données Landsat

Pour estimer la fraction d'eau libre (en pourcentage) à haute résolution et avec une meilleure précision, surtout au Nunavik dans le nord du Québec caractérisé par un réseau hydrographique dense et assez complexe, le masque mondial d'eau développé par Pekel *et al.* (2016) à partir de plusieurs scènes Landsat 5, 7 et 8 orthorectifiées a été utilisé. Le masque d'eau classe chaque pixel Landsat de 30 m par 30 m comme Terre, Eau libre (douce ou salée) ou Non-valable. En se basant sur 40 000 sites de référence, la classification a montré une précision globale de 94%. Le masque d'eau a été téléchargé gratuitement du site <https://global-surface-water.appspot.com/> et par la suite utilisé pour corriger les valeurs SMAP de température de brillance. L'approche appliquée pour estimer la fraction d'eau libre par pixel SMAP est expliquée dans la **section 1.2.3** ci-dessous.

Occupation du sol : MODIS-IGBP

Le produit MODIS d'occupation du sol, MODIS-IGBP (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer-International Geosphere Biosphere Programme*) a été utilisé pour répondre à deux objectifs particuliers de la présente étude : (i) corriger les valeurs de température de brillance de l'effet de l'eau libre en tenant compte de la végétation dominante dans chaque pixel SMAP (Approche de Normalisation par Type de Végétation), et (ii) suivre et étudier la dynamique de T_b durant le cycle saisonnier Gel/Dégel en fonction de la végétation. Le produit MODIS-IGBP identifie 25 classes d'occupation du sol. Pour notre étude, les classes d'occupation du sol ont été regroupées en quatre classes (Forêt, Toundra, Milieu Humide et Végétation Mixte) comme récapitule le **Tableau 1.3**.

Tableau 1.3. Reclassification du produit MODIS-IGBP (partie 1/2).

Nouvelles classes	Classes du produit MODIS-IGBP
Forêt	• Forêt de feuillus à croissance modérée ou sub-polaire, Forêt de Conifères à densité élevée (<i>Temperate or subpolar needle-leaved, coniferous forest, high density</i>); • Forêt de feuillus à croissance modérée ou sub-polaire, Forêt de Conifères à densité moyenne (<i>Temperate or subpolar needle-leaved, coniferous forest, medium density</i>); • Forêt de feuillus à croissance modérée ou sub-polaire, Forêt de Conifères à densité faible (<i>Temperate or subpolar needle-leaved coniferous forest, low density</i>); • Forêt à feuilles caduques, zone froide, densité élevée (<i>Cold deciduous broad-leaved forest, high density</i>); • Forêt à feuilles caduques, zone froide, densité moyenne (<i>Cold deciduous broad-leaved forest, medium density</i>); • Forêt à feuilles caduques, de feuillus, zone froide, densité faible à moyenne, en régénération (<i>Cold deciduous broad-leaved forest, low to medium density, young regenerating</i>); • Forêt mixte, de conifères, à feuilles caduques, de feuillus, zone froide, densité élevée (<i>Mixed needle-leaved cold deciduous broad-leaved forest, high density</i>); • Forêt Mixte, de conifères, à feuilles caduques, zone froide, densité moyenne (<i>Mixed needle-leaved cold deciduous forest, medium density</i>); • Forêt mixte, de conifères, à feuilles caduques, zone froide, densité faible à moyenne, en régénération (<i>Mixed needle-leaved cold deciduous forest, low to medium density, young regeneration</i>).
Toundra	• Arbuste (<i>Shrubland</i>); • Prairie (<i>Grassland</i>); Herbe-Arbuste, faible densité de végétation (<i>Herb-shrub, low vegetation cover</i>); • Taïga-conifères dispersées (<i>Taiga-sparse conifer</i>); • Arbuste-Herbe-Lichen (<i>Shrub-Herb-Lichen</i>); • Herbe-Arbuste-Lichen (<i>Herb-Shrub-Lichen</i>); • Lichen-Arbuste-Herbe (<i>Lichen-Shrub-Herb</i>); • Zone cultivée et aménagée, biomasse élevée (<i>Cultivated and managed areas, high biomass</i>); • Zones cultivée et aménagée, biomasse moyenne (<i>Cultivated and managed areas, medium biomass</i>); • Zone cultivée et aménagée, biomasse faible (<i>Cultivated and managed areas, low biomass</i>); • Terre aride (<i>Barren land</i>).

Tableau 1.3. Reclassification du produit MODIS-IGBP (partie 2/2).

Milieux Humides	• Milieux Humides-Arbustes-Herbes (<i>Wetland-Shrub-Herb</i>); • Milieux Humides boisés (<i>Wetland Treed</i>).
Végétation Mixte	Forêt, Toundra et Milieux Humides sans dominance d'aucune classe. Selon la méthodologie proposée dans la sous-section 4.3.2 , une classe est considérée comme dominante lorsque son pourcentage d'occupation dans le pixel SMAP de 36 km est supérieur à 50%.

Occupation du sol : Carte CIRCA

La carte d'occupation du sol, carte CIRCA, développée par le Centre Canadien de Télédétection (CCRS, Canada Centre for Remote Sensing) de Ressources naturelles Canada a été utilisée pour identifier le type de végétation dominant dans chaque pixel PALSAR à haute résolution spatiale. La carte a été produite dans le contexte du projet international *North American Land Change Monitoring System* (NALCMS) regroupant le Canada, et les gouvernements américain et mexicain. Pour produire la carte CIRCA, des images Landsat *Thematic Mapper* (TM) et *Enhanced Thematic Mapper* (ETM+) de 30 m de résolution spatiale acquises durant les mois de juillet et d'août entre 2009 et 2011 ont été utilisées. Une validation avec 2811 échantillons distribués aléatoirement a estimé une précision globale de 76.60%. Pour notre étude, les types de végétation niveau II (Level II) ont été utilisés (Latifovic *et al.*, 2017). Le **Tableau 1.4** ci-dessous présente les nouvelles classes d'occupation du sol identifiées suite à une reclassification des classes niveau II de la Carte CIRCA.

Tableau 1.4. Reclassification des classes CIRCA niveau II.

Nouvelles Classes	Classes CIRCA niveau II
Forêt de conifères (<i>Needleleaf forest</i>)	- Forêt de feuillus tempérée ou sub-polaire (<i>Temperate or sub-polar needleleaf forest</i>), - Forêt de feuillus, Taïga sub-polaire (<i>Sub-polar taiga needleleaf forest</i>).
Forêt de feuillus (<i>Broadleaf forest</i>)	- Forêt latifoliée sempervirente tropicale ou sub-tropicale (<i>Tropical or sub-tropical broadleaf evergreen forest</i>), - Forêt de feuillus, à feuilles caduques tropicale ou sub-tropicale (<i>Tropical or sub-tropical broadleaf deciduous forest</i>), - Forêt de feuillus à feuilles caduques tempérée ou sub-polaire (<i>Temperate or sub-polar broadleaf deciduous forest</i>).
Forêt Mixte (<i>Mixed forest</i>)	Forêt Mixte (<i>Mixed forest</i>)
Arbuste (<i>Shrubland</i>)	- Milieu Arbustif tropical ou sub-tropical (<i>Tropical or sub-tropical shrubland</i>), - Milieu Arbustif tempéré ou sub-polaire (<i>Temperate or sub-polar shrubland</i>).
Prairie (<i>Grassland</i>)	- Prairie tropicale ou sub-tropicale (<i>Tropical or sub-tropical grassland</i>), - Prairie tempérée ou sub-polaire (<i>Temperate or sub-polar grassland</i>).
Lichen/Mousse/Arbustes/Prairie/Terre Aride (<i>Lichen/Moss/Shrubland/Grassland/Barren-land</i>)	- Milieu Arbustif sub-polaire ou milieu arbustif–Lichen-Mousse polaire (<i>Sub-polar or polar shrubland–lichen–moss</i>), - Prairie-Lichen-Mousse sub-polaires ou polaires (<i>Sub-polar or polar grassland–lichen–moss</i>), - Terre aride-Lichen-Mousse sub-polaires ou polaires (<i>Sub-polar or polar barren–lichen–moss</i>).
Milieux Humides (<i>Wetland</i>),	Milieux Humides (<i>Wetland</i>).
Terre Cultivée (<i>Cropland</i>),	Terre Cultivée" (<i>Cropland</i>).
Terre Aride (<i>Barren land</i>),	Terre Aride (<i>Barren land</i>).
Zone Urbaine (<i>Urban and built-up</i>),	Zone Urbaine (<i>Urban and built-up</i>).
Eau (<i>Water</i>)	Eau (<i>Water</i>)
Neige et Glace (<i>Snow and ice</i>)	Neige et Glace (<i>Snow and ice</i>).

1.1.4. Données de validation

Données acquises sur le terrain

Pour un projet antérieur au sein du labo TENOR de l'INRS, quatre campagnes du terrain ont été réalisées (chaque été entre 2012 et 2013) par Parvin Kalantari, doctorante à l'INRS sous la direction de Monique Bernier. Durant ces campagnes, des microstations (*Hobo-sensors*) avec des sondes de température et d'humidité du sol ont été installées dans neuf sites dans le bassin de la rivière Sheldrake, la vallée des rivières Nastapoka et Boniface et en forêt près du lac à l'Eau-Claire. Les sondes ont été installées à trois profondeurs de la surface du sol: 5 cm, 10 cm et 25 cm. La localisation géographique des sondes installées au nord et à l'est d'Umiujaq pour le projet de Kalantari. (2016) sont présentées à la **Figure 1.3**.

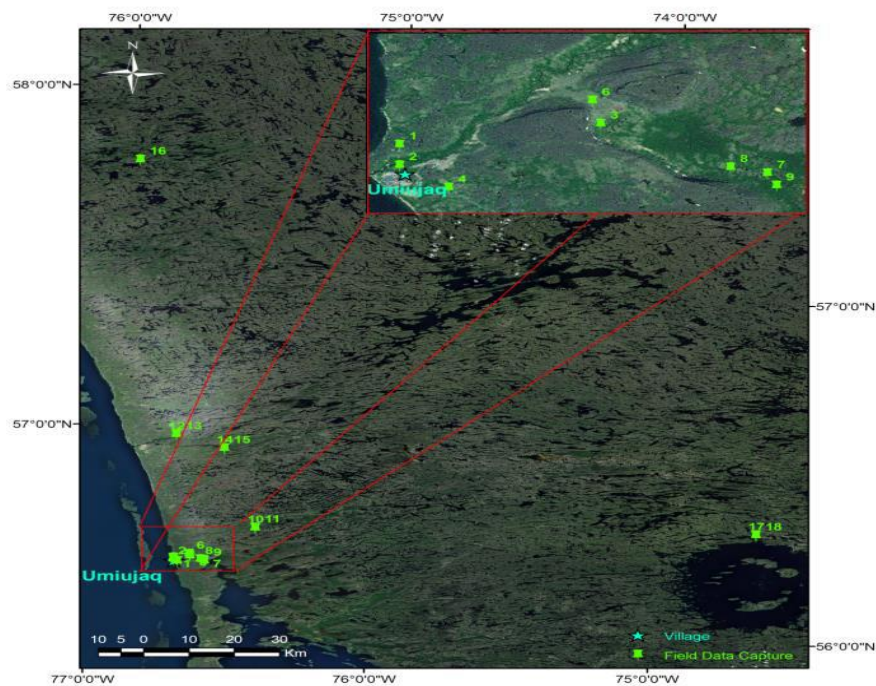


Figure 1.3. Carte des sites d'installation des sondes de mesure de température et d'humidité du sol entre 2010 et 2013 au nord et à l'est d'Umiujaq, Nord du Québec, Canada (Kalantari, 2016).

