



HAL
open science

Suivi de la température de surface du sol en zones de pergélisol Arctique par l'utilisation de données de télédétection satellite assimilées dans le schéma de surface du modèle climatique canadien (CLASS)

Nicolas Marchand

► **To cite this version:**

Nicolas Marchand. Suivi de la température de surface du sol en zones de pergélisol Arctique par l'utilisation de données de télédétection satellite assimilées dans le schéma de surface du modèle climatique canadien (CLASS). Climatologie. Université Grenoble Alpes; Université de Sherbrooke (Québec, Canada), 2017. Français. NNT: 2017GREAU018 . tel-01684250

HAL Id: tel-01684250

<https://theses.hal.science/tel-01684250>

Submitted on 15 Jan 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ DE
SHERBROOKE

 **Communauté**
UNIVERSITÉ Grenoble Alpes

THÈSE EN COTUTELLE

Pour obtenir les grades de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE

Spécialité : **Physique de la Télédétection**

Arrêté ministériel : Mars 1997

**DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ
GRENOBLE ALPES**

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : Mai 2016

Présentée par

Nicolas Marchand

Thèse dirigée par **Alain Royer** et codirigée par **Gerhard Krinner**

préparée au sein du **Centre d'Application et de Recherche
en Télédétection (CARTEL)**

et de l' **Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE)**
et de l'école doctorale **Terre, Univers et Environnement (TUE)**

**Suivi de la température de surface
dans les zones de pergélisol arc-
tique par l'utilisation de données
de télédétection inversées dans le
schéma de surface du modèle cli-
matique canadien (CLASS)**

Thèse soutenue publiquement le **26 Avril 2017**,
devant le jury composé de :

Madame, Catherine Ottle

Directrice de recherche, LSCE-CNRS, Rapporteur

Madame, Monique Bernier

Professeure, INRS, Rapporteur

Monsieur, Michel Fily

Professeur, IGE, Examineur

Monsieur, Alexandre Langlois

Professeur, CARTEL, Examineur

Monsieur, Alain Royer

Professeur, CARTEL, Directeur de thèse

Monsieur, Gerhard Krinner

Directeur de Recherche, IGE, Co-Directeur de thèse



Résumé

Les régions de haute latitude sont actuellement les plus sensibles aux effets du réchauffement climatique, et avec des élévations de température pouvant atteindre les 3 à 8 °C au niveau du pôle sur les 100 prochaines années. Les pergélisols (sols présentant des températures négatives deux années consécutives) sont présents sur 25 % des terres émergées de l'hémisphère nord et contiennent de grandes quantités de carbone « gelé », estimées à 1400 Gt (40 % de la quantité de carbone terrestre global). Des études récentes ont montré qu'une partie non négligeable (50 %) des premiers mètres des pergélisols pourraient fondre d'ici 2050, et 90 % d'ici 2100. Le but de l'étude est donc d'améliorer les moyens de suivi de l'évolution des températures du sol dans les zones arctiques, et plus particulièrement dans les régions couvertes de neige. L'objectif est de décrire la température du sol tout au long de l'année y compris sous un manteau neigeux, et d'analyser l'évolution de l'épaisseur de la couche active des pergélisols en relation avec la variabilité du climat. Nous utilisons des données satellites (fusion de données de température dans l'infra-rouge thermique "LST" et de température de brillance micro-onde AMSR-E « Tb ») assimilées dans le schéma de surface du modèle climatique canadien (CLASS, V 3.6) couplé à un modèle simple de transfert radiatif (HUT). Cette approche bénéficie des avantages de chaque type de donnée de manière à réaliser deux objectifs spécifiques : 1- construire une méthodologie solide permettant de retrouver les températures du sol, avec et sans neige, en zone de toundra, et 2- à partir de ces températures du sol, dériver la durée de fonte estivale et l'épaisseur de la couche active du pergélisol. Nous décrivons le couplage des modèles ainsi que la méthodologie permettant l'ajustement des paramètres météorologiques d'entrée du modèle CLASS (essentiellement les températures de l'air et les précipitations issues de la base de données des réanalyses météorologiques NARR) de manière à minimiser les LST et Tb simulées en comparaison aux mesures satellites. Par rapport aux données de mesures de sol de stations météorologiques prises comme référence pour validation dans les zones de toundra d'Amérique du Nord, les résultats montrent que la méthode proposée améliore significativement la simulation des températures du sol lorsqu'on utilise les données LST MODIS et Tb à 10 et 19 GHz pour contraindre le modèle, en comparaison avec les sorties du modèle sans les données satellites. Dans ce processus d'inversion, la correction de l'évolution des conditions de neige au cours de l'hiver contrainte avec le rapport de polarisation à 11 GHz constitue une approche originale. Une analyse de l'erreur pour 4 sites de toundra et sur plusieurs années (18 cas) est effectuée pour la période estivale (1,7 - 3,6 K) ainsi que pour la période hivernale couverte de neige (1,8 - 3,5 K). L'indice des degrés-jours de fontes annuel, dérivé des températures du sol simulés par notre approche, permet de cartographier les zones de pergélisols continu en accord avec les cartes actuelles. Un meilleur suivi des processus d'évolution des pergélisols, et tout particulièrement de l'impact de la couverture de neige, devrait permettre une meilleure compréhension des effets du réchauffement climatique sur la fonte des pergélisols et l'avenir de leurs stocks de carbone.

Mots clés : Pergélisol, micro-ondes passives, infra-rouge thermique, manteau neigeux, températures du sol, ratio de polarisation micro-ondes, modélisation.

Abstract

High latitude areas currently are the most sensitive to global warming effects. In the next 100 years, temperature could rise up to 3 to 8 °C at the North Pole. Permafrost (ground with negative temperatures two years in a row) represents 25% of northern hemisphere lands, and contains huge quantities of "frozen" carbon estimated at 1400 Gt (40 % of the global terrestrial carbon). Recent studies showed that a part (50 %) of the permafrost first few meters could melt by 2050, and 90 % by 2100. The goal of our study is to improve our understanding of ground temperature evolution in arctic areas, especially in snow covered regions. The objective is to describe the ground temperature all year long with and without a snow cover, and to analyze the evolution of the permafrost's active layer in relation with the climate variability. We use remote sensing data (fuzzed of MODIS "LST" surface temperatures and AMSR-E "Tb" brightness temperatures) assimilated in the canadian landscape surface scheme (CLASS) coupled to a simple radiative transfer model (HUT). This approach takes into account the advantages of each kind of data in order to achieve two objectives : 1 - build a solid methodology allowing to retrieve ground temperatures, with and without a snow cover, in tundra areas; 2 - from those retrieved ground temperatures, derive the summer melting duration which can be linked to the permafrost active layer thickness. We describe the models coupling as well as the methodology allowing the adjustment of CLASS input meteorological parameters (essentially the air temperatures and precipitations from the NARR meteorological data base) in order to minimize the simulated LST and Tb in comparison to remote sensing data. By using meteorological station's ground temperature measurements as a reference for validation in North America tundra areas, results show that the proposed method improves the simulation of ground temperatures when using LST MODIS and Tb at 10 and 19 GHz data to constrain the model, in comparison with model outputs without satellite data. Using the Tb polarization ratio H/V at 10 GHz allows an improvement of the constrain on winter period simulations. An analyze of the error is conducted for summer (1,7 - 3,6 K) and winter (1,8 - 3,5 K). We present climatic applications for future work that meets the second objective of the Ph.D. A better understanding of evolution processes of permafrost, and particularly of the impact of the snow cover, should allow us a better understanding of global warming effects on the permafrost's melting and the future of their carbon stocks.

Keywords : Permafrost, passive microwaves, thermal infrared, snow cover, ground temperature, microwaves polarization ratio, modelization.

MAIS C'EST LE PROPRE DES LONGS VOYAGES QUE D'EN
RAMENER TOUT AUTRE CHOSE QUE CE QUE L'ON
ALLAIT Y CHERCHER.

Nicolas Bouvier. *Chroniques japonaises*, 1989.

Remerciements

Les remerciements sont cette petite partie d'un manuscrit de thèse où le doctorant, le jeune chercheur, peut laisser libre court à sa pensée, à ses coups de gueule, à sa sincérité. J'en ai déjà écrit des remerciements au cours de mes trop nombreuses années d'études, mais ceux-ci sont particuliers. Ils sont empreints des souvenirs, des avancées et des reculs, des sentiments, de la vie qui fut mienne ces cinq dernières années. Le doctorat est un voyage. Nous savons quand et comment nous y rentrons, nous ne savons pas quand et comment nous en sortirons. C'est un voyage difficile, exigeant, trop parfois, mais c'est un beau voyage que les visages rencontrés me rappellent chaque jour qui passe.

Je voudrais tout d'abord remercier mes deux directeurs, Alain Royer et Gerhard Krinner. Un québécois en réalité français, et un français qui est allemand. Un grand merci à tous les deux, car sans vous, cette thèse, bien trop longue, n'aurait pas pu se faire. Si le monde de la recherche est un monde de requins, vous faites partie de cette espèce rare de requins au grand cœur. Merci pour la partie scientifique de cette thèse, de vous compléter par vos différences. Alain et ses idées farfelues parfois, ses intuitions, mais qui vous motivent à avancer, et Gerhard qui bien qu'ayant compris les incohérences d'un graphique au premier coup d'œil se met en roue libre pour vous laisser le rattraper dans sa pensée. Même si parfois vous n'en aviez pas l'impression, vos expertises furent cruciales à la bonne conduite de ces travaux. Merci aussi Alain de m'avoir permis de partir en mission dans le Nord de cette belle Baie James, que ce soit en hiver à creuser dans la neige ou en été fusil à l'épaule, mais toujours avec les bonnes bouteilles autour du feu. Et surtout merci pour la partie humaine de ce doctorat. Les épreuves de la vie m'ont fait dévier du chemin tracé à de nombreuses reprises, et quelque peu allongé la durée de cette thèse, mais vous avez su être là, me laisser libre, autonome, peut-être trop parfois, et prêter une oreille attentive quand le besoin s'en faisait sentir. Pour ça je vous suis infiniment reconnaissant.

Ces travaux, financés en grande majorité par les fonds de recherche du Professeur Alain Royer, ont également pu aboutir par les diverses bourses d'études qui m'ont été accessibles. Les bourses facultaires de la FLSH, la bourse Ferdinand Bonn, la bourse d'excellence académique du Département de Géomatique Appliquée de l'Université de Sherbrooke, et la bourse Frontenac de coopération entre la France et le Québec. Merci aussi aux bourses voyages de la FLSH qui ont permis de contribuer au financement de déplacements en conférences à San Francisco et à Prague.

Merci au Jury, à mes rapporteurs et examinateurs, en France et au Québec, pour avoir pris le temps de lire et corriger cette thèse.

Merci à Christine Bigot et à Mélanie Pellerin qui m'ont aidé à affronter les affres de la cotutelle. Et il y aurait beaucoup à dire à ce sujet. Merci de votre patience.

Les collègues, camarades, sont aussi ceux qui permettent à un doctorat de bien se dérouler, à travers les discussions et trop nombreuses bières, les fins de semaines au milieu de nulle part à parler de science et à refaire le monde. A l'Ouest de l'Atlantique, merci à Alex Roy pour son temps et sa patience à « pitoner » à mes côtés au début de ce doctorat et pour m'avoir ouvert les portes de sa charmante famille. Merci à JB pour m'avoir éduqué aux joies des bières de microbrasseries québécoises, et aux nombreuses heures à parler de tout et de rien dans notre cuisine de colocataires. Konstantin pour ton amitié sibérienne et ta vision de la vie, Cari et Pépé pour ces nombreuses soirées et fins de semaines en canot ou autour d'un feu, Kath et Erwan. Kim pour ces instants montréalais et ton écoute, et Patrick pour des superbes instants et conversations partagés dans ton bureau ou en mission avant que des ours ne viennent nous déranger. Merci à tous les autres et ceux que je vais nécessairement oublier. Caro ma Parisienne préférée, Fanny, Jean, Vincent et BC pour ces beaux moments de plein air hivernaux, Bruno et ses plans toujours plus farfelus les uns que les autres. Brice, Joris, Tristan, Jed, Adrien, Bastien. Alex et mon premier tour de Porsche, et pour m'avoir fait découvrir les plaisirs d'un bon scotch. A l'Est de ce grand Océan, un merci tout particulier à Flo et Julie et leur magnifique petite famille, à nos conversations de bureau, nos sorties et bivouac, et échanges sur le matériel de plein air, et toute la bande du LGGE, Jean, Déborah, Quentin (et à tes deux années québécoises avec Pauline), Sarah, Véro, Max, Arsène, . . . et ma bande de grenoblois Pierrot la chèvre des montagnes, Anaïs l'ours, . . .

Merci à mes proches pour croire en moi, quel que soit le projet fou que je leur apporte. Merci de m'avoir soutenu tout au long de ce doctorat. A ma famille, mes parents, sans qui rien de tout ça n'aurait été possible. Non pas parce que sans eux, évidemment, je ne serai pas né, mais parce qu'ils m'ont toujours laissé libre de mes choix, des bons comme des mauvais, et j'apprends continuellement de mes nombreuses erreurs pour ne pas les répéter. Merci au reste de ma petite famille. Mon frère, Emilien, mes cousins et cousines, tantes et oncles, Mémé, qui savent aussi être là pour moi.

Merci à ma belle bande d'amis. Bulu, Charlyne, Duc, Agnès, Zinc, Rouquin, Nikiller, Wero, Gildas, Tiphaine, Sylvain, Noémie, Manu, Topher, Arnaud . . . et merci à toi Juju, pour nos longues heures à nous parler de nos vies et croire en moi. Merci à vous tous d'être là, même si je suis loin, même si nous ne nous voyons que trop peu. J'emporte notre amitié où que j'aille, et elle me permet souvent de tenir bon.

Et enfin, je souhaite tout particulièrement remercier Aurélie. C'est sans aucun doute grâce à ton support et à ta continuelle bonne humeur, ton sourire qui ne s'efface pas et tes yeux pétillant de vie que j'ai pu mener à son terme mon doctorat. Tu as su me remplir de motivation quand elle faisait défaut. Alors merci, du fond de mon petit cœur.

Table des matières

Introduction générale	1
1 Cadre théorique	19
Introduction	21
1.1 Télédétection infra-rouge thermique et micro-onde passive	21
1.2 Température de brillance	26
1.3 La constante diélectrique	27
1.4 Rapport de polarisation micro-onde	28
1.5 Détection de la transition gel-dégel du sol par les micro-ondes passives	29
1.6 Détection de la température de surface	31
1.6.1 Méthodes de détection estivales de la température de surface du sol par radiométrie micro-ondes	32
1.6.2 Méthodes de détection hivernales de la température de surface du sol	35
1.7 Une diversité de méthodes pour retrouver la température de surface	37
1.7.1 Méthode 1 : Utilisation d'un modèle climatique seul	37
1.7.2 Méthode 2 : Schémas de surface du sol piloté par des réanalyses atmosphériques	37
1.7.3 Méthode 3 : Utilisation de la télédétection seulement	38
1.7.4 Méthode 4 : Modèle de surface avec assimilation de données au sol	38
1.7.5 Méthode 5 : Méthode proposée	39
Conclusion	39
2 Sites d'étude et données utilisées	41
Introduction	43
2.1 Sites d'étude	43
2.1.1 North Slope : Alaska, Etats-Unis	44
2.1.2 Inuvik : Territoires du Nord-Ouest, Canada	45
2.1.3 Daring Lake : Territoires du Nord-Ouest, Canada	46
2.1.4 Salluit : Québec, Canada	46
2.1.5 Goose Bay : Terre-Neuve et Labrador, Canada	47
2.2 Données terrain	48
2.3 Données de télédétection	49
2.3.1 Données dans le domaine de l'infrarouge thermique : capteur MODIS	49
2.3.2 Données dans le domaine des micro-ondes passives : capteur AMSR-E	50
2.4 Données de modélisation	51
2.4.1 Réanalyses atmosphériques : North American Regional Reanalysis (NARR)	51
Réanalyses atmosphériques	52

	Corrections atmosphériques des données micro-ondes passives	52
2.5	Les modèles de l'étude	53
2.5.1	Schémas de surface du sol : Canadian Landscape Surface Scheme (CLASS)	53
2.5.2	Modèle de transfert radiatif : HUT	55
	Sol sans neige ni forêt : $Tb_{surface} = Tb_{sol}$	56
	Sol recouvert de neige sans forêt : $Tb_{surface} = Tb_{neige+sol}$	56
	Surface couverte de forêt	57
	Température de brillance du pixel	57
	Température de brillance au niveau satellite	57
	Conclusion	58
3	Méthodologie	59
	Introduction	61
3.1	Présentation de la méthodologie générale	62
3.1.1	Optimisation avec inversion des températures de brillance	64
3.2	Couplage des modèles CLASS et HUT	64
3.3	Tests de sensibilité des modèles	65
3.3.1	Définition des paramètres à optimiser	65
3.3.2	Sensibilité du modèle CLASS à de faibles variations des paramètres d'entrée	72
3.4	Paramétrisation du modèle CLASS	74
3.4.1	Discretisation des couches du sol	74
3.4.2	Intégration des cartes de paramètres physiques (végétation, composition du sol)	74
3.4.3	Paramétrisation de la conductivité thermique du sol	75
3.4.4	Conclusion sur les tests de sensibilité	77
3.5	Approches d'optimisation des forçages atmosphériques	78
3.5.1	Chaîne d'optimisation séquentielle	78
3.5.2	Optimisation des températures de l'air	79
3.5.3	Optimisation du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde	82
3.5.4	Optimisation des précipitations de pluie et neige	84
	Conclusion	85
4	Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale	87
	Introduction	89
4.1	Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)	89
4.1.1	North Slope : Etés 2007 et 2008	89
4.1.2	Inuvik : Etés 2007 et 2008	89
4.1.3	Daring Lake : Etés 2007 et 2008	90
4.1.4	Salluit : Etés 2007 et 2008	93
4.1.5	Goose Bay : Etés 2007 et 2008	95
4.2	Validation statistique	97
4.2.1	Sites toundra	97
4.2.2	Site taïga	99
	Conclusion	100

5 Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période hivernale	102
Introduction	104
5.1 Application de la méthode d'optimisation définie pour les périodes estivales	104
5.2 Optimisation de la conductivité thermique de la neige	108
5.2.1 Conductivité thermique de la neige et température du sol	108
5.2.2 Correction de la densité simulée de la neige : le rapport de polarisation HV à 11 GHz	113
5.2.3 Optimisation de la densité simulée de la neige	114
5.3 Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)	118
5.4 Séries temporelles	121
5.5 Analyse multitemporelle	121
Conclusion	124
6 Analyse climatologique	126
Introduction	128
6.1 Etude de l'évolution des degrés jours de fonte et degrés jours de gel	128
6.2 Comparaison avec d'autres méthodes d'obtention des TDDI	134
6.3 Etude de l'évolution des durées de gel/dégel	137
Conclusion	140
Conclusion générale & perspectives	142

Références bibliographiques	148
Liste des figures	161
Liste des tableaux	165
Liste des abréviations	170
Liste des symboles	172
Annexes	174
A Chapitre 3	174
A.1 Tests de sensibilité sur les données d'entrée du modèle	174
B Chapitre 5	177
B.1 Résultats hivernaux après optimisation de la conductivité thermique de la neige	177
C Chapitre 6	186
C.1 Table des statistiques sur les TDDI et valeurs de F_n	186
D Posters, présentations, missions, vulgarisation	190
D.1 Posters présentés au cours du doctorat	190
D.2 Présentations effectuées au cours du doctorat	190
D.3 Missions terrain effectuées au cours du doctorat	190
D.4 Vulgarisation Scientifique	191

Notes au lecteur

Une table des matières partielle est présente au début des six chapitres qui composent ce manuscrit, à l'exception de l'introduction et de la conclusion. Chacun des chapitres commence par une petite introduction. Une liste des figures, des tableaux, des acronymes et des symboles complète également le document. Des annexes présentant des figures ou tableaux complétant la compréhension du travail de recherche sont présentes à la fin du manuscrit.

Dans sa version électronique, ce manuscrit comprends des renvois dynamiques pour faciliter le déplacement du lecteur dans le document : les objets de la table des matières, les citations de tableaux et de figures, les références bibliographiques, comportent des liens cliquables.

Introduction générale

Cryosphère et changement climatique

Les régions de haute latitude, et notamment l'Arctique, sont actuellement les plus soumises aux effets du changement climatique. Le dernier rapport du Groupe Intergouvernemental d'Etudes sur le Climat ([GIEC, Stocker et al. \(2013\)](#)) estime, d'après le scénario [RCP8.5](#), que la température va y être augmentée dans une proportion de 2 °C à 6 °C pour les hautes latitudes nord terrestres, et de 3 °C à 8 °C au niveau du pôle, sur les 100 prochaines années.

Les volumes de glace concernés par ces élévations de températures sont considérables et pourraient, à très long terme, engendrer une élévation du niveau des mers de plus de 70 mètres par rapport au niveau actuel, 60 centimètres d'ici à 2100 ([Nicholls and Cazenave, 2010](#)). Dans l'hémisphère sud, cela concerne le continent antarctique et la calotte glaciaire qui le surplombe. Dans l'hémisphère nord, ce sont les calottes glaciaires qui vont être affectées (Groenland, Nunavut, Iles Sibériennes, Svalbard, Islande), mais également les glaces contenues dans les terres sur les chaînes de montagnes (glaciers) et non visibles depuis la surface (pergélisols), ainsi que l'ensemble des environnements périglaciaires. Les pergélisols (sols présentant des températures inférieures à 0 °C deux années consécutives), en plus de contribuer modestement à l'élévation du niveau des mers, sont d'importantes réserves de carbone "gelé" (matière organique non décomposée dont la décomposition mène à des émissions de gaz à effet de serre) qui, mis à disposition du système atmosphérique, contribuera à son tour au processus de changement climatique ; les augmentations d'émissions actuelles de CH₄ et CO₂ étant majoritairement d'origine anthropique. Ces quantités de CH₄ et CO₂, encore mal connues, sont estimées à 1300 Gt de carbone, représentant environ le double de la quantité de carbone atmosphérique ([Tarnocai et al., 2009](#); [Huguenius et al., 2014](#)). Des études récentes estiment que la moitié des 3-4 mètres de surface des pergélisols pourraient fondre d'ici 2050, et 90% d'ici 2100 ([French, 2007](#)) (Figure 1), entraînant une modification considérable des écosystèmes polaires, mais également une déstabilisation structurelle des sols qui commence déjà à être observée (chutes d'arbres, fractures des routes, enfoncement de maisons, ...), via un recul des pergélisols continus de plusieurs centaines voire milliers de kilomètres vers le Nord (disparition au Québec). Le recul des pergélisols, la fonte de la couverture neigeuse, la limite Taïga/Tundra qui risque de migrer de plusieurs centaines de kilomètres au Nord ([French, 2007](#)) sont autant de conséquences directes des changements climatiques. Mais il y a aussi des mécanismes de rétroaction. Déstabilisation massive du puits de carbone avec une augmentation des émissions de CH₄ due à la décomposition de la matière organique gelée dans les pergélisols ainsi que des hydrates de méthane ; augmentation de la production de la biomasse et décadence de la Tundra et de la Taïga ; diminution de l'albédo de surface due à une réduction de l'extension de la couverture neigeuse ainsi qu'à une augmentation de arbustation (les buissons et arbres dépassent la neige).

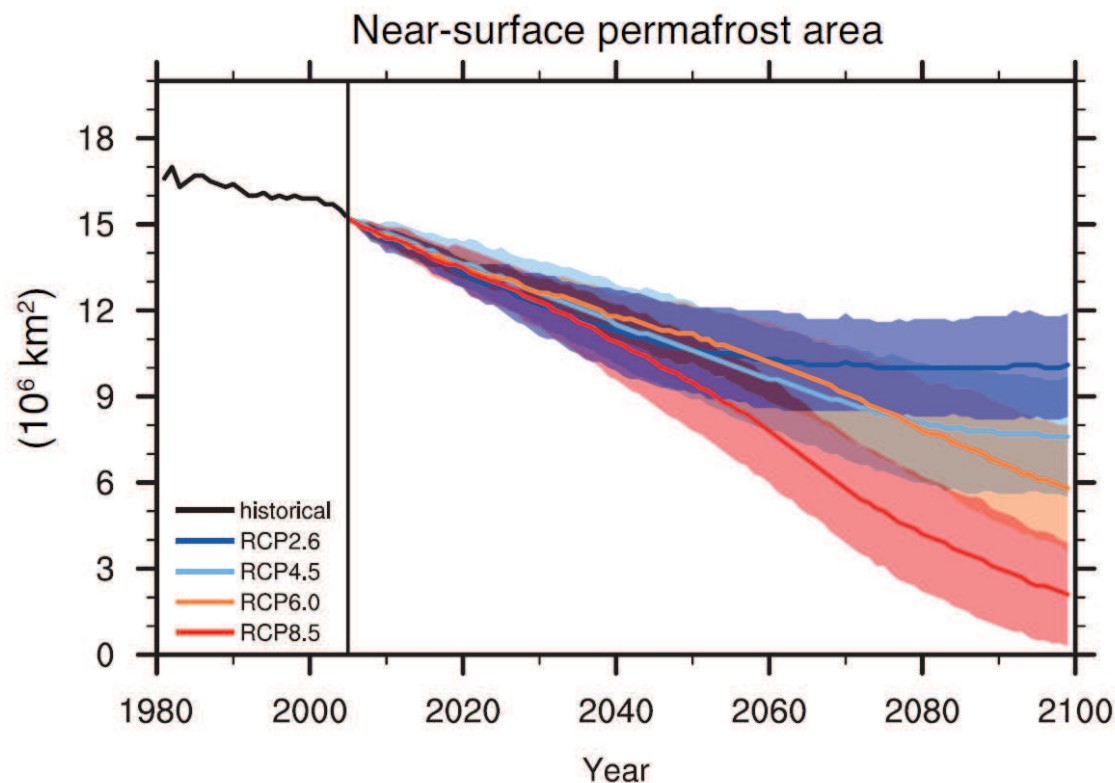


FIGURE 1 – Evolution historique et projections futures des étendues de pergélisols de subsurface dans l’Hémisphère Nord selon différents scénarios climatique du GIEC (Chapitre 12, [Collins et al. \(2013\)](#)) pour un ensemble de modèles CMIP5. Les traits épais représentent la moyenne des modèles, tandis que les zones colorées représentent l’étalement des simulations des différents modèles (un écart-type).

Les sols gelés

Les sols gelés ou les sols présentant des cycles de gel/dégel, induisent des modifications du milieu à plusieurs échelles. Sur une échelle régionale, cela modifie le mode de fonctionnement hydrique d’un bassin versant en empêchant l’infiltration et le drainage de l’eau de surface, par un ruissellement accru (Figure 2), et donc une modification des régimes hydrologiques ([Gouttevin et al., 2011](#)). L’arrivée d’eau douce dans l’océan arctique est par exemple fonction des cycles de gel/dégel, est d’une grande importance car centre de contrôle de la salinité, de la formation de glace de mer, et en bout de ligne de la circulation thermohaline ([Wirth, 2010](#)). La fraction de ruissellement dans les précipitations est ainsi proportionnelle à l’étendue du pergélisol d’un bassin versant. Celui-ci a en hiver de faibles capacités de stockage de l’eau, et une réponse hydrique rapide.

A plus petite échelle, les sols gelés, ou les sols présentant des cycles de gel/dégel génèrent une modification dans la redistribution latérale et verticale de l’eau de par la cryosuccion, une modification de la géométrie des sols, et la formation de taliks et de lacs de thermokarst ([Gouttevin et al., 2011](#)). Les conséquences sont portées sur l’échange du flux d’eau entre le sol et l’atmosphère, la croissance de la végétation, ainsi que l’activité microbiolo-

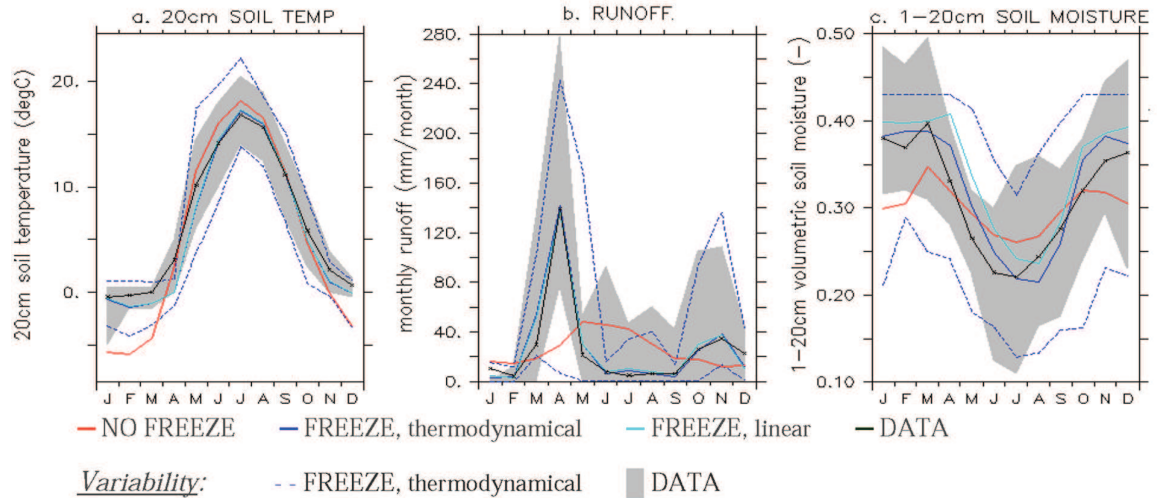


FIGURE 2 – Modification des régimes hydrologiques et de l’humidité du sol du fait du gel du sol en hiver. (a) Variation de la température du sol sur les 20 premiers centimètres ; (b) Variabilité du ruissellement au cours de l’année du à l’état du sol ; (c) Variation du contenu en eau des 20 premiers centimètres du sol du fait du phénomène de cryosuccion (Gouttevin et al., 2011).

gique et la dynamique du carbone dans le sol. Les sols des régions arctiques et boréales sont en grande partie composés de pergélisols (Figure 3), et contiennent à elles seules environ 40% du carbone terrestre global (1300 Gt) (Hugelius et al., 2014). Les températures froides font que sa décomposition est lente ou inexistante, mais la décomposition de la matière organique dépend aussi de l’état hydrologique du sol. Ces sols gelés ont donc un rôle primordial dans l’équilibre du budget de carbone.

Les processus de gel et dégel du sol

Le gel du sol

Sous l’effet du froid, lorsque la température de l’air chute sous les 0 °C, l’eau contenue dans les sols commence à geler. Les sols ne gèlent cependant pas tous à la même vitesse ou à la même température. Cela dépend de leur contenu en eau, ainsi que de l’intensité et de la durée des températures négatives, mais également de leur contenu en sels minéraux (l’eau de mer ne gèle par exemple qu’à partir d’une température égale à -1.8 °C compte tenu de sa concentration en sel). Mais, quelque soit le type de sol, le processus de gelage est globalement le même (French, 2007).

En fonction de sa concentration en sels minéraux, l’eau contenue dans les sols peut commencer à geler en surface à partir du moment où les températures négatives apparaissent. Il y a alors création d’un front de progression du gel dans le sol. Celui-ci peut évoluer de deux manières différentes (Figure 4). Dans le cas d’un sol à éléments grossiers, la glace s’étend sous forme de langues de glaces vers le bas, occupant les espaces remplis d’eau et formant de la glace interstitielle. L’eau contenue dans le sol gèle sur place. Dans le cas d’un sol à éléments fins, il se produit un déplacements des molécules d’eau par capillarité en direction du front de progression du gel, du fait de la dépression du point

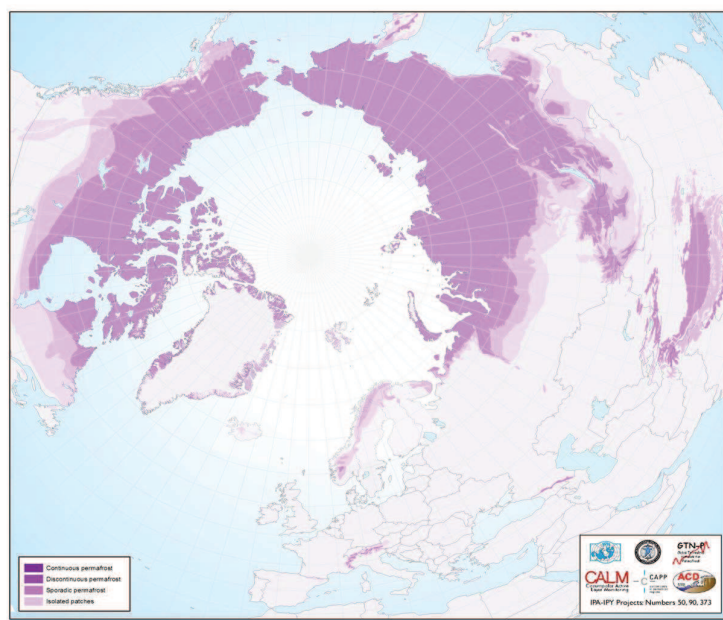


FIGURE 3 – Carte de répartition des pergélisols dans l'hémisphère nord. Les pergélisols continus représentent la catégorie majoritaire des pergélisols (I.P.A., 2015).

de congélation. À mesure que la glace s'étend, l'eau restante se retrouve confinée dans un plus petit espace, réduisant drastiquement son énergie libre et entraînant sa migration vers le front de gelage. Ce phénomène est appelé cryosuccion, et aboutit à la formation de lentilles de glaces venant s'accoler au front de progression du gel. Il s'agit de glace de ségrégation (Rempel, 2011).

Lorsque le sol gèle, sa température apparente reste dans un premier temps stable, comprise entre -2 et 0 °C (avant de descendre éventuellement très bas ensuite selon la température de l'air), alors que la température de l'air en surface peut plonger bien en deçà de 0 °C. Pendant la phase transitoire de transformation de l'eau en glace, une certaine quantité d'énergie est perdue sous la forme de chaleur latente de cristallisation (Bedecarrats et al., 2010). Cette production de chaleur en profondeur vient contrebalancer l'effet du refroidissement de surface, gênant même parfois la progression de front de gelage, c'est la phase zéro (Hinkel et al., 2001). Quand l'eau se fait plus rare en profondeur, le taux de cristallisation de l'eau en glace est plus faible, et la chaleur latente de cristallisation moins élevée. Il en résulte un refroidissement de la température du sol qui entraîne l'accélération de la progression du front de gelage. Toutefois, bien qu'une couche de sol soit gelée, une fine pellicule d'eau résiduelle peut subsister en son sein, recouvrant les minéraux à la frontière de la glace (Figure 5. Celle-ci subsiste du fait des pressions qui lui sont exercées (glace, minéraux), et nécessite donc des températures plus froides pour subir la cristallisation (French, 2007). Cette pellicule d'eau disparaît peu à peu à mesure que le sol se refroidit.

Dans le cas où du pergélisol (sol gelé pérenne) est présent en profondeur, il peut y avoir apparition de deux fronts de progression du gel. Le premier, que nous venons de décrire, se déplaçant de la surface vers la profondeur, et le deuxième, partant de la limite supérieure du pergélisol pour aller à la rencontre du premier. Il est aisé d'imaginer que le délai de gel du sol dans un tel cas est relativement rapide.

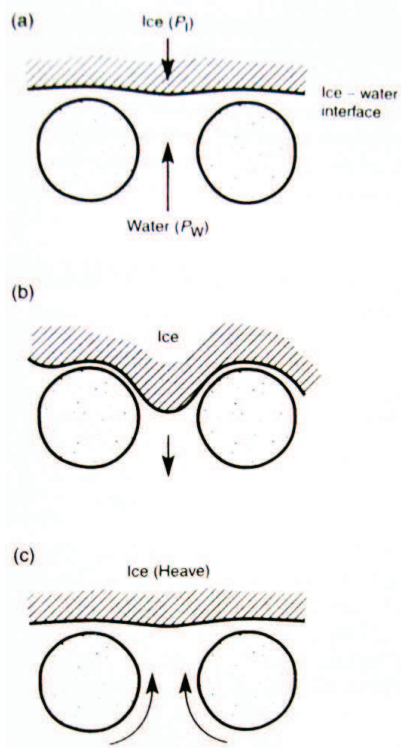


FIGURE 4 – Processus de formation de la glace de pores et de la glace de ségrégation. (a) Interface glace/eau dans le milieu; (b) Formation de la glace de pores, l'espace entre les particules du milieu est suffisamment important pour que le front de gelage pénètre en profondeur; (c) Formation de la glace de ségrégation, l'espace entre les particules du milieu est trop réduit pour permettre la progression du front de gelage en profondeur, les molécules d'eau sont donc attirées vers le front de gelage, créant à terme un soulèvement du sol (French, 2007).

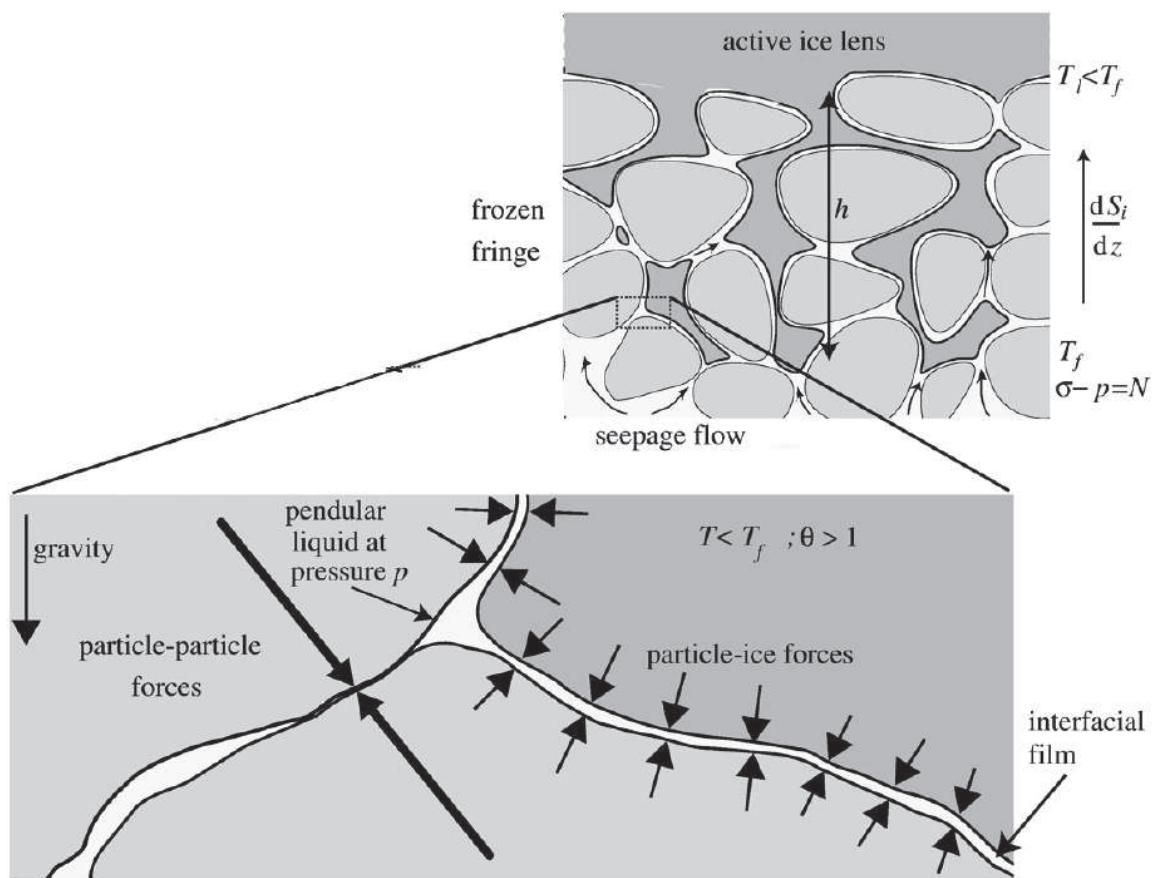


FIGURE 5 – Film d'eau résiduel au contact entre les éléments du milieu et le front de gelage. Un film d'eau résiduel subsiste du fait des pressions exercées au contact entre les deux milieux (glace et minéraux). Celui-ci diminue avec le temps. Le schéma décrit bien le phénomène de cryosuccion causé par la dépression du point de congélation (Rempel, 2011).

Les cycles de gel/dégel

Les cycles de gel/dégel du sol se répartissent sur plusieurs échelles de temps, qui leur confèrent des importances variées (Baranov et al., 1964). Nous allons ainsi retrouver des cycles de gel/dégel suivant des échelles de temps horaires, journalières, saisonnières (sols gelés saisonniers), et interannuelles (pergélisols).

Dans le cas d'échelles de temps horaires et journalières, la profondeur de pénétration du gel ne dépasse pas 5 à 10 cm. Ce sont des sols qui se mettront à geler à l'arrivée des températures négatives nocturnes au début de l'automne, et dégèleront au cours de la journée suivante (profondeur de gel de l'ordre du centimètre selon la composition du sol).

Lorsque le cycle de gel/dégel est de l'ordre de la saison, la profondeur de pénétration du gel peut dépasser plusieurs dizaines de centimètres de profondeur, et sera de l'ordre du mètre dans le cas d'un cycle interannuel. De brusques et courts épisodes de réchauffement n'affecteront alors que les premiers centimètres de sols gelés, créant une légère perturbation dans le cycle saisonnier ou interannuel. Pour un même lieu d'étude, sur une même période de temps, le nombre de cycle de gel/dégel va donc grandement varier avec la profondeur. A Krasnoyarsk, situé à la limite Taïga/Steppe, à 56°N (French, 2007), il a été mesuré au cours d'une année 59 cycles à la surface du sol (profondeur de quelques millimètres), 18 à une profondeur comprise entre 1 et 2 cm, 14 à une profondeur de 5 cm, et 4 à une profondeur de 20 cm.

La période de gel (échelle de temps saisonnière) que nous avons décrit dans la section précédente peut durer de 8 à 10 semaines, se déclenchant généralement au cours du mois de septembre et se terminant parfois au mois de janvier de l'année suivante. La période de dégel est elle beaucoup plus rapide et le processus en est également beaucoup plus simple. Elle débute au printemps lorsque la température de l'air s'élève au-dessus de 0 °C. En moins de cinq semaines, 75% de la glace que contenait le sol peut-être dégelée (French, 2007). Ce dégel s'effectue par un mécanisme de percolation de l'eau de fonte de surface (neige, glace des couches supérieures du sol) vers la profondeur, transférant ainsi la chaleur accumulée vers les couches du sol (Alexeev et al., 1972). Un phénomène similaire à la phase zéro peut être observé. La chaleur transférée est consommée par fusion des cristaux de glace, maintenant ainsi dans le sol une température relativement froide, qui s'élèvera lorsque la glace aura été transformée en eau. Une raison supplémentaire expliquant la fonte plus rapide de la glace que de sa formation vient de sa valeur élevée de conductivité thermique (2.23 W/m K à 0 °C) comparé à celle de l'eau (0.605 W/m K). On comprend bien que dû à la différence des valeurs de conductivité thermiques de la glace et de l'eau, le phénomène de réchauffement et de fonte de la glace se produise sur une période de temps plus courte que le phénomène de refroidissement et de cristallisation de l'eau contenue dans les sols.

Les différents types de sols gelés dépendent donc de leur composition ainsi que des conditions de froid présentes à la surface. Ce froid peut-être saisonnier ou pérenne, de faible ou forte intensité. Les facteurs limitant essentiels en sont la latitude, l'altitude, et les conditions climatiques qui leur sont associées.

Les sols gelés saisonniers

Les sols gelés saisonniers peuvent se retrouver à partir de latitudes moyennes où la température descend sous les 0 °C en hiver, et remonte en été. On parle de sols gelés

saisonniers car en-dehors de la période froide hivernale, ces sols ne présentent pas de trace de glace plus profonde. La durée et l'intensité du froid en surface n'est donc pas suffisante lors de la période hivernale pour résister au réchauffement thermique du sol dû à l'arrivée de l'été (Baranov et al., 1964).

On retrouve les sols gelés saisonniers principalement dans l'hémisphère nord, et en particulier en Amérique du Nord ainsi qu'en Eurasie, avec une profondeur du gel du sol allant croissant vers les plus hautes latitudes.

La profondeur du gel peut atteindre quelques centimètres lorsque la température sous le 0 °C dure plusieurs jours à quelques semaines, ou bien lorsque des événements neigeux se produisent peu après l'arrivée des températures atmosphériques négatives. La profondeur de pénétration du gel dans le sol dépend donc également de la présence ou non d'une couverture neigeuse (Iwata et al., 2010). La neige joue le rôle d'isolant thermique, et son arrivée dans une zone touchée par le gel saisonnier pourra en limiter le développement. Sans la présence de couverture neigeuse, les sols gelés saisonniers atteignent généralement quelques dizaines de centimètres de profondeur (20 à 70 centimètres en moyenne). Aucun isolant thermique n'étant présent, le refroidissement de l'atmosphère sus-jacente agit directement sur la température du sol.

Dans certains lieux, dépendant également des conditions géologiques et pédologiques de surface, la profondeur du gel dans le sol peut atteindre les 2,50 mètres de profondeur (forte exposition au vent, sols graveleux, ...) (Van Vliet-Lanoe, 2005).

Les sols gelés saisonniers suivent un cycle de gel/dégel saisonnier, gelant à partir du début de l'automne, et dégelant avec l'arrivée des températures positives au printemps. Leur durée de vie à l'état gelé est donc d'environ sept mois (French, 2007).

Les pergélisols

Lorsque les sols ne sont pas uniquement gelés pendant l'hiver, ils sont nommés pergélisols. Les pergélisols sont donc des sols se maintenant à une température inférieure ou égale à 0 °C au moins deux années consécutives (Van Vliet-Lanoe, 2005). A partir de cette définition, la dénomination de pergélisol ne signifie pas nécessairement que le sol est gelé dans sa globalité. L'eau contenue dans les sols peut geler à partir de températures bien inférieures à 0 °C, en fonction de sa concentration en sels minéraux et de la pression qui lui est appliquée (état de surfusion). On parlera ainsi de zones de pergélisols dégelées, partiellement gelées, ou gelées, en fonction de l'état physique de l'eau qu'il contient.

De même, le contenu en eau d'un pergélisol peut varier de 0 à presque 100%, le facteur le définissant étant sa température et non l'état de l'eau qu'il contient. On parlera de pergélisols secs dans le cas d'un très faible contenu en eau (falaises, très grandes profondeurs) (Bockheim and Tarnocai, 1998).

La formation des pergélisols est donc due à un bilan d'énergie négatif à la surface. Tout pergélisol se forme à partir d'un sol gelé saisonnier. Lorsque l'accumulation des températures positives journalières (Degrés Jours de Fonte) ne dépasse plus l'accumulation des températures négatives (Degrés Jours de Gel), l'ensemble de la couche gelée du sol ne fond pas lors de l'été. Cette couche de glace résiduelle s'épaissira l'année suivante si le bilan d'énergie de surface est toujours négatif. Les pergélisols peuvent ainsi s'épaissir, année après année, sur plusieurs centaines de mètres de profondeur (French, 2007).

Le processus de gelage de l'eau contenue dans les pergélisols suit essentiellement celui décrit sous le nom de cryosuccion avec formation de glace de ségrégation par les lentilles

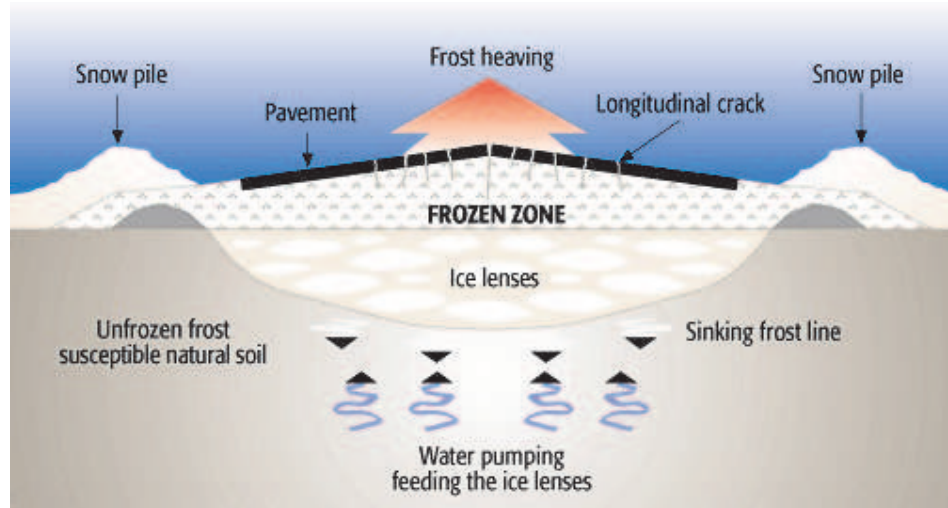


FIGURE 6 – (a) Phénomène de soulèvement du sol par la formation de lentilles de glace suite au processus de cryosuccion (MTQ, [Consulte en Aout 2016](#)); (b) Sol de tundra soulevé par du pergélisol (JGC, [Consulte en Aout 2016](#)).

de glace. Cette formation de glace de ségrégation au sein des pergélisols peut entraîner un phénomène de soulèvement du sol par le gel (Figure 6. Lors de la cristallisation de l'eau en glace, celle-ci, d'une densité inférieure ($\rho_{ICE} = 0.917kg/m^3$), occupe un volume environ 9% supérieur. Quand la pression exercée par les lentilles de glace nouvellement formées devient plus importante que celle du sol sus-jacent, se produit le phénomène de soulèvement du sol par la glace (Style et al., 2011).

La profondeur que peut atteindre le pergélisol si les conditions de froid continu en surface sont respectées, sera due à un équilibre entre le flux géothermique et le bilan d'énergie négatif en surface (French, 2007). Celle-ci peut-être décrite par l'équation :

$$Tz = Ts + Gg.Z \tag{A}$$

Avec :

- Tz la température du sol (°C) à la profondeur Z ;
- Ts la température moyenne annuelle de surface (°C) ;
- Gg le gradient géothermique (°C/m) ;
- Z la profondeur (m).

La présence et la profondeur des pergélisols ne dépendent pas uniquement de ces paramètres. Un point important à considérer est la conductivité thermique des sols quant à la présence de masses d'eau à la surface. Ainsi, la profondeur d'un pergélisol situé à une latitude dont la température moyenne annuelle est de -14 °C sera de 450 à 500 mètres, mais seulement de 50 à 60 mètre près des côtes océaniques. De même, la présence d'un lac en surface empêchera la formation directe de pergélisol sur une certaine profondeur sous celui-ci. Il pourra se former des taliks (zones de sol non gelées là où il devrait y avoir des pergélisols), et l'influence de la masse d'eau en surface dépendra de sa taille et de sa profondeur (Ling and Zhang, 2003). La plupart des lacs d'une profondeur supérieure à 2 mètres verront ainsi la formation de taliks. A partir d'un certain diamètre, ces lacs auront une influence non seulement sur la limite supérieure du pergélisol, mais également sur sa limite inférieure, comme la montre la Figure 7.

Nous comprenons donc que plusieurs formes de pergélisols peuvent-être présents à la surface de la Terre, tels que :

- les pergélisols continus (90 à 100% de l'espace est occupé par du pergélisol) ;
- les pergélisols discontinus (50 à 90% de l'espace est occupé par du pergélisol) ;
- les pergélisols sporadiques (10 à 50% de l'espace est occupé par du pergélisol) ;
- les pergélisols isolés (0 à 10% de l'espace est occupé par du pergélisol).

Dans les zones de pergélisols continus, les sols gelés sont présents partout à l'exception des zones de sols non gelés présents sous les lacs et rivières. Dans les zones de pergélisols discontinus, les zones de sols gelés sont séparées physiquement par des zones de sol non gelé. Les zones de pergélisols sporadiques et isolées correspondent elles à des îlots de pergélisols qu'on peut retrouver dans les zones de tourbières.

S'intéresser aux pergélisols prend du sens lorsqu'on regarde leur répartition à la surface de la Terre et leur étendue. Les pergélisols, comme l'essentiel des sols gelés, sont principalement présents dans l'hémisphère nord, dont ils occupent 23 à 25% de la superficie (Figure 3), soit près de 23 millions de km^2 (Baranov et al., 1964; Zhang et al., 2003).

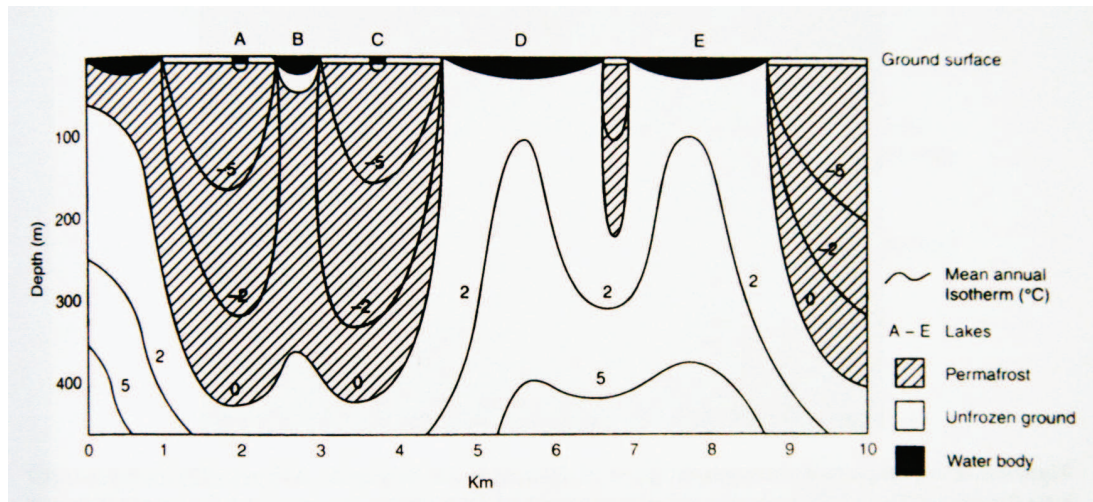


FIGURE 7 – Taliks présents sous les zones d'eau de surface terrestre. Une certaine profondeur d'eau en surface est nécessaire pour qu'un talik puisse prendre place sur la table du pergélisol (>2m). La présence de cette eau de surface influence complètement le régime thermique du sol sous-jacent (French, 2007).

Plus de la moitié de la superficie du Canada est occupée par du pergélisol (5.7 millions de km²) ainsi que 80% de la superficie de l'Alaska. On en retrouve également en Russie (50% de la superficie) de même qu'en Chine (plateau tibétain) et en Mongolie.

La limite sud du pergélisol continu est généralement décrite par une température moyenne annuelle de l'air de $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (55°N , en limite de la Baie d'Hudson), alors qu'il sera possible de retrouver du pergélisol discontinu jusqu'à des latitudes (ou des altitudes) présentant une température moyenne annuelle de l'air de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Baranov et al., 1964; French, 2007). La limite sud du pergélisol continu peut avoir des épaisseurs allant de 15-30m (Amérique du Nord) à près de 300m (Russie) et atteindre les profondeurs maximales de 500m (Amérique du Nord) à 1600m (Katasonov, Russie). La limite entre pergélisol continu et pergélisol discontinu est parfois représentée par la limite physique existant entre forêt boréale et tundra. Les zones de Taïga présentent ainsi généralement des profondeurs moyennes de pergélisols discontinus de 25-30m, s'accroissant brutalement à la frontière Taïga-Tundra (300m), puis s'épaississant progressivement (400m) en remontant en latitude.

Bien que depuis 6000 ans la zone de pergélisols s'étende de nouveau (Liu and Jiang, 2016), une partie des pergélisols présents aux hautes latitudes et à grande profondeur sont des reliques de la dernière période glaciaire. Ils sont donc depuis la fin du Pléistocène dans une phase transitoire dynamique, s'adaptant aux conditions climatiques actuelles.

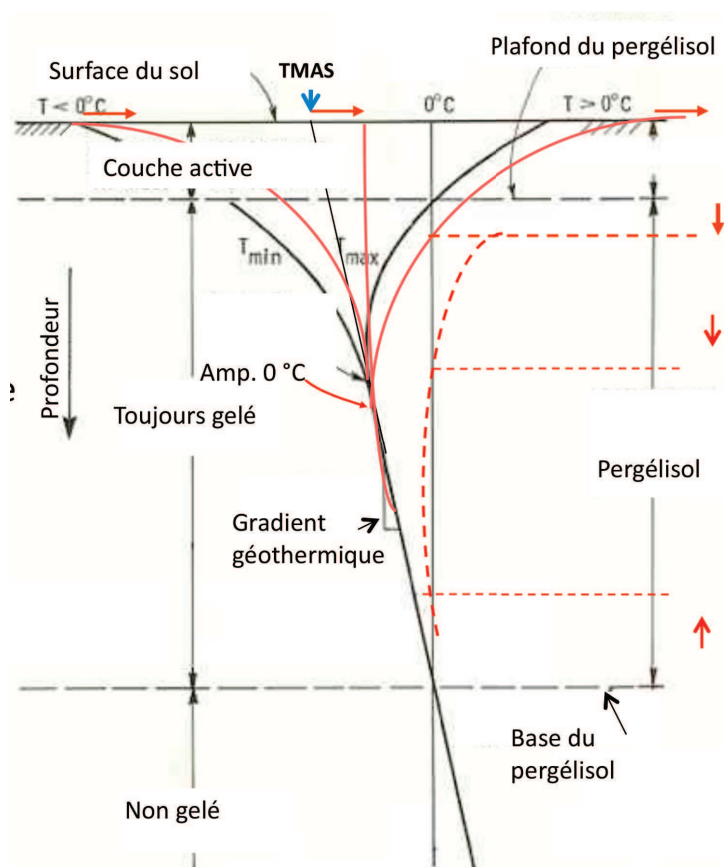


FIGURE 8 – Coupe verticale d'un sol de pergélisol sous l'effet d'un réchauffement. Les courbes noires représentent l'instant t , les courbes rouges pleines l'instant $t+1$, et les courbes rouges pointillées l'instant $t+2$. La limite entre la couche active et le pergélisol, aussi indiquée par le terme plafond du pergélisol, est représentée aux différents instants suivant le réchauffement par les deux lignes horizontales en tirets rouges sous-jacents. Avec TMAS la température moyenne annuelle du sol.

La couche active de surface

Au-dessus des pergélisols peut se présenter une zone qui fond en été en surface, et regèle en hiver. Il s'agit de la couche active de surface. Sa physique et les processus qui l'animent sont en tous points similaires aux sols gelés saisonniers, à la différence près qu'un pergélisol pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur est placé dessous.

Cette couche active de surface va transférer l'énergie reçue des radiations solaires par conduction à la limite supérieure de la table du pergélisol. Si la quantité d'énergie à transférer est suffisante, il advient une fonte de la couche supérieure du pergélisol qui se transfère progressivement aux couches inférieures. La Figure 8 nous montre l'évolution de la couche active d'un pergélisol sous l'effet d'un réchauffement aux instants t , $t+1$, et $t+2$. Celle-ci s'accroît à mesure que le sol se réchauffe.

Son épaisseur est de l'ordre de la dizaine de centimètres (10-50 cm) dans les régions arctiques, et de l'ordre du mètre (1m ou plus) dans les régions subarctiques (Gray et al., 1988). La couche active de surface atteint donc généralement la table du pergélisol en zone de pergélisol continu, mais rarement en zone de pergélisol discontinu, du fait de la présence d'un talik entre les deux entités.

La couche active de surface est donc bien corrélée aux températures atmosphériques moyennes (Nelson et al., 1997), et son épaisseur varie en conséquence. Sa profondeur maximale dépend directement du nombre de Degrés Jours de Fonte, selon l'équation de Stephan (Woo et al., 2004; Mollinga et al., 2007) :

$$\frac{dZ}{dt} = \frac{K.(T/Z)}{Q_i} \quad (B)$$

Avec,

- dZ/dt le taux de gel/dégel du front descendant ($m.s^{-1}$);
- T/Z le gradient de température de gel/dégel ($K.m^{-1}$);
- K la conductivité thermique du sol dégelé ($W/m.K$);
- Q_i la chaleur latente de fusion (kJ/m^3).

Une couche transitoire peut également être identifiée, faisant la jonction entre la table du pergélisol et la couche active de surface. Il s'agit d'une couche riche en glace de subsurface marquant la position à long terme du contact entre la couche active de surface et la table du pergélisol. Cette couche riche en glace existe par la présence d'un gradient de température au sein de la couche active de surface. Du fait du déplacement de l'eau par capillarité et du phénomène de cryosuction, lorsqu'un gradient de température positif du sol arrive en hiver la partie supérieure de la couche active de surface s'accroît. Par contre, dans des conditions de gradient de température négatif du sol en été, l'eau dégelée migre vers la table du pergélisol, augmentant son contenu en glace. Il en résulte le phénomène de soulèvement du sol de fin d'été par la couche active de surface (Mackay, 1983).

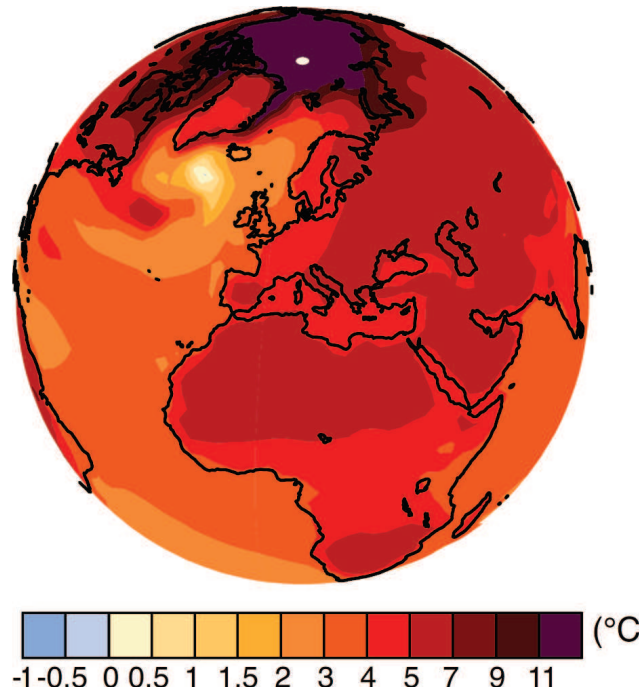


FIGURE 9 – Prévission d'augmentation des températures de l'air à l'échelle 2100 suivant le scénario RCP8.5 de fortes émissions de gaz à effet de serre du GIEC (Chapitre 12, (Collins et al., 2013)) pour une moyenne des modèles CMIP5.

Evolution des pergélisols

Des changements commencent à être perceptibles lorsqu'on s'attache au régime thermique de ces sols gelés. Les pergélisols de Russie ont vu une augmentation de leur température de $0.6 - 0.7 \text{ }^\circ\text{C}$ à une profondeur de 3 mètres entre 1970 et 1990. Au Tibet, une augmentation des températures du sol de $0.2 - 0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ a été mesurée à 20 mètres de profondeur sur les vingt dernières années (Wu and Zhang, 2008), de même qu'au Yukon sur la période 1984-2008 (Figure 10) (Smith et al., 2010). Cependant, la tendance générale ne se vérifie pas partout. Les températures du sol du Nord du Québec mesurées à 20 mètres de profondeur ont connu une baisse de $0.05 \text{ }^\circ\text{C}/\text{an}$ sur la période 1988-1993, baisse qui serait due à des changements dans la circulation thermohaline de l'océan atlantique nord (French, 2007; Romanovsky et al., 2010). L'évolution de la couche active de surface (CAS) est intimement liée aux températures de surface, et donc aux températures atmosphériques. Une augmentation des températures entraîne une augmentation de l'épaisseur de la couche active de surface du pergélisol (Nelson et al., 1997) (Figure 1), ainsi qu'une augmentation de propagation du flux de chaleur additionnel. Cela se traduit également par une diminution de l'épaisseur des pergélisols, dans leur partie supérieure, mais également dans leur partie inférieure en ce qui concerne le pergélisol continu; et par une disparition du pergélisol discontinu. L'inertie des pergélisols fait que cette évolution est lente (des reliques de pergélisols de la dernière période glaciaire sont toujours présentes alors que le climat s'est réchauffé il y a 11000 ans). Ainsi, une augmentation de $2 \text{ }^\circ\text{C}$ mesurée en Alaska au niveau du pergélisol ne l'a pénétrée que de 100 mètres sur une période de 20 années. Mais si une augmentation telle qu'annoncée se vérifie de $6 \text{ }^\circ\text{C}$ à $8 \text{ }^\circ\text{C}$ en hiver, il est envisageable que les conséquences directes de fonte des pergélisols soient beaucoup plus rapides (Smith et al., 2010).

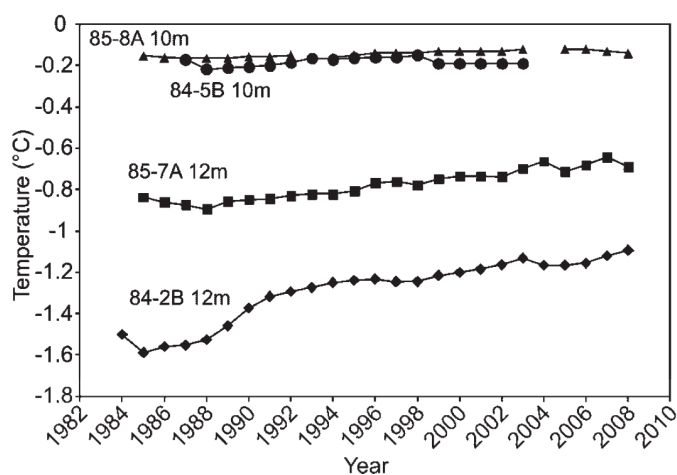


FIGURE 10 – Réchauffement de la température des sols dans la vallée Mackenzie (Yukon, Canada) entre 1984 et 2008 à des profondeurs de 10 et 12 mètres. Le réchauffement le plus élevé est de $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ sur 24 ans (Smith et al., 2010).

L'impact du manteau neigeux

Le manteau neigeux est l'élément de la cryosphère actuellement le plus vulnérable au changement climatique. Recul de son extension géographique, diminution de la période d'enneigement annuelle, épisodes de pluie sur neige, ... (Brown and Mote, 2009; Brown et al., 2010). Il s'agit également de l'élément physique faisant acte de barrière entre l'atmosphère et le sol en période hivernale, ce qui en fait un facteur incontournable de l'étude des sols gelés (Zhang, 2005).

Gouttevin et al. (2012b) montre l'importance d'une bonne représentation de la modélisation de la neige, et en particulier de certaines propriétés physiques de la neige (conductivité thermique), dans l'étude des pergélisols et de son impact sur les stocks de carbone gelés (Figure 11). La mise en place de conditions de simulations différentes pour des modélisations d'une durée de 10 000 ans (forte conductivité thermique de la neige d'une part, et faible conductivité thermique de l'autre), a montré un impact significatif sur les stocks de carbone gelés (différence de près de 8%, soit environ 60 Gt). Un sol plus chaud en hiver conduit à une persistance du signal en été et donc une activité microbiologique plus importante et une augmentation du taux de respiration de la végétation. Cela se traduit par une diminution de l'épaisseur du pergélisol, une augmentation de l'épaisseur de la couche active du pergélisol, et en ligne de compte, une relâche de méthane dans l'atmosphère, venant contribuer au changement climatique et aux augmentations de températures qu'il inclut. Vavrus (2007) montre également par une expérience binaire de couverture de neige / pas de couverture de neige, que la relation entre augmentation des températures de l'air et fonte des pergélisols n'est pas aussi évidente qu'il n'y paraît ; en l'absence de couverture de neige, et bien que les températures de l'air augmentent, ses simulations montrent une expansion des zones de pergélisols dans l'Hémisphère Nord.

La végétation est également un facteur important à prendre en compte dans les évolutions du manteau neigeux, et dans les impacts sur les pergélisols. Sturm et al. (2000) prennent ainsi l'exemple du développement des buissons en zones arctiques et subarctiques, qui en hiver se comportent comme des pièges à neige, l'abritant des vents sources de compaction du manteau neigeux. La neige se trouve alors dans ces zones buissonneuses moins denses et isole de manière plus importante le sol du refroidissement hivernal, favorisant à son tour une croissance des dits buissons par une décomposition hivernale plus active et un relarguage de nutriments. Une augmentation des zones buissonneuses en zone de toundra et de leur hauteur pourrait ainsi avoir pour effet d'augmenter l'épaisseur du manteau neigeux, contre-balançant l'effet attendu de diminution d'épaisseur des manteaux neigeux avec le changement climatique.

Encore mal représentés dans les modèles d'évolution du climat, et absent des simulations futures effectuées par le GIEC, les pergélisols, la couche active de surface, et les sols gelés en général (50% des surfaces terrestres de l'hémisphère nord en hiver) sont donc d'importants facteurs à prendre en compte (Gouttevin et al., 2011).

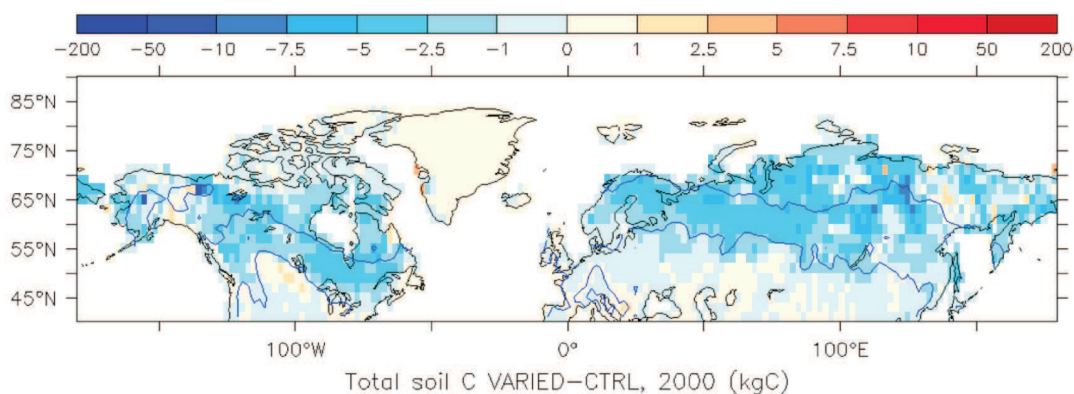


FIGURE 11 – Différence des stocks de carbone du sol après 10 000 ans de spin up pour deux types de simulations. Une simulation avec une faible valeur de conductivité thermique de la neige, et une simulation avec une valeur plus élevée de conductivité thermique de la neige.

Problématique

L'éloignement des territoires de hautes latitudes nord rend les mesures de terrain rares, et d'une grande inégalité de répartition spatiale et temporelle. De plus, la mesure des températures du sol en station météorologique est extrêmement rare (Figure 12 (Qian et al., 2011)). L'interpolation de ces données de mesures entre chaque station est impossible du fait de l'étendue de la région et de la variabilité structurelle des sols (teneur en eau, taille des grains de sol, taux de matière organique, ...).

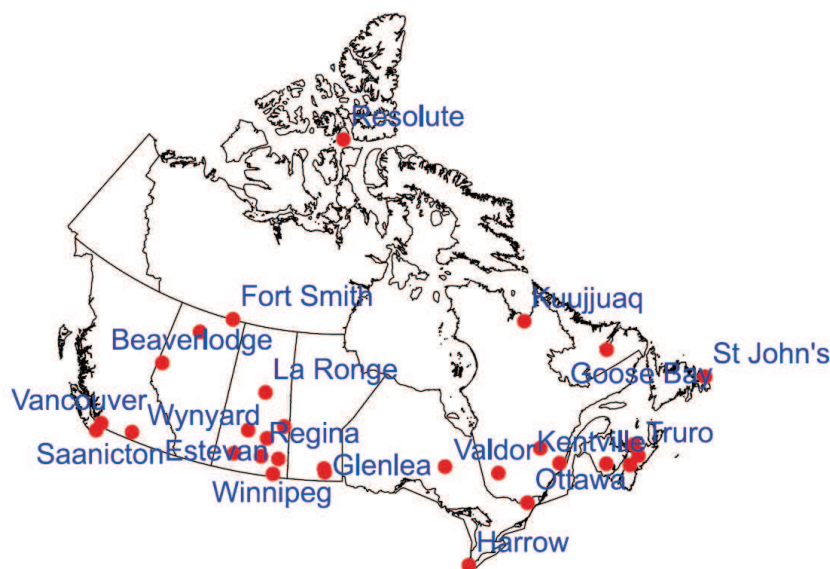


FIGURE 12 – Carte des 30 stations météorologiques mesurant Tsoil au Canada (Qian et al., 2011).

Les modèles peuvent- alors, s'ils sont validés, être de bonnes sources de données. Cependant, les incertitudes sur leurs résultats peuvent demeurer grandes dans ces régions

extrêmes où la rareté des stations météorologiques fait foi (Anisimov et al., 2007). Une autre source de données, venant compléter celles déjà existantes prend alors tout son intérêt : les mesures satellites, et notamment dans les domaines des micro-ondes et de l'infrarouge thermique. Celles-ci offrent une couverture spatiale complète d'un territoire avec de bonnes résolutions spatiales, et sont également intéressantes d'un point de vue temporel, puisque l'acquisition de données satellites remonte désormais à plusieurs dizaines d'années. La combinaison de différentes séries temporelles de données satellites permet ainsi d'avoir un suivi continu de l'évolution des températures de surface (Royer and Poirier, 2010).

Les capteurs micro-ondes passifs comme **SSMR** (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) ou **SSM/I** (Special Sensor Microwave/Imager), non dépendant des conditions météorologiques telles que la présence de gouttes d'eau dans les précipitations ou de couverture nuageuse, sont embarqués à bord des satellites depuis les années 1970, de même que le capteur **AMSR-E** (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth) de 2002 à 2011, puis **AMSR-2** (Advanced Microwave Scanning Radiometer - 2) depuis, et devrait donc permettre d'obtenir une base de données journalières de températures de surface à l'échelle de plusieurs décennies (Royer and Poirier, 2010).

Objectifs

Le but de ma thèse est d'apporter un complément dans l'étude de l'évolution climatique des pergélisols, notamment des zones enneigées, par la détermination de l'évolution des températures des couches supérieures du sol durant toute l'année, incluant celles sous la neige l'hiver, et d'en déduire l'épaisseur de la couche active de surface (C.A.S.). Cette étude, centrée sur les zones de toundra arctiques canadiennes est basée sur l'exploitation des observations satellites et a vocation à être élargie à l'ensemble des zones arctiques terrestres. Cet objectif général est supporté par l'hypothèse que la fusion des données satellites thermiques et micro-ondes contraignant un schéma de surface de modèle climatique permet la détermination des températures de surface journalière et toute l'année, et que la série continue des températures de surface est un bon paramètre pour remonter à la C.A.S.

Le premier objectif de la thèse est donc de développer une méthodologie robuste permettant de retrouver à partir de données de télédétection les valeurs de température de surface du sol, sans et avec présence d'un manteau neigeux et continues sur toute l'année [i.e. sous toutes conditions nuageuses]). Cet objectif sera réalisé notamment grâce au couplage d'un schéma de surface tel que le schéma canadien **CLASS** (Canadian Landscape Surface Scheme) et d'un modèle de transfert radiatif.

Le second objectif de la thèse est d'effectuer, à partir de séries temporelles annuelles de températures du sol et de surface, une analyse climatique des indices de degrés-jour de fonte, utilisés comme indicateurs du suivi des pergélisols et de la couche active.

Il existe un réel manque de données de cette variable climatique qu'est la température du sol, notamment du fait de la complexité des interactions avec le manteau neigeux et des cycles de gel/dégel du sol, qui modifie le bilan d'énergie de surface et de l'hétérogénéité de la surface dans le champ d'observation satellite (présence de lacs, tourbières...). Nous tenterons de prendre en compte ces différentes composantes à l'échelle d'analyse des modèles climatiques régionaux (20 à 30 km).

Organisation du manuscrit de thèse

Ce manuscrit de thèse de doctorat s'organise en six chapitres. Il commence par énumérer les principes physiques de la télédétection micro-onde et infra-rouge thermique nécessaires à la compréhension des travaux, de même qu'un état de l'art sur la détection des températures de surface du sol (chapitre 1). Dans le chapitre 2, nous présenterons les divers sites d'études, de même que les données et modèles utilisés. La méthodologie est présentée de manière générale dans le chapitre 3 (elle est en effet présentée de manière plus détaillée en accompagnement de ses applications au sein des chapitres 4 et 5 afin de faciliter la compréhension des travaux), avec les premiers résultats et tests de sensibilité au schéma de surface du sol ainsi qu'au modèle de transfert radiatif utilisés dans l'étude. La méthodologie spécifique à l'optimisation des températures de surface du sol est présentée dans le chapitre 4 avec les résultats obtenus aux différents sites d'études, travail préalable à l'application en période hivernale (chapitre 5) qui nécessite une approche spécifique. Enfin, le chapitre 6 fait l'état des premières applications climatiques de cette étude, notamment par les valeurs statistiques de degré jour de fonte ou de gel.

Chapitre 1

Cadre théorique

Introduction	21
1.1 Télédétection infra-rouge thermique et micro-onde passive . .	21
1.2 Température de brillance	26
1.3 La constante diélectrique	27
1.4 Rapport de polarisation micro-onde	28
1.5 Détection de la transition gel-dégel du sol par les micro-ondes passives	29
1.6 Détection de la température de surface	31
1.6.1 Méthodes de détection estivales de la température de surface du sol par radiométrie micro-ondes	32
1.6.2 Méthodes de détection hivernales de la température de surface du sol	35
1.7 Une diversité de méthodes pour retrouver la température de surface	37
1.7.1 Méthode 1 : Utilisation d'un modèle climatique seul	37
1.7.2 Méthode 2 : Schémas de surface du sol piloté par des réanalyses atmosphériques	37
1.7.3 Méthode 3 : Utilisation de la télédétection seulement	38
1.7.4 Méthode 4 : Modèle de surface avec assimilation de données au sol	38
1.7.5 Méthode 5 : Méthode proposée	39
Conclusion	39

Introduction

Lorsqu'il s'agit d'étudier et de détecter les sols gelés, nous nous intéressons à deux paramètres : la transition gel/dégel, ainsi que la température de surface. Ces deux paramètres, décrivant l'état du sol en surface, ne sont pas aisés à observer directement de manière à en avoir une bonne précision spatiale. Les étendues géographiques des zones concernées sont à l'échelle de continents et bien souvent difficiles d'accès. Si nous sommes capables d'observer la température de surface ou des premiers centimètres du sol alors nous avons par défaut la transition gel/dégel. Mais il est possible d'observer cette transition gel/dégel indépendamment d'observation de la température des sol grâce à des capteurs en bande L par exemple, du fait de la modification de la permittivité du sol lors du changement de phase de l'eau.

Des études s'attachent à suivre directement sur le terrain l'évolution de ces deux paramètres au cours du temps par des séries de mesures physiques (Sharratt et al., 1999), notamment au sein du GTN-P (Global Terrestrial Network - Permafrost (Biskaborn et al., 2015)). Les résultats obtenus, bien que précis, ne peuvent-être extrapolés aux régions avoisinantes tant la variabilité structurelle et géomorphologique du terrain peut-être grande (Anisimov et al., 2002). Et il est donc difficile d'obtenir des cartes de gel/dégel ou de températures de surface à une échelle globale, qui permettraient par la suite d'en inférer l'évolution du sol en profondeur, et donc l'évolution du pergélisol et de la couche active de surface.

Nous allons dans cette partie détailler les méthodes proposées à l'heure actuelle pour décrire les transitions gel/dégel ainsi que les températures de surface à une échelle continentale.

1.1 Télédétection infra-rouge thermique et micro-onde passive

Nous abordons ici quelques principes physiques. Nous nous pencherons sur les méthodes de télédétection passive micro-onde et infra-rouge thermique, ainsi que sur deux paramètres essentiels dans la détection de la transition gel/dégel et de la température de surface : la constante diélectrique et la température de brillance.

Les domaines de télédétection passive (mesure d'un rayonnement émis) reposent initialement sur la théorie du corps noir. Celle-ci stipule qu'un objet idéal, défini sous le terme de corps noir, va absorber l'ensemble du rayonnement qu'il reçoit, et que sa température ne dépendra que de son spectre électromagnétique. La radiation électromagnétique émise par un corps noir à une certaine longueur d'onde est décrite comme une fonction de la température absolue de ce même corps noir (Kuenzer and Dech, 2013). On a :

$$B_\lambda = \frac{2 \cdot hc^2}{\lambda^5 \cdot (e^{h \cdot c / \lambda \cdot k \cdot T} - 1)} \quad (1.1)$$

Avec B_λ la luminance énergétique spectrale, λ la longueur d'onde du rayonnement du corps noir, h la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, k la constante de Boltzman, et T la température du corps noir en surface.

L'énergie totale irradiée par le corps noir, par exemple la zone rayée jaune sous la courbe 300 K de la Figure 1.1, dépend elle de la Loi de Stefan-Boltzmann. Celle-ci (Barrett et al.,

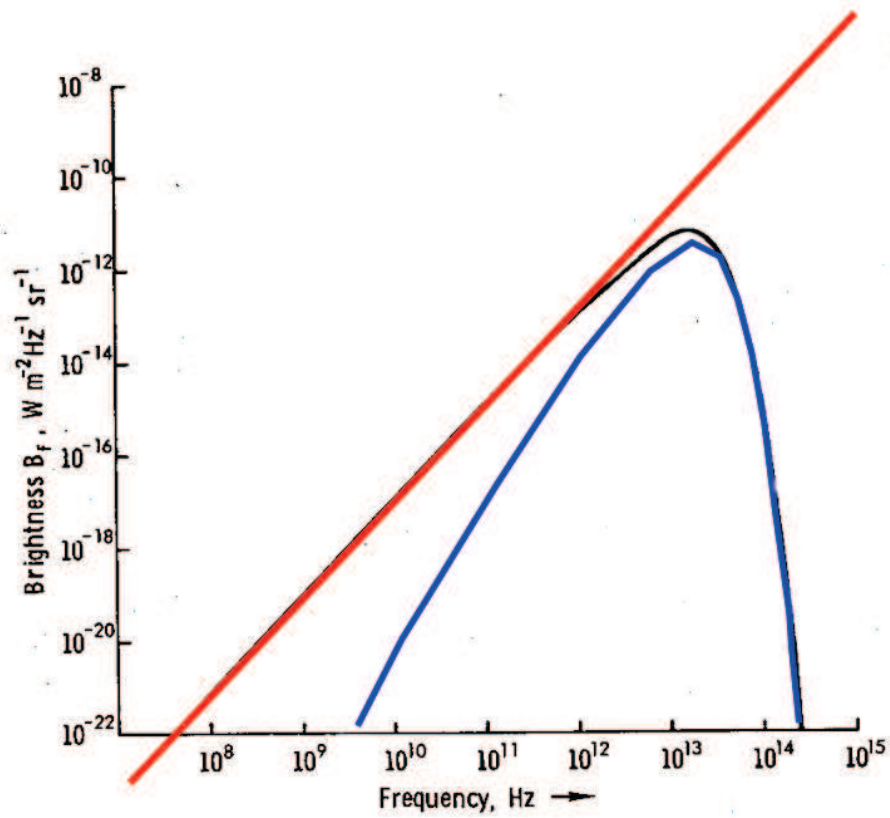


FIGURE 1.1 – Courbes de radiation d'un corps noir à la température de 300 Kelvin d'après la Loi de Planck (noire), Wien (bleue), et l'approximation de Rayleigh-Jeans (rouge), dérivé de (Kuenzer and Dech, 2013). Le sommet des courbes noires et bleues représente le maximum d'émission à 300 K, correspondant à une longueur d'onde d'environ $10 \mu\text{m}$ du domaine de l'infra-rouge thermique utilisé dans ce travail, en conjonction avec les émissions dans les fréquences 11 et 19 GHz.

2008) décrit l'ensemble de la radiation électromagnétique émise par un corps noir comme une fonction de la température de ce même corps noir.

$$B = \frac{\sigma \cdot T^4}{\pi} \quad (1.2)$$

Avec B la luminance totale émise par le corps noir, T sa température absolue et σ la constante de Stefan-Boltzmann.

Ces lois permettent l'utilisation de l'infra-rouge thermique pour la télédétection, en particulier des surfaces terrestres. L'infra-rouge thermique se définit comme le spectre du champ électromagnétique compris entre des longueurs d'onde de 3 et 15 μm . Le pic d'émission de la longueur d'onde de 10 μm à 300 K en fait une longueur d'onde particulièrement prisée pour l'étude des surfaces terrestres. Cependant, l'absorption par les gaz atmosphériques réduit l'utilisation de l'infra-rouge thermique à 2 fenêtres. La première entre 3 et 5 μm et la deuxième entre 8 et 14 μm . Etant une source d'énergie captée, le rayonnement infra-rouge thermique peut être mesuré de jour comme de nuit. Seulement, sa "faible" longueur d'onde ne lui permet pas de passer à travers une couche nuageuse. Les capteurs qui permettent d'effectuer des mesures dans le domaine de l'infra-rouge ont des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre.

Il est possible d'effectuer des mesures passives à travers la couverture nuageuse en utilisant des longueurs d'ondes plus grandes, via le domaine des micro-ondes (0.1 mm à 1 m). Si l'on regarde la Figure 1.1, on voit que de telles longueurs d'onde sont très éloignées dans le cas de la courbe à 300 K de son pic de maximum d'émission. Rayleigh-Jeans (Barrett et al., 2008) ont approximé la Loi de Planck afin de simplifier la luminance spectrale pour des longueurs d'onde bien supérieures à la longueur d'onde du pic de radiation d'un corps noir.

$$B_\lambda = \frac{2 \cdot k \cdot c \cdot T}{\lambda^4} \quad (1.3)$$

Avec B_λ la luminance spectrale, k la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, T la température et λ la longueur d'onde.

La télédétection micro-onde correspond ainsi à ce qu'on appelle de la télédétection dans le domaine des hyperfréquences (environ 1 à 100 GHz), ce qui contrairement au domaine du spectre thermique, permet les observations avec et sans couverture nuageuse, de jour comme de nuit (Lillesand et al., 2014).

La télédétection micro-onde passive repose sur le fait qu'un capteur, le plus souvent un radiomètre, va mesurer la quantité d'énergie émise par un objet, en l'occurrence, les sols (terre, végétation, neige, glace, ...). L'énergie émise est fonction de la température et des propriétés de la surface, notamment son humidité et son état gelé ou pas. Comme la magnitude des énergies naturellement émises est faible, le champ de vision doit être grand pour permettre l'enregistrement d'un signal (McDonald and Kimball, 2005). La télédétection micro-ondes passives est caractérisée par une faible résolution spatiale (de l'ordre de 25km, le pouvoir de séparation d'une antenne étant proportionnel au rapport de la longueur d'onde du signal mesuré au diamètre de l'antenne), mais dont les données présentent une forte résolution temporelle (possibilité d'acquisition le matin et le soir sur certains satellites aux hautes latitudes).

Les domaines d'utilisation des micro-ondes passives et de l'infra-rouge thermique sont vastes.

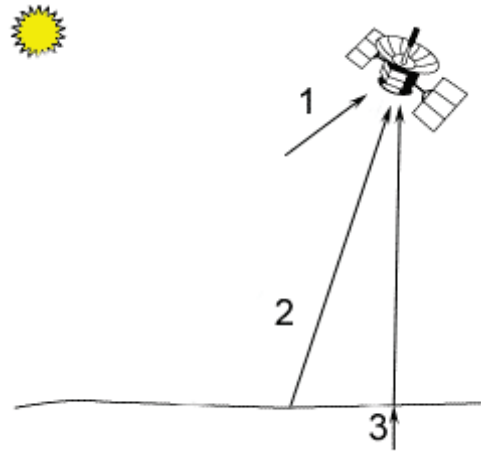


FIGURE 1.2 – Représentation schématique du mode de fonctionnement de la télédétection passive (RN-CAN, Consulte en Aout 2016). Le capteur satellite mesure des contributions atmosphériques (1), des émissions provenant de la surface (2) et du sol (3).

Les micro-ondes passives permettent d'étudier des domaines aussi variés que l'humidité du sol, l'équivalent en eau de la neige, la couverture et l'étendue de la glace de mer, la salinité, la vapeur d'eau atmosphérique avec une très bonne résolution temporelle (deux données par jour) du fait de la faible résolution spatiale (25 km). Les observations ont débuté en 1978 avec le lancement du capteur SSMR et se continuent aujourd'hui avec le capteur **AMSR-2** lancé en 2013, pour toute une variété de bandes spectrales, ou encore le capteur TMMR destiné aux observations de pluie tropicales au-dessus des océans. Initialement destinés à une observation plutôt océanique, il est possible de dériver les données obtenues en température de surface. Les capteurs micro-ondes passifs permettant entre autre d'observer les températures de brillance de la surface terrestre (AMSR-E de 2002 à 2011, et AMSR-2 depuis 2012) effectuent des mesures à des fréquences de 6.93, 7.3, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 et 89 GHz en polarisation horizontale et verticale, avec des résolutions spatiales allant de pixels de 62x35 km pour la fréquence 6.93 GHz à 5x3 km pour la fréquence 89 GHz. A chaque fréquence correspond un ou des domaines d'application, les températures de surface étant généralement observées à 10.65, 18.7 et 36.5 GHz en polarisation verticale.

D'autres capteurs plus récemment lancés, tels que les radiomètres **SMOS** (2009) et **SMAP** (2015), permettent entre autre l'étude des transitions gel-dégel des sols grâce à un radiomètre bande L à 1.4 GHz (Roy et al., 2015). Des missions, telles que la constellation de satellites Sentinel-3 de l'Agence Spatiale Européenne, embarquera prochainement un radiomètre à 23.8 et 36.5 GHz, qui viendront compléter les données mesurées dans ces bandes spectrales.

Les capteurs dans le domaine de l'infra-rouge thermique permettent également selon la bande utilisée d'étudier les températures à la surface de la terre ou encore de faire le suivi des feux de forêt, d'étudier la température de surface des océans, l'humidité du sol, la climatologie urbaine, ... Les mesures ont là aussi débuté en 1978 avec le lancement du capteur **AVHRR/1** à bord des satellites **TIROS-N** et du début de la série des **NOAA-N**, qui sont toujours en activité avec aujourd'hui le satellite NOAA-19 abritant le capteur AVHRR/3. Les capteurs **MODIS**, présents sur les satellites Terra et Aqua en activité de-

puis 1999 et 2002 permettent l'obtention de 4 données par jour à une résolution spatiale de 1 km (pour les températures de surface du sol). Mais certains capteurs infra-rouges thermiques sont également capables d'effectuer des mesures de température du sol avec des résolutions spatiales 100 m comme le capteur à bord de Landsat 8 (2013), mais pour lequel la résolution temporelle n'est que de 16 jours. On comprend que le choix d'utiliser les données d'un capteur spécifique dépendra des résolutions spatiales et temporelles nécessaires à la conduction d'une étude.

La flotte des capteurs infra-rouges thermiques s'est vue récemment rejointe par le satellite Sentinel-3A (lancé en 2016) avec à son bord le capteur **SLSTR** permettant une observation journalière des températures de surface terrestres et océaniques à une résolution spatiale de 300 m (pleine résolution) ou 1.2 km (résolution réduite).

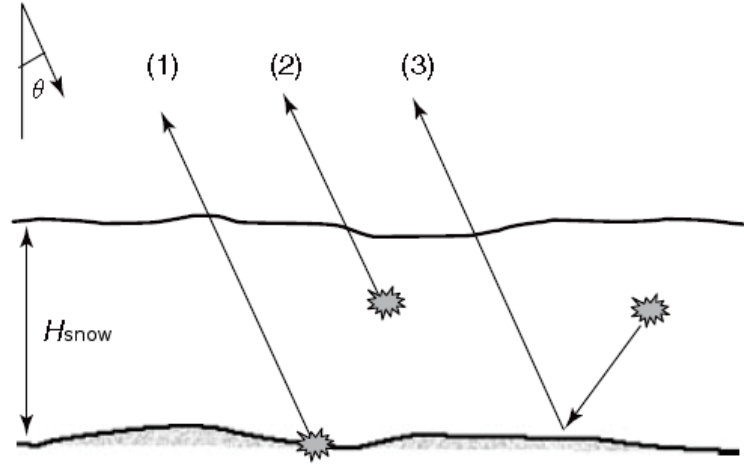


FIGURE 1.3 – Sources d’observation en télédétection au premier ordre d’une surface enneigée : 1 - émission par le sol, 2 - émission vers le haut par la neige, et 3 - émission vers le bas par la neige, rétrodiffusée vers le haut par le sol (McDonald and Kimball, 2005).

1.2 Température de brillance

La température de brillance est à la quantité physique que mesurent les capteurs micro-ondes passifs. Nous pouvons la définir comme la température d’un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée (Girard and Girard, Consulte en Aout 2016). Celle-ci peut être décrite sur une bande spectrale :

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B_{\lambda}(T_b) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \epsilon_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda \quad (1.4)$$

ou sur l’ensemble du spectre :

$$\sigma \cdot T_b^4 = e \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (1.5)$$

Avec,

- B, la luminance du corps noir ;
- e, l’émissivité de la surface ;
- T_b , la température de brillance ;
- T, la température physique ;
- σ , la constante de Stefan-Boltzmann.

La valeur de température de brillance d’un corps ou d’une surface varie selon la bande spectrale des capteurs utilisée, mais également selon la nature du terrain observé, en particulier lorsque celui-ci est recouvert de végétation, ce qui conditionne l’émissivité (Figure 1.3).

Les émissions dans le cas d’une observation passive en zone de Toundra en hiver pourront ainsi provenir (McDonald and Kimball, 2005) :

- du sol, atténuées par la neige ;
- de la neige, se propageant vers le haut ;
- de la neige, se propageant vers le bas, et réfléctée vers le haut au contact du sol.

La température de brillance est fonction de la fréquence utilisée et peut se définir comme la température effective (température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée) d'un milieu, pondérée de son émissivité. La température effective représente alors le fait que la température de brillance est pondérée de la somme des émissions des différentes couches de subsurface, qui ont des caractéristiques différentes en terme de température physique et d'émissivité (Wigneron et al., 2007).

$$T_b = e.Teff \quad (1.6)$$

Où ϵ est l'émissivité, fonction des propriétés diélectriques du sol et de son état (gelé ou pas, par exemple). La température effective peut-être définie suivant l'équation ci-dessous :

$$Teff = \int T_{sol_z} \cdot \alpha_z \cdot e^{[-\int \alpha_{z'} \cdot dz']} \cdot dz \quad (1.7)$$

Avec T_{sol_z} la température du sol à la profondeur z , et le coefficient d'atténuation α_z , relié à la constante diélectrique du sol, tel que :

$$\alpha_z = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\epsilon_z''}{2(\epsilon_z')^{\frac{1}{2}}} \quad (1.8)$$

Où λ est la longueur d'onde d'observation, et ϵ' et ϵ'' sont les parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique.

1.3 La constante diélectrique

La télédétection micro-ondes d'un terrain est contrôlée entre autres par ses propriétés diélectriques. Ainsi, la permittivité d'un matériau décrit la façon dont il réagit à un champ électromagnétique. Le résultat de cette interaction est le déplacement de particules chargées de leur position d'équilibre, augmentant les dipôles induits en réaction au champ appliqué (Zhang et al., 2011), définissant le temps de relaxation (temps nécessaire au retour des molécules à leur position d'équilibre) qui est important dans la détermination de la constante diélectrique d'un matériaux. La permittivité est une quantité complexe, telle que :

$$\epsilon_r = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (1.9)$$

Elle est souvent normalisée par la permittivité du vide (ϵ_0), et on la nomme constante diélectrique complexe :

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon'}{\epsilon_0} - \frac{j\epsilon''}{\epsilon_0} = \epsilon'_r - j\epsilon''_r \quad (1.10)$$

La composante réelle de la constante diélectrique (ϵ'_r) est liée à la capacité du matériel à stocker l'énergie d'un champs électrique. Sa composante imaginaire (ϵ''_r) est elle liée à la dissipation d'énergie ou son absorption au sein même du matériel.

L'eau liquide étant constituée de molécules hautement polarisées, sa constante diélectrique domine la réponse micro-onde des terrains naturels.

1.4 Rapport de polarisation micro-onde

La détection des températures de brillance s'effectue de manière polarisée, c'est à dire que l'onde électromagnétique mesurée par un capteur est orientée lors de son émission, réflexion, ou encore transmission par un matériau. Différents types de polarisation des ondes électromagnétiques existent. Des polarisations linéaires, telles que les polarisations verticales et horizontales, mais également des polarisations non linéaires, telles que les polarisations circulaire horaires et circulaires anti-horaires. Ces dernières peuvent-être retrouvées dans le cas de la superposition de deux ondes électromagnétiques de même fréquence polarisées linéairement selon des axes différents (Benson and Seguin, 2009). La polarisation de l'onde électromagnétique est alors déterminée par le plan privilégié du champ électrique. Les polarisations communément employées sont les polarisations linéaires horizontales, si cette dernière est perpendiculaire au plan d'incidence de l'onde, et/ou verticales, si elle est parallèle au plan d'incidence de l'onde (Gruhler, 2010). Le choix de la polarisation dépendra du paramètre étudié, selon la sensibilité ou l'insensibilité d'une polarisation spécifique au dit paramètre. Il est alors possible, dans certains cas, d'utiliser cette différence de sensibilité, donc les différences de valeurs de températures de brillance au sein de ce qui se nomme le rapport de polarisation, autrement dit le rapport des températures de brillance en polarisation verticales ($T_{b,verticale}$) et horizontales ($T_{b,horizontale}$).

$$PR = \frac{T_{b,horizontale}}{T_{b,verticale}} \quad (1.11)$$

Les températures de brillance en polarisation horizontale étant plus faibles que les températures de brillance en polarisation verticale, le rapport H/V varie entre 0 et 1.

Dans le cas d'études en milieu polaire ou sur surfaces enneigées, le rapport de polarisation dépend en particulier de la densité de la neige proche de la surface pour la transmission de l'onde à l'interface air-neige, de la stratification en densité pour la propagation du REM dans le manteau neigeux et des profils verticaux de densité, taille des grains et température pour l'émissivité de " volume ", la réflexion à l'interface air-neige étant dominante (Cham-pollion, 2013). Si le manteau neigeux est isotherme, le PR est alors fonction de l'émissivité, qui peut être qualifiée de volume, correspondant à l'émission, la diffusion et la propagation du rayonnement électromagnétique au sein du manteau neigeux. Si le manteau neigeux est isotherme et homogène, c'est à dire avec des propriétés physiques constantes en fonction de la profondeur, le rapport de polarisation est simplement égal au rapport du coefficient de transmission de surface de la polarisation horizontale sur celui de la polarisation verticale.

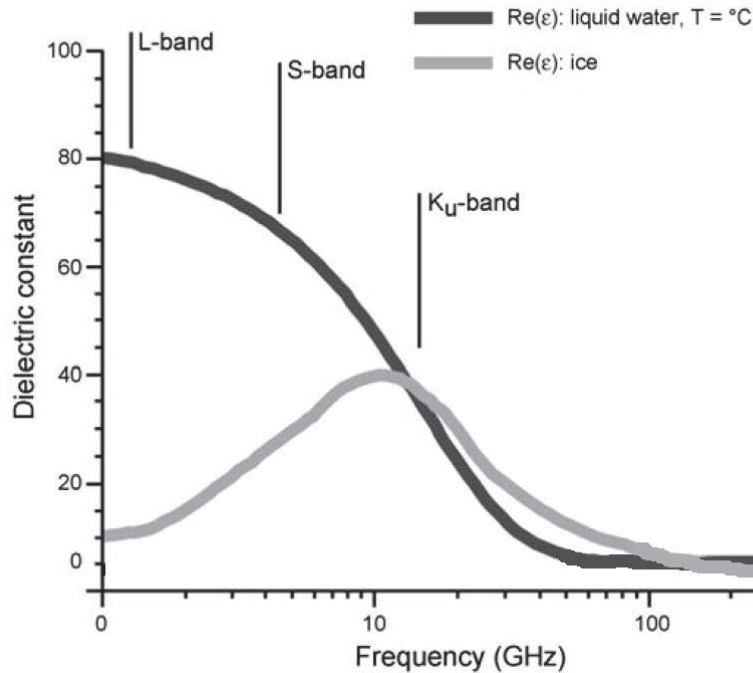


FIGURE 1.4 – Comparaison des constantes diélectriques de l’eau liquide et de la glace. Du fait de la forte valeur de sa constante diélectrique, la présence ou l’absence d’eau liquide influence grandement les valeurs d’émissivité ou de rétrodiffusion dans les basses fréquences (McDonald and Kimball, 2005). Avec la bande L = 1.5 GHz, la bande S = 2-4 GHz, et la bande Ku = 19 GHz.

1.5 Détection de la transition gel-dégel du sol par les micro-ondes passives

La caractérisation de l’eau liquide ou gelée dans le domaine des micro-ondes est utilisée pour détecter les transitions gel/dégel printanières et le gel du sol à l’automne, notamment dans le mode passif.

Les températures de brillance mesurées à des fréquences proches de la fréquence de relaxation de Debye de l’eau liquide sont spectralement sensibles à l’humidité de surface des sols, et à la diffusion dans les sols gelés (Zhang et al., 2011). Ainsi, en mesurant par micro-ondes passives, l’eau gelée dans un sol se différencie de l’eau liquide par :

- Une température thermique plus basse ;
- Une plus grande émissivité ;
- Une plus grande épaisseur optique.

Mais des mesures du sol montrent que la température de brillance augmente légèrement lorsqu’un sol humide gèle, dû à l’augmentation de l’émissivité, bien que la température thermique diminue. L’épaisseur optique augmente (England, 1974) du fait de la réduction par le gel de la partie imaginaire de la constante diélectrique de façon plus importante que sa partie réelle. Cela se traduit donc par une absorption réduite, augmentant l’épaisseur optique. On note également un effet de la fréquence, avec une augmentation des émissivités et des températures de brillance aux plus hautes fréquences.

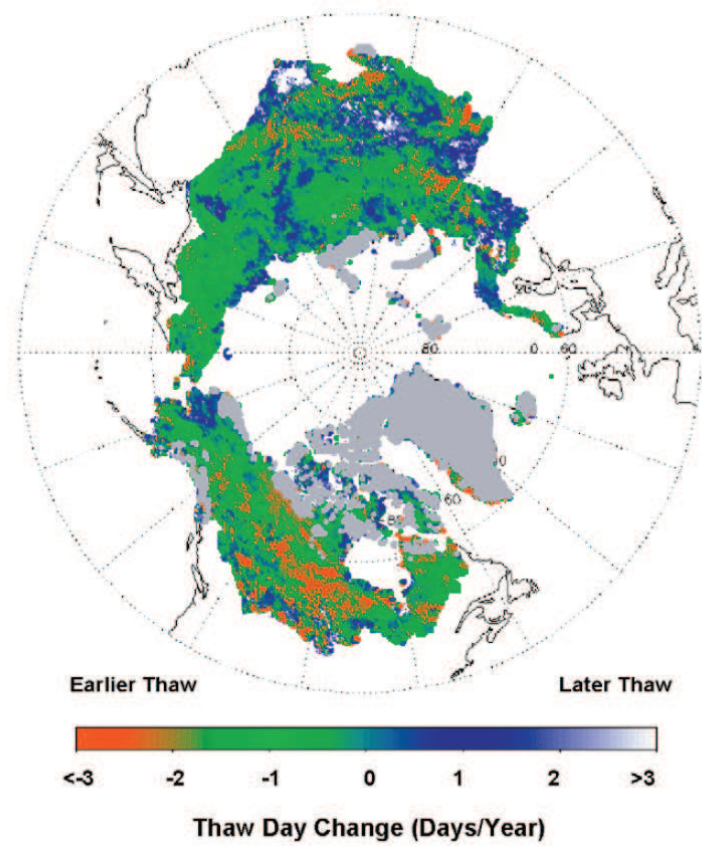


FIGURE 1.5 – Variation temporelle de la transition gel/dégel dans l'hémisphère nord sur la période 1988-2001 (McDonald et al., 2004).

Les événements de gel/dégel provoquent de grands changements dans les propriétés diélectriques du terrain, qui dominent la réponse saisonnière d'une série temporelle (Figure 1.5). L'application d'une convolution à une série temporelle de températures de brillance permet par exemple de déterminer l'évènement principal de fonte ou de gel, par la distinction des différents événements de transition tant du point de vue de leur fréquence que de leur magnitude (McDonald et al., 2004).

Certaines études, comme celle menée par Kim et al. (2011) utilisent l'aspect multifréquentiel et bipolarisation des températures de brillance pour cartographier les variations terrestres quotidiennes des cycles de gel/dégel à large échelle grâce aux données acquises par les capteurs SMM/I. D'autres études, comme Roy et al. (2015) ou Rautiainen et al. (2014), se basent sur l'utilisation d'une seule fréquence, bande L à 1.4 GHz, du fait de sa forte sensibilité à l'état gelé ou dégelé d'un sol (Figure 1.4). L'utilisation de la bande L est très encourageante, notamment du point de vue satellitaire, avec des précisions de l'ordre de 91 et 88% pour les capteurs Aquarius et SMOS respectivement dans le cas de Roy et al. (2015) grâce à l'utilisation d'un algorithme prenant en compte le rapport de polarisation des micro-ondes.

1.6 Détection de la température de surface

La température de surface dans l'infra-rouge thermique peut se définir comme la température thermodynamique de la couche supérieure de la surface terrestre sur quelques microns (température de "peau"), dont les variations importent dans le contrôle des flux d'eau et d'énergie à l'interface entre la Terre et l'atmosphère (à travers les flux de chaleur latente et les flux d'infiltration). La température de surface est un paramètre clef dans l'étude des sols gelés. Mesurée dans le domaine du spectre thermique, son inversion permet de définir la température du sol, et donc devrait permettre de décrire l'évolution de la couche active du pergélisol dans les hautes latitudes. Dans le domaine des micro-ondes, la température de brillance est directement fonction de la température du sol (température effective, 1.7), sans passer par la température de surface.

Des mesures de terrain fournissent des valeurs de température du sol. Ce sont généralement des séries temporelles courtes, sur quelques lieux d'études, ne permettant pas une extrapolation à l'ensemble d'un territoire. Pour remédier à ce problème, nous disposons à présent de séries temporelles issues de mesures satellites, couvrant la majorité du globe. Mais nous pouvons nous poser plusieurs questions quant à ces données issues de mesures satellites. Est-on sûr que le paramètre mesuré est effectivement la température de surface ? Quel canal, quelle polarisation faut-il choisir ? Et bien sûr, quel domaine de fréquences ? Quel est l'impact de la présence de cette couverture neigeuse sur la mesure des températures de surface en hiver ? Et quelles difficultés provoque la fonte de la couverture neigeuse au printemps dans la détection de la transition gel/dégel ? Des modèles numériques sont également présents pour nous aider à représenter et comprendre la physique de notre environnement. Mais sont-ils plus ou moins précis que les données satellites ? Et les deux combinés ?

Plusieurs méthodes de détection de la température de surface des sols sont apparues au fil des années. L'intérêt d'obtenir des bases de données de températures du sol, est que ces données permettent de décrire une évolution sur une échelle de temps longue avec une grande répétitivité. Les mesures dans le domaine de l'infra-rouge thermique (IRT) sont intéressantes car elles fournissent avec grande précision la température de surface du sol (la température est mesurée directement), mais elle se trouvent être trop dépendantes

de certaines conditions météorologiques telles que la présence d'une couverture nuageuse (Wan et al., 2004). Les mesures micro-ondes passives semblent donc les plus indiquées.

Les capteurs micro-ondes passifs, tels que SSMR ou SSM/I, peu dépendant des conditions météorologiques telles que la présence de gouttes d'eau dans les précipitations ou de couverture nuageuse, sont présent sur les satellites depuis les années 1980 et devraient donc permettre d'obtenir une base de données journalières de températures de surface à l'échelle de plusieurs décennies (Royer and Poirier, 2010).

1.6.1 Méthodes de détection estivales de la température de surface du sol par radiométrie micro-ondes

La grande majorité des études portant sur la détection des températures de surface du sol se limitent à la période estivale de l'année, pendant laquelle les sols sont caractérisés par une absence de couverture neigeuse.

Les études menées ont tendance à privilégier l'utilisation de la polarisation verticale à la polarisation horizontale pour plusieurs raisons. La polarisation verticale semble moins influencée par les variations de densité de végétation d'un terrain que la polarisation horizontale (McFarland et al., 1990). De plus, elle se trouve être moins sensible à l'humidité du sol à des angles de mesures compris entre 50 et 55° (Holmes et al., 2009), ce qui lui confère un avantage non négligeable.

Regression Coefficients and Statistics for a Four-Channel Model							
Land Surface Type	R ²	RMSE	intercept	85 V	37 V	22 V	19 H
Crops/range	0.82	2.58	22.40	1.239	-0.396	0.275	-0.174
Moist soils	0.85	1.99	41.69	1.245	-0.724	0.415	-0.063
Dry soils	0.62	2.60	76.28	0.367	-0.318	1.408	0.025
All	0.79	2.37	58.07	0.811	-0.555	0.730	-0.170

TABLEAU 1.1 – Estimation des températures de surface par régression à partir de quatre canaux. Les valeurs de RMSE se situent entre 1.99 et 2.60° K (McFarland et al., 1990).

Cependant, le calcul de la différence de polarisation peut-être utile, du fait de cette différence de sensibilité, à la caractérisation des terrains d'étude. McFarland et al. (1990) utilise la différence de polarisation à 19 et 37 GHz pour définir trois catégories de terrain pour son étude se limitant aux grandes plaines centrales des Etats-Unis. Dans cette étude, il propose une méthode de détermination des températures de surface par régression, en utilisant l'ensemble des canaux disponibles du capteur SSM/I. Il utilise notamment la différence entre les canaux à 85 et 37 GHz, qui selon lui représentent le mieux la température de surface du sol. Mais les températures de référence du sol utilisées dans ce cas sont les températures minimales de l'air mesurées à 1,2 mètre, censées correspondre aux traces ascendantes de passage du satellite le matin. Il fait également fi des pixels présentant des surfaces d'eau, de la neige, ou encore des épisodes pluvieux, du fait de l'affectation de l'émissivité. Les résultats obtenus par sa méthode d'analyse par régression donnent des RMSE compris entre 2 et 4 K selon le type de surface et de canal étudié (Tableau 1.1).

Suivant une autre méthode, Njoku and Li (1999) ont montré qu'il était possible d'estimer les températures de surface à partir de simulations multi-canaux des températures de

brillance d'AMSR-E, avec des RMSE se situant entre 2 et 2.5 K. Cette technique limite la période temporelle d'étude de la température de surface, car AMSR-E n'a été lancé qu'en 2000.

La détermination de la température de surface à partir des températures de brillance a besoin d'algorithmes non linéaires tel qu'avec les méthodes itératives du fait de la physique du transfert radiatif et des processus d'interaction à travers les sols, la végétation, et l'atmosphère qui sont non linéaires. Des méthodes telles que celles développées par [Njoku and Li \(1999\)](#) à partir d'AMSR-E, mais non applicables à SSM/I du fait de la différence de fréquences disponibles, ou encore par [Pulliainen et al. \(1997\)](#) avec le développement d'algorithmes d'inversion ou de régression multiples qui lui permettent d'obtenir des RMSE compris entre 1.2 et 2.5 K pour des températures du sol en zone de forêt boréale (c'est en fait la température de l'air au niveau du sol qui est estimée). Méthodes qui voient leur précision diminuée par la présence de corps d'eau en surface, et dont l'application potentielle à une base de données de plusieurs décennies nécessiterait trop de données d'entrée.

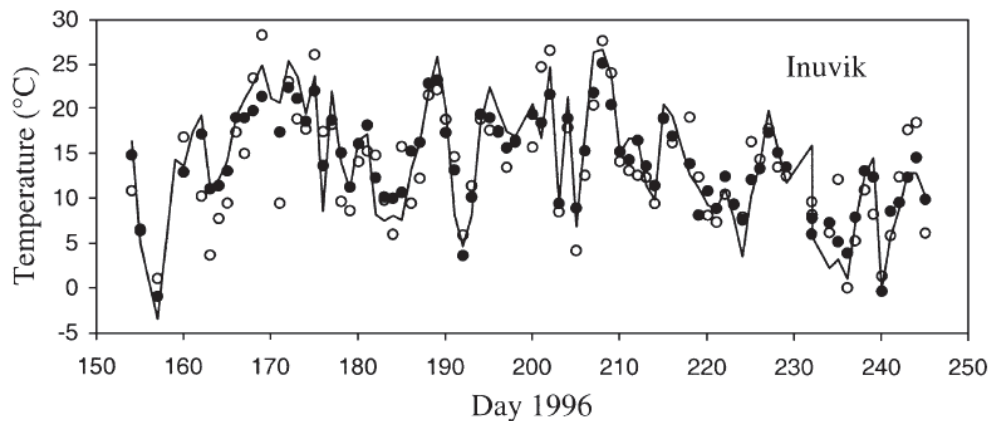


FIGURE 1.6 – Comparaison des températures de surface de l'air avec les températures de surface dérivées du capteur SSM/I à 19 (cercles blancs) et 37 (points noirs) GHz pour le site d'Inuvik ([Fily et al., 2003](#)).

[Fily et al. \(2003\)](#) quant à eux proposent également d'utiliser les pixels affectés par des surfaces d'eau et d'en extraire l'émissivité estimée des sols. Leur méthode robuste se concentre sur l'ensemble du Canada/Alaska et pour deux canaux : 19 et 37 GHz (Figure 1.6). Le choix de ces deux canaux réside dans le fait qu'ils sont tous les deux présents sur les capteurs micro-ondes passives depuis les années 1970, tout d'abord avec SSMR (18 et 37 GHz), puis avec SSM/I (19 et 37 GHz). C'est le canal à 37 GHz qui semble représenter le mieux la température du sol, d'après une relation linéaire simple déterminée entre émissivité et température de surface du sol, en polarisation verticale. Les résultats, avec des RMSE de 2 à 3.5° K, pour des biais de mesures de 1 à 3° K, concordent bien avec les mesures de températures du sol utilisées (stations, mais aussi Infra-rouge thermique). Le point faible réside dans la mesure des températures de surface au niveau des zones de forêt, où la température du sol estimée correspond plus à la température minimale de l'air au sein de la canopée.

Cette méthode a été reprise par [Mialon et al. \(2007\)](#) à 19 et 37 GHz, étendue dans le temps par [Royer and Poirier \(2010\)](#) à 37 GHz seulement en polarisation verticale (moins sensible à l'humidité du sol dû à une profondeur de pénétration moins importante), puis

améliorée par [André et al. \(2015\)](#). Cette approche résout le problème de la variation temporelle d'acquisition des données (latitude et orbite), par une procédure de normalisation basée sur le cycle diurne de température de l'air modélisé dérivé de données de réanalyses ; permettant par la même une extrapolation des données de réanalyse sur des zones de pixels manquant. Cette procédure leur permet d'obtenir une base de données continue à partir des capteurs SSMR et SSM/I de 30 années, avec des écarts de 1.85 °C sur les températures journalières moyennes, et des biais sur les mesures parfois supérieurs à 1 °C. Mais là encore, des interrogations subsistent quant à la fiabilité des mesures en zone forestière, ou celles-ci semblent plus proches de la température de l'air à 2 mètres du sol que de la température de surface du sol.

Mais cette méthode initialement développée par [Fily et al. \(2003\)](#) est considérée par [Holmes et al. \(2009\)](#) comme difficilement applicable d'un point de vue global, car bien que donnant de bons résultats aux hautes latitudes, ceux-ci le sont beaucoup moins aux moyennes et basses latitudes. [Holmes et al. \(2009\)](#) propose donc une méthode présentant une approche incluant la bande Ka (37 GHz) en polarisation verticale à partir de laquelle il dérive une relation linéaire permettant de décrire les températures du sol sur l'ensemble du globe. Bien que bonne d'un point de vue global, cette méthode présente quelques points faibles. Une fois encore, il ne s'agit pas de températures du sol en zones de forêts, mais bien de température de l'air au sein de la zone végétale. De plus, les résultats obtenus aux hautes latitudes (RMSE de 3 à 4 K), la rendent moins intéressante pour ces régions.

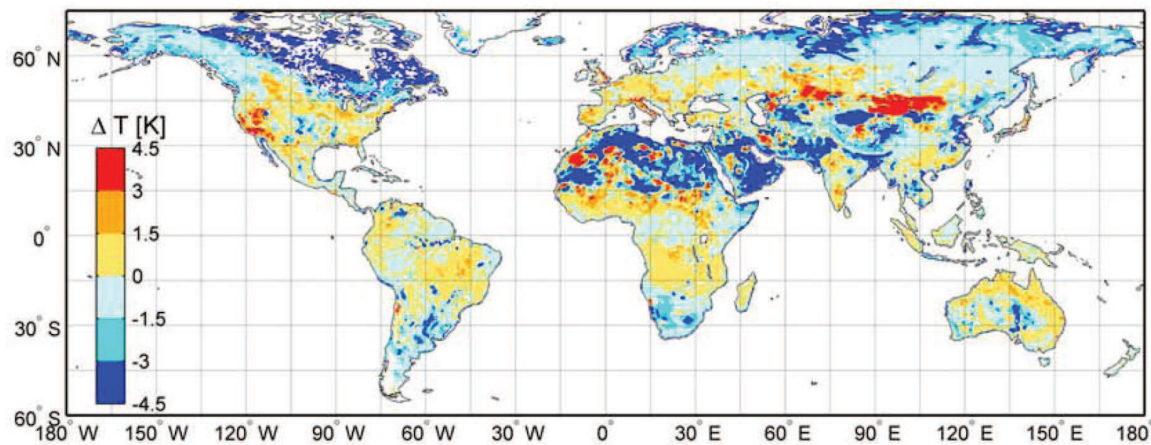


FIGURE 1.7 – Comparaison des températures retrouvées avec la bande Ka à l'échelle globale avec des mesures au sol. Les résultats sont bons d'un point de vue global, mais l'erreur sur les hautes latitude n'est pas négligeable, de même que la température des zones forestières ne représente pas la température de la surface du sol, mais de la surface de la canopée ([Holmes et al., 2009](#)).

D'autres méthodes de régression multiples ont également été proposées, telle que celle présentée par l'étude de [Jones et al. \(2007\)](#), qui teste l'ensemble des fréquences du satellite AMRS-E, pour lequel les canaux de plus hautes fréquences donnent de meilleurs résultats, avec des RMSE globaux de 3° K. Cette étude montre également le problème des températures de surface retrouvées entre les zones de Tundra et les zones de forêt.

De nouvelles approches ([Holmes et al., 2013](#)) effectuent le couplage entre des modèles de surface et la télédétection par assimilation