

Université du Québec

Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

**VALIDATION DE L'APPORT DES MICRO-ONDES PASSIVES POUR LE
SUIVI DU GEL SAISONNIER DU SOL DE LA TOUNDRA DANS LE NORD DU
QUÉBEC**

Par

Parvin Kalantari

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

Jury d'évaluation

Président du jury et
Examineur interne

Karem Chokmani
INRS-ETE, Québec, QC

Examineur externe

Stéphane Bélair
Environnement Canada, Montréal

Examineur externe

Kalifa Goïta
Université de Sherbrooke

Directrice de recherche

Monique Bernier
INRS-ETE, Québec, QC

Codirecteur de recherche

Kyle C. McDonald
The City College of New York, City
University of New York

*À mes parents,
Pouran et Jahanguir Kalantari*

REMERCIEMENTS

La présente thèse est le fruit de sept années passées au sein de l'équipe du laboratoire de télédétection du Centre Eau-Terre-Environnement (ETE) de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS). Ce travail n'aurait pas vu le jour sans la contribution ou l'encouragement de plusieurs personnes dont la liste est très longue. Les remercier comme il se doit et réussir à exprimer toute ma gratitude envers eux avec des mots justes me semble aujourd'hui bien plus délicat que de rédiger cette thèse. Alors :

Je tiens tout d'abord à remercier sincèrement ma directrice de recherche, Madame Monique Bernier, pour son enthousiasme et la confiance qu'elle a mis en moi, et également pour sa patience, son soutien et ses précieux conseils pour la réalisation de cette recherche. Je tiens aussi à remercier mon co-directeur de thèse, le professeur Kyle C. McDonald, pour son soutien scientifique.

Également, je tiens à remercier particulièrement Monsieur Jimmy Poulin pour son aide en traitement d'images qui m'a permis de mener à bien ce travail de recherche.

De plus, je suis infiniment reconnaissante à Monsieur Jean-Pierre Ducruc, pour sa grande gentillesse et son appui qui a contribué à mon épanouissement au Québec.

Aux membres du jury, je dis Merci, pour avoir accepté d'apporter une attention à ce travail.

Mes remerciements vont également à tous les collègues qui ont contribué à ce travail par les échanges que nous avons eus, spécifiquement Yannick Duguay et Charles Gignac.

Un gros merci à toute l'équipe de télédétection de l'INRS- ETE pour la chaleureuse ambiance qui a régné pendant la durée de ma thèse : Sophie Roberge, Chaima Touati, Anas El Alem, Kim-Huong Hoang, Khalid Oubennaceur, Guillaume Sena et Yves Gauthier.

Mes remerciements vont également aux dames du Secrétariat des étudiants du Centre, Suzanne, Johanne et Linda et à tous les collègues et tous mes amis de Québec et d'ailleurs qui, chacun à leur manière, et à des degrés divers, m'ont apporté du soutien durant ce doctorat, en particulier Mahdokht, Atossa, Reza, Ali, Nastaran et Bahareh.

Enfin, je veux remercier toute ma famille et plus particulièrement mes parents, ma sœur et mes frères et leurs familles respectives pour leurs encouragements constants tout au long de mes études.

RÉSUMÉ

Le cycle de gel-dégel au Nunavik a été défini comme le nombre de jours où T_{\max} quotidienne est supérieur à 0°C et T_{\min} quotidienne est inférieur à 0°C . Ce cycle saisonnier de la température du sol et la longueur de la saison de gel est un phénomène majeur dans le système climatique et il joue un rôle important dans le fonctionnement des écosystèmes. Le gel du sol en Forêt Boréale et dans la Toundra limite le taux de photosynthèse et la respiration, spécialement dans les régions à haute altitude, car il diminue l'évaporation qui influence le transfert d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Le gel du sol a également un impact sur la productivité annuelle des écosystèmes, le cycle du carbone et le soulèvement par le gel. Il diminue aussi la pénétration de l'eau dans le sol et modifie les conditions du ruissellement de surface.

Cette étude a été initiée dans le cadre du programme fédéral canadien pour l'Année Polaire Internationale (API) et du projet interinstitutionnel « *Variability and Change in the Canadian Cryosphere* » – *A Canadian Contribution to "State and Fate of the Cryosphere"*– sous le leadership d'Environnement Canada (EC). Par la suite, cette étude s'est poursuivie dans le cadre des efforts canadiens de recherche visant à développer des algorithmes et des produits pour l'utilisation, au Canada, des données de la mission SMAP de la NASA lancée le 31 janvier 2015. L'objectif principal de cette thèse est d'évaluer la précision à laquelle le gel saisonnier du sol dans la région subarctique du Québec (Nunavik), peut être cartographié quotidiennement, en utilisant des données micro-ondes passives. Les objectifs spécifiques de cette étude sont: (1) de sélectionner et d'adapter un algorithme pour produire des cartes journalières du cycle saisonnier de gel-dégel du sol dans le nord du Québec (Nunavik) à partir des données de micro-ondes passives disponibles, AMSR-E (19 et 37 GHzV, 25km) et SMOS (bande L, 1,4 GHz, 40km), (2) d'évaluer les impacts de la couverture de neige ainsi que les effets de l'occupation du sol sur la température de brillance récupérées des données satellitaires (AMSR-E et SMOS), (3) d'effectuer une analyse spatio-temporelle des cartes de gel produites à partir des micro-ondes passives afin de mieux comprendre les variations saisonnières du gel du sol du Nunavik, (4) d'acquérir des données terrain au Nunavik pour valider les cartes dérivées des données SMOS, (5) de valider les cartes de gel du sol à partir des données *in situ*, des données dérivées d'images MODIS LST, et des cartes de température moyenne du sol produites par MODIS. Notre étude combine la télédétection micro-ondes passives, les mesures de terrain et les outils statistiques

pour déterminer la précision à laquelle le cycle de gel-dégel saisonnier du sol peut être suivi au Nunavik. Les cartes quotidiennes de gel-dégel du sol ont été générées pour les saisons de gel et de dégel de septembre 2007 à la fin 2009 à partir des données AMSR-E ainsi que de janvier 2011 à décembre 2012 à partir des données SMOS. De plus, des mesures *in situ* des réseaux météorologiques du Centre d'Études Nordiques et d'Environnement Canada ont servi à valider les données obtenues par les satellites. Des senseurs supplémentaires pour mesurer des caractéristiques du sol ont aussi été installés aux sites expérimentaux (Kuujuaq et Umiujaq).

La performance des algorithmes de cartographie diffère selon la saison et les capteurs utilisés. Une performance moyenne de 81% a été observée aux stations de mesure *in situ* pour les périodes de transition automnales et de 88,5% pour les périodes de transition printanières. Une comparaison quantitative avec les données journalières MODIS LST a aussi montré une performance moyenne de 82% durant la période de gel vs de 83,5% au cours de la période de dégel du sol. Les résultats de comparaison des valeurs de précisions globales et des indices kappa pour 12 capteurs de température à la surface du sol (-5cm) et six pixels SMOS amènent à la conclusion que la précision globale moyenne est de plus de 85% durant la période de gel vs de 91% au cours de la période de dégel du sol. La précision serait ici plus grande au printemps.

La vérification de l'impact de la couverture de neige pour les données AMSR-E a été effectuée sur le résultat de gel saisonnier du sol. D'abord, les cartes quotidiennes de la présence de neige de la zone d'étude ont été produites à partir des mêmes fréquences et de l'émissivité normalisée cette dernière étant une innovation. Ensuite, en comparant avec les données *in-situ* de neige disponible, et les données climatiques ($T_{\text{air-min}}$, $T_{\text{air-max}}$, et précipitation) l'impact de neige sur le gel du sol a été évalué. L'incohérence du résultat de la comparaison des résultats de gel-dégel du sol des données AMSR-E avec ceux des données *in-situ* est due à la présence de la neige mouillée. Les grandes différences d'émissivité entre la neige sèche et la neige fondante au cours du printemps créent un grand contraste de T_b observée. De plus, il a été observé que le type de couvert de neige sèche observé au Nunavik avait peu d'impact sur le résultat de la classification de l'état du gel.

Enfin, les données et les cartes fournies par cette recherche pourront être utilisées pour évaluer la représentation du gel du sol dans les modèles climatiques régionaux. Les cartes AMSR-E ont été déposées dans le PolarData Catalogue et les cartes SMOS le seront afin que les résultats soient

accessibles aux communautés nordiques, aux gestionnaires des ressources et aux scientifiques intéressés par les variations de la période de gel d'une année à l'autre.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1	MISE EN CONTEXTE	1
1.2	LES QUESTIONS CONCERNANT LES RECUPERATIONS LE GEL-DEGEL DU SOL.....	4
1.3	POURQUOI UTILISER LES MICRO-ONDES POUR CARTOGRAPHIER LE GEL DU SOL ?	6
1.4	UN BREF APERÇU DES CAPTEURS MICRO-ONDES	8
1.5	HYPOTHESES ET OBJECTIFS.....	11
1.6	PLAN DE LA THESE.....	12
2	ÉTAT D'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES.....	15
2.1	CONCEPTS PHYSIQUES	15
2.1.1	<i>Constante diélectrique</i>	17
2.1.2	<i>Émissivité</i>	21
2.1.3	<i>Température de brillance (T_b)</i>	22
2.1.4	<i>Longueur d'onde et fréquence</i>	25
2.1.5	<i>Polarisation</i>	26
2.1.6	<i>Angle d'incidence et polarisation</i>	27
2.1.7	<i>Rugosité</i>	28
2.2	REVUE DE LITTÉRATURE SUR LE SUIVI DU GEL DU SOL	29
2.2.1	<i>Principes physiques sur lesquels repose la récupération du gel-dégel</i>	29
2.2.2	<i>Micro-ondes passives ; AMSR-E</i>	29
2.2.3	<i>Micro-ondes passives en bande L ; SMOS</i>	39
2.2.4	<i>Mission de la NASA, SMAP</i>	42
2.3	SOMMAIRE ET CHOIX DES ALGORITHMES DE CARTOGRAPHIE.....	47
3	ZONE D'ÉTUDE ; NUNAVIK.....	49
3.1	SITES EXPERIMENTAUX.....	54
3.1.1	<i>Kuujuuaq</i>	54
3.1.2	<i>Umiujaq</i>	58
4	CARTOGRAPHIE DE GEL-DEGEL DU SOL A PARTIR DES DONNEES AMSR-E	63
4.1	DONNEES UTILISEES	63
4.1.1	<i>AMSR-E ; la température de brillance (T_b)</i>	64
4.1.2	<i>AVHRR ; l'occupation du sol</i>	65
4.1.3	<i>SCF/CFS ; l'occupation du sol</i>	66
4.1.4	<i>Données du pourcentage d'eau</i>	66

4.1.5	<i>Données in situ</i>	66
4.1.6	<i>MODIS LST : Température de surface du sol</i>	67
4.2	CHOIX DES FREQUENCES.....	69
4.3	METHODOLOGIE	70
4.3.1	<i>Déterminer le gel du sol à partir d'images AMSR-E</i>	72
4.3.2	<i>Indicateurs pour déterminer le sol gelé</i>	75
4.3.3	<i>Comparaison des deux méthodes GTV et GTVP</i>	75
4.3.4	<i>Identifier la présence de la neige en utilisant les données AMSR-E</i>	78
4.3.5	<i>Étapes de traitement de données AMSR-E</i>	82
4.4	RESULTATS ET DISCUSSION.....	83
4.4.1	<i>Calendrier de gel du sol et la durée</i>	87
4.4.2	<i>Influence de l'occupation du sol sur la température de brillance</i>	88
4.4.3	<i>Validation des cartes de gel- dégel du sol d'AMSR-E</i>	90
4.4.4	<i>Analyse d'incertitude</i>	117
4.4.5	<i>Analyse de sensibilité</i>	122
4.5	SOMMAIRE.....	126
5	CARTOGRAPHIE SMOS	129
5.1	DONNEES UTILISEES	129
5.1.1	<i>SMOS (T_b)</i>	129
5.1.2	<i>Données NCEP-NCAR Reanalysis - NNR (température de la surface à 0m et 2m)</i>	131
5.1.3	<i>L'occupation du sol</i>	132
5.1.4	<i>Données in situ</i>	133
5.2	MÉTHODOLOGIE.....	133
5.2.1	<i>Facteur de pondération a_i</i>	135
5.2.2	<i>Déterminer le gel du sol à partir d'images SMOS</i>	141
5.3	RÉSULTATS ET DISCUSSION	146
5.3.1	<i>VALIDATION DE LA CLASSIFICATION</i>	147
5.3.2	<i>Analyse d'incertitude et sensibilité</i>	164
5.4	SOMMAIRE.....	167
6	CONCLUSION GENERALE	169
6.1	ÉVALUATION DES HYPOTHESES DE RECHERCHE.....	169
6.2	ASPECTS INNOVATEURS, CONTRIBUTIONS ET RETOMBÉES	172
6.3	PERSPECTIVES	173
7	RÉFÉRENCES.....	175
ANNEXE 1	181

ANNEXE 2189

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1-1	CAPTEURS MICRO-ONDES PASSIVES LES PLUS RECENTS (2001 A 2015)	10
TABLEAU 3-1	TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE DE LA CLASSIFICATION POUR LES 4 CLASSES LIEES AU NUNAVIK	52
TABLEAU 3-2	CARACTERISTIQUES SOMMAIRES DES CLIMATS DU NUNAVIK.....	52
TABLEAU 3-3	ZONES ET SOUS-ZONES CLIMATIQUES REPRESENTANT LES COUVERTURES VEGETALES DU QUEBEC ⁹	53
TABLEAU 3-4	COUVERTE VEGETALE DU NUNAVIK VARIE EN FONCTION DE LA LATITUDE ⁹	53
TABLEAU 4-1	SPECIFICATIONS DE L'AMSR-E.....	64
TABLEAU 4-2	LONGUEUR D'ONDE DU CAPTEUR AVHRR ET LEURS UTILITES PRIMAIRES RESPECTIVES	65
TABLEAU 4-3	INFORMATION SUR L'IMAGE MOD11A1-LEVEL	68
TABLEAU 4-4	PENTE DE LA CATEGORIE DE LACS ET RESERVOIRS SUR L'IMAGE D'AMSR-E POUR QUELQUES JOURS	75
TABLEAU 4-5	POURCENTAGE DE LA SUPERFICIE COUVERTE PAR CHAQUE TYPE D'OCCUPATION DU SOL POUR LE PIXEL DE KUJJUAQ DERIVES DES IMAGES AVHRR.....	91
TABLEAU 4-6	PREMIER JOUR DE GEL ET DE DEGEL DU SOL POUR CHAQUE CAPTEUR DE DONNEES IN-SITU INSTALLES A KUJJUAQ PENDANT LA PERIODE D'ETUDE.....	92
TABLEAU 4-7	PREMIER JOUR ET LA DUREE DE GEL-DEGEL DU SOL A PARTIR DES CARTES DE GEL-DEGEL D'AMSR-E AINSI LES DONNEES IN SITU D'UN CAPTEUR A INSTALLES A LA TOUNDRA A KUJJUAQ	98
TABLEAU 4-8	PREMIER JOUR DE LA COUVERTE NIVALE AINSI QUE PREMIER JOURS SANS NEIGE DU SOL A PARTIR DES CARTES DE LA COUVERTE DE NEIGE DU SOL D'AMSR-E ET LES DONNEES MESUREES SUR LE TERRAIN A LA TOUNDRA A KUJJUAQ.....	99
TABLEAU 4-9	RESULTATS DERIVES DES IMAGES AVHRR-KANGIQSUALUJJUAQ.....	102
TABLEAU 4-10	RESULTATS DES JOURNEES DE GEL-DEGEL DU SOL POUR LES PERIODES D'ETUDES-SALLUIT.....	105
TABLEAU 4-11	RESULTAT DERIVES DES IMAGES AVHRR-SALLUIT.....	106
TABLEAU 4-12	ACCORD STATISTIQUE ENTRE LES CARTES JOURNALIERES DE GEL-DEGEL D'AMSR-E ET CELLES DE MODIS LST	113
TABLEAU 4-13	DONNEES IN SITU DE NEIGE D'UMIUAQ OBTENUE DU SITE DE MDDELCC	115
TABLEAU 4-14	COMPARAISON ENTRE T_{AIR} , T_5 ET LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA COUVERTURE DE NEIGE PRES D'UMIUAQ EN 2012 (SELON LE RESULTAT DU TRAVAIL DE YANNICK DUGUAY, COMMUNICATION PERSONNELLE).....	116
TABLEAU 4-15	VALEURS MAXIMALES DE SENSIBILITE RELATIVE DES RESULTATS DE GEL DU SOL A T_B AUX FREQUENCES DE 19 ET 37 GHZ, V POUR LES QUATRE PERIODES DE TRANSITIONS CHOISIS	126
TABLEAU 5-1	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU POURCENTAGE D'EAU DANS UN PIXEL DE SMOS (1.4 GHZ, 21 CM) ET DES DATES DIFFERENTES (16 FEVRIER, 20 AVRIL, 21 JUILLET ET 15 NOVEMBRE 2011), EN LES POLARISATIONS HORIZONTALE ET VERTICALE AINSI QUE LES TEMPS DIFFERENTS D'ENREGISTREMENT DES DONNEES AM ET PM.....	138

TABLEAU 5-2	NOMBRE DE JOURS DE DONNEES A COMPARER POUR LES DEUX JEUX DE DONNEES (DONNEES IN SITU ET CELLES DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DE DONNEES SMOS), DEMARCHES A ET B	148
TABLEAU 5-3	RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM) ET LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL ESTIMEE PAR LES DONNEES SMOS, ET AM, PM, ET LA JOURNEE COMPLETE POUR LA PERIODE DU GEL (2011-10-01 A 2012-02-01) A UMIUJAQ (DEMARCHES A ET B).....	149
TABLEAU 5-4	NOMBRE DE JOURS DE DONNEES A COMPARER POUR LES DEUX JEUX DE DONNEES (DONNEES IN SITU ET CELLE DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DE DONNEES SMOS), DEMARCHES A ET B	153
TABLEAU 5-5	RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM) ET LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL ESTIMEE PAR LES DONNEES SMOS, ET AM, PM, ET LA JOURNEE COMPLETE POUR LA PERIODE DU DEGEL (2012-03-15 A 2012-06-20) A UMIUJAQ (DEMARCHES A ET B).....	155
TABLEAU 5-6	DIAGRAMME RESUMEE DE LA MATRICE DE CONFUSION ; EXTRAIT DE (COHEN, 1960).....	160
TABLEAU 5-7	COMPARAISON DES VALEURS DE PRECISIONS GLOBALES ET DES INDICES KAPPA POUR 12 CAPTEURS DE TEMPERATURE (PERIODE DE GEL DU SOL)	161
TABLEAU 5-8	COMPARAISON DES VALEURS DE PRECISIONS GLOBALES ET DES INDICES KAPPA POUR 12 CAPTEURS DE TEMPERATURE (PERIODE DE DEGEL DU SOL).....	161
TABLEAU 5-9	RESULTAT DERIVES DES IMAGES AVHRR-KANGIQSUALUJUAQ	164
TABLEAU 5-10	VALEUR MAXIMALE DE LA SENSIBILITE RELATIVE DE GEL DU SOL A PARTIR DES DONNEES SMOS (H ET V) ET EN MODE D'ACQUISITIONS (AM ET PM)	167

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1-1	PROFONDEUR DE PENETRATION DANS LE SOL EN FONCTION DE LA TENEUR EN EAU VOLUMETRIQUE DU SOL, LA FREQUENCE ET LE TYPE DE SOL (ULABY ET AL., 2014)	7
FIGURE 1-2	CLASSES DE CAPTEURS DE MICRO-ONDES (ULABY ET AL., 2014).....	8
FIGURE 1-3	ADVANCED MICROWAVE SCANNING RADIOMETER (AMSR), (ULABY ET AL., 2014).....	9
FIGURE 2-1	PRINCIPE DE CAPTEUR MICRO-ONDES PASSIVES.	16
FIGURE 2-2	CONSTANTE DIELECTRIQUE EN FONCTION DE L’HUMIDITE DU SOL POUR 5 TYPES DE SOL A LA FREQUENCE DE 1.4 GHZ. D’APRES ULABY ET AL. 1986.....	17
FIGURE 2-3	REFRACTION ET REFLEXION DE L’ONDE ELECTROMAGNETIQUE	19
FIGURE 2-4	CONTRIBUTIONS A LA TEMPERATURE DE BRILLANCE OBSERVEE PAR LE CAPTEUR SATELLITAIRE (ENTEKHABI, 2014).....	24
FIGURE 2-5	POLARISATION VERTICALE (ROUGE) ET HORIZONTALE (NOIR) D’UNE ONDE ELECTROMAGNETIQUE	27
FIGURE 2-6	DEFINITION DES GRILLES DE LA MISSION SMAP POUR COMBINER LA RESOLUTION FAIBLE ET LA HAUTE RESOLUTION AFIN DE GENERER LA RESOLUTION INTERMEDIAIRE (DAS ET AL., 2011)	43
FIGURE 3-1	CARTE DE L’OCCUPATION GENERALE DU SOL DU NUNAVIK ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX VILLAGES.	49
FIGURE 3-2	RESEAU NORDIQUE DU CLIMAT ET D’OBSERVATION DE L’ENVIRONNEMENT (CENTRE D’ÉTUDE NORDIQUES).....	50
FIGURE 3-3	CLASSES CLIMATIQUES SELON LITYNSKI, 1988, (TEMPERATURE, SAISON DE CROISSANCE EN JOURS, ET PRECIPITATION) .	51
FIGURE 3-4	SITUATION DES CAPTEURS DE TEMPERATURE DE SURFACE PROCHE DU VILLAGE DE KUUJJUAQ	55
FIGURE 3-5	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE ET TYPE DU SOL; SENSEUR #1	56
FIGURE 3-6	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE ET TYPE DU SOL; SENSEUR # 4	56
FIGURE 3-7	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE ET TYPE DU SOL; SENSEUR #5	57
FIGURE 3-8	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE ET TYPE DU SOL; SENSEUR #6	57
FIGURE 3-9	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE ET TYPE DU SOL; SENSEUR #7	58
FIGURE 3-10	CARTE DE LA SITUATION DES SONDAS D’HUMIDITE DU SOL AU NORD ET A L’EST D’UMIUJUAQ	59
FIGURE 3-11	DIVERSITE DE LA COUVERTURE VEGETALE DU PARC DE TURSUUJUAQ ; A) TOUNDRA ARBUSTIVE, B) TAPIS DE MOUSSE SUR UNE BUTTE DE PERGELISOL C) TOURBIERE ARBUSTIVE D) LICHEN EN ZONE DE FORET OUVERTE, E) FORET BOREALE PRES DU LAC A L’EAU CLAIRE, F) ZONE DE LICHEN PRES D’UN AFFLEUREMENT ROCHEUX.	60
FIGURE 3-12	CARTE DU NUNAVIK ILLUSTRANT LA LOCALISATION DU NOUVEAU PARC NATIONAL DE TURSUUJUAQ.....	61
FIGURE 4-1	SITUATION DES THERMOCOUPLES (TIDBIT) AU SITE DE KUUJJUAQ DANS UN PIXEL D’AMSR-E	67
FIGURE 4-2	ORGANIGRAMME DES ETAPES POUR PRODUIRE LES CARTES DE GEL-DEGEL UTILISANT LES ALGORITHMES DE JUDGE (1997) ET LAGACE (2002), ET ROYER (2010)	72

FIGURE 4-3	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU POURCENTAGE D'EAU DANS UN PIXEL D'AMSR-E POUR LES FREQUENCES DE (A) 37 GHZ ET (B) 19 GHZ	74
FIGURE 4-4	ÉCART ENTRE LES VALEURS DU GRADIENT SPECTRAL (GTV) ET LES VALEURS DU GRADIENT SPECTRAL PONDERE (GTVP) POUR LE A) 20 NOVEMBRE, B) 15 DECEMBRE, C) 20 MARS, D) 15 AVRIL, 2008	77
FIGURE 4-5	POSITION DU POINT DE VERIFICATION DE LA RELATION ENTRE L'EMISSIVITE ET LA PRESENCE DE NEIGE.....	79
FIGURE 4-6	VARIATION DE L'EMISSIVITE NORMALISEE SELON DE LA PRESENCE DE NEIGE PAR JOUR D'AUTOMNE 2008.....	82
FIGURE 4-7	CARTES DE GTVP ET DE CTB37GHZV FAITES A PARTIR D'OBSERVATIONS D'AMSR-E; (A) 10 NOVEMBRE 2008, (B) 5 DECEMBRE 2008	84
FIGURE 4-8	EXEMPLE DE CARTES DE TENDANCE DE GEL DU SOL DERIVE DES DONNEES AMSR-E SUR L'OCCUPATION DU SOL. LE GEL DU SOL AU NUNAVIK COMMENCE DU NORD ET DU NORD-EST OU L'ALTITUDE EST PLUS ELEVEE ET A ATTEINT AU CENTRE ET PUIS A L'OUEST-SUD OU IL Y A BEAUCOUP DE GRANDS LACS.	85
FIGURE 4-9	EXEMPLE DE CARTES DE TENDANCE DE DEGEL DU SOL DERIVE DES DONNEES AMSR-E SUR L'OCCUPATION DU SOL. LE DEGEL DU SOL COMMENCE AU SUD DU NUNAVIK OU IL Y A BEAUCOUP DE GRANDS LACS, ET A ATTEINT LES REGIONS DU NORD OU L'ALTITUDE EST PLUS ELEVEE.	86
FIGURE 4-10	VARIATION SPATIALE DES JOURS DE GEL DU SOL DANS LA ZONE D'ETUDE DU 16 SEPTEMBRE 2008 AU 28 FEVRIER 2009	87
FIGURE 4-11	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU TYPE D'OCCUPATION DU SOL POUR DEUX FREQUENCES (A) 19GHZ,V ET (B) 37GHZ,V.....	89
FIGURE 4-12	DIAGRAMMES D'ETAT DU SOL, AUTOMNE 2007	94
FIGURE 4-13	DIAGRAMMES D'ETAT DU SOL, PRINTEMPS 2008	95
FIGURE 4-14	VARIATION TEMPORELLE DU GEL-DEGEL DU SOL EN COMPARANT LA $T_{AIR-MIN}$ ET LA T_s A KUUUJUAQ; A) LA PERIODE DE GEL DU SOL, B) LA PERIODE DE DEGEL DU SOL.....	97
FIGURE 4-15	VARIATION TEMPORELLE DU GEL-DEGEL DU SOL EN COMPARANT LA $T_{AIR-MIN}$ ET LA T_s A KANGIQSUALUJUAQ, A) LA PERIODE DE GEL DU SOL, B) LA PERIODE DE DEGEL DU SOL.....	101
FIGURE 4-16	VARIATION TEMPORELLE DU GEL-DEGEL DU SOL EN COMPARANT LA $T_{AIR-MIN}$ ET LA T_s OBTENUES DE DEUX STATIONS A SALLUIT (SUD ET NORD). A ET C) LA PERIODE DE GEL DU SOL, B ET D) LA PERIODE DE DEGEL DU SOL.....	104
FIGURE 4-17	ACCORD STATISTIQUE ENTRE LES RESULTATS DE GEL-DEGEL D'AMSR-E ET CEUX DE DONNEES MESUREES SUR LE TERRAIN	107
FIGURE 4-18	EXEMPLE D'IMAGES MODIS DE NUNAVIK, 18 -11-2008	108
FIGURE 4-19	CARTES DE T_s MENSUELLE DE MODIS PRODUITES PAR HACHEM ET AL. (2009)	112
FIGURE 4-20	UNE EXEMPLE DU CALCUL DES INTERVALLES DE CONFIANCE DE M_{LR} POUR LA T_b 19GHZ,V D'UNE IMAGE D'AMSR-E	120
FIGURE 4-21	INTERVALLES DE CONFIANCE DE M_{LR} POUR LES T_b AUX 19 ET 37GHZ,V.....	121

FIGURE 4-22	SENSIBILITE RELATIVE DES RESULTATS DE GEL DU SOL A T_b AUX FREQUENCES 19 ET 37GHZ,V POUR LA PERIODE DE TRANSITION DE GEL (2008-11-10 A 2009-01-12)	124
FIGURE 4-23	SENSIBILITE RELATIVE DES RESULTATS DE GEL DU SOL A T_b AUX FREQUENCES 19 ET 37GHZ,V POUR LA PERIODE DE TRANSITION DE DEGEL (2008-03-25 A 2008-05-25).....	125
FIGURE 5-1	ILLUSTRATION DE LA COUVERTURE SPATIALE DU SATELLITE SMOS POUR UN ANGLE D'INCIDENCE DE $40,0 \pm 0,5$ DEGRE. LA COUVERTURE DE NUNAVIK N'EST PAS TOUJOURS COMPLETE.	130
FIGURE 5-2	ORGANIGRAMME DE PRODUCTION DES CARTES DE GEL-DEGEL UTILISANT LES DONNEES MICRO-ONDES PASSIVES EN BANDE L ADAPTE DE L'ALGORITHME DE KIM ET AL. (2011)	135
FIGURE 5-3	PHOTO DU BASSIN DE LA RIVIERE SHELDRAKE, PRISE D'UN HELICOPTERE, ILLUSTRANT LES NOMBREUX LACS ET LES MILIEUX HUMIDES A L'EST D'UMIUAQ.....	136
FIGURE 5-4	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU POURCENTAGE D'EAU DANS UN PIXEL DE SMOS (1.4 GHZ, 21 CM) LE 15 FEVRIER 2011, POUR LES POLARISATIONS HORIZONTALE OU VERTICALE AINSI QUE LES TEMPS DIFFERENTS D'ENREGISTREMENT DES DONNEES AM ET PM.	137
FIGURE 5-5	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU POURCENTAGE D'EAU DANS UN PIXEL DE SMOS (1.4 GHZ, 21 CM) L'HIVER ET L'ETE EN POLARISATION HORIZONTALE LE MATIN (AM). A) 14 FEVRIER, B) 17 AVRIL, C) 19 AOUT, D) 27 SEPTEMBRE 2011	140
FIGURE 5-6	VARIATION DES TEMPERATURES DE BRILLANCE EN FONCTION DU POURCENTAGE D'EAU DANS UN PIXEL DE SMOS (1.4 GHZ, 21 CM) L'HIVER ET L'ETE EN POLARISATION VERTICALE LE MATIN (AM). A) 14 FEVRIER, B) 17 AVRIL, C) 19 AOUT, D) 27 SEPTEMBRE 2011	141
FIGURE 5-7	EXEMPLE DE REGRESSION LINEAIRE ENTRE LE FACTEUR D'ECHELLE SPATIAL ET SAISONNIER, ΔTBP [K], PROVENANT DE DONNEES T_b DE SMOS (AM ET PM) VS LA TEMPERATURE DE L'AIR DE SURFACE QUOTIDIENNE DE NNR, DANS UN PIXEL, ET POUR LES POLARISATIONS DIFFERENTES : A ET B) LA POLARISATION HORIZONTALE ET LE MODE D'ACQUISITION DE DONNEES AM ET PM RESPECTIVEMENT (DEMARCHE A); C ET D) LA POLARISATION HH ET LE MODE D'ACQUISITION DE DONNEES AM ET PM RESPECTIVEMENT (DEMARCHE B)	144
FIGURE 5-8	UN PIXEL D'EASE-GRID A ETE CLASSE COMME GELE (0) OU NON GELE (1), OU LES DEUX RESULTATS DE SMOS AM ET PM ONT MONTRE LA MEME VALEUR DE CLASSIFICATION DE GEL-DEGEL. EN CAS DE VALEURS DIFFERENTES POUR LES RESULTATS DE SMOS AM ET PM DU MEME PIXEL, SI LE RESULTAT D'AM INDIQUE GELE (0) TANDIS QUE LE CLASSEMENT DE PM INDIQUE DES CONDITIONS DE DEGEL (1), L'ETAT DU SOL EST EN TRANSITION (DEGEL PRINTANIER PAR EXEMPLE), SINON LE CAS EST EN TRANSITION INVERSE	145
FIGURE 5-9	UN DES CAPTEURS DE DONNEES DU SOL (TEMPERATURE ET CONTENU EN EAU) INSTALLE A UMIUAQ.....	146
FIGURE 5-10	DEMARCHE A : RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREES; LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM), (A) AM, (B) PM, ET (C) LA JOURNEE COMPLETE, PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU GEL (2011-10-01 A 2012-02-01) A UMIUAQ.....	150

FIGURE 5-11	DEMARCHE B : RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREES; LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM), (A) AM, (B) PM, ET (C) LA JOURNEE COMPLETE, PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU GEL (2011-10-01 A 2012-02-01) A UMIUJAQ.....	151
FIGURE 5-12	RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREE; LA TENEUR EN EAU DU SOL (-5, -10, -20 CM), PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU GEL (2011-10-01 A 2012-02-01) A UMIUJAQ. (A) DEMARCHE A, (B) DEMARCHE B.....	152
FIGURE 5-13	DEMARCHE A : RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREE; LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM), (A) AM, (B) PM, ET (C) LA JOURNEE COMPLETE, PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU DEGEL (2012-03-15 A 2012-06-20) A UMIUJAQ.....	156
FIGURE 5-14	DEMARCHE B : RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREE; LA TEMPERATURE DU SOL (-5CM), (A) AM, (B) PM, ET (C) LA JOURNEE COMPLETE, PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU DEGEL (2012-03-15 A 2012-06-20) A UMIUJAQ.....	157
FIGURE 5-15	RESULTATS DE LA COMPARAISON ENTRE LE RESULTAT DE L'ETAT DU SOL OBTENUE DES DONNEES SMOS ET LES DONNEES MESUREE; LE TENEUR EN EAU DU SOL (-5, -10, -20 CM), PENDANT UNE PERIODE SELECTIONNEE DU DEGEL (2012-03-15 A 2012-06-20) A UMIUJAQ. (A) DEMARCHE A, (B) DEMARCHE B.....	158
FIGURE 5-16	HISTOGRAMME DES RESULTATS DE LA PRECISION GLOBALE (PG) ET DE L'INDICE KAPPA POUR 12 CAPTEURS DE TEMPERATURE DANS LE SOL POUR LES DEUX POLARISATIONS HORIZONTALE ET VERTICALE POUR LES PERIODES DE (A) GEL (B) DEGEL DU SOL	162
FIGURE 5-17	LA SENSIBILITE RELATIVE DE GEL DU SOL A PARTIR DES DONNEES SMOS EN POLARISATIONS (H ET V) ET EN MODES D'ACQUISITIONS DE DONNEES (AM ET PM) ; A) H-AM, B) V-AM, C) H-PM, D) V-PM	166

LISTE DES ABRÉVIATIONS

IPY	International Polar Year
API	Année Polaire Internationale
ASC	Agence Spatiale Canadienne
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
SCF/CFS	Service Canadien des Forêts/Canadian Forest Service
SMAP	Soil Moisture Active and Passive
SAR	Synthetic-Aperture Radar
RSO	Radar à synthèse d'ouverture
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
MIRAS	Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
NOAA-14	National Oceanic Atmospheric Administration
NPP	Net Primary Productivity
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NSCAT	NASA Scatterometer
CSA	Canadian Space Agency
EC	Environment Canada
AAFC	Agriculture and Agri-Food Canada
CNES	National d'Études Spatiales
CDIT	Centre pour le développement de la technologie industrielle
ESA	Agence Spatiale Européenne

GES	Gaz à effet de serre
WMO	World Meteorological Organisation
ISAR	Inverse Synthetic-Aperture Radar
F/T	Freeze/Thaw
RMS	Root Mean Square
RAR	Radars à ouverture réelle
LPRM	Land Parameter Retrieval Model
VWC	Vegetation Water Content
JPL	Jet Propulsion Laboratory
CEN	Centre d'études nordiques
CCT	Centre Canadien de Télédétection
INRS-ETE	Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau-Terre-Environnement
MRNF	Ministère des Ressources Naturelles et de Faune
MDDEP	Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs
GIS	Geographic Information System
FT_ESDR	F/T Earth System Data Record
GMAO	Global Modeling Assimilation Office
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCDC	National Climate Data Center
NNR	(NCEP- NCAR) Reanalysis
STA	Seasonal Threshold Approach
EEN	Équivalent en eau de la neige au sol
GTVP	Gradient de température en polarisation verticale pondérée

Cal/Val	Calibration/Validation
TFW	Tiff World File
HPA	High-Power Amplifier
HDF	Hierarchical Data Format
ATBDs	Algorithm Theoretical Basis Documents
NEE	Net Ecosystem Exchange
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2
MIS	Microwave Imager Sounder
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
GCOM-W1	Global Change Observation Mission 1st-Water
NPOESS	National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System
RFI	Radio-Frequency Interference
CTA	Constant Threshold Algorithms
TSS	Time Series Singularity
GRMDM	Generalized Refractive Mixing Dielectric Model
FFrel	relative Frost Factor
NPR	Normalized Polarization Ratio
PR	Polarization Ratio

LISTE DES SYMBOLES INTRODUCTION GÉNÉRALE

T_{eff}	Température effective
T_S	Température de surface
T_C	Température du couvert végétal
T_{BV}	Température de brillance verticale
T_{BH}	Température de brillance horizontale
λ	Longueur d'onde
e	Emissivité
ε	Constante diélectrique
ε'	Partie réelle de la constante diélectrique
ε''	Partie imaginaire de la constante diélectrique
P	Polarisation (H ou V)
τ_p	Opacité nadir de la végétation
ω_p	Albédo de diffusion simple de la végétation
r_p	Réflectivité du sol
θ	Angle d'incidence (40° pour SMAP)
V	Polarization vertical
H	Polarization horizontal
ε_r	Constant diélectrique complexe

1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Mise en contexte

Le réchauffement du système climatique mesuré sur toute la planète durant les dernières décennies est sans équivoque, et l'influence humaine dans l'émission de gaz à effet de serre (GES) est clairement établie (Collins *et al.*, 2013). Par contre, les changements ne seront pas uniformes sur le globe (Côté *et al.*, 2014). Ces dernières années, la température du sol a subi des modifications dans les régions Boréales et Arctiques. La moyenne annuelle de la température de la surface de ces régions a augmenté de 2°C à 4°C par décennie (Hinzman *et al.*, 2005, Jones *et al.*, 2007, Oechel *et al.*, 1993, Serreze *et al.*, 2000). Ce réchauffement a augmenté d'environ 7°C par décennie pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle dans les régions nordiques de latitude élevée, sauf de l'Atlantique Nord et Groenland, surtout en hiver et au printemps. Il modifie l'équilibre énergétique de la surface terrestre et des systèmes hydriques ainsi que du climat (Smith *et al.*, 2004).

Les modèles climatiques prévoient la poursuite du réchauffement et une augmentation des débits moyens des rivières du Nord du Québec au printemps et en automne pour l'horizon 2041-2070. Dans le Nord et le Centre du Québec, la saison de gel a eu tendance à raccourcir ces dernières années (Côté *et al.*, 2014). La longueur de la saison de gel se définit comme la période entre le premier jour de gel, où la température moyenne quotidienne est sous 0°C et le dernier jour de gel, où la température quotidienne moyenne est au-dessus de 0°C (Côté *et al.*, 2014).

Dans les régions subarctiques, la température de l'air et les précipitations sont deux variables climatique clés. Des nombreux processus comme la fonte printanière, la croissance de la végétation, et le gel-dégel du sol sont sensibles aux changements de température ; la couverture de neige, les ressources en eau, et l'écologie de la région sont sensibles aux précipitations. Les diverses sources de données montrent que la deuxième moitié du 20^e siècle a été plus chaude au Nunavik, mais il y a une certaine incertitude quant aux années où la récente période de réchauffement a commencé en raison de la grande variabilité interannuelle du climat dans cette région. Les données de température de l'air enregistrées aux stations météorologiques montrent une période de réchauffement rapide au début des années 1990 (Allard *et al.*, 2012).

La durée du couvert nival et de l'englacement diminue à un taux de 1 jour/an, les températures du sol se sont réchauffées de 2°C avec une augmentation significative de la couche active du pergélisol. Les glaciers dans les Torngats ont perdu approximativement 20% de leur superficie entre 2005 et 2007. Selon l'expérience traditionnelle des Inuits, ces changements récents sont au-delà de leurs observations. Combinés à l'incertitude des prévisions météorologiques, ces changements ont de forts impacts sur la santé humaine, la sécurité, les infrastructures municipales ainsi que l'accès au territoire et aux ressources. Les projections climatiques entre 2041 et 2070 prévoient la continuité du réchauffement climatique ainsi que l'augmentation des précipitations sur la région (Allard *et al.*, 2012).

Le cycle de gel-dégel au Nunavik a été défini comme le nombre de jours où T_{\max} de l'air quotidienne est supérieur à 0°C et T_{\min} de l'air quotidienne est inférieur à 0°C (Allard *et al.*, 2012). Ce cycle saisonnier de la température du sol et la longueur de la saison de gel est un phénomène majeur dans le système climatique et il joue un rôle important dans le fonctionnement des écosystèmes. Par exemple, le gel du sol en Forêt Boréale et dans la Toundra limite le taux de photosynthèse et la respiration, spécialement dans les régions de haute altitude, car il diminue l'évaporation qui influence le transfert d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Le gel du sol a également un impact sur la productivité annuelle des écosystèmes, le cycle du carbone et le soulèvement par le gel. Il diminue aussi la pénétration de l'eau dans le sol et modifie les conditions du ruissellement de surface (England, 1990, Hayashi, 2013, Lagacé *et al.*, 2002, McDonald *et al.*, 2005a, McDonald *et al.*, 2004, Nemani *et al.*, 2003, Smith *et al.*, 2004, Way *et al.*, 1997).

C'est la présence d'eau dans les pores du sol qui cause le gel du sol. Un sol sec ne gèle pas à la même température qu'un sol humide. La vitesse à laquelle le gel se propage dans le sol dépend de ses propriétés physiques (le texture, la porosité), de sa teneur en eau, des conditions météorologiques (la température de l'air, la présence de neige et son épaisseur) ainsi que de sa couverture végétale. L'eau du sol gèle lorsque la température de la surface du sol est inférieure à 0°C, et dans ce cas, une quantité significative de l'eau liquide reste dans le sol gelé. De plus, la couverture végétale influence l'accumulation de neige qui isole le sol et réduit également la durée de la période de gel ce qui a un impact sur la croissance de la végétation (Hayashi, 2013, Lagacé *et al.*, 2002).

Les régions boréales et arctiques constituent une mosaïque complexe de l'occupation du sol où la structure de la végétation, son état et sa distribution sont fortement influencées par des facteurs environnementaux tels que l'humidité du sol et la disponibilité des éléments nutritifs, le pergélisol, la longueur de la saison de croissance. Dans ces environnements, la saison de croissance est déterminée principalement par la longueur de la période de sol non gelé. (Frolking *et al.*, 1996, Kim *et al.*, 2011, McDonald *et al.*, 2004, Randerson *et al.*, 1999). Les variations temporelles du début du gel à l'automne sont importantes, mais ont généralement moins d'impact sur la productivité annuelle en raison de l'importance accrue des autres facteurs de contrôle sur l'activité photosynthétique telle la longueur de la période de photosynthèse (Kimball *et al.*, 2004). À cause de la respiration du sol ainsi que de l'accélération de l'activité photosynthétique des plantes avec des températures plus chaudes et l'abondance de l'eau liquide au printemps, les réponses au dégel saisonnier de l'écosystème sont rapides dans les environnements gelés saisonnièrement (Black *et al.*, 2000, Goulden *et al.*, 1998, Jarvis *et al.*, 2000).

Une caractérisation précise du moment des transitions de gel-dégel et de la durée de la saison de dégel, peut contribuer à la compréhension du fonctionnement des écosystèmes nordiques (McDonald *et al.*, 2004, Way *et al.*, 1997). Elle définit généralement la durée de la couverture neigeuse saisonnière, la persistance du gel des sols, et le moment de la débâcle des lacs et rivières au printemps (Kimball *et al.*, 2001, Kimball *et al.*, 2004). De plus, la connaissance du cycle saisonnier gel-dégel du sol permettra d'évaluer l'humidité du sol ainsi que la perte d'eau. La période saisonnière de dégel du sol délimite également la saison de croissance de la végétation, tandis que la variabilité annuelle de la période gel-dégel a un impact direct sur la production primaire nette et d'échange de CO₂ net de l'écosystème (NEE) avec l'atmosphère (Goulden *et al.*, 1998, Vaganov *et al.*, 1999).

La télédétection utilise la mesure des rayonnements électromagnétiques réfléchis, émis ou rétrodiffusés d'objets étudiés dans différentes fréquences. Par exemple, les objets étudiés tels le sol, la végétation, la couverture de neige émettent de l'énergie dans les micro-ondes (0,3-30cm). Pour estimer le cycle du gel-dégel du sol et la présence de neige sur le sol, nous avons eu recours aux hyperfréquences¹, généralement indépendantes des contraintes atmosphériques et de

¹ Les ondes radioélectriques correspondant aux hyperfréquences sont aussi appelées micro-ondes.

l'éclairage solaire. L'acquisition continue de données spatiales dans les micro-ondes permet de suivre, en tout temps, de jour comme de nuit, les conditions du sol (l'humidité du sol), la teneur de l'eau de la végétation et l'équivalent en eau de la neige.

Les capteurs de micro-ondes sont des outils bien adaptés pour surveiller le cycle de gel-dégel des régions boréales et arctiques de l'Amérique du Nord (Kim *et al.*, 2011, McDonald *et al.*, 2004). L'humidité du sol augmente le contraste diélectrique entre le sol et l'air, ainsi que la diffusion de surface et l'émissivité. Le sol gelé se comporte comme un sol sec dans les fréquences micro-ondes. Des études antérieures du cycle de gel-dégel avec les capteurs de micro-ondes passifs de faible résolution spatiale comme SSM/I ou AMSR-E ont donné des résultats encourageants (Jones *et al.*, 2007, Kalantari *et al.*, 2009, Kim *et al.*, 2011).

1.2 Les questions concernant les récupérations le gel-dégel du sol

Les paramètres physiques qui influencent les observations micro-ondes passives comprennent la constante diélectrique, l'humidité de surface, l'occupation du sol, la couverture nivale et l'état de continuum sol-végétation (gel ou dégel) (Bartsch *et al.*, 2007, De Sève, 1999, Jackson *et al.*, 1991, Lagacé *et al.*, 2002, McDonald *et al.*, 2004, Njoku *et al.*, 2006, Njoku *et al.*, 2003, Owe *et al.*, 2001, Prigent *et al.*, 2005).

En effet, des molécules d'eau liquide ont une influence dominante sur la constante diélectrique du sol, en raison de leur nature fortement polaire. La constante diélectrique des sols humides est beaucoup plus grande que celle de sols secs. Quand l'eau du sol gèle les molécules d'eau perdent leur mobilité et se lient à un réseau cristallin. La constante diélectrique est alors considérablement réduite, affectant à la fois les émissions et la rétrodiffusion au signal micro-ondes. Pour cette raison, la signature de micro-ondes d'un sol gelé est similaire à celle d'un sol très sec (Ulaby *et al.*, 1986, Wegmüller, 1990).

En général, les paysages de la cryosphère terrestre se composent d'un substrat, le sol, qui peut être couvert par une combinaison de végétation et de neige, saisonnière ou permanente. La signature spectrale, quantité d'énergie émise ou réfléchi en fonction de la longueur d'onde, représente un échantillon des caractéristiques diélectriques du paysage global et de ses caractéristiques structurelles (troncs, tiges, feuilles, par rapport au sol). Chaque type de plantes

ou d'arbres possède une signature spectrale unique qui dépend de sa croissance, mais aussi des conditions et contraintes environnementales (l'humidité, la température, etc.).

Les contributions de premier ordre à la température de brillance du paysage sont les suivantes :

- ❖ L'émission de la surface sous-jacente (le sol) dont la propagation vers le haut est atténuée par la végétation ;
- ❖ L'émission de la végétation se propageant vers le haut ;
- ❖ Le volume de l'émission de la végétation se propageant vers le bas réfléchi vers l'arrière à travers de la végétation par le sol sous-jacent (Frolking et al., 1996, Randerson et al., 1999, Robinson et al., 1993).

De plus, l'hétérogénéité spatiale d'un pixel donné influence la température de brillance et l'émissivité du sol (micro-ondes passives). En bref, d'après les résultats de (Jones *et al.*, 2007), nous pouvons écrire :

- ❖ Une forte corrélation entre T_b et $T_{\text{air-min}}$ dans les zones forestières ($r > 0,85$),
 $f = 18,7$ GHz;
- ❖ Une meilleure corrélation entre T_b et $T_{\text{air-min}}$ dans les zones non forestières
($r > 0,80$), $f = 18,7$ GHz;
- ❖ Une corrélation linéaire entre T_b et T_s dans des zones de moindre occupation et de plus grande humidité du sol ;
- ❖ Une absence de corrélation pour l'eau libre (ex : les lacs).

Comme mentionné précédemment, la présence d'eau libre comme les lacs, les rivières et les réservoirs influence la température de brillance, l'émissivité, la constante diélectrique et le rayonnement réfléchi. La constante diélectrique joue un rôle majeur dans la rétrodiffusion radar, car elle permet au capteur d'obtenir des informations sur des propriétés du sol telles que l'humidité. Autrement dit, la valeur de la constante diélectrique est directement liée à la teneur en eau du sol et contribue largement à la rétrodiffusion. En outre, l'émissivité du sol gelé augmente le rapport des constantes diélectriques de l'air et de la glace qui est plus faible que celle entre l'air et l'eau libre. En outre, le sol gelé est transparent aux rayonnements et présente une émission plus élevée que le sol humide (Wegmüller, 1990). Si les masses d'eau sont plus petites que la

résolution du pixel, la partie fractionnaire de l'eau dans le pixel doit être prise en compte par les algorithmes de micro-ondes passives (De Sève, 1999).

Par ailleurs, la neige sur le sol exerce une forte influence sur l'interaction entre l'atmosphère et la surface du sol en raison des propriétés uniques de l'albédo élevée, de la faible conductivité thermique et de la chaleur latente élevée. En outre, la présence de neige et son épaisseur sont deux facteurs météorologiques contrôlant la vitesse de congélation du sol. De plus, l'état de la couverture de neige influe sur l'intensité de rétrodiffusion. Pour les couvertures de neige sèche, la constante diélectrique est légèrement supérieure à celle de l'air. La diffusion à l'intérieur du volume de neige augmente avec la densité de la neige et diminue avec la longueur d'onde. Dans la bande L, la neige sèche est transparente : le signal atteint le sol et la rétrodiffusion dépend principalement des conditions du sol (l'humidité, la rugosité) ainsi que de l'angle d'incidence. Cependant, la présence d'eau liquide dans la couche de neige augmente la constante diélectrique et l'absorption des micro-ondes (De Sève, 1999).

1.3 Pourquoi utiliser les micro-ondes pour cartographier le gel du sol ?

La raison la plus importante de l'utilisation de micro-ondes est leur capacité à pénétrer les nuages même dans la pluie, et leur indépendance à l'égard du soleil comme source d'éclairage. Les nuages ont un effet significatif seulement pour les longueurs d'onde inférieures à 2cm, et l'effet n'est vraiment marqué que lorsque la longueur d'onde est inférieure à 1cm. La pluie a un effet plus important que les nuages, mais cet effet est négligeable au-dessous de 4 cm. À certaines fréquences des micro-ondes passives, les effets d'atténuation des nuages et la pluie peuvent masquer la surface. Cependant, cette même atténuation fournit un signal observable qui peut être exploité par des radiomètres micro-ondes pour recueillir des informations sur les paramètres géophysiques d'intérêt comme la fraction totale de l'eau liquide, la distribution de la taille des gouttelettes dans les nuages, la température atmosphérique, et l'intensité de la pluie. Les micro-ondes offrent d'informations sur l'environnement de la Terre qui ne peuvent souvent être obtenues d'aucune autre manière (Ulaby *et al.*, 2014, Ulaby *et al.*, 1981).

La deuxième raison de l'utilisation de micro-ondes, est qu'elles pénètrent plus profondément dans la végétation que les ondes optiques. Le degré de pénétration dans la végétation dépend de la

quantité d'humidité et de la densité de la végétation. Plus grande est la longueur d'onde, plus grande est la pénétration dans la végétation et le sol. Ainsi, une courte longueur d'onde produit des informations sur les couches supérieures de la végétation alors qu'une longueur d'onde plus grande fournit des informations sur les couches inférieures et le sol. En outre, les micro-ondes sont capables de pénétrer de manière significative dans le sol lui-même. La Figure (1-1) illustre la profondeur à laquelle le signal de micro-ondes diminue de 63 pourcent pour trois fréquences et trois types de sols différents. Pour les sols secs, la profondeur de pénétration aux micro-ondes avec fréquences basses est assez importante, et pour les sols humides les micro-ondes en haute fréquence ne pénètrent pas plus d'un centimètre ou deux. Néanmoins, cette pénétration est plus grande que celle obtenue avec le rayonnement visible et infrarouge (Ulaby *et al.*, 2014, Ulaby *et al.*, 1981).

Une troisième raison, peut-être la plus importante, de l'utilisation de micro-ondes (les longueurs d'onde allant de quelques centimètres à un mètre) est que les informations obtenues sont différentes de celles obtenues dans le visible, l'infrarouge et la thermique du spectre électromagnétique de sorte que lorsque les conditions sont favorables pour les trois types d'ondes, les capteurs se complètent mutuellement (Ulaby *et al.*, 2014, Ulaby *et al.*, 1981).

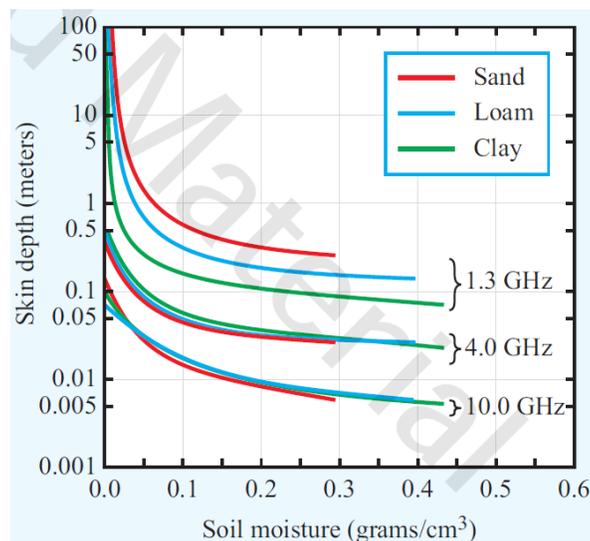


Figure 1-1 Profondeur de pénétration dans le sol en fonction de la teneur en eau volumétrique du sol, la fréquence et le type de sol (Ulaby *et al.*, 2014)

1.4 Un bref aperçu des capteurs micro-ondes

Les instruments micro-ondes de télédétection peuvent être divisés en deux grandes catégories : les passifs, appelés les radiomètres, et les actifs, connu sous le nom de radars (Figure 1-2). Les deux comprennent des antennes et des récepteurs, mais les radars diffèrent des radiomètres parce qu'ils comprennent un émetteur. Les deux classes de capteurs ont été utilisées sur les avions et les satellites pour étudier la Terre et autres planètes. Elles peuvent être subdivisées en sous-catégories en fonction de leurs caractéristiques et de leurs fonctions générales d'exploitation (Ulaby *et al.*, 2014).

Les radiomètres sont des capteurs à micro-ondes passives qui observent l'émission thermique des signaux micro-ondes. L'émission est liée à la température physique et aux propriétés électriques de la surface ou du volume détecté, avec modulation par l'atmosphère intermédiaire. Puisqu'ils ne contiennent pas de transmetteurs, les radiomètres consomment généralement beaucoup moins d'énergie. Ils opèrent sur une plus large gamme de fréquences que les capteurs radar et s'appuient principalement sur des antennes à ouverture réelle, bien que des radiomètres à ouverture synthétique (les interféromètres) sont également utilisés à la fois pour la télédétection du sol et l'observation astronomique. Les sondeurs sont les radiomètres spécialisés conçus pour extraire des profils verticaux de paramètres atmosphériques.

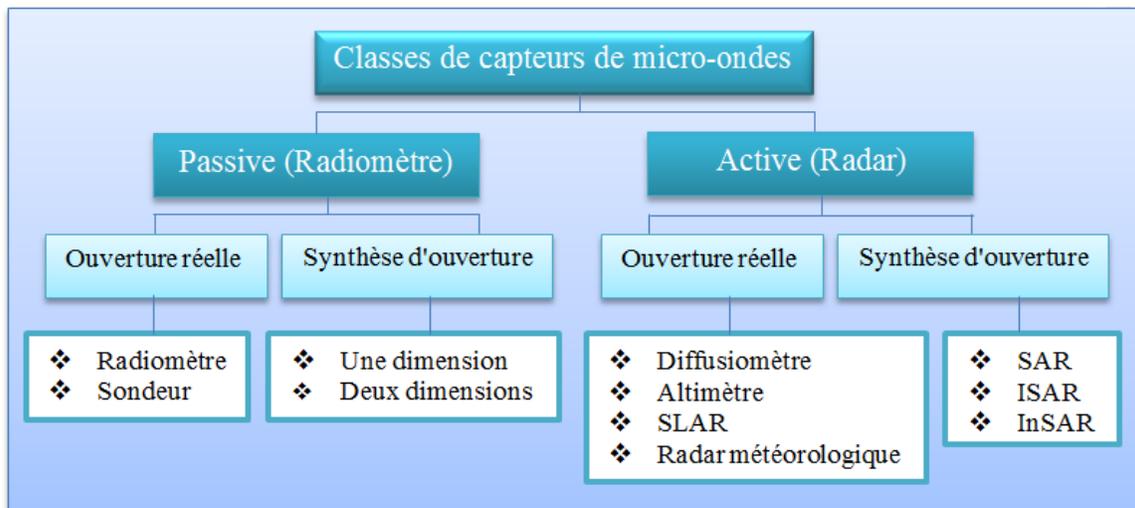


Figure 1-2 Classes de capteurs de micro-ondes (Ulaby *et al.*, 2014)

Les capteurs actifs peuvent être regroupés en cinq catégories générales spécifiées à la Figure 1-2. Comme le suggère leur nom, les radars à synthèse d'ouverture (RSO) utilisent des techniques de traitement de l'antenne à ouverture synthétique, alors que les autres systèmes de capteurs utilisent généralement des antennes à ouverture réelle. Le radar à synthèse d'ouverture inverse (*Inverse Synthetic-Aperture Radar ; ISAR*) est utilisé pour la détection des objets extra-terrestres.

Depuis 1968, les radiomètres de micro-ondes ont été menés à bord de nombreux vaisseaux spatiaux et sont devenus un outil standard pour l'observation de la Terre, en particulier sur l'océan (Ulaby *et al.*, 2014). Les premiers radiomètres avaient un nombre limité de canaux, mais les radiomètres récents ont beaucoup de canaux, qui peuvent inclure la capacité polarimétrique. La Figure 1-3 illustre *Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR)*.



Figure 1-3 **Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), (Ulaby et al., 2014)**

La résolution spatiale des radiomètres est relativement grossière, de l'ordre de 25 à 50km. Le Tableau 1-1 donne les caractéristiques des capteurs micro-ondes les plus récents. La résolution spatiale d'un radiomètre est régie par la largeur du faisceau d'antenne et l'altitude de la plateforme. Étant donné que la largeur du faisceau est approximativement égale à l'inverse du nombre des longueurs d'onde à travers l'antenne, la largeur de faisceau très étroit exige de très grandes dimensions de l'antenne. Ce problème est particulièrement aigu pour les systèmes de radiomètre à basse fréquence qui permettent de mesurer la salinité de surface des mers et l'humidité du sol. Pour surmonter cette limitation et améliorer la résolution de l'imagerie radiométrique, les

systèmes à ouverture synthétique, aussi connus comme interféromètres, ont été développés. Les interféromètres ont été initialement développés pour une utilisation en radioastronomie. Les radiomètres aéroportés à ouverture synthétique étaient exploités dès 1990. Le premier radiomètre à ouverture synthétique vola dans l'espace lors de la mission SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) lancée en 2009. En utilisant 69 antennes couvrant trois bras de 8m, SMOS recueille des mesures radiomètre en bande L qui peuvent être traitées à une résolution spatiale effective de 35 km sur une largeur de 1 000 km (Ulaby *et al.*, 2014).

Tableau 1-1 Capteurs micro-ondes passives les plus récents (2001 à 2015)

Année(s)	Satellite/Acronyme de l'instrument	Fréquence (GHz)	Type de l'antenne	Largeur de fauchée (km)	Résolution (km)
2001-11	Aqua/AMSR-E	6,9; 10,7; 18,7; 23,8; 36,5; 89	Décalage rotation réflecteur parabolique	1445	4 X 6
2001-10	WMAP	22; 30; 40; 60; 90	<i>horns</i> différentielles	plein-ciel	
2002 -	ADEOS-I/AMSR	6,9; 10,7; 18,7; 23,8; 36,5; 89	Décalage rotation réflecteur parabolique	1400	4 X 6
2003 -	Coriolis/WindSat	6,68; 10,7; 18,7; 23,8; 37	Décalage rotation réflecteur parabolique	1000/400(avant/arrière)	8 X 13
2009 -	SMOS	1,41	ouverture synthétique	1500	40
2011-15	Aquarius	1,413	Décalage rotation réflecteur parabolique	340	62 X 68
2012	AMSR2	6,9; 7,3 ;10,7; 18,7; 23,8; 36,5; 89	Décalage rotation réflecteur parabolique	1450	3 X 5
2015 -	SMAP	1,41	Balayage conique réflecteur <i>mesh</i>	1000	39 X 47

La mission SMAP, équipée à la fois d'un radiomètre et d'un radar à synthèse d'ouverture (RSO) fonctionnant en bande L (1,20 à 1,41 GHz ; 21cm) et lancée le 31 janvier 2015, était tout à fait indiquée pour suivre les cycles de gel-dégel du sol. Cette longueur d'onde pénètre bien à travers l'atmosphère. Cette mission avait la capacité d'effectuer des mesures coïncidentes d'émission et de rétrodiffusion de la surface terrestre ce qui devait permettre d'évaluer l'humidité du sol ou le gel du sol à différentes résolutions spatiales (passive environ 40 km, et SAR 3km). Aussi, la rétrodiffusion devait aider à détecter la présence de neige humide, non détectable par l'émission.