Pour un deuxième projet SMAP, une collaboration entre le labo TENOR et l'université de Munich en Allemagne (département de géographie), Poulin Jimmy (professionnel de recherche, TENOR), Andres Jacome (associé de recherche, TENOR) et Wang Lingxiao (alors étudiante au doctorat, université de LMU, Munich), ont visité le village d'Umiujaq et ses alentours au début de septembre 2014. L'objectif était de vérifier la persistance ou la disparition de pergélisol dans le bassin Sheldrake. Huit sites ont été documentés (**Figure 1.4**). Des échantillons de sol ont été amenés au laboratoire de sciences de la Terre au

sein de l'INRS pour des analyses chimiques (pH et carbone organique total: COT) et granulométriques (tamisage). Les analyses effectuées au laboratoire ont montré un sol sableux à la surface (5 premiers centimètres) près du village Umiujaq et dans la Vallée-des-Trois face à un sol plus argileux dans les sites visités dans les bassins des rivières Nastapoka et Sheldarke.

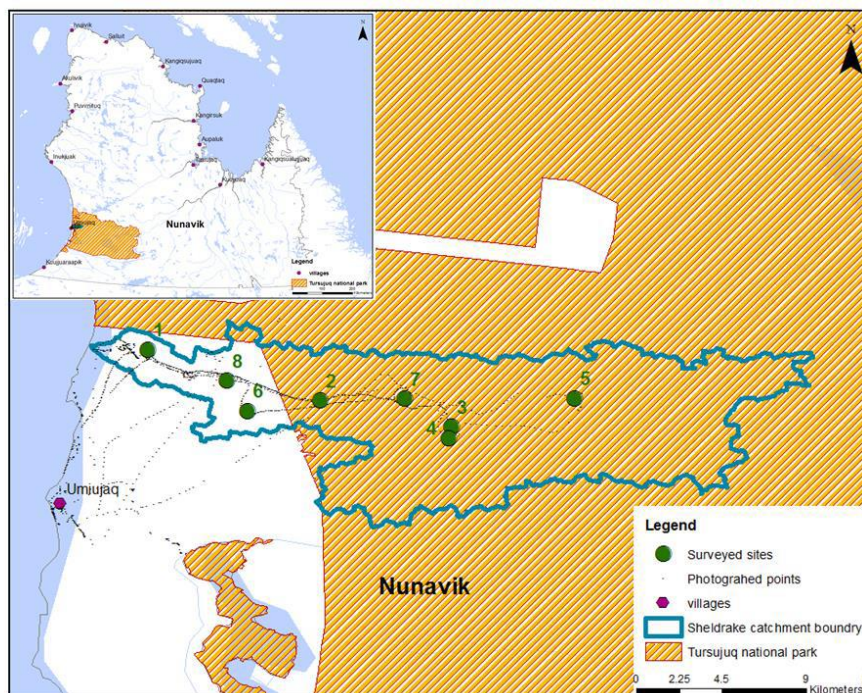


Figure 1.4. Localisation des sites visités en 2014 dans le parc de Tursujuq au nord du Québec, Canada.

Dans le cadre de la présente recherche doctorale, le parc de Tursujuq et les environs du village Umiujaq, en particulier des sites dans les bassins versant de Sheldrake et de Nastapoka ont été visités cinq fois : quatre campagnes pendant les étés 2015, 2016, 2017, 2018 et 2019 et une campagne durant l'hiver 2016. Un hélicoptère a été utilisé pour visiter les sites inaccessibles dans la zone d'étude. Des données sur la couverture végétale (type, biomasse et hauteur) et nivale (stratigraphie, morphologie, densité et conductivité), les caractéristiques du sol (texture, granulométrie, teneur en eau et température) et la topographie ont été collectées pour mieux comprendre le processus de gel du sol en tenant compte des caractéristiques particulières et assez hétérogènes de la zone d'étude. L'objectif est de valider les algorithmes et les produits de suivi de cycle saisonnier G/D développés à partir des données micro-ondes actives (PALSAR) et passives (SMAP).

Des sondes de température et d'humidité du sol ont été installées à plusieurs sites. Les sites ont été choisis dans différentes localisations géographiques afin de couvrir des régions assez hétérogènes et

représentatives de la région d'étude. Les étapes suivies pour l'installation d'une micro-station (station Hobo) sont documentées dans la **Figure 1.5**. Chaque micro-station est composée d'une centrale d'acquisition permettant d'enregistrer et de stocker les données et d'au moins 3 sondes installées à différentes profondeurs (5 cm, 15 cm et 20 cm) pour mieux échantillonner l'humidité et la température dans le profil vertical de sol. Les sondes n'enregistrent pas directement l'humidité mais une information qui lui est liée. En fait, le signal généré par les sondes présente une intensité et un temps de propagation contraints par la constante diélectrique et directement liés à l'humidité de sol. En utilisant des relations standard, les informations enregistrées (intensité et temps de parcours) vont être converties en valeur d'humidité du sol. Les sondes sont fournies avec des relations standard permettant de convertir, selon le type de sol, les informations enregistrées (temps de parcours ou intensité) en valeur absolue d'humidité du sol.

Sur le terrain, pour étalonner nos valeurs, des mesures gravimétriques ont été recueillies. La première sonde implantée près de la surface est à priori très sensible aux événements pluvieux.

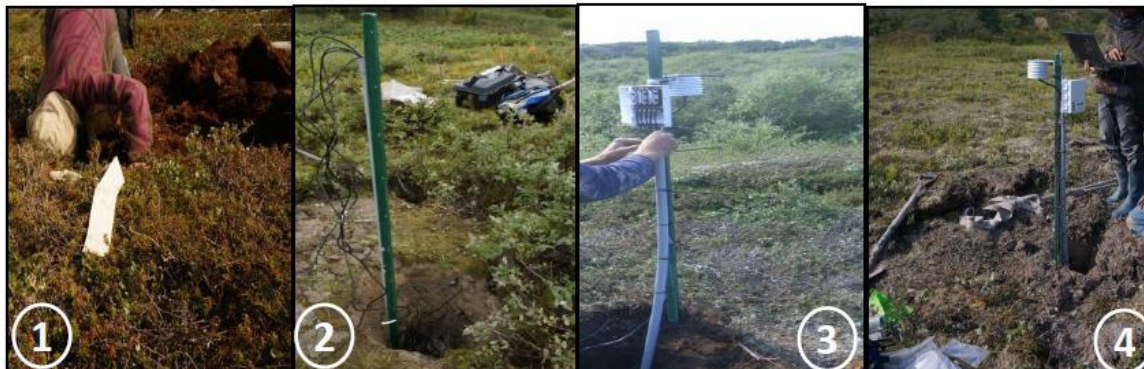


Figure 1.5. Étapes de l'installation des sondes de température et d'humidité de sol.

La localisation des stations (BGRA, BGRB, Hum-1 à Hum-10, LacEauClaire A, LacEauClaire B, Nasta-A, Nasta-B, Nasta-C, Nasta-D, Sheldrake-1 à Sheldrake-4) installées dans la zone d'étude et leurs caractéristiques (latitude, longitude, végétation dominante et texture du sol) sont présentées dans le **Tableau 1.5**.

Tableau 1.5. Localisation, végétation dominante et texture du sol pour les sites visités entre 2014 et 2018 dans les bassins de Sheldrake et de Nastapoka, village d'Umiujaq et la vallée Tasiapik, Nunavik, Canada (Partie 1/2).

Site	Latitude/Longitude	Végétation dominante	Texture du sol (5 premiers centimètres)
BGR-A	56.612/-76.214	Mousse-Lichen	Argileux
BGR-B	56.612/-76.214	Arbustes	Argileux
Hum-1	56.561/-76.543	Arbustes-Mousse-Lichen	Sableux
Hum-2	56.556/-76.545	Arbustes-Mousse-Lichen	Sableux
Hum-3	56.559/-76.482	Arbustes-Lichen-Mousse	Sableux
Hum-4	56.549/-76.533	Arbustes	Sableux
Hum-5	56.545/-76.537	Herbe Mousse	Sableux
Hum-6	56.564/-76.482	Mousse Herbe	Sableux
Hum-7	56.540/-76.438	Arbustes	Argileux
Hum-8	56.543/-76.448	Arbustes	Sableux
Hum-9	56.537/-76.437	Arbustes	Sableux
Hum-10	56.557/-76.532	Mousse Herbe	Sableux
LacEauClair-A (LECA)	56.351/-74.440	Arbustes	Argileux
LacEauClair-B (LECB)	56.351/-74.441	Lichen 2-3 cm	Argileux

Tableau 1.5 Localisation, végétation dominante et texture du sol pour les sites visités entre 2014 et 2018 dans les bassins de Sheldrake et de Nastapoka, village d'Umiujaq et la vallée Tasiapik, Nunavik, Canada (Partie 2/2).

Site	Latitude/Longitude	Végétation dominante	Texture du sol (5 premiers centimètres)
Nasta-A	56.924/-76.381	Mousse	Argileux
Nasta-B	56.924/-76.381	Mousse	Sableux
Nasta-C	56.861/-76.225	Arbustes	Argileux
Nasta-D	56.861/-76.225	Arbustes	Argileux
Sheldrake-1	56.621/-76.455	Arbustes	Argileux
Sheldrake-2	56.624/-76.269	Mousse-Lichen	Argileux
Sheldrake-3	56.623/-76.129	Mousse herbe	Argileux
Sheldrake-4	56.621/-76.257	Arbres 2m d'hauteur	Argileux

Les données de température et d'humidité du sol collectées lors de ces campagnes de terrain entre 2014 et 2018 ont été mises en ligne par le Centre d'études nordiques (CEN) via la collection Nordicana-D (www.cen.ulaval.ca/nordicanad/), numéro D-46, librement accessible via le site web (Bernier *et al.*, 2019).

Données des stations du réseau SILA du CEN

Le réseau SILA (signifiant climat en Inuktitut) est un réseau d'observations permanentes des changements climatiques et environnementaux nordiques créé par le Centre d'Études Nordiques (CEN). L'objectif était de suivre les changements climatiques dans les huit zones bioclimatiques de l'Est de l'Arctique canadien et du Québec. Le réseau est formé actuellement par 100 stations réparties de la forêt boréale à l'arctique (**Figure 1.6**). Ces instruments sont installés en majorité dans des sites expérimentaux servant de référence pour plusieurs programmes de recherche.

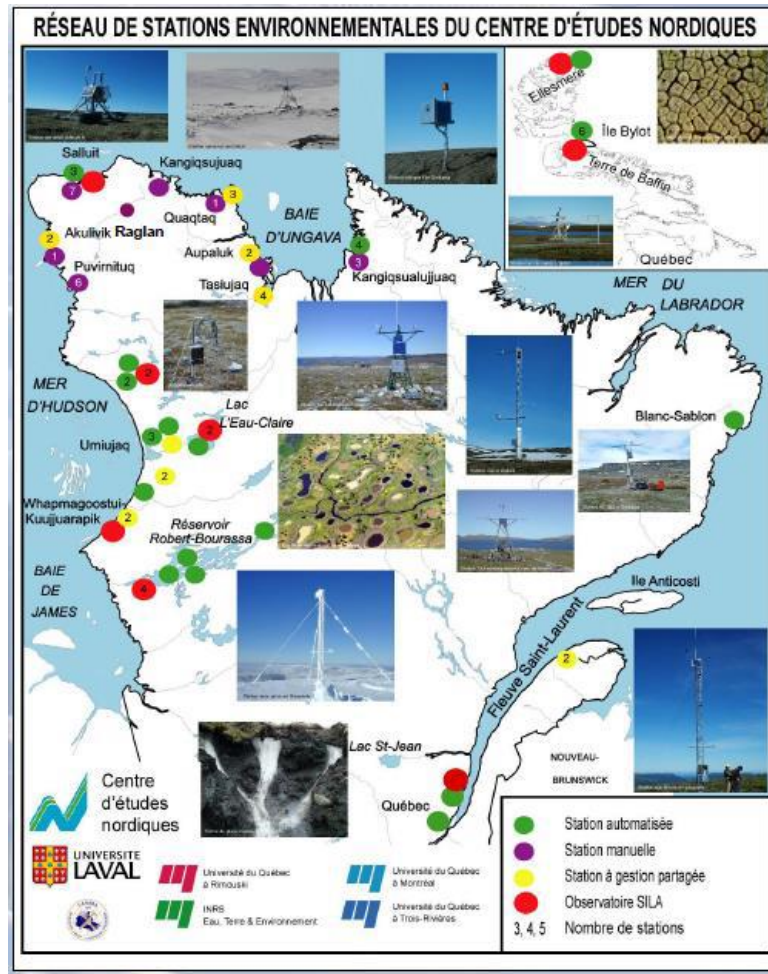


Figure 1.6. Réseau SILA de stations climatiques et de câbles à thermistances. Source : centre d'études nordiques - www.cen.ulaval.ca

Dans le but de suivre les processus thermodynamiques liés à la fonte de pergélisol, des forages ont été réalisés par Allard *et al.* (2016) à 21 sites différents au Nunavik. Dans ces sites des sondes Hobo mesurant la température du sol ont été installées à différentes profondeurs allant jusqu'au 20 m. Les données ont été recueillies entre 1988 et 2016. Pour cinq sites; Akulivik, Aupaluk, Kangiqsualujuaq, Puvirnituq et Tasiujaq; des sondes de température ont été installées entre 0 et 10 cm. Les données recueillies par ces sondes entre avril 2015 et 2016 ont été utilisées pour valider l'algorithme de classification G/D appliqué sur des données de Tb acquises par le radiomètre SMAP durant la même période. Les caractéristiques de ces cinq sites, latitudes, longitudes et profondeurs de sonde sont présentées dans le **Tableau 1.6**.

Tableau 1.6. Caractéristiques des sites de forage utilisés dans la présente validation : latitude, longitude et profondeur de sonde (Allard et al. (2016)).

Site	Latitude	Longitude	Profondeur de sonde (cm)
Akulivik	60.81738	-78.15498	5 cm
Aupaluk	59.29925	-69.59965	10 cm
Kangiqsualujjuaq	58.69442	-65.93853	5 cm
Puvirnituq	60.05670	-77.28697	5 cm
Tasiujaq	58.66993	-69.95223	5 cm

Données des stations météorologiques

Les données de température de l'air issues de 21 stations climatiques ont été utilisées pour valider la classification G/D en dehors du Nunavik, au nord du Québec. La validation a été inspirée de l'étude de Rautiainen *et al.* (2016). Les caractéristiques des sites choisies : Station, Municipalité, Latitude, Longitude, Altitude et Température moyenne sont mentionnées dans le **Tableau 1.7** ci-dessous.

Tableau 1.7. Caractéristiques des stations climatiques utilisées pour la validation G/D-SMAP: station, municipalité, latitude, longitude, altitude et température moyenne (partie 1/2).

Station	Municipalité	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Température moyenne
À_la_baleine	Rivière_Koksoak	57° 53 18	67 °36 00	52.4	-23.7
Au_quebec_ge- ostatistique	Gouvernement régional d'Eeyou Istchee Baie-James	53° 06 00	71° 05 59	300	-17.6
Aux_feuilles	Rivière-Koksoak	58° 17 03	71° 19 30	59	-25.1
Aux_mèlezes	Rivière-Koksoak	57° 40 46	69° 37 01	27.4	-23.3
Broadback	Gouvernement régional d'Eeyou Istchee Baie-James	50° 44 44	76° 23 13	253	-18.7
Chapais_2	Chapais	49° 47 14	74° 51 26	386	-14.3
Chouart	Depot_Échouani	47° 49 28	75° 35 07	396	-29.6
George	Rivière-Koksoak	56° 46 58	64° 52 05	300	-26
Joncas	Lac-Nilgaut	47° 06 30	77° 39 15	335	-28.2
La corne	La corne	48° 25 02	77° 58 30	311	-25.2
Lac Edouard	Lac Edouard	47° 38 50	72° 17 25	366	-27.8
Lac des Loups Marins	Baie d'Hudson	56° 27 16	74°13 53	247	-24
Lac Payne	Rivière-Koksak	59° 31 12	74° 35 07	140	-31
George	rivière-Koksoak	56° 46 58	64° 52 05	300	-26
La verendrye	Lac de la bidière	47° 25 23	74° 54 45	412	-27.1
Monts de Puvirnituq	Baie d'Hudson	61° 21 16	75° 02 32	337	-30.5
Pontax	Gouvernement régional d'Eeyou Istchee Baie-James	51° 32 00	78° 05 47	67.1	-28.8

Tableau 1.7. Caractéristiques des stations climatiques utilisées pour la validation G/D-SMAP: station, municipalité, latitude, longitude, altitude et température moyenne (partie 2/2).

Station	Municipalité	Latitude	Longitude	Altitude(m)	Température moyenne
Poste Montagnais	Rivière Nipissis	51° 53 40	65° 43 28	595	-5.4
Saint_Michel des saints	Saint_Michel des saints	46° 41 01	73° 55 02	367	-26.9
Sud du 52 parallèle	Mont_valin	49° 33 36	71° 03 36	530	-7.5
Waswanipi	gouvernement regional d'Eeyou Istchee Baie-James	49° 51 27	77° 11 13	289,6	-23.9

Produit SMAP-L3_FT_P

Le produit de cartographie G/D développé par l'équipe SMAP, SMAP-L3_FT_P, développé par l'équipe SMAP entre 2016 et 2018 pour le mode ascendant (6 :00 PM) et le mode descendant (6 :00 AM) est utilisé pour valider les états gelés et dégelés des sols identifiés dans la présente étude. Le produit SMAP-L3_FT_P utilise les Tb niveau L1C en se basant sur le ration de polarisation normalisé (NPR) (Dunbar, 2018a).

1.2. Traitements des données

1.2.1. Traitements des données SMAP

L'organigramme de la **Figure 1.7** présente les étapes suivies lors de la procédure de prétraitement des données SMAP-L1C de 36 km de résolution spatiale. En fait, les données SMAP L1C-Tb ont été stockées et téléchargées sous forme d'un conteneur de fichiers HDF-5, "*Heirarchical Data Format*". Un fichier HDF-5 est associé à chaque fichier des données de température de brillance acquises par jour et en mode ascendant (6 :00 AM) ou descendant (6 :00 PM). La **Figure 1.8** affiche un exemple des couches d'information contenues dans le fichier HDF-5 de la scène SMAP-L1C-Tb prise le 13 janvier 2016 en mode ascendant. Pour commencer les prétraitements, le fichier SMAP-L1C format HDF-5 a été converti en format Geotiff en utilisant un code python préalablement développé. Par la suite, les scènes SMAP ont été projetées sur une grille EASE-Grid 2.0 utilisant la projection Conique Conforme de Lambert (CCL). Les températures de brillance ont été extraites par pixel SMAP et par mode d'acquisition à partir des couches "*cell_number_measurements_h_aft*", "*cell_number_measurements_h_fore*",

"cell_number_measurements_v_aft" et "Cell_number_measurements_v_fore". Enfin, les Tb extraites ont été corrigées de l'effet atténuant des surfaces d'eau libre.

Les approches proposées pour corriger les Tb de l'effet des surfaces d'eau libre sont décrites au chapitre 2.

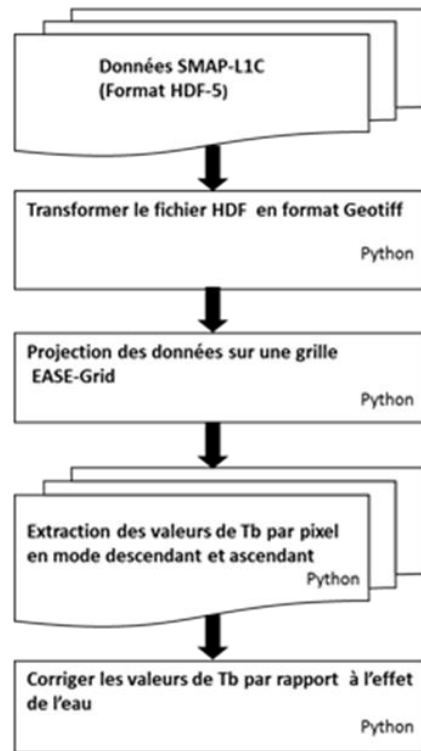


Figure 1.7. Procédure de prétraitement des données SMAP-L1C.

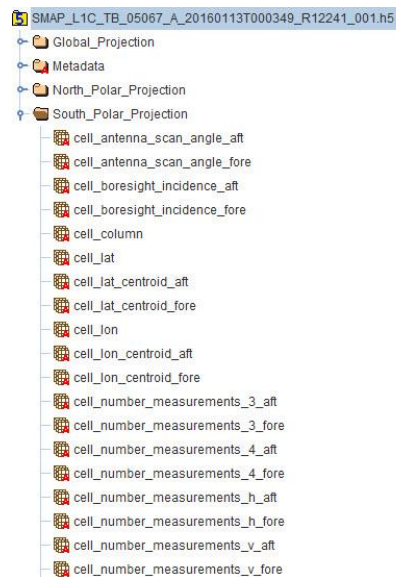


Figure 1.8. SMAP-L1C format HDF-5 : couches de données.

1.2.2. Traitements des données PALSAR

L'organigramme de la **Figure 1.9** présente les étapes suivies lors de la procédure de prétraitement d'images radar à haute résolution PALSAR d'ALOS : calibration, filtrage, re-projection, correction géométrique et mosaïquage.

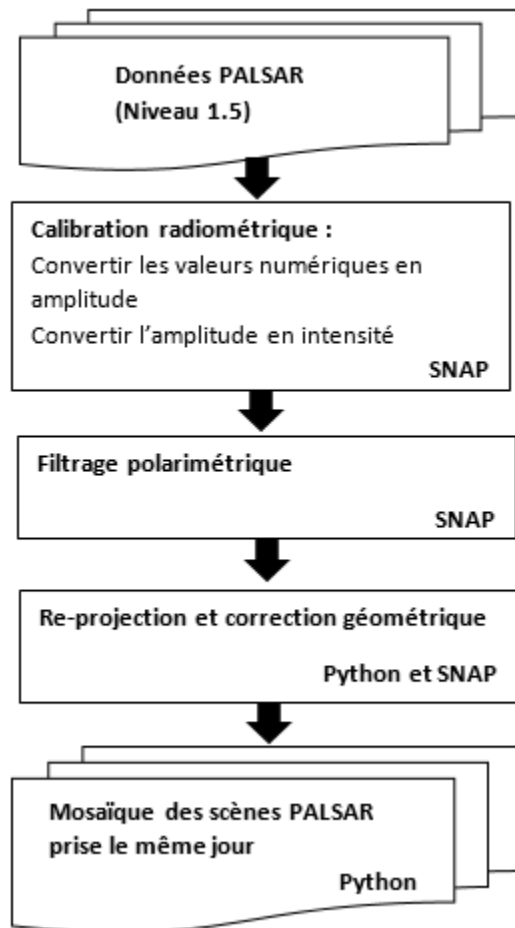


Figure 1.9. Procédure de prétraitement des données PALSAR.

Les données PALSAR niveau 1.5, fournies par JAXA, sont corrigées par rapport à la pseudo-portée (*Range Correction*), à l'azimut (*Azimuth Correction*) et géométriquement (*Geo-correction*) à partir des données PALSAR niveau 1.1. Les données PALSAR-1.5 sont enregistrées sous le format *Geosynchronous Synthetic Aperture Radar* (GEO SAR) et offertes en co-polarisation (*Co-polarization*, HH et VV) et en polarisation croisée (*Cross polarization*, HV). Nous avons utilisé le logiciel SNAP pour traiter les données polarimétriques PALSAR issues du satellite ALOS. Dans un premier temps, les coefficients de rétrodiffusion des données PALSAR ont été retrouvés en transformant les valeurs numériques en amplitude selon

l'équation 1.1 ci-dessous (Motohka *et al.*, 2018a; Motohka *et al.*, 2018c; Shimada, 2011; Shimada *et al.*, 2009) :

$$\sigma_{Q16}^0 = 10 \cdot \log_{10}(DN)^2 + CF_1$$

(Eq 1. 1)

Où

σ^0 est le coefficient de rétrodiffusion,

DN est la valeur numérique du pixel PALSAR (*Digital number* ou *Raw pixel value*),

CF_1 et A sont les facteurs de calibration en décibels [dB].

Selon le rapport de JAXA, publié en mars 2017, (http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS-2/en/calval/PALSAR2_CalVal_Result_JAXA_20170323_En.pdf), les facteurs de calibration CF et A de l'équation 1.1 sont égales respectivement à -83 dB et 32 dB. Suite à cette nouvelle calibration des données PALSAR polarimétriques effectuée par JAXA (2017), le biais de la différence de phase entre les polarisations VV et HH pour les faisceaux FP6-4 et FP6-6 est passé de 20 degrés avec l'ancienne version à 0 degrés.

Pour atténuer le bruit ou le chatoiement (*Speckle* en anglais) les images PALSAR ont été filtrées avec un filtre adaptatif IDAN (*Adaptive-Neighborhood filter*). Le filtre IDAN se base sur le concept du voisinage adaptatif (*Adaptive Neighborhood*) utilisé généralement en imagerie médicale (Gordon & Rangayyan, 1984). Comme il est décrit par Vasile. (2007), «en chaque pixel de l'image (appelé germe), un voisinage adaptatif de forme et taille variables est déterminé, la seule contrainte imposée étant celle de la connexité. Ce voisinage regroupe les pixels appartenant à la même population statistique que le germe. Ainsi, l'estimé du germe est obtenu en utilisant seulement les pixels appartenant au voisinage adaptatif». Autrement dit le filtre IDAN modifiera le signal radar original, pixel par pixel, par une valeur de rétrodiffusion produite par le filtre en se référant à des mesures statistiques calculées par une fenêtre de voisinage homogène en conservant la texture et la structure des contours (Caloz & Collet, 2001). Fritz and Chandrasekar. (2008) ont obtenu une meilleure performance avec le filtre IDAN sur les données PALSAR, en ce qui concerne les analyses de détection de changement. Avant d'entamer la phase de traitements, les images PALSAR ont été géo-référencées pour les localiser géographiquement. L'étape consiste à prendre des points d'amer (points GPS par exemple), facilement reconnaissables sur l'image RADAR, comme des croisements de route, des bâtiments, une presqu'île, etc., et de renseigner leurs coordonnées géographiques respectives obtenues sur des documents de référence. La qualité du géo-référencement va dépendre de la précision de la localisation des points, de leur nombre ainsi que de leur répartition spatiale dans l'image qui devrait

être aléatoire et dispersée. Les données PALSAR ont été re-projetées en Conique Conforme Lambert sur la même grille *EASE-GRID 2.0* des données SMAP (Brodzik *et al.*, 2012b) pour comparer la cartographie G/D issue des données PALSAR à celle issue des données SMAP. Les scènes PALSAR prises en le même jour (t) ont été par la suite mosaïquées avant d'appliquer l'algorithme G/D.

1.2.3. Traitements des données auxiliaires et de validation

Données Landsat

Le masque mondial d'eau, à haute résolution (30 m), développé par Pekel *et al.* (2016) a été utilisé pour estimer la fraction d'eau libre (alpha) dans chaque pixel SMAP de 36 km. Le produit a été découpé pour couvrir la province de Québec et par la suite projeté en *EASE-Grid 2.0* pour le superposer avec le produit SMAP-L1C de Tb. Par pixel SMAP de 36 km, la fraction d'eau disponible est déterminé à partir des fractions d'eau élémentaires de 30 m de résolution estimées par le produit de Pekel *et al.* (2016).

Données MODIS-IGBP

À partir du produit MODIS-IGBBP de 500 m de résolution spatiale (**Tableau 1.3**), chaque pixel SMAP a été classifié comme Toundra, Forêt, Milieux Humides et Végétation Mixte. Par pixel SMAP de 36 km de résolution spatiale, le nombre total de pixels MODIS-IBG qui le couvrent (**N**) a été calculé ainsi que le nombre de pixels classifiés comme Toundra (**n_T**), Forêt (**n_F**) et Milieux Humides (**n_{MH}**). Par la suite, la fraction de chaque type de végétation dans le grand pixel SMAP a été calculée: (**F_T**) pour la fraction de la classe Toundra, (**F_F**) pour la fraction de la classe Forêt et (**F_{MH}**) pour la classe Milieux Humides.

Un type de végétation a été considéré comme dominant lorsque plus que 50% de la superficie totale couverte par le pixel SMAP est occupée par ce type.

La classification est faite comme suit :

Si **F_T > 50%** → le pixel est classifié comme **Toundra**,

Si **F_F > 50%** → le pixel est classifié comme **Forêt**,

Si **F_{MH} > 50%** → le pixel est classifié comme **Milieu Humide**,

Sinon le pixel est classifié comme **Végétation Mixte**.

Le seuil de classification de 50% a été inspiré des études de Kim et al. 2015 et Kim *et al.*, 2018.

Données MOD10A1

Les scènes MOD10A1 de 500 m de résolution spatiale téléchargées entre 2015 et 2019 ont été découpées pour couvrir la province de Québec. Les scènes prises à une date donnée ont été mosaïquées pour créer un masque MOD10A1 journalier. Le masque a été projeté en *EASE-Grid 2.0* pour le superposer avec le produit SMAP-L1C de Tb. Par pixel SMAP, la fraction de neige disponible a été estimée à partir des fractions de neige élémentaires issues des pixels MOD10A1 qui couvrent le même pixel SMAP. Le pixel SMAP est classifié Neige dans le cas où la fraction de neige disponible est supérieur à 50% (Kim *et al.*, 2018; Kim *et al.*, 2015).

Données Hobo

Les données de température et d'humidité issues des stations Hobo et mesurées à plusieurs profondeurs (5 cm, 10 cm et 25 cm) ont été téléchargées. Les profils de température et d'humidité du sol ont été dessinés par station pour chaque cycle G/D (2015-2016, 2016-2017, 2017-2018 et 2018-2019). La **Figure 1.10** présente les profils de température mesurée à 5 cm de la surface du sol et d'humidité du sol mesurée à 5 cm, 10 cm et 25 cm par la station Hum-7 entre août, 2018 et août, 2019. À partir des données de température du sol mesurée à 5 cm à 6 :00 AM (mode descendant du radiomètre SMAP) et à 6 :00 PM (mode ascendant du radiomètre SMAP) l'état gelé ou dégelé des sols a été identifié. La couche superficielle du sol a été classifiée gelé pour une température du sol inférieure à -1°C , dégelé pour une température supérieure à 1°C et en transition entre pour des températures entre -1°C et 1°C (Wang *et al.*, 2018).

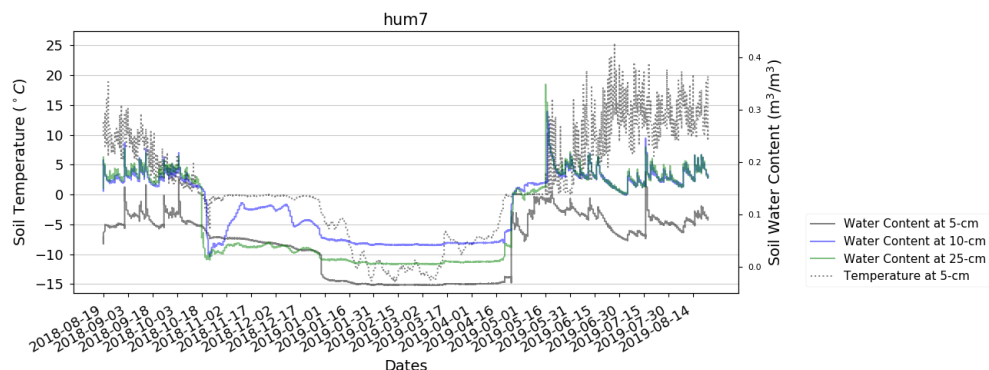


Figure 1.10. Profils de température et d'humidité du sol entre août, 2018 et août, 2019 : sonde de température installée à 5 cm et sondes d'humidité installées à 5 cm, 10 cm et 25 cm.

2. ANNEXE 2 : NPR, Δ NPR, SEUIL DE CLASSIFICATION ET VALIDATION

Les traitements proposés dans le cadre de ce projet sont appliqués sur les scènes SMAP prises en mode ascendant (6 :00 PM) et en mode descendant (6 :00 AM) entre 2015 et 2019. Les Tb sont corrigées par les approches A, B et C. Des profils de NPR et de Δ NPR issus des Tb originaux et corrigées sont dessinés par scène et par mode d'acquisition. Un seuil de classification est défini par pixel et par mode d'acquisition. Les états gelé et dégelé du sol issus de la version originale de l'algorithme de Touati *et al.* (2019) et de la version modifiée sont validés avec les données de température et d'humidité du sol mesurées à ~5 cm de la surface du sol. Les résultats de validation sont présentés sous formes de figures. Des cartes de gel et de dégel ont aussi été développées.

La **section 2.1**, la **section 2.2**, la **section 2.3** et la **section 2.4** présentent respectivement quelques exemples des figures de NPR, de Δ NPR, de seuil de classification et de validation. Le reste des résultats (données, cartes G/D, graphiques) sont archivées sur le réseau interne du laboratoire TENOR de l'INRS-ETE. Ces données seront à intégrer dans le Polar Data Catalogue.

2.1. Profils de NPR entre janvier décembre, 2016

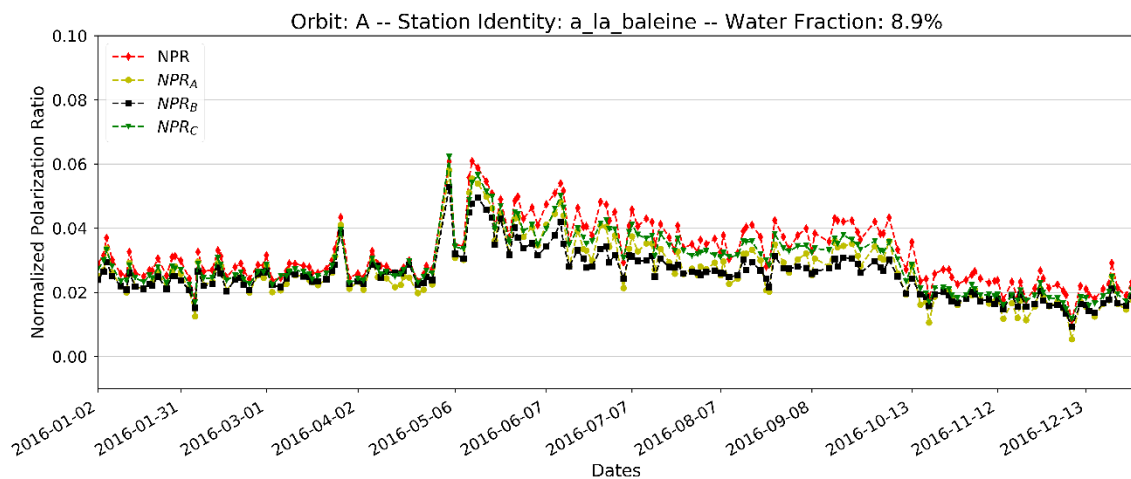


Figure 2.1. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C acquises en mode ascendant (A) entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "La baleine".

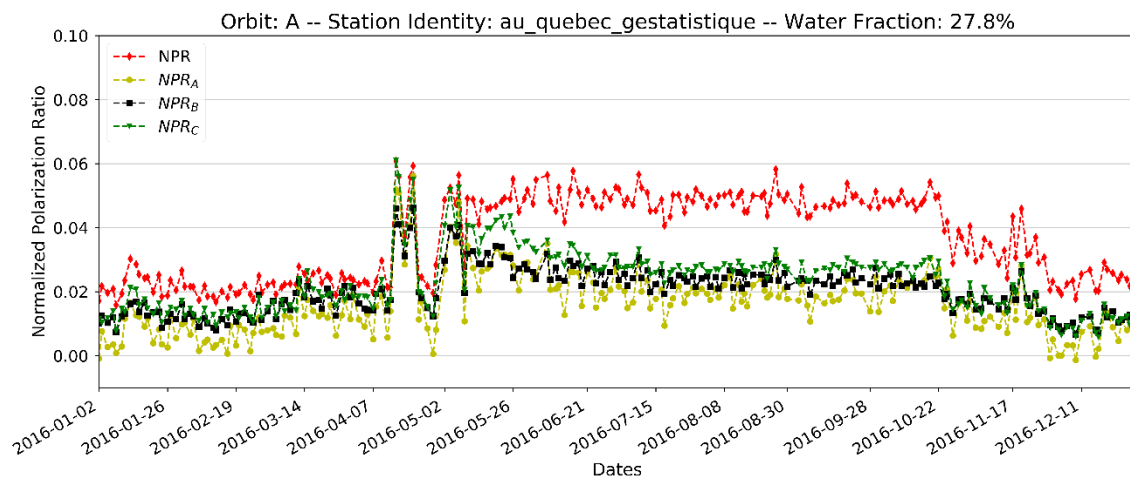


Figure 2.2. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Au Québec Géostatistique".

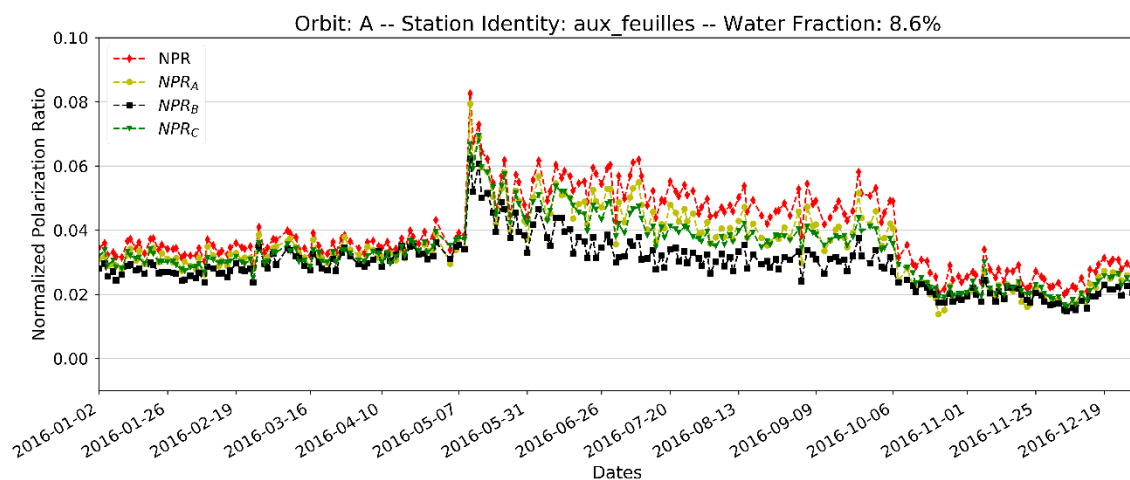


Figure 2.3. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Aux feuilles".

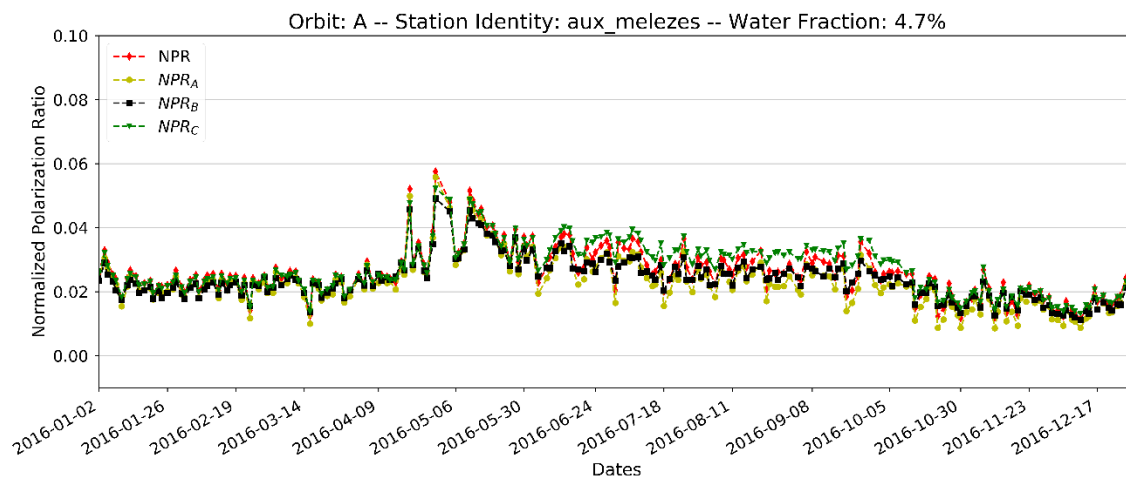


Figure 2.4. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Aux melezes".

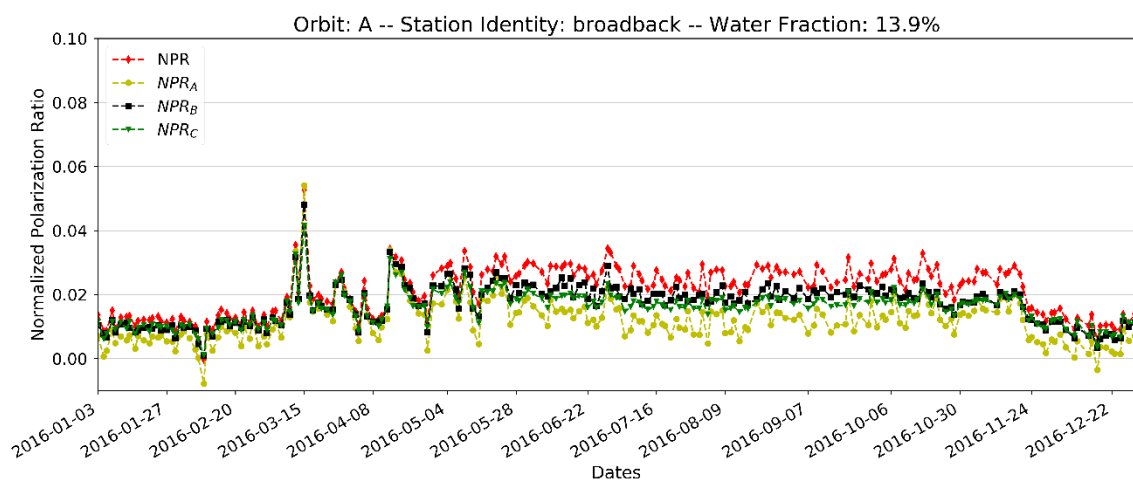


Figure 2.5. Profils de NPR calculés à partir des Tb originales et corrigées par les approches A, B et C entre janvier et décembre 2016 pour le pixel "Broadback".

2.2. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C et prises en mode ascendant entre janvier et décembre 2016

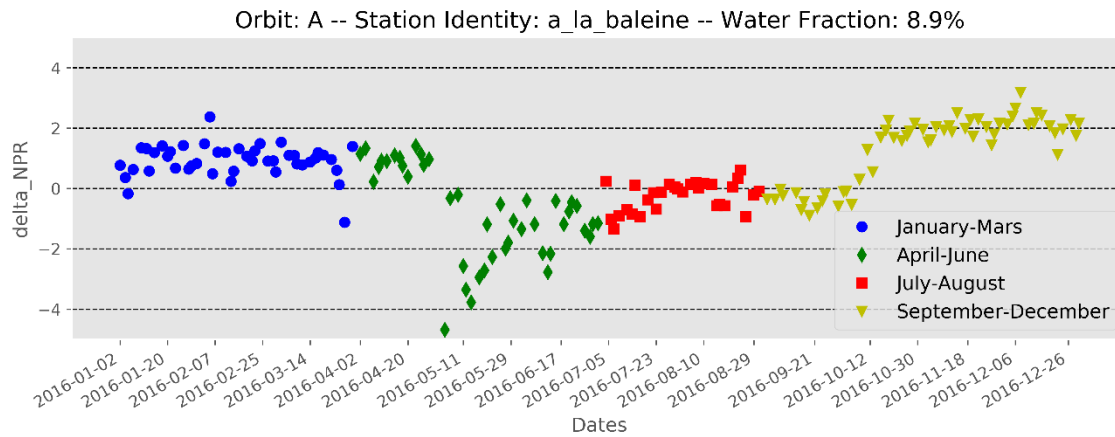


Figure 2.6. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "la Baleine".

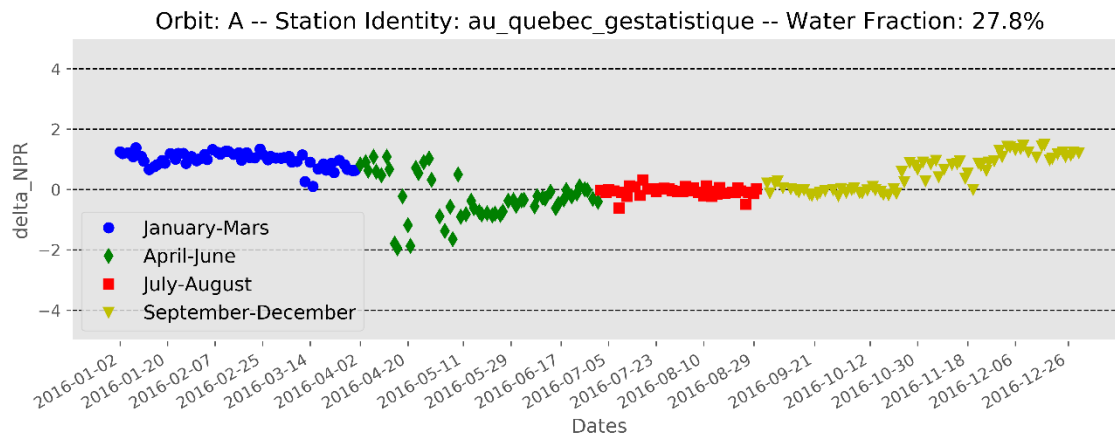


Figure 2.7. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Au Québec Gestatistique".

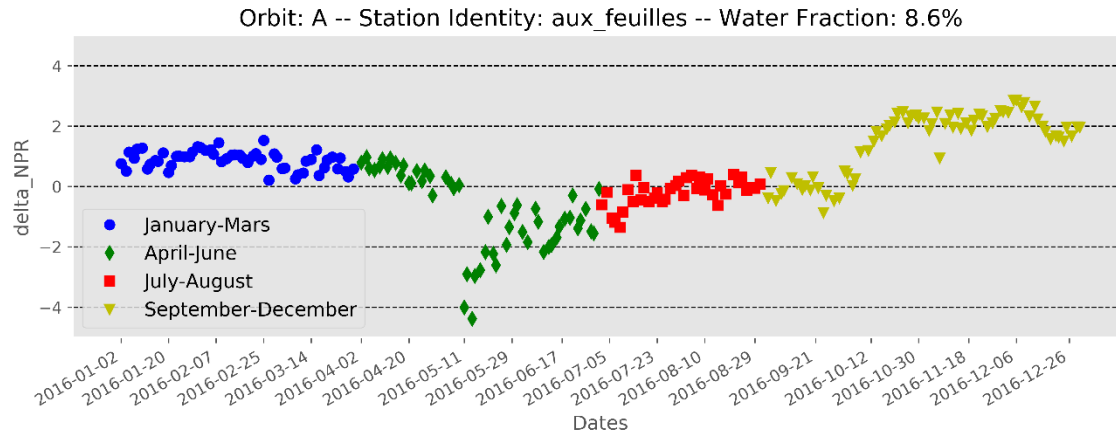


Figure 2.8. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Aux feuilles".

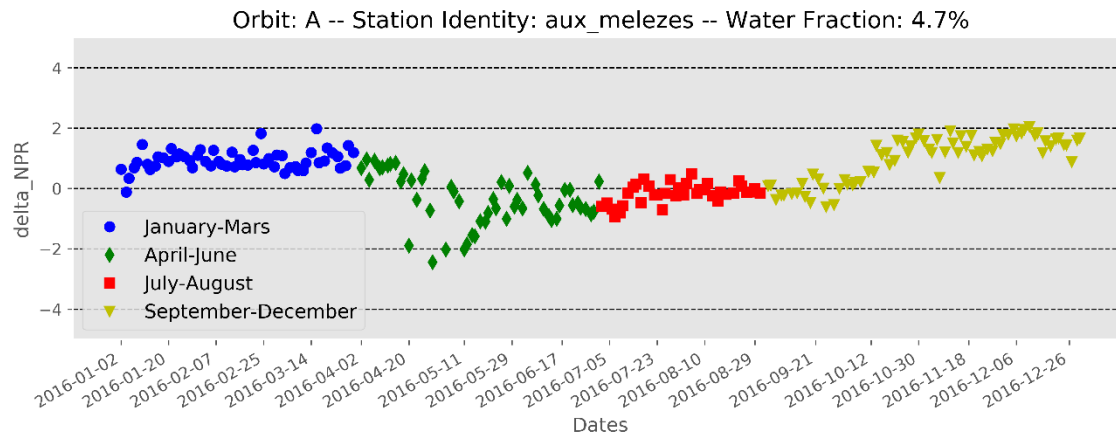


Figure 2.9. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Aux melezes".

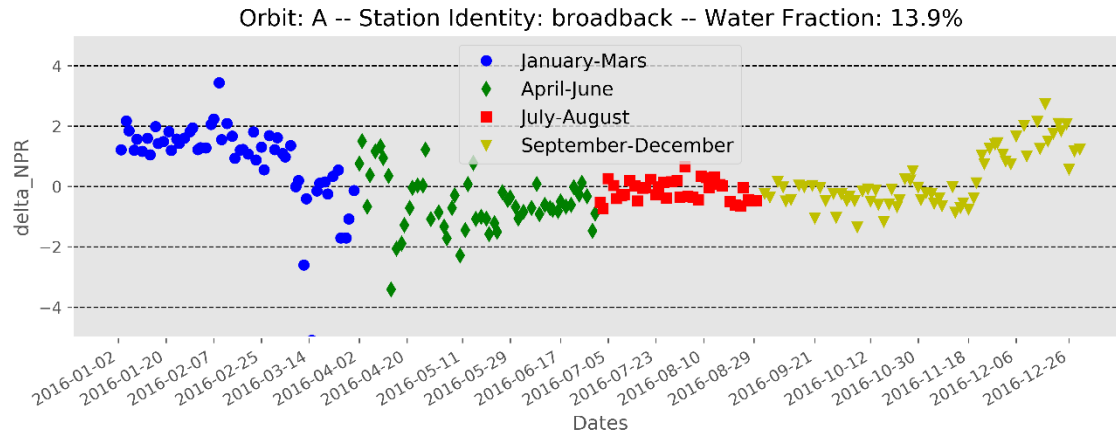


Figure 2.10. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Broadback".

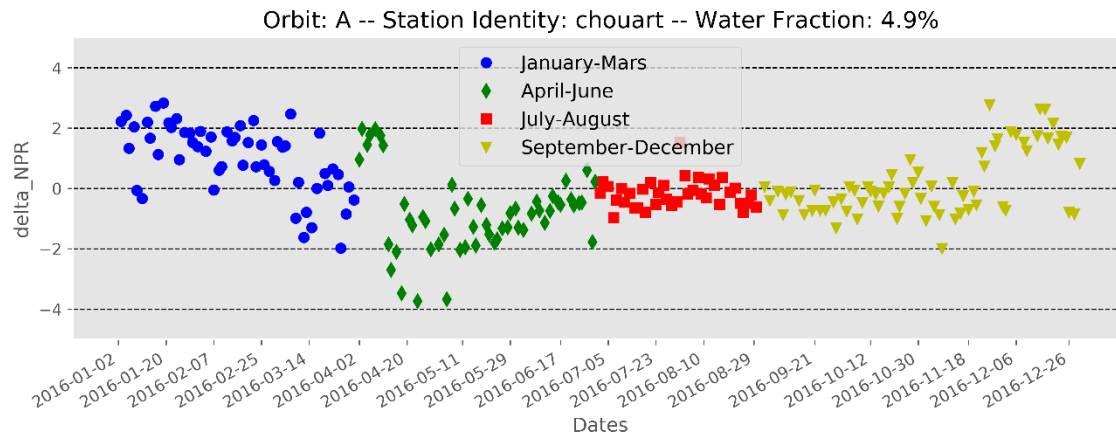


Figure 2.11. Variation de ΔNPR calculés à partir des Tb corrigées par l'approche C, acquises en mode ascendant (A), entre janvier et décembre 2016 (janvier-mars en bleu, avril-juin en vert, juillet-août en rouge et septembre-décembre en jaune) pour le pixel "Chouart".

2.3. Seuils de classification calculés pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016

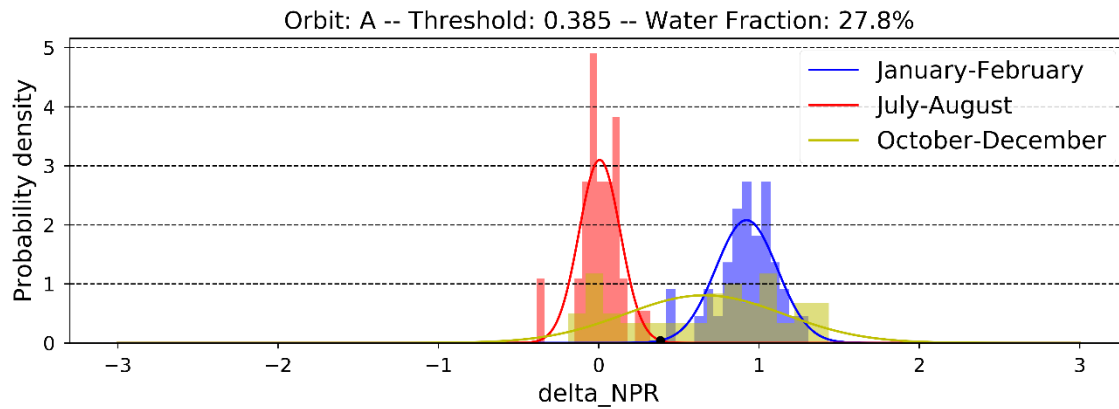


Figure 2.12. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Québec Geostatistique".

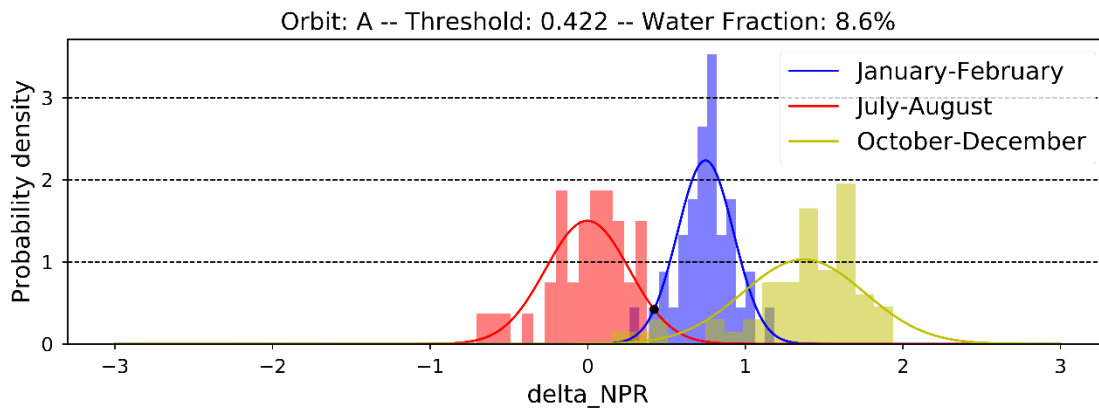


Figure 2.13. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Aux feuilles".

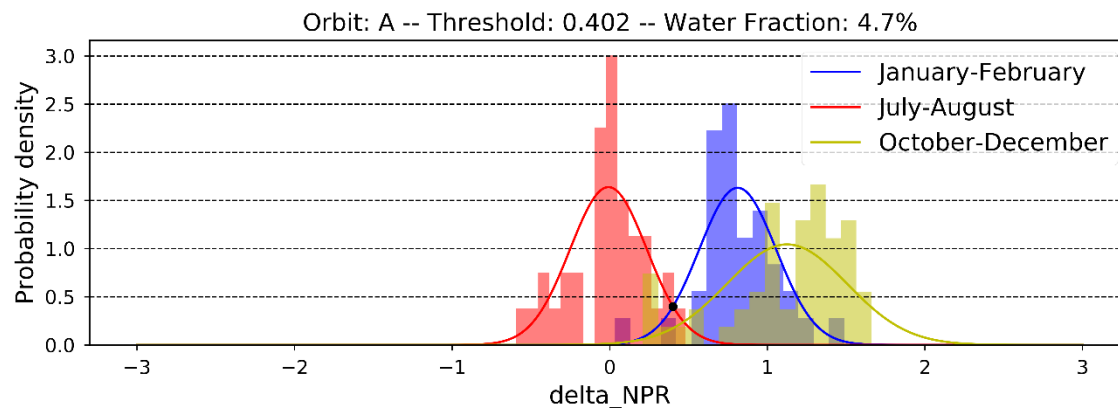


Figure 2.14. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel " Aux Melezes".

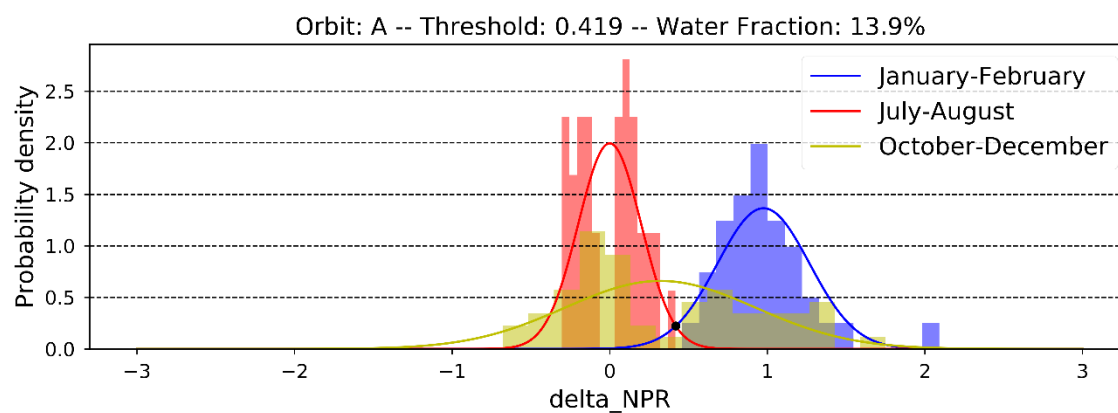


Figure 2.15. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Broadback".

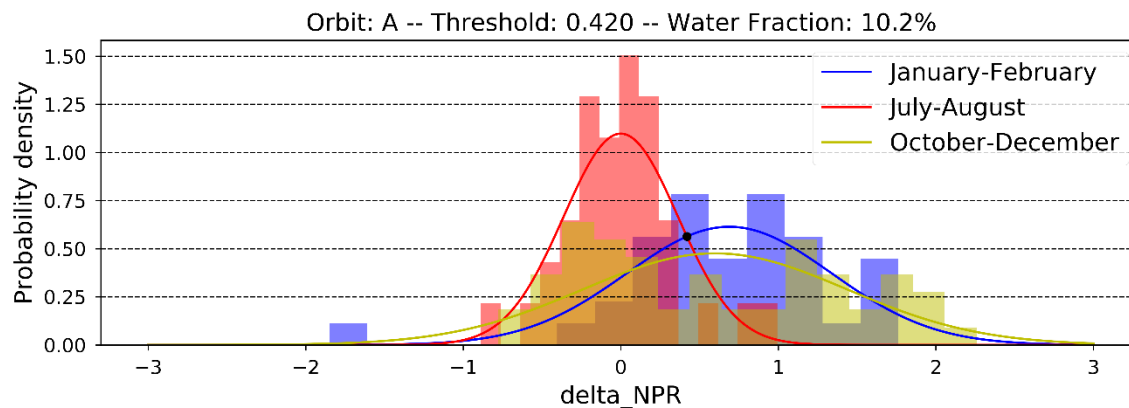


Figure 2.16. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Chapais-2".

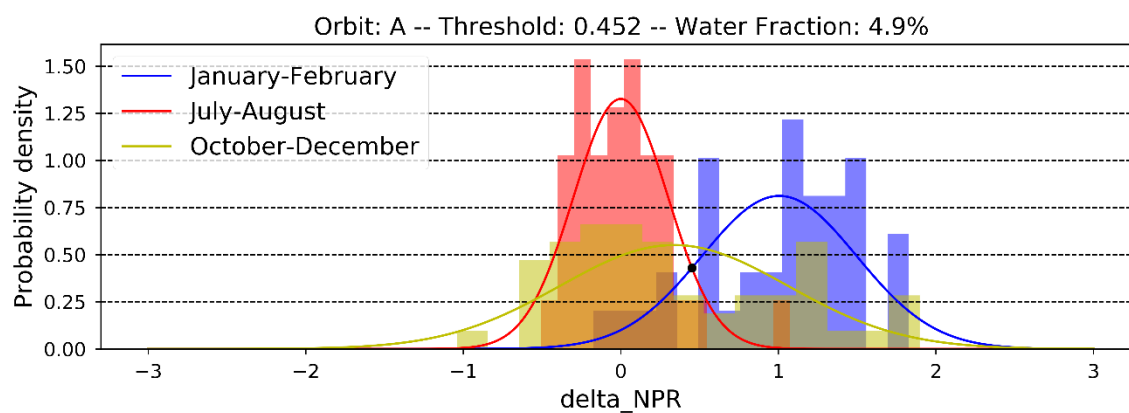


Figure 2.17. Seuil de classification calculé pour les scènes SMAP prises en mode ascendant entre janvier et décembre, 2016 pour le pixel "Chouart".

2.4. Validation la classification G/D de l'algorithme de Touati et al. (2019) avec les données de température du sol mesurée à ~5 cm.

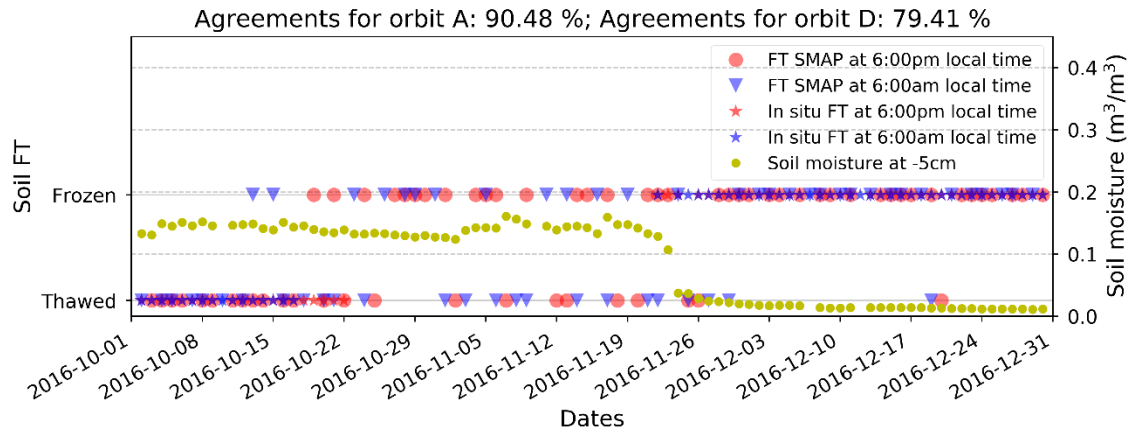


Figure 2.18. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_2 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1^{er} octobre et le 31 décembre.

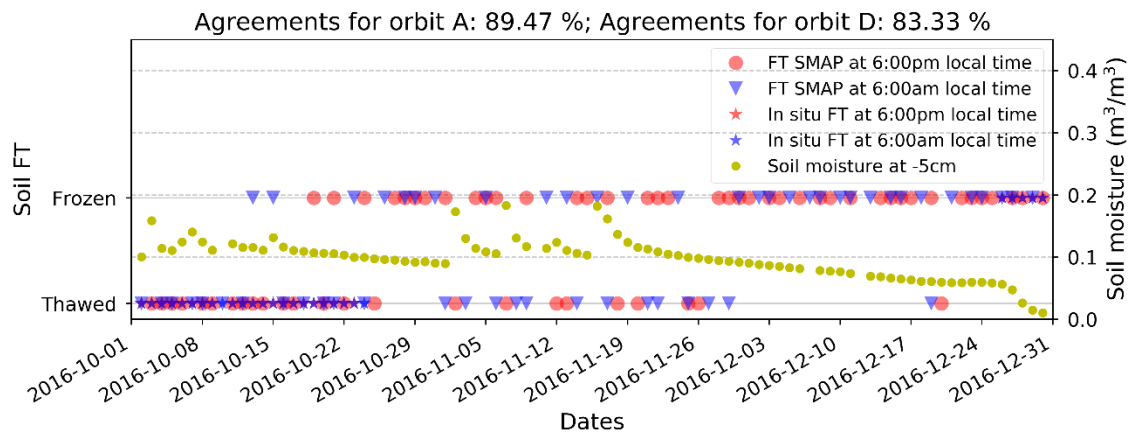


Figure 2.19. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_3 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.

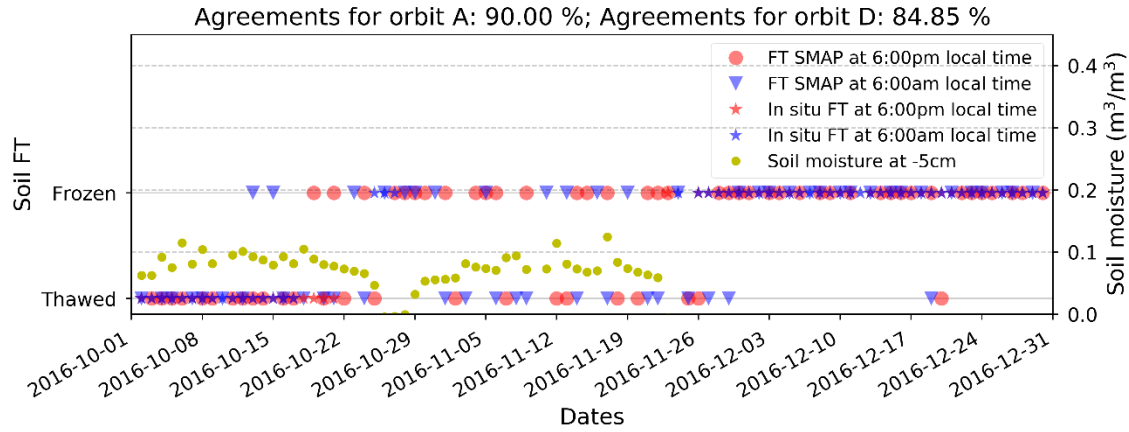


Figure 2.20. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_4 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.

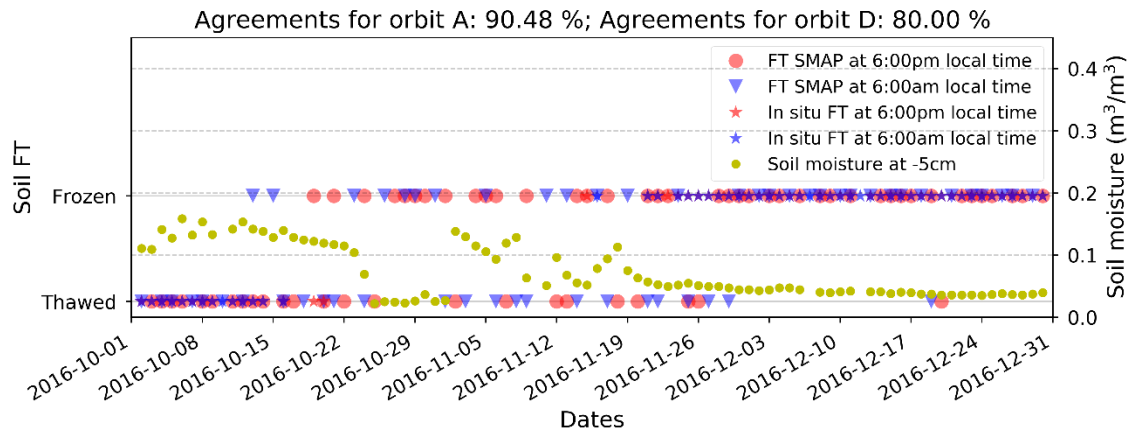


Figure 2.21. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_5 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 Octobre et le 31 décembre.

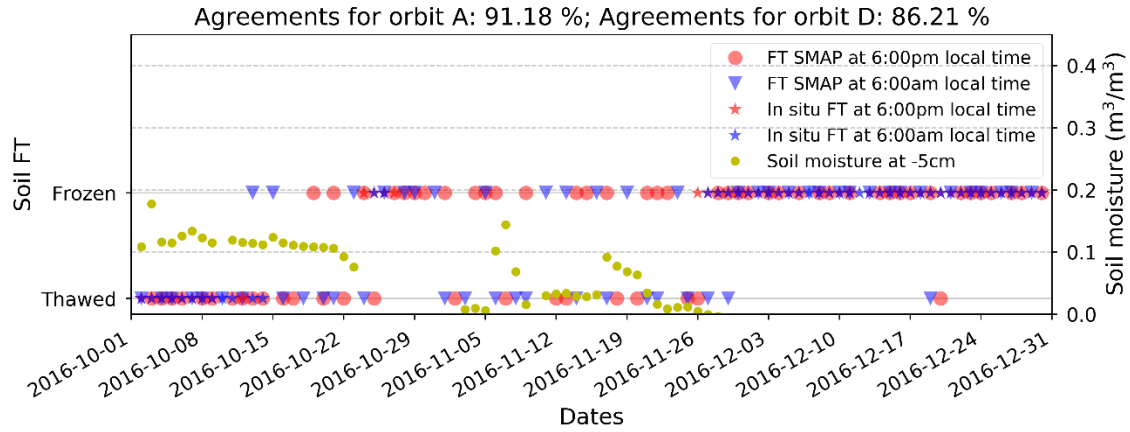


Figure 2.22. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_6 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.

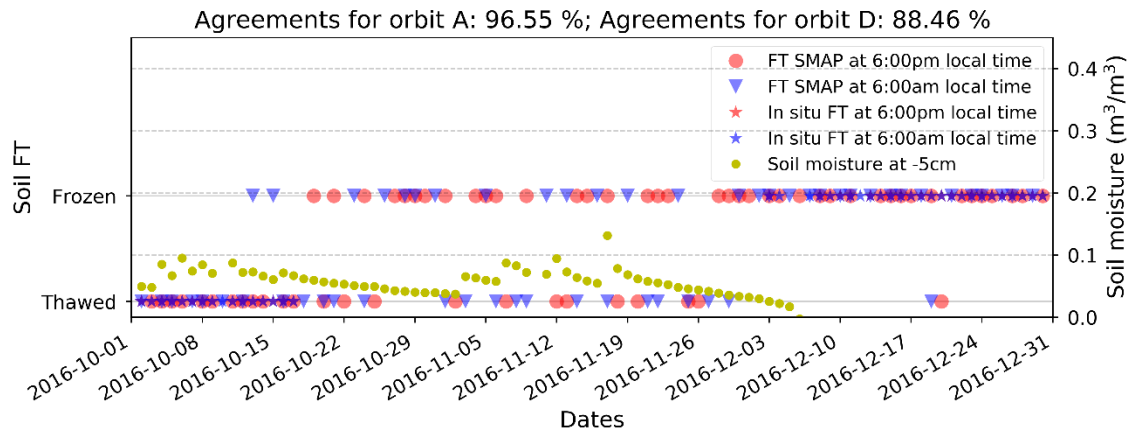


Figure 2.23. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_8 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.

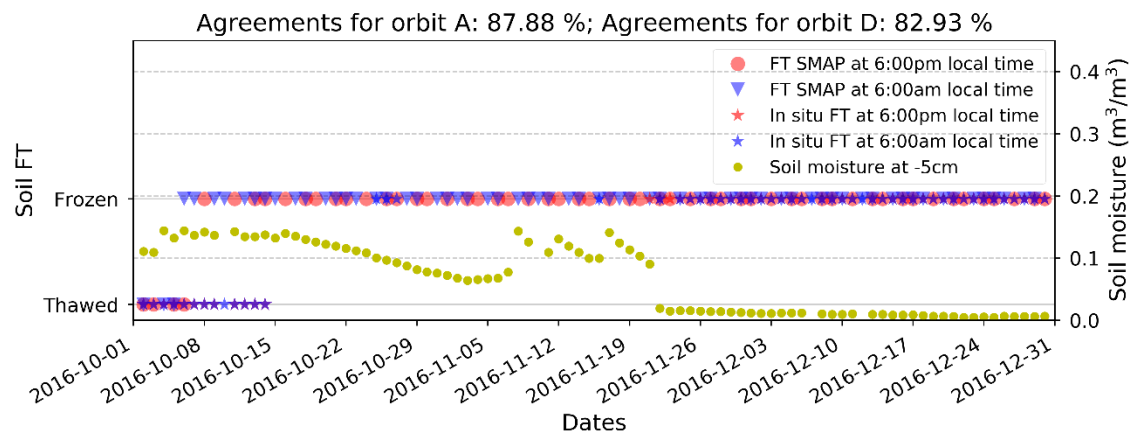


Figure 2.24. État gelé (*Frozen*) et dégelé (*Thawed*) du sol identifié par l'algorithme de Touati et al. (2019) (cercle rouge pour 6 :00 PM, triangle bleu pour 6 :00 AM) et la température du sol mesurée par la sonde de la station Hum_10 à ~5 cm de la surface du sol (étoile rouge pour 6 :00 PM et étoile bleu pour 6 :00 AM), et humidité du sol mesurée ~5 cm, entre le 1 octobre et le 31 décembre.