De plus, la bande L a la capacité de détecter les conditions du sol lorsque la couverture végétale est modérée. La résolution et la couverture globale de la mission SMAP devraient permettre de suivre le cycle gel-dégel saisonnier (Entekhabi, 2014). Des cartes de gel-dégel devaient être produites du capteur radar à des résolutions de 3 km et même de 1 km. Toutefois, bien que le radiomètre fonctionne très bien, le radar de SMAP ne fonctionne plus depuis juillet 2015. Les chercheurs de la NASA et d'ailleurs sont en train de revoir les algorithmes pour produire des cartes du gel-dégel à partir du radiomètre uniquement.

1.5 Hypothèses et objectifs

Le but de ce projet de recherche est d'évaluer la précision à laquelle le gel saisonnier du sol dans la région subarctique du Québec (Nunavik) peut être cartographié quotidiennement en utilisant des données micro-ondes passives.

Les objectifs spécifiques de cette étude doctorale sont de :

- ❖ Sélectionner et adapter un algorithme pour produire des cartes journalières du cycle saisonnier de gel-dégel du sol dans le nord du Québec (Nunavik) à partir des données de micro-ondes passives disponibles (AMSR-E et SMOS). La précision globale visée est d'au moins 80% ;
- ❖ Évaluer les impacts de la couverture de neige ainsi que les effets de l'occupation du sol sur les données satellitaires (AMSR-E et SMOS).
- ❖ Effectuer une analyse spatio-temporelle des cartes de gel produites à partir des micro-ondes passives afin de mieux comprendre les variations saisonnières du gel du sol du Nunavik.
- ❖ Valider les cartes de gel du sol avec des données *in situ*, des données dérivées d'images MODIS (LST), ainsi avec cartes MODIS produites par Hachem et al. (2009) sur la base des données de température proches du sol.

Les hypothèses de cette étude doctorale sont :

- ❖ *Hypothèse 1 : Les images micro-ondes passives permettent de bien distinguer et de cartographier l'état du sol dans la région subarctique du Québec. En effet, elles ont déjà fait leurs preuves pour des images de la génération précédente comme SSM-I dans des régions similaires où le paysage est hétérogène, comme des zones arctiques et la taïga (Judge et al., 1997, Kim et al., 2011, Lagacé et al., 2002).*
- ❖ *Hypothèse 2 : Dans le cas des données AMSR-E, l'identification du couvert nival simultanément à l'identification du gel du sol améliore notre compréhension des évaluations du cycle de gel et dégel saisonnier du sol.*

Cette étude a été initiée dans le cadre du programme fédéral Canadien pour l'Année Polaire Internationale (API) et du projet interinstitutionnel « Variability and Change in the Canadian Cryosphere » – A Canadian Contribution to “State and Fate of the Cryosphere (IPY 105)” – sous le leadership d'Environnement Canada (EC). IPY 105 a fourni un cadre pour comprendre la variabilité temporelle et spatiale de la cryosphère. Par la suite, cette étude s'est poursuivie dans le cadre des efforts canadiens de recherche visant à développer des algorithmes et des produits pour l'utilisation au Canada des données de la mission SMAP (Soil Moisture Active et Passive) de la NASA lancée le 31 janvier 2015. Cette contribution canadienne à la mission SMAP est aussi sous le leadership d'Environnement Canada et a bénéficié d'un appui financier de l'Agence Spatiale Canadienne.

Comme cette étude a été réalisée dans le cadre de deux projets différents (« IPY 105 » et « SMAP Canadian Plan »), les données micro-ondes et les données de validation disponibles ont changé dans le temps et les objectifs ont évolué. La recherche et la thèse ont donc été divisées en deux parties. La première traite de l'analyse des données AMSR-E, la seconde des données SMOS (bande L).

1.6 Plan de la thèse

Le reste de cette thèse est organisée comme suit. Le deuxième chapitre décrit l'état d'avancement des connaissances. Il est subdivisé en deux grandes sections. La première (2.1) introduit les concepts physiques utiles à la compréhension de la démarche méthodologique concernant la cartographie du cycle gel-dégel du sol. La deuxième (2.2) propose une revue de

littérature, divisée en trois sous-sections i) micro-ondes passives, ii) micro-ondes passives en bande L, iii) la mission SMAP

Le chapitre 3 décrit la zone d'étude, le Nunavik (3.1), les sites expérimentaux : Kuujuaq (3.2) et Umiujaq (3.3) et les campagnes de terrain.

La méthodologie de suivi du gel-dégel du sol utilisant des données satellitaires AMSR-E est décrite au chapitre 4. Ce chapitre est divisé en quatre sous-sections : les données utilisées (4.1), les fréquences d'AMSR-E choisies (4.2), la description de la méthodologie appliquée pour le traitement et l'analyse des images AMSR-E (4.3), la discussion concernant la cartographie du gel du sol ainsi que la validation des résultats (4.4), et enfin la conclusion (4.5)

La méthodologie de suivi du gel-dégel utilisant des données satellitaires SMOS est décrite au chapitre 5. Les données utilisées pour cette partie d'étude (5.1), la méthodologie appliquée, (5.2), la discussion concernant la classification du gel du sol ainsi que la validation des résultats et des indices statistiques utilisés pour l'évaluation des modèles et des approches adaptées sont présentée à la sous-section (5.3), et enfin la conclusion à la sous-section (5.4)

Finalement, le chapitre 6 présente les conclusions générales de cette étude.

2 ÉTAT D'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre met l'accent sur les concepts de base et les approches d'identification du gel-dégel du sol ainsi que sur la détermination du couvert nival à travers la revue de littérature. Il est composé de trois sections :

- ❖ La première décrit les concepts physiques nécessaires à la compréhension de la démarche méthodologique pour la cartographie de gel du sol par la télédétection.
- ❖ La deuxième propose une revue de littérature et des exemples de recherche sur les micro-ondes passives ; AMSR-E, SMOS, et la nouvelle mission de la NASA, SMAP.
- ❖ La troisième présente les principales justifications des objectifs de cette recherche et des choix méthodologiques.

2.1 Concepts physiques

La télédétection micro-ondes passives est un concept similaire à la télédétection thermique. Tous les objets émettent de l'énergie à micro-ondes d'une certaine ampleur, généralement très faibles. Un capteur de micro-ondes passives détecte l'énergie des micro-ondes émises naturellement dans son champ de vision. Cette énergie émise est liée aux propriétés de température et d'humidité de l'objet ou de la surface d'émission (Figure 2-1). Les capteurs passifs sont généralement constitués de radiomètres ou de balayeurs et d'antenne pour détecter et enregistrer l'énergie micro-onde. Ils mesurent l'émission thermique naturelle émanant de la surface du sol. La variation de l'intensité de ce rayonnement dépend des propriétés diélectriques et de la température du milieu de cible, pour laquelle la couche de sol près de la surface est une fonction de la quantité d'humidité présente. L'énergie micro-onde enregistrée par un capteur passif peut être (i) émise par l'atmosphère, (ii) réfléchi par la surface, (iii) émise par la surface, ou (iv) transmise à partir du sous-sol. Les champs de vision doivent être assez grands pour détecter l'énergie d'un signal à enregistrer. La plupart des capteurs à hyperfréquences ont une faible résolution spatiale². De

²<http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/satellite-imagery-products/educational-resources/9371>

plus, les basses fréquences de micro-ondes comme à bande-L (1,2-1,4 GHz) offrent des avantages supplémentaires :

- ❖ L'atmosphère est presque complètement transparente, fournissant tous les temps de détection ;
- ❖ La transmission de signaux du sol sous-jacent est possible à travers les couches de la végétation clairsemée et modérés (jusqu'à au moins 5 kg/m^2 de la teneur en eau de la végétation) ;
- ❖ La mesure est indépendante de l'éclairement solaire qui permet d'observations de jour et de nuit.

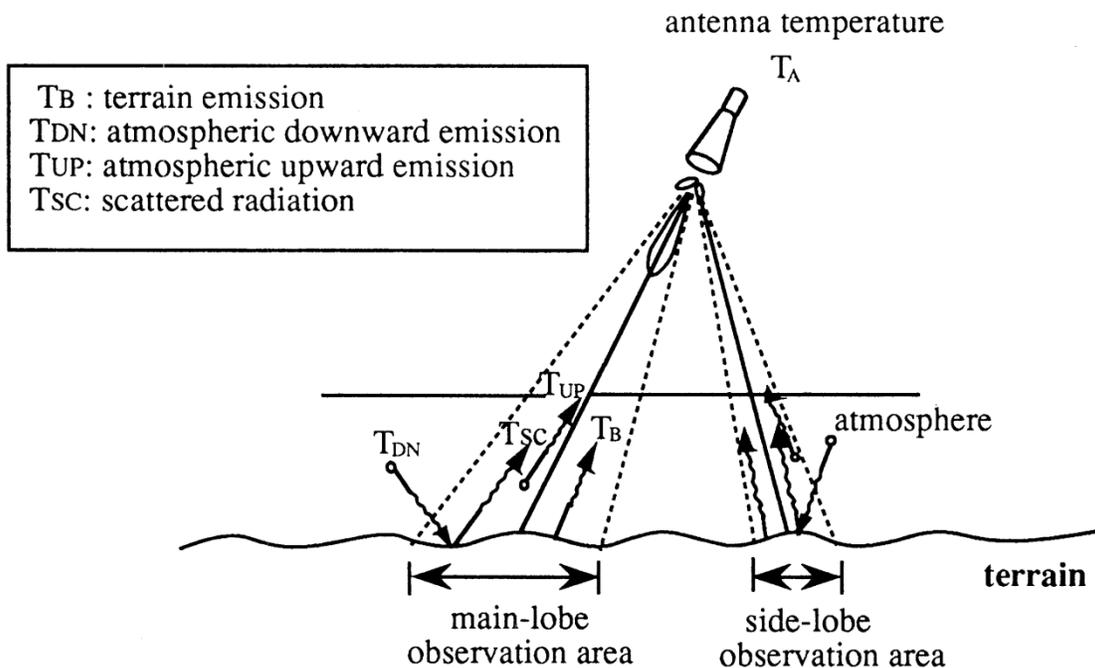


Figure 2-1 Principe de capteur micro-ondes passives.

2.1.1 Constante diélectrique

Par définition, la constante diélectrique est le rapport entre la permittivité du matériau et la permittivité du vide³. La constante diélectrique ou la permittivité relative mesure un champ électrique affecté par le médium diélectrique. Elle est liée à la teneur de l'eau du sol parce que l'eau crée de l'hétérogénéité dans la charge électrique au niveau moléculaire qui cause la polarité dans la molécule (Bonn *et al.*, 1992). Le gel du sol influence aussi la constante diélectrique. Il diminue l'énergie de rotation de la molécule qui a une relation linéaire positive à la constante diélectrique. En conséquence, l'énergie de rétrodiffusion est réduite (Ulaby *et al.*, 1982). Les valeurs de constante diélectrique de l'air, du sol sec et de l'eau sont respectivement 1, 3 et 80 (Ulaby *et al.*, 1986). En effet, la constante diélectrique augmente avec l'humidité du sol.

La Figure 2-2 montre la variation de la constante diélectrique en fonction de l'humidité de cinq types de sol à la fréquence de 1-4 GHz (Ulaby *et al.*, 1986).

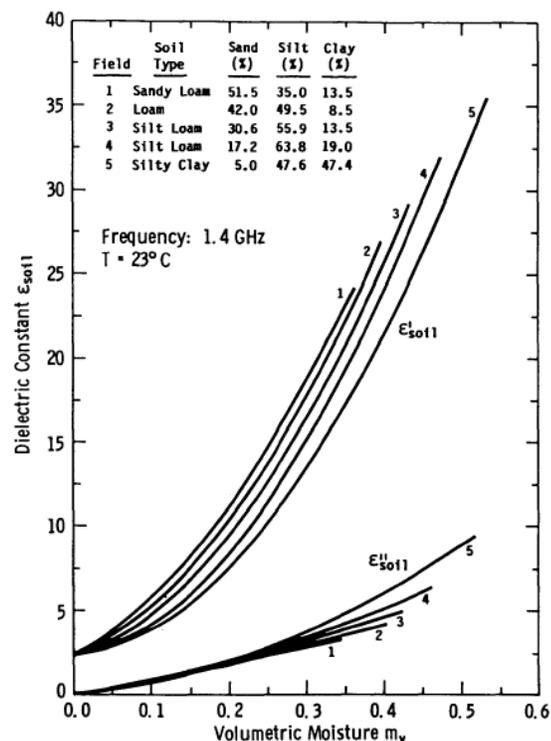


Figure 2-2 Constante diélectrique en fonction de l'humidité du sol pour 5 types de sol à la fréquence de 1.4 GHz. D'après Ulaby et al. 1986

³ <http://www.tecno-science.net/?onglet=glossaire&definition=1357>

La constante diélectrique (ϵ) ou la permittivité relative du sol est une relation complexe (Ulaby *et al.*, 1986):

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$$

Équation 2-1

Où ;

ϵ' et ϵ'' sont la partie réelle et la partie imaginaire de la constante diélectrique complexe (ϵ) respectivement, et $j = (-1)^{1/2}$.

La partie réelle de la constante diélectrique affecte la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol alors que la partie imaginaire influence la perte d'énergie, c'est-à-dire l'absorption de l'onde par le sol. Lorsque la température augmente, la partie réelle diminue, car l'agitation moléculaire réduit l'alignement des dipôles et l'émissivité est dépendante de la température (Bonn *et al.*, 1992).

Le gel diminue la valeur de la constante diélectrique et nous savons que le gel saisonnier augmente l'émissivité et la température de brillance. Donc, avec un sol gelé il y aurait une constante diélectrique plus faible entre le sol et l'air et moins d'énergie diffusée à la surface.

D'après la Figure 2-3, si une onde électromagnétique atteint la surface de deux milieux distincts, une partie de l'énergie est diffusée (ou réfléchi) par le premier milieu et une autre partie absorbée (ou transmise) à l'intérieur du deuxième milieu. La constante diélectrique entre l'air et l'eau est plus élevée que celle entre l'air et le sol.

Pour les sols dénudés ou les surfaces rocheuses qui contiennent très peu d'eau les changements de la constante diélectrique sont négligeables.

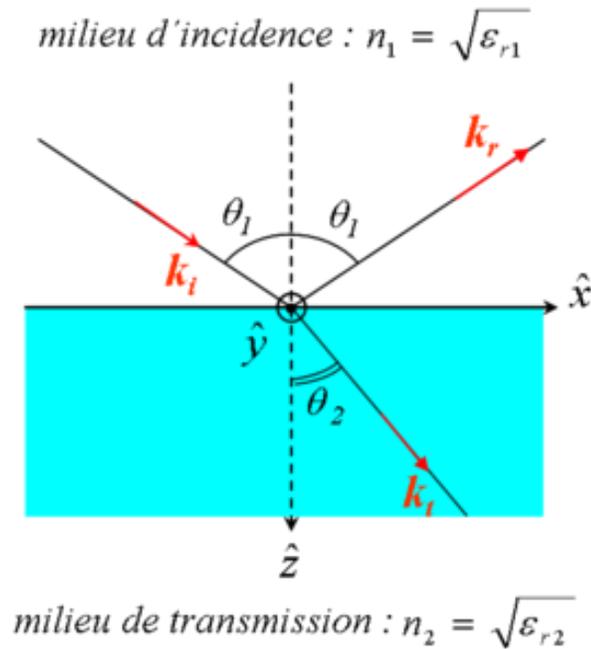


Figure 2-3 Réfraction et réflexion de l'onde électromagnétique⁴

2.1.1.1 Constante diélectrique du sol

Un sol est un mélange de quatre composantes diélectriques ; les particules minérales, les particules organiques, les vides d'air, et l'eau liquide. L'eau contenue dans le sol est généralement divisé en deux fractions: 1) l'eau liée et 2) l'eau libre (Hallikainen *et al.*, 1985). L'eau liée se réfère aux molécules d'eau contenues dans les premières couches moléculaires entourant les particules du sol ; ceux-ci sont bien tenus par les particules du sol en raison de l'influence de forces matricielles et osmotiques. Les molécules d'eau situées à plusieurs couches moléculaires des particules de sol sont capables de se déplacer dans le milieu du sol avec une relative facilité, et sont donc appelés libres. De plus, les forces matricielles agissant sur une molécule d'eau diminuent rapidement avec la distance de la surface des particules du sol (Hallikainen *et al.*, 1985).

⁴ http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/7/77/Reflexion_Transmission_onde.png/300px-Reflexion_Transmission_onde.png

Selon Ulaby et al. (2014), la constante diélectrique d'un sol sec (ϵ_{sol}) est essentiellement indépendante de la température et de la fréquence. Ainsi, la partie réelle (ϵ'_{sol}) et la partie imaginaire (ϵ''_{sol}) de la constante diélectrique d'un sol sec ont les valeurs suivantes :

$$2 \leq (\epsilon'_{sol}) \leq 4 \quad \text{Équation 2-2}$$

$$(\epsilon''_{sol}) < 0.05 \quad \text{Équation 2-3}$$

Dobson *et al.* (1985) rapporte que la partie réelle du sol sec peut être modélisée comme :

$$(\epsilon'_{sol}) = (1 + 0.44 \rho_b)^2 \quad \text{Équation 2-4}$$

Où ρ_b est la densité apparente du sol.

La constante diélectrique du mélange sol-eau est fonction de la fraction volumique de l'eau dans le mélange (Hallikainen *et al.*, 1985).

Le pouvoir de réflexion cohérente et non-cohérente dépend de la constante diélectrique complexe du sol (ϵ_g) (Équation 2-1). Mironov *et al.* (2004) a développé un modèle diélectrique du mélange de réfraction généralisée (GRMDM) qui dépend de la température et puis il l'a étendu aux sols arctiques en 2010. Selon ce modèle, ϵ_g des sols dégelés est un mélange de composants secs, y compris les minéraux et les matières organiques sèches, et d'eau laquelle est composée d'eau libre et de l'eau liée. Pour les sols gelés, le GRMDM considère trois composantes pour l'eau : l'eau liée, liée transitoire et l'eau glacée.

2.1.1.2 Constante diélectrique de la neige

Tiuri *et al.* (1984) a rapporté que pour la neige sèche, la constante diélectrique est déterminée par la densité. Par contre pour la neige mouillée, la partie imaginaire et l'augmentation de la partie réelle en raison de l'eau liquide ont la même dépendance de l'humidité volumétrique. La

dépendance en fréquence de la constante diélectrique complexe de neige mouillée est la même que celle de l'eau. Ces chercheurs ont indiqué que la constante diélectrique complexe est pratiquement indépendante de la structure de la neige.

2.1.2 Émissivité

L'émissivité se définit comme la fraction du rayonnement émis par une surface donnée par rapport au rayonnement émis par un corps noir, porté à la même température. Elle exprime le rapport entre la puissance totale de la radiation émise d'un corps gris et celle d'un corps noir à même température :

$$e = \frac{M_{\text{corps gris}}}{M_{\text{corps noir}}} \quad \text{Équation 2-5}$$

Où :

e : émissivité du corps

M : La puissance totale de la radiation émise (Wm^{-2})

$$M = \sigma T^4 \quad \text{Équation 2-6}$$

Avec :

σ : La constante de Stefan-Boltzmann, qui exprime la relation entre la température et la puissance rayonnée par un corps noir ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{k}^{-4}$)

T : La température du corps en Kelvin

En réalité, les surfaces naturelles sont plutôt des corps gris et elles se comportent rarement comme des corps noirs. Donc, elles émettent moins d'énergie que les corps noirs, ensuite, la puissance totale de la radiation émise par les corps est différente, et est calculée par :

$$M = e\lambda T^4 \quad \text{Équation 2-7}$$

λ est la longueur d'onde d'émission (m)

Selon (Bonn *et al.*, 1992) un corps noir absorbe la totalité du rayonnement qu'il reçoit sans le transmettre et réfléchir. Son émission dépend de sa température. De plus, son rayonnement n'est pas uniforme dans toutes les fréquences et varie dans le spectre électromagnétique selon sa température et d'autres paramètres comme la vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ms}^{-1}$) et la longueur d'onde (m) (Bonn *et al.*, 1992).

L'émissivité dépend de la constante diélectrique du milieu et donc de sa teneur en eau (l'humidité), ainsi que de l'état du milieu gelé-dégelé. L'émissivité est sensible à la fréquence, à la polarisation horizontale et verticale, à l'angle d'incidence du capteur d'observation, à la structure de la surface (occupation du sol), à la rugosité et à l'humidité du sol (Smith *et al.*, 2004). L'émissivité du sol gelé augmente, car le rapport entre les constantes diélectriques de l'air et de la glace est plus faible que celui entre l'air et l'eau liquide. De plus, le sol gelé est comme transparent pour les rayonnements et il a une émission plus élevée que le sol humide (Wegmüller, 1990). Le gel du sol diminue la température thermique de surface, augmente l'émissivité et la température de brillance (micro-ondes passives). Cette relation n'est pas toujours linéaire, car quelques paramètres créent de la confusion, par exemple, l'humidité du sol influence l'émissivité. Mais, le gel du sol humide augmente l'émissivité, et en conséquence, augmente la température de brillance (Ulaby *et al.*, 1981).

2.1.3 Température de brillance (T_b)

La température de brillance est la température apparente d'un corps non noir mesurée à l'aide d'un radiomètre ou d'un pyromètre optique. Les radiomètres sont des capteurs à micro-ondes passives qui observent l'émission thermique des signaux micro-ondes (Ulaby *et al.*, 2014).

De plus, pour les mesures radiométriques de micro-ondes passives, le concept de la T_b est utilisé pour représenter l'intensité de la radiation émise. Quelques paramètres influencent la température de brillance, soit la constante diélectrique, la rugosité, l'occupation et l'hétérogénéité de la surface du sol ainsi que l'angle d'incidence du capteur (Ulaby *et al.*, 2014, Ulaby *et al.*, 1986).

La T_b dépend de l'émissivité naturelle d'une surface et de sa température selon l'équation :

$$T_b(f) = e(f) * T_s$$

Équation 2-8

$T_b(f)$: La température de brillance mesurée par satellite sous la fréquence (f)

T_s : La température de surface

$e(f)$: L'émissivité à la fréquence (f)

Dans le cas particulier d'un corps noir ($e=1$), la T_b est la même que la température physique de surface. Si le profil de température de sous surface est uniforme, puis la réflectivité r est écrit simplement baser sur la réciprocity du théorème de Kirchhoff :

$$e = 1 - r_p$$

Équation 2-9

La réflectivité (r) est dérivée de la constante diélectrique et est fourni par les équations de Fresnel pour une surface lisse et un milieu diélectriquement uniforme :

$$r_V = \frac{\varepsilon_r \cos \theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\varepsilon_r \cos \theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}$$

Équation 2-10

$$r_H = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}$$

Équation 2-11

En termes de propriétés diélectriques, il y a un grand contraste entre l'eau liquide (partie réelle de ε_r diélectrique ~ 80) et le sol sec ($\varepsilon_r \sim 5$). Plus de l'humidité du sol, plus la constante diélectrique du sol. Cela conduit à une augmentation de la réflectivité du sol ou une diminution de l'émissivité du sol (Équation 2-9). Remarque que la faible constante diélectrique est pas associée

unique avec un sol sec. Le sol gelé, indépendamment de la teneur en eau, a une constante diélectrique similaire à un sol sec (Entekhabi, 2014).

La Figure 2-4 montre que la T_b observée par un capteur satellitaire est une combinaison de l'énergie émise par le sol, la végétation (directe et sous-jacente) l'atmosphère et même le ciel.

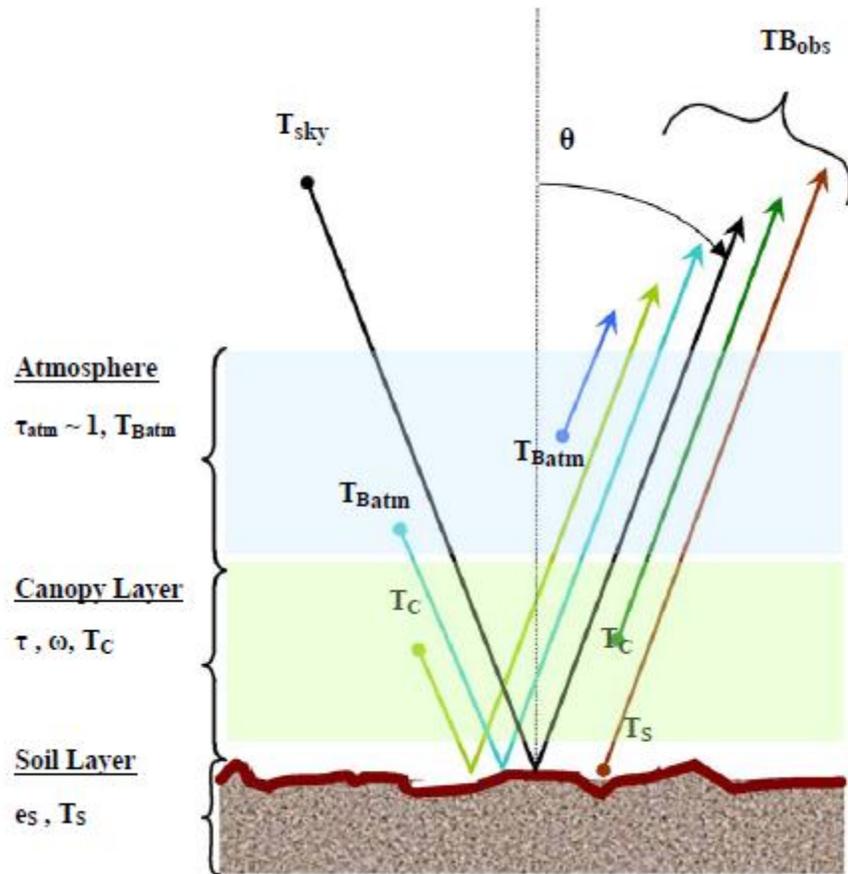


Figure 2-4 Contributions à la température de brillance observée par le capteur satellitaire (Entekhabi, 2014)

En bande L, l'atmosphère est essentiellement transparente, avec la transmissivité atmosphérique $\tau_{atm} \approx 1$. Le rayonnement cosmique à la bande radioastronomie (T_{sky}) est de l'ordre de $2,7^\circ K$. L'émission atmosphérique est également petits, environ $2,5^\circ K$ (Entekhabi, 2014).

Le gel du sol diminue la constante diélectrique et, en conséquence, change la température de brillance. Selon la formule suivante, la rugosité augmente l'émissivité ainsi que la température de brillance (Bonn *et al.*, 1992) :

$$\Delta e = \rho_0(1 - e^{-h})$$

Équation 2-12

Avec :

Δe : L'augmentation d'émissivité,

ρ_0 : La réflectance de la surface lisse

h : La rugosité

L'augmentation de la fréquence augmente la température de brillance. Selon Zhang *et al.* (2001), il y a une forte corrélation entre la température de brillance à 37GHz et la température de la surface, ainsi qu'entre la température de brillance à 37GHz et la température de l'air. On ne trouve pas cette corrélation pour d'autres fréquences comme 10,7 et 18,7GHz.

2.1.4 Longueur d'onde et fréquence

La longueur d'onde d'une onde électromagnétique périodique est la distance que parcourt la lumière dans le vide pendant le temps qui sépare deux crêtes successives de cette onde électromagnétique. La fréquence est le nombre de fois qu'un phénomène périodique se reproduit pendant une durée déterminée ; elle est mesurée en hertz. Elle est l'inverse mathématique de la période. La longueur d'onde et la fréquence sont reliées par l'équation suivante (Bonn *et al.*, 1992).

$$\lambda = v/f$$

Équation 2-13

Où :

λ : La longueur d'onde (m)

v : La vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m/s)

f : La fréquence (Hz).

En augmentant la longueur d'onde, la fréquence diminue tout comme la température de brillance et l'émissivité diminuent.

2.1.5 Polarisation

La polarisation représente la direction de propagation d'une onde électromagnétique selon un plan d'incidence perpendiculaire au plan qui reçoit l'onde. Comme la Figure 2-5 l'illustre, elle représente la position du vecteur « le champ électrique » dans un plan perpendiculaire à la direction de la propagation et est donnée par l'orientation et la forme tracée par le vecteur.

Les ondes orientées comme les ondes électromagnétiques à haute fréquence peuvent être polarisées. La polarisation est identifiée par deux lettres, H pour horizontal et V pour vertical, la première référant à la transmission de l'onde et la seconde à sa réception. Elle a quatre composantes, HH, VV, HV et enfin VH, dans deux catégories :

1. Les polarisations parallèles :

La transmission et la réception sont les mêmes :

- ❖ HH (horizontales) ; perpendiculaires au plan d'incidence
- ❖ VV (verticales) ; parallèles au plan d'incidence.

2. Les polarisations croisées :

- ❖ HV, VH ; une transmission horizontale accompagnée d'une réception verticale ou l'inverse.

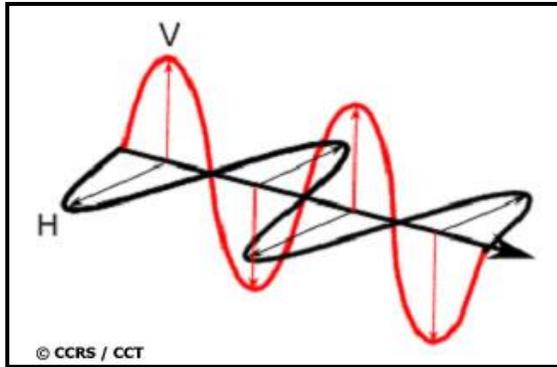


Figure 2-5 Polarisation verticale (rouge) et horizontale (noir) d'une onde électromagnétique⁵

La transmission est verticale ou horizontale, l'onde peut être dépolarisée par la cible et cette fraction du signal est mesurée par le système.

2.1.6 Angle d'incidence et polarisation

L'angle d'incidence est l'angle entre un rayon incident avec la normale à la surface au point d'incidence.

En ce qui a trait à l'angle d'incidence et à la polarisation aux micro-ondes passives, l'utilisation de la polarisation verticale entraînerait une augmentation de l'émission avec l'angle de visée jusqu'à l'angle de Brewster. À cet angle, la transmission de l'onde en polarisation verticale est totale et par la suite, l'émissivité diminue graduellement (Boisvert *et al.*, 1996). Ces auteurs ont démontré que pour un même angle d'incidence, les températures de brillance étaient plus élevées lorsque la polarisation était verticale. En fait, en polarisation horizontale, la réflexion à la surface est plus importante car ce type de polarisation est plus sensible au contraste diélectrique. Ceci explique pourquoi les températures de brillance en polarisation horizontale sont toujours plus faibles comparativement aux températures de brillance en polarisation verticale (Wegmüller, 1990).

⁵ CCRS/CCT, 2008

2.1.7 Rugosité

Bonn *et al.* (1992) ont rapporté que les effets liés à la rugosité du sol sont moins marqués pour les micro-ondes passives que dans l'actif, car la profondeur de pénétration des radiations est plus élevée et plus particulièrement lorsque le sol est gelé. Selon Bonn *et al.* (1992), la rugosité augmentera l'émissivité à la surface selon la relation de l'équation 2-12. Une surface rugueuse offre plus de surface en contact avec l'air, et il y a donc plus d'énergie transmise à cause des réflexions multiples ; les températures de brillance de ces surfaces seront donc plus élevées. En augmentant l'émissivité, la rugosité de surface diminue la sensibilité du capteur à l'humidité du sol. De plus, les sols humides sont plus influencés que les sols secs par les variations de rugosité (Bonn *et al.*, 1992).

2.2 Revue de littérature sur le suivi du gel du sol

2.2.1 Principes physiques sur lesquels repose la récupération du gel-dégel

En raison de leur nature très polaire, les molécules d'eau liquide ont une influence dominante sur la constante diélectrique des sols. Comme indiqué plus haut, la constante diélectrique est bien plus grande pour les sols humides par rapport aux sols secs. Comme l'eau du sol gèle et les molécules d'eau perdent leur mobilité et être liée à un réseau cristallin, la constante diélectrique est considérablement réduite, affectant à la fois les émissions et la rétrodiffusion du rayonnement micro-ondes. Pour cette raison, la signature micro-ondes des sols gelés est similaire à celle des sols très secs, à savoir, les molécules d'eau n'augmentent pas la constante diélectrique du sol (Ulaby et al., 1986, Wegmüller, 1990). Pour cette raison, une discontinuité nette est observée pour les rétrodiffusions de micro-ondes lorsque le sol gèle et dégèle. Le but principal de ces techniques est d'identifier les transitions entre les états gelés et non gelés. L'approche la plus commune est la détection des changements temporels. Cette approche suppose que les changements observés dans les grandes émissions de micro-ondes et de rétrodiffusion sont causés par la transition de gel-dégel et non par d'autres facteurs, tels que les changements dans les structures du couvert végétal, de biomasse, ou de précipitation.

2.2.2 Micro-ondes passives ; AMSR-E

Zuendorf et al. (1990a) ont été les premiers à utiliser les données de micro-ondes passives SMMR (6,6 ; 10,7, 18,7 ; 21 et 37GHz) pour étudier le gel-dégel du sol (Zuendorf *et al.*, 1990, Zuendorf *et al.*, 1990a). Zuendorf et England (1992) ont proposé ces indicateurs afin de déterminer si un sol sans couverture de neige était gelé ou dégelé. Ils ont démontré que la combinaison d'une valeur faible de température de brillance à 37GHz et celle négative du gradient spectral aux fréquences 10,7 ; 18,7 et 37GHz semble être un discriminant efficace pour déterminer que le sol soit gelé ou dégelé ainsi qu'à localiser les limites de gel-dégel du sol (Zuendorf *et al.*, 1990). Le gradient spectral de 19 et 37GHz (Équation 2-14) est un bon indicateur du sol gelé et dégelé, la T_{b37GHz} , ayant une forte corrélation à la température du sol a été utilisée comme un critère supplémentaire pour la discrimination. Puisqu'il existe une forte

corrélation entre la $T_{b37\text{GHz}, v}$ avec les températures physiques (T_s et T_{air}), et que la phase de transition de l'eau a des effets moindres sur son évolution, il a la meilleure stabilité à l'état de sol gelé (Zhang *et al.*, 2010). Cette corrélation n'existe pas pour les fréquences de 10,7 et de 18,7GHz.

Plusieurs chercheurs ont rapporté que l'utilisation conjointe du gradient spectral de la température de brillance (GTV) à 19 et 37GHz et de la température de brillance à la fréquence 37GHz en polarisation verticale ($T_{b37\text{GHz},v}$) en Kelvin ($^{\circ}\text{K}$), sont des indicateurs efficaces pour identifier le gel du sol (Gao *et al.*, 1999, Judge *et al.*, 1997, Lagacé *et al.*, 2002, Zhang *et al.*, 2001, Zuerndorfer *et al.*, 1992). Ces auteurs rapportent que pour le sol gelé, le GTV aux fréquences de 37 et de 19 GHz est négatif et $T_{b37\text{GHz}, v}$ est inférieur à 247 $^{\circ}\text{K}$ (Kelvin).

Le GTV se définit comme un rapport de la différence des températures mesurées dans deux fréquences sur la différence des fréquences ($\partial T_b / \partial f$). L'équation 2-14 exprime le GTV aux fréquences de 19 et 37GHz :

$$GTV(K / GHz) = (T_{b37\text{GHz},v} - T_{b19\text{GHz},v}) / df \quad \text{Équation 2-14}$$

Où $T_{b19\text{GHz},v}$ est la température de brillance ($^{\circ}\text{K}$) à la fréquence de 19GHz en polarisation verticale et df est la différence de fréquence (37GHz-19GHz).

La valeur négative de la GTV signifie que la diffusion de volume du sol gelé à 37GHz est plus grande qu'à 19GHz. Cela se produit en raison de l'émissivité mais aussi car la T_b vient d'une plus grande épaisseur du sol car la longueur d'onde à cette fréquence (16mm) est proche de la taille des diffuseurs, les particules du sol. Judge *et al.* (1997) affirment que le gradient spectral dans le sol gelé est négatif parce que l'hétérogénéité de l'émission de micro-ondes à la fréquence de 37GHz est plus élevée qu'à la fréquence de 10,7 ou de 19GHz ; le gradient spectral devient négatif, même si le gradient spectral pour un sol humide est positif (Judge *et al.*, 1997). Le processus de Debye à la fréquence de 10,7GHz est plus grand que celui à la fréquence de

37GHz. Le processus de Debye exprime la dépendance de la constante diélectrique de l'eau avec la fréquence laquelle a été définie par Debye en 1912 (Ulaby *et al.*, 2014).

$$\varepsilon_w = \varepsilon_{w\infty} + \frac{\varepsilon_{w0} - \varepsilon_{w\infty}}{1 + jf / f_{rw}} \quad \text{Équation 2-15}$$

Où :

ε_w : La constante diélectrique de l'eau ;

ε_{w0} : La constante diélectrique de l'eau où $f \ll f_{rw}$;

$\varepsilon_{w\infty}$: La constante diélectrique de l'eau où $f \gg f_{rw}$;

f_{rw} : La fréquence de relaxation de l'eau où $\varepsilon_w = \varepsilon_{w0} / 2$;

j : $(-1)^{1/2}$.

Smith (2004) croit qu'en utilisant la différence entre les mesures à 37 et à 19GHz selon l'équation 2-16, Δe fournit la sensibilité au gel et dégel pour chaque pixel.

$$\Delta e = e_{b37GHz,V} - e_{b19GHz,V} \quad \text{Équation 2-16}$$

Si Δe est négatif, le sol est gelé et par contre, si Δe est positif, le sol est dégelé.

Njoku *et al.* (2005), ont fait une recherche sur les effets de la végétation et de la rugosité de la surface sur les données observées par AMSR-E. L'objectif de leur travail était de développer une méthode pour estimer une signature spatiale et temporelle de l'occupation du sol et de la rugosité de surface par les données AMSR-E. Cette approche est liée seulement à des données auxiliaires statiques comme la carte des types de surface (l'eau, l'urbaine), des types de sol, de la topographie, d'estimations climatologiques ou d'autres variables significatives (sous la fréquence

utilisée) comme la vapeur de l'eau. Ils ont d'abord utilisé un paramètre pour approcher les effets combinés de l'occupation et de la rugosité du sol ; par la suite, ils ont analysé des données AMSR-E afin de déterminer la dépendance de la fréquence de ce paramètre. Ensuite, ils ont établi une carte globale de la rugosité/végétation du sol et, enfin, estimé sa variation saisonnière. En employant cette méthode (Équation 2-14), Zuerndorfer *et al.* (1992) ont pu classifier le sol gelé au nord des grandes plaines «Great Plains» aux États-Unis. En 1999, Gao et Chang ont déterminé le gel et le dégel du sol au Tibet (plateau de Qinghai-Xizang). La corrélation entre leurs résultats et les températures du sol a atteint un taux de réussite de 70%. Ils avaient déjà utilisé ces indicateurs en 1996 afin de distinguer les limites entre le gel et le dégel saisonnier. Les résultats de leurs travaux ont montré que le gradient spectral aux fréquences de 19 et de 37GHz est négatif. Par le fait même, la température de brillance à 37GHz change le matin et l'après-midi. Il s'agit de 231°K le matin et de 238°K l'après-midi. La corrélation entre leurs résultats et la température à une profondeur de 5cm atteint un taux de réussite de 85%. Toll *et al.* (1999) ont réussi à suivre le gel du sol au sud du Canada et au centre des États-Unis avec également un taux de succès de 85%.

Certains chercheurs ont modifié la formulation de cette méthode (Équation 2-14). Par exemple, Zhang *et al.* (2001) ont ajouté un second paramètre soit $T_{b37GHz,v}$ plus petite ou égale à 258°K en plus d'un gradient spectral négatif pour que le sol soit gelé. Ils ont trouvé la valeur de 258°K en faisant des tests entre les T_b et les températures mesurées à une profondeur du sol de 5cm dans plusieurs sites aux États-Unis.

La présence de surfaces aquatiques comme les lacs, les rivières et les réservoirs influencent la température de brillance, l'émissivité, la constante diélectrique et le rayonnement réfléchi. Ceci a amené, quelques auteurs à modifier cette méthode ou à développer de nouveaux indicateurs. Par exemple, De Sève (1999) a développé un algorithme en utilisant les micro-ondes passives adaptées à l'environnement de la taïga pour estimer EEN. La méthode proposée est une méthode de GTVP. Cette méthode minimise l'impact de l'occupation du sol sur la contamination des pixels SSM/I. Étant donné que la fluctuation de la température de brillance est plutôt associée à la variation des températures de l'air et de la surface, elle a obtenu les résultats suivants : lorsque les valeurs de l'EEN augmentent, les valeurs de la $T_{b37GHz, v}$ diminuent ; par contre, les valeurs de la $T_{b37GHz, v}$ augmentent lorsque les valeurs de l'EEN sont supérieures à 150mm. Par la suite,

Lagacé *et al.* (2002) ont mentionné l'influence des surfaces aquatiques qui peuvent affecter de façon significative la température de brillance (T_b) d'un pixel donné. La réduction de l'effet des surfaces aquatiques dans chaque pixel impose un facteur de pondération (a) pour la GTV pour aux fréquences de 19 et 37GHz. Un second paramètre a aussi été ajouté pour cartographier l'état du sol par Lagacé *et al.* (2002) (Équations 2-17 à 2-19).

Tous ces chercheurs cités jusqu'ici ont employé des indicateurs pour suivre le gel du sol sans tenir compte du couvert nival. Pourtant, nous savons que la couverture de neige, l'eau, la glace, la végétation et la transition du gel et du dégel influencent les micro-ondes. Jones *et al.* (2007) ont développé des approches théoriques pour déterminer la température du sol (T_s) à partir d'AMSR-E en tenant compte de l'influence de la couverture de neige ainsi que de celle de la végétation. Ils ont obtenu des données de validation pour leur modèle dans sept sites en Alaska et dans le nord du Canada. Ils ont conclu que pour l'estimation de la T_s , l'effet atmosphérique sur les mesures AMSR-E en haute latitude est moins important que les variations saisonnières et spatiales de l'émissivité de surface.

Selon Kim *et al.* (2011), la présence de la neige exerce une forte influence sur l'interaction entre l'atmosphère et la surface du sol à cause de son albédo élevé, de sa basse conductivité thermique et de sa haute chaleur latente. Royer *et al.* (2010), ont développé un algorithme pour faire un suivi journalier de la couverture de neige en utilisant l'émissivité dérivée de la température de brillance des données micro-ondes passives et actives.

Lagacé *et al.* (2002) ont analysé des images SSM/I afin de cartographier le gel saisonnier du sol dans la zone de la taïga. Les auteurs suivent la méthode proposée par Zuerndorfer *et al.* (1992), le gradient spectral aux fréquences 19,3 et 37GHz en polarisation verticale (Équation 2-11) et la température à la fréquence de 37GHz.

La présence des lacs et des réservoirs influence la valeur radiométrique du signal. Comme le territoire de recherche contient beaucoup de lacs, de réservoirs et de rivières, Lagacé *et al.* (2002) ont développé un gradient spectral adapté. Diminuer l'effet des surfaces aquatiques dans chaque pixel impose un facteur de pondération au gradient spectral ; les auteurs ont appliqué un facteur de pondération aux températures de brillance à 19 et 37GHz pour minimiser l'effet des lacs et des réservoirs sur la radiométrie du pixel. Ils estiment donc le gradient spectral pondéré au lieu

du gradient spectral (Zuerndorfer *et al.*, 1992). Le facteur de pondération est calculé de la manière suivante :

$$a_i = m_{LR} * P$$

Équation 2-17

Où :

a_i : Le facteur de pondération de la classe « lacs et réservoirs » à la fréquence i ;

m_{LR} : La valeur de la pente de la régression linéaire entre la T_b et le pourcentage de couverture de la catégorie « lacs et réservoirs » sur l'image analysée ;

P : Le pourcentage de recouvrement de la classe « lacs et réservoirs ».

La pente est calculée pour indiquer le taux de variation des températures de brillance lorsque le recouvrement de la classe « lacs et réservoirs » passe de 0% à 100%.

Les indicateurs du gel saisonnier du sol se calculent de la façon suivante :

$$GTVP(K/GHz) = \{(T_{b37GHzV} - a_i) - (T_{b19GHzV} - a_i)\} / df < 0$$

Équation 2-18

$$T_{b37GHzV} < 274^\circ K (0^\circ C)$$

Équation 2-19

Avec :

a_i , est le facteur de pondération de la classe «lacs et réservoirs» à la fréquence i ; et m_{LR} est la valeur de la pente pour la classe «lacs et réservoirs».

Lagacé *et al.* (2002) ont constaté non seulement l'influence de la température de l'air, mais aussi celle de l'occupation du sol. Toutefois, comme les chercheurs précédents, l'effet de la couverture de neige sur les températures de brillance n'a pas été étudié.

Jones *et al.* (2007) ont développé et évalué deux méthodes afin de trouver des informations liées à la température du sol par AMSR-E dans sept sites en forêt boréale et dans la toundra arctique dans le nord du Canada et de l'Alaska. Cette méthode, la « Process-Based », a été couplée à une méthode empirique de régression ; les auteurs étudient l'influence de l'occupation du sol et de la couverture de neige sur le rayonnement mesuré par le satellite. Ils utilisent le modèle de transfert radiatif soit de la végétation, soit de la couverture de neige. « Un modèle de transfert radiatif simule les processus de transfert de rayonnement dans certains milieux, comme par exemple, la végétation ou l'atmosphère ». Pour la végétation, le modèle calcule l'interaction entre le rayonnement solaire et les plantes. Le rayonnement solaire émis par la surface de la Terre et mesuré par les satellites dépend beaucoup de l'angle entre le soleil et le satellite par rapport à la surface.

Kim *et al.* (2011) ont dressé une carte mondiale de classification de gel-dégel du sol afin d'examiner les contraintes biophysiques des températures froides sur la saison de croissance de la végétation, Ils ont utilisé des mesures multifréquences et de polarisation double de T_b tous les jours (ascendant et descendant) dérivée de SSM/I pour établir la dynamique mondiale de l'état quotidien de gel-dégel du sol sur 20 ans. Ils ont aussi fait appel à des données auxiliaires comme une couverture de la végétation, des cartes numériques d'élévation, des mesures quotidiennes de la température de l'air obtenue des stations météorologiques *in situ* (NASA, GMAO (Global Modeling Assimilation Office), NCDC) et un modèle de réanalyse (NNR). Leur premier objectif était de définir le domaine mondial des zones influencées par le gel-dégel, le second était d'établir des algorithmes et des paramètres d'étalonnage pour proposer un système de classification mondiale de gel-dégel. Troisièmement, ils souhaitaient construire une base de données à long terme de la dynamique quotidienne mondiale de l'état de gel-dégel avec une précision documentée.

Les chercheurs ont utilisé les canaux 19 et 37GHz pour dériver la classification quotidienne de gel-dégel du sol ainsi que pour sélectionner la fréquence de la polarisation, la combinaison donnant la plus haute précision de la classification de gel-dégel par rapport à des mesures *in situ* de température de l'air. Les canaux 19 et 37GHz sont moins sensibles à l'absorption atmosphérique de la vapeur d'eau et utiles pour quantifier la dynamique de l'état de gel-dégel du territoire (Armstrong *et al.*, 2001, Foster *et al.*, 2009, Judge *et al.*, 1997, Smith *et al.*, 2004).

Bien que les aérosols et les nuages atmosphériques puissent influencer les estimations à partir des micro-ondes passives de la profondeur de la neige ou de l'équivalent en eau du couvert nival, les chercheurs ont supposé que ces effets sont minimes pour les récupérations de l'état du sol (gel-dégel) (Foster *et al.*, 2009, Judge *et al.*, 1997, Markus *et al.*, 2006). La bande de 37GHz de SSM/I a une résolution plus fine (38 km par 30 km) que l'empreinte de 70km par 45km du canal 19GHz. Le canal 37GHz SSM/I est fortement corrélé avec des températures de l'air à 2m du sol (Zhang *et al.*, 2001, Zhang *et al.*, 2003) et la température de la surface du sol (≤ 4 cm de profondeur) (Jin *et al.*, 2009).

Kim *et al.* (2011) ont défini un champ global de classification de gel-dégel du sol en examinant des contraintes biophysiques de température froide aux saisons de croissance de végétation.

Utilisant des mesures de séries chronologiques de T_b dérivées de SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), Kim *et al.* (2011) ont appliqué un algorithme de classification basé sur la variation temporelle et saisonnière d'un seuil pour classifier quotidiennement l'état de gel-dégel. La classification mono canal de la série chronologique à $T_{b37GHzV}$ a fourni une amélioration des performances sur les autres fréquences, polarisations ou combinaisons de canaux de SSM/I (Kim *et al.*, 2011).

Kim *et al.* (2011) ont proposé l'approche suivante:

- ❖ Définir le domaine mondial de zones terrestres touchées par le gel-dégel

$$iT_{Min} = \begin{cases} 0 & \text{Si } T_{mn} \leq T_{Mmin} \\ \frac{T_{mn} - T_{Mmin}}{T_{Mmax} - T_{Mmin}} & \text{Si } T_{Mmax} > T_{mn} > T_{Mmin} \\ 1 & \text{Si } T_{mn} \geq T_{Mmax} \end{cases} \quad \text{Équation 2-20}$$

Où :

iT_{Min} ; Indicateur quotidien pour température minimale [0,1]

T_{mn} ; Mesure quotidienne de la température minimale de l'air (°C) de GMAO (Global Modeling Assimilation Office).

T_{Mmax} et T_{Mmin} varient par le type principal de l'occupation du sol

Dans cette étude, les T_{Mmax} et T_{Mmin} sont définis comme 5°C et -2°C, respectivement.

- ❖ Établir des algorithmes et des paramètres d'étalonnage pour proposer un système mondial de classification de gel-dégel du paysage.

Une approche de seuil saisonnier (Seasonal Threshold Approach STA) a été appliquée pour atteindre ce but. Le STA a été choisi parce qu'il est capable de résoudre la dynamique de l'état quotidien de gel-dégel du sol, plutôt que des événements uniques ou des transitions saisonnières dominantes cohérentes avec les approches des fenêtres mobiles et de détection de pointe temporelle. Le seuil saisonnier à l'échelle spatiale et saisonnière, $\Delta T_{bp}(x,t)$, est défini pour une observation acquise au site (x) et au temps (t) comme :

$$\Delta T_{bp}(x, t) = \frac{T_{bp}(x,t) - \text{FrozRef}(x)}{\text{ThawRef}(x) - \text{FrozRef}(x)} \quad \text{Équation 2-21}$$

Où

- ❖ $T_{bp}(x, t)$ [K] est la mesure de T_b acquis au site (x), au temps (t), et la polarisation (p) ;
- ❖ $\text{FrozRef}(x)$ [K] et $\text{ThawRef}(x)$ [K] définissent les valeurs de T_b comme l'état de référence du gel et du dégel du sol respectivement.

Le terme $\text{FrozRef}(x)$ a été calculé, pixel par pixel, en faisant la moyenne des mesures de T_b dérivées de SSM/I sous les conditions de températures moyennes de l'air inférieures à zéro 0°C définies par NNR et à l'exclusion des valeurs manquantes de SSM/I. L'analyse de 20ans de moyenne mensuelle T_{av} de NNR a montré que généralement le mois de juillet donne le maximum saisonnier (minimum pour l'hémisphère sud) et le mois de janvier le minimum (maximum dans l'hémisphère sud) des températures de l'air.

Puis, l'état de gel-dégel est défini :

$$\begin{cases} \Delta T_{bp}(\mathbf{x}, t) > T(\mathbf{x}, t) \\ \Delta T_{bp}(\mathbf{x}, t) \leq T(\mathbf{x}, t) \end{cases}$$

Équation 2-22

Cette formule est une variable d'état binaire désignant zéro (0) pour des conditions gelées et un (1) pour les conditions non gelées sur une base quotidienne pour chaque pixel de la grille EASE utilisant la T_b du SSM/I enregistré en AM et PM.

Selon les résultats de l'analyse de précision, la meilleure performance est obtenue par la classification sur la base d'une fréquence unique ; (37GHz V, PM et AM). La stabilité temporelle relative de l'état de gel-dégel des T_b et les seuils dynamiques indiquent qu'une approche alternative au STA pourrait employer des seuils statiques et des cartes de référence gel-dégel sans impacts négatifs substantiels sur la précision de la classification de gel-dégel.

En effet, en commençant par SSM/I, et puis continuant avec la série AMSR, les radiomètres micro-ondes passives se sont révélés être des instruments très précieux dans la télédétection du système Terre. Ces radiomètres ont une valeur ajoutée à la recherche en sciences de l'atmosphère. Depuis le lancement d'AMSR-E, ses données ont permis d'améliorer la prévision des phénomènes météorologiques violents ; ont amélioré la description de la terre, et la valeur ajoutée aux études de la cryosphère.

AMSR-E a fourni plus de sept années de séries de données mondiales d'utilisation pour une variété d'études météorologiques et climatiques et des activités de modélisation informatique (Lobl *et al.*, 2009). Le capteur AMSR2 a pris le relais en 2012. Il a été lancé par JAXA sur le satellite GCOM-W1 le 18 mai 2012. L'instrument d'AMSR2 est similaire à AMSR-E avec quelques améliorations importantes⁶. Les bandes de fréquences d'AMSR2 comprennent 6,9 ; 7,3 ; 10,65 ; 18,7 ; 23,8 ; 36,5 et 89GHz. Les canaux 7,3GHz ont été ajoutés pour aider à atténuer le RFI qui est actuellement un problème considérable avec la bande de 6,9GHz sur la Terre. De plus, les deux mètres de diamètre d'antenne de réflecteur, ce qui est supérieur à celui d'AMSR-E, fournit une meilleure résolution spatiale à la même altitude orbitale d'environ 700km. La performance de la calibration de l'instrument a été améliorée pour fournir des valeurs plus précises des T_b (Lobl *et al.*, 2009).

⁶ http://www.nasa.gov/mission_pages/GPM/news/jaxa_gcomw1_launch.html

2.2.3 Micro-ondes passives en bande L ; SMOS

Le satellite SMOS de l'Agence Spatiale Européenne, lancé en novembre 2009, fut la première mission dédiée au suivi de l'humidité du sol à grande échelle en bande-L (1,4 GHz, longueur d'onde ~ 21 cm). SMOS peut mesurer l'humidité du sol sous plusieurs états de la végétation à une résolution spatiale d'environ 50 km avec une profondeur de détection de ~ 5 cm (Entekhabi, 2014). Il est basé sur un radiomètre double polarisation utilisant la synthèse d'ouverture (l'interféromètre à deux dimensions) de manière à atteindre une résolution au sol de 50km avec l'acquisition multi-angulaire (Kerr *et al.*, 2001). Le radiomètre assure une couverture fréquente (presque journalière) mondiale du globe. L'objectif principal de la mission SMOS est de fournir des variables clés de la surface terrestre (l'humidité du sol et la teneur en eau de la végétation), et la salinité de la surface des océans. SMOS a produit des cartes de l'humidité des sols, avec une précision supérieure à $0,04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ tous les trois jours, avec une résolution spatiale de plus de 50km, ainsi que la teneur en eau de la végétation avec une précision de $0,5 \text{ kg m}^{-2}$ tous les six jours.

La complexité de l'algorithme de récupération de l'humidité du sol de SMOS est en grande partie liée à l'hétérogénéité horizontale des pixels SMOS (avec des empreintes de l'ordre de 55km). Les choses se compliquent à partir de la spécification de « récupérables » et « non-récupérables » des fractions de couverture sur le pixel, et sur la modélisation directe (vers l'avant) d'émission de micro-ondes (bande L) pour plusieurs types de couverture terrestre sur la partie "récupérable" des pixels SMOS.

Les mesures micro-ondes passives en bande L apportent une amélioration significative pour le suivi de la dynamique de l'état de gel-dégel du sol en présence de neige. La longue longueur d'onde (~ 21 cm), par rapport à la taille des grains de neige, permet des T_b s quasiment insensible à la neige saisonnière sèche par rapport aux fréquences plus élevées. En outre, les mesures en bande-L sont moins touchées par les contributions de la végétation dans la forêt boréale par rapport aux fréquences plus élevées (Mätzler *et al.*, 1999). La bande-L devient un choix optimal de fréquence pour suivre du gel du sol, due au contraste élevé inhérent entre les états gelé-dégelé du sol (Rautiainen *et al.*, 2014). En bande-L, l'émission de micro-onde (T_b) mesurée par le

radiomètre émane principalement des meilleurs ~5cm et est clairement sensible à l'humidité des sols dans les régions ayant des teneurs en eau de végétation jusqu'à ~5kgm⁻².

Roy et al. (2015) ont récemment évalué l'utilisation des observations de micro-ondes passives (T_b) en bande L de deux capteurs satellitaires (Aquarius et SMOS) pour suivre de gel-dégel du sol au Canada. Ils ont utilisé un algorithme empirique basé sur un rapport de polarisation (Équation 2-23) pour suivre l'état de gel-dégel du sol. Afin de valider leur résultat, la comparaison est faite avec des données in situ (T_s et T_{air}) de trois environnements : 1) la Toundra ; 2) la Forêt Boréale ; et 3) les prairies. L'algorithme est basé sur un facteur relatif de givre (FF_{rel}) défini par (Rautiainen et al. 2014).

$$FF_{rel} = (FF(t) - FF_{fr}) / (FF_{th} - FF_{fr}) \quad \text{Équation 2-23}$$

Où :

$FF(t)$: facteur de givre calculé à partir des observations en bande L pour la semaine t,

FF_{fr} et FF_{th} : valeurs de référence de T_b gelés et non-gelés respectivement.

Une approche de seuillage est ensuite appliquée pour distinguer l'état de gel-dégel du sol :

$$\text{Si } FF(t) < \Delta \rightarrow \text{gel et si } FF(t) > \Delta \rightarrow \text{dégel}$$

Le seuil (Δ) varie entre 0 et 1.

Ces chercheurs ont évalué trois méthodes de calcul différentes pour FF_{fr} et FF_{th} (Équation 2-23). D'abord, **l'approche moyenne**, ils prennent la valeur moyenne de FF_{fr} pour les mois de février 2012 et 2013, tandis que la valeur moyenne du mois de juillet est prise pour la FF_{th} . Ensuite, **l'approche min/max**, pour la deuxième méthode, les chercheurs calculent la valeur minimale de toutes les mesures disponibles de T_b au cours de janvier et février pour FF_{fr} et celle maximale mesurée en juillet et août pour le FF_{th} . Pour la troisième méthode, ou **l'approche moyenne-5**, les chercheurs prennent la moyenne de cinq valeurs minimales constatées au cours du janvier et

février 2012 et 2013 pour FF_{fr} , et le FF_{th} est les cinq valeurs maximales constatées au cours de l'été (juillet et août).

Sur la base des résultats obtenus par Rautiainen et al. (2014) quatre différentes définitions pour FF ont été évaluées. Les quatre indices de FF_{xx} sont principalement liés aux deux polarisations opposés comme le ratio normalisé de polarisation (NPR) (Équation 2-24), le rapport de polarisation (PR) (Équation 2-25), et la différence de polarisation pondérée par la valeur de la T_b lors d'une polarisation donnée (Équations 2-26 et 2-27).

$$FF_{NPR} = (T_{bv} - T_{bh}) / (T_{bv} + T_{bh}) \quad \text{Équation 2-24}$$

$$FF_{PR} = T_{bh} / T_{bv} \quad \text{Équation 2-25}$$

$$FF_{diff-H} = (T_{bv} - T_{bh}) * (270 - T_{bh}) \quad \text{Équation 2-26}$$

$$FF_{diff-V} = (T_{bv} - T_{bh}) * (300 - T_{bv}) \quad \text{Équation 2-27}$$

Les chercheurs ont appliqué la T_b hebdomadaire obtenu des deux capteurs satellitaires (SMOS et Aquarius) pour chacune des définitions de FF_{xx} (Équations 2-24 à 2-27) et suivant les trois méthodes de sélection de la méthode de référence FF_{fr} et FF_{th} . Les résultats ont ensuite été comparés avec les ensembles de données binaires hebdomadaires de référence (T_s , T_{air} , $MODIS_{SCA}$ et $MODIS_{LST}$). La précision a été calculée à partir du nombre d'estimations correspondant de gel-dégel du sol divisé par le nombre total de semaines.

$$\text{exactitude \%} = (\# \text{prédiction correct}) / (\# \text{total de semaines}) \quad \text{Équation 2-28}$$

Leurs résultats montrent un signal saisonnier clair pour le rapport normalisé de polarisation (NPR) qui est bien corrélée avec la T_{air} provenant des informations de gel-dégel. Une précision globale de 90,8% a été obtenue avec l'Aquarius et 87,8% avec SMOS. Les valeurs d'exactitude sont légèrement inférieures par rapport aux informations de gel-dégel dérivées de la T_s

(respectivement, 88,3% et 85,3%). Les meilleurs résultats ont été obtenus dans les régions de toundra où la différence entre la NPR gelée et dégelée est le plus élevé. Par rapport à T_{air} , l'algorithme de gel-dégel donne le début et la fin de gel avec un retard d'environ une semaine dans la toundra, et deux semaines dans la forêt et prairies. Cette étude a donné des résultats prometteurs pour suivre le gel-dégel du sol avec les observations spatiales de micro-ondes passives en bande L.

2.2.4 Mission de la NASA, SMAP

La nouvelle mission de la NASA, le satellite SMAP, a été lancée le 31 janvier 2015 et il a été placé sur une orbite héliosynchrone polaire (6 AM/6 PM) à 685km d'altitude. Le satellite SMAP est muni d'un radiomètre et d'un radar opérant en bande L. Les objectifs scientifiques principaux de cette mission sont de comprendre les processus qui relient les cycles d'eau, de l'énergie et de carbone terrestres ; d'estimer les flux mondiaux de l'eau et de l'énergie à la surface de la Terre et de quantifier les flux nets de carbone dans les paysages boréaux ; d'améliorer les compétences de prévision des conditions météorologiques et climatiques et d'améliorer la prévision des inondations et la capacité de surveillance de la sécheresse. Le Jet Propulsion Laboratory (JPL) a construit l'engin spatial, l'instrument radar (sauf le radiomètre), et le système de traitement. L'Agence spatiale canadienne (ASC) est également un partenaire de la mission pour fournir un soutien scientifique essentiel et la calibration-validation (pré et post-lancement).

Il était prévu qu'avec SMAP, l'humidité du sol soit obtenue en utilisant à la fois les mesures du radiomètre (passif) et du RADAR (capteur actif). Les mesures radiométriques ont l'avantage de fournir des observations relativement précises de la T_b et de l'humidité du sol avec une résolution assez faible (une grille d'environ 40km) semblable à SMOS. Par contre, les mesures actives devaient fournir de l'information à plus haute résolution (SAR, 3km) sur une bande légèrement plus étroite même si les mesures radar de l'humidité du sol sont moins précises en raison de la plus grande sensibilité à la rugosité de la surface et à la diffusion de la végétation. En plus, les mesures passives et actives devaient être combinées pour générer un produit d'évaluation de l'humidité du sol à une résolution moyenne de 9km avec une précision proche de celle du radiomètre.

En bref, la mission SMAP devait fournir la meilleure résolution spatiale pour une cartographie mondiale de l'humidité du sol à tous les 2-3 jours sur des grilles de la Terre imbriqués de 3, 9, et 36km (O'Neill *et al.*, 2010). La Figure 2-6 illustre les trois grilles de la mission SMAP. La grille de faible résolution des mesures radiométriques (produit L1C-TB sur un pixel « grossier » de 36km), celle des mesures radars à haute résolution (L1_S0_HiRes sur un pixel « fin » de 3km) et la grille d'intégration des deux types de données pour générer l'humidité du sol à une résolution intermédiaire (L3_SM_A / P sur un pixel « moyen » de 9km). Les produits de niveau 1 sont géo-localisés et calibrés ; les données de niveau 3 sont des composites quotidiens mondiaux de données de niveau 2 (l'humidité ou gel du sol). Avant le lancement du satellite, l'équipe scientifique de SMAP a concentré ses efforts à développer et valider des algorithmes pour retrouver l'humidité du sol à ces différentes résolutions. Pour le gel du sol, la NASA prévoyait produire des cartes dérivées des mesures radars à haute résolution (L1_S0_HiRes sur un pixel « fin » de 3km), fournissant des estimations binaires de l'état de gel-dégel de la surface dans la région au nord de la latitude 45N (Entekhabi, 2014). Des données d'observation au sol devaient être nécessaires pour évaluer les paramètres des algorithmes.

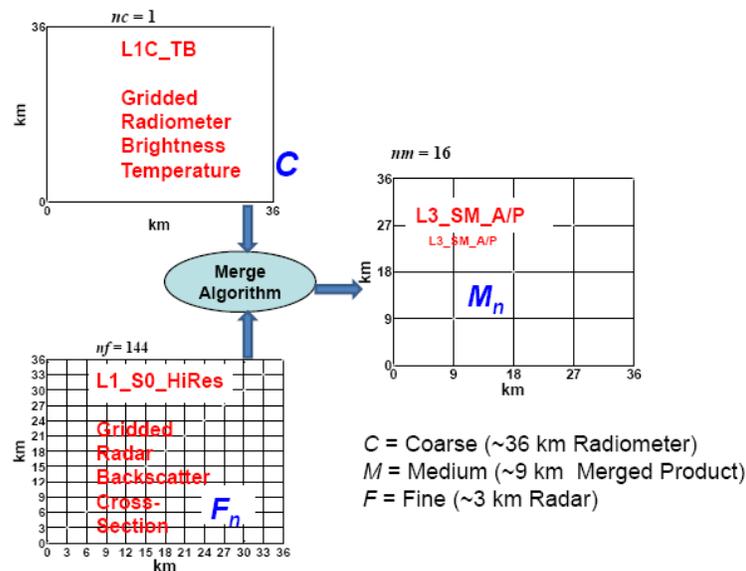


Figure 2-6 Définition des grilles de la mission SMAP pour combiner la résolution faible et la haute résolution afin de générer la résolution intermédiaire (Das *et al.*, 2011)

2.2.4.1 Les algorithmes pour les produits SMAP dérivés du radiomètre

L'équipe scientifique de la mission SMAP a proposé quelques algorithmes afin de récupérer l'humidité du sol à partir du radiomètre. T réfère au modèle τ - ω présenté par l'équation suivante (Entekhabi, 2014):

$$T_{Bp} = T_S \exp(-\tau_p \sec \theta) + T_C (1 - \omega_p) [1 - \exp(-\tau_p \sec \theta)] [1 + r_p \exp(-\tau_p \sec \theta)] \quad \text{Équation 2-29}$$

Les autres paramètres qui influencent l'humidité du sol sont la rugosité de surface et la teneur en eau de la végétation. Le coefficient de réflexion de rugosité et la teneur totale en eau de la végétation sont évalués de la façon suivante :

$$r_{p \text{ rough}} = r_{p \text{ smooth}} \exp(-h \cos^2 \theta) \quad \text{Équation 2-30}$$

Avec :

h : la relation linéaire de la moyenne quadratique (RMS) de la hauteur de la surface.

$$\theta = 40^\circ$$

$$\tau_p = b_p W \quad \text{Équation 2-31}$$

Où :

W : le contenu total de la colonne d'eau de la végétation (kgm^{-2})

b_p : dépend du type de végétation

En supposant un équilibre de la température entre celle de l'air, du sol et de la végétation au passage descendant du satellite SMAP à 6:00AM, ce qui conduit $T_{\text{eff}} = T_S = T_C$. En conséquence, on peut estimer l'humidité du sol par la relation Fresnel et la constante diélectrique.

En bref les algorithmes proposés sont :

- ❖ *Algorithme de récupération de la référence de l'humidité du sol :*

Cet algorithme est basé sur une approche de micro-onde avec un seul canal utilisant uniquement des mesures T_{bH} qui sont successivement corrigées pour la température de surface, la teneur en eau de la végétation, ainsi que la rugosité de surface. Les données auxiliaires utilisées pour les variables $h, \omega, T_{eff}, T_{bH}, W$ et celle de l'émissivité sont obtenues pour les surfaces lisses nues. Ensuite, l'humidité du sol est récupérée à l'aide de l'équation de Fresnel (Équations 2-10 et 2-11) pour la polarisation horizontale avec un modèle diélectrique.

❖ *Algorithme itératif à polarisation double*

Cet algorithme utilise les deux polarisations T_{bH} et T_{bV} . Les premières valeurs estimées pour l'humidité du sol et la teneur en eau de la végétation sont ajustées itérativement à partir des équations micro-ondes pour T_{bH} et T_{bV} jusqu'à ce que la convergence soit atteinte selon l'approche des moindres carrés.

❖ *Algorithme du rapport de réflectivité bipolarisation*

Dans ce second algorithme alternatif, un facteur de rugosité et la correction pour la végétation sont estimés à partir des deux polarisations T_{bH} et T_{bV} et sont ensuite utilisés pour calculer la réflectivité en polarisation horizontale de sol nu laquelle est utilisée pour récupérer l'humidité du sol.

❖ *Modèle de récupération des paramètres du sol (LPRM)*

Cet algorithme est une optimisation itérative et le modèle de récupération est basé sur un indice profitant des mesures de polarisation double à une seule fréquence en bande L pour calculer l'humidité du sol et la végétation.

Tous ces algorithmes sont documentés par la NASA⁷. Il est ainsi possible d'obtenir la théorie physique sous-jacente aux algorithmes, les procédures mathématiques ainsi que les hypothèses utilisées pour convertir les luminances reçues par les instruments en des quantités géophysiques.

⁷ <http://smap.jpl.nasa.gov/search/?q=algorithem>

2.2.4.2 Cartographie de gel-dégel de SMAP

Le produit de gel-dégel de SMAP devait être généré avec une approche de seuil constant (CTA) utilisant à la fois des acquisitions AM et PM du radar au nord du 45° parallèle. L'approche du CTA, examine les variations temporelles du signal par rapport à une ou plusieurs signatures de référence acquises pendant les périodes ou saisons pour lesquelles le signal est stable dans le temps. Cette approche du seuil saisonnier avait aussi été utilisée avec succès en utilisant les T_b obtenues des images SSM/I pour produire une cartographie globale multi-annuelle de l'état du gel-dégel du sol avec une précision de classification spatiale relativement élevée (Kim *et al.*, 2011). La combinaison des évaluations de l'état de gel-dégel du sol des acquisitions d'AM et PM fournit des informations sur les régions en transition de gel-dégel sur une base quotidienne. Cet aspect du produit radar était de mieux suivre les saisons de transition au printemps et à l'automne afin d'évaluer l'impact des températures sur la productivité de la végétation. Avec la perte du radar de SMAP, de nouvelles stratégies sont actuellement considérées. L'idée est de s'inspirer des algorithmes développées pour les micro-ondes passives à partir des capteurs SMOS ou multifréquences AMSR-E et AMSR2 récemment publiés (Rautiainen *et al.*, 2012, Rautiainen *et al.*, 2014, Rautiainen *et al.*, 2016, Roy *et al.*, 2015). Les résultats de cette thèse pourraient aussi être mis à contribution.

2.2.4.3 Participation des canadiens

La participation des canadiens dans l'évaluation des produits de la mission SMAP renforce l'expertise du Canada dans plusieurs domaines scientifiques clés comme l'assimilation de données de terrain pour la prévision numérique environnementale (la météo, le climat, l'hydrologie, l'agriculture, la foresterie), pour la télédétection de l'humidité et de l'état du gel-dégel du sol. Les principaux objectifs de la participation scientifique canadienne dans SMAP sont les suivants :

- ❖ Contribuer à la calibration et à la validation des produits SMAP d'humidité et du gel-dégel du sol et à l'acquisition et au traitement de données expérimentales au Canada ;
- ❖ Améliorer la représentation de l'énergie, de l'eau et des cycles du carbone dans les systèmes canadiens d'analyse et de prévision de l'environnement en utilisant les données SMAP ou les produits dérivés d'humidité et du gel-dégel du sol.

Bien que les produits SMAP et les résultats d'assimilation de données sont générés à l'échelle mondiale, la validation se fera principalement sur la région continentale des États-Unis. Il est donc avantageux pour le projet canadien de générer une autre série de produits SMAP spécifiques au Canada. Cette thèse fait partie intégrante du projet SMAP canadien et veut contribuer au développement d'algorithmes de suivi de l'état de gel-dégel dans la toundra canadienne et la forêt boréale.

2.3 Sommaire et choix des algorithmes de cartographie

Au moment de débiter l'analyse des images AMSR-E en 2010, deux principaux critères de décision étaient généralement utilisés afin de déterminer le gel du sol utilisant le capteur satellitaire AMSR-E en 19 et 37GHz (England, 1990, Judge *et al.*, 1997, Lagacé *et al.*, 2002, Zuendorf *et al.*, 1990, Zuendorf *et al.*, 1992, Zuendorf *et al.*, 1990). Dans un premier temps, un gradient spectral est appliqué sur les données de T_b à 19 et 37GHz. Le gel du sol se traduit par un gradient spectral négatif, la diffusion de volume d'un sol gelé à 37GHz est plus élevée qu'à 19GHz et en conséquence, l'émissivité est moins importante à 37GHz. La diffusion devient plus importante à 37GHz lorsque le sol est gelé car l'émissivité provient d'une plus grande épaisseur du sol et que la longueur d'onde, à cette fréquence, se rapproche de la taille des diffuseurs (i.e particules contenues dans le sol). Le gel du sol se traduit donc par un gradient spectral négatif.

Judge *et al.* (1997) ont utilisé les données de polarisation verticale de 19 et 37GHz, et les mêmes discriminants de classification de l'état du gel du sol que ceux de l'algorithme développé par Zuendorf *et al.* (1990). Les sols gelés (et la neige sèche) ont un gradient spectral négatif et selon Zuendorf *et al.* (1990), la $T_{b-37GHz}$ est inférieure à 247°K. Les sols humides ont un gradient spectral positif, et la T_b est inférieure à 247°K ; les sols chauds et secs ont un gradient spectral neutre et la $T_{b-37GHz}$ est supérieure à 247°K. Quant à l'algorithme introduit par Lagacé (2002), nous avons choisi de l'évaluer avec celui de Judge *et al.*, parce qu'il a déjà été testé dans le sud du Nunavik (taïga) où l'on retrouve de nombreux lacs et réservoirs.

Pour les données SMOS, l'algorithme monocanal basé sur l'approche de seuil saisonnier (STA) appliqué par Kim *et al.* (2011) a été choisi pour déterminer l'état journalier de gel du sol. Cette approche monocanale utilise un facteur d'échelle spatiale et saisonnière ($\Delta T_{bp}(x, t)$) défini pour une observation de pixel (x) et de temps (t) et permet de résoudre l'état quotidien de gel-dégel. Les approches générales pour déterminer les transitions de gel-dégel du sol utilisant les données micro-ondes sont des approches de seuil saisonnier (**seasonal threshold**), de fenêtre mobile (**moving window**), ou de détection des pointes temporelles (**temporal edge detection**) (Bartsch, 2010, McDonald *et al.*, 2005). Les approches de détection de pointes temporelles sont adaptées pour l'identification de transitions saisonnières de gel-dégel du sol (Kimball *et al.*, 2006, McDonald *et al.*, 2004). Les approches de fenêtres mobiles sont utiles lorsqu'elles sont appliquées à des ensembles de données temporellement cohérentes avec des observations fréquentes (quotidiennes) pour identifier les multiples événements de transition de gel-dégel (Frolking *et al.*, 1999, Rawlins *et al.*, 2005, Wang *et al.*, 2008). L'approche de seuil saisonnier examine la progression temporelle du signal par rapport aux signatures acquises au cours d'un état ou des états de référence saisonnière (gel-dégel). Ces techniques sont bien adaptées pour déterminer les conditions quotidiennes de gel-dégel et identifier les événements multiples de transition de gel-dégel (Euskirchen *et al.*, 2006, Smith *et al.*, 2004, Wang *et al.*, 2008).

Dans cette recherche doctorale, l'approche de seuil saisonnier (STA) a été testée pour suivre l'état de gel-dégel du sol utilisant les T_b de SMOS (bande L). Récemment, Rautiainen *et al.* (2014), soulignait que la bande L est un choix optimal de fréquence pour suivre du gel du sol, dû au contraste élevé inhérent à la signature entre les états gelé-dégelé du sol. Le STA a été choisi, car il est capable de résoudre l'état dynamique quotidien de gel-dégel, plutôt que des événements uniques ou les transitions saisonnières dominantes compatibles avec les deux autres approches (Kim *et al.*, 2011). Dans notre étude, les seuils dynamiques ne sont pas constants et ont été calculés pour chaque pixel et chaque jour afin de déterminer l'état de gel-dégel.

3 ZONE D'ÉTUDE ; NUNAVIK

Le Nunavik, dans la partie la plus septentrionale du Québec, est une zone de pergélisol discontinue située au-delà de la limite des arbres. Il a été l'objet de nombreuses études de la part du Centre d'études nordique (CEN) depuis plus de 50 ans (Figure 3-1). Cette vaste région, au nord du 55° parallèle, est bordée par la baie d'Hudson à l'Ouest, par le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava au Nord et par le Labrador à l'Est⁸. Elle couvre une superficie d'environ 507 000km².

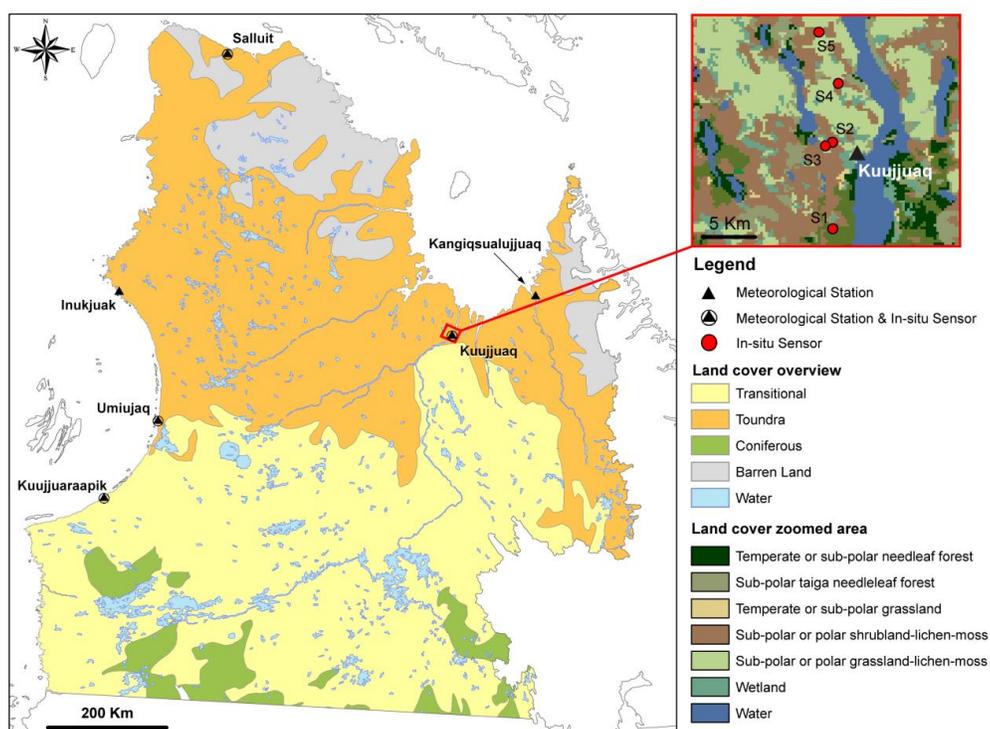


Figure 3-1 Carte de l'occupation générale du sol du Nunavik et localisation des principaux villages.

L'encadré détaille l'occupation du sol dans la région de Kuujuaq et la localisation des capteurs de T_s.

L'influence climatique de la Baie d'Hudson décale la limite des arbres vers le sud, ainsi le territoire se caractérise par une transition est-ouest entre la toundra forestière et la toundra arbustive (Payette, 1983). La région connaît un climat subarctique aux étés humides et aux hivers très froids, influencés par le gel saisonnier de la baie d'Hudson. Les précipitations annuelles sont d'environ 550mm, dont près de 40% tombent sous forme neigeuse (Ménard *et al.*, 1998). Les

⁸ <http://www.nunavik-tourism.com/Accueil.aspx>

forts vents hivernaux venant du nord-ouest influencent la distribution de la neige, qui s'accumule dans les bas de pente ainsi que dans les zones arbustives et forestières. Les secteurs élevés, notamment les hauts de pente et les buttes de pergélisol, sont toutefois dépourvus de cet épais couvert de neige (Ménard *et al.*, 1998).

La Figure 3-2 présente le réseau des stations climatiques et de l'observatoire de l'environnement nordique du CEN (SILA). SILA signifie climat en Inuktitut (une des principales langues Inuits du Canada). Le réseau SILA a été créé par CEN afin de caractériser, quantifier et évaluer les changements environnementaux dans huit zones bioclimatiques du Québec et de l'Est de l'arctique canadien. Il compte actuellement 75 stations environnementales à acquisition automatique.

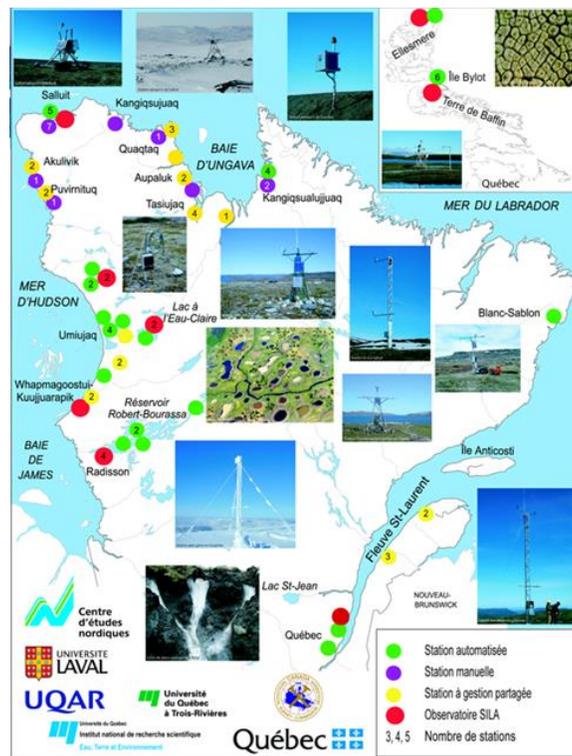


Figure 3-2 Réseau nordique du climat et d'observation de l'environnement (Centre d'Étude Nordiques)⁹

⁹ <http://www.cen.ulaval.ca/sila.html>

On y rencontre deux types de formation végétale : la Toundra et la Forêt Boréale parsemées de nombreux lacs et parcourues par de grandes rivières. 90% des 11 000 habitants du Nunavik sont des Inuits qui vivent dans des villages côtiers. On y retrouve aussi des amérindiens de la nation Crie et des Européens. Kuujuaq, situé au bord de la rivière Koksoak, est la capitale de ce territoire. La Direction du Patrimoine Écologique et des Parcs, du MDDELCC a proposé, à partir de modèles de distribution spatiale des données climatiques mensuelles, une classification bioclimatique du Québec. Le modèle de classification climatique mondiale de Litynski (1988) a été appliqué à cette classification climatique en 15 classes pour aboutir à un regroupement en 12 classes. Les classes 1, 2, 3 et 4 (Figure 3-3) résument les conditions climatiques régnant sur la zone d'étude.

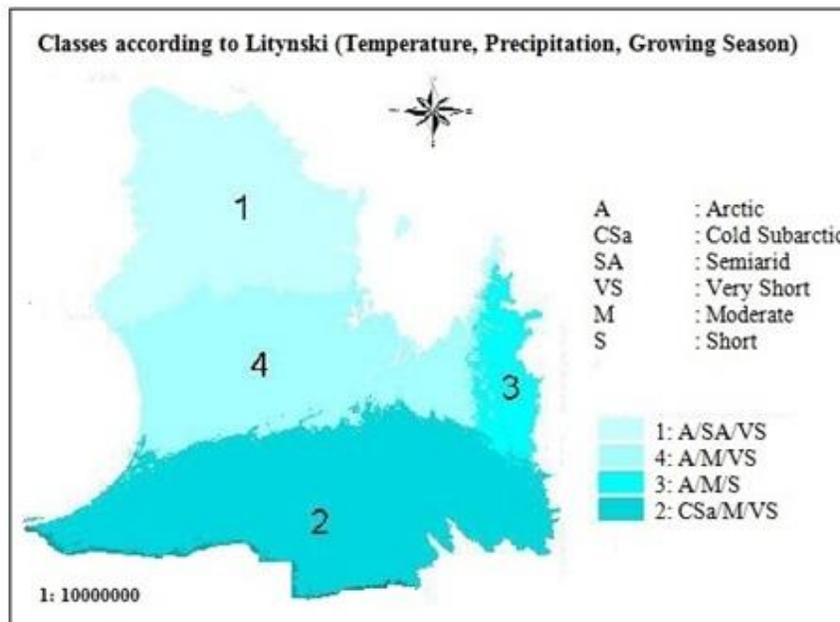


Figure 3-3 Classes climatiques selon Litynski, 1988, (Température, saison de croissance en jours, et précipitation)¹⁰

¹⁰ Source: <http://www.mddep.gouv.qc.ca/changements/classification/model-clima.pdf>

Le Tableau 3-1¹¹ indique les températures minimum, moyenne et maximum annuelles de ces classes. De plus, un résumé des caractéristiques du climat du Nunavik est présenté au Tableau 3-2¹¹.

Tableau 3-1 Température moyenne annuelle de la classification pour les 4 classes liées au Nunavik

Classe	Température (°C)		
	Minimum	Moyenne	Maximum
1	-10,5	-8,25	-5,6
2	-6,8	-5,48	-4,0
3	-11,2	-6,84	-5,5
4	-7,5	-6,48	-4,9

Tableau 3-2 Caractéristiques sommaires des climats du Nunavik

Classe	Région climatique	Température (°C)	Précipitation (mm)	Saison de croissance
1	1	Polaire	semi-aride	très courte
2	2	Subpolaire froide	modérée	très courte
3	3	Polaire	modérée	courte
4	4	Polaire	modérée	très courte

D'après le MRN, le Québec est divisé en trois zones climatiques et plusieurs sous-zones représentant les différentes couvertures végétales (Tableau 3-3).

Tableau 3-3 Zones et sous-zones climatiques représentant les couvertures végétales du Québec⁹

Zone climatique	Couverte végétale	
Tempérée nordique	La forêt décidue	Les forêts de feuillus nordiques (avec l'érable à sucre)
	La forêt mélangée	Les espèces boréales (le sapin baumier et l'épinette noire)
		Les espèces méridionales (le bouleau jaune)
Boréale	La forêt Boréale continue	Les espèces résineuses boréales
		Les feuillus de lumière
	La taïga	Les forêts de conifères ouvertes sur un tapis de lichens
	La toundra forestière	L'alternance de forêts résineuses ouvertes et de toundra
Arctique	Le Bas-Arctique	L'absence d'arbres (végétation de toundra avec arbustes, herbes, mousses et lichens)
		Le pergélisol continu

La richesse floristique de la forêt mélangée est plus faible que celle de la forêt décidue. La couverture végétale du Nunavik varie en fonction de la latitude. On reconnaît les deux zones suivantes (Tableau 3-4).

Tableau 3-4 Couverture végétale du Nunavik varie en fonction de la latitude⁹

Zone	Couverte végétale en fonction de la latitude
Arctique	La plus nordique, dépourvue d'arbres; couverture végétale très rase, la toundra herbacée et arbustive avec un tapis de lichens
Boréale	La toundra forestière (zone d'hémi arctique, les stations abritées du territoire (bas-fonds, vallées) et la toundra rase à lichens sise sur les stations exposées (sommets, plateaux)
	La taïga, la plus méridionale, dominée par des pressières noires à lichens très ouvertes

3.1 Sites expérimentaux

Les mesures directes du sol ainsi que de l'état du sol (gel-dégel) sont nécessaires pour améliorer la compréhension de la productivité des écosystèmes, du cycle de l'eau, du cycle du carbone et du bilan énergétique. D'autre part, afin de développer les algorithmes pour cartographier le gel du sol, des données in situ comme la température et l'humidité du sol et de l'air sont nécessaires pour étalonner les données satellitaires et valider les cartes de gel-dégel résultantes. Ces mesures sont collectées par le réseau météorologique du CEN et d'Environnement Canada. Des données additionnelles sur la température et l'humidité du sol dans les différents environnements de la toundra et de la taïga sont également requises. De plus, l'algorithme à développer doit être adapté à l'hétérogénéité à l'intérieur d'un pixel satellitaire : à savoir différents types de végétation, de sol, présence de lacs et diversité du relief dans un pixel de plusieurs kilomètres carrés (25-50km²).

Pour la première étude (AMSR-E), les données in situ recueillies de septembre 2007 jusqu'à la fin de décembre 2009 et utilisées pour valider l'algorithme, proviennent de la région proche du village de Kuujjuaq (58.1°N, 68.4°O) (section 3.1.1). Pour la seconde étude (SMOS), les données in situ, ont été collectées entre septembre 2010 et la fin de décembre 2012, près du village d'Umiujaq (56.55°N, 76.55°O) non loin de la baie d'Hudson (section 3.1.2).

3.1.1 Kuujjuaq

La plus importante communauté du Nunavik, Kuujjuaq, se trouve sur la rive ouest de la rivière Koksoak, à environ 50km en amont de la baie d'Ungava. La vie quotidienne des habitants de la communauté est étroitement liée à cette majestueuse rivière. Le flux et le reflux des marées modifient continuellement le paysage et dictent le rythme des activités traditionnelles estivales. Aux environs de Kuujjuaq, on rencontre plusieurs îlots de forêts boréales dominés par des épinettes noires et des mélèzes qui poussent en milieux abrités.

En septembre 2007, huit capteurs de température (TidBit, Temp Logger) ont été installés par une équipe de l'INRS dans un rayon de 30 km autour de Kuujjuaq (Figure 3-4). Ces derniers enregistraient la température du sol à -5 cm toutes les 4 heures pendant l'année d'étude. Les

sites des capteurs se retrouvent aussi bien en zones boisées qu'en zones de toundra. Les sols sont surtout sablonneux.



Figure 3-4 Situation des capteurs de température de surface proche du village de Kuujjuaq

Les Figures 3-5 à 3-9 illustrent la diversité de la couverture végétale et-du sol à Kuujjuaq, ainsi que les endroits où les senseurs de la température du sol ont été installés. Ce sont des affleurements rocheux, de la toundra arbustive, des lichens, des tourbières ou encore de la forêt boréale, sur du sable ou des sols organiques, etc.

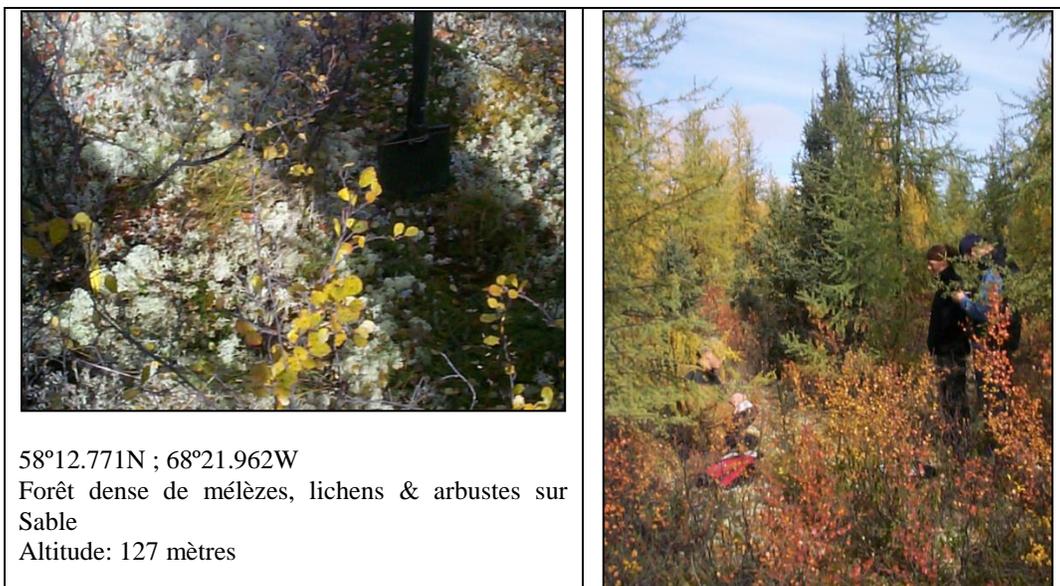


Figure 3-5 Diversité de la couverture végétale et type du sol; Senseur #1



Figure 3-6 Diversité de la couverture végétale et type du sol; Senseur # 4

58°07.423N ; 68°25.512W, Toundra, Lichen, Sable grossier, Altitude : 64 mètres



Figure 3-7 Diversité de la couverture végétale et type du sol; Senseur #5

58°07.395N ; 68°26.281W, Tourbière, Sol organique, 100% saturé, Altitude : 54 mètre



Figure 3-8 Diversité de la couverture végétale et type du sol; Senseur #6



Figure 3-9 Diversité de la couverture végétale et type du sol; Senseur #7

3.1.2 Umiujaq

La communauté inuit d'Umiujaq s'est établie¹¹ au pied d'une colline ressemblant à un umiaq (l'embarcation inuit traditionnelle fabriquée en peaux de morse). Depuis l'été 2010, des campagnes de terrain ont eu lieu à Umiujaq pour collecter des données d'humidité et de température. En août 2010, les capteurs de température de type HOBO ont été installés dans les vallées proches du village à 5 cm de profondeur. En août 2011, la deuxième campagne a eu lieu pour :

- ❖ Télécharger et reprogrammer les capteurs de température installés,
- ❖ Installer des capteurs additionnels mesurant d'humidité ainsi que la température du sol (HOBO Micro Station).

En août 2012, grâce au programme SMAP et à la contribution financière de l'Agence spatiale canadienne, des capteurs supplémentaires ont été installés dans le bassin de la rivière Sheldrake, la vallée de la rivière Nastapoka, la vallée de la rivière Boniface et dans la forêt ouverte près du lac à l'Eau-Claire. Neuf nouveaux capteurs (de température et d'humidité) furent installés dans ces quatre nouveaux sites (Figure 3-10). Un site à environ 20km à l'est d'Umiujaq (la toundra,

#10, #11), un deuxième à 40 km au nord (la toundra, #12, 13, 14, 15) et un troisième à plus de 100 km au nord (#16) et à l'est (la forêt ouverte, #17, 18). En août 2013, une autre campagne de terrain a eu lieu afin de télécharger et reprogrammer ces capteurs. Ces derniers ont été enterrés dans le sol à -5 cm pour la température, et à -5, -10 et -20 pour la teneur en eau. Les sites ont été choisis dans différents environnements (la forêt dense à clairsemée, sol dégagé (les mousses et lichens), terre humide. Les données du sol ont été enregistrées avec des intervalles de temps différent (1, 4 ou 6 heures pour l'année 2012-2013 et 1 heure pour l'année 2013-2014). Les données sont récupérées une fois par année. La Figure 3-10 illustre la position géographique des capteurs utilisés pour collecter les données du sol au nord et à l'est d'Umiujaq. Durant la période d'étude, des visites annuelles ont été effectuées à ces sites permettant à la fois de récupérer manuellement les données enregistrées et de réinstaller les capteurs.

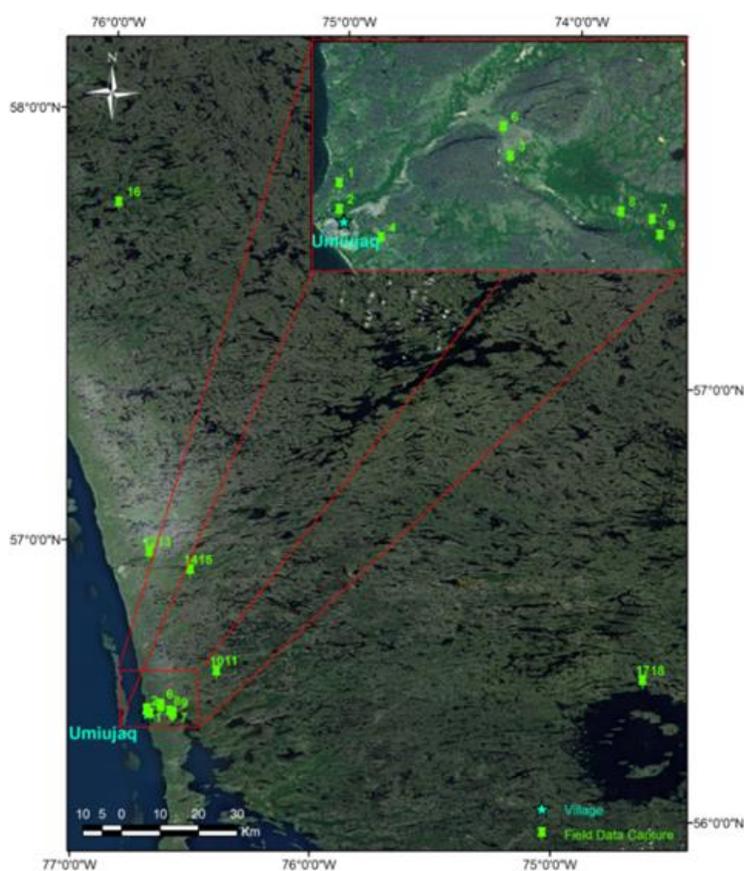


Figure 3-10 Carte de la situation des sondes d'humidité du sol au nord et à l'est d'Umiujaq

La Figure 3-11 montre la diversité de la couverture végétale de cette zone d'étude comprise dorénavant dans le parc national de Turjusuq (26 107km²) qui inclut les lacs Guillaume-Delisle et le Lac à l'Eau-Claire (Figure 3-12). Cette diversité varie de la toundra forestière caractéristique de la zone héli-arctique dans laquelle les forêts occupent les stations abritées du territoire (les bas-fonds, les vallées) et la toundra herbacée à lichens sise sur les stations exposées des sommets et des plateaux. Les sites de la région d'Umiujaq (Figure 3-10) constituent un site Cal/Val pour les produits de la mission SMAP lancée le 31 janvier 2015.



Figure 3-11 Diversité de la couverture végétale du Parc de Tursujuq ; a) Toundra arbustive, b) Tapis de mousse sur une butte de pergélisol c) Tourbière arbustive d) Lichen en zone de forêt ouverte, e) Forêt boréale près du Lac à l'Eau Claire, f) Zone de lichen près d'un affleurement rocheux.

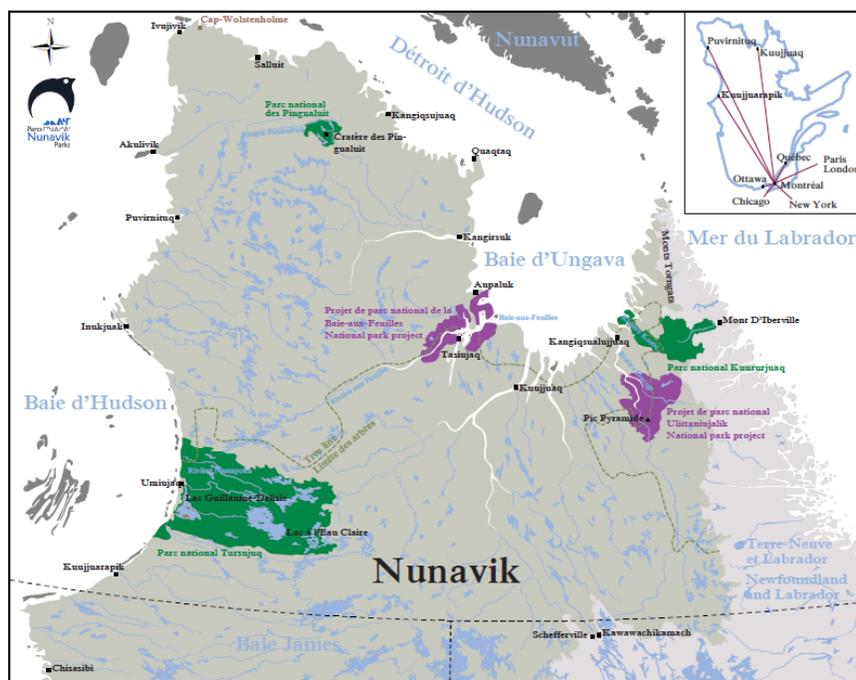


Figure 3-12 Carte du Nunavik illustrant la localisation du nouveau Parc national de Tursujuq

(Produite par l'Administration régionale de Kativik¹¹)

¹¹ <http://www.nunavikparks.ca/fr/parcs/tursujuq/index.htm>

4 CARTOGRAPHIE DE GEL-DÉGEL DU SOL À PARTIR DES DONNÉES AMSR-E

Ce chapitre décrit la méthodologie pour suivre le gel saisonnier du sol dans la toundra au nord du Québec en utilisant des données de micro-ondes passives AMSR-E (objectif 1). Cette partie d'étude a été entreprise dans le cadre de l'Année Polaire Internationale (API) et du projet interinstitutionnel « Variability and Change in the Canadian Cryosphere » –A Canadian Contribution to “State and Fate of the Cryosphere”– sous le leadership d'Environnement Canada (EC). Le chapitre présente les données utilisées dans cette méthode (4.1), et expose les motifs sur le choix des données AMSR-E en deux fréquences 19 et 37GHz (4.2). Par la suite, il décrit les étapes du traitement des images AMSR-E pour produire les cartes de gel-dégel du sol (4.3). Ensuite, il présente les étapes de la validation des résultats avec des données in situ, en comparant les données MODIS LST, et les cartes de la température près de la surface du sol obtenues de MODIS produit par Hachem et al, 2009 (4.4). Finalement, la troisième section (4.5) présente le sommaire du chapitre.

4.1 Données utilisées

Les jeux de données utilisées pour l'étude du suivi du gel du sol au Nunavik sont les suivants :

- ❖ AMSR-E : Température de brillance ;
- ❖ AVHRR : Occupation du sol ;
- ❖ SCF/CFS : Occupation du sol ;
- ❖ Données vectorielles du CIT-S ;
- ❖ Données du pourcentage d'eau ;
- ❖ Données In situ (Température de sol) ;
- ❖ MODIS LST : Température de surface du sol.

4.1.1 AMSR-E ; la température de brillance (T_b)

Les données de micro-ondes passives utilisées pour l'étude du suivi du gel du sol au Nunavik sont les données de températures de brillance (T_b) du capteur AMSR-E embarqué sur le satellite AQUA de la NASA. Il a été opérationnel de 2002 à 2011. La couverture de la zone d'étude est quotidienne. AMSR-E fonctionnait aux fréquences de 6,9 ; 10,7 ; 18,7 ; 23,8 ; 36,6 et 89GHz. AMSR-E avait une plus haute résolution spatiale que les précédents radiomètres de micro-ondes passives comme par exemple SSM/I. La résolution est presque de 60km à 6,9GHz, tandis qu'elle est de 5km à 89GHz (Jones *et al.*, 2007, Zhang *et al.*, 2010). Le Tableau 4-1 résume les spécifications techniques d'AMSR-E.

Tableau 4-1 Spécifications de l'AMSR-E

Fréquence (GHz)	6,9	10,7	18,7	23,8	36,6	89
Résolution (km)	60	60	25	25	15	5
Largeur de bande (MHz)	350	100	200	400	1000	3000
La taille des pixels (km x km)	75 x 43	51 x 29	27 x 16	32 x 18	14 x 8	6 x 4

Les T_b s utilisées proviennent du jeu de données d'AMSR-E/ Aqua Daily L3 Surface Soil Moisture, Interpretative Params & QC EASE-Grids. (AE_Land3). L'avantage de ce jeu de données, comparativement aux données brutes en fauchées (AE_L2A), est que les T_b , de toutes fréquences confondues, ont été ré-échantillonnées à une résolution spatiale de 25km (EASE-Grid Global). Elles offrent aussi une couverture globale qui facilite grandement les calculs et réduit le temps de traitement. Le format des données est HDF-EOS. Les données et les métadonnées proviennent du site NSIDC¹². L'instrument AMSR-E a arrêté de produire des données en raison d'un problème avec son mécanisme de rotation de l'antenne à partir de 06 :58 UTC le 04 octobre 2011.

¹² <http://nsidc.org/data/amsre/versions.html>

4.1.2 AVHRR ; l'occupation du sol

Le capteur AVHRR est sur le satellite National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA-14). Le jeu de données fourni a été soumis à deux étapes critiques de traitement avant d'être publié :

- ❖ La préparation d'un ensemble de données sans interférences ;
- ❖ L'extraction de l'information sur la couverture terrestre.

La saisie des informations a été faite en saison de croissance (11 avril à 31 octobre 2005) par le Centre Canadien de Télédétection (CCT). L'image est en format TIF avec une résolution spatiale de 1,1 kilomètre. L'objectif poursuivi par les créateurs de ce jeu de données était de générer une cartographie de la couverture du sol la plus à jour possible, temporellement et spatialement, pour le Canada émergé. Les données obtenues à partir d'AVHRR offrent une classification de l'occupation du sol du Canada en 31 classes : 12 classes de forêts, 3 de formations arbustives, 7 de toundra et prairies, 7 correspondent à des terres mises en valeur par l'homme et 2 classes de territoires sans végétation¹³. Le Tableau 4-2 présente la longueur d'onde du capteur AVHRR et leurs utilités primaires respectives.

Tableau 4-2 Longueur d'onde du capteur AVHRR et leurs utilités primaires respectives

Canal	Longueur d'onde (µm)	Utilités primaires
1	0,58-0,68	Couverture nuageuse diurne et cartographie de surface
2	0,725-1,10	Délimitation des eaux de surface et du couvert végétal
3	3,55-3,93	Température de surface des eaux et couverture nuageuse nocturne
4	10,5-11,5	Température de surface et couverture nuageuse
5	11,5-12,5	Température de surface

¹³ http://atlas.nrcan.gc.ca/site/francais/maps/environment/forest/forestcanada/land_cover_classification.html

4.1.3 SCF/CFS ; l'occupation du sol

Les données d'occupation du sol du Service Canadien des Forêts (SCF) ont été créées en collaboration avec l'Agence Spatiale Canadienne (ASC). Elles proviennent de l'imagerie Landsat7. C'est une classification en 23 classes avec une résolution spatiale de 25m, en format TIFF accompagné d'un fichier Tiff World File (TFW) pour la géoréférence du fichier. La distribution des images s'effectue par une interface WMS du SCF¹⁴.

4.1.4 Données du pourcentage d'eau

Ce jeu de données a été créé à partir de la carte d'occupation du sol AVHRR afin d'obtenir le pourcentage d'eau par pixel AMSR-E. Le résultat est ensuite utilisé pour appliquer un algorithme permettant de qualifier la dynamique de gel-dégel du sol au Nunavik. Les calculs de corrélation du pourcentage d'eau pour la température de brillance aux fréquences 19 et 37GHz, ont été effectués par Gignac (stagiaire à l'INRS-ETE en 2008) dans le logiciel Excel de la suite Office. En fait, ces données sont utilisées pour calculer le gradient spectral pondéré (GTVP).

4.1.5 Données in situ

Les mesures in situ utilisées dans cette étude pour valider les résultats de gel-dégel d'AMSR-E comprennent les températures du sol selon la profondeur recueillie aux stations du Centre d'Études Nordiques (CEN), ainsi que la température de l'air et les précipitations extraites du site du réseau météorologique d'Environnement Canada (EC) (Figure 3-1). Les températures du sol et les stations météorologiques se retrouvent simultanément dans les villages d'Umiujaq, Inukjuak, Salluit, Kangiqsualujjuaq ; la température du sol seule est aussi mesurée à Kuujjuaq. La Figure 4-1 localise les positions des cinq thermocouples additionnels installés dans la région de Kuujjuaq, de septembre 2007 à septembre 2009. Les thermocouples (Tidbit de Hoskin Scientific) ont été enterrés dans le sol (-5cm) dans 8 sites différents (forêt dense à clairsemée, sol dégagé, mousses et lichens, milieu humide, etc.), à proximité de la seule route de la région. La toundra arbustive (arbustes et lichens) représente la couverture végétale dominante. Les cinq

¹⁴ http://nfis.org/index_e.shtml

thermocouples se retrouvent dans un seul pixel AMSR-E (Figure 4-1). La température du sol était enregistrée aux 4 heures ; les données étaient récupérées une fois par année. Les données sont disponibles sur le site du catalogue PolarData qui permet aux collectivités du Nord, aux chercheurs et au grand public de connaître les recherches et les données recueillies dans le nord du Canada.

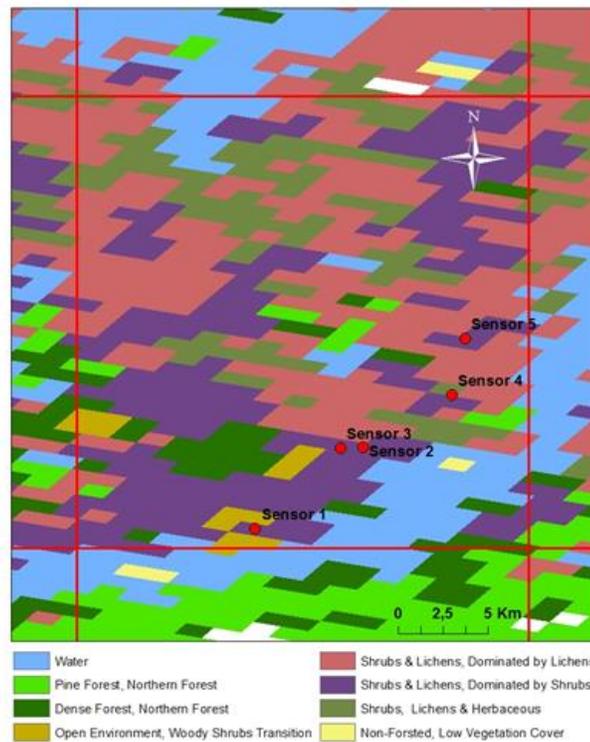


Figure 4-1 Situation des thermocouples (Tidbit) au site de Kuujuaq dans un pixel d'AMSR-E

4.1.6 MODIS LST : Température de surface du sol

Les capteurs MODIS installés à bord des plates-formes Terra et Aqua de la NASA cartographient les températures de surface et les conditions thermiques de surface à un niveau régional. Ils possèdent 36 bandes comprises entre 0,405 μ m et 14,385 μ m : 11 bandes optiques, 9 bandes dans le proche infrarouge, 6 autres dans l'infrarouge thermique, 4 bandes infrarouges à ondes courtes, et les six dernières bandes correspondent à des ondes thermiques. Les produits de

MODIS, disponibles auprès de plusieurs sources, décrivent des caractéristiques terrestres, les océaniques et l'atmosphérique qui peut être utilisées pour l'étude de processus et de tendances de l'échelle locale à l'échelle mondiale¹⁵. MODIS a une largeur de fauchée de vision de 2330 kilomètres et considère toute la surface de la terre, en moins de deux jours. Il acquiert des données aux trois résolutions spatiales suivantes : 250m, 500m et 1km.

Les données MODIS utilisées dans cette étude pour valider des résultats de gel-dégel sont les données journalières de température de surface (LST) des images de MODIS du sol obtenues du site de MODIS¹⁷. Le Tableau 4-3 donne l'information sur l'image MOD11A1-Level.

Tableau 4-3 Information sur l'image MOD11A1-Level¹⁶

Nom de série de donnée EDG	MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km ISIN Grid V001
Abrégé granulé	MOD11A1 ¹⁷
Superficie	~ 10 x10 lat/long
Taille	1200 x1200 rows/columns
Taille du fichier	~23MB
Résolution	1 kilometer
Projection	sinusoïdale intégrée
Le type de donnée de LST	16-bit Integer
Le type de donnée d'émissivité	8-bit Integer
Format de donnée	HDF-EOS
Ensembles de données des sciences	13

Les images MODIS fournissent des valeurs de température et d'émissivité par pixel. Les températures sont extraites en Kelvin par un algorithme dépendant de l'angle de champ appliqué aux observations directes. Cette méthode donne une précision de 1K pour les matériaux avec les

¹⁵ <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/>

¹⁶ http://www.icesb.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide_v3/mod11a1.html

¹⁷ MOD11A1-Level 3 Daily Land Surface Temperature/Emissivity-1km, from Terra MODIS, group Terra Land Level 3/Level4 Daily Tiled LST Product.

émissivités connues. L'information de l'angle de champ est incluse dans chaque produit LST/E. Les émissivités sont des estimations obtenues en appliquant l'algorithme à l'information de base des données. Les produits de températures sont à leur tour des entrées clés de nombreux du niveau élevé des produits de MODIS et fournissent des données pour la cartographie de la température mondiale et le changement d'observation.

Le sol et la température de la canopée (*canopy temperature*) sont parmi les principaux déterminants du taux de croissance de la végétation durant toute la saison de croissance. L'évapotranspiration, la fonte de la neige et de la glace sont très sensibles aux variations de température de surface, qui est aussi un facteur discriminant important dans la classification des types de milieux à la surface de la terre.

4.2 Choix des fréquences

Les fréquences de 19 et 37GHz ont été choisies pour cette étude du suivi du gel du sol pour les principales raisons suivantes :

- ❖ Puisque la $T_{b37GHz,V}$ a la meilleure corrélation avec les températures physiques (T_s et T_{air}), et que la transition de phase de l'eau a un peu d'effet sur leur évaluation, elle est plus sensible à l'état de sol (Zhang *et al.*, 2010).
- ❖ D'après plusieurs auteurs, les cycles de gel-dégel ont un effet sur les T_b , particulièrement pour les fréquences de 19 et de 37GHz (England, 1990, Judge *et al.*, 1997, Liou *et al.*, 1998, Wegmüller, 1990, Zuerndorfer *et al.*, 1992, Zuerndorfer *et al.*, 1990) et ce même si l'émission de ces fréquences est affectée par la présence de neige (Basist *et al.*, 1998).
- ❖ Les résolutions spatiales des données aux fréquences de 19 et de 37GHz (25 et 15km) sont relativement hautes si on les compare avec la résolution des données aux fréquences les plus basses, comme la résolution de 10,7 GHz qui est de 60 km. De plus, la différence de résolution entre les fréquences utilisées peut produire des résultats anormaux avec des images composites si les données sont traitées à leur échelle originale. Afin d'éviter ces problèmes, la résolution des données de chaque canal est ramenée à la résolution la plus

grossière de la fréquence la plus basse utilisée pour l'estimation du gradient spectral (Zuerndorfer *et al.*, 1990).

- ❖ Jones *et al.* (2007) rapportent que les fréquences plus élevées (23,8-89 GHz) sont bien corrélées ($r \geq 0,70$, $P < 0.001$) avec les données de température in situ pour toutes les profondeurs du sol ≤ 22 cm dans deux sites, l'un boisé et l'autre non boisé. Les basses fréquences d'AMSR-E ($\leq 18,7$ GHz) montrent aussi des correspondances significatives mais généralement plus faibles ($r \geq 0,65$; $P < 0.001$) entre des températures de l'air et du sol pour tous les sites (Jones *et al.*, 2007).
- ❖ De plus, il existe des probabilités pour que les fréquences de 10,7 GHz et inférieure interfèrent avec la fréquence radio (RFI) dans les zones peuplées en fonction de la largeur de bande, la fréquence centrale, la polarisation des données de rayonnement et d'observation anthropique du capteur (Ellingson *et al.*, 2006, Jones *et al.*, 2007, Njoku *et al.*, 2005). L'émission de basse fréquence, comme 10,7 GHz, est moins touchée par le manteau neigeux (Derksen, 2008) et la végétation (Njoku *et al.*, 2003), mais elle est très sensible à l'humidité du sol dégelé (Ulaby *et al.*, 1981).

4.3 Méthodologie

Après une première analyse des différents algorithmes disponibles pour le traitement des données micro-ondes passives (AMSR-E), l'algorithme introduit par Lagacé *et al.* (2002) a été choisi parce qu'il a déjà été testé dans cette région de la taïga où l'on retrouve de nombreux lacs et réservoirs. Lagacé *et al.* (2002) n'ont pas étudié l'influence du couvert nival sur la précision de la classification de l'état du sol (gel-dégel) mais l'impact des surfaces d'eau comme les lacs et les réservoirs a été considéré et atténué. En absence de couverture de neige, l'algorithme de Judge *et al.* (1997) et de Lagacé *et al.* (2002) permet d'identifier le gel du sol avec certitude. Dans cette étude, nous vérifierons si l'algorithme de Lagacé *et al.* (2002) est aussi performant lorsque le sol est recouvert de neige. Afin d'établir ses limites d'application, nous souhaitons donc discriminer la présence d'un manteau neigeux afin de vérifier les deux hypothèses suivantes :

- ❖ En absence de couverture de neige, l'algorithme de gel-dégel fonctionne bien, et est en

conformité avec toutes les études précédentes, mais

- ❖ En présence d'un manteau neigeux, la précision de la classification dépend de l'humidité ou de la sécheresse de la couche de neige.

Des études antérieures (Mätzler *et al.*, 1989, Ulaby *et al.*, 1982) ont signalé que la couverture de neige mouillée a tendance à agir comme un corps noir aux fréquences (19 et 37GHz), donc le sol gelé sera classé comme sol dégelé. Nous validerons aussi l'algorithme en présence d'un manteau neigeux sec. Pour déterminer la couverture de neige, un stagiaire du laboratoire de télédétection de l'INRS (2008) a déjà employé l'image MODIS qui vient du même satellite qu'AMSR-E. Toutefois la couverture nuageuse et l'effet aérosol influencent les données MODIS et causent des erreurs sur les résultats liés à la couverture de neige (Hall *et al.*, 2002). Par contre, la couverture nuageuse, l'effet aérosol, les conditions atmosphériques n'influencent jamais l'image AMSR-E. C'est pourquoi, l'utilisation de l'algorithme de Royer *et al.* (2010) et de l'image AMSR-E pour déterminer la présence de la neige sur la base du même ensemble de données AMSR-E est proposée. Il a l'avantage de donner des observations temporelles et spatiales identiques avec l'état du sol gelé.

Afin d'évaluer les algorithmes sélectionnés, nous avons analysé les données d'AMSR-E du 10 octobre au 10 décembre 2008. Ensuite, nous avons appliqué les deux algorithmes à toute la période d'étude, du premier septembre 2007 jusqu'à la fin janvier 2010.

L'organigramme (Figure 4-2) présente les étapes de cette méthode. La majorité des traitements effectués sur les données AMSR-E dans cette étude ont été réalisés à partir du logiciel ArcGIS et du langage de programmation Python.

La procédure comporte trois étapes. D'abord, l'algorithme basé sur le travail de Judge *et al.* (1997) et Lagacé *et al.* (2002) a été adapté pour détecter le gel du sol. En parallèle, l'algorithme de Royer *et al.* (2010) est utilisé pour détecter la présence de neige pour la même période. Ces cartes de neige, également dérivées des données AMSR-E, permettront de tester l'impact de la couverture de neige sèche ou humide sur la détection de sol gelé. Dans la troisième étape, l'exactitude des cartes de gel produites est comparée avec les données in situ, les données MODIS LST et les cartes MODIS NST produites par Hachem *et al.* (2009). Ces étapes sont expliquées en détail dans les sections suivantes.

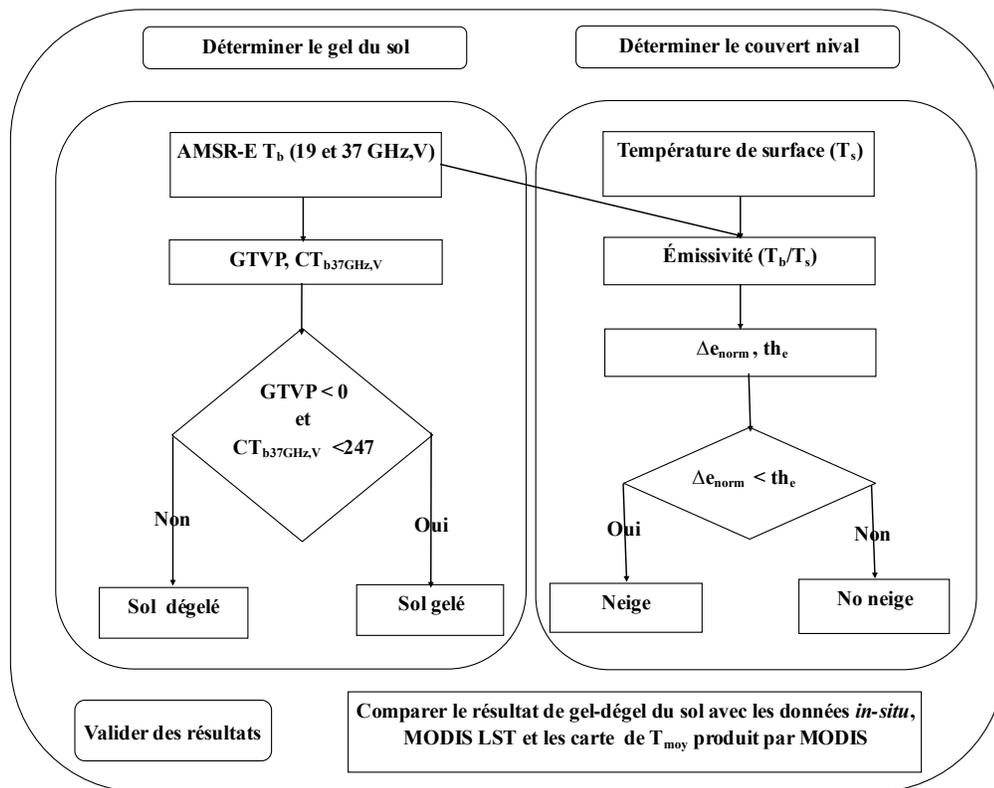


Figure 4-2 Organigramme des étapes pour produire les cartes de gel-dégel utilisant les algorithmes de Judge (1997) et Lagacé (2002), et Royer (2010)

4.3.1 Déterminer le gel du sol à partir d'images AMSR-E

L'algorithme de suivi du gel du sol des chercheurs antérieurs est adopté (England, 1990, Gao *et al.*, 1999, Judge *et al.*, 1997, Lagacé *et al.*, 2002, Toll *et al.*, 1999, Zhang *et al.*, 2001, Zuemdorfer *et al.*, 1990, Zuemdorfer *et al.*, 1992). L'algorithme basé sur la théorie du mélange spectral (*Spectral Mixing*) utilise :

- ❖ Le gradient spectral de la température de brillance ($GTVP$) aux fréquences 19 GHz et 37 GHz en polarisation verticale ;
- ❖ La température de brillance corrigée à la fréquence 37GHz et en polarisation verticale ($CT_{b37GHzV}$) pour chaque pixel.

4.3.1.1 Facteur de pondération ; a_i

En fonction de l'existence de plusieurs lacs et réservoirs, le gradient spectral (GTVP) a été estimé selon Lagacé *et al.* (2002) et le deuxième indicateur ($CTb_{37GHz,V}$) a été modifié:

$$GTVP = \left\{ (T_{b37GHz,V} - a_{37GHz,V}) - (T_{b19GHz,V} - a_{19GHz,V}) \right\} / df ; \quad \text{Équation 4-1}$$

$$CTb_{37GHz,V} = T_{b37GHz,V} - a_{37GHz,V} \quad \text{Équation 4-2}$$

Où

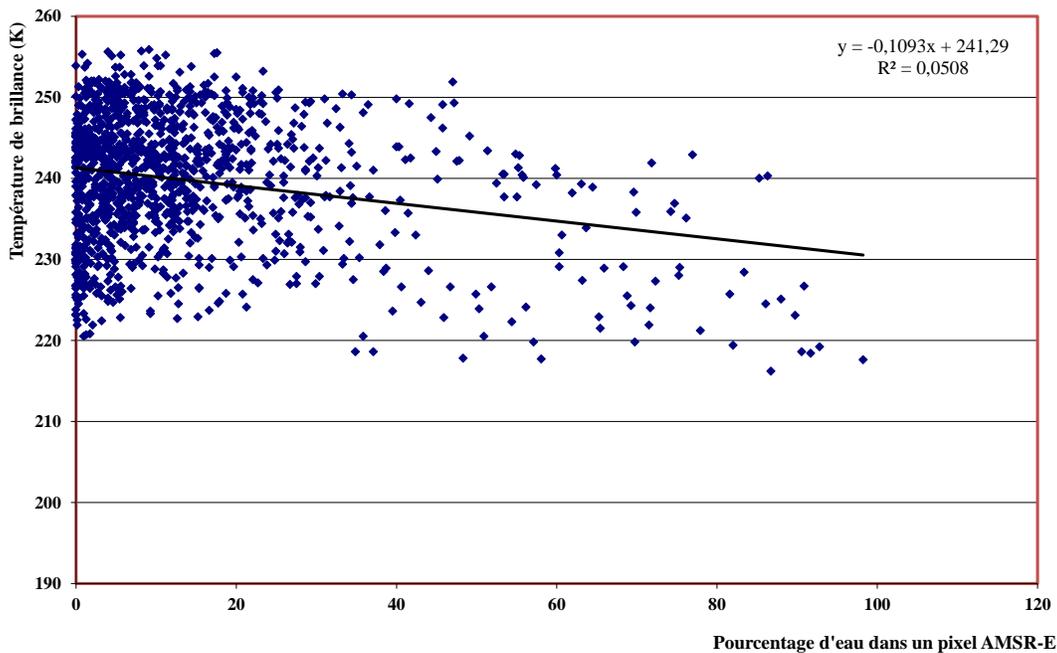
df est la différence de fréquence (37GHz-19GHz), ainsi que a_i est le facteur de pondération définie par l'équation 4-3 :

$$a_i = m_{LR} * P \quad \text{Équation 4-3}$$

Le facteur de pondération de la classe « lacs et réservoirs » à la fréquence i , a_i est utilisé pour éliminer l'erreur induite par la présence d'eau libre à la surface. L'eau cause une diminution de la valeur de T_b , donc la pente de la droite de régression linéaire entre la température de brillance et le pourcentage de couverture de la catégorie de lacs et réservoirs sur l'image analysée (m_{LR}) est négative (Figure 4-3). La pente indique le taux de variation des températures de brillance lorsque le recouvrement des lacs et des réservoirs passe de 0 à 100%. La pente de quelques jours de l'année 2008 a été comparée avec celles estimées pour les mêmes jours dans les études précédentes (De Sève, 1999, Lagacé *et al.*, 2002), et un modèle similaire a été observé. La pente estimée peut être utilisée pour tous les pixels mais doit être recalculée pour chaque jour et chaque fréquence.

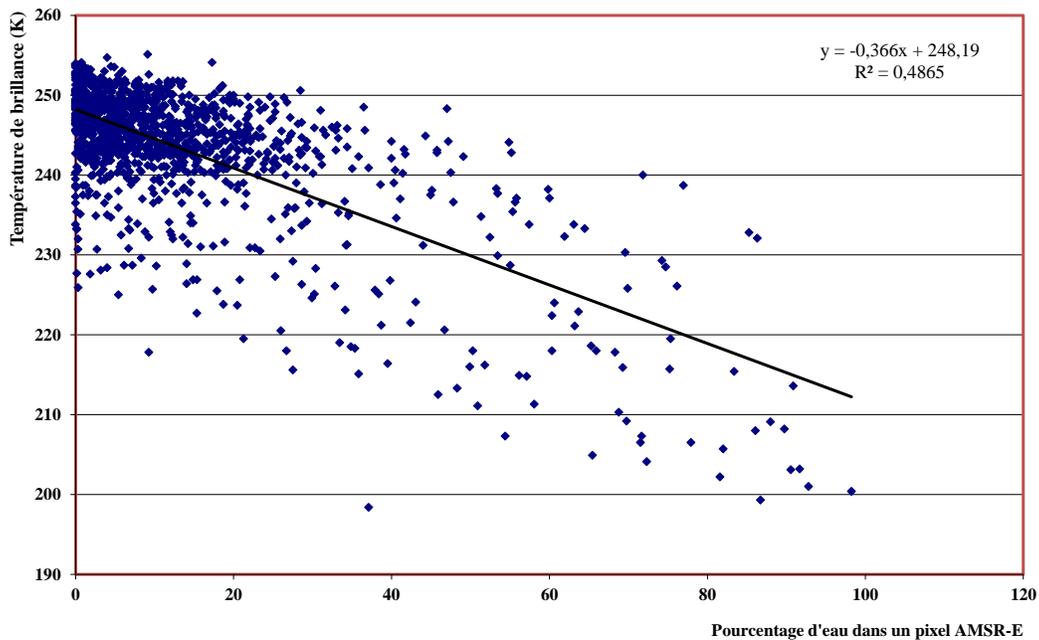
Le Tableau 4-4 montre quelques exemples de la pente de la catégorie « lacs et réservoirs » sur l'image d'AMSR-E pour quelques jours de l'automne 2008.

37 GHz - 20 novembre 2008



(a)

19 GHz - 20 novembre 2008



(b)

Figure 4-3 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel d'AMSR-E pour les fréquences de (a) 37 GHz et (b) 19 GHz

Tableau 4-4 Pente de la catégorie de lacs et réservoirs sur l'image d'AMSR-E pour quelques jours

Fréquence (GHz)	2008					
	10 Oct.	20 Oct.	30 Oct.	10 Nov.	20 Nov.	5 Déc.
19	-0,451	-0,434	-0,427	-0,390	-0,366	-0,297
37	-0,298	-0,247	-0,195	-0,180	-0,109	-0,063

4.3.2 Indicateurs pour déterminer le sol gelé

Par la suite, afin de déterminer le gel du sol, l'algorithme basé sur les travaux de Judge *et al.* (1997) et Lagacé *et al.* (2002) a été adapté pour la période d'étude. Les deux conditions suivantes sont vérifiées pour chaque pixel et chaque jour :

$$GTVP \text{ (K/GHz)} < 0 \quad \text{Équation 4-4}$$

$$CT_{b37GHz,V} (^{\circ}K) < 247 \quad \text{Équation 4-5}$$

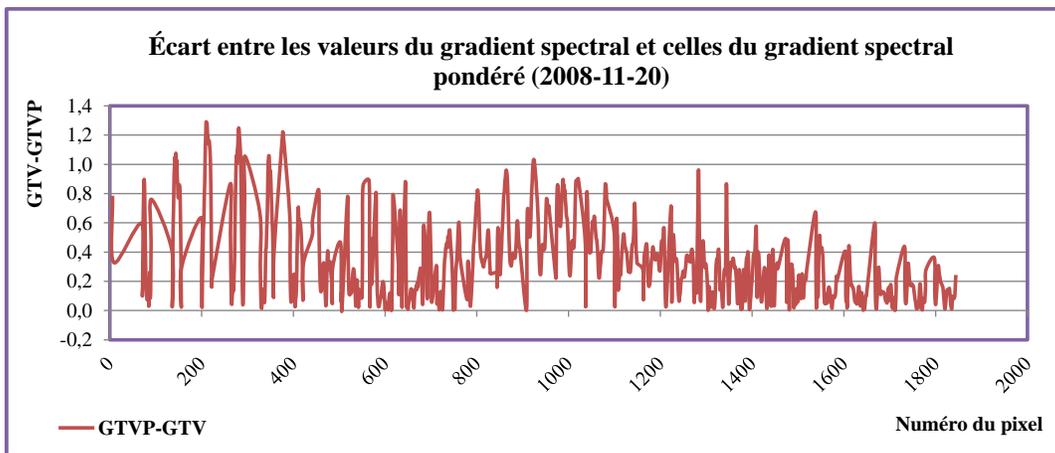
Chaque pixel qui satisfait aux conditions ci-dessus indique le gel du sol.

4.3.3 Comparaison des deux méthodes GTV et GTVP

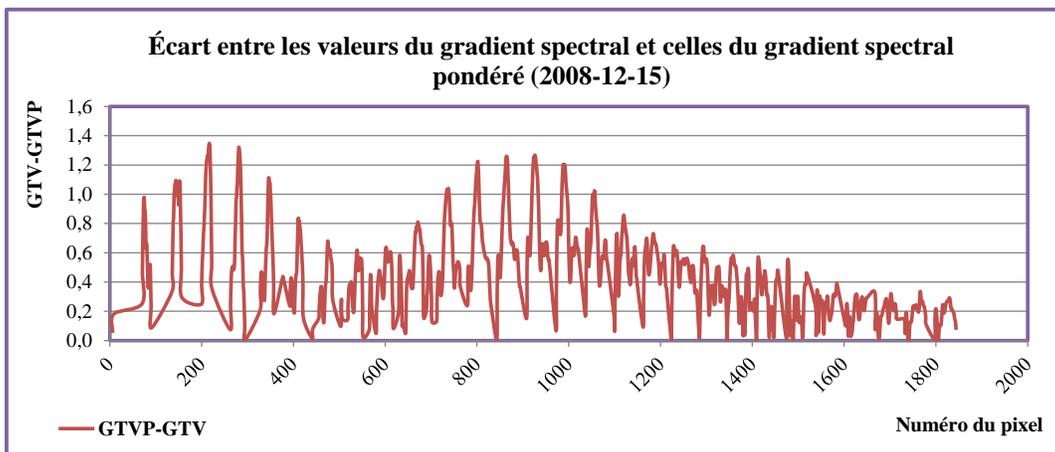
Afin de vérifier l'influence des proportions d'eau dans les différents pixels des cartes produites des données d'AMSR-E, une évaluation quantitative a été faite sur l'écart entre les résultats issus des deux méthodes ; la méthode du gradient spectral (GTV) (Équation 2-14) et la méthode du gradient spectral pondéré (GTVP) (Équation 4-1). Ainsi, en soustrayant pixel par pixel le gradient spectral pondéré (GTVP) au gradient spectral (GTV) obtenus pour une même image, on obtient les résultats suivants :

La Figure 4-4 (a, b, c, et d) illustre cet écart pour quatre dates ; les 20 novembre, 15 décembre,

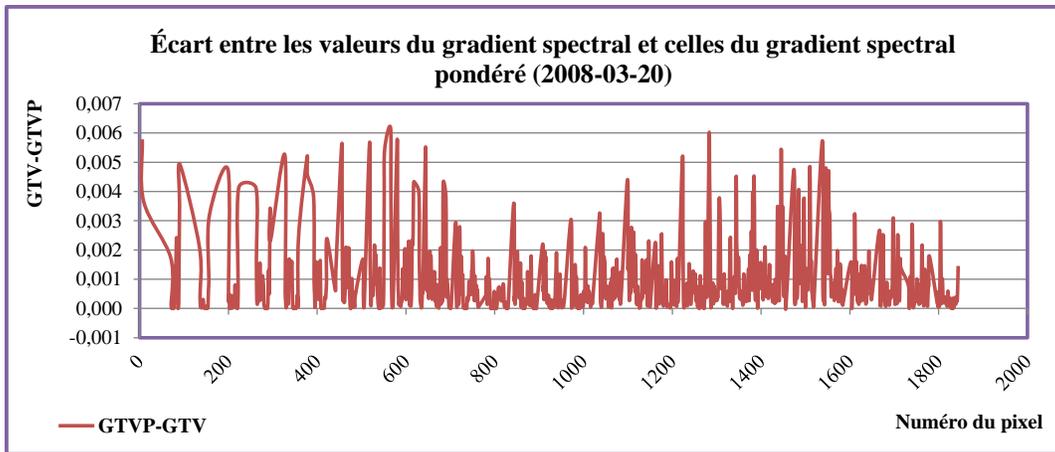
20 mars et 15 avril 2008. Les écarts varient entre 0 et 1,7 dans les périodes de transition (20 novembre, 15 décembre et 15 avril). Par contre, la différence est très faible (entre 0 et 0,006) au 20 mars lorsque les surfaces aquatiques sont gelées. Aussi, plus qu'il y a des surfaces d'eau dans le pixel plus la valeur de l'écart augmente entre les deux méthodes. Le gradient spectral (GTV) affiche des valeurs beaucoup plus élevées dans les régions des lacs et réservoirs et près des côtes, ce qui laisse croire que l'utilisation du GTV a tendance à indiquer faussement que le sol n'est pas gelé lorsque des lacs et des réservoirs se trouvent dans le pixel.



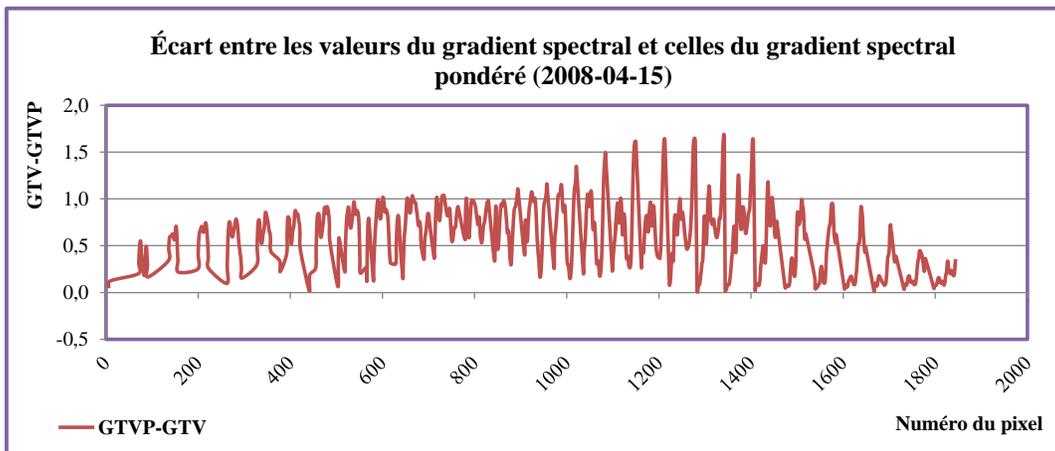
(a)



b)



(c)



(d)

Figure 4-4 Écart entre les valeurs du gradient spectral (GTV) et les valeurs du gradient spectral pondéré (GTVP) pour le a) 20 novembre, b) 15 décembre, c) 20 mars, d) 15 avril, 2008

Donc, la présence des lacs et réservoirs diminue les valeurs des T_b et cette diminution se fait surtout sentir à 19GHz (Tableau 4-4). Notons également que les lacs et réservoirs devraient normalement geler plus tard en saison car ils ont une plus grande inertie thermique et ce, surtout si les vents et les courants brassent les eaux. De plus, les graphiques de la Figure 4-3 présentant l'influence de l'augmentation du pourcentage de la classe des lacs et réservoirs (LR) sur les T_b et la théorie des mélanges spectraux démontrent sans l'ombre d'un doute que la présence des lacs et réservoirs dans le pixel ont conduit à fausser les valeurs des T_b . Cette erreur est surtout présente à

19GHz et c'est pourquoi on convient de l'importance d'utiliser le GTVP pour palier à ce problème. Évidemment, les campagnes de terrain intensif pour obtenir des données des températures du sol bien réparties sur l'ensemble de ce territoire permettraient de mieux comprendre l'influence de l'occupation du sol sur les données des températures de brillance et de sa répercussion sur l'utilisation du gradient spectral pondéré. Toutefois, la zone d'étude est très vaste et les régions éloignées des côtes difficilement accessibles. Les chercheurs du CEN installent peu à peu de nouvelles sondes de température du sol permanentes sur le réseau SILA afin d'avoir un suivi à long terme et de pouvoir répondre à ces questions dans l'avenir.

4.3.4 Identifier la présence de la neige en utilisant les données AMSR-E

La présence de la neige et ses propriétés comme l'épaisseur et l'humidité influencent l'émissivité. Selon (Basist *et al.*, 1998, Royer *et al.*, 2010), lorsque le gradient spectral de l'émissivité d'un pixel est inférieur à un seuil, cela signifie qu'il y a présence de neige. Dans notre travail, la valeur du seuil varie chaque jour pour chaque pixel et par jour. Un pixel de la zone d'étude a été choisi afin de vérifier ce principe (Figure 4-5). Ce pixel, au nord de la zone d'étude, a été vérifié quotidiennement du 10 octobre au 10 décembre 2008. Le seuil est différent pour chaque pixel mais demeure le même pour tous les jours. Les paramètres de seuil (th_e) et l'émissivité normalisée à 19 et 37GHz, V (Δe_{inorm}) sont calculés pour l'été 2008 (du 21 juin au 21 septembre). Ces valeurs sont utilisées pour identifier la présence de la neige au sol du 10 octobre au 10 décembre 2008.

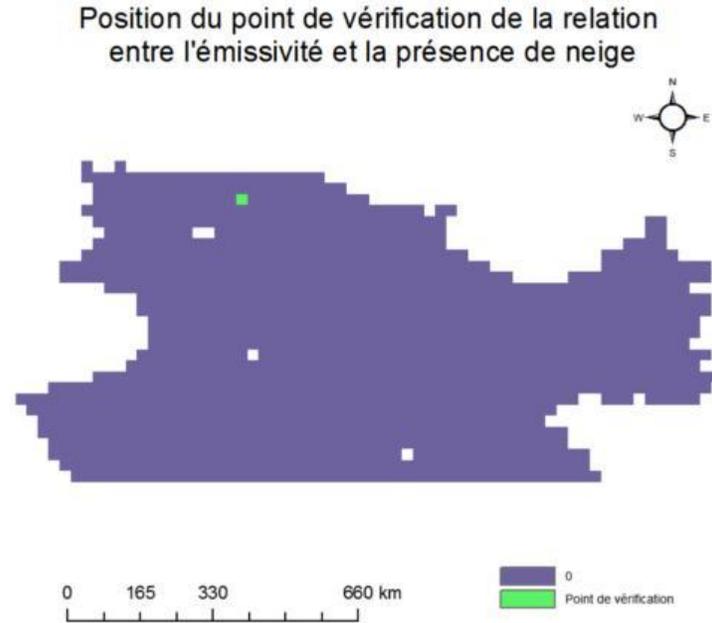


Figure 4-5 Position du point de vérification de la relation entre l'émissivité et la présence de neige

Grody et Basist *et al.* (1998) rapportent que les valeurs de ΔT_b ($T_{b37GHz,V} - T_{b19GHz,V}$) qui sont inférieures au seuil, indiquent la présence de neige dans le pixel (Basist *et al.*, 1998). L'atténuation à la fréquence 37GHz est plus élevée qu'à la fréquence 19 GHz, c'est pourquoi la rétrodiffusion à la fréquence 37GHz est plus élevée qu'à la fréquence 19GHz (Ulaby *et al.*, 1982). Les auteurs (Royer *et al.*, 2010) supposent que, en présence de neige la différence entre l'émissivité à 19 et 37GHz ($\Delta e = e_{b37GHz,V} - e_{b19GHz,V}$) est inférieure au seuil. Ce rapport est corrigé par les effets d'atténuation de l'atmosphère et la végétation. Le fait de tenir compte de la température de surface et des effets de la végétation en utilisant l'émissivité augmente la sensibilité de cette différence relative à la détection de la neige par rapport à la différence de T_b , qui comprend les effets de la température, de la végétation et de la neige (Royer *et al.*, 2010). La fin de la période de la couverture neigeuse est déterminée par un indice d'émissivité (Δe_t^i) définie à partir des derniers jours, à savoir:

$$\Delta e_t^i = \frac{\Delta e_{norm}^{i-2} + \Delta e_{norm}^{i-1} + \Delta e_{norm}^i + \Delta e_{norm}^{i+1} + \Delta e_{norm}^{i+2}}{5}$$

Équation 4-6

Selon Royer (2010), le rapport de la moyenne du Δe_{norm} est calculé pour la période de mi-juin à la fin de juillet (170-213) pour chaque pixel afin d'estimer le niveau de référence variable pour la disparition de la neige. Le dernier jour est estimé par la formule suivante, il est considéré comme un jour sans neige.

$$\Delta e_t^i \langle [Mean(\Delta e_{norm} DOY_{170-213}) - th] \rangle \quad \text{Équation 4-7}$$

La présence de neige et son épaisseur influencent l'émissivité et l'albédo car elles diminuent la différence de l'émissivité (Royer *et al.*, 2010). La neige est un milieu diffusant et diminue également l'émissivité et la température de brillance (Mialon *et al.*, 2005). La constante diélectrique pour la neige sèche reste constante. Par contre, la présence d'une couche de neige mouillée dans le couvert nival augmente la constante diélectrique du couvert. En effet, la teneur en eau liquide dans la neige augmente l'absorption d'énergie, l'émissivité et la température de brillance et diminue la diffusion (De Sève, 1999). La présence de neige humide provoque une diminution de ΔT_b aux fréquences de 19 GHz et 37 GHz (Basist *et al.*, 1998). La neige humide a tendance à se comporter comme un corps noir à ces fréquences (Mätzler *et al.*, 1989). L'affaiblissement à 37GHz est supérieur à celui de 19GHz, donc la diffusion à 37 GHz est supérieure à 19GHz (Ulaby *et al.*, 1982). Autrement dit, le ΔT_b de neige mouillée est plus élevé que celui de la neige sèche (Mialon *et al.*, 2005). La neige étant le support de rétrodiffusion (Mialon *et al.*, 2005), elle diminue l'émissivité et la température de brillance.

Comme cet effet est plus important à haute fréquence (Jones *et al.*, 2007), plus important à 37GHz qu'à 19GHz, la couverture de neige du sol abaisse le dT ($\Delta T_b / T_{b19GHz,V}$). Cette idée a été généralisée pour l'émissivité normalisée.

Donc, dans cette étude, la différence normalisée de l'émissivité entre 19 et 37GHz en polarisation verticale est calculée. Ces indices déterminent la variation saisonnière de la température de brillance et de l'émissivité (Jones *et al.*, 2007, Mialon *et al.*, 2005, Royer *et al.*, 2010).

$$\Delta e_{inorm} = \left(\frac{e_{37GHz,V,i} - e_{19GHz,V,i}}{e_{19GHz,V,i}} \right) \quad \text{Équation 4-8}$$

Où i est le jour de l'année (jour julien).

Le seuil se trouve selon la formule suivante :

$$th_{\varepsilon} = \langle de \rangle_{été} - 2\sigma \quad \text{Équation 4-9}$$

Où $\langle de \rangle_{été}$ est la moyenne de l'indice de de l'été et défini comme $(\Delta e / e_{19GHz,V})$.

$$\Delta e_{inorm} < th_{\varepsilon} \quad \text{Équation 4-10}$$

La Figure 4-6 montre la relation entre la présence de neige et l'émissivité pour un pixel au nord de la zone d'étude pour l'automne 2008. En présence de neige, la valeur de Δe_{inorm} (à 19 et 37GHz, V) est généralement inférieure au seuil.

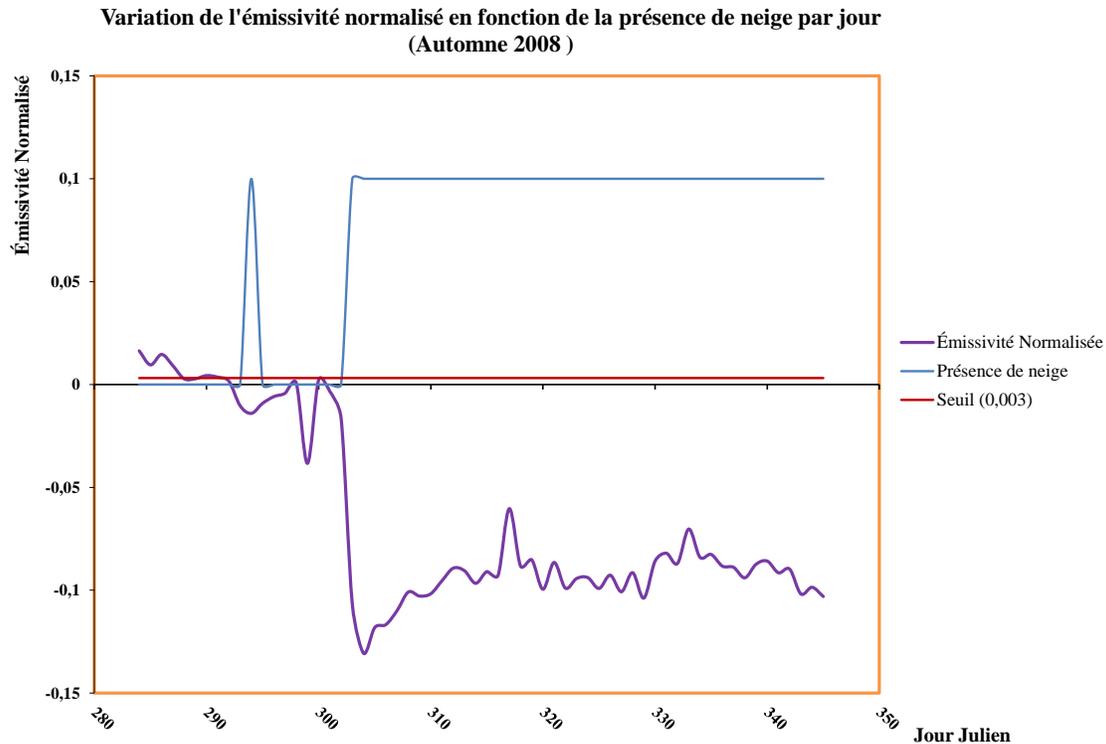


Figure 4-6 Variation de l'émissivité normalisée selon de la présence de neige par jour d'automne 2008

4.3.5 Étapes de traitement de données AMSR-E

Nous avons choisi une courte période temporelle de gel du sol (entre le 10 octobre et 10 décembre 2008) pour évaluer les deux algorithmes retenus pour étude. La période pour calculer le seuil d'identification du gel du sol et la présence de neige liée à l'étude s'étend du 21 juin au 21 septembre 2008. Les images AMSR-E proviennent du site du NSIDC. Le traitement a suivi les étapes suivantes en utilisant le langage de programmation Python et les outils d'ArcGIS:

- ❖ Lire les images ;
- ❖ Transformer les images du format HDF vers le format TIF ;
- ❖ Définir la projection des images (EASE-Grid global cylindrical projection) ;
- ❖ Rogner les images pour ne conserver que la zone d'étude ;
- ❖ Calculer les moyennes, l'écart type et le seuil pour chaque pixel pour l'été (21 juin au 21 septembre) ;

- ❖ Comparer les valeurs de chaque pixel de la période de l'automne 2008 (10 octobre 2008-10 décembre 2008) avec le seuil ;
- ❖ Distinguer les pixels avec neige de ceux sans neige ;
- ❖ Produire la carte de présence de neige dans la zone d'étude ;
- ❖ Extraire les températures de brillances des 19 et 37GHz pour chaque pixel et chaque jour de la période d'étude (10 octobre 2008-10 décembre 2008) ;
- ❖ Estimer quotidiennement le gradient spectral de chaque pixel de la zone d'étude durant la période d'étude ;
- ❖ Corriger quotidiennement la température de brillance à 37GHz en fonction de la présence de lacs et réservoirs (eau liquide) dans chaque pixel de la zone d'étude durant la période d'étude ;
- ❖ Distinguer les pixels avec gel au sol.

4.4 Résultats et discussion

Dans notre travail, la zone d'étude est composée de la toundra et de la forêt boréale ouverte. L'état de gel du sol est effectif si les deux conditions de gel du sol sont respectées pour GTVP et $CT_{b37GHz, v}$ (Équations 4-4 et 4-5). Tel que mentionnée plus haut les deux indicateurs sont calculés quotidiennement pour chaque pixel. Comme exemple des résultats, la Figure 4-7 présente deux cartes différentes du GTVP et de la $CT_{b37GHz, v}$ pour deux dates différentes (10 novembre et 5 décembre 2008). Selon les conditions de gel du sol, les pixels gris clair sur les cartes à gauche (4-7a et 4-7b) présentent le GTVP négatif et les mêmes pixels brun clair sur les cartes à droite (4-7a et 4-7b) illustrent la $CT_{b37GHz, v}$ inférieure à 247°K, révélant les sols gelés. Plus le gradient spectral est négatif, plus le sol est froid et inversement, plus le gradient spectral est positif, plus le sol est chaud.

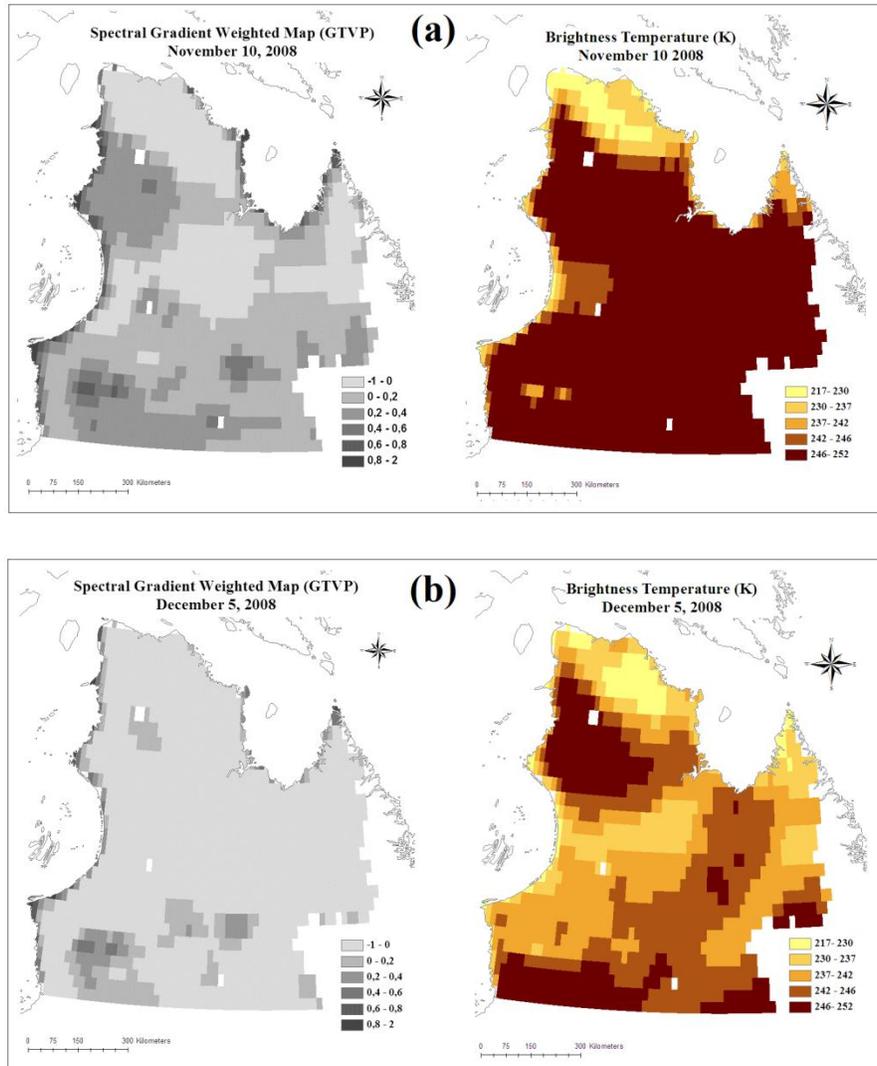


Figure 4-7 Cartes de GTVP et de CTb37GHzV faites à partir d'observations d'AMSR-E; (a) 10 novembre 2008, (b) 5 décembre 2008

La vérification qualitative de toutes les cartes journalières de gel-dégel des automnes 2007, 2008 et 2009, révèle que le gel du sol débute dans les régions nord et nord-est du Nunavik qui correspond à un plateau dénudé de haute latitude. La Figure 4-8 illustre la tendance de gel du sol au Nunavik, qui suit essentiellement l'altitude. Dans cette figure, les cartes de gel du sol sont superposées à l'occupation du sol afin de vérifier ses impacts. En effet, le sol gèle, simultanément, au nord des monts Torngat (1500m) et du plateau en toundra dénudé et rocailleux (hautes terres accidentées) au nord-est du Nunavik sous l'effet des vents froids de l'Arctique. Dans la zone côtière de la baie d'Hudson, le sol gèle aussi rapidement en raison de

l'altitude des cuestas et de la double influence des vents polaires du nord et du nord-ouest. Cette région, autour des villages d'Inukjuak et de Kuujjuarapik accumule une hauteur moyenne annuelle de 23cm de neige au sol (Sena *et al.*, 2015).

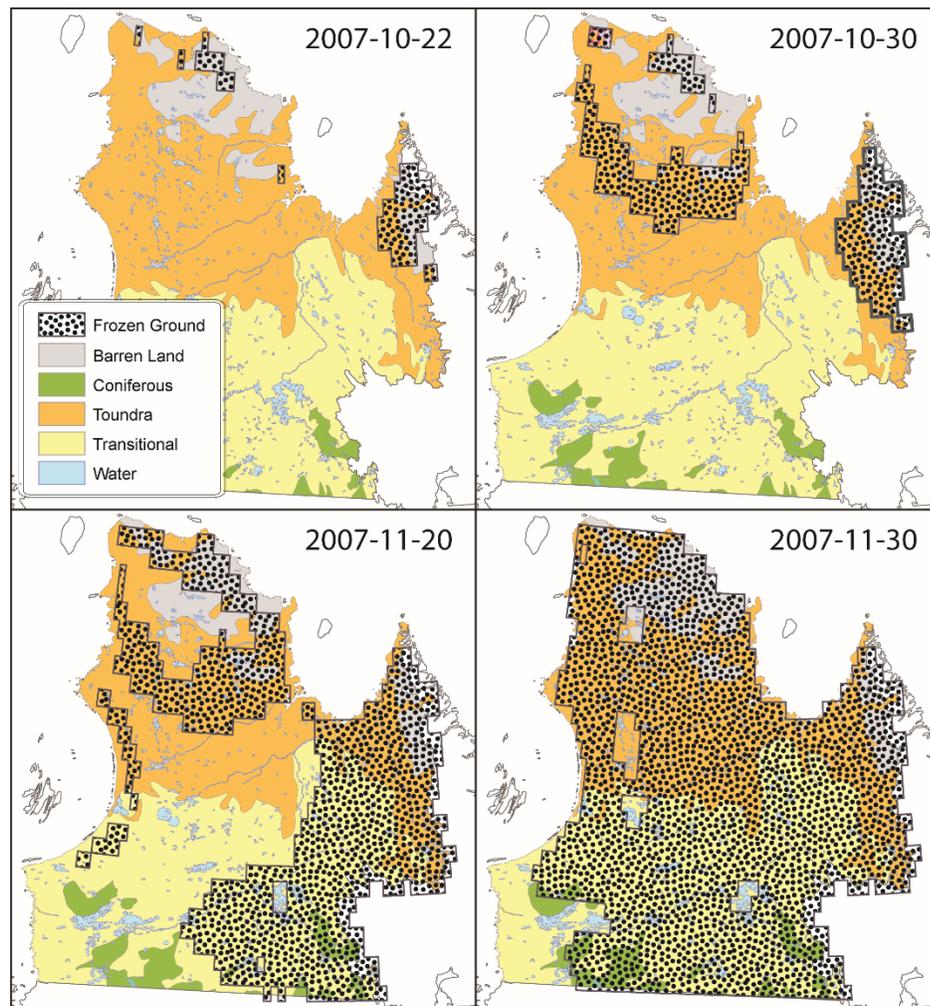


Figure 4-8 Exemple de cartes de tendance de gel du sol dérivé des données AMSR-E sur l'occupation du sol. Le gel du sol au Nunavik commence du nord et du nord-est où l'altitude est plus élevée et a atteint au centre et puis à l'ouest-sud où il y a beaucoup de grands lacs.

Par la suite, le gel s'étend au centre et à la partie ouest du Nunavik colonisé par une forêt ouverte de conifères. Le relief de cette zone centrale est peu marqué avec une altitude moyenne de 600m ; cette zone reçoit une hauteur moyenne annuelle de neige de 56cm (Sena *et al.*, 2015). Puis, le gel du sol continue à s'étendre vers l'ouest du bassin versant de la rivière La Grande

avant d’atteindre, enfin le sud du territoire. Le bassin-versant est couvert de forêts de conifères et occupé par une grande proportion de réservoirs et de rivières (20%) et de milieux humides (20%) qui gèlent plus tard. La hauteur moyenne annuelle totale de neige du bassin de la rivière La Grande est de 160 cm (Sena *et al.*, 2015).

La Figure 4-9 illustre la tendance de dégel du sol au Nunavik ; elle suit principalement les latitudes. À petite échelle, la région climatique et le relief (Monts-Torngat) ont plus d’impact que la couverture végétale. En 2008, le dégel du sol a commencé au sud du Nunavik dès le 31 mars et a atteint les régions du nord en 33 jours.

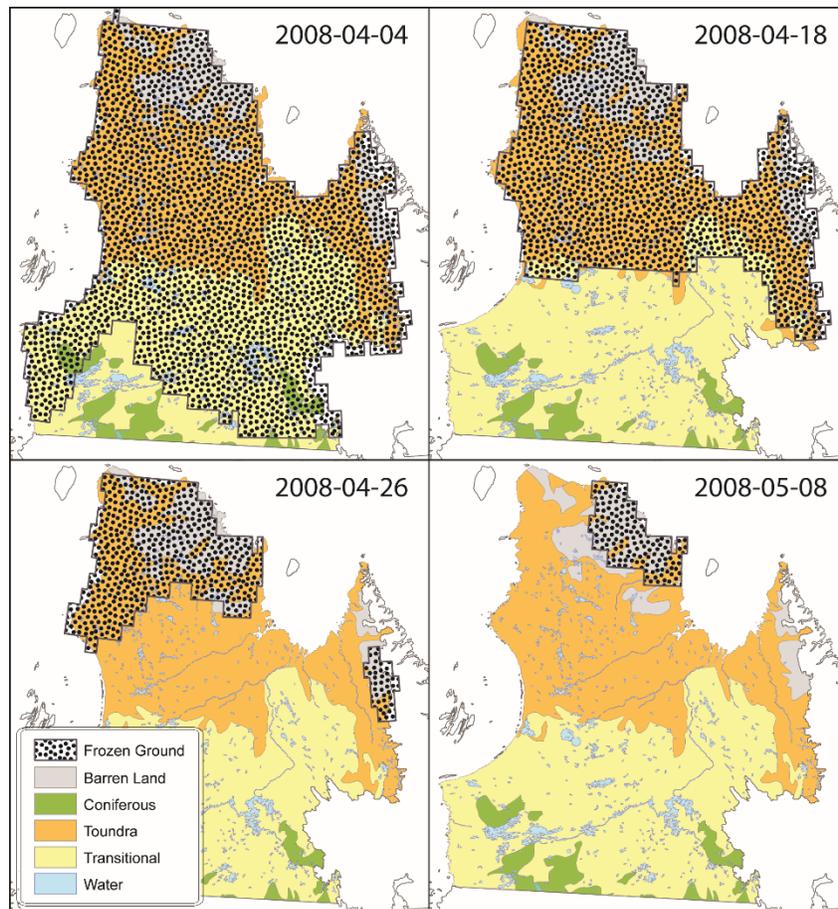


Figure 4-9 Exemple de cartes de tendance de dégel du sol dérivé des données AMSR-E sur l’occupation du sol. Le dégel du sol commence au sud du Nunavik où il y a beaucoup de grands lacs, et a atteint les régions du nord où l’altitude est plus élevée.

4.4.1 Calendrier de gel du sol et la durée

La Figure 4-10 illustre la variation spatiale des jours de gel du sol sur la zone d'étude entre le 16 septembre 2008 et 28 février 2009. Les chiffres sur les iso lignes de la carte indiquent le nombre de jours de gel pendant cette période (166 jours). Afin de calculer la durée de gel du sol pour un hiver donné, le premier jour de dégel du sol est le jour pour lequel les deux conditions de gel du sol (Équations 4-4 et 4-5) ne sont pas respectées.

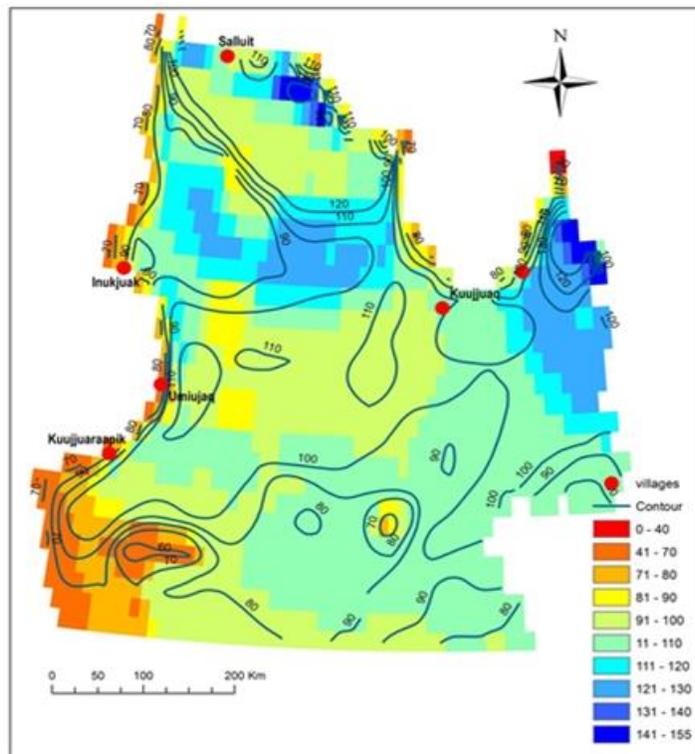


Figure 4-10 Variation spatiale des jours de gel du sol dans la zone d'étude du 16 septembre 2008 au 28 février 2009

Remarque : Les Figures A-4 et à A-5 dans l'ANNEXE 1 illustrent les cartes de la variation spatiale des jours de gel du sol sur la zone d'étude du 1^{er} septembre 2007 au 29 février 2008, et du 1^{er} mars 2008 au 03 juillet 2008.

4.4.2 Influence de l'occupation du sol sur la température de brillance

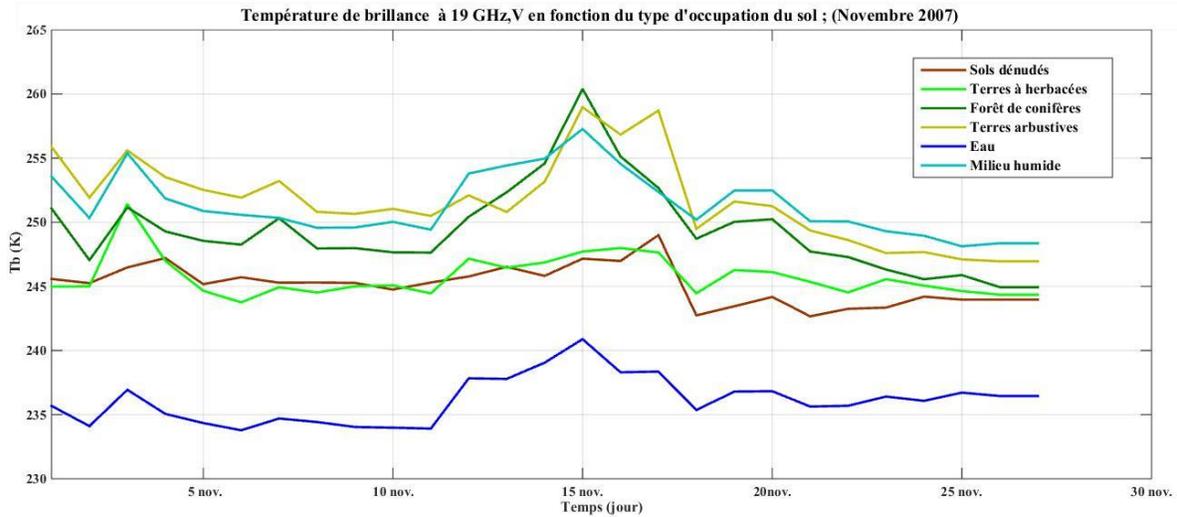
Afin de vérifier l'influence de l'occupation du sol sur la température de brillance en novembre à 19 et 37GHz, V, une carte d'occupation sol du produit MODIS, comprenant 19 classes, a été utilisée. Pour faciliter l'interprétation, les six classes principales sur la zone d'étude étaient choisies :

La forêt de conifères tempérée et subpolaire (20,9%), le milieu humide (5,5%), les terres à herbacées (47,8%), les sols dénudés (2%), l'eau (lac et réservoirs) (9,5%), et les terres arbustives (9,5%). Par la suite, une moyenne de la température de brillance (19 et 37GHz,V) par des classes d'occupation a été calculée et ce pour l'ensemble des images. La Figure 4-11 (a et b) montre les résultats pour le mois de novembre 2007. Le comportement général des valeurs des T_b des différentes classes pour les deux fréquences (19 et 37GHz,V) est pareil. Ainsi, la forêt de conifères, le milieu humide, et les terres à herbacées ont des signatures semblables et en conséquence il n'est pas nécessaire d'isoler ces classes. Par contre, les températures de brillance des classes de l'eau, les terres à herbacées, ainsi que les sols dénudés sont plus faibles que les autres classes.

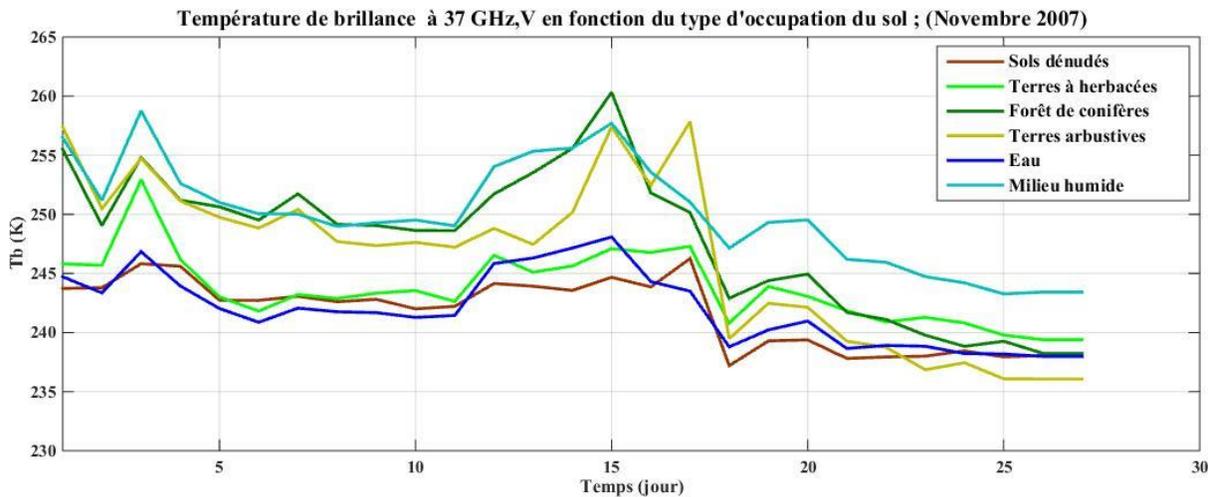
La présence de végétation influence la T_b puisque l'émissivité du couvert végétale s'ajoute au rayonnement total. Comme la végétation absorbe et diffuse le rayonnement qui conduit à une augmentation de l'émissivité et une diminution de sensibilité des conditions du sol. En effet, la quantité d'eau dans le couvert végétale cause l'absorption du rayonnement. En ce qui concerne la végétation, les lichens possèdent une grande capacité d'absorption de l'eau à partir des précipitations et à partir de l'humidité atmosphérique.

Les variations de propriétés thermiques de différents matériaux influencent la vitesse de propagation du gel du sol. De plus, les propriétés thermiques :

- ❖ Dépendent de la nature du milieu (composition minérale, texture, structure, couvert végétal, topographie),
- ❖ Déterminent en grande partie la répartition et la profondeur du gel du sol à l'automne,
- ❖ Déterminent la quantité et les flux de chaleurs présents dans le sol.



(a)



(b)

Figure 4-11 Variation des températures de brillance en fonction du type d'occupation du sol pour deux fréquences (a) 19GHz,V et (b) 37GHz,V

Ensuite, on remarque que l'eau et les landes non boisé ont des températures de brillance plus faibles que les autres classes. Dans le cas de l'eau la $T_{b19GHz, v}$ varie entre 234 et 241(°K) et $T_{b37GHz, v}$ varie entre 238 et 247(°K), et pour la classe des sols dénudés la $T_{b19GHz, v}$ varie entre 243 et 249(°K) et $T_{b37GHz, v}$ varie entre 237 et 246(°K).

Les faibles valeurs de T_b pour les l'eau en automne s'expliquent par le fait que la surface de l'eau agit comme un réflecteur spéculaire. Ainsi, l'émissivité de ces surfaces demeure plus faible contrairement aux autres types de surface. Enfin, les faibles différences des valeurs de T_b entre les autres classes comme la forêt de conifères tempérée et subpolaire, le milieu humide, les terres à herbacées et les terres arbustives, laissent croire qu'en automne, ces sols présentent une émissivité semblable et qu'il n'y a donc pas lieu de les isoler.

Notons que De Sève (1999) pendant son étude sur les variations des T_b de la neige en fonction de l'occupation du sol avait observé une différence notable entre la forêt de conifères et la forêt ouverte. Ce qui signifie que lorsque la neige couvre le territoire, les landes et les forêts ouvertes demeurent avec des signatures semblables puisqu'elles sont entièrement couvertes de neige contrairement aux conifères qui demeurent visibles malgré l'accumulation de neige. Quoi qu'il en soit, les différences de signatures entre les lacs, les réservoirs et les sols dénudés comparativement aux autres classes d'occupation du sol demeurent significatives.

4.4.3 Validation des cartes de gel- dégel du sol d'AMSR-E

Les cartes de gel du sol produites par le traitement des données AMSR-E ont été validées à partir des données de terrain. Elles sont aussi été comparées i) aux données MODIS LST, et ii) aux cartes MODIS produites par Hachem *et al.* (2009) sur la base des données de température proches du sol.

4.4.3.1 Comparaison avec les données du sol (T_s)

Les profils de la température minimale des données in-situ sont faits pour valider les résultats des images AMSR-E pour la période de gel (10 octobre au 31 décembre 2008) ainsi que la période de dégel (10 avril au 30 juin 2009). Ces profils montrent les changements de la température du sol, de l'air, la présence de neige et le sol gelé et non gelé pendant la période mentionnée. Ils indiquent aussi la présence de neige sur le sol pendant l'hiver ainsi que la présence de neige humide au printemps qui cause des anomalies dans les résultats. De plus, un impact majeur sur la vitesse de propagation du gel du sol vient des variations des propriétés thermiques de

différents matériaux. Selon les études antérieures, la température et la nature du milieu comme la couverture végétale, la texture, la structure, la topographie, la composition minérale et la proportion d'eau dans les sols influencent ces propriétés.

4.4.3.1.1 Données des cinq capteurs installés au sol à Kuujjuaq

Le Tableau 4-5 donne le pourcentage d'occupation du sol de chaque type de couvert. Les données sont dérivées de la carte de couverture d'AVHRR¹⁸. Il indique que 80% (33,6% + 29,6% + 16,5%) du pixel AMSR-E de Kuujjuaq (625km²) correspond à une couverture de Toundra (lichens et arbustes).

Tableau 4-5 Pourcentage de la superficie couverte par chaque type d'occupation du sol pour le pixel de Kuujjuaq dérivés des images AVHRR.

Couverture du sol	Superficie (km ²)	Pourcentage (%)
Eau	60	9,6
Forêt de conifères; Forêt septentrionale	13	2,1
Forêt dense; Forêt septentrionale	37	5,9
Milieu ouvert; Arbuste de transition boisée	15	2,4
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les lichens	21	33,6
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les arbustes	185	29,6
Lande à arbustes et lichens; Arbustes, lichens et herbacées	103	16,5
Lande non boisée; Faible couvert de végétation	200	0,3

Il y a 5 sondes qui ont enregistré la température du sol (-5cm) dans les environs de Kuujjuaq. Les données de la température minimale de l'air proviennent de la station météorologique d'EC à l'aéroport. Le Tableau 4-6 montre les premiers jours de gel et de dégel du sol pour chaque

¹⁸ Centre Canadien de Télédétection (Cct), Géomatiques Canada, and Ressources Naturelles Canada

capteur installé à Kuujjuaq pendant la période d'étude. Il décrit aussi le type de sol et le type de végétation dans lesquels les capteurs sont installés.

Tableau 4-6 Premier jour de gel et de dégel du sol pour chaque capteur de données in-situ installés à Kuujjuaq pendant la période d'étude

# Sonde	latitude	Longitude	Date de gel du sol 2008	Date du dégel du sol 2009	Couverte végétale	Type du sol	Altitude (mètre)
1	58° 03,424'	68° 29,226'	9 décembre	28 avril	Boisé mélèzes assez dense Lichen et arbustes	Sable fin	127
* ₄	58° 07,423'	68° 25,512'	30 octobre	1 mai	Ouvert Mince couche de lichen	Sable plus grossier	64
5	58° 07,395'	68° 26,281'	08 décembre	18 avril	Tourbière Sol 100% Saturé d'eau	Matière organique	54
6	58° 10,006'	68° 22,441'	04 novembre	03 mai	Ouvert Mousse et lichen	Matière organique	77
7	58° 12,771'	68° 21,962'	16 décembre	27 avril	Boisé ouvert Épinettes noires et mélèzes	Sable et matière organique	23

L'objet de cette partie d'étude est de déterminer à quel point les données AMSR-E sont capables de détecter le sol gelé, puis de déterminer l'impact des différents couverts végétaux ou de la texture du sol sur le gel du sol en utilisant les données de terrain. En effet, différents types de végétation et de sol caractérisent la zone d'étude. Par exemple, le sol nu ou les surfaces rocheuses contiennent de très petite quantité d'eau et les changements temporeux de constante diélectrique sont négligeables.

Le capteur 4 (*) est installé dans un milieu ouvert dont le sol est recouvert par une couche mince de lichen. La présence de tourbe et de mousse traduit un sol organique et une humidité du sol plus élevée qui causent un retard dans le gel du sol à l'automne et réduit le réchauffement du sol en été par rapport à un sol sablonneux couvert de lichen (Brown, 1969).

La Figure 4-12 présente l'état du sol tiré des images satellite d'AMSR-E à Kuujjuaq, de la première semaine de septembre 2007 à la fin de février 2008. La Figure 4-12 (b) en montre une sous-section élargie. La température minimale de l'air et la température du sol à 5 cm de profondeur apparaissent également sur la Figure 4-12 (a) avec une sous-section élargie (Figure 4-12 (b)). La Figure 4-12 (c) illustre la température maximale de l'air et les précipitations avec une sous-section élargie en 4-12 (d). Selon l'algorithme de traitement d'images, on voit que pour l'automne 2007 le gel du sol a débuté le 7 novembre, mais la neige a commencé tôt, à partir du 3 novembre (Figure 4-12 (a)). Cependant, en 2007, la mesure in situ indique que la température du sol, pour un des capteurs, installé sous le couvert d'une mince couche de lichen dans des sables grossiers, chute au-dessous de zéro le 10 octobre (Figure 4-12 (a)). La température minimale de l'air chute aussi au-dessous de zéro le 16 octobre (Figure 4-12 (a)). Ce temps de latence (anomalie dans l'état du sol entre les données in-situ et les cartes satellites) est dû à la température de l'air au-dessus de 0°C après la précipitation de neige qui conduit à l'existence de neige humide. La teneur en liquide de l'eau dans la neige augmente la conductivité diélectrique et l'absorption d'énergie. En conséquence, l'émissivité et la T_b mesurée augmentent. Ainsi, l'algorithme de gel-dégel a interprété cette augmentation comme un sol dégelé.

En outre, selon les cartes de gel-dégel dérivées d'AMSR-E, le 24 avril 2008 est le premier jour de dégel à Kuujjuaq, alors que la couverture de neige a fondu seulement le 1^{er} mai 2008 (Figure 4-13 (a)).

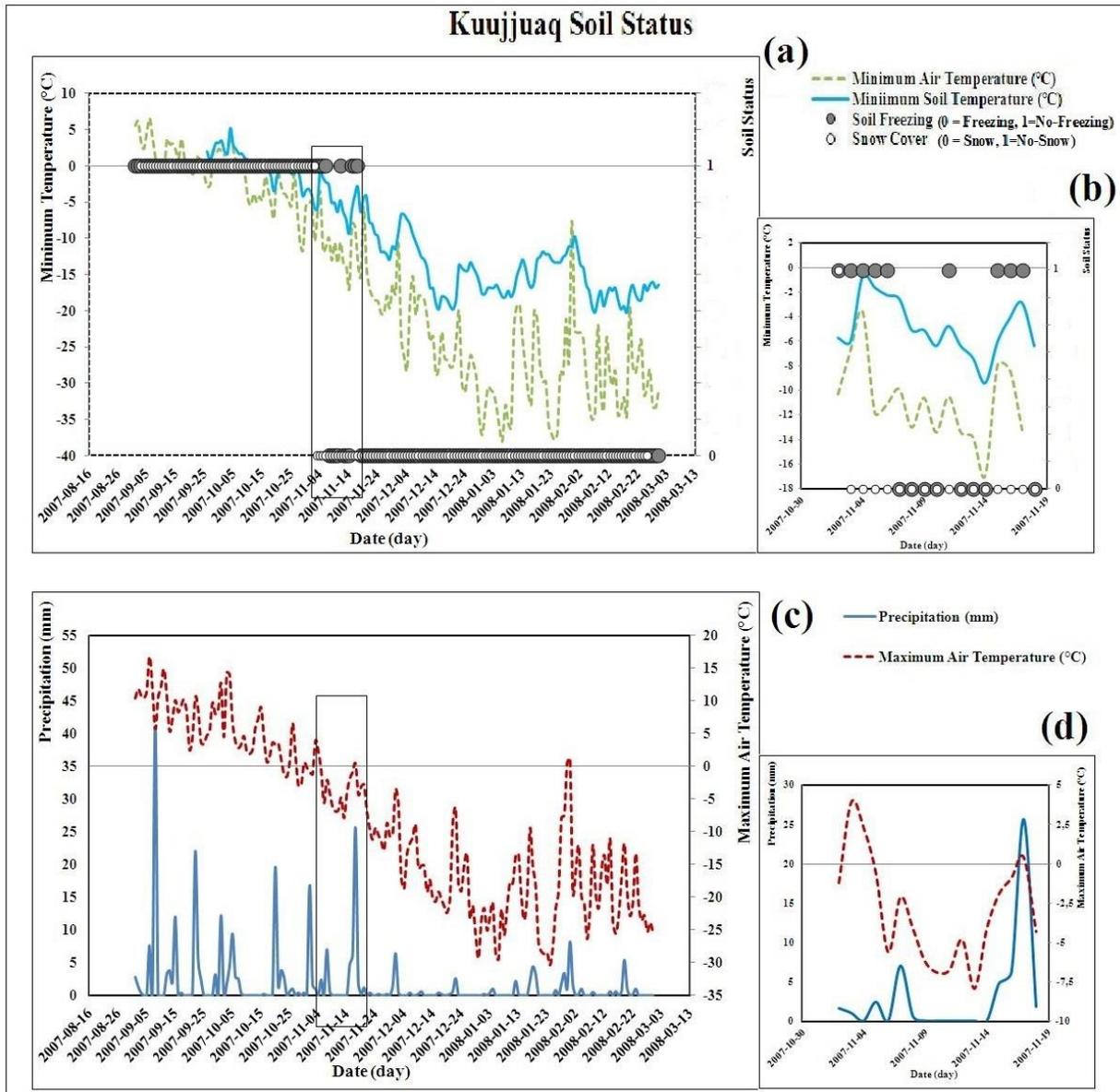


Figure 4-12 Diagrammes d'état du sol, automne 2007

(a) et (b); La comparaison de l'évolution temporelle du gel du sol d'AMSR-E (cercles gris) et les dates de la présence de neige (cercles blancs) avec la température minimale du sol du capteur de champ (ligne bleue), et la température minimale de l'air (gris-vert la ligne en pointillé), (b) est un sous-ensemble de (a).

(c) et (d) l'évolution temporelle de la température maximale de l'air (ligne rouge pointillée) et l'intensité des précipitations (ligne bleue) du CE. (d) est un sous-ensemble de (c)

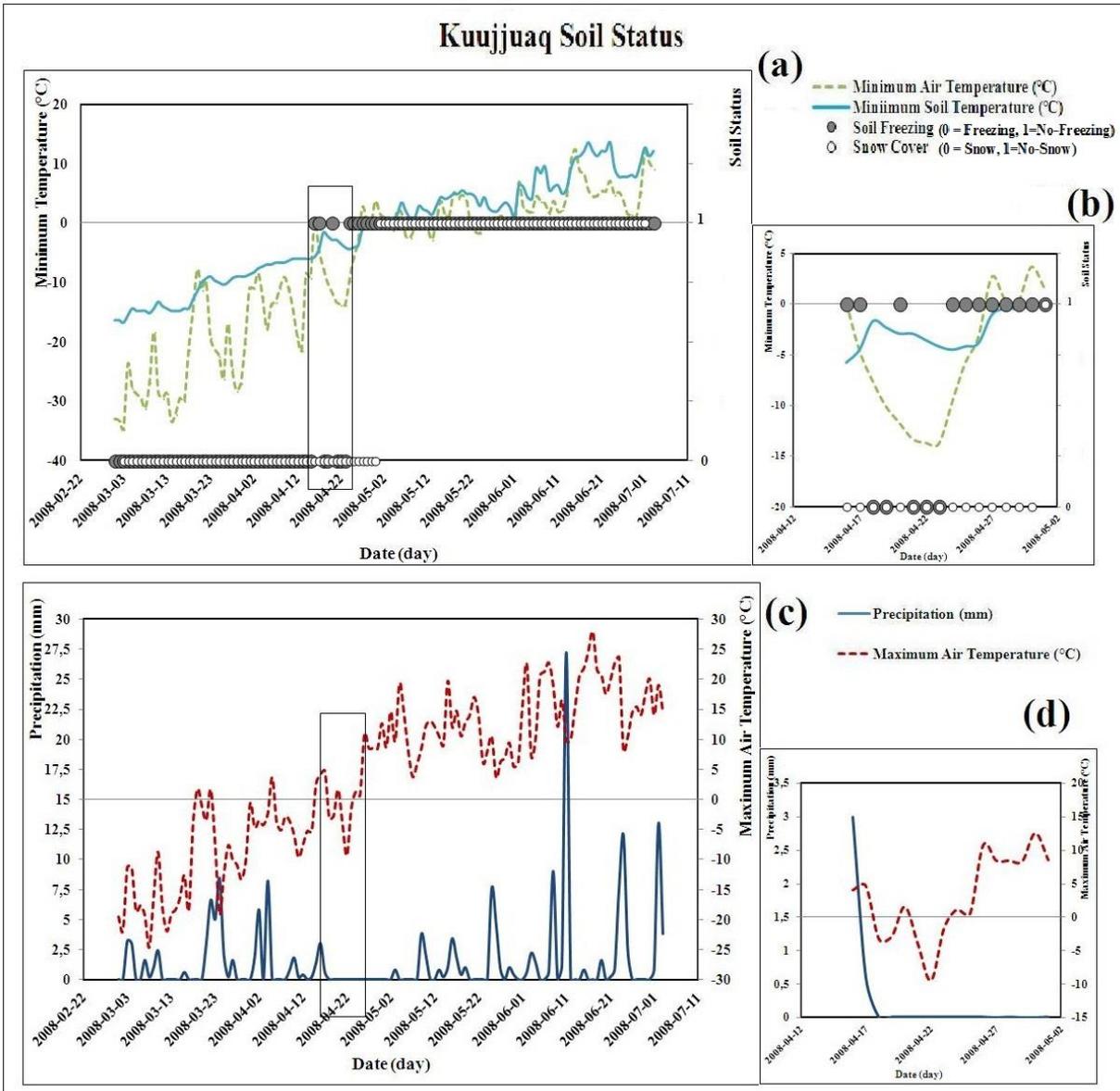


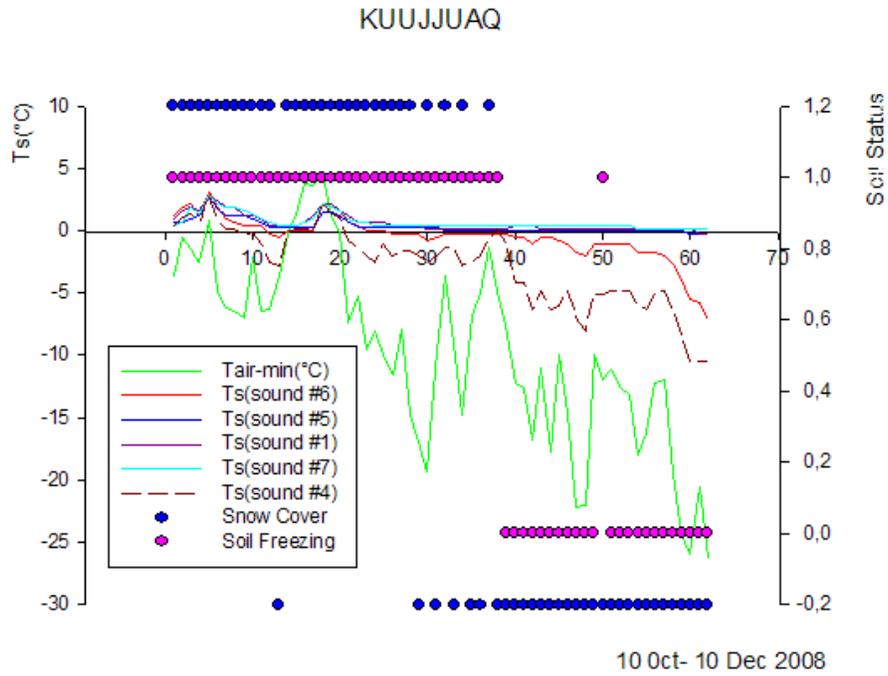
Figure 4-13 Diagrammes d'état du sol, printemps 2008

(a) et (b); La comparaison de l'évolution temporelle du gel du sol d'AMSR-E (cercles gris) et les dates de la présence de neige (cercles blancs) avec la température minimale du sol du capteur de champ (ligne bleue), et la température minimale de l'air (gris-vert la ligne en pointillé), (b) est un sous-ensemble de (a).

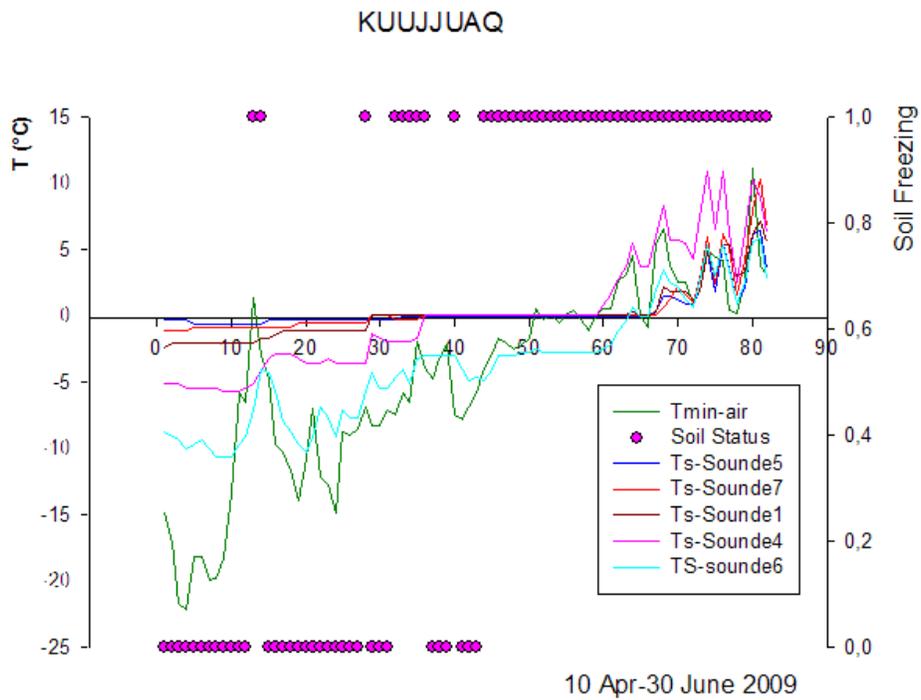
(c) et (d) l'évolution temporelle de la température maximale de l'air (ligne rouge pointillée) et l'intensité des précipitations (ligne bleue) du CE. (d) est un sous-ensemble de (c)

Afin de mieux comprendre l'impact de l'occupation du sol sur le gel-dégel, le résultat de la comparaison de données satellitaires avec les données de chaque capteur pour une période

d'étude choisi (automne 2008-printemps 2009) est présenté à la Figure 4-14. Le diagramme (à et b) de la Figure 4-14 montre la température minimale de l'air et celle du sol obtenu par les 5 capteurs installés à 5cm de profondeur à Kuujjuaq. La présence de neige et le gel-dégel du sol sont aussi illustrées dans ce diagramme. La ligne verte indique la température minimale de l'air et les couleurs rouge, bleu foncé, violet, bleu pâle et le pointillé donnent la température du sol à 5 cm de profondeur des capteurs 6, 5, 1, 7 et 4 respectivement. Les ronds roses correspondent aux journées de sol gelé et les bleus aux journées avec neige. Ils sont les résultats de la classification par les micro-ondes passives (AMSR-E). Les mesures de la température minimale sont obtenues à partir du site météorologique d'Environnement Canada (EC).



(a)



(b)

Figure 4-14 Variation temporelle du gel-dégel du sol en comparant la $T_{\text{air-min}}$ et la T_s à Kuujuaq; a) la période de gel du sol, b) la période de dégel du sol

Selon les résultats de micro-ondes passives (AMSR-E) présentés par les ronds roses sur le diagramme, le premier jour de gel du sol est le 18 novembre 2008 (le 40^{ième} jour depuis le 10 octobre) et le premier jour du dégel est le 8 mai 2009.

Les mêmes traitements ont été faits à l'automne et au printemps 2008 et 2009 (Figure A-1 à A-3 dans l'ANNEXE 1). Les détails de l'état du sol et des jours d'anomalies sont présentés dans les Tableau 4-7 et 4-8. Le Tableau 4-7 présente le premier jour de gel à Kuujjuaq dérivé des cartes d'AMSR-E ainsi que les données in situ. Les premiers jours de gel et de dégel du sol enregistrés par les capteurs dans la toundra, sont respectivement le 11 octobre 2007 et le 1^{er} mai 2008. Selon des cartes AMSR-E, le sol a commencé à geler 10 jours plus tard à l'automne 2008 en comparaison de l'automne 2007 (17 novembre comparativement au 7 novembre), et il a également commencé à dégeler plus tard, soit le 23 mai 2009 au lieu du 24 avril 2008. Par conséquent, le gel du sol a duré **188 jours en 2007-2008 et 171 jours en 2008-2009**. La 1^{ère} saison de gel a été plus longue et c'est ce qui a aussi été observé sur le terrain.

Tableau 4-7 Premier jour et la durée de gel-dégel du sol à partir des cartes de gel-dégel d'AMSR-E ainsi les données in situ d'un capteur à installés à la Toundra à Kuujjuaq

	2007		2008		2009	
	Automne	Printemps	Automne	Printemps	Automne	
1er jour de gel du sol (AMSR-E)	07 novembre	-	17 novembre	-	02 novembre	
1er jour de gel du sol (<i>In-Situ</i>)	11 octobre	-	30 octobre	-		
1er jour de dégel du sol (AMSR-E)	-	24 avril	-	23 mai		
1er jour de dégel du sol (<i>In-Situ</i>)	-	01 mai	-	15 mai		
Figure #	4-12(a)	4-13(a)	(A-1)a	(A-2)a	(A-3)a	
Anomalies total (jours)	28	8	19	8		
Figure #	4-12(b)	4-13(b)	(A-1)b	(A-2)b	(A-3)b	
Durée de gel du sol AMSR-E (jours)	171		188			

Note : Les Figures A-1, A-2 et A-3 sont dans l'ANNEXE 1.

Nous allons maintenant examiner si la différence entre les données in-situ et les résultats d'AMSR-E (Tableau 4-7) peuvent s'expliquer par la présence de la neige. Le Tableau 4-8 présente le premier jour de couverture nivale à Kuujjuaq dérivé des cartes de neige d'AMSR-E

ainsi que les données mesurées sur le Terrain. Les premiers jours de couverture de neige sur le sol ainsi que le sol sans neige enregistrés par les capteurs dans la toundra, sont respectivement le 2 novembre 2007 (Épaisseur de neige =10 cm) et le 3 mai 2008. Selon les cartes de neige d'AMSR-E, la couverture nivale sur le sol a commencé à s'accumuler le 3 novembre 2007 et le premier jour sans neige a été enregistré le 1^{er} mai 2008, ce qui correspond bien. Selon les données mesurées (in-situ), en automne 2008, le premier jour de neige a été enregistrée le 5 novembre (Épaisseur de neige =16 cm) et la neige était fondue le 29 mai 2009. L'application de l'algorithme sur les données AMSR-E a donné une fonte plus lente pour ce pixel.

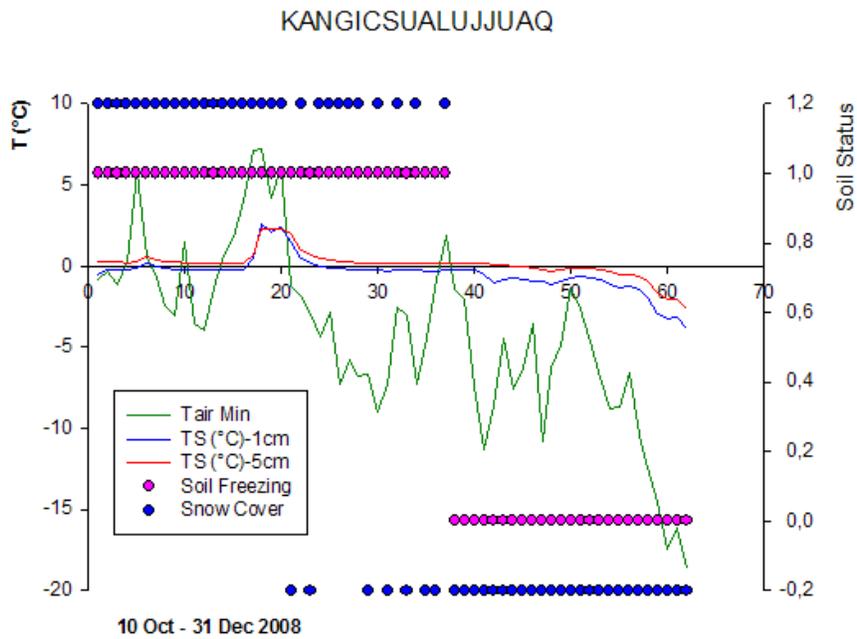
Au printemps, l'incohérence entre le premier jour de dégel du sol dérivé d'AMSR-E et les données de terrain peut être causée par les particularités (plus ou moins d'enneigement) du site de mesure par rapport à la grande région couverte par un pixel. Toutefois, la présence de neige mouillée au printemps amène l'algorithme à détecter un sol dégelé au lieu de la neige ce qui fait devancer la date de dégel. Une fois que la neige est fondue, l'algorithme détecte bien l'état du sol. À l'automne, la détection du gel du sol est en retard par rapport aux données terrain, ceci ne semble pas dû à la présence de neige laquelle arrive que quelques jours plus tôt et après le gel du sol. Il semble qu'il faut que non seulement le sol gèle mais le complexe sol-végétation gèle pour que le gel soit détecté aux fréquences de 19 et 37GHz.

Tableau 4-8 Premier jour de la couverture nivale ainsi que premiers jours sans neige du sol à partir des cartes de la couverture de neige du sol d'AMSR-E et les données mesurées sur le Terrain à la Toundra à Kuujuaq

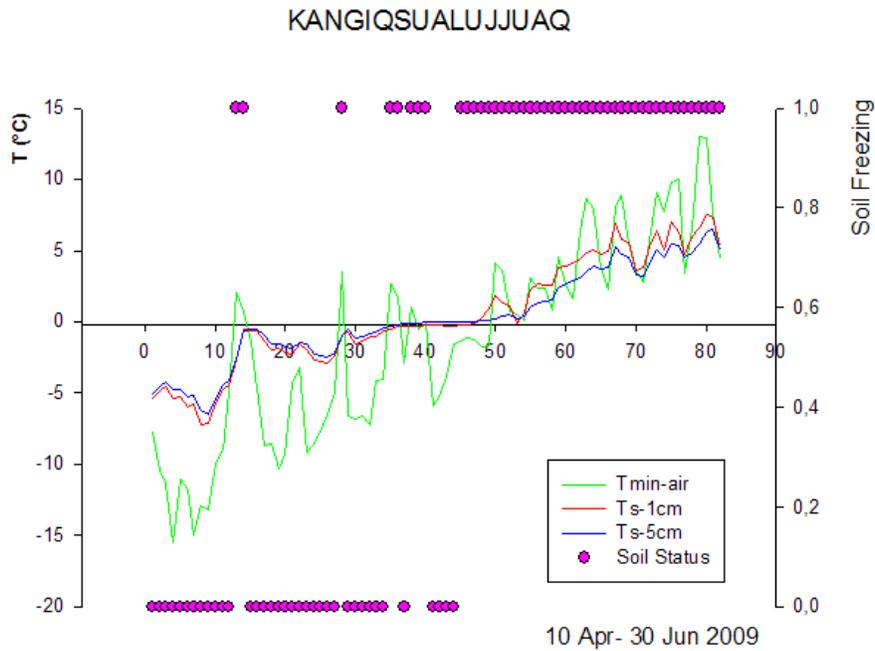
	2007	2008		2009	
	Automne	Printemps	Automne	Printemps	Automne
1 ^{er} jour de couverture nivale au sol (AMSR-E)	03 novembre	-	08 novembre	-	25 octobre
1 ^{er} jour de couverture nivale au sol (<i>In-Situ</i>)	2 novembre Épaisseur de neige =10 cm	-	05 novembre Épaisseur de neige =16 cm	-	-
1 ^{er} jour de sol sans neige (AMSR-E)	-	01 mai	-	09 juin	-
1 ^{er} jour de sol sans neige (<i>In-Situ</i>)	-	03 mai	-	29 mai	-
Figure #	4-12 (a)	4-13(a)	(A-1) a	(A-2) a	(A-3) a

4.4.3.1.2 Données obtenues d'une station météorologique à Kangiqsualujjuaq

Le diagramme (a et b) de la Figure 4-15 montre la température minimale de l'air et celle du sol à 1cm et 5cm de profondeur mesurées à Kangiqsualujjuaq. La présence de neige et le gel-dégel du sol sont aussi illustrées sur ce diagramme. La ligne verte montre la température minimale de l'air, les lignes rouge et bleu la température du sol à la profondeur de 5cm et 1cm respectivement. Les mesures de la température minimale sont obtenues à partir de la station météorologique d'Environnement Canada (EC) et celles de la température de surface sont obtenues du Centre d'Études Nordiques (CEN). Les ronds roses montrent les journées de sol gelé et les ronds bleus présentent les journées avec neige. Ces derniers sont les résultats de micro-ondes passives (AMSR-E).



(a)



(b)

Figure 4-15 Variation temporelle du gel-dégel du sol en comparant la $T_{air-min}$ et la T_s à Kangiqsualujjuaq, a) la période de gel du sol, b) la période de dégel du sol

Les périodes de transition pour déterminer le début du gel et dégel du sol sont du 10 octobre au 31 décembre et du 10 avril au 31 juin respectivement. Selon les résultats des micro-ondes passives présentées par les ronds roses sur le diagramme 4-15 (a), il y a des jours entre le 22^{ième} jour et 38^{ième} (de 1^{er} au 17 novembre) que le sol est gelé et non gelé, la $T_{\text{air-min}}$ fluctue, la température du sol à deux profondeurs 1 et 5 cm diminuent lentement. Après le 17 novembre le sol est gelé, et la $T_s(-1\text{cm})$ est inférieure de 0°C , par contre $T_s(-5\text{cm})$ est moins et près de 0°C . Après 52^{ième} jour, la $T_s(-5\text{cm})$ baisse. Cette incohérence peut être causée par l'humidité du sol.

Les résultats dérivés des données AVHRR présentés au Tableau 4-9 rapportent que 80% (30,24% + 25,76% + 23,68%) de l'aire du pixel correspond à la toundra à lichen et arbustes. Ce qui veut dire que la couverture végétale du sol de pixel (Kangiqualujuaq) est dominée par le lichen et arbustes. La forêt de conifères ne couvre que 2,08 % de la superficie de ce pixel. Donc l'influence de la couverture forestière sur le T_b de données AMSR-E peut être négligeable.

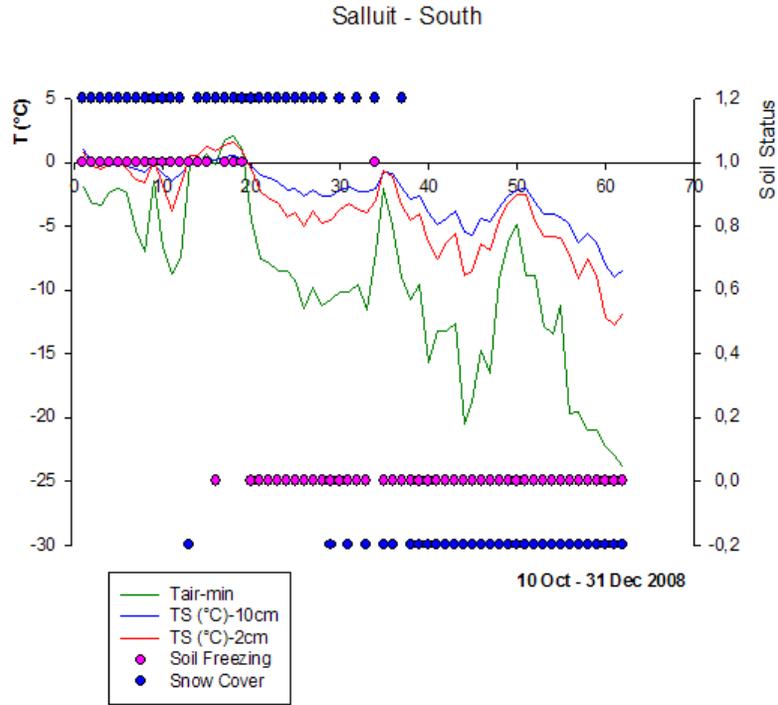
Tableau 4-9 Résultats dérivés des images AVHRR-Kangiqualujuaq

Couverture du sol	Superficie (km ²)	Pourcentage (%)
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les arbustes	189	30,24
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les lichens	161	25,76
Lande à arbustes et lichens; Arbustes, lichens et herbacées	148	23,68
Eau	87	13,92
Forêt de conifères; Forêt septentrionale	13	2,08
Lande non boisée; Très faible couvert de végétation	13	2,08
Forêt dense; Forêt septentrionale	9	1,44
Lande non boisée; Faible couvert de végétation	3	0,48
Milieu ouvert; Arbustive de transition boisée	2	0,32
	Total=625	100

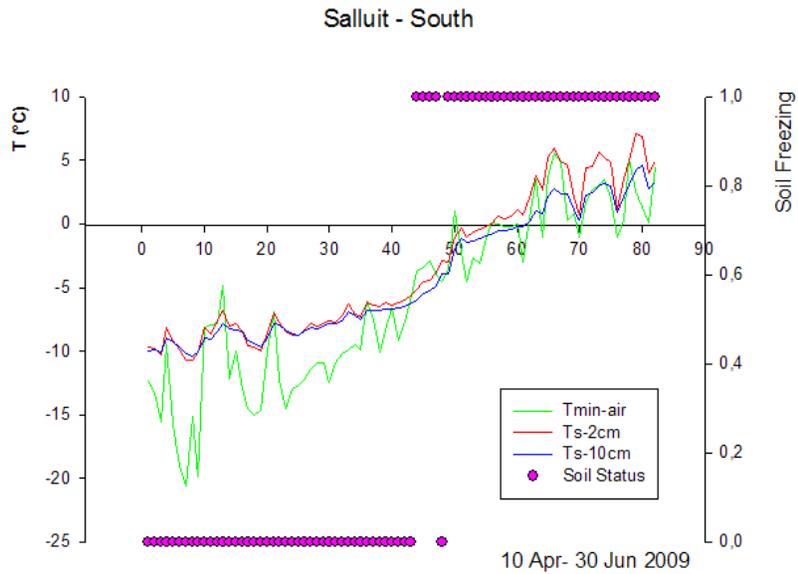
4.4.3.1.3 Données du sol obtenues de deux stations météorologiques à Salluit

Les diagrammes (a,b,c,d) de la Figure 4-16 montrent les résultats tirés des images AMSR-E (micro-ondes passives) pour la présence du sol (gel-dégel), de la température minimale de l'air obtenue à partir de la station d'Environnement Canada (EC) ainsi que la température du sol aux

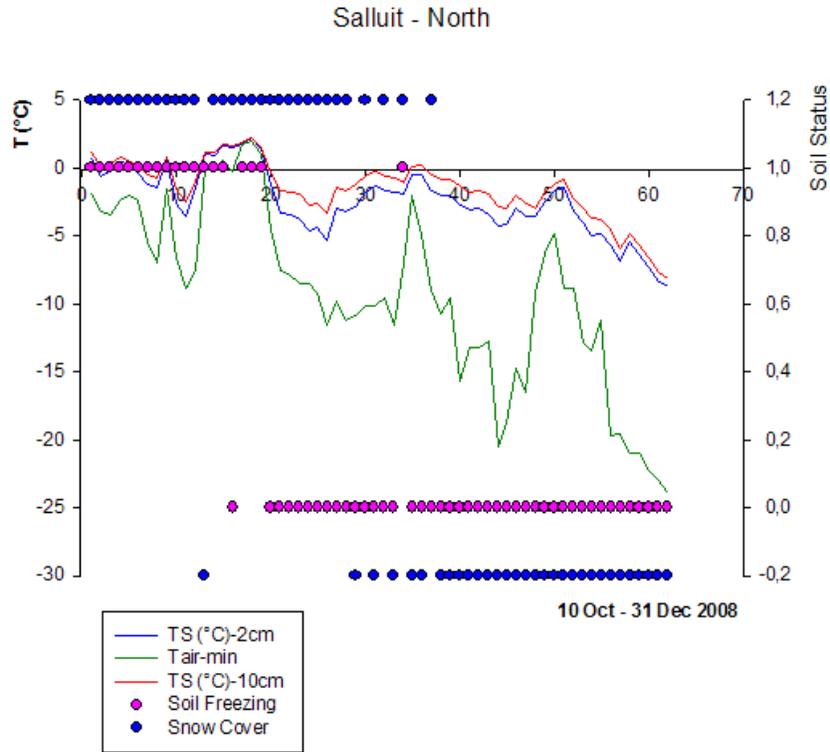
profondeurs de 2cm et de 10cm à deux stations de météo du CEN situées au sud et au nord de Salluit. La ligne verte montre la température minimale de l'air et les lignes rouge et bleu présentent celles du sol aux profondeurs de 2cm et 10cm.



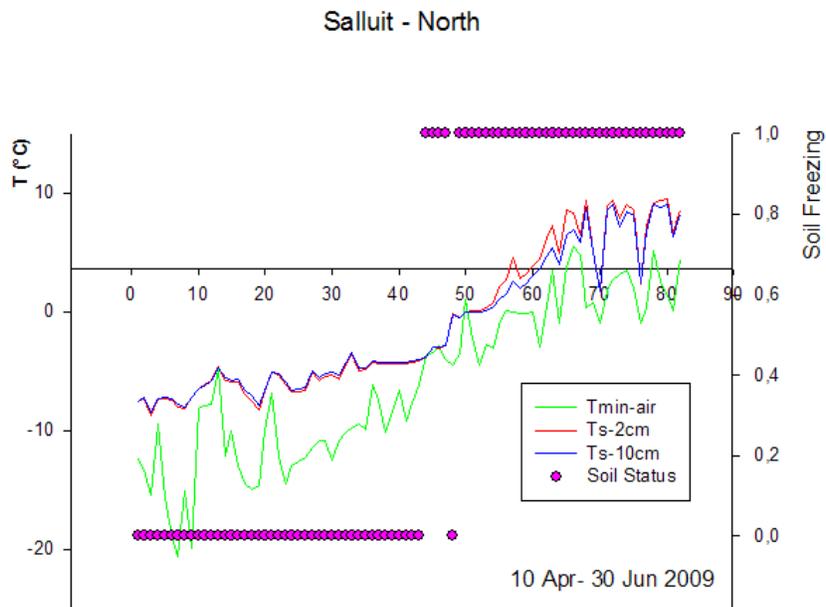
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 4-16 Variation temporelle du gel-dégel du sol en comparant la $T_{\text{air-min}}$ et la T_s obtenues de deux stations à Salluit (sud et nord). a et c) la période de gel du sol, b et d) la période de dégel du sol

Selon les résultats des micro-ondes passives présentés par les ronds roses sur le diagramme 4-16, le premier jour de gel du sol à Salluit commence à 28^{ième} jour sur le diagramme c'est dire le 6 novembre et celle de dégel commence du 35^{ième} jour (le 14 juin). Les premiers jours du gel et du dégel du sol déterminé par les données in-situ pour les deux différentes profondeurs obtenues de deux stations météorologiques de Salluit pour les périodes de transition distinguées sont présentés par le tableau 4-10. L'incohérence entre des résultats de données AMSR-E et celles de données in-situ est presque 8 jours pour les deux périodes du gel et dégel du sol. Au printemps, l'incohérence entre le premier jour de dégel du sol dérivé d'AMSR-E et les données de terrain peut être causée par les particularités du site de mesure (plus ou moins d'enneigement, orientation du site, nature du sol) par rapport à la grande région couverte par un pixel car, dans ce cas-ci, l'algorithme à détecter le dégel du plateau subarctique plus tardivement. A l'automne, la détection du gel du sol est en retard par rapport aux données terrain tout comme à Kuujuaq. Il semble qu'il faut que non seulement le sol gèle (Tableau 4-10) mais le complexe sol-végétation gèle pour que le gel soit détecté aux fréquences de 19 et 37 GHz.

Tableau 4-10 Résultats des journées de gel-dégel du sol pour les périodes d'études-Salluit

Station	Profondeur (cm)	1 ^{er} jour de gel du sol (2008)	1 ^{er} jour du dégel du sol (2009)	Couverte végétale
Nord	2	29 octobre (20 ^{ième} jour)	6 juin (62 ^{ième} jour)	Lichen
	10	30 octobre (21 ^{ième} jour)	8 juin (62 ^{ième} jour)	Toundra
Sud	2	28 octobre (19 ^{ième} jour)	1 juin (55 ^{ième} jour)	Lichen
	10	29 octobre (20 ^{ième} jour)	9 juin (63 ^{ième} jour)	Toundra

Les résultats dérivés des données AVHRR présentés au Tableau 4-11 indiquent que 60% (%3,68 + %31,84 + %23,84) de l'aire est dans la toundra à lichen et arbustes. Ce qui veut dire que la couverture végétale du sol de pixel (Salluit) est dominée par le lichen et arbustes. Les autres classes de la couverture végétale comme par exemple « le milieu humide/arbustive ; densité moyenne » avec la superficie de 11,52 %, pendant la période de gel en hiver sont comme le sol dénudé et son influence sur la T_b ne peut pas être remarquable.

Tableau 4-11 Résultat dérivés des images AVHRR-Salluit

Couverture du sol	Superficie (km ²)	Pourcentage (%)
Eau	142	22,72
Milieu humide/arbustive; Densité moyenne	72	11,52
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les lichens	23	3,68
Lande à arbustes et lichens; Dominée par les arbustes	199	31,84
Lande à arbustes et lichens; Arbustes, lichens et herbacées	149	23,84
Lande non boisée; Faible couvert de végétation	8	1,28
Lande non boisée; Très faible couvert de végétation	2	0,32
Sol dénudé et affleurements rocheux	30	4,8
	Total= 625	100

4.4.3.1.4 Facteurs de concordance

Les facteurs de concordance des résultats quotidiens obtenus à partir des capteurs de données du sol et les cartes de gel-dégel d'AMSR-E pour chaque village (pixels) sont illustrées par la Figure 4-17. Cette comparaison a été faite pour les données in situ pour les périodes de transition à l'automne (1^{er} décembre au 1^{er} février) 2007, 2008, et 2009 ainsi que les périodes au printemps (15 mars au 20 juin) 2008 et 2009. Ces villages sont Kangiqsualujjuaq (58,7°N, 65,9°O), Kuujjuaq (58,1°N, 68,4°O), Kuujjuarapik (55,3°N, 77,7°O), Salluit (62,2°N, 75,6°O), et Inukjuak (58,5°N, 78,1°O). Les résultats montrent l'accord gel-dégel du sol entre les résultats d'AMSR-E et ceux des données de terrain est plus satisfaisant au printemps (de 80% à 97%) lorsque la fonte de la neige est rapide et la période de transition courte. Sauf pour Kuujjuarapik au printemps 2009, la concordance est égale à 71%. Cette plus faible concordance au printemps s'expliquerait parce qu'il y avait plus épais de neige dans cette région ce printemps là ce qui augmente la durée du cycle gel-dégel (glace-neige mouillée) et donc la durée de la période de transition. À l'automne la concordance (%) varie entre 72 et 90%.

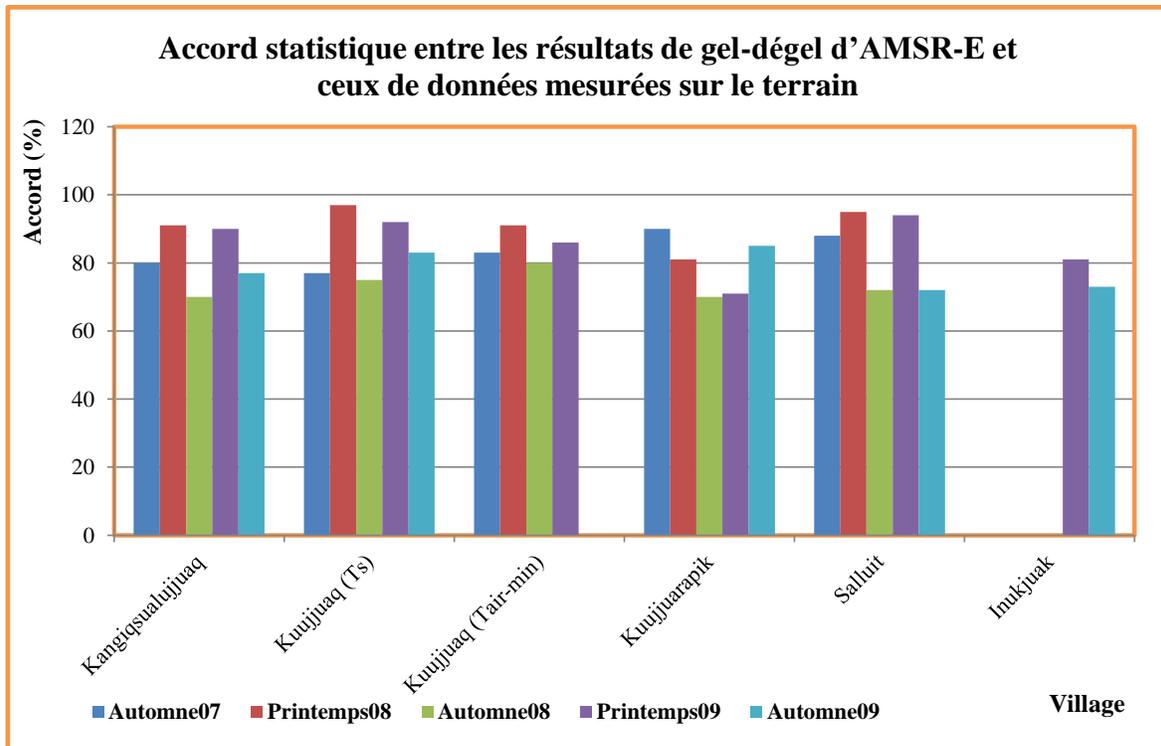


Figure 4-17 Accord statistique entre les résultats de gel-dégel d'AMSR-E et ceux de données mesurées sur le terrain

4.4.3.2 Validation avec les images MODIS-LST

La plus grande difficulté pour l'utilisation des images MODIS est la couverture nuageuse. Dans la région d'étude, les conditions météorologiques favorisant un ciel clair sont rares. La Figure 4-18 présente une image de MODIS prise le 18 novembre 2008. C'est une des meilleures images sans nuages de MODIS pour la période d'étude. Le nord de la zone est presque sans nuage et la comparaison peut être faite entre cette même zone et la couverture de neige de la carte AMSR-E de la même date.

Une solution à ce problème est d'utiliser les produits composites 8-jours comme MOD10A2 (Terra) et MYD10A2 (Aqua) et les cartes basées sur la température proche de la surface du sol produites par Hachem *et al.* (2009) au lieu d'un des produits quotidiens.

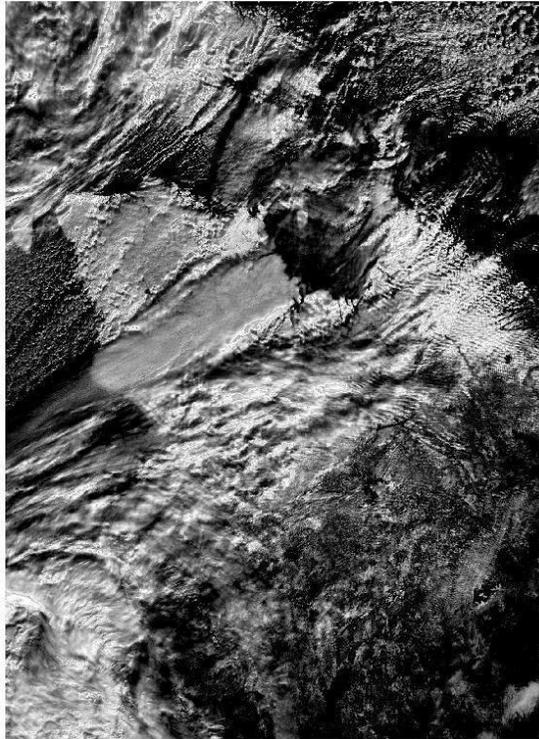


Figure 4-18 Exemple d'images MODIS de Nunavik, 18 -11-2008

Pour valider les résultats de sol gelé d'AMSR-E, la comparaison a été faite avec :

- ❖ Les cartes hebdomadaires de température près de la surface du sol produites par Hachem *et al.* (2009),
- ❖ Les données journalières de température de surface des images de MODIS (LST) (*MOD11A1*).

4.4.3.3 Validation des cartes hebdomadaires de gel-dégel d'AMSR-E avec celles de MODIS produites par Hachem et al. (2009)

Afin d'étudier la distribution du pergélisol dans les régions nordiques, des cartes de la température près de la surface du sol ainsi que du gel-dégel du sol ont été produites en utilisant des images MODIS pour les années 2006 à 2009 (Hachem *et al.*, 2009). Ces cartes montrent la répartition géographique prévue des températures près de la surface et représentent les limites connues du pergélisol. Ces cartes hebdomadaires de la température près de la surface sont comparées avec les cartes de gel du sol. Pour ce faire, un agrégant temporel (8 jours, sur les

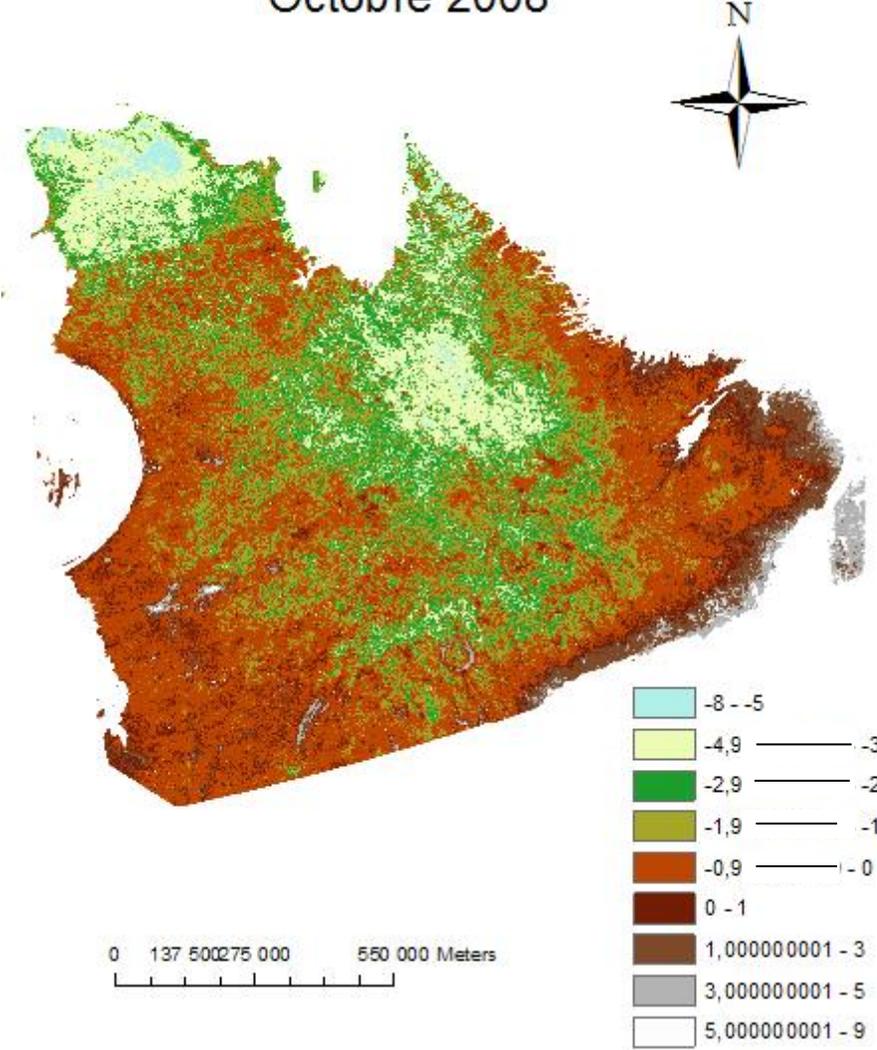
cartes d'AMSR-E) et un agrégeant spatial (25 km de résolution, sur les cartes MODIS) ont été réalisés.

Les cartes quotidiennes de gel-dégel d'AMSR-E ont été extraites tandis que MODIS peut seulement, dans le meilleur des cas, nous avons fourni des cartes hebdomadaires. Dans cette partie, pour valider les résultats de sol gelé, on a comparé les cartes MODIS à la moyenne hebdomadaire des cartes de sol gelé d'AMSR-E pour la même période. Cette comparaison a été effectuée en deux étapes :

- ❖ Une comparaison qualitative entre les cartes de gel-dégel d'AMSR-E et la série des cartes d'Hachem *et al.* (2009),
- ❖ En agrégeant (moyenne de 8 jours) les cartes journalières de sol gelé d'AMSR-E pour correspondre aux cartes de T_s de MODIS produites par Hachem *et al.* (2009).

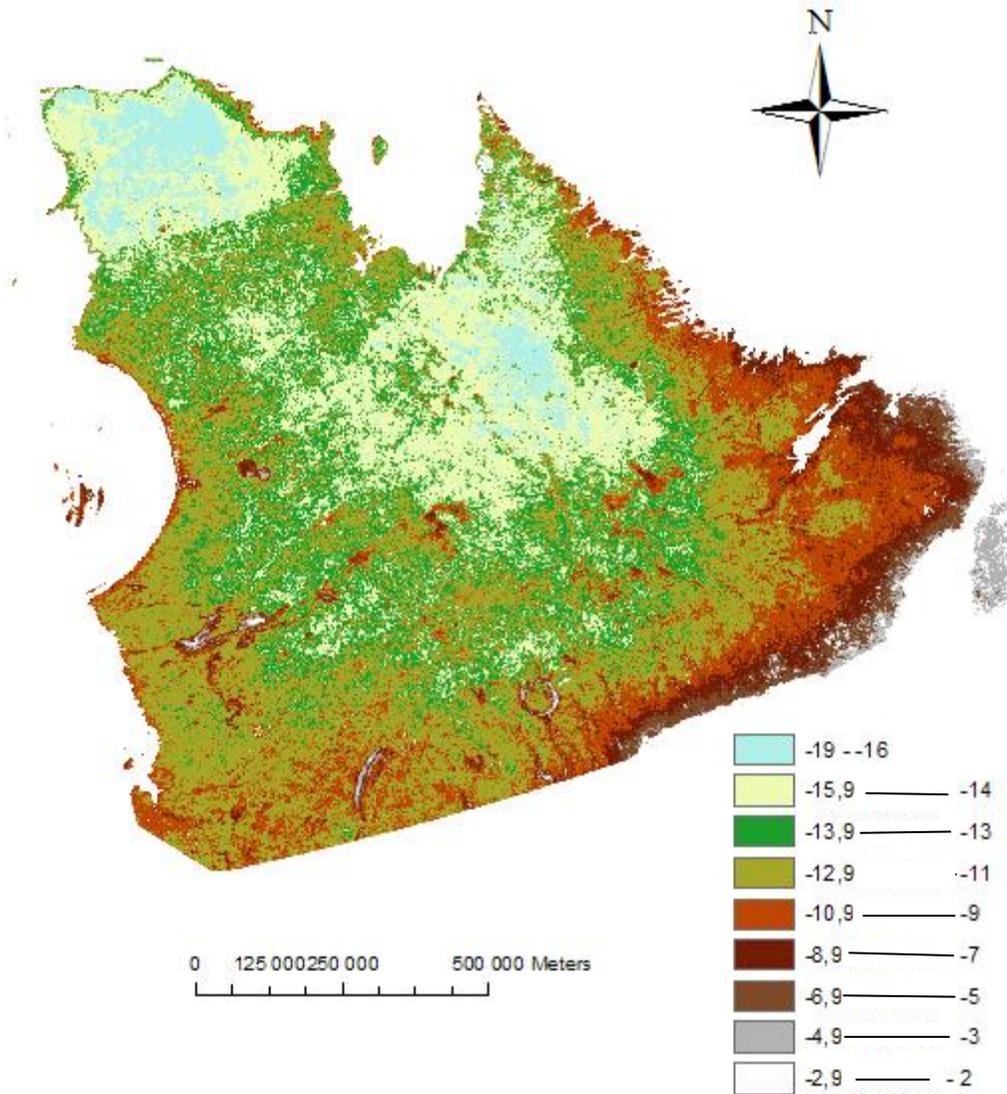
On peut voir que les progrès de gel du sol en 2008 sont identiques aux résultats de Hachem et al. (2009). Cette comparaison visuelle a été répétée pour les automnes 2007 et 2009. Comme déjà mentionné, les résultats montrent que la température du sol diminue et que le gel commence à partir du nord et du nord-est du Nunavik puis s'étend vers l'ouest avant d'atteindre le centre et le sud de la région (Figure 4-19).

Température de surface Octobre 2008



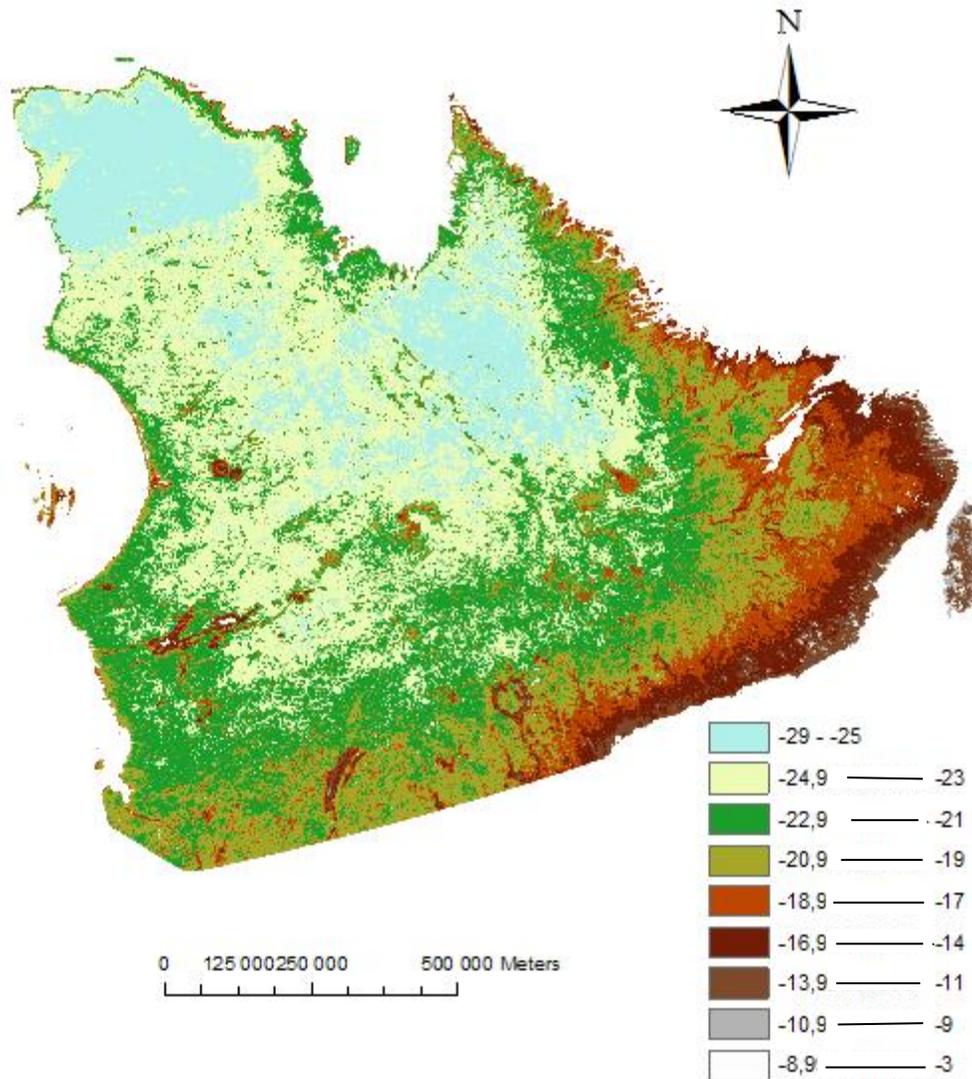
(a)

Température de surface Novembre 2008



(b)

Température de surface Décembre 2008



(c)

Figure 4-19 Cartes de Ts mensuelle de MODIS produites par Hachem et al. (2009)

4.4.3.4 Validation des cartes journalières de gel-dégel d'AMSR-E avec celles de LST de MODIS

La valeur quotidienne de la température de la surface (LST) d'images MODIS (MOD11A1) a été extraite pixel par pixel. Ensuite, la comparaison a été faite entre les cartes journalières de gel-dégel d'AMSR-E et celle de MODIS LST pour l'automne 2007, 2008 et 2009 et le printemps 2008 et 2009 au Nunavik.

Le seuil pour identifier l'état de gel-dégel du sol à utiliser pour les cartes quotidiennes de MODIS LST est 273°K (± 5), la valeur de pixel supérieure à celle 273°K signifie sol dégelé. Cette étape a été franchie pixel par pixel dans le cas de données sans nuage, ainsi que sur une base quotidienne et périodique selon l'époque étudiée ; l'automne 2007, 2008, (de 1^{er} octobre au fin février) et à l'automne 2009, (de 1^{er} octobre au fin janvier), et le printemps 2008, 2009 (de 1^{er} mars au 1^{er} juillet). Le facteur d'accord pour le seuil de 268°K (273-5) est plus satisfaisant que le seuil de 273°K pour le même pixel, le même jour et la même période car la température captée par MODIS est davantage la température de l'air-végétation près de la surface que celle du sol. Durant la période hivernale, la température de l'air proche de la surface de la neige est souvent plus froide que celle du sol. Ce résultat de la comparaison est présenté au Tableau 4-12. En effet, en absence de neige, les valeurs MODIS LST sont les valeurs de la température de l'air-végétation près de la surface du sol. En présence de la neige, ces valeurs sont les valeurs de la température du complexe air-neige-végétation.

Tableau 4-12 Accord statistique entre les cartes journalières de gel-dégel d'AMSR-E et celles de MODIS LST

Période d'étude	De	À	Accord (%)	
			Seuil = 273°K	Seuil = 268°K
Automne 2007	2007-oct-01	2008-fev-29	83	87
Printemps 2008	2008-mar-01	2008-jui-01	73	77
Automne 2008	2008-oct-01	2009-fev-28	67	73
Printemps 2009	2009-mar-01	2009-jui-01	85	90
Automne 2009	2009-oct-01	2010-jan-31	80	85

4.4.3.5 Influence de la couverture de neige

Dans cette étude, d'abord les cartes quotidiennes de la couverture de neige sont produites pour déterminer la présence ou absence de neige au sol pour chaque pixel. Ensuite, l'influence de la couverture de neige est vérifiée en utilisant des données in situ de l'épaisseur de neige, la $T_{\text{air-max}}$, et la précipitation. Les Figures (A-6 et A-7a) and (A-6 et A-7 b), dans l'ANNEXE 1, montrent l'étendue de la couverture de neige ainsi que le gel du sol respectivement. Dans ces Figures, les cartes de la couverture de neige et de gel du sol sont superposées au MNE (gauche) et la couverture terrestre (droite) afin de vérifier leur impact sur la couverture de neige et de gel du sol.

En effectuant une analyse temporelle pour les données SSMI des hivers 1996-1997 et 1997-1998, De Sève (1999) démontrent une diminution des $T_{b37\text{GHz}}$ avec l'augmentation des valeurs d'EEN et une inversion de la relation lorsque les EEN sont supérieurs à 150mm (soit une épaisseur de l'ordre de 60 cm pour une densité relative moyenne de 25%). L'inversion de la relation est causée par le fait que la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques est inférieure à l'épaisseur du couvert nival. La profondeur de pénétration varie de 1 mètre à quelques centimètres à 37GHz, V selon la structure du couvert nival (Ulaby *et al.*, 1986).

Puisque la toundra est une région venteuse en particulier l'automne, l'accumulation de neige se présente normalement un plus tard, après le gel du sol, autour du début novembre ou à la fin d'octobre (Figure 4-12). Dans les régions subarctiques, le profil de la neige est plus homogène par rapport à celui de la forêt boréale, les grains sont fins, la neige est dense et dure (peu isolante) et l'épaisseur du couvert reste mince, dépassant rarement 50cm (Tableau 4-13).

Tableau 4-13 Données in situ de neige d’Umiujaq obtenue du site de MDDELCC¹⁹

Neige (Précipitation)					Neige au sol				
✕ : Données non disponibles Mises à jour à 10h30 et 19h30					✕ : Données non disponibles Mises à jour à 10h30 et 19h30				
Année	Mois	Neige(cm)	Tair-max (°C)	Tair-min (°C)	Année	Mois	Neige au sol (cm)		
2015	Novembre				2015	Novembre	15 à 20		
	1 à 24	0 à 0,2	0,2	-3,26		Décembre			
	25	4 à 6	-3,8	-12,8		1 à 9	15 à 20		
	26	2 à 4	-2,1	-10,9		10 à 31	25 à 50		
	27	4 à 6	-4	-11,7	2016	Janvier			
	28 à 29	0 à 0,2	-5,3	-17,2		1 à 10	25 à 50		
	30	0,2 à 2	-1	-9,1		11 à 31	>50		
	Décembre								
	1 à 12	0 à 0,2	-1,11	-7,89					
	13	0,2 à 2	-4,3	-6,1					
	14 à 22	0 à 0,2	-9	-15,77					
	23 à 25	0,2 à 2	0,37	-13,63					
	26 à 31	0 à 0,2	-12,88	-17,03					
2016	Janvier								
	1 à 27	0 à 0,2	-3,32	-9					
	28 à 29	0,2 à 2	-0,9	-6,95					
	30 à 31	0 à 0,2	0,25	-6,3					

Les températures du sol et de l’air sont très basses, ce qui implique un gradient thermique faible. Dans les zones forestières, le sol est plus chaud (près de 0°C) et la température de l’air froide, ce contraste de température favorise la croissance des cristaux de glace en profondeur ce qui diminue la densité et augmente la résistance thermique de la neige. Dans les secteurs de forêts ouvertes, les T_b diminuent considérablement à cause de la diffusion de volume de la neige au sol, alors que pour les secteurs forestiers denses, les T_b restent élevés tout au long de l’hiver puisque les arbres masquent le signal de la neige. Néanmoins, en région subarctique, tant qu’il y a une couverture de neige sèche au sol, le sol reste gelé et autant la température du sol que celle du couvert de neige reste inférieure à 0°C. L’accumulation de neige sèche augmente la diffusion et que la T_b du couvert nival peut être différent de celle du sol nu, cette différence ne nuit pas à la détermination de l’état de gel du sol.

Le Tableau 4-14 donne des valeurs de température mesurées près d’Umiujaq en mars 2012, alors que les températures de l’air se réchauffaient. On notera que les accumulations importantes se retrouvent uniquement dans les dépressions topographiques. Le sol est gelé partout et la température de la neige est en général plus froide que celle du sol.

¹⁹ <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/donnees/OQcarte.asp>

Au printemps, les variations de température de l'air observées génèrent la fusion du couvert nival. L'eau liquide dans le couvert de neige augmente l'absorption des micro-ondes, réduit la dispersion du signal et le manteau neigeux devient un corps noir (Ulaby *et al.*, 1981). L'apparition soudaine de l'eau liquide dans un manteau neigeux augmente ainsi l'émissivité (e) et la T_b à 37 GHz (Kohn *et al.*, 2010). La présence de neige humide au moment du passage du satellite ne permet pas de déterminer l'état du sol, car celui-ci semble dégeler (erreur de classification) ce qui n'est généralement pas le cas tant que la neige est présente.

En conclusion, au Nunavik, la neige sèche n'affecte pas la détermination du gel du sol même aux fréquences de 19 et 37GHz. Toutefois, lors de la fonte printanière, un couvert de neige mouillée fausse et devance la détection du dégel du sol lorsqu'il est présent.

Tableau 4-14 Comparaison entre T_{air} , T_s et la température de surface de la couverture de neige près d'Umiujaq en 2012 (selon le résultat du travail de Yannick Duguay, communication personnelle)

Conditions	Date	Hauteur de neige (cm)	T (°C)		
			Air	Surface du sol	Surface du couvert de neige
Ensoleillé, vent modéré, pas de neige à la dérive	14 mars	75	-6,9 at 12h00	-10	-8
« »	14 mars	115	-6,9 at 12h00	-7.5	-11
« »	16 mars	55	-7,9 at 10h00	-9	-8
« »	16 mars	38	-7,3 at 15h00	-8	-5,5

4.4.4 Analyse d'incertitude

Il y a toujours une certaine erreur associée à la mesure de tout signal. Cela peut affecter des mesures répétées, et pourrait être traitée statistiquement en termes de la moyenne et de l'écart type. Le même phénomène s'applique à chaque mesure effectuée dans le cadre de la construction d'une courbe d'étalonnage, ce qui provoque une variation de la pente et l'ordonnée de la droite de régression calculée. Cela peut être réduit - mais jamais complètement éliminé- en effectuant des mesures répétées pour chaque norme. Il est donc toujours nécessaire d'estimer l'erreur probable (ou **l'incertitude**) dans la pente et l'ordonnée. Autrement dit, la pente et l'ordonnée définissent la relation linéaire entre deux variables, et peuvent être utilisées pour estimer un taux moyen de variation. Plus grande la valeur de la pente, et plus grande le taux de variation.

La propagation des points d'étalonnage réels de chaque côté de la droite de régression de y sur x peut être exprimée en termes de résidus de régression ; $(y_i - \hat{y}_i)$. Plus grande de ces résidus, plus grande l'incertitude dans laquelle la droite de régression réelle se situe en réalité. L'incertitude dans la régression est donc calculée en fonction de ces résidus. Techniquement, cela est l'erreur standard de la régression (S).

Dans cette étude, le modèle de sortie (a_i) est une régression simple avec une seule pente (M_{LR}) pour chaque image. La pente de la droite de régression est évidemment importante, car elle détermine la sensibilité de la fonction d'étalonnage ; autrement dit, le taux à laquelle le signal varie en fonction du pourcentage d'eau (variable indépendante). Plus élevé (plus raide) est la pente, plus il est facile de faire la distinction entre les pourcentages qui sont proches les uns des autres. L'incertitude sur la pente est exprimée comme l'erreur type de la pente, S_b , et est calculé en fonction de l'erreur standard de la régression comme²⁰:

$$S_b = \frac{S_{y/x}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}}$$

Équation 4-11

²⁰ <http://www.ncss.com/> (Chapter 856)

Les limites de deux côtés d'intervalle de confiance de 100 (1- α) %, correspondant à la pente dans une régression linéaire est calculé, utilisant la statistique t pour $(n - 2)$ degrés de liberté, comme :

$$b_1 \pm t_{1-\alpha, n-2} S_{b_1} \quad \text{Équation 4-12}$$

Où b_1 est la pente calculée et S_{b_1} est l'écart type estimé de la pente b_1 , ainsi n est le nombre de points d'étalonnage utilisés dans le calcul de régression. De plus, $(1-\alpha)$ est le niveau de confiance. Des milliers d'échantillons de n éléments sont tirés d'une population par échantillonnage aléatoire simple et un intervalle de confiance est calculé pour chaque échantillon, la proportion de ces intervalles qui comprendra la vraie pente de la population est de $(1-\alpha)$. Les valeurs de ,95 ou 0,99 sont souvent utilisées pour le niveau de confiance. L'augmentation du niveau de confiance entraîne un étalement de l'intervalle de confiance et donc une diminution de la précision.

Un modèle linéaire d'un système, par exemple, nécessite à la fois la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite modélisant le système doit être calculée. Dans ce cas, il y a deux paramètres du modèle, il a donc besoin de $\nu = (n - 2)$ degrés de liberté. En général, si un modèle nécessite des k paramètres, le nombre de degrés de liberté est $\nu = (n - k)$.

$$S_{b_1} = \frac{s}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}} \quad \text{Équation 4-13}$$

Où

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{(n-2)}} \quad \text{Équation 4-14}$$

La valeur de S^2 est souvent obtenue à partir de table de régression de l'erreur quadratique moyenne.

La limite d'une côté supérieure de l'intervalle de confiance de 100 (1- α) % est calculée par :

$$b_1 + t_{1-\alpha, n-2} S_{b1}$$

Équation 4-15

De même, la limite du côté inférieure de l'intervalle de confiance de 100 (1 - α) % est calculée par :

$$b_1 - t_{1-\alpha, n-2} S_{b1}$$

Équation 4-16

Chaque intervalle de confiance est calculée utilisant une estimation de la pente plus et/ou moins une quantité qui représente la distance par rapport à la moyenne sur le bord de l'intervalle. Ceci est la distance entre les limites de confiance à la pente de l'échantillon. Pour les intervalles de confiance à deux côtés, cette distance (D) est parfois appelée la *précision*, la *marge d'erreur*, ou la *demi-largeur*.

L'équation basique pour déterminer la taille de l'échantillon lorsque D a été spécifié est :

$$D = t_{1-\alpha/2, n-2} S_{b1}$$

Équation 4-17

Cette équation peut être résolue pour l'une des quantités inconnues en ce qui concerne les autres. Lorsqu'un intervalle à sens unique est utilisé, la valeur de $\alpha/2$ est remplacée par α .

Dans cette procédure, la pente et l'écart-type de X sont des intrants, où :

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}$$

Équation 4-18

Et :

$$S_X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{(n-1)}}$$

Équation 4-19

L'écart-type de Y est calculé de même façon.

La Figure 4-20 est un exemple du calcul de l'intervalle de confiance de la pente de la régression linéaire entre le $T_{b19GHz, v}$ et le pourcentage d'eau du 20 novembre 2008. La valeur de confiance utilisée est égale de 0,95. Dans cet exemple, l'impact de l'incertitude des variables de GTVP et $CT_{b37GHz, v}$ des pixels des cartes de gel du sol produites des AMSR-E a été étudié sur la détermination du gel du sol. La valeur moyenne de la pente de régression linéaire pour le T_b en fonction de pourcentage d'eau (M_{LR}) est égale de -0,37. La limite de côté inférieure de cette intervalle est égale à -0,39 et la limite supérieure de l'intervalle de confiance est de et -0,35. La valeur de la marge d'erreur (la précision) est de 0,02.

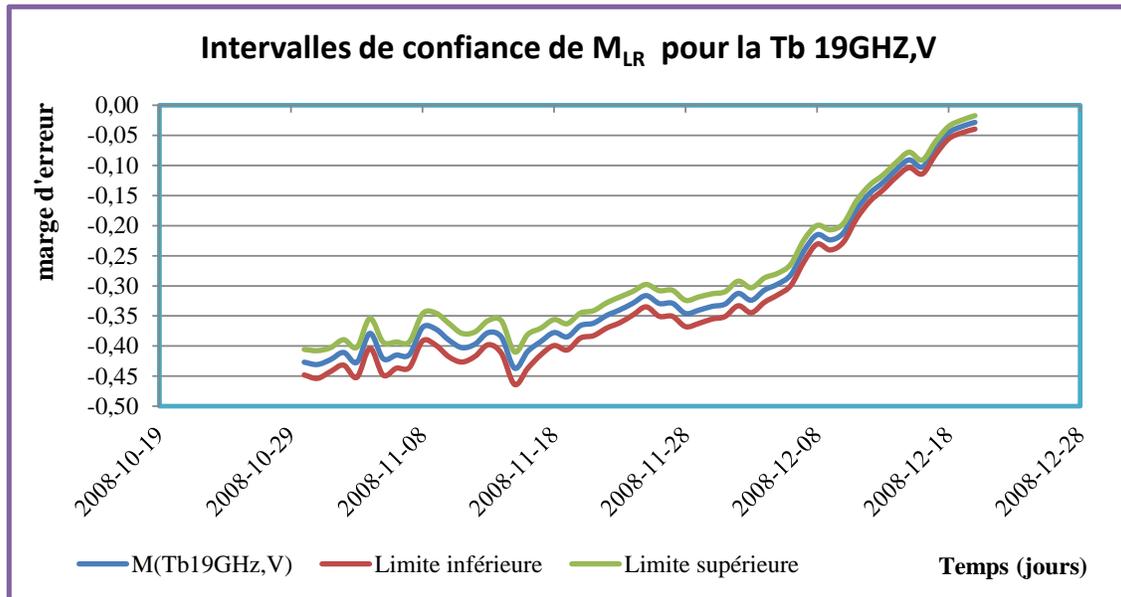
Sample Statistics		Confidence Interval for Slope, β_1	
Sample size:	1269	C-Level	95%
Mean x	13,2420	Point estimate	-0,3660
Mean y	243,3445	Inverse t	1,9618
Sample r	-0,6975	Margin of error	0,0207
Sample intercept b0	248,1912	Interval	-0,3867 -0,3453
Sample slope b1	-0,3660	Hypothesis Test for Slope, β_1	
Sample regression	$y = 0.0248 + 0.0000x$	(Null hypothesis is $\beta_1 = 0.$)	
Sum of residuals ²	47418,7451	t	-34,6444
Std dev of residuals	6,1177	deg of freedom	1267
SS(X)	335316,0690	1-tailed p	#NOMBRE!
Std error of b1	0,0106	2-tailed p	#NOMBRE!
		Confidence Interval for Mean Response	
		C-Level	95%
		x value	10
		yhat(x)	244,5311
		Margin of error	0,3435
		Interval	244,1876 244,8747
		Prediction Interval for Individual Response	
		C-Level	95%
		x value	10
		yhat(x)	244,5311
		Margin of error	12,0068
		Interval	232,5243 256,5380

Figure 4-20 Une exemple du calcul des intervalles de confiance de M_{LR} pour la T_b 19GHz,V d'une image d'AMSR-E

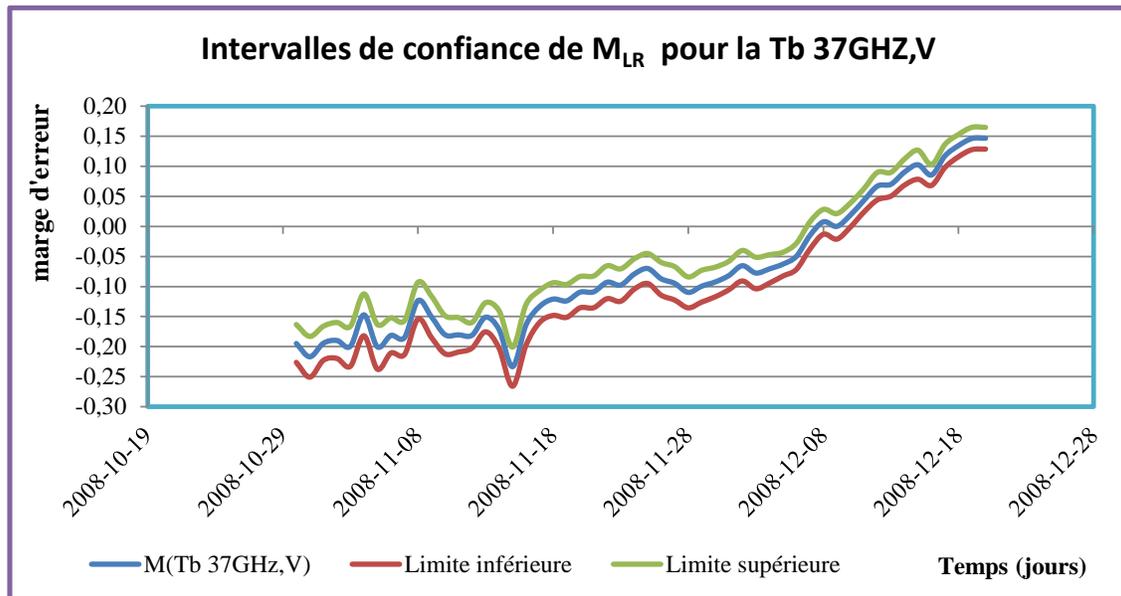
La procédure est faite pour chaque image de la période d'étude.

Après le calcul de l'intervalle de confiance de M_{LR} pour toutes les images des périodes sélectionnées, l'intervalle de confiance de a_i , le GTVP pour les deux fréquences 19 et 37GHz, V,

ainsi que $T_{b37GHz, V}$ ont été calculés. Par la suite, la sensibilité absolue et celle relative aux fréquences de 19 et 37GHz, V pour toutes les cartes de gel du sol produites des images AMSR-E ont été calculées.



(a)



(b)

Figure 4-21 Intervalles de confiance de M_{LR} pour les T_b aux 19 et 37GHz,V

La Figure 4-21 illustre l'intervalle de confiance de M_{LR} (19 et 37GHz, V) pour toutes les images du 30 octobre au 20 décembre 2008. Le comportement pour les deux fréquences est pareil, sauf la valeur de précision de M_{LR} ($T_{b37GHz, v}$) est plus élevée que celle de $T_{b19GHz, v}$. La valeur d'intervalle de confiance maximale pour M_{LR} ($T_{b37GHz, v}$) est égale à ± 0.4 et celle de M_{LR} ($T_{b19GHz, v}$) est égale à ± 0.3 . À la fin de première semaine de décembre (autour de 8 décembre), lorsque les lacs commencent à geler, les intervalles de confiance des M_{LR} aux fréquences 19 et 37GHz, V ont baissé à ± 0.1 pour M_{LR} ($T_{b19GHz, v}$) et ± 0.2 pour M_{LR} ($T_{b37GHz, v}$). C'est-à-dire, pour lorsque les lacs sont recouverts de glace, la variation M_{LR} , qui définit le taux de la variation de T_b en fonction d'eau, baisse et s'approche à zéro. De plus, cette variation pour la T_b à 19GHzV (± 0.1) est moindre que 37GHz, V (± 0.2).

4.4.5 Analyse de sensibilité

Afin d'analyser les effets des variations des T_b journalier de chaque pixel sur le résultat du gel du sol, une analyse de sensibilité a été utilisée. Cette analyse est une approche pour vérifier l'impact de la variation des données d'entrée d'un modèle sur les sorties. En effet, elle est une approche pour identifier les variables auxquelles le modèle est le plus sensible et qui sont les plus significatives pour son fonctionnement. De plus, elle est utile pour les différents phases d'un projet de modélisation comme le développement, la validation et calibration (Chokmani et al., 2001).

La sortie d'un modèle comme Y est une fonction des valeurs nominales des variables d'entrée comme X_i ($i=1, \dots, n$). Pour évaluer la sensibilité de Y, d'abord un scénario nominal qui est la sortie a été défini comme $f(X_i)$. Ensuite, la sensibilité (S) définie comme la dérivée partielle de la sortie (f), a évaluée au scénario nominal, par rapport à X_i :

$$S(X_i) = \left[\frac{\partial f}{\partial X_i} \right]_{X_0^i} \quad \text{Équation 4-20}$$

S est une mesure absolue de la sensibilité ainsi la fonction de l'unité de f et X.

Enfin, la sensibilité relative (S_r) ou normalisée a été évaluée. Elle est définie comme le produit la sensibilité absolue par le rapport entre la variable entrée nominal et la sortie du modèle correspondant. La sensibilité relative exprime le pourcentage de changement dans les sorties du modèle par unité de changement de la variable d'entrée. En effet, elle est une mesure de la pente de la surface de la réponse du modèle au niveau de la valeur nominal de la variable d'entrée (Chokmani *et al.*, 2001).

$$S_r(X_i) = S(X_i) * \left[\frac{X_0^i}{\partial X_i} \right]_{X_0^i} \quad \text{Équation 4-21}$$

Dans cette étude, il a été question d'évaluer l'impact de l'incertitude associée à la mesure des variables d'entrée (T_b) sur la sortie de modèle ; le gel du sol (utilisant deux indicateurs de déterminer le gel du sol ; GTVP, $CT_{b37GHz, V}$). Cette évaluation a été réalisée à l'aide de l'analyse de sensibilité relative et de l'incertitude.

Les variables d'entrée pour les deux indicateurs sont T_b et a_i à 19 et 37GHz,V. Pour évaluer le paramètre a_i qui est la fonction de M_{LR} , d'abord le scénario nominal de M_{LR} a été défini. L'indice i est la journée de la période d'étude sélectionnée.

Comme il est mentionné en haut, le pourcentage d'eau de chaque pixel est calculé (variable indépendante). Et les valeurs de T_b aux fréquences 19 et 37GHz,V qui varient en fonction du pourcentage d'eau sont les variables dépendantes, et le paramètre M_{LR} présente le taux de cette variation. Autrement dit, la variable M_{LR} est la pente de la régression linéaire entre la T_b (variable dépendante) et le pourcentage d'eau (variable indépendante). Donc, dans la première étape, l'intervalle de confiance de M_{LR} pour chaque image d'AMSR-E a été calculé.

La Figure 4-19 illustrent les résultats d'analyse de sensibilité relative des résultats de gel du sol à T_b aux fréquences 19 et 37GHz, V pour la période de transition de gel du sol sélectionnée (du 10 décembre au 12 janvier) de l'année 2008. Les résultats pour la période de transition printanière (25 mars au 25 mai) de l'année 2008 sont illustrées à la Figures 4-20. Cette sensibilité est sur la somme du nombre de pixel gelés pendant les périodes de transition. L'erreur relative calculée dans cette étude est l'erreur causée par une variation de 1% à l'intérieur de la gamme de valeurs

possibles de la pente. Il est possible qu'une variation de 1% n'entraîne aucun changement sur la carte finale et que le premier changement visible ne survienne qu'avec un changement de 15% par exemple.

Selon les graphiques 4-22 et 4-23, il y a la fluctuation de la sensibilité relative des résultats de gel du sol à T_b entre le 10 novembre et 10 décembre, ensuite la sensibilité chute vers 10 décembre pour la variable de T_b à 19GHz et vers le 7 novembre pour celle de 37GHz. La chute de sensibilité relative de $T_{b37GHz, v}$ est toujours avant celle de $T_{b19GHz, v}$. La fluctuation de sensibilité illustrée par les graphes est pour les jours du début du gel ou du dégel parce que la somme maximale de pixels gelés sur la carte change rapidement à cette période. Tel qu'attendu, dans la période de gel (l'hiver) et dégel (l'été), la valeur relative de sensibilité s'approche de zéro. La variation plus rapide de la sensibilité relative aux sorties du modèle durant les périodes de transition à 19GHz,V montre l'impact important de la $T_{b19GHz, v}$ au modèle. La $T_{b19GHz, v}$ influe plus sur l'algorithme que la $T_{b37GHz, v}$.

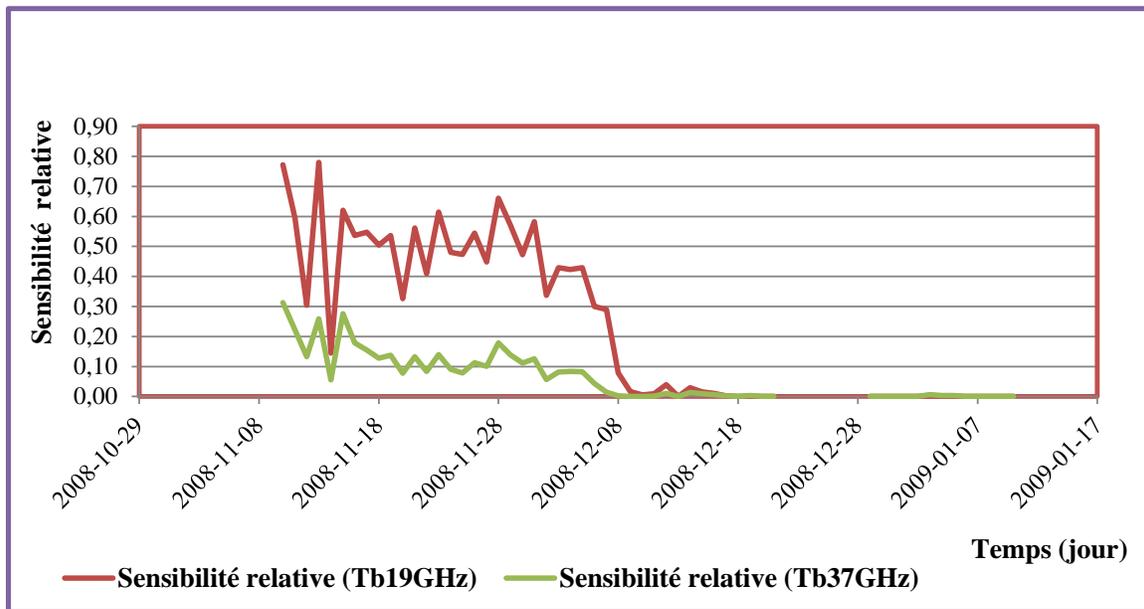


Figure 4-22 Sensibilité relative des résultats de gel du sol à T_b aux fréquences 19 et 37GHz,V pour la période de transition de gel (2008-11-10 à 2009-01-12)

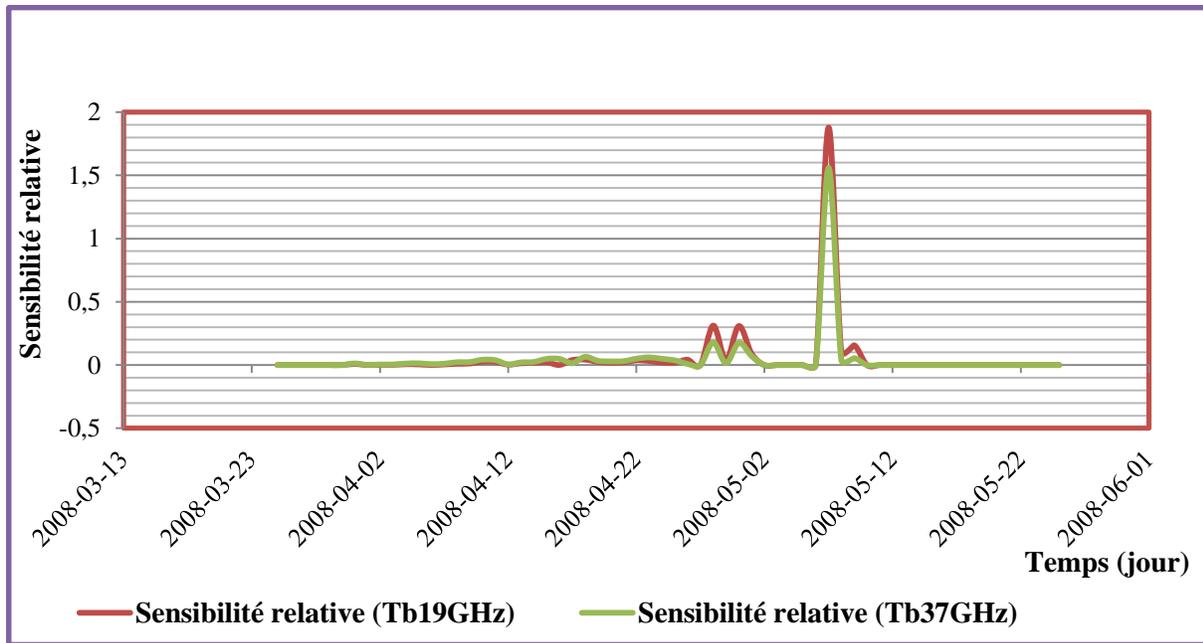


Figure 4-23 Sensibilité relative des résultats de gel du sol à T_b aux fréquences 19 et 37GHz,V pour la période de transition de dégel (2008-03-25 à 2008-05-25)

Le Tableau 4-15 donne les valeurs moyennes de sensibilité pour quatre périodes. Les valeurs de sensibilité sur la T_{b19GHz} , V pour les deux périodes de gel et dégel sont plus élevées que celles sur la T_{b37GHz} , V. Cela veut dire la sensibilité de la sortie du modèle (la somme de pixels gelés sur la carte de gel-dégel produite des données AMSR-E) est plus grande par rapport de celle de T_{b37GHz} , V. Dans cette étude, pendant la période de transition (avant le 8 décembre selon la graphique 4-22) une variation de 0,3% (diagramme 4-21), sur les $M_{LR}T_{b19GHz}$, V, cause le changement sur la carte finale est égale à 0,78%. Dans la même période, une variation de 0,4% (diagramme 4-21) sur les $M_{LR}T_{b37GHz}$, v, cause le changement sur la carte finale est égale à 0,31%. De même, ce changement pour la période de transition de dégel 2008 est égal à 0,19% par rapport à 0,16%.

A l'automne, cette sensibilité relative significativement plus importante des T_b à la fréquence de 19GHz,V sur le modèle pourraient s'expliquer par la plus grande sensibilité de cette fréquence à l'humidité du sol en période de transition (pas ou peu de neige au sol au moment du gel du sol).

Tableau 4-15 Valeurs maximales de sensibilité relative des résultats de gel du sol à T_b aux fréquences de 19 et 37 GHz, V pour les quatre périodes de transitions choisis

Période d'étude choisi	Sensibilité relative à T_{b19GHz}	Sensibilité relative à T_{b37GHz}
2008-11-10 à 2009-01-12	0.780	0.313
2009-11-10 à 2010-01-12	0.761	0.375
2008-03-25 à 2008-05-25	0.188	0.156
2009-03-25 à 2009-05-25	0.159	0.135

4.5 Sommaire

Cette étude a démontré qu'un suivi du gel saisonnier du sol pouvait être effectué sur de grands territoires à partir des données AMSR-E et éventuellement AMSR-2. Des études avaient déjà démontré la capacité des images micro-ondes passives tels que SSMR et SSM/I du satellite DMSP F-8 à cartographier le gel du sol en appliquant un gradient spectral sur les données à 37 GHz et 19,3 GHz (England, 1990, Judge *et al.*, 1997, Wegmüller, 1990, Zuerndorfer *et al.*, 1990, Zuerndorfer *et al.*, 1990). Toutefois, la plupart d'entre elles abordaient peu la question de l'influence du type de couverture au sol sur le signal micro-ondes. Or, dans notre cas, les résultats démontrent que la présence de lacs et de réservoirs sur le territoire influence le signal micro-ondes. Pour cette raison, le gradient spectral utilisé a été pondéré de manière à réduire l'effet perturbateur de cette classe d'occupation du sol. Afin d'évaluer quantitativement l'amélioration apportée à la cartographie réalisée à partir du gradient spectral pondéré, les valeurs de GTV et GTVP ont été comparées. Les écarts entre les valeurs de GTVP et GTV pendant la période où le sol est gelé est très faible par rapport aux périodes de transition du gel. Par exemple, cette valeur varie entre 0 et 1,7 dans les périodes de transition de gel du sol automnales ou printanières (20 novembre, 15 décembre, et 15 avril). Par contre, la différence est très faible (entre 0 et 0,006) au 20 mars lorsque les surfaces aquatiques sont gelées. Donc, plus qu'il y a des surfaces d'eau dans le pixel plus la valeur de l'écart augmente entre les deux méthodes. Le gradient spectral (GTV) affiche des valeurs beaucoup plus élevées dans les régions des lacs et réservoirs et près des côtes, ce qui laisse croire que l'utilisation du GTV a tendance à indiquer faussement que le sol n'est pas gelé lorsque des lacs et des réservoirs se trouvent dans le pixel.

Cette erreur est surtout présente à 19 GHz et c'est pourquoi on convient de l'importance d'utiliser le GTVP. En comparaison, lors de travaux antérieurs, l'utilisation d'un gradient spectral pondéré pour l'effet perturbateur de certaines classes d'occupation du sol pour l'estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol (De Sève, 1999) a permis une amélioration de la précision des estimations des équivalents en eau de près de 19%.

Le comportement général de T_b des différentes classes d'occupation du sol comme la forêt de conifères tempérée et subpolaire, le milieu humide, les terres herbacées, les sols dénudés, l'eau, et les terres arbustives pour les deux fréquences (19 et 37GHz,V) a été vérifiée. Leurs comportements généraux sont similaires. Les valeurs de T_b des classes de l'eau, les terres à herbacées, ainsi que les sols dénudés sont plus faibles que les autres classes.

Les résultats de la cartographie du gel du sol réalisé à partir des données d'AMSR-E ont été comparés à des valeurs ponctuelles (aux températures de l'air ou du sol) pour les années 2007 à 2009. Une performance moyenne de 78,3% a été observée aux stations de mesure in situ pour les périodes de transition automnales et 83,3% printanières.

En outre, une performance comparable de 65 à 92% a été observée par comparaison avec les cartes de températures produites selon Hachem *et al.* (2009). Par ailleurs, l'un des défis associé à la validation de notre produit a été de le rendre conforme à celle de Hachem *et al.* (2009), ceci ayant nécessité une agrégation spatiale des cartes de température de MODIS (de 1km à 25km) ainsi que l'agrégation temporelle de 1 à 8 jours de données AMSR-E.

De plus, une agrégation spatiale des données quotidiennes de MODIS LST (de 1km à 25km) a été effectuée pour comparer les cartes journalières de gel du sol produites à partir des données AMSR-E. La validation qualitative a permis de dégager les patrons de gel et dégel et de la présence de neige sur la région d'étude. Une validation quantitative avec les données journalières MODIS LST a aussi montré une performance moyenne de 82% durant la période de gel vs de 83,5% au cours de la période de dégel du sol. La précision serait ici plus grande au printemps.

L'algorithme pondéré permet de détecter un sol gelé dans le nord du Québec avec une précision supérieure à 78% même si la région est couverte par une toundra hétérogène où différents types de végétation et de texture du sol sont présents (tourbières, arbustes, herbacées, mares de thermokarst) dans un même pixel AMSR-E. Cependant, la comparaison avec les images MODIS

est limitée par la persistance de la couverture nuageuse et le brouillard sur les images optiques MODIS limitant le nombre de pixels de validation.

En comparant la carte de gel du sol dérivé des données AMSR-E avec des données in-situ et des cartes produites par Hachem *et al.* (2009), on constate que notre algorithme est apte à être utilisé pour identifier le gel du sol dans une région comme le Nunavik, en présence ou non d'un manteau neigeux. Au Nunavik, la neige sèche n'affecte pas la détermination du gel du sol même aux fréquences de 19 et 37GHz. Toutefois, lors de la fonte printanière, un couvert de neige mouillée fausse et devance la détection du dégel du sol lorsqu'il est présent. Plus la période de fonte de la neige est courte (couvert de neige mince), moindre est le décalage.

La présence de neige humide est la principale limitation pour la cartographie du gel du sol et du couvert nival par l'absorption du signal de micro-ondes passives, l'utilisation des données SMAP acquises tôt le matin (6h00), devra permettre de contourner cette limitation. Parce que l'eau dans la neige règle souvent la nuit.

Enfin, les données et les cartes de cette étude menée dans le cadre de l'Année polaire internationale et le projet « *Variabilité et changement dans la cryosphère canadienne* » pourraient être utilisées pour évaluer la représentation du gel du sol dans les modèles climatiques régionaux. Elles sont disponibles dans le catalogue de PolarData²¹ et accessibles aux communautés du Nord et aux scientifiques.

²¹ ULR: <https://www.polardata.ca/pdc/userPage.ccin?action=displayPage> CCIN Ref No: 1262, Title: In situ Soil Temperature °C in Kuujuaq.

5 CARTOGRAPHIE SMOS

Ce chapitre décrit la méthodologie pour adapter et valider un algorithme existant de suivi du cycle de gel-dégel saisonnier du sol dans le subarctique du Québec pour l'utiliser avec les données de la nouvelle mission SMAP de la NASA lancée le 31 janvier 2015 et qui comprend à la fois un radiomètre et un radar à ouverture synthétique (SAR) fonctionnant en bande-L (1.41 GHz). En bande L, l'émission des micro-ondes mesurée par le radiomètre (T_b) émane essentiellement de la partie supérieure du sol (~5cm et le couvert nival a peu d'impact sur la diffusion du signal lorsqu'il est sec. Comme notre étude a débuté en 2012, nous avons utilisé des séries chronologiques de données micro-ondes passives acquises par la mission SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*). La base de données utilisée est d'abord présentée (5.1), suivie des étapes de traitement des images SMOS pour déterminer le gel-dégel du sol (5.2). La troisième section (5.3) présente les étapes de la validation des résultats en les comparant avec les données *in situ*. Finalement, la quatrième section (4.5) présente le sommaire du chapitre.

5.1 Données utilisées

Nous avons utilisé des données de micro-ondes passives SMOS (T_b), des données météorologiques auxiliaires NCEP-NCAR-NNR (température de l'air à la surface et à 2m de la surface), la couverture terrestre MODIS (pourcentage d'eau), et des données *in situ* (température et humidité du sol à -5cm de la surface).

5.1.1 SMOS (T_b)

La mission SMOS a été lancée avec succès le 2 novembre 2009. C'est une mission d'observation de la Terre développée par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) en coopération avec le Centre National d'Études Spatiales (CNES) en France et le Centre pour le développement de la technologie industrielle (CDIT) en Espagne (Barré *et al.*, 2008, Kerr *et al.*, 2012). L'objectif principal de la mission SMOS est de fournir des cartes de l'humidité du sol ainsi que des cartes de la salinité des océans. La mission a aussi fourni des données utiles pour les études de la

cryosphère². En résumé, les objectifs scientifiques de SMOS sont de i) surveiller globalement l'humidité du sol à la surface terrestre, ii) surveiller globalement la salinité à la surface des océans, et iii) améliorer la caractérisation de la glace et de la couverture nivale²². Pour ce projet, nous avons extrait la valeur des T_b des données SMOS (AM et PM) enregistrées en polarisation horizontale et verticale, ainsi que pour un angle d'incidence compris entre 39.5 et 40.5 degrés (SMAP ayant un angle fixe de 40 degrés). C'est ce qui explique l'absence de données de T_b disponibles sur toute la zone d'étude ou quelques pixels pour certains jours de l'année (Figure 5-1). La période couverte va de janvier 2011 à la fin de décembre 2012.

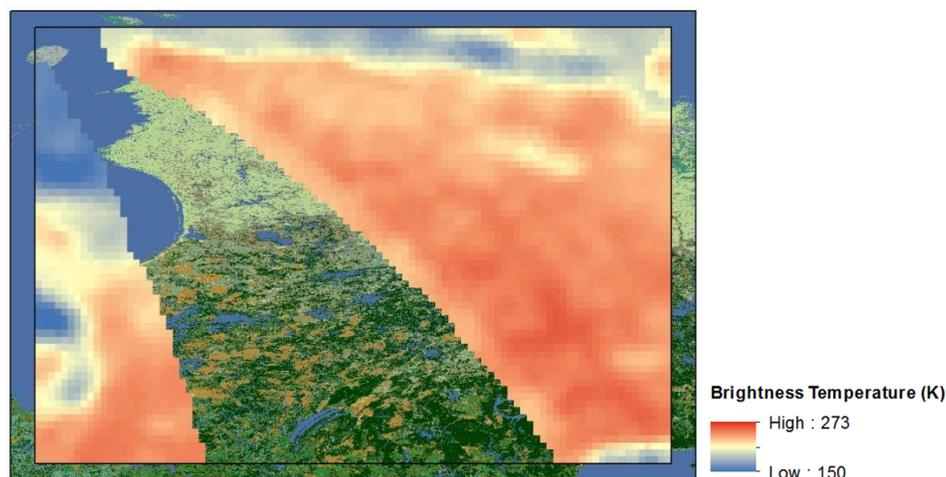


Figure 5-1 Illustration de la couverture spatiale du satellite SMOS pour un angle d'incidence de 40,0 \pm 0,5 degré. La couverture de Nunavik n'est pas toujours complète.

5.1.1.1 Calendrier d'acquisition de données satellite (AM, PM), amplitude diurne de l'état du sol

En raison du cycle diurne de l'état gel-dégel du sol, les séries chronologiques de données des orbites ascendantes et descendantes du satellite doivent être traitées séparément pour produire de l'état de gel-dégel du paysage pour AM (l'orbite du matin), PM (l'orbite de l'après-midi) ainsi que pour les composites quotidiennes de conditions de gel-dégel. Les variables liées doivent être produites de la série de base tirées de séries chronologiques quotidiennes de gel-dégel

²² <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/scientific-requirements>

comprennent le calendrier (le jour julien), des événements primaires de gel et dégel saisonnier ainsi la durée (jours) des périodes de gel et dégel sur une base annuelle.

5.1.2 Données NCEP-NCAR Reanalysis - NNR (température de la surface à 0m et 2m)

Le *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) et le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) fournissent des données météorologiques de surface quatre fois par jour dans un format de grille gaussienne mondiale avec environ 1,9° par 1,875° de résolution spatiale (Kim *et al.*, 2011). Une grille gaussienne est un système de coordonnées utilisé pour les modélisations scientifiques dans les sciences de la Terre, notamment dans les modèles climatiques. Il en existe une version régulière et une réduite. Dans la première, les points sont équidistants le long d'une latitude donnée (donc sur un parallèle). En revanche, à longitude donnée (le long d'un méridien), l'espacement entre les latitudes utilise la courbure de Gauss et n'est donc pas constant. Par comparaison, une grille régulière latitude-longitude est également espacée le long des latitudes et des longitudes. On notera également qu'elle ne comporte pas de points aux pôles. De plus, il est possible de réduire le nombre de points à une latitude donnée lorsqu'on se rapproche d'un pôle. Dans ce cas, on parlera alors de grille réduite²³.

La résolution du modèle global de réanalyse est T62 (soit 209km) avec 28 niveaux sigma verticaux. Les résultats sont disponibles à des intervalles de 6 heures. Il y a plus de 80 variables différentes, (y compris la hauteur géopotentielle, la température, l'humidité relative, etc.) dans plusieurs systèmes de coordonnées différents. Ils sont archivés en différents sous-groupes. En plus des analyses, on y retrouve aussi des termes de diagnostic et les variables cumulées (comme le taux de précipitation). Les observations d'entrée sont archivées avec des indicateurs de qualité et d'utilisation au format BUFR de WMO. La plupart des résultats du projet sont stockés en format GRIB²⁴ de WMO²⁵.

²³ http://fr.wikipedia.org/wiki/Grille_gaussienne

²⁴ GRIB est un format de fichier pour le stockage et le transport de données météorologiques quadrillées, comme sortie du modèle de prévision numérique du temps. (Ref. :http://weather.gc.ca/grib/what_is_GRIB_e.html)

²⁵ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds090.0/>

Dans cette étude, on a utilisé les données quotidiennes de température de l'air (~2 m de hauteur) dérivées de NNR, y compris les températures minimales et maximales de l'air (T_{\min} , T_{\max}) pour identifier les valeurs de T_b de SMOS sous les conditions de référence de gel et de non-gel définies par le NNR. Ces seuils de T_b utilisés pour le calibrage de l'algorithme de gel-dégel du sol ont été obtenus, pour les deux années, pixel par pixel, sur une grille de base. Le NNR a été utilisé pour définir ces seuils parce qu'il est le seul produit de réanalyse couvrant l'ensemble du territoire et qui est mis à jour sur une base régulière (Kim *et al.*, 2011). Les mesures de température de l'air provenant de stations météorologiques régionales peuvent aussi fournir des mesures similaires d'état du gel-dégel. Mais les stations météo sont généralement clairsemées, en particulier aux plus hautes latitudes et altitudes (Kim *et al.*, 2011, Rawlins *et al.*, 2005, Zhang *et al.*, 2007) et c'est le cas au Nunavik où les stations se retrouvent, sauf exception, dans les aéroports le long des côtes. Bien que les mesures *in situ* puissent être interpolées dans les régions comportant peu de données et en considérant l'influence du relief et du climat, ces méthodes ne peuvent pas fournir des informations supplémentaires indépendantes à l'échelle mondiale (Kim *et al.*, 2011, New *et al.*, 2000, Takala *et al.*, 2009, Williams *et al.*, 2000).

5.1.3 L'occupation du sol

L'ensemble de données initial utilisé pour générer de l'information de l'occupation du sol en Amérique du Nord a été produit par le Centre canadien de télédétection à partir d'observations acquises par le MODIS/Terra. Les sept bandes spectrales terrestres ont été traitées à partir du niveau 1 donnant la réflectance de haute-atmosphère couvrant l'Amérique du Nord, à 250 mètres de résolution spatiale et 10 jours de résolution temporelle²⁶.

Le fichier .img propose la classification de l'occupation du sol suivante : Forêt de conifères tempérée ou sub-polaire, Forêt de conifères et taïga sub-polaire, Forêt de feuillus à feuilles persistantes à feuilles larges tropicale et sub-tropicale, Forêt mixte, Forêt caducifoliée, Milieux humides, Arbustes, Toundra herbacée, Espèces boréales, Eau, Terres cultivées, Urbain, Neige & glace ainsi que leurs valeurs RGB.

²⁶ <http://www.cec.org/Page.asp?PageID=924&SiteNodeID=565>

5.1.4 Données in situ

Les données de terrain, utilisées pour valider les algorithmes, ont été obtenues à partir d'un site principal situé près d'Umiujaq dans la région du Nunavik. Comme mentionné au chapitre 2, certaines campagnes de terrain ont eu lieu en août de 2010 à 2013, près d'Umiujaq afin d'y installer des capteurs de données du sol (température et humidité) et recueillir les enregistrements annuellement. Des relevés de la végétation ont aussi été faits. Les enregistrements de la température du sol se font à -5cm ainsi qu'à -5cm, -10cm et -20cm pour la teneur en eau sur 17 sites situés dans différents environnements tels que la forêt dense à clairsemée, le sol dégagé (mousses et lichens), les milieux humides, etc. Les données du sol ont été enregistrées avec différents intervalles de temps, par exemple 1, 4 ou 6 heures (selon les capteurs) pour l'année 2012, mais à chaque heure durant l'année 2013.

5.2 MÉTHODOLOGIE

Afin d'identifier l'état de gel-dégel du sol, l'approche de seuil saisonnier (STA) utilisant la T_b dérivée des images SMOS a été adaptée à la zone d'étude qui contient de nombreux lacs et rivières. L'approche a la capacité de résoudre la dynamique de l'état quotidien de gel-dégel du sol et de suivre la progression temporelle des états de gel-dégel (Kim *et al.*, 2011). Ces auteurs soulignent que la technique STA est bien adaptée pour déterminer l'état quotidien de gel-dégel du sol ainsi que pour identifier de multiples événements de transition de gel-dégel (Euskirchen *et al.*, 2006, Kim *et al.*, 2011, Smith *et al.*, 2004, Wang *et al.*, 2008). Cette approche a déjà été appliquée par Kim *et al.* (2011) utilisant la T_b dérivée de plusieurs fréquences du capteur SSM/I.

La procédure de la méthode sélectionnée comporte trois étapes. Comme l'EC nous a remis les données brutes de SMOS, il a fallu d'abord réaliser des prétraitements, afin d'extraire les valeurs de T_b de l'ensemble de données SMOS pour la période 2011-01 à 2012-12. Puis, ce furent l'extraction des données pour la région d'étude (Nunavik), la conversion de format et le filtrage des données selon l'angle d'incidence (39,5 et 40,5 degrés). En deuxième étape, nous avons implémenté la méthodologie proposée par (Kim *et al.*, 2011). Dans la dernière étape, l'exactitude des cartes de gel du sol produites est comparée avec les données *in situ* ($T_s \leq 0$ considérés

comme un sol gelé).

Le facteur d'accord dérivé de la comparaison de cartes de gel-dégel de SMOS avec les données quotidiennes *in situ* a montré des valeurs faibles qui ne semblaient pas être acceptables (facteur de concordance varie entre 36 et 64%,) (Kalantari *et al.*, 2014). Un nouveau paramètre, l'eau libre (les lacs, les réservoirs et les grandes rivières) dans un pixel donné doit être introduit dans l'algorithme pour obtenir des estimations plus réalistes. Un facteur de pondération, a_i (5.2.1) a donc été introduit (équation 4-3). La Figure 5-2 montre les étapes de la méthodologie de la classification de l'état du sol.

La majorité des traitements effectués sur les données SMOS ont été réalisés à partir du logiciel ArcGIS et du langage de programmation Python.

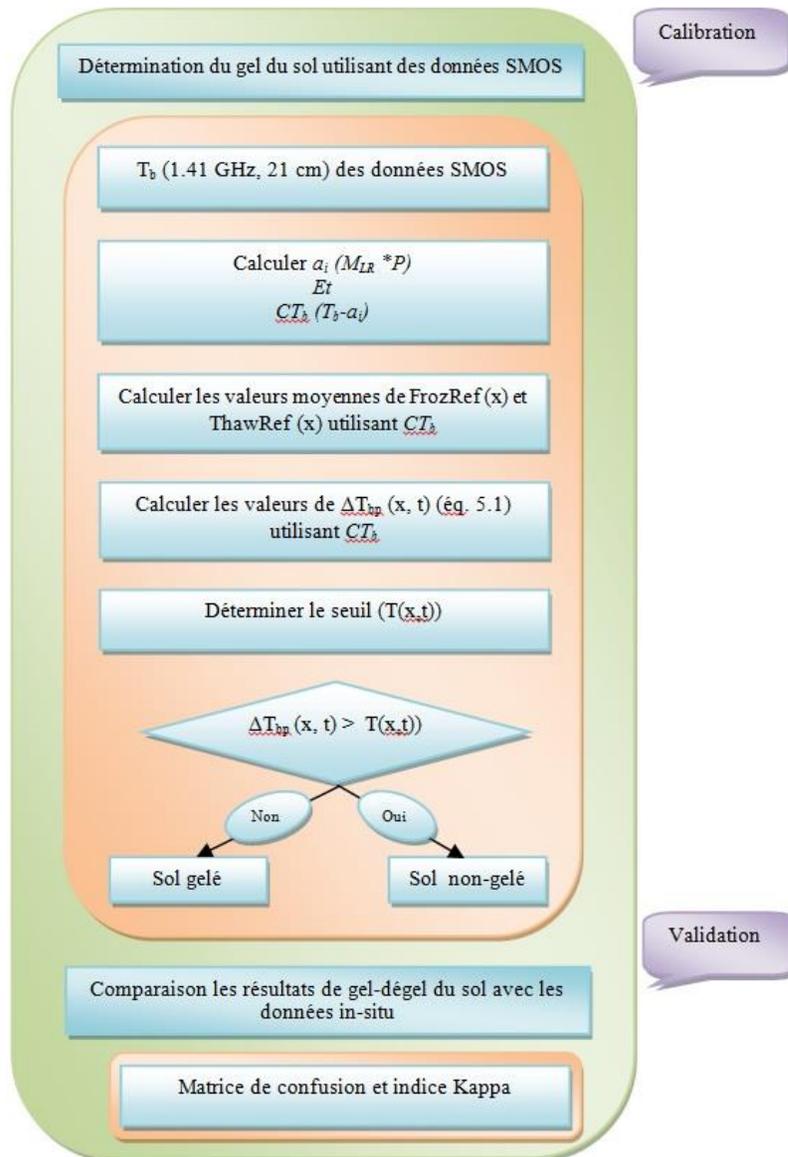


Figure 5-2 Organigramme de production des cartes de gel-dégel utilisant les données micro-ondes passives en bande L adapté de l’algorithme de Kim et al. (2011)

5.2.1 Facteur de pondération a_i

Comme il a été mentionné au chapitre 3, de nombreux lacs (petits et grands) et des rivières sillonnent la zone d’étude (Figure 5-3) et l’eau cause une diminution de la valeur de T_b . De plus, tel qu’expliqué dans la section de (4.3.1.1), afin d’éliminer l’erreur induite par les surfaces

aquatiques, le facteur de pondération ($a_i = M_{LR} * P$) de la classe «lacs et réservoirs» à la fréquence i a été introduit dans l’algorithme de Kim *et al.* (2011).

$$CT_b = T_b - a_i$$

Équation 5-1



Figure 5-3 Photo du bassin de la rivière Sheldrake, prise d’un hélicoptère, illustrant les nombreux lacs et les milieux humides à l’est d’Umiujaq

Coordonnées : N 56° 36’ W76° 12’. Altitude : 548 ft., Date et l’heure d’acquisition : 08-14-2012, 15:45:01

La pente (M_{LR}) de la régression linéaire entre la T_b et le pourcentage de couverture de la catégorie lacs et réservoirs (LR) sur l’image analysée est toujours négative bien qu’elle s’approche de zéro en présence d’un couvert glaciaire sur les surfaces d’eau. La pente estimée peut être utilisée pour tous les pixels, mais doit être recalculée pour chaque jour. Puis, la T_b corrigée (CT_b) a été calculée par jour, pixel par pixel (Équation 5-1). La Figure 5-4 montre la variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d’eau dans un pixel de SMOS (1,4 GHz, 21 cm) le 15 février 2011, pour les polarisations horizontale ou verticale ainsi que les temps différents d’enregistrement des données AM et PM. Les valeurs de pente des données enregistrées le matin et celles de l’après-midi sont semblables pour le 14 février 2011 et ce pour les deux polarisations lorsque les surfaces aquatiques sont gelées et sont comme des réflecteurs

spéculaires. La pente calculée est un peu plus forte en polarisation horizontale mais la différence n'est pas significative. Les pentes sont voisines de zéro.

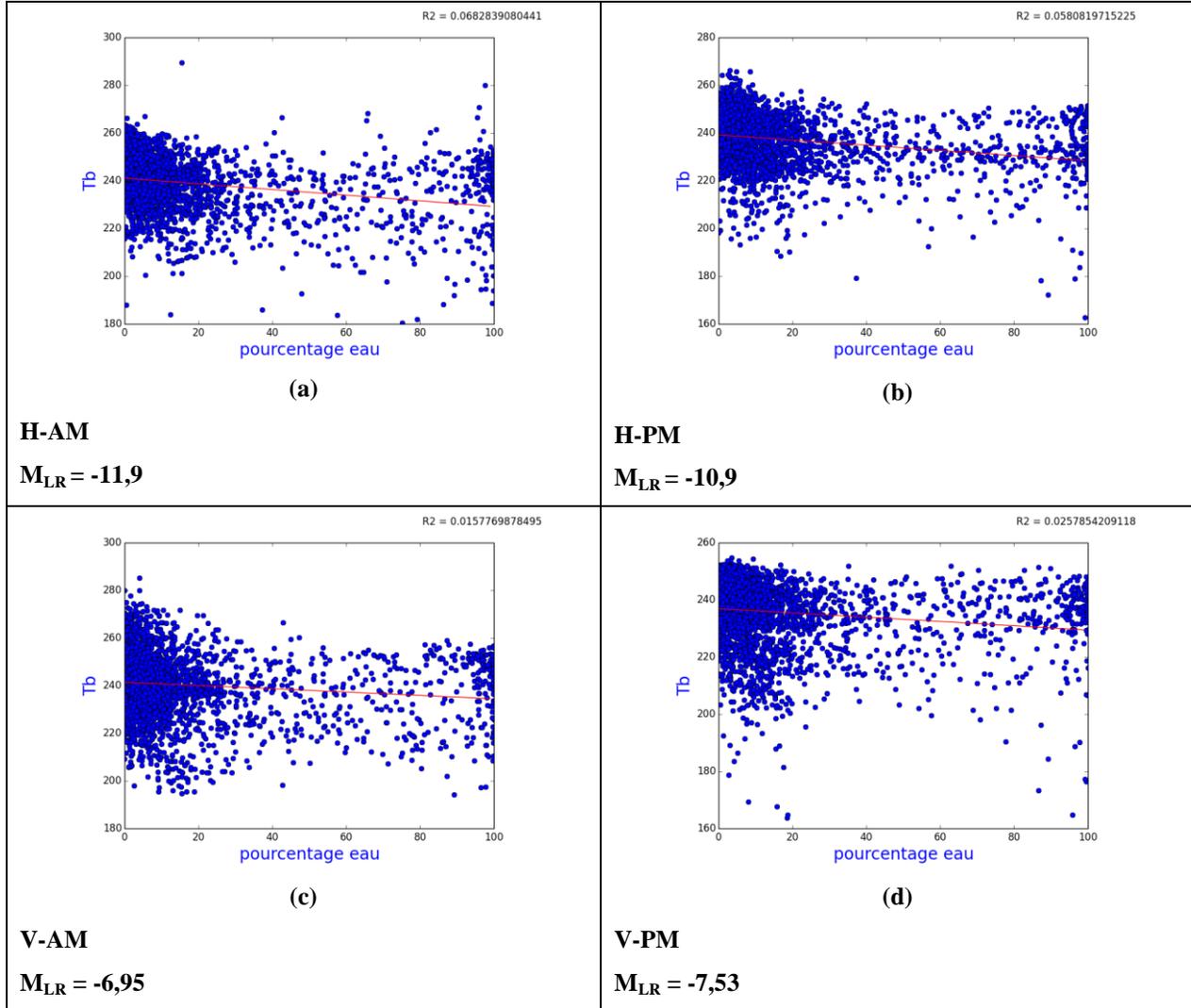


Figure 5-4 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel de SMOS (1.4 GHz, 21 cm) le 15 février 2011, pour les polarisations horizontale ou verticale ainsi que les temps différents d'enregistrement des données AM et PM.

Le Tableau 5-1 récapitule des exemples des relations calculées pour les lacs et réservoirs de la T_b en fonction du pourcentage d'eau pour les données enregistrées le matin (AM) et l'après-midi (PM) en polarisation horizontale et verticale. Afin de mieux comprendre cette relation, ces

exemples sont pour des saisons différentes en présence de neige et de glace, e 14 février17 avril, et le 31 décembre 2011 et durant la saison végétative, le 19 août et le 27 septembre 2011.

Tableau 5-1 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel de SMOS (1.4 GHz, 21 cm) et des dates différentes (16 février, 20 avril, 21 juillet et 15 novembre 2011), en les polarisations horizontale et verticale ainsi que les temps différents d'enregistrement des données AM et PM

	Jours	Horizontale		Verticale	
		AM	PM	AM	PM
M_{LR}	14 février	-11,9	-10,9	-6,95	-7,53
R^2		0,07	0,06	0,16	0,03
M_{LR}	17 avril	-13,19	-15,04	-15,59	-4,22
R^2		0,15	0,14	0,08	0,01
M_{LR}	19 août	-99,67	-99,82	-105,78	-87,03
R^2		0,64	0,505	0,64	0,55
M_{LR}	27 septembre	-82,36	-83,11	-83,44	-93,09
R^2		0,4	0,46	0,46	0,49
M_{LR}	31 décembre	-27,29	-27,90	-27,46	-30,53
R^2		0,26	0,30	0,30	0,38

Selon le Tableau 5-1, la différence entre les valeurs de pente et R^2 pour les données enregistrées le matin (AM) et l'après-midi (PM) en polarisation horizontale sont plus petites que celles de la polarisation verticale durant la période végétative parce que l'état la polarisation verticale horizontale est plus diffusée par la végétation et la polarisation horizontale plus sensible à l'état du sol (sec, humide, gelé).

Les Figures 5-5 et 5-6 illustrent la variation des températures de brillance en fonction du pourcentage de surface aquatique dans un pixel de SMOS (1,4GHz, 21 cm) le matin (AM) en polarisation horizontale et verticale respectivement. Les quatre graphiques montrent les valeurs de la pente (M_{LR}) et R^2 pour quatre dates, soient les 14 février, 17 avril, 19 août, et 27 septembre

2011. Les valeurs de M_{LR} ainsi que celles de R^2 du 19 août (-99,67) et 27 septembre (-82,36) sont significativement plus élevées que celles du 14 février (-11,9) et du 17 avril (-13,19) lorsque les surfaces aquatiques sont gelées. Il y a une corrélation significative ($R^2 = 0,5-0,6$) entre la baisse des températures de brillance et l'augmentation de la superficie des lacs et réservoirs durant la saison végétative l'intérieur d'un pixel donné ce qui a pour effet de contaminer sa valeur radiométrique. L'hiver la corrélation est nulle ($R^2 \leq 0,1$) car les surfaces aquatiques sont gelées et les valeurs de M_{LR} sont faibles. L'algorithme proposé ($a_i = M_{LR} * P$) permet donc de corriger la contamination des surfaces aquatiques tout au long de l'année. La valeur de la pente diminue au fur et à mesure que les lacs et tourbières gèlent à l'automne et s'approche de zéro quand toutes les surfaces aquatiques sont gelés au milieu de l'hiver. La présence de neige humide sur les lacs et réservoirs peut affecter les valeurs radiométriques au printemps (plus grande dispersion des valeurs de brillance) mais l'algorithme s'adapte puisque la pente change.

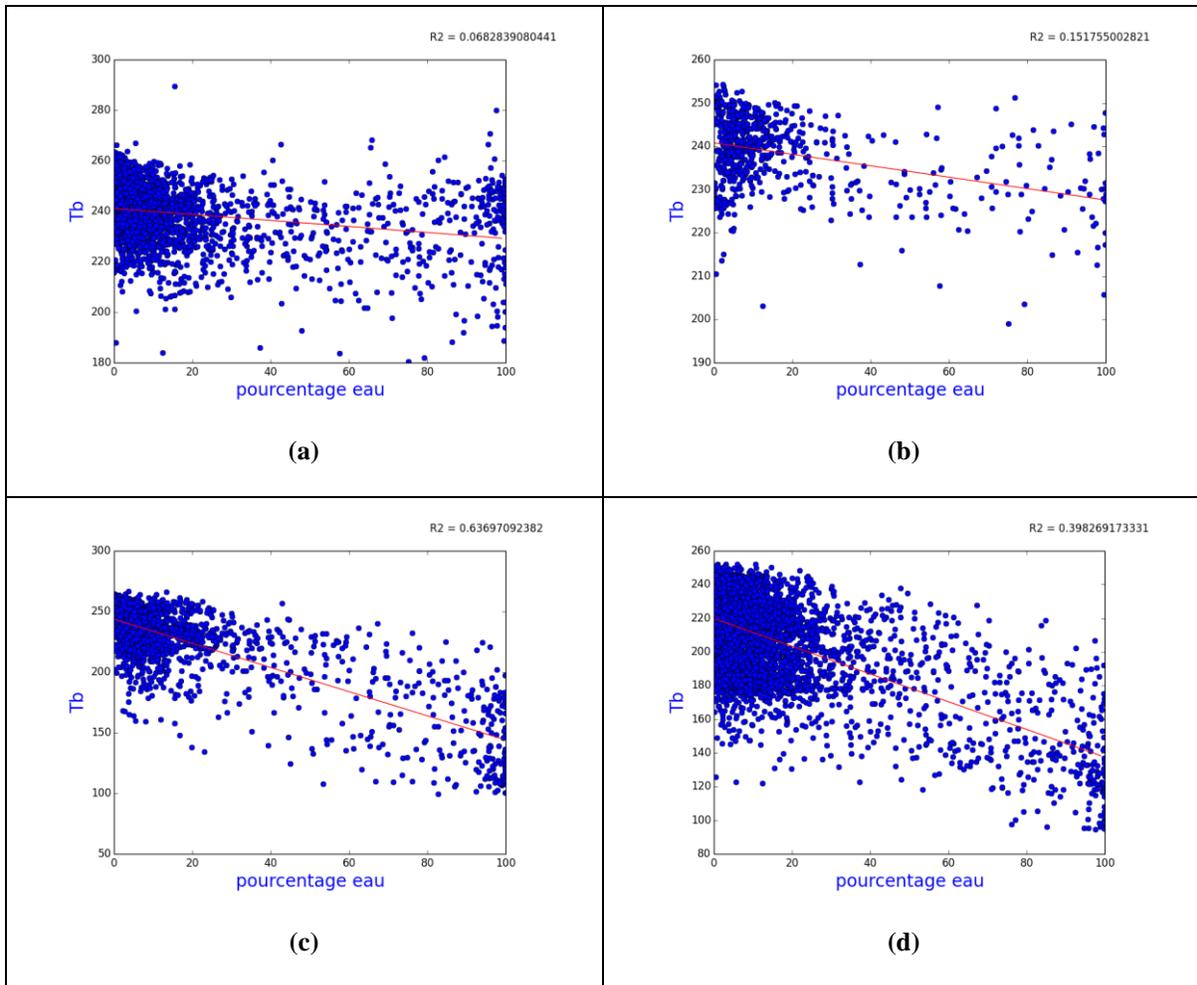


Figure 5-5 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel de SMOS (1.4 GHz, 21 cm) l'hiver et l'été en polarisation horizontale le matin (AM). a) 14 février, b) 17 avril, c) 19 août, d) 27 septembre 2011

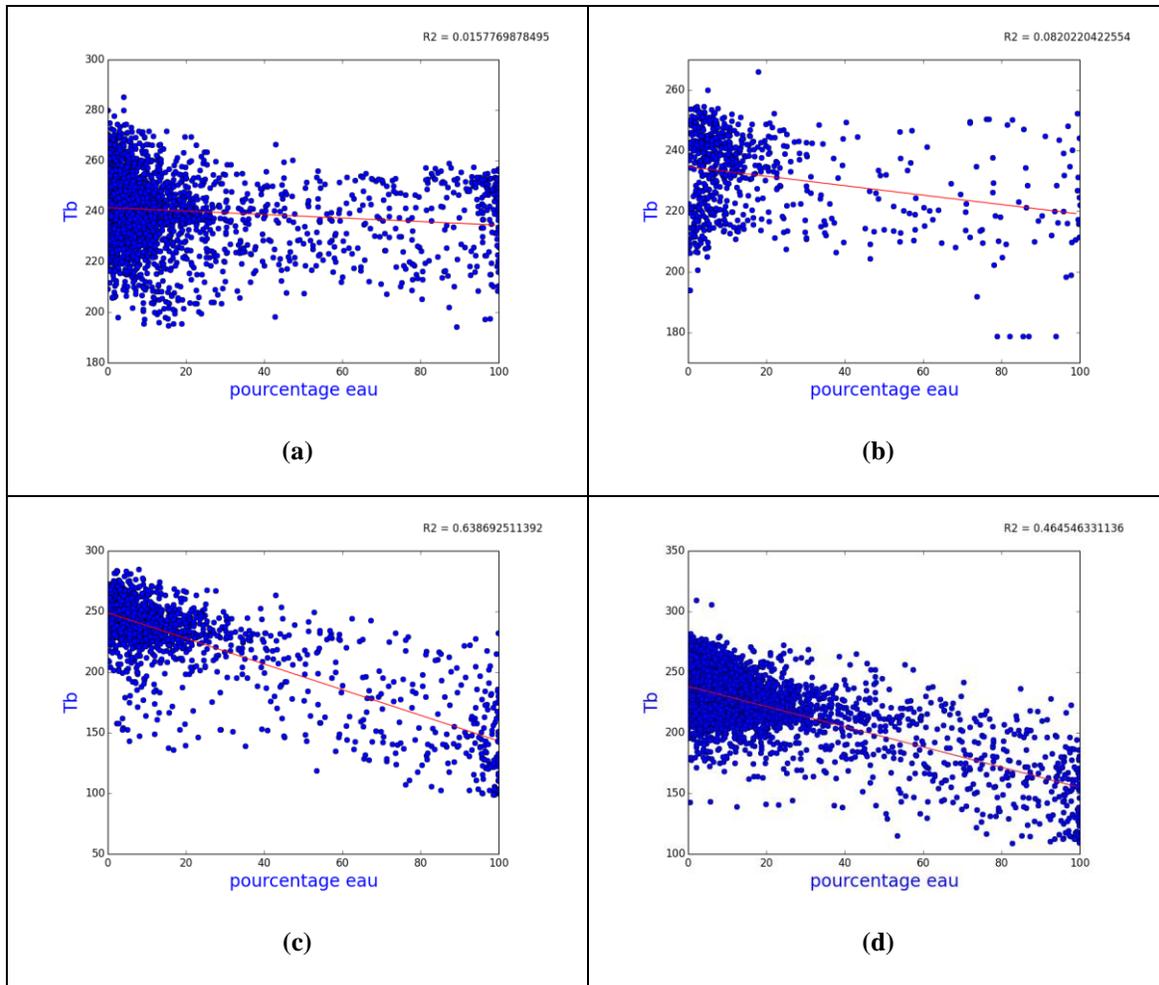


Figure 5-6 Variation des températures de brillance en fonction du pourcentage d'eau dans un pixel de SMOS (1.4 GHz, 21 cm) l'hiver et l'été en polarisation verticale le matin (AM). a) 14 février, b) 17 avril, c) 19 août, d) 27 septembre 2011

5.2.2 Déterminer le gel du sol à partir d'images SMOS

La classification dynamique quotidienne de l'état de gel-dégel a été effectuée en implémentant l'approche STA. Cette approche utilise un facteur d'échelle saisonnier et spatial de normalisation des valeurs de T_b pour chaque jour ($\Delta T_{bp}(x, t)$), qui est défini pour une observation acquise au pixel (x) et le temps (t). Dans cette étude, en utilisant la CT_b , l'approche a été adaptée pour la zone d'étude.

$$\Delta T_{bp}(x, t) = \frac{CT_{bp}(x, t) - \text{FrozRef}(x)}{\text{ThawRef}(x) - \text{FrozRef}(x)} \quad \text{Équation 5-2}$$

Où :

- ❖ $CT_{bp}(x, t)$ (°K) : la série chronologique de T_b corrigée dérivée du capteur SMOS au pixel (x), temps (t), et en polarisation (p)
- ❖ $\text{FrozRef}(x)$: les valeurs moyennes de T_b (°K), par pixel, pour les journées où la température est inférieure à 0 selon NNR
- ❖ $\text{ThawRef}(x)$: les valeurs moyennes de T_b (°K), par pixel, pour les journées où la température est supérieure à 0 selon NNR

5.2.2.1 Calculer le seuil

Le seuil dynamique a été créé quotidiennement pixel par pixel en calculant une régression linéaire des moindres carrés de $\Delta T_{bp}(x, t)$ vs la température de l'air de surface (à 0m ainsi que à 2m) de NRR qui est une variable indépendante. Les seuils estimés pour les conditions du gel-dégel du sol dans chaque pixel de réseau EASE-grid ont été déterminés, où $\Delta T_{bp}(x, t)$ correspond à une température de l'air de NNR de 0°C. Les seuils dynamiques [$T(x, t)$] ont été dérivés séparément de la série chronologique de la T_b (AM et PM) en utilisant les données quotidiennes de température de NNR (T_{max} et T_{min}) correspondante pour chaque année (Figure 5-5).

$$\text{Seuil} = T(x, t) \text{ où } \Delta T_{bp}(x, t) \text{ corresponde à } T_{NNR\text{-surface}} = 0$$

L'état gel-dégel du sol par SMOS peut être définie de telle sorte que :

$$\begin{cases} \Delta T_{bp}(x, t) \leq T(x, t); & \text{Sol gelé} \\ \Delta T_{bp}(x, t) > T(x, t); & \text{Sol non - gelé} \end{cases} \quad \text{Équation 5-3}$$

La sortie de l'équation 5-3 est une variable adimensionnelle binaire désignant les conditions gelées (1) et non gelé (0) sur une base quotidienne pour chaque pixel du réseau EASE-Grid utilisant les données SMOS enregistrées en AM et PM.

Pour calculer le seuil, les chercheurs (Kim et al.2011) ont appliqué les données auxiliaires de la température de l'air de NRR à 2 mètres de la surface (démarche A). Dans cette étude, la méthode a aussi été évaluée avec les données auxiliaires de la température de l'air à 0 mètre de NRR (démarche B).

Les Figures 5-5 montrent les exemples de régression linéaire entre le facteur d'échelle spatial et saisonnier, ΔT_{bp} [K], provenant de la série chronologique quotidienne de SMOS (AM et PM) vs la température de l'air de surface quotidienne de NRR ainsi que T_{min} , et T_{max} en °C. Cette figure illustre les seuils dynamiques estimés pour les conditions de sol gelé et non gelé dans chaque pixel d'EASE-Grid. $\Delta T_{bp}(x, t)$ correspond à une température de l'air de NRR de 0°C.

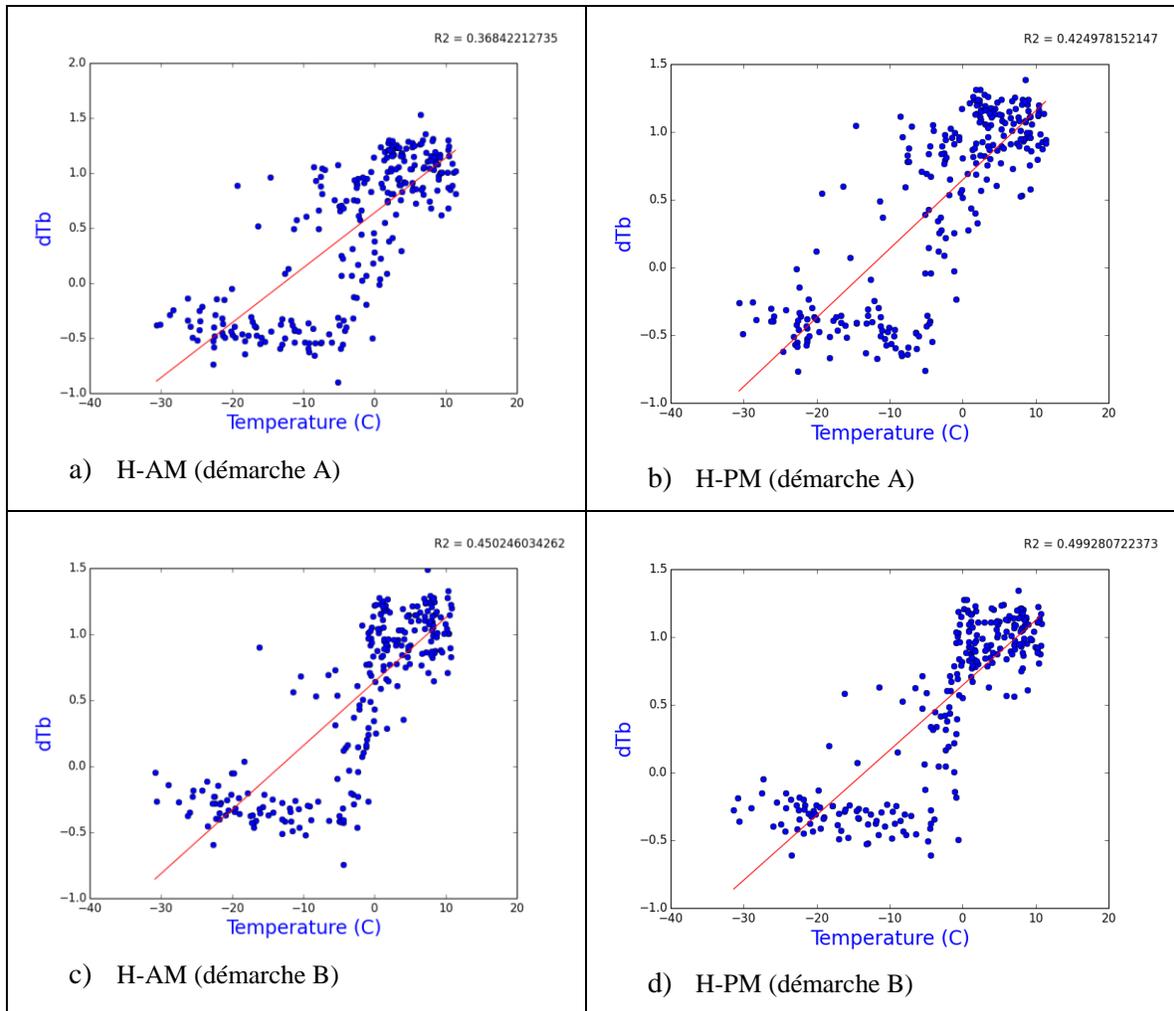


Figure 5-7 Exemple de régression linéaire entre le facteur d'échelle spatial et saisonnier, ΔT_{bp} [K], provenant de données T_b de SMOS (AM et PM) vs la température de l'air de surface quotidienne de NNR, dans un pixel, et pour les polarisations différentes : a et b) la polarisation horizontale et le mode d'acquisition de données AM et PM respectivement (démarche A); c et d) la polarisation HH et le mode d'acquisition de données AM et PM respectivement (démarche B)

La Figure 5-5 illustre un exemple de relation linéaire pour un pixel donné pour les deux périodes d'acquisition de données (AM, PM) en polarisation horizontale pour les deux démarches (A et B). L'après-midi (PM), les relations sont entre la T_b de SMOS et la température maximale de l'air en surface tirée de NRR. Le matin (AM), les relations sont entre la T_b de SMOS et la température minimale de l'air en surface extraite de NRR. Des relations de régressions similaires ont été obtenues, pixel par pixel, pour les années 2011 et 2012, et ont été utilisées pour déterminer l'état de gel-dégel quotidien par rapport à un seuil de température de l'air de 0°C

défini par le NNR. Les valeurs de R^2 des seuils calculés par la démarche B pour chaque pixel sont près de 0.5 et sont supérieures à celles estimées pour les mêmes pixels par la démarche A (environ 0.4).

Un pixel d'EASE-Grid a été classé comme gelé (0) ou non gelé (1), lorsque les deux résultats de SMOS AM et PM ont montré la même valeur de classification de gel ou dégel respectivement. En présence de valeurs différentes pour les résultats de SMOS, AM et PM du même pixel, si les résultats d'AM indique gelé (0) tandis que le classement de PM indique des conditions de dégel (1), le cas est appelée transition sinon le cas est une transition inverse. L'organigramme de la Figure 5-6 montre ce traitement :

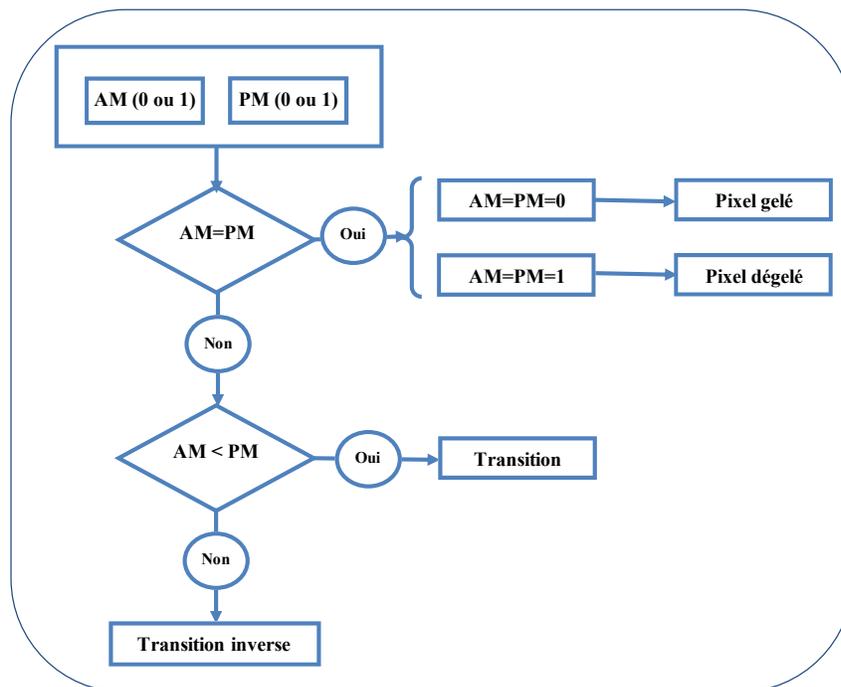


Figure 5-8 Un pixel d'EASE-Grid a été classé comme gelé (0) ou non gelé (1), où les deux résultats de SMOS AM et PM ont montré la même valeur de classification de gel-dégel. En cas de valeurs différentes pour les résultats de SMOS AM et PM du même pixel, si le résultat d'AM indique gelé (0) tandis que le classement de PM indique des conditions de dégel (1), l'état du sol est en transition (dégel printanier par exemple), sinon le cas est en transition inverse

5.3 RÉSULTATS ET DISCUSSION

Cette section présente les résultats de la classification de l'état du sol à partir des données micro-ondes passives en bande L (SMOS). Cette présentation est faite pour les deux périodes temporelles sélectionnées, la période de la transition du gel et celle du dégel. La précision des résultats de la classification y est discutée.

Le sol est considéré gelé si la condition de gel du sol est respectée pour $\Delta T_{bp}(x,t)$ (équation 5-3). Le résultat quotidien de gel-dégel de SMOS pour chaque pixel est une variable adimensionnelle binaire (0 = gel et 1=dégel). L'absence de données (ND) certains jours peut être considérée comme l'inconvénient d'avoir restreint la base de données aux angles d'incidence de 40 degrés.

Afin de clarifier toutes les étapes de la méthodologie, l'évaluation statistique de l'état du sol provenant des données SMOS pour un pixel (Umiujaq) et les données mesurées sur le terrain (un des capteurs installés à Umiujaq) durant les périodes sélectionnées du gel et dégel du sol sont expliquées. Cette évaluation a été faite pour les deux démarches A et B et les deux polarisations verticale et horizontale (AM et PM). La Figure 5-7 montre la localisation de ce capteur installé dans la vallée du lac de Guillaume Delisle, un endroit couvert par une couche mince de lichen ainsi qu'entouré par des arbustes d'au plus 50 cm de hauteur.



Figure 5-9 Un des capteurs de données du sol (température et contenu en eau) installé à Umiujaq

5.3.1 VALIDATION DE LA CLASSIFICATION

La validation de la précision de la classification est une étape essentielle pour déterminer la qualité de la classification et pour la perfectionner.

5.3.1.1 Période du gel du sol

Comme mentionné précédemment, en raison de la possible absence de données SMOS pour chaque pixel pendant la période d'étude choisie, on estime d'abord le nombre de journées où il y a des données. Le tableau 5-2 présente l'information pour une période du gel sélectionnée (1^{er} octobre 2011 au 1^{er} février de 2012) égale à 123 jours. Les données enregistrées par le capteur sont les moyennes journalières de la température du sol à 5 cm de profondeur pour la journée complète, et la moyenne de la température du sol enregistrées en AM ainsi que celle enregistrées en PM séparément. Le nombre de jours durant lesquels les deux sources ont des données est extrait. De même, le nombre de jours avec la même valeur (0=gel et 1=dégel) sur les deux bases de données et leur pourcentage sont calculés. Pour le résultat des données enregistrées en AM, on peut déduire que, parmi les 123 jours, les données ont été disponibles pour 94 jours durant lesquels 70 et 74 jours ont le même résultat de gel ou de dégel pour les périodes (74% et 79% d'accord) en démarche A et B respectivement. Durant la période de 123 jours, le résultat des données enregistrées en PM, sont disponibles pour seulement 94 jours à partir desquels 73 et 75 jours ont le même résultat de gel ou de dégel pour les périodes (78% et 80% d'accord) en démarche A et B respectivement. De même, si on vérifie la disponibilité des données pour les deux orbites, le nombre de jours est réduit à 84. L'accord avec les données terrain pour les deux orbites est alors réduit à 54 et 58 jours pour 64% et 69% d'accord en démarche A et B respectivement.

La Figure 5-8 et le Tableau 5-3 présentent le résultat de la comparaison statistique des résultats journaliers de gel obtenus des données SMOS et des données in situ (la température du sol enregistré à 5cm de profondeur) pour la période du gel sélectionnée. Pour cette comparaison, une attribution de deux limites de température de 1,5°C (avant point A- la région chaude) et -1,5°C (après point B- la région froide) est faite. Même si la différence de la température du sol entre les deux points A et B est $1,5 - (-1,5) = 3^\circ\text{C}$, le rythme de ce changement n'est pas rapide.

Tableau 5-2 Nombre de jours de données à comparer pour les deux jeux de données (données in situ et celles de l'état du sol obtenue de données SMOS), démarches A et B

Polarisation	Temps	N° jours totaux pour la période	N° jours de données	N° jours ayant le même état	(%) de succès entre les résultats de SMOS et in-situ
démarche A					
V	AM	123	94	70	74
V	PM	123	94	73	78
V	Jour complet	123	84	54	64
démarche B					
V	AM	123	94	74	79
V	PM	123	94	75	80
V	Jour complet	123	84	58	69

Le diagramme 5-8(a) illustre le résultat de la comparaison entre les résultats de gel-dégel obtenus de données SMOS AM (les petits cercles rouges) avec la moyenne de la température du sol enregistrée en AM. On y trouve seulement 2 points sur 31 (6,4%) de résultats de gel-dégel de SMOS qui ne sont pas en accord avec la région de température chaude. Pour la région froide, ce sont 6 points sur 28 (21,4%).

Le diagramme 5-8(b) illustre le résultat de la comparaison de la moyenne de la température du sol enregistrée en PM avec la classification du gel-dégel du sol SMOS en PM. Il y a 4 points sur 31 (12,9%) qui ne sont pas en accord avec la région de température chaude, pour la région froide, il y a 4 points sur 27 (14,8%). Finalement, pour cette période, selon le diagramme 5-8(c), l'accord entre les deux jeux de données à comparer pour la région chaude est 100% (0 point sur 21 d'erreur) et 91,9% pour la région froide (2 points sur 22 d'erreur). Comme le montre le diagramme 5-8(c), la variation de la température minimale de l'air (obtenue d'une station du CEN, ligne verte) est rapide.

Concernant la période du 10 novembre au 23 décembre 2011, la fluctuation de l'état de gel du sol déterminée par les données SMOS entre la région chaude et la région froide (entre les points A et B où $-1,5 < T_s (-5\text{cm}) < +1,5$) est fréquente malgré que la température réelle du sol ne varie pas rapidement ou qu'elle est presque constante. Par contre, la température minimale de l'air

entre les deux points A et B diminue rapidement et est comprise entre -4 et -26°C lorsque la température du sol reste autour de 0°. La fluctuation (dégel-regel) des résultats de l'algorithme est certainement reliée à l'hétérogénéité des différentes propriétés des sols et la couverture végétale à l'intérieur d'un pixel. En automne, les surfaces terrestres gèlent avant les lacs, mares et tourbières et les sols sableux avant les sols argileux. Il semble aussi que tant que les 20 premiers centimètres du sol ne sont pas gelés (Figure 5-10), l'algorithme utilisant le signal en bande L reçu par SMOS ne confirme pas le gel du sol.

Tableau 5-3 Résultats de la comparaison entre la température du sol (-5cm) et le résultat de l'état du sol estimée par les données SMOS, et AM, PM, et la journée complète pour la période du gel (2011-10-01 à 2012-02-01) à Umiujaq (Démarches A et B)

SMOS-G/D (démarche A)			
Polarisation	V	V	V
Mode d'acquisition des données	AM	PM	Jour complet
Nombre de jours totaux dans la région chaude (T > 1.5°C)	32	27	21
Nombre de jours pas d'accord dans la région chaude (erreur)	5	4	2
% d'erreur	15,6	14,8	9,5
% de concordance	84,4	85,2	91
Nombre de jours totaux dans la région froide (T <- 1.5°C)	28	27	23
Nombre de jours pas d'accord dans la région froide (erreur)	2	4	1
% d'erreur	7,1	14,8	4,3
% de concordance	92,9	85,2	96
Figure 5.8	(a)	(b)	(c)
SMOS-G/D (démarche B)			
Polarisation	V	V	V
Mode d'acquisition des données	AM	PM	Jour complet
Nombre de jours totaux dans la région chaude (T > 1.5°C)	31	31	21
Nombre de jours pas d'accord dans la région chaude (erreur)	2	4	0
% d'erreur	6,4	12,9	0
% de concordance	93,6	87,1	100
Nombre de jours totaux dans la région froide (T <- 1.5°C)	28	27	22
Nombre de jours pas d'accord dans la région froide (erreur)	6	4	2
% d'erreur	21,4	14,8	9,1
% de concordance	78,6	85,2	96
Figure 5.9	(a)	(b)	(c)

La comparaison montre une forte concordance entre les données mesurées sur le terrain et celles issues de la classification de gel du sol ; le pourcentage de concordance estimé en démarche A, varie respectivement entre 91 % et 96 % pour les régions chaude et froide. Ces valeurs, estimées en démarche B, sont respectivement de 100% et de 96 % pour les régions chaude et froide.

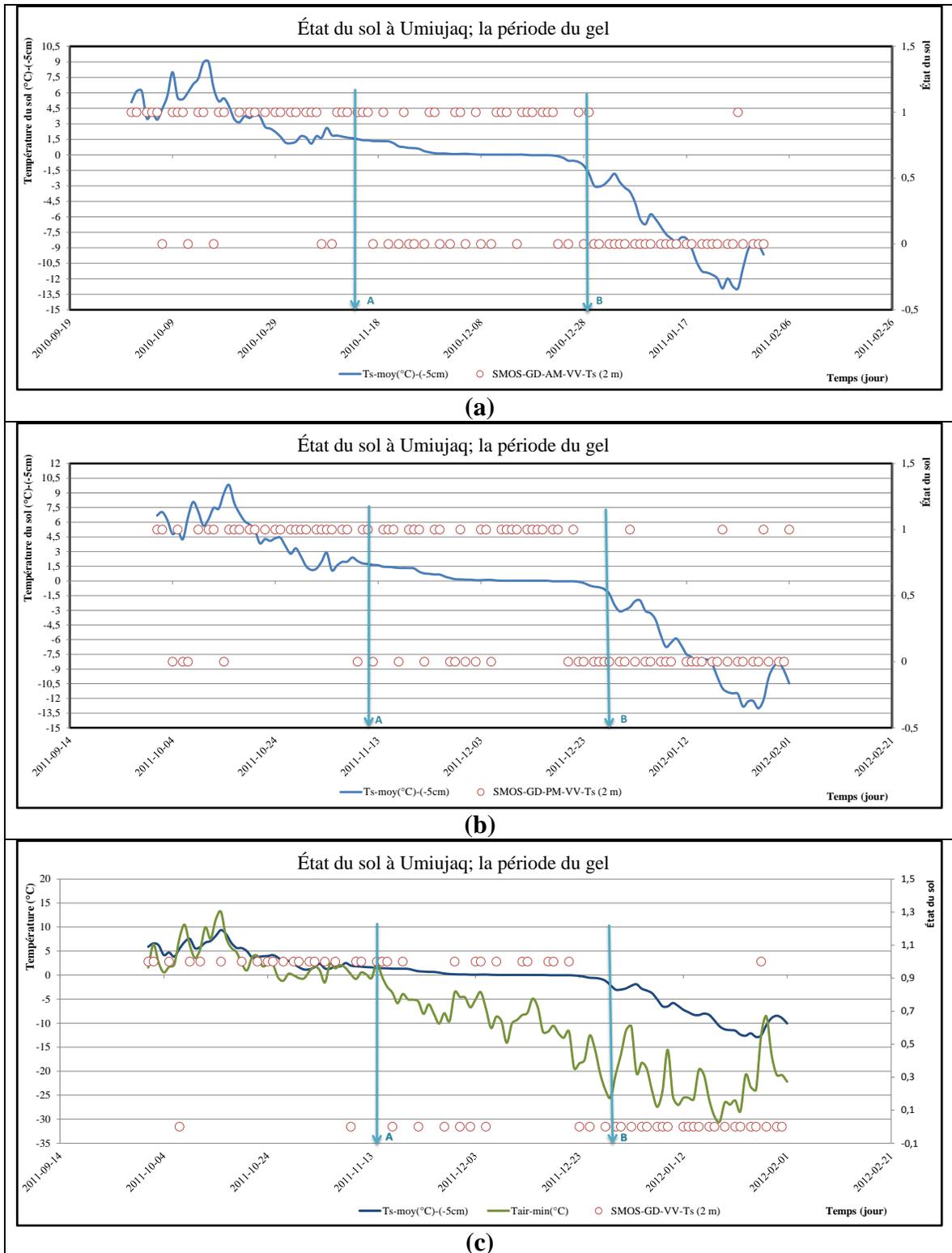


Figure 5-10 Démarche A : Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurées; la température du sol (-5cm), (a) AM, (b) PM, et (c) la journée complète, pendant une période sélectionnée du gel (2011-10-01 à 2012-02-01) à Umiujaq

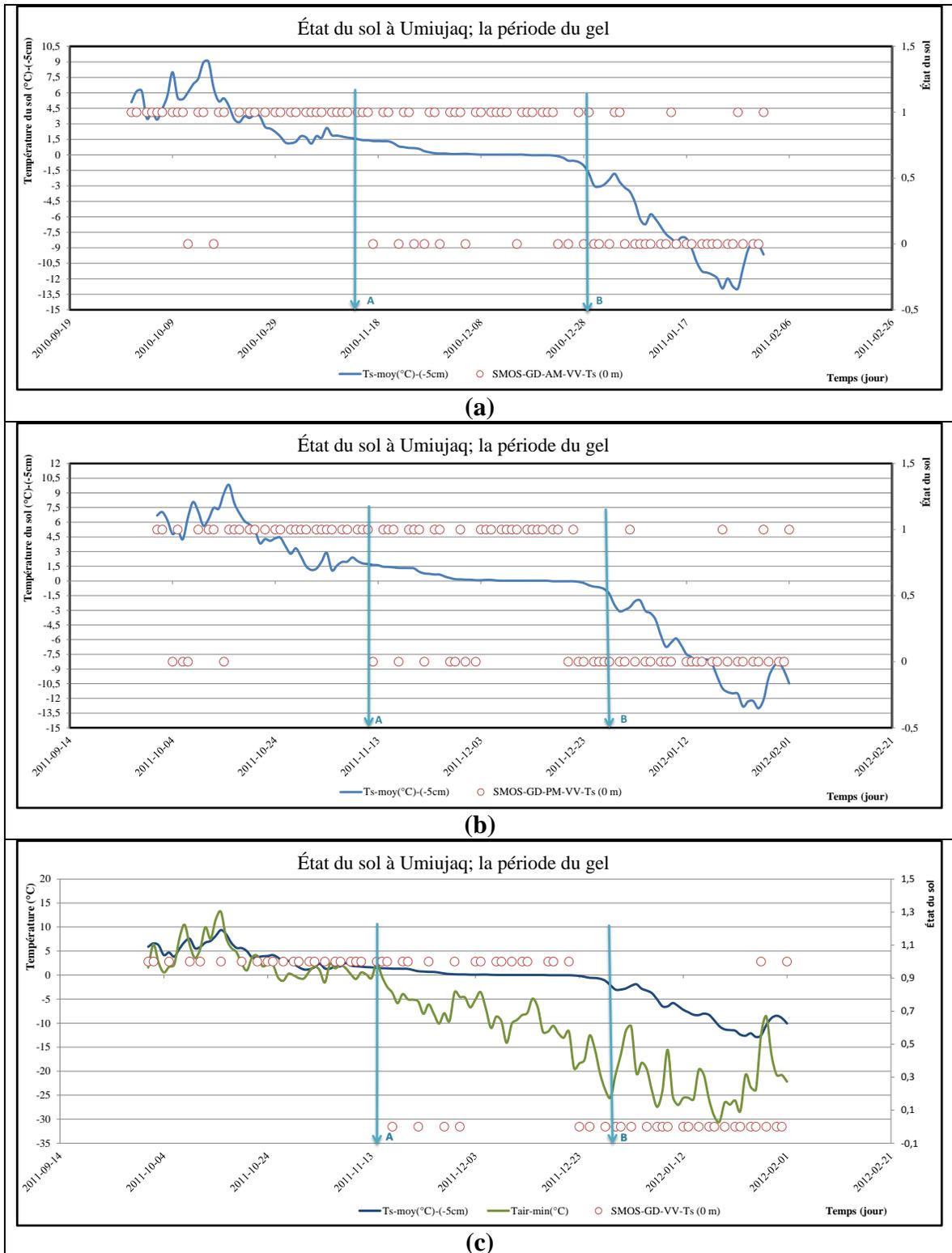


Figure 5-11 Démarche B : Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurées; la température du sol (-5cm), (a) AM, (b) PM, et (c) la journée complète, pendant une période sélectionnée du gel (2011-10-01 à 2012-02-01) à Umiujaq

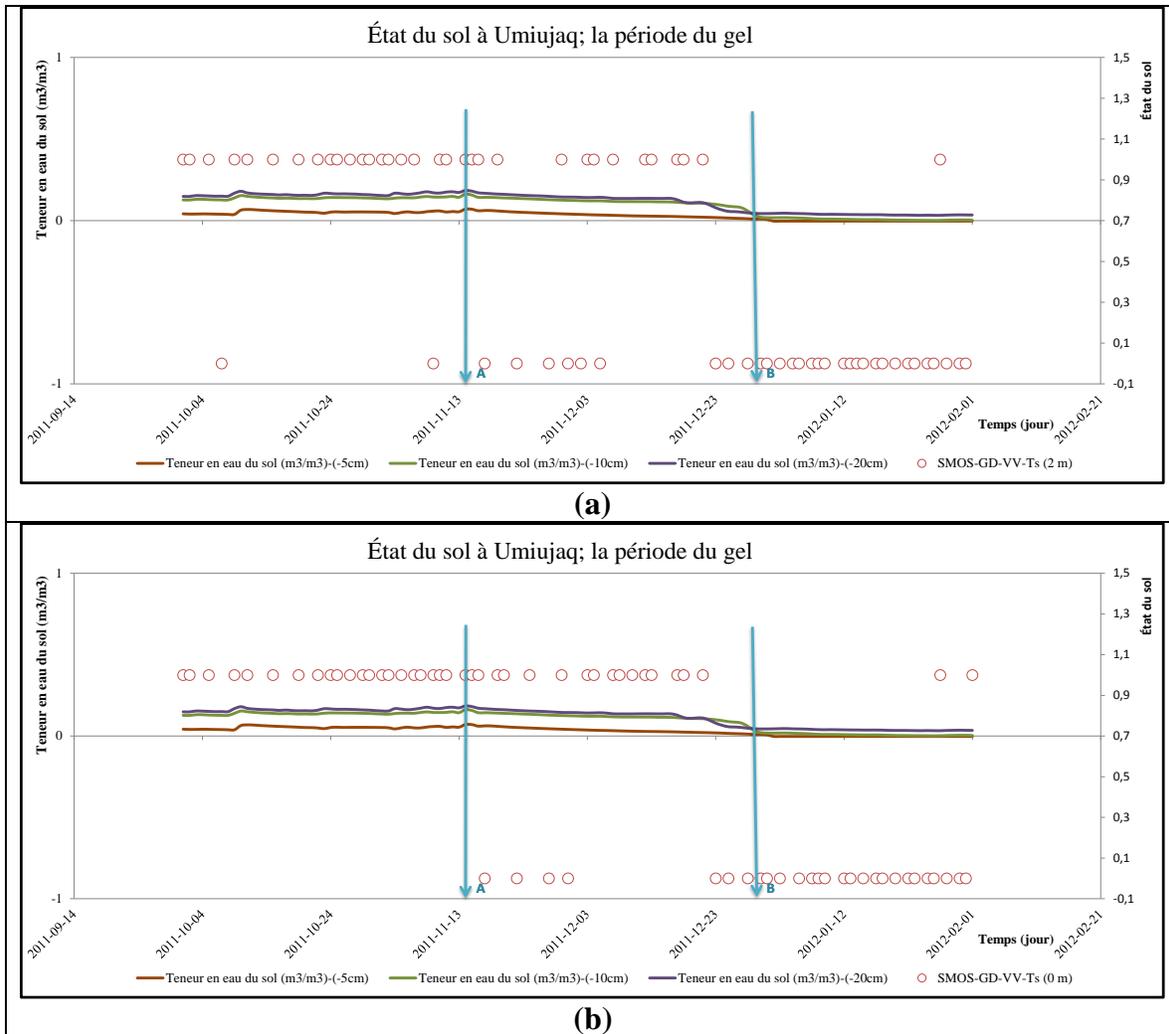


Figure 5-12 Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurée; la teneur en eau du sol (-5, -10, -20 cm), pendant une période sélectionnée du gel (2011-10-01 à 2012-02-01) à Umiujaq. (a) Démarche A, (b) Démarche B

En accord, avec les températures mesurées de l'air et du sol, nous pouvons interpréter le comportement de la teneur en eau du sol. Les Figures 5-10 (a) et (b) montrent cet accord entre le résultat du gel du sol pour les démarches A et B et les teneurs en eau du sol enregistrées sur le terrain. On peut noter la convergence des profils à la valeur de zéro, preuve que le sol est gelé au moins jusqu'à 20 cm de profondeur près de la fin décembre 2011 et au début de janvier 2012. En effet, c'est la présence ou l'absence d'eau liquide dans les pores du sol qui témoigne du gel du sol.

5.3.1.2 Période du dégel du sol

La même procédure a été effectuée pour tous les pixels aux deux polarisations doubles et les différents modes d'acquisition de données pour une période de transition vers le dégel, soit du 15-03-2012 au 20-06-2012 (97 jours). Les résultats de l'état du sol obtenu par les données in situ (moyenne de la température du sol à 5 cm de profondeur) en AM, PM, ainsi que celle de 24 heures (un jour complet) ont été comparées avec celles estimées à partir des données SMOS pour les mêmes périodes (AM, PM ou jour complet). Le nombre de jours avec la même valeur (0=gel et 1=dégel) sur les deux bases de données et leur pourcentage sont calculés (Tableau 5.4). Pour le résultat des données enregistrées en AM, on peut dire que, dans la période de 97 jours, les données sont disponibles pour 70 jours parmi lesquels 47 et 45 jours ont le même résultat de gel ou de dégel pour les périodes (67% et 64% d'accord) en démarche A et B respectivement. Pour le résultat des données enregistrées en PM, dans la période de 97 jours, les données ne sont disponibles que pour 64 jours durant lesquels 45 jours ont le même résultat de gel ou de dégel pour les périodes (70% d'accord) en démarche A et B. De même pour les deux orbites, les données ne sont disponibles que pendant 54 jours durant lesquels 37 et 34 jours ont le même résultat de gel ou de dégel pour respectivement 68% et 63% d'accord en démarche A et B.

Tableau 5-4 Nombre de jours de données à comparer pour les deux jeux de données (données in situ et celle de l'état du sol obtenue de données SMOS), démarches A et B

Polarisation	Temps	N° jours totaux pour la période	N° jours de données	N° jours ayant le même état	(%) de succès
démarche A					
V	AM	97	70	47	67
V	PM	97	64	45	70
V	Jour (24hrs)	97	54	37	68
démarche B					
V	AM	97	70	45	64
V	PM	97	64	45	70
V	Jour (24hrs)	97	54	34	63

La même procédure de validation a été menée avec les données de températures du sol mesurées pour une période de dégel. L'attribution de deux limites de température sépare la région chaude ($T_s > 1,5^\circ\text{C}$) et la région froide ($T_s < -1,5^\circ\text{C}$). La variation de la température du sol (-5 cm) entre les deux points A et B (entre les régions froide et chaude) n'est pas significative. Le diagramme de la Figure 5-11 illustre les résultats de gel-dégel obtenus des données SMOS AM (PM et jour complet) (les petits cercles rouges) avec la moyenne de la température du sol (ligne bleue) enregistrée en AM (PM et jour complet).

Le Tableau 5-5 qui illustre la démarche A, AM, montre qu'il y a 4 points sur 13 (30,7% d'erreur) qui ne sont pas en accord avec la région de température chaude, pour la région froide ce sont 5 points sur 32 (15,6% de taux d'erreur). Le diagramme 5-11(b) illustre les résultats en PM, il y a alors 6 points sur 15 (40% de taux d'erreur) qui ne sont pas en accord avec la région de température chaude, contre 3 points pour la région froide, (3 points sur 31 ou 9,7% de taux d'erreur). Finalement, pour cette période, selon le diagramme 5-11(c), l'accord entre les deux jeux de données à comparer pour la région chaude est 100% (0 point sur 5 d'erreur) et 96,3% pour la région froide (1 points sur 27 d'erreur). Comme le montre le diagramme 5-11(c), la fluctuation de la température minimale de l'air (obtenue d'une station du CEN, ligne verte) est forte et rapide.

En plus, le tableau 5.5, donne les pourcentages de concordance et d'erreur en démarche B. Le pourcentage de concordance pour la région chaude estimée est de 69,3% en AM (la même valeur qu'en démarche A). Le pourcentage de concordance pour la région froide est de 75%, soit moindre que la démarche A (84,4%). Pour les acquisitions en PM, le pourcentage de concordance pour la région chaude calculé pour les démarches A et B atteint 60%. La concordance pour la région froide est de 82,2% (vs 90,3% démarche A).

Le taux de concordance pour la journée complète pour la région chaude estimée par les deux démarches est 100%, celle de la région froide en démarche B est 92% vs 96,3% en démarche A. Il n'y a donc pas de grande différence entre les deux démarches.

L'erreur entre les régions froide et chaude (entre les points A et B) est liée au phénomène dégel-regel du sol. Au printemps, pour le pixel mixte comme est notre région d'étude, la couverture de glace (couverte de neige humide) sur les lacs reste plusieurs semaines après que le dégel du sol ait commencé. Toutefois, l'erreur observée pour la région chaude pendant la période de dégel (le

printemps) est plus grande que celle de la région froide. La cause probable est que la fonte de la neige et le dégel des surfaces terrestres sont plus hâtifs que les lacs (recouverts alors de neige humide ou de glace mouillée) à l'intérieur d'un même pixel satellitaire.

Le décalage temporel qui existe entre le gel du sol et le gel de l'eau (et aussi pour le dégel), lorsque les deux sont présents dans un pixel, peut occasionner des erreurs.

Tableau 5-5 Résultats de la comparaison entre la température du sol (-5cm) et le résultat de l'état du sol estimée par les données SMOS, et AM, PM, et la journée complète pour la période du dégel (2012-03-15 à 2012-06-20) à Umiujaq (Démarches A et B)

SMOS-G/D (démarche A)			
Polarisation	V	V	V
Mode d'acquisition de données	AM	PM	Jour complet
Nombre de jours totaux dans la région chaude ($T > 1.5^{\circ}\text{C}$)	13	15	5
Nombre de jours pas d'accord dans la région chaude (erreur)	4	6	0
% d'erreur	30.7	40	0
% de concordance	69.3	60	100
Nombre de jours totaux dans la région froide ($T < -1.5^{\circ}\text{C}$)	32	31	27
Nombre de jours pas d'accord dans la région froide (erreur)	5	3	1
% d'erreur	15.6	9.7	3.7
% de concordance	84.4	90.3	96.3
Figure 5.11	(a)	(b)	(c)
SMOS-G/D (démarche B)			
Polarisation	V	V	V
Mode d'acquisition de données	AM	PM	Jour complet
Nombre de jours totaux dans la région chaude ($T > 1.5^{\circ}\text{C}$)	13	15	5
Nombre de jours pas d'accord dans la région chaude (erreur)	4	6	0
% d'erreur	30.7	40	0
% de concordance	69.3	60	100
Nombre de jours totaux dans la région froide ($T < -1.5^{\circ}\text{C}$)	32	29	25
Nombre de jours pas d'accord dans la région froide (erreur)	8	5	2
% d'erreur	25	17.2	8
% de concordance	75	82.8	92
Figure 5.12	(a)	(b)	(c)

La figure 5-11c illustre la fluctuation de la température minimale de l'air entre les deux points A et B varie de -10°C à $+6^{\circ}\text{C}$ alors que la température du sol est entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ et $1,5^{\circ}\text{C}$. La comparaison montre une forte concordance entre les données mesurées sur le terrain et celles issues de la classification du gel du sol ; les pourcentages de concordance varient entre 100 % et 96,3% pour les régions chaude et froide respectivement estimés en démarche A. Ces valeurs estimées en démarche B sont respectivement de 100% et 92% pour les régions chaude et froide.

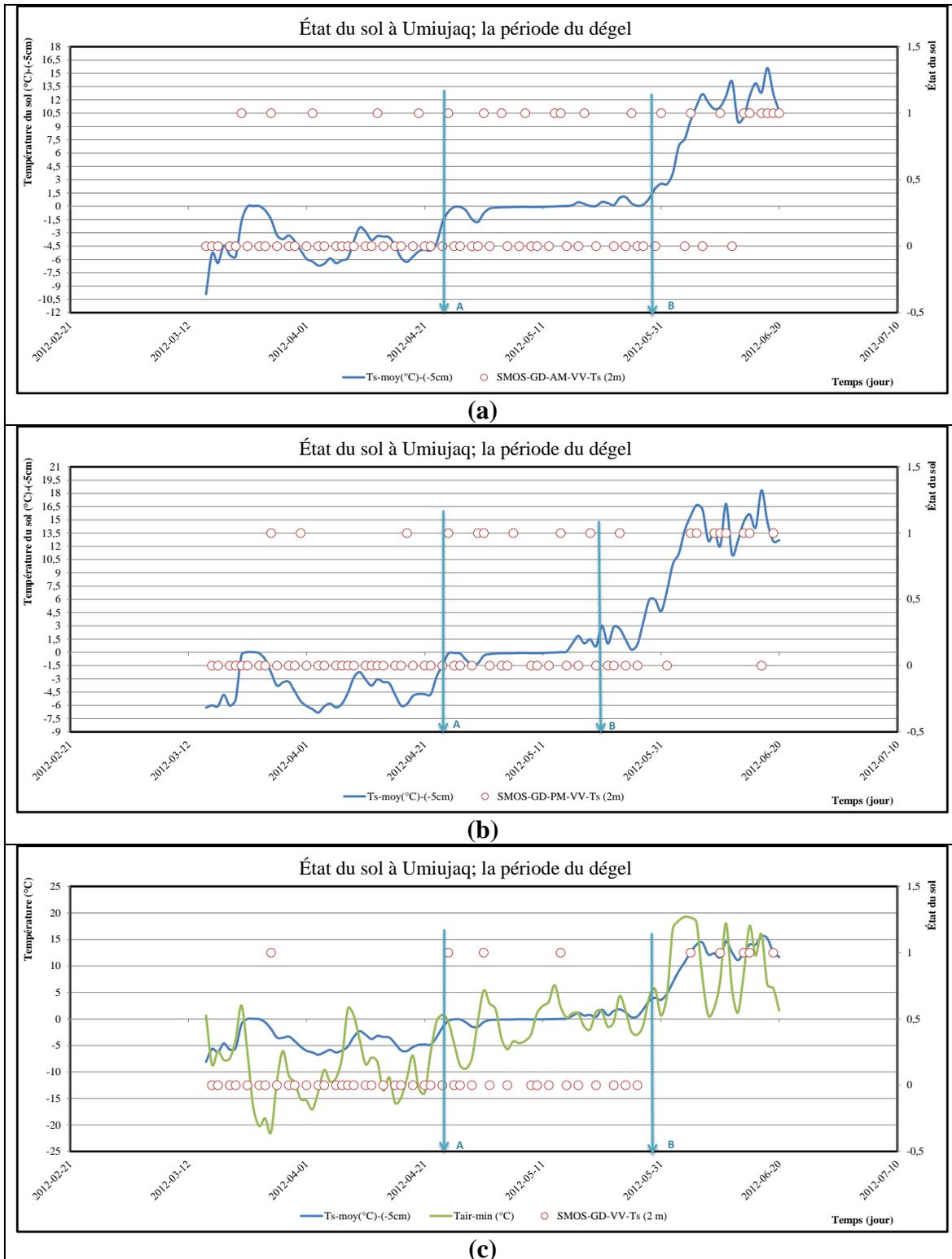


Figure 5-13 Démarche A : Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurée; la température du sol (-5cm), (a) AM, (b) PM, et (c) la journée complète, pendant une période sélectionnée du dégel (2012-03-15 à 2012-06-20) à Umiujaq

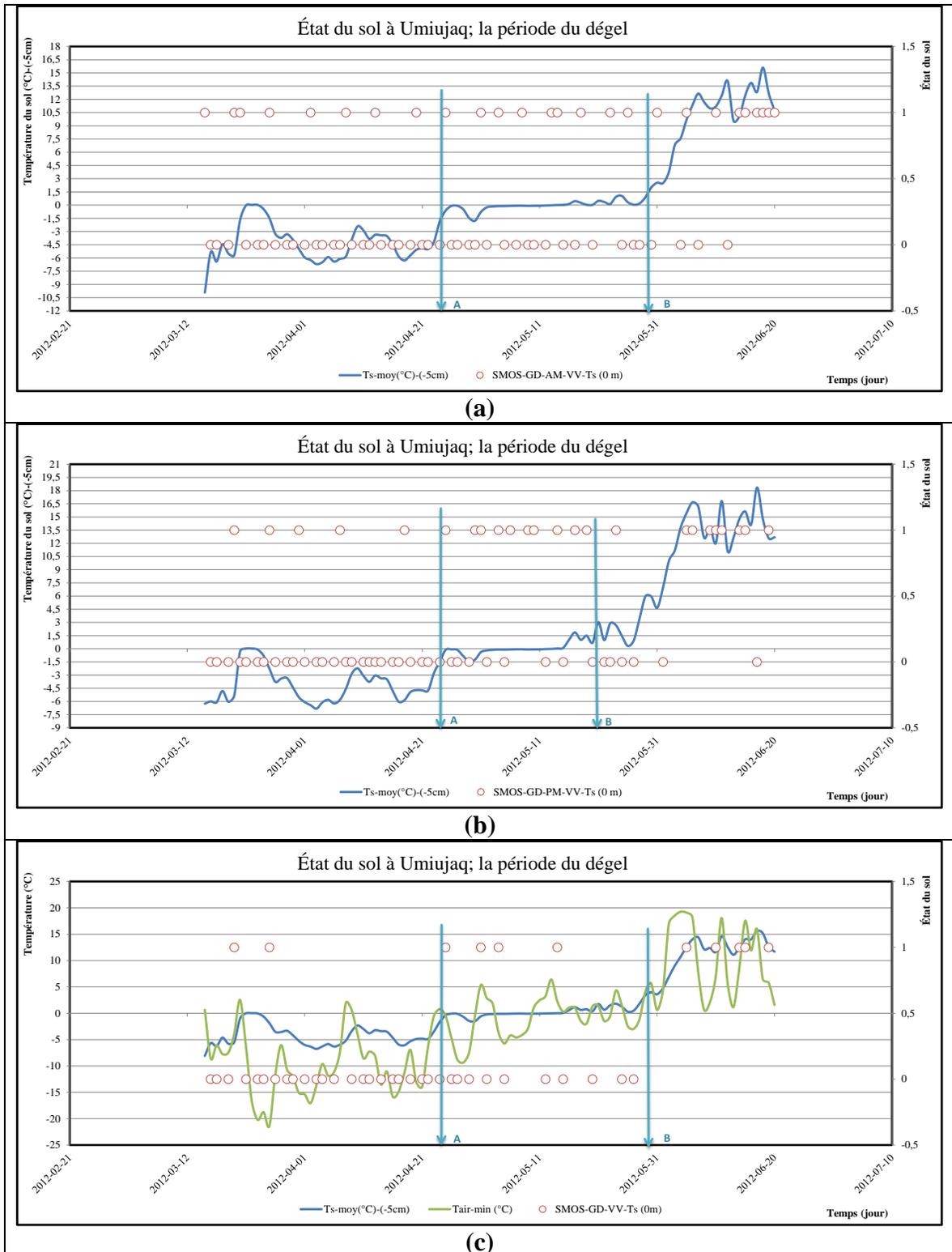


Figure 5-14 Démarche B : Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurée; la température du sol (-5cm), (a) AM, (b) PM, et (c) la journée complète, pendant une période sélectionnée du dégel (2012-03-15 à 2012-06-20) à Umiujaq

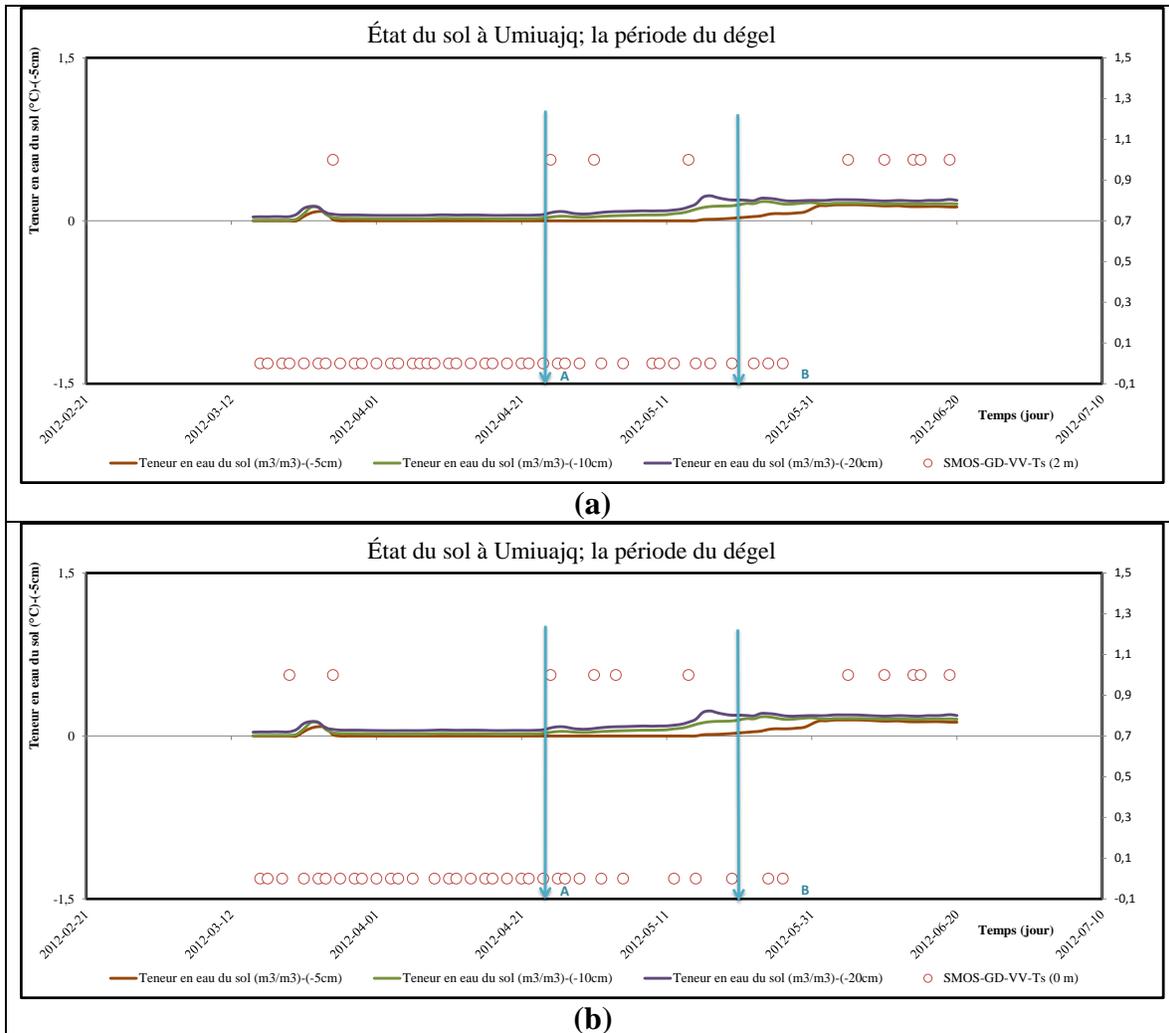


Figure 5-15 Résultats de la comparaison entre le résultat de l'état du sol obtenue des données SMOS et les données mesurée; le teneur en eau du sol (-5, -10, -20 cm), pendant une période sélectionnée du dégel (2012-03-15 à 2012-06-20) à Umiujaq. (a) Démarche A, (b) Démarche B.

Pour la période de dégel comme pour la période de gel du sol, il y a accord entre les températures mesurées de l'air et du sol. Les Figures 5-13 (a) et (b) montrent une concordance entre le résultat du gel du sol pour les deux démarches A et B et les teneurs en eau du sol enregistrées sur le terrain. On peut noter, la convergence des profils à la valeur de zéro, ce qui est une preuve que le sol est dégelé au moins jusqu'à la profondeur de 20 cm. L'anomalie observée dans la région froide pour les deux démarches autour de la fin de mois de mars est due à un changement rapide de la température maximale à ces dates. Le réchauffement fut de courte durée et rapidement suivi

d'une chute des températures.

Les informations des données mesurées sur le terrain (données de référence) sont ensuite comparées avec celles de la classification dérivée des images SMOS (mesurée). Par la suite, la matrice de confusion ou matrice d'erreurs a été créée.

5.3.1.3 Matrice de confusion et l'indice Kappa

La matrice de confusion (matrice d'erreurs) est appliquée pour évaluer quantitativement la précision des résultats. On compare deux sources d'information, celle de la classification (estimée) à partir des images satellitaires vis-à-vis de l'information de référence (mesurée) pour le même site et la même période. Chaque colonne de la matrice représente le nombre d'occurrences d'une classe estimée, tandis que chaque ligne représente le nombre d'occurrences d'une classe réelle (ou de référence). Un des intérêts de la matrice de confusion est de montrer rapidement si le système classe correctement. La matrice quantifie la précision de l'approche utilisée via les taux de succès et d'erreurs, ainsi que l'indice de précision de Kappa. L'indice Kappa permet de quantifier le niveau de concordance de la classification de l'état du sol mesuré avec celles estimées. Pour un Kappa négatif, la concordance est nulle ou médiocre, la concordance est bonne pour un Kappa supérieur à 0,4. Le Tableau 5-6 résume tous les paramètres utilisés dans le calcul de la matrice de confusion ainsi que de l'indice Kappa (Cohen, 1960). Où :

- a et d sont les nombres des estimations bien classées
- b et c sont les nombres des estimations mal classées
- $n_1=a+b$, $n_2=c+d$, $n_3=a+c$, $n_4=b+d$, et $N=a+b+c+d$
- $P_0 = (a+d)/N$, $P_c = (n_1 * n_3 + n_2 * n_4) / N^2$

Tableau 5-6 Diagramme résumée de la matrice de confusion ; extrait de (Cohen, 1960)

		Mesurée				
		Vrai	Faux	Total	Taux de succès (%)	Erreur de commission (%)
Estimée	Vrai	a	b	n ₁	a/n ₁	b/n ₁
	Faux	c	d	n ₂	d/n ₂	c/n ₂
	Total	n ₃	n ₄	N		
	Taux de succès (%)	a/n ₃	d/n ₄			
	Erreur d'omission (%)	c/n ₃	b/n ₄			
	Succès global (%)					P ₀
	Indice Kappa					(P ₀ -P _c)/(1-P _c)

Il existe deux types d'erreurs en classification : les erreurs de commission et les erreurs d'omission. L'erreur de commission est la probabilité qu'un pixel classifié dans une classe thématique donnée représente réellement un élément de cette classe sur le terrain. L'erreur d'omission est la probabilité pour qu'un site de vérification d'une classe soit identifié correctement comme appartenant à cette classe sur l'image classifiée.

L'évaluation par matrice de confusion (Tableau 5-7 au Tableau 5-8), a confirmé les résultats de l'évaluation précise avec un moyenne Kappa de 0,5 et une moyenne de précision globale (PG) de 82,5 et 0,4 et ~82 pour la démarche A (H et V) versus Kappa 0,2 ~80 et 0,4 et ~81 pour la démarche B (H et V) respectivement pour les capteurs.

La comparaison des valeurs de précisions globales et des indices kappa pour les 12 capteurs de température à la surface du sol (-5cm) énumérés aux Tableaux 5-7 et 5-8 sont illustrés à la Figure 5-14 (a et b) pour les périodes de gel et de dégel du sol. Ces résultats amènent à la conclusion que la valeur moyenne de PG est supérieure de 80% pour les deux démarches A et B durant la période de gel vs de 84% au cours de la période de dégel du sol. Toutefois, les valeurs de PG et Kappa des capteurs calculées en démarche A sont supérieurs à celles de la démarche B. La démarche A est donc préférable.

Tableau 5-7 Comparaison des valeurs de précisions globales et des indices kappa pour 12 capteurs de température (Période de gel du sol)

station	Capteur	Démarche A				Démarche B			
		H		V		H		V	
		GP	Kappa	GP	Kappa	GP	Kappa	GP	Kappa
Umiujiaq	1	73.42	0.44	77.27	0.35	66.67	0.08	73.13	0.33
	2	77.22	0.5	80.3	0.39	72.73	0.11	77.61	0.38
	3	92.41	0.7	81.82	0.41	90.91	0.2	86.57	0.46
	4	79.75	0.53	78.79	0.37	75.76	0.12	77.61	0.38
	5	73.42	0.44	77.27	0.35	66.67	0.08	73.13	0.33
	6	94.94	0.77	81.82	0.41	90.91	0.2	86.57	0.47
	7	64.56	0.32	69.7	0.25	63.64	0.06	65.67	0.25
Inn Kuujuaq	8	89.06	0.45	92.45	0.25	90.77	0.49	92.73	0.28
Inn Kuujuaq	9	89.06	0.45	91.53	0.36	83.33	0.39	91.67	0.37
Kuujuaq	10	79.75	0.48	76.06	0.35	81.43	0.4	76.81	0.35
Kangijuaq	11	92	0.36	93.1	0.47	92.86	0.43	91.53	0.45
	12	84	0.23	82.76	0.24	85.71	0.27	81.36	0.22

Tableau 5-8 Comparaison des valeurs de précisions globales et des indices kappa pour 12 capteurs de température (Période de dégel du sol)

station	Capteur	Démarche A				Démarche B			
		H		V		H		V	
		GP	Kappa	GP	Kappa	GP	Kappa	GP	Kappa
Umiujiaq	1	100	0.42	91.84	0.48	78.95	0.23	86.36	0.32
	2	92.5	0.44	75.51	0.27	86.84	0.39	77.27	0.27
	3	95	0.41	79.59	0.28	81.58	0.29	77.27	0.23
	4	90	0.42	73.47	0.26	89.47	0.43	77.27	0.29
	5	100	0.42	91.84	0.48	78.95	0.23	86.36	0.32
	6	95	0.42	81.63	0.35	84.21	0.34	79.55	0.28
	7	87.5	0.38	75.51	0.32	86.84	0.4	75	0.27
Inn Kuujuaq	8	95.65	0.61	97.73	0.57	95.65	0.61	97.73	0.57
Inn Kuujuaq	9	93.48	0.57	79.55	0.31	79.07	0.38	79.07	0.28
Kuujuaq	10	92.45	0.63	95.74	0.55	90.38	0.56	95.74	0.55
Kangijuaq	11	87.23	0.42	95.74	0.6	83.33	0.4	81.58	0.18
	12	81.58	0.18	92.11	0.34	93.75	0.6	92.11	0.34

*PG : Précision globale

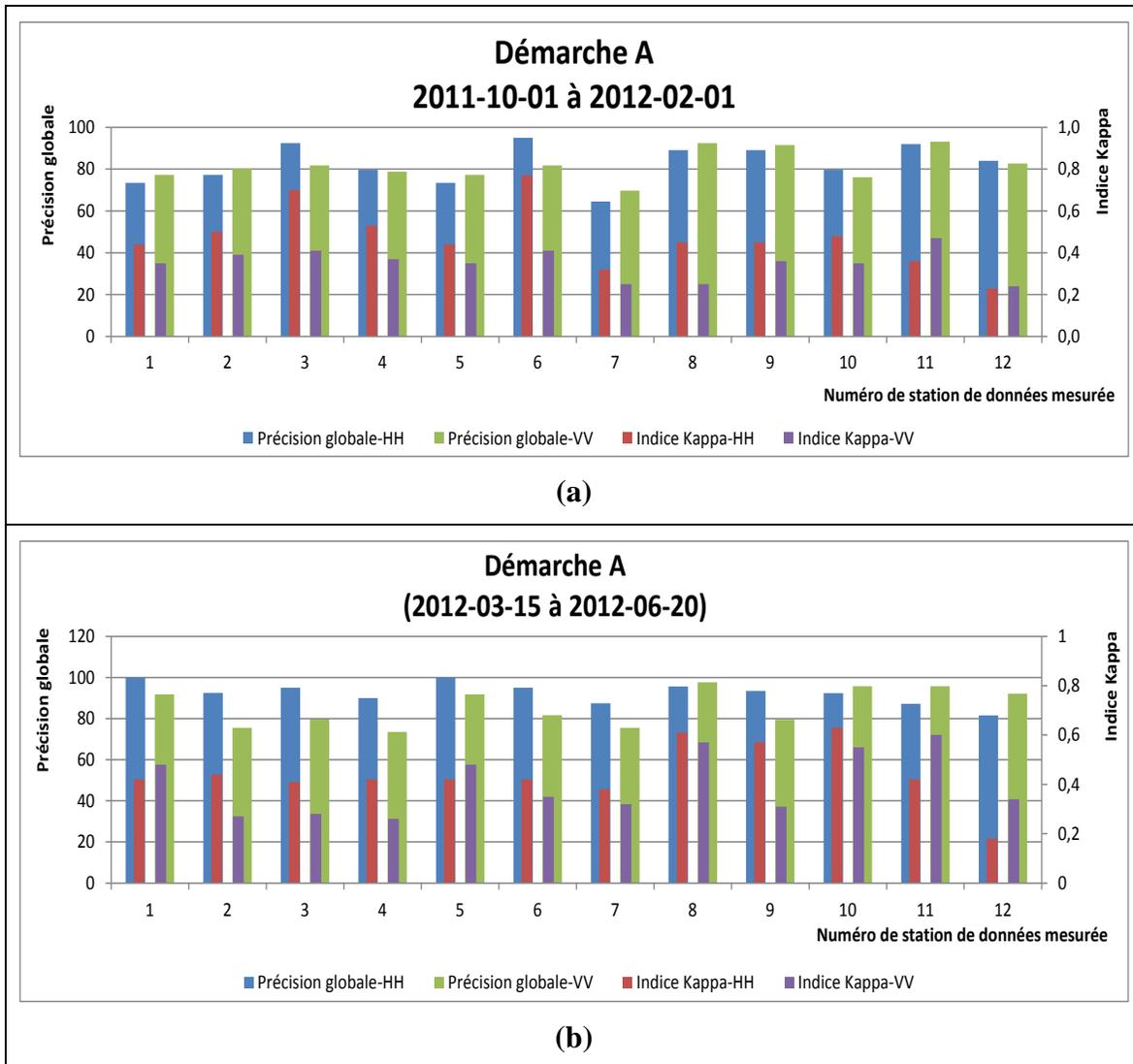


Figure 5-16 Histogramme des résultats de la précision globale (PG) et de l'indice Kappa pour 12 capteurs de température dans le sol pour les deux polarisations horizontale et verticale pour les périodes de (a) gel (b) dégel du sol

Pour le pixel d'Umiujaq, sept capteurs sont disponibles. La différence entre les valeurs des PG et Kappa de chaque capteur dépendent de la texture du sol (sable, limon, sol organique) et de l'occupation du sol (nu, arbustes, lichen). L'hétérogénéité spatiale influe sur la température du sol et celle de brillance (Brown, 1969). Pour la période de gel, le résultat de la validation avec le capteur 6 (Figure 5-7), 3 (H, V) et 2 (V) installé à Umiujaq, donnent la précision générale et l'indice de Kappa les plus élevés. Les capteurs 6, 3 et 2 sont situés dans deux vallées différentes mais dans des conditions environnementales semblables représentatifs de la région (dans une

couche de lichen et entourés d'arbustes (2 et 6), dans un sol argileux avec des arbustes (3) ; on remarque les similitudes en termes de valeurs de précision générale et d'indice de Kappa calculé. Les lichens possèdent une grande capacité d'absorption de l'eau à partir des précipitations et à partir de l'humidité atmosphérique. La présence de tourbe et de lichens dans le milieu cause un retard du gel du sol à l'automne parce qu'ils forment une couche protectrice sur le sol. Ils réduisent le réchauffement du sol en été et conservent les températures du sol plus chaudes en automne (Brown, 1969).

Les données in situ obtenues des sites d'Inukjuak et de Kuujjuaq utilisées dans cette partie sont des données sur la température minimum de l'air. Inukjuak est un village côtier au nord-ouest du Nunavik, au bord de la Baie d'Hudson. Les valeurs de PG et Kappa pour la période de dégel sont 89 et 0,5 (H) et 91,5 et 0,4 (V). Les valeurs de PG et Kappa pour la période de dégel calculées avec les données de Kuujjuaq sont 89 et 0,5 à la polarisation horizontale.

La température moyenne du sol de la station de Kangiqsualujjuaq est utilisée pour cette validation que nous donne les valeurs de PG et Kappa de 92 et 0.4 (H et V). Tant Kuujjuaq que Kangiqsualujjuaq sont situés dans en zone de toundra. Presque 80% de l'aire correspond à la toundra à lichen et arbustes (Tableaux 4-5 et 5-9).

Selon les études, les micro-ondes de polarisation horizontale pénètrent mieux la structure végétale que les autres types de polarisation. Ainsi, la polarisation horizontale semble donc plus sensible à l'humidité et au gel du sol que la polarisation verticale (Geng *et al.*, 1996). Le signal en polarisation verticale est plus influencé par la structure verticale de la végétation. D'après la Figure 5-14, la précision n'est pas systématiquement plus grande avec polarisation horizontale. C'est probablement à cause de la fréquence utilisée (bande L) qui minimise l'impact de la végétation sur le signal.

Tableau 5-9 Résultat dérivés des images AVHRR-Kangiqualujuaq

Value	Nature du couvert	Area (km)	Pourcentage (%)
18	Lande à arbustes et lichens; Dominée par les arbustes	189000	30,24
17	Lande à arbustes et lichens; Dominée par les lichens	161000	25,76
19	Lande à arbustes et lichens; Arbustes, lichens et herbacées	148000	23,68
0	Eau	87000	13,92
3	Forêt de conifères; Forêt septentrionale	13000	2,08
21	Lande non boisée; Très faible couvert de végétation	13000	2,08
5	Forêt dense; Forêt septentrionale	9000	1,44
20	Lande non boisée; Faible couvert de végétation	3000	0,48
13	Milieu ouvert; Arbustive de transition boisée	2000	0,32

Pour la période de dégel, les valeurs PG et Kappa varient entre 87,5% et 100% à la polarisation horizontale. Les capteurs sont dans des environnements différents. L'indice Kappa d'un capteur installé à Kangiqualujuaq est égal à 0,2 alors que la valeur de PG est d'environ 82. À la polarisation verticale, les résultats de validation avec plusieurs capteurs sont plus élevés que la polarisation horizontale et ce pour des environnements différents ; capteur 1 (arbustes d'une hauteur maximale de 50 cm et une couche de lichen), du capteur 5 (sol nu) sont 91,84 et 0,5, à la station 8 (Kuujuuaq, $T_{\text{air-min}}$) 97,73 et 0,6, celles du capteur 10 (station de Kuujuarapik) et 11 (Kangiqualujuaq, la même station avait les bonnes valeurs en période du gel) sont 95,74 et 0,6.

5.3.2 Analyse d'incertitude et sensibilité

Dans cette partie de l'étude, pour évaluer l'impact de l'incertitude associée à la mesure des variables d'entrée (T_b) sur la sortie de modèle, les intervalles de confiance du seuil ont d'abord été calculés. Cette étape consiste à estimer l'intervalle de confiance de la pente et l'ordonnée du seuil pour chaque pixel (Figure 5-5) selon les traitements statistiques expliquée à la section 4.5.4.

De plus, l'intervalle de confiance correspondant à l'ordonnée est calculé de la même manière que pour la pente, à savoir :

$$a \pm t_n - 2S_a$$

Équation 5-4

$$S_a = S \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n \sum (y_i - \hat{y}_i)^2}}$$

Équation 5-5

Ensuite, la sensibilité est l'erreur causée par une variation de 1% à l'intérieur de la gamme de valeur possible de l'ordonnée et celle de la pente dans chaque pixel. Évidemment, il est difficile d'afficher quantitativement la performance de la méthode. Toutefois, il est possible de représenter spatialement les résultats de la sensibilité relative en fonction de la T_b issus des méthodes. La Figure 5-15 illustre ce résultat pour les polarisations horizontale et verticale à deux différentes périodes d'acquisition de données AM et PM. Selon le Tableau 5-10 qui présente le résultat de la Figure 5-15, les valeurs de la sensibilité relative aux deux polarisations, sont plus élevées en polarisation horizontale. Ce qui peut s'expliquer par plus forte sensibilité à l'humidité et au gel du sol de la polarisation horizontale (Geng et al., 1996).

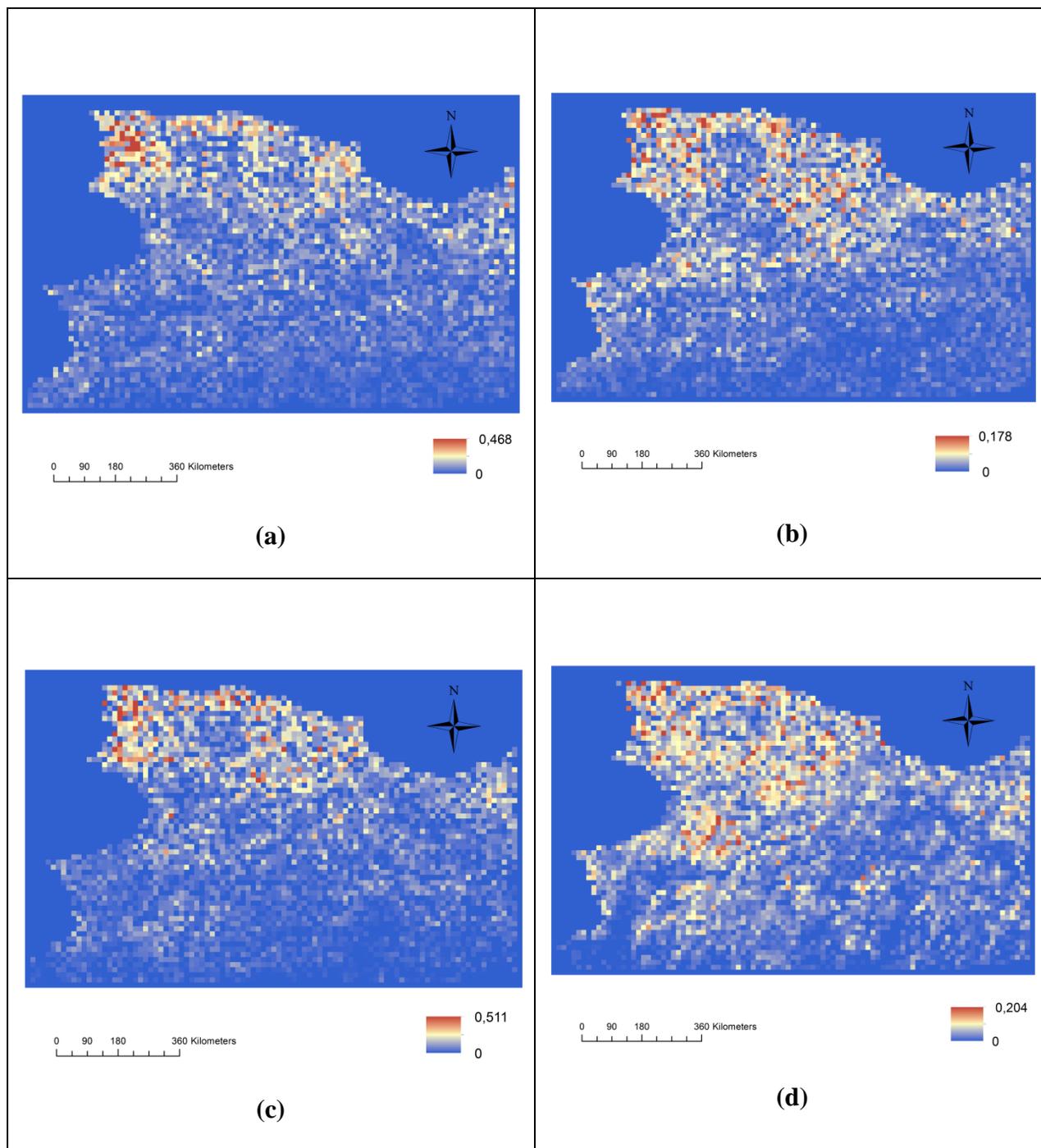


Figure 5-17 La sensibilité relative de gel du sol à partir des données SMOS en polarisations (H et V) et en modes d'acquisitions de données (AM et PM) ; a) H-AM, b) V-AM, c) H-PM, d) V-PM

Tableau 5-10 Valeur maximale de la sensibilité relative de gel du sol à partir des données SMOS (H et V) et en mode d'acquisitions (AM et PM)

<i>Sensibilité relative au gel du sol des données SMOS</i>			
AM		PM	
H	V	H	V
0,468	0,178	0,511	0,204

5.4 Sommaire

Dans ce chapitre, une méthodologie a été adaptée à la région subarctique du Québec pour le suivi du cycle saisonnier de gel-dégel du sol en vue d'une utilisation avec les données de la nouvelle mission SMAP de la NASA lancée le 31 janvier 2015. Pour ce faire, un algorithme mono canal développé à partir de la fréquence 37GHz a été validé en utilisant des données de séries chronologiques de micro-ondes passives en bande L (SMOS, 1,4 GHz, 21cm). SMOS (~40km) étant un capteur multi angulaire, seules les données avec un angle d'incidence de 40° ont été retenues (tel que SMAP ayant un angle fixe de 40 degrés), ce qui occasionne une absence de données certains jours sur la région d'étude. La méthodologie est basée sur l'approche STA qui a été adaptée en pondérant pour la zone d'étude où de nombreux lacs et rivières sont présents. Afin de valider l'algorithme, les résultats obtenus ont été comparés avec des données mesurées sur le terrain.

Les analyses d'incertitude et de sensibilité ont été effectuées pixel par pixel pour les résultats de gel du sol des images SMOS. Ainsi, ces analyses ont été faites sur les valeurs du seuil du modèle pour déterminer de gel du sol. Les valeurs plus élevées de la sensibilité relative des données PM aux deux polarisations par rapport aux données AM s'expliqueraient par la plus forte différence entre T_{air} et le sol T_s en après-midi que le matin. La sensibilité au gel du sol est plus grande en polarisation horizontale, meilleure pénétration de la structure végétale que la polarisation verticale.

Les résultats ont montré une cartographie satisfaisante pixel par pixel pour le suivi journalier de l'état du sol (gel-dégel) en période de transition avec un taux de succès dépassant 80% avec les

données in situ pour les polarisations horizontale et verticale et les deux périodes d'acquisition (AM et PM) ainsi que pour la journée complète. En détail, le résultat d'évaluation de la matrice de confusion a confirmé les valeurs moyennes de Kappa et PG (Précision Globale) plus élevées pour la polarisation horizontale que verticale pour les deux démarches A et B.

Les résultats de comparaison des valeurs de précisions globales et des indices kappa pour 12 capteurs de température à la surface du sol (-5cm) et six pixels SMOS amènent à la conclusion que la précision globale (PG) moyenne est de plus de 85% pour la démarche A durant la période de gel vs de 91% au cours de la période de dégel du sol. La précision serait ici plus grande au printemps.

Toutefois, les valeurs de PG et Kappa des capteurs calculées en démarche A sont légèrement supérieures à celles de la démarche B. La différence entre T_{air} et le sol T_s varie durant la journée et cette différence est plus faible ($T_{\text{air}} \sim T_s$) en AM que PM. Les données auxiliaires appliquées à la démarche A est la $T_{\text{air-NNR}}$ à 2 mètres de la surface, et celles de la démarche B sont les $T_{\text{air-NNR}}$ près de la surface ou bien $T_{s\text{-NRR}}$. Les $T_{s\text{-NRR}}$ simulées seraient moins précises que les $T_{\text{air-NNR}}$.

6 CONCLUSION GÉNÉRALE

6.1 Évaluation des hypothèses de recherche

Le but de cette thèse était d'évaluer la précision à laquelle le gel saisonnier du sol dans la région subarctique du Québec (Nunavik) pouvait être cartographié quotidiennement en utilisant des données micro-ondes passives.

Nous avons basé nos travaux sur deux hypothèses dont la première était :

- ❖ *Hypothèse 1 : Les images micro-ondes passives permettent de bien distinguer et de cartographier l'état du sol dans la région subarctique du Québec.*

Ainsi, nous voulions développer une méthodologie de cartographie de l'état du gel du sol adapté à un territoire présentant une forte complexité de l'occupation du sol (végétation, sol, plans d'eau). Pour répondre aux exigences particulières de ce projet, la méthodologie a été développée pour deux capteurs de micro-ondes passives : AMSR-E et SMOS (bande L).

Pour AMSR-E, la procédure combine deux algorithmes :

- ❖ D'une part, un algorithme de cartographie de la présence du gel du sol utilisant le gradient spectral de la température de brillance en polarisation verticale (GTVP_{37 et 19 GHzV}) (Lagacé, 2000, Lagacé *et al.*, 2002) et la température de brillance corrigée (CT_{b 37GHzV}) (Judge *et al.*, 1997) auquel un facteur de pondération a été appliqué pour éliminer l'impact de la présence des plans d'eau sur la température de brillance (19 et 37GHz);
- ❖ D'autre part, un algorithme pour la cartographie de la présence du couvert nival utilisant l'indice normalisé de l'émissivité tel que développé par Jones *et al.* (2007) et Royer *et al.* (2010).

Les résultats aboutissent à une cartographie satisfaisante pixel par pixel pour le suivi quotidien de l'état du gel du sol et de la présence de neige à l'aide du capteur AMSR-E pour la région du Nunavik pour les années 2007 à 2009. Une performance moyenne de 81% a été observée aux

stations de mesure in situ pour les périodes de transition automnales et de 88,5% pour les périodes de transition printanières. Une validation quantitative avec les données journalières MODIS LST a aussi montré une performance moyenne de 82% durant la période de gel vs de 83,5% au cours de la période de dégel du sol. La performance diffère selon les écosystèmes étudiés. Ainsi, pour les données AMSR-E, la performance de 97% a été observée pour les milieux de toundra tandis que la performance plus faible, de 70%, a été observée pour les milieux de forêt boréale au sud de la région d'étude ; ceci confirme l'effet de la couverture forestière sur les résultats observés.

Comme SMOS est un capteur multi-angulaire (0-65°), seules les données avec un angle d'incidence de 40° ont été retenues, afin de simuler les données de SMAP, ce qui occasionne une absence de données sur la région d'étude certains jours. La méthodologie est basée sur l'approche STA qui a été adaptée à la zone d'étude où de nombreux lacs et rivières sont présents en utilisant le facteur de pondération pour les superficies en eau. Les résultats ont démontré une cartographie satisfaisante, pixel par pixel, pour le suivi journalier de l'état du gel du sol avec un taux de succès dépassant 85% avec les données in situ pour les polarisations horizontale et verticale et les deux temps d'acquisition (AM et PM) et pour la journée complète. Pour la période de dégel, les valeurs de précision globale varient entre 87,5% et 100% à la polarisation horizontale et sont supérieures à la période de gel.

Bien que l'hétérogénéité spatiale (nature du sol, topographie, densité de la couverture végétale) a un impact sur la température du sol mesurée in-situ. Nous n'avons pas noté d'effet des écosystèmes végétaux (toundra herbacée, toundra arbustive, forêt ouverte) sur la performance de l'algorithme STA adapté et utilisé avec des données en bande L. Il est vrai que contrairement à d'autres études, nos capteurs de validation in-situ étaient installés dans la toundra herbacée ou arbustive. Les meilleurs résultats ont été obtenus dans les régions de toundra où la différence entre la NPR gelée et dégelée est la plus élevée. De même, la meilleure précision globale dans cette étude avec l'algorithme adapté avec les conditions du projet (zone d'étude, l'angle d'incidence de 40) est pour la toundra (capteur 6 (94,94 H, 81,82 V).

Ces constats ont conduit à l'hypothèse suivante sur l'impact de la couverture de neige :

- ❖ *Hypothèse 2 : L'identification de la couverture nivale simultanément à l'identification du gel du sol améliore notre compréhension des évaluations liées au cycle gel et dégel saisonnier du sol.*

Nous avons décelé sa présence à partir des données de température de brillance obtenues par AMSR-E aux fréquences 19 et 37GHz. Afin de valider cette présence, nous avons eu recours aux données de précipitations et de température maximales enregistrées aux stations d'Environnement Canada et du CEN. Elles ont permis de confirmer la présence de neige sèche ou humide pour quelques pixels de validation. De façon générale, lorsque l'algorithme de couverture nivale indique l'absence de neige, l'algorithme de l'état de gel du sol donne de bons résultats. Par contre, en présence de neige, s'il y a un désaccord entre le résultat de comparaison de l'état de gel du sol estimé par les données in situ et par l'algorithme de l'état de gel du sol, une vérification a été faite pour déterminer la présence ou l'absence de neige humide. Si la neige est sèche, elle n'affecte pas la détermination du gel du sol même aux fréquences de 19 et 37GHz, V, car bien que la température à la surface du couvert nival puisse être différente de celle de la surface du sol, la faible couverture de neige n'empêche pas la détermination de l'état du gel car tant que la température de la neige que celle de la surface du sol sont négatives. Donc, seulement un couvert de neige humide va affecter la cartographie du gel ou dégel. La neige humide est surtout observée au printemps mais peut être présente à l'automne. Plus la période de fonte de la neige est courte (couvert de neige mince), moindre est le décalage avec la réalité du terrain.

La détection de l'état de gel-dégel du sol de micro-ondes passive en bande-L est basée sur le contraste de la permittivité efficace entre les sols humides, y compris eau libre (liquide) et la permittivité des sols principalement gelés avec des inclusions de glace à ces longueurs d'onde, ce qui résulte à un contraste élevé des émissions de micro-ondes. Par rapport aux micro-ondes à la plus haute fréquence (19 et 37GHz, V), la profondeur de pénétration élevée (émission provient de plus de 5cm), combinée avec une faible sensibilité aux émissions par la végétation de surface et les interférences atmosphériques rendent idéales les données micro-ondes passives en bande-L pour suivre des transitions gel-dégel du sol sur la région boréale-arctique. L'influence de la couverture de neige est négligeable.

6.2 Aspects innovateurs, contributions et retombées

La vérification de l'impact de la couverture de neige pour les données AMSR-E a été effectuée sur le résultat de gel saisonnier du sol. D'abord, les cartes quotidiennes de la présence de neige de la zone d'étude ont été produites à partir des mêmes fréquences et de l'émissivité normalisée cette dernière étant une innovation. Ensuite, en comparant avec les données in-situ de neige disponible, et les données climatiques ($T_{\text{air-min}}$, $T_{\text{air-max}}$, et précipitation) l'impact de neige sur le gel du sol a été évalué. L'incohérence du résultat de la comparaison des résultats de gel-dégel du sol des données AMSR-E avec ceux des données in-situ est due à la présence de la neige mouillée. Les grandes différences d'émissivité entre la neige sèche et la neige fondante au cours de printemps créent un grand contraste de T_b observée. De plus, il a été observé que le type de couvert de neige sèche observé au Nunavik avait peu d'impact sur le résultat de la classification de l'état du gel.

L'adaptation de l'algorithme STA (seul dynamique) pour l'identification de l'état du gel du sol à la bande L de SMOS est parmi une des premières applications de ce genre pour ce capteur et la première au Nunavik avec en plus, l'utilisation d'un facteur de pondération qui limite l'effet de la présence de masses d'eau (lacs et tourbières) sur les données de T_b , constitue la contribution originale de cette thèse. Il y a une corrélation significative ($R^2 = 0,5-0,6$) entre la baisse des températures de brillance et l'augmentation de la superficie des lacs et réservoirs durant la saison végétative dans un pixel donné. En effet, la présence des lacs et réservoirs à l'intérieur d'un pixel donné a pour effet de contaminer sa valeur radiométrique. L'hiver la corrélation est nulle ($R^2 \leq 0,1$) car les surfaces aquatiques sont gelées et les valeurs de M_{LR} sont proches de zéro. Le facteur de pondération proposé ($a_i = M_{LR} * P$) permet donc de corriger la contamination des surfaces aquatiques tout au long de l'année. La valeur de la pente diminue au fur et à mesure que les lacs et tourbières gèlent à l'automne et s'approche de zéro quand toutes les surfaces aquatiques sont gelés au milieu de l'hiver.

Dans cette thèse, le suivi du cycle saisonnier de gel-dégel du sol a été effectué avec des données micro-ondes passives à haute fréquence (T_b 19 et 37GHz, V à partir d'AMSR-E), et ensuite avec des données à basse fréquence (T_b à partir de SMOS, 1,4GHz, V et H) pour la même zone d'étude et pour des années différentes. Les résultats de la première partie, les cartes de gel du sol

produites par AMSR-E, peuvent être utilisées comme référence pour valider la distribution spatiale et temporelle du gel du sol de la deuxième partie et les futures cartes de suivi du gel-dégel qui seront produites avec les données du nouveau radiomètre de SMAP mis en orbite en janvier 2015.

6.3 Perspectives

La principale perspective prévue à la suite de cette thèse concernait l'utilisation conjointe des données de micro-ondes passives et actives de la mission SMAP qui devait améliorer l'identification de l'état du gel du sol sur la région d'étude produire des cartes de meilleure résolution spatiale (9km et 3km). Suite à l'arrêt prématuré du fonctionnement du radar à bord de SMAP à l'été 2015, l'élaboration de nouvelles approches pour le suivi du gel du sol à partir du radiomètre seulement devient des plus pertinentes.

Une équipe de collaborateurs internationaux sous le leadership de Kyle C. McDonald veulent utiliser les données Tb de SMAP (bande L) seuls ou ensemble avec les données radiométriques de fréquence plus élevée d'AMSR2, et utiliseraient l'approche des gradients spectraux ou des gradients de polarisation avec la a bande L. En effet, testée récemment avec des données Aquarius et SMOS au Canada (Rautiainen et al., 2014, Roy et al., 2015), l'approche des gradients de polarisation a donné sur une base hebdomadaire des précisions globales de 90,8% et 87,8% respectivement par rapport aux valeurs de température de l'air (T_{air}). Leurs résultats sont meilleurs dans la toundra que dans la forêt boréale ou les prairies canadiennes ce qui est pertinent pour le suivi du gel au Nunavik.

De plus, les efforts de validation d'algorithmes réalisés par notre recherche doctorale combinés aux démarches récentes de Roy et al (2015) et Rautiainen et al. (2014) à partir des capteurs SMOS et Aquarius aident à mieux comprendre le fonctionnement de ces algorithmes dans les conditions environnementales propres au Nunavik. A notre avis, l'approche des gradients de polarisation et l'approche des seuils adaptatifs (STA) testés dans cette thèse méritent d'être validés sur le Nunavik à l'aide des données du radiomètre en bande L de SMAP.

Une autre avenue de recherche pour la cartographie du gel-dégel à une meilleure résolution spatiale que 36km est l'utilisation conjointe des données SAR provenant d'un autre satellite.

D'après l'équipe américaine de la mission SMAP, Sentinel-1A de l'ESA (bande C) est le seul radar pouvant être actuellement utilisé en tandem avec SMAP. Ce radar est le seul dont l'orbite est assez proche de celle de SMAP pour recueillir des images radar de la trace au sol du radiomètre. Les chercheurs de la mission SMAP au Goddard Space Flight Center à Greenbelt, Maryland, utilisent des données de radar Sentinel-1A pour affiner l'imagerie du radiomètre SMAP et comparer les résultats avec les deux mois de données radar de SMAP collectées avant la défaillance de l'instrument. Ils ont exclu le radar japonais à bord d'ALOS-2 (PALSAR opérant en bande L), car la zone de chevauchement entre les données SMAP et des données ALOS-2 est trop petit pour constituer une carte mondiale de l'humidité du sol sur un délai de 2-3 jours.

Au Canada, de nouvelles études à partir de PALSAR-2 et de Sentinel SAR, sont en cours de réalisation tant à l'INRS, à l'université de Sherbrooke et chez Environnement Canada pour examiner les synergies de télédétection passives-actives, et ainsi d'évaluer l'hétérogénéité sous-pixel et leurs effets potentiels sur la dynamique du gel du sol.

Il est aussi prévu d'étendre le réseau de stations de mesures de l'état du gel du sol du CEN au Nunavik pour améliorer la calibration et la validation d'algorithmes de la mission SMAP pour surveiller le gel-dégel du sol sur la toundra et la forêt boréale. De telles données permettront de bâtir une base de données unique sur le gel du sol pour le Nunavik afin de mieux suivre les variations annuelles et développer de nouveaux algorithmes.

Finalement, les données et les cartes de gel-dégel du sol issues de cette recherche pourront être utilisées pour évaluer la représentation du gel du sol dans des modèles climatiques régionaux. Les données disponibles sur le site du catalogue Polar permettent aux chercheurs et aux communautés nordiques de connaître les variations interannuelles des périodes de gel²⁷. Les Inuits sont de plus en plus préoccupés par leur l'environnement et par l'impact des changements climatiques en particulier sur la durée de la couverture de glace des rivières et lacs ainsi que par la fonte de pergélisol. En effet, une saison de gel plus courte influence directement la durée de la saison de chasse ainsi que l'accès aux camps de chasse en motoneige (Clerc, 2011).

Ce projet a fait l'objet de plusieurs conférences de niveau national et international ainsi que des Symposium Proceedings dont la liste apparaît en Annexe 2. Un article rédigé en anglais sur l'analyse des données AMSR-E est en révision et un second sur l'analyse des données SMOS est en préparation.

7 RÉFÉRENCES

- Allard M & Lemay M (2012) Nunavik and Nunatsiavut: From science to policy. *An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization*. ArcticNet Inc., Quebec City, Canada.
- Armstrong R & Brodzik M (2001) Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors. *Geophysical Research Letters* 28(19):3673-3676.
- Barré HM, Duesmann B & Kerr YH (2008) SMOS: The mission and the system. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 46(3):587-593.
- Bartsch A (2010) Ten years of SeaWinds on QuikSCAT for snow applications. *Remote Sensing* 2(4):1142-1156.
- Basist A, Grody NC, Peterson TC & Williams CN (1998) Using the Special Sensor Microwave/Imager to Monitor Land Surface Temperatures, Wetness, and Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology* 37(9):888-911.
- Black T, Chen W, Barr A, Arain M, Chen Z, Nesic Z, Hogg E, Neumann H & Yang P (2000) Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring. *Geophysical Research Letters* 27(9):1271-1274.
- Bonn F & Rochon G (1992) Précis de télédétection, vol. 1. *Quebec: Presses de l'Université du Québec*:485.
- Brown RJE (1969) *Influence of Vegetation on Permafrost*, . in *National Research Council of Canada* (1287, Ottawa), p 20-24.
- Chokmani K, Viau A & Bourgeois G (2001) Analyse de l'incertitude de quatre modèles de phytoprotection relative à l'erreur des mesures des variables agrométéorologiques d'entrée. *Agronomie* 21(2):147-167.
- Collins M, Knutti R, Arblaster J, Dufresne J-L, Fichet T, Friedlingstein P, Gao X, Gutowski W, Johns T & Krinner G (2013) Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility.
- Das NN, Entekhabi D & Njoku EG (2011) An algorithm for merging SMAP radiometer and radar data for high-resolution soil-moisture retrieval. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 49(5):1504-1512.
- 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 SS/I*. Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.) en Sciences de l'eau (Université du Québec, Québec). ix, 192 p. http://catalogue.quebec.ca/F?func=find-b&local_base=incr&find_code=SYS&request=000359806 (Consulté le 1999)
- Derksen C (2008) The contribution of AMSR-E 18.7 and 10.7 GHz measurements to improved boreal forest snow water equivalent retrievals. *Remote Sensing of Environment* 112(5):2701-2710.
- Dobson MC, Ulaby FT, Hallikainen MT & El-Rayes MA (1985) Microwave dielectric behavior of wet soil—Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens* 23(1):35-46.

- Ellingson SW & Johnson JT (2006) A polarimetric survey of radio-frequency interference in C- and X-bands in the continental United States using WindSat radiometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(3):540-548.
- England AW (1990) Radiobrightness of Diurnally Heated, Freezing Soil. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(4):464-476.
- Entekhabi D (2014) Coauthors (2014), SMAP Handbook. *JPL Publication, JPL 400 1567*.
- Euskirchen E, McGuire AD, Kicklighter DW, Zhuang Q, Clein JS, Dargaville R, Dye D, Kimball JS, McDonald KC & Melillo JM (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.
- Foster J, Hall D, Kelly R & Chiu L (2009) Seasonal snow extent and snow mass in South America using SMMR and SSM/I passive microwave data (1979–2006). *Remote Sensing of Environment* 113(2):291-305.
- Frolking S, McDonald K, Kimball J, Way J, Zimmermann R & Running S (1999) Using the space-borne NASA scatterometer (NSCAT) to determine the frozen and thawed seasons of a boreal landscape. *Journal of Geophysical Research* 104(D22):27895-27907.
- Gao MS, and Chang ATC (1999) Monitoring terrain soil freeze/thaw condition on Qinghai-Plateau in spring and autumn using microwave remote sensing. *Remote Sensing* 1:139-144.
- Geng H, Gwyn QHJ, Brisco B, Boisvert J & Brown R (1996) Mapping of soil moisture from C-Band radar images. *Canadian Journal of Remote Sensing* 22(1):117-126.
- Goulden M, Wofsy S, Harden J, Trumbore SE, Crill P, Gower ST, Fries T, Daube B, Fan S-M & Sutton D (1998) Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279(5348):214-217.
- Hachem S, Allard M & Duguay C (2009) Using the modis land surface temperature product for mapping permafrost: An application to northern Québec and Labrador, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 20(4):407-416.
- Hall DK, Riggs GA, Salomonson VV, DiGirolamo NE & Bayr KJ (2002) MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment* 83(1-2):181-194.
- 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. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* (1):25-34.
- Hinzman L, Bettez N, Bolton W, Chapin F, Dyrgerov M, Fastie C, Griffith B, Hollister R, Hope A, Huntington H, Jensen A, Jia G, Jorgenson T, Kane D, Klein D, Kofinas G, Lynch A, Lloyd A, McGuire A, Nelson F, Oechel W, Osterkamp T, Racine C, Romanovsky V, Stone R, Stow D, Sturm M, Tweedie C, Vourlitis G, Walker M, Walker D, Webber P, Welker J, Winker K & Yoshikawa K (2005) Evidence and Implications of Recent Climate Change in Northern Alaska and Other Arctic Regions. *Climatic Change* 72(3):251-298.
- Jarvis P & Linder S (2000) Botany: constraints to growth of boreal forests. *Nature* 405(6789):904-905.
- 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.

- 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.
- 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.
- 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), p 12 pages. .
- Kerr Y, Waldteufel P, WIGNERON JP, Boutin J, Reul N, AHMAD AB, Leroux D, Mialon A, Richaume P & Mecklenburg S (2012) The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission: first results and achievements. *Revue française de photogrammétrie et de télédétection* (200):12-19.
- Kerr YH, Waldteufel P, Wigneron J-P, Martinuzzi J-M, Font J & Berger M (2001) Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 39(8):1729-1735.
- 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. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 49(3):949-960.
- Kimball J, McDonald K, Keyser A, Froking S & Running S (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 J, 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 & Froking SE (2004) Satellite radar remote sensing of seasonal growing seasons for boreal and subalpine evergreen forests. *Remote Sensing of Environment* 90(2):243-258.
- Kohn J & Royer A (2010) AMSR-E data inversion for soil temperature estimation under snow cover. *Remote Sensing of Environment* 114(12):2951-2961.
- Lagacé C (2000) *Développement et validation 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 RADARSAT et d'images SSM/I*. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès Sciences (M.Sc.) en Sciences de l'eau (Université du Québec, Québec). xi, 167 p. (Consulté le 2000)
- 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. *Télédétection* 2(3):161-175.
- Liou YA & England AW (1998) A land-surface process radiobrightness model with coupled heat and moisture transport for freezing soils. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36(2):669-677.

- Lobl E, Spencer RW, Imaoka K & Nakagawa K (2009) AMSR-E and its follow-on, AMSR2. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009*. IEEE, p III-77-III-80.
- Markus T, Powell DC & Wang JR (2006) Sensitivity of passive microwave snow depth retrievals to weather effects and snow evolution. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 44(1):68-77.
- Mätzler C & Hüppi R (1989) Review of signature studies for microwave remote sensing of snowpacks. *Advances in Space Research* 9(1):253-265.
- Mätzler C & Wiesmann A (1999) Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sensing of Environment* 70(3):317-325.
- McDonald KC, and & Kimball JS (2005) *Encyclopedia of Hydrological Sciences. Part Five: Remote Sensing*. 3456 p
- 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.
- Ménard É, Allard M & Michaud Y (1998) Monitoring of ground surface temperatures in various biophysical micro-environments near Umiujaq, eastern Hudson Bay, Canada. *Permafrost: Proceedings of the Seventh International Conference*. p 23-27.
- Mialon A, Fily M & Royer A (2005) Seasonal snow cover extent from microwave remote sensing data: Comparison with existing ground and satellite based measurements. *EARSeL eProceedings* 4(2):215-225.
- Mironov VL, Dobson MC, Kaupp VH, Komarov SA & Kleshchenko VN (2004) Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 42(4):773-785.
- New M, Hulme M & Jones P (2000) Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of climate* 13(13):2217-2238.
- Njoku EG, Ashcroft P, Chan TK & Li L (2005) Global survey and statistics of radio-frequency interference in AMSR-E land observations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 43(5):938-947.
- 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, Entekhabi D, Njoku E & Kellogg K (2010) The NASA Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission: Overview. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International*. IEEE, p 3236-3239.
- Oechel WC, Hastings SJ, Vourlirts 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.
- Payette S (1983) The forest tundra and present tree-lines of the northern Québec-Labrador peninsula. *Nordicana* 47:3-23.
- Rautiainen K, Lemmetyinen J, Pulliainen J, Vehvilainen J, Drusch M, Kontu A, Kainulainen J & Seppänen J (2012) L-band radiometer observations of soil processes in boreal and subarctic environments. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 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*.
- 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.
- 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. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of* 8(9):4442-4459.
- Royer A, Goïta K, Kohn J & De Sève D (2010) Monitoring dry, wet, and no-snow conditions from microwave satellite observations. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 7(4):670-674.
- Sena N, Chokmani K, Gloaguen E & Bernier M (2015) Analyse multi-échelles de la variabilité spatiale de l'équivalent en eau de la neige (EEN) sur le territoire de l'Est du Canada. *Hydrological Sciences Journal* (just-accepted).
- Serreze MC, Walsh JE, Chapin FS, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, Oechel WC, Morison J, Zhang T & Barry RG (2000) Observational Evidence of Recent Change in the Northern High-Latitude Environment. *Climatic Change* 46(1):159-207.
- Smith NV, Saatchi SS & Randerson JT (2004) Trends in high northern latitude soil freeze and thaw cycles from 1988 to 2002. *J. Geophys. Res.* 109(D12):D12101.
- Takala M, Pulliainen J, Metsämäki SJ & Koskinen JT (2009) Detection of snowmelt using spaceborne microwave radiometer data in Eurasia from 1979 to 2007. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 47(9):2996-3007.
- Tiuri ME, Sihvola AH, Nyfors EG & Hallikaiken MT (1984) The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of* 9(5):377-382.
- Toll D, Owe M, Foster J & Levine E (1999) Monitoring Seasonal frozen soil using passive microwave satellite data and simulation modeling. in *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS '99 Proceedings*, Édité Stein T (IEEE Geoscience Remote Sensing, Piscataway, NJ), p 1149 - 1151.
- Ulaby F, Moore R & Fung A (1986) Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 3- From theory to applications.
- Ulaby FT & Moore RK (1982) *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*.
- Ulaby FT, Moore RK & Fung AK (1981) Microwave remote sensing: Active and passive. volume 1-microwave remote sensing fundamentals and radiometry.
- Vaganov E, Hughes M, Kirilyanov A, Schweingruber F & Silkin P (1999) Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. *Nature* 400(6740):149-151.
- 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.
- Wegmüller U (1990) The effect of freezing and thawing on the microwave signatures of bare soil. *Remote Sensing of Environment* 33(2):123-135.

- Williams CN, Basist A, Peterson TC & Grody N (2000) Calibration and verification of land surface temperature anomalies derived from the SSM/I. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81(9):2141-2156.
- Zhang K, Kimball JS, Zhao M, Oechel WC, Cassano J & Running SW (2007) Sensitivity of pan-Arctic terrestrial net primary productivity simulations to daily surface meteorology from NCEP-NCAR and ERA-40 reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 112(G1).
- Zhang L, Zhao T, Jiang L & Zhao S (2010) Estimate of phase transition water content in freeze-thaw process using microwave radiometer. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 48(12):4248-4255.
- Zhang T & Armstrong R (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 R & Smith J (2003) Investigation of the near-surface soil freeze-thaw cycle in the contiguous United States: Algorithm development and validation: GEWEX Continental-Scale International Project, Part 3 (GCIP3). *Journal of geophysical research* 108(D22):GCP21. 21-GCP21. 14.
- Zuendorf B, England AW & Ulaby FT (1990) An optimized approach to mapping freezing terrain with SMMR data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1990. IGARSS'90. Remote Sensing Science for the Nineties', 10th Annual International. IEEE*, p 1153-1156.
- Zuendorf B & England AW (1992) Radiobrightness decision criteria for freeze thaw boundaries. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30(1):89-102.
- Zuendorf BW, England AW, Dobson MC & Ulaby FT (1990) Mapping freeze/thaw boundaries with SMMR data. *Agricultural and Forest Meteorology* 52(1-2):199-225.

ANNEXE 1

Diagrammes de l'évolution temporelle du gel du sol

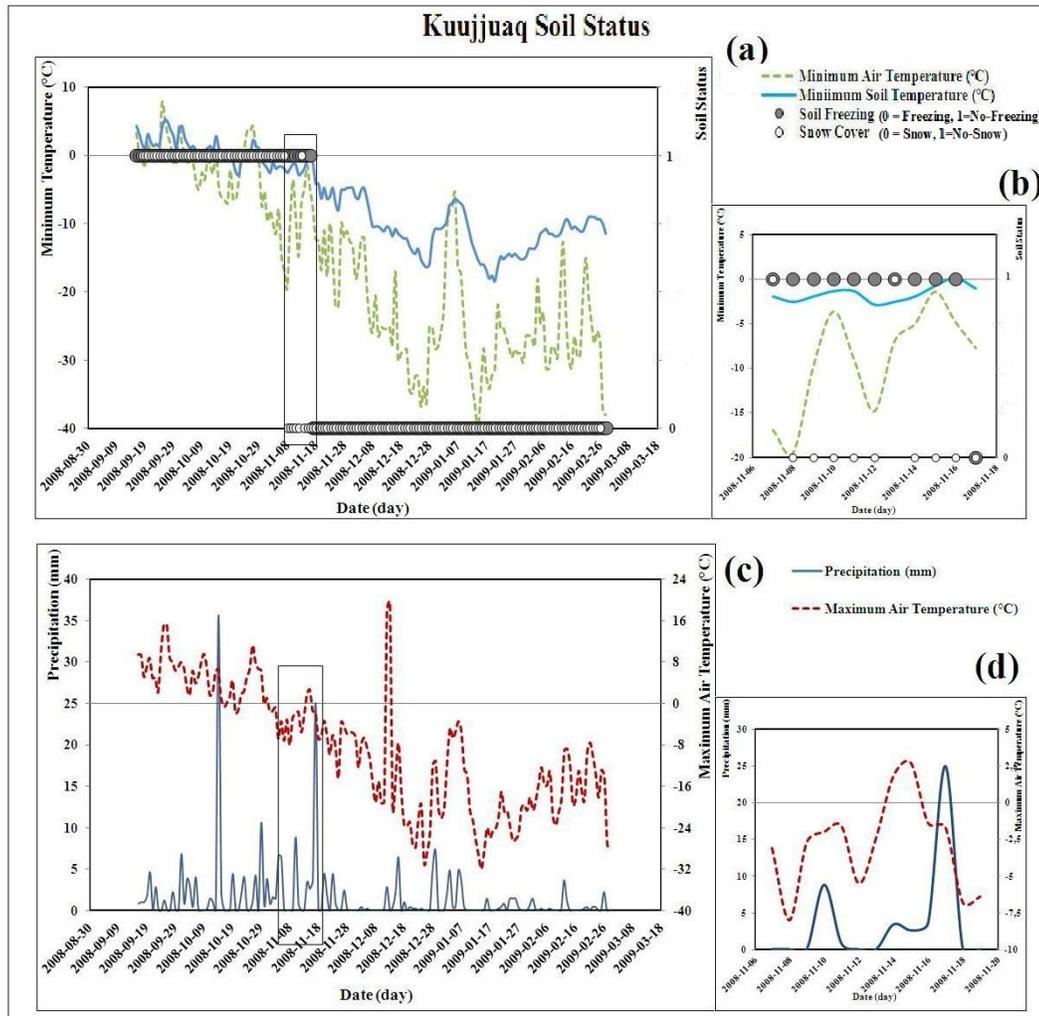


Figure A-1: Diagrammes d'état du sol, automne 2008

(a) et (b); La comparaison de l'évolution temporelle du gel du sol d'AMSR-E (cercles gris) et les dates de la présence de neige (cercles blancs) avec la température minimale du sol du capteur de champ (ligne bleue), et la température minimale de l'air (gris-vert la ligne en pointillé), (b) est un sous-ensemble de (a).

(c) et (d) l'évolution temporelle de la température maximale de l'air (ligne rouge pointillée) et l'intensité des précipitations (ligne bleue) du CE. (d) est un sous-ensemble de (c)

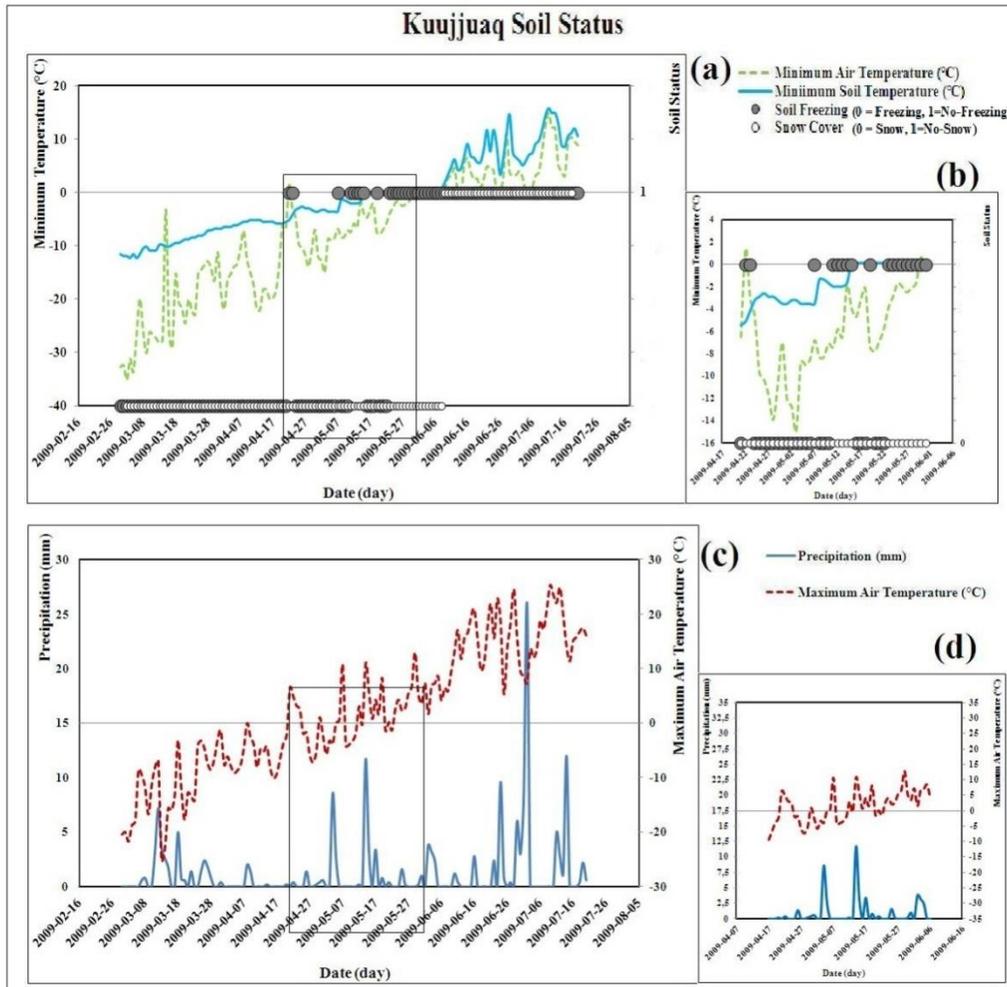


Figure A-2: Diagrammes d'état du sol, printemps 2009

(a) et (b); La comparaison de l'évolution temporelle du gel du sol d'AMSR-E (cercles gris) et les dates de la présence de neige (cercles blancs) avec la température minimale du sol du capteur de champ (ligne bleue), et la température minimale de l'air (gris-vert la ligne en pointillé), (b) est un sous-ensemble de (a).

(c) et (d) l'évolution temporelle de la température maximale de l'air (ligne rouge pointillée) et l'intensité des précipitations (ligne bleue) du CE. (d) est un sous-ensemble de (c)

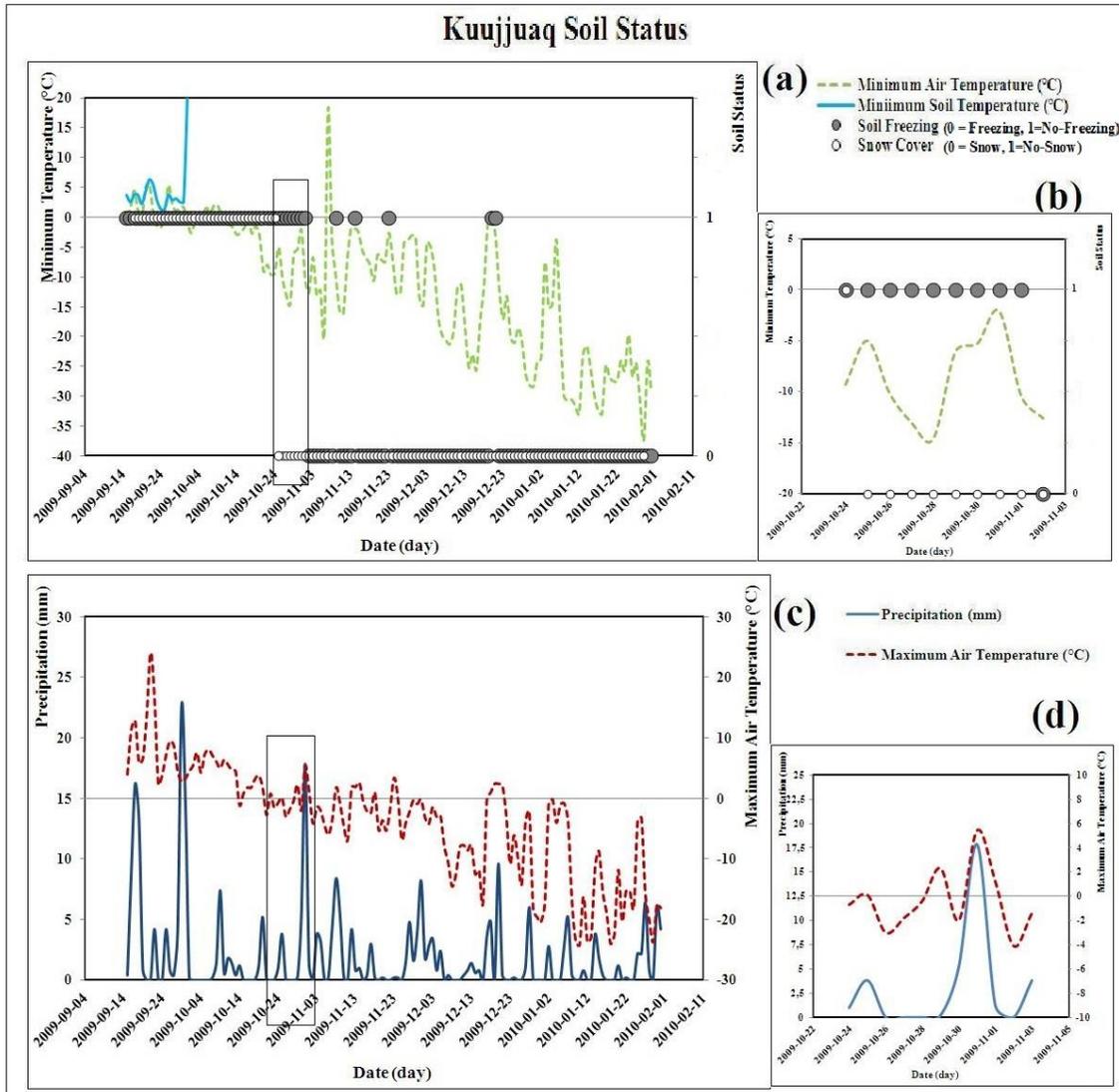


Figure A-3: Diagrammes d'état du sol, automne 2009

(a) et (b); La comparaison de l'évolution temporelle du gel du sol d'AMSR-E (cercles gris) et les dates de la présence de neige (cercles blancs) avec la température minimale du sol du capteur de champ (ligne bleue), et la température minimale de l'air (gris-vert la ligne en pointillé), (b) est un sous-ensemble de (a).

(c) et (d) l'évolution temporelle de la température maximale de l'air (ligne rouge pointillée) et l'intensité des précipitations (ligne bleue) du CE. (d) est un sous-ensemble de (c)

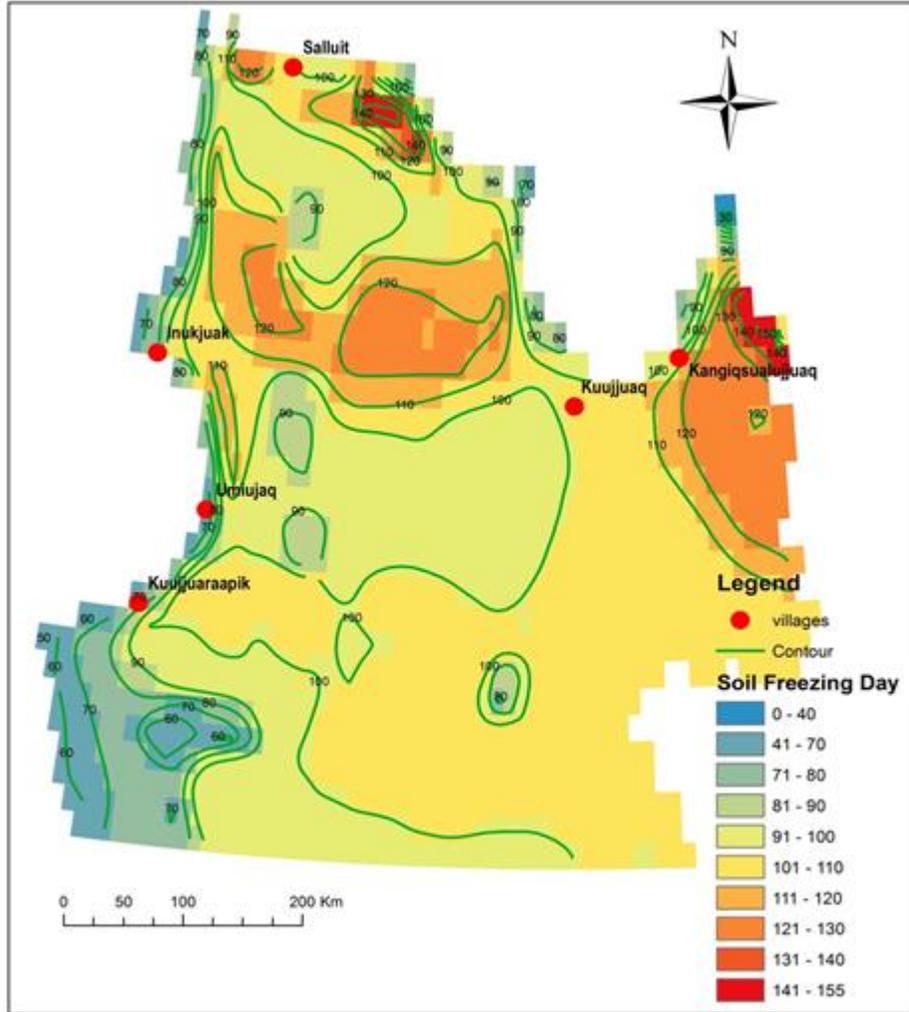


Figure A-4: Variation spatiale des jours de gel du sol dans la zone d'étude du 1^{er} septembre 2007 au 29 février 2008

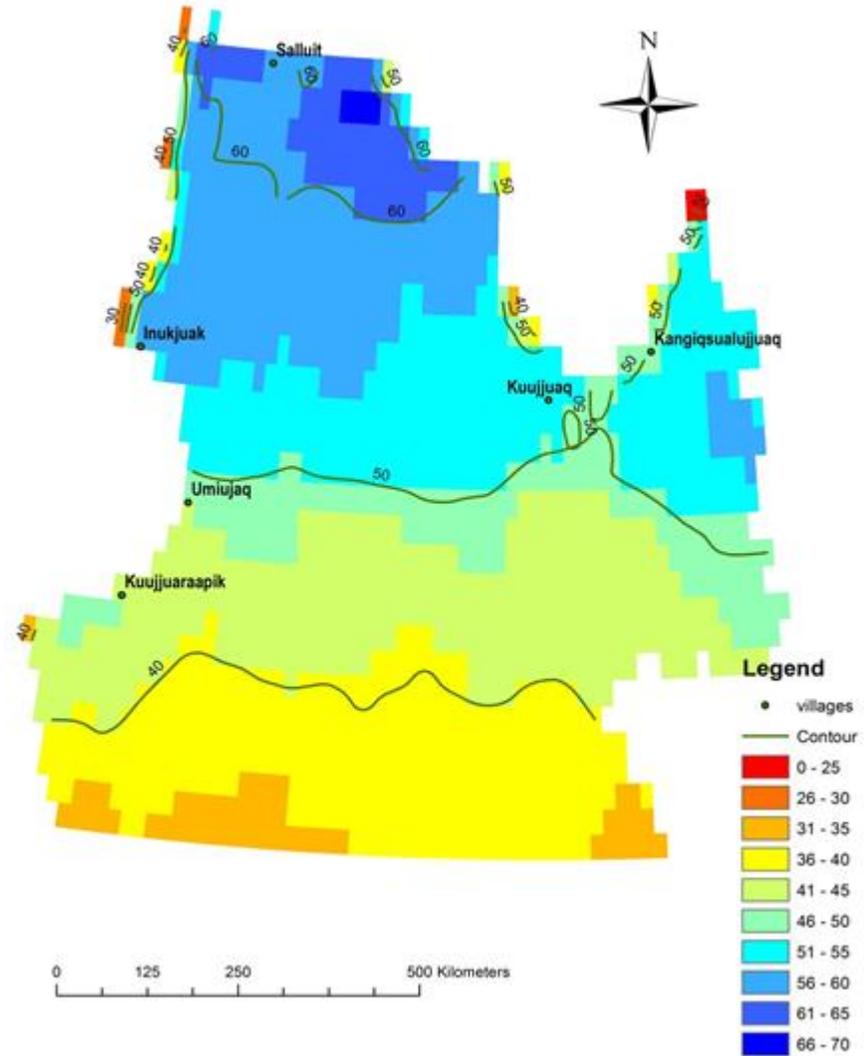


Figure A-5: Variation spatiale des jours de gel du sol dans la zone d'étude du 1^{er} mars 2008 au 03 juillet 2008

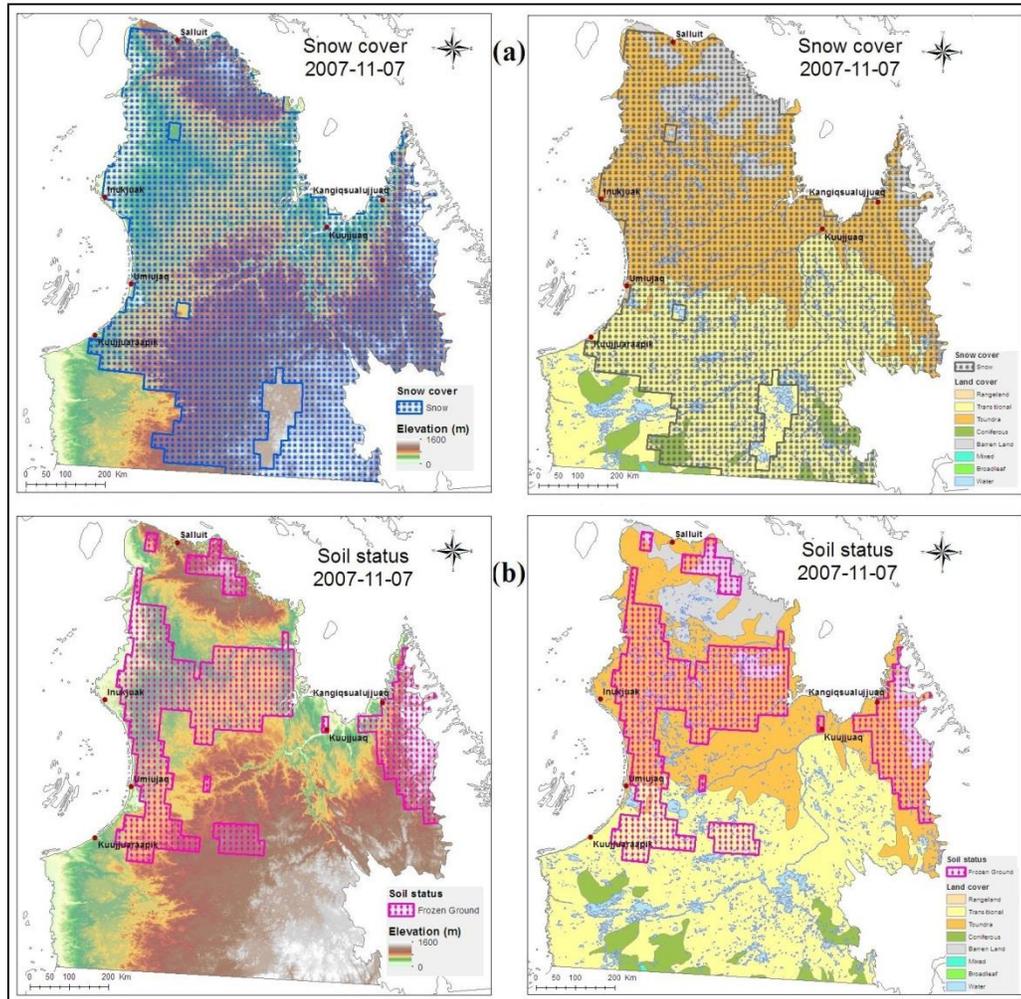


Figure A-6: Cartes de l'état du sol au 07 novembre, 2007 (le 1^{er} jour de gel du sol à Kuujuaq)
 (a) la couverture de neige au sol sur le MNE (gauche) et sur l'occupation du sol (droit).
 (b) le gel du sol sur le MNE (gauche) et sur l'occupation du sol (droit).

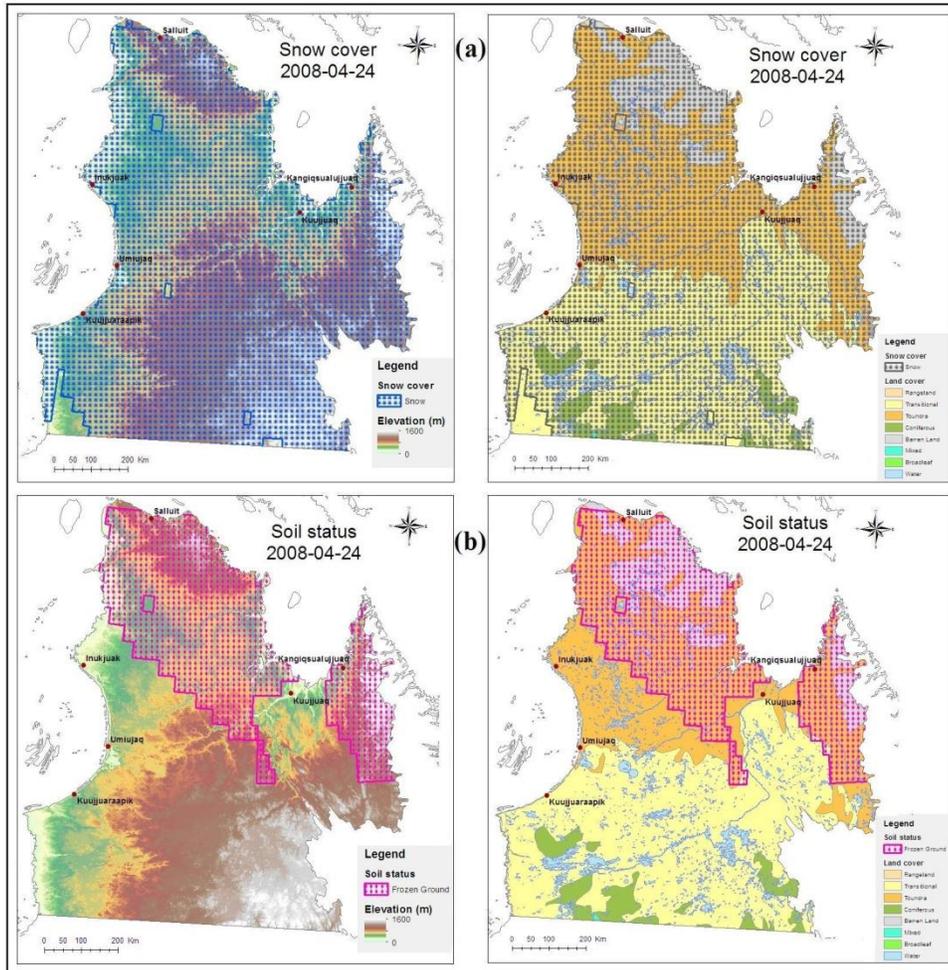


Figure A-7. Cartes de l'état du sol au 24 avril 2008 (le 1^{er} jour de dégel du sol à Kuujuaq)

(a) la couverture de neige au sol sur le MNE (gauche) et sur l'occupation du sol (droit).

(b) le gel du sol sur le MNE (gauche) et sur l'occupation du sol (droit).

ANNEXE 2

Symposium Proceedings & Présentations à des conférences

Cette annexe présente les congrès nationaux et internationaux où ces travaux ont été présentés durant la période (2009-2015):

PRESENTATIONS

- 2015 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2015)
Poster Presentation: Using SMOS Passive Microwave Data to Develop SMAP Freeze/Thaw Algorithms Adapted For the Canadian Subarctic, SMPR 2015/ ISPRS International Conference, 23-25 November 2015, University of Tehran, Kish International Campus, and Kish Island, Iran
- 2014 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2014)
Poster Presentation: Monitoring the Seasonal Soil Freezing in a Canadian Sub-Arctic Region Using Passive Microwave Data in L-Band (SMOS), International Arctic Change 2014 Conference, 8-12 December - Ottawa Convention Centre – Ottawa, CANADA
- 2014 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2014)
Using Available Time Series of Passive and Active Microwave to Develop SMAP Freeze/Thaw Algorithms Adapted for the Canadian Subarctic, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium* 2014 (IGARSS 2014/35th CSRS), 13-18 July 2014, Québec, Québec, CANADA
- 2013 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2013)
POSTER PRESENTATION: Monitoring of Seasonal Soil Freezing in Northern Quebec Tundra with Passive Microwave Satellite Data. *Municipality of Umiujaq*, Umiujaq, Nunavik, QC, Canada
- 2013 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2013)
Development of SMAP Freeze/Thaw algorithms using SMOS data over the Canadian Tundra, *The 3rd Canadian SMAP*, March 20-21, 2013, at Agriculture and Agri-Food Canada (AAFC) Central Experimental Farm Carling avenue, Ottawa, Canada.

- 2012 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., POULIN, J., 2012
Using Available Time Series of Passive and Active Microwave to Develop Algorithms to Monitor Seasonal Freeze/Thaw Cycle over the Canadian Tundra and the Boreal Forest for the Future SMAP Mission. *The 10th National Student Conference on Northern Studies*; November 1-3, 2012 at UQAT's Val-d'Or campus, Quebec, Canada
- 2012 KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., POULIN, J., (2012)
Development of SMAP Freeze/Thaw algorithms adapted for the Canadian Tundra. *IGARSS 2012*, July 21-27, Munich, Germany
- 2010 KALANTARI, P., BERNIER, M., POULIN, J., (2010)
Monitoring the Seasonal Ground Freezing in the Northern Quebec Tundra using Active and Passive Microwave, *IGARSS 2010*, July 25-30, Honolulu, Hawaii, USA
- 2010 KALANTARI, P., BERNIER, M., POULIN, J., (2010)
Poster Presentation: Monitoring the Tundra Seasonal Soil Freezing-Thaw Cycle, Using Active and Passive Microwave in Nunavik – Preliminary Results, *IPY Canada Early Results Workshop*, Ottawa (ON), Canada
- 2009 KALANTARI, P., BERNIER, M., POULIN, J., (2010)
Poster Presentation: Seasonal Soil Freezing Detection from Active and Passive Microwave- Application to the Tundra in Northern Quebec, Nunavik, Communities of Change – Building an IPY Legacy, *9th ACUNS International Student Conference on Northern Studies and Polar Regions*, Whitehorse, Yukon, Canada

SYMPOSIUM PROCEEDINGS

- KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., and POULIN, J., (2015)
Using SMOS Passive Microwave Data to Develop SMAP Freeze/Thaw Algorithms Adapted For the Canadian Subarctic, SMPR 2015/ ISPRS International Conference, 23-25 November 2015, University of Tehran, Kish International Campus, and Kish Island, Iran

KALANTARI, P., BERNIER M., MCDONALD K.C., and POULIN J., (2014)

Using Available Time Series of Passive and Active Microwave to Develop SMAP Freeze/Thaw Algorithms Adapted for the Canadian Subarctic, International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2014 (IGARSS 2014/35th CSRS), July 13-18, Québec, Québec, CANADA

KALANTARI, P., BERNIER, M., MCDONALD K.C., POULIN, J., (2012)

Development of SMAP Freeze/Thaw algorithms adapted for the Canadian Tundra, IGARSS 2012, July 21-27, Munich, Germany.

KALANTARI, P., BERNIER M., POULIN J., (2010)

Monitoring the Seasonal Ground Freezing in the Northern Quebec Tundra using Active and Passive Microwave, IGARSS 2010, July 25-30, Honolulu, Hawaii, USA

KALANTARI*, BERNIER M, P., 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, 22-26 juin, Lethbridge, Alberta, CANADA, 12 pages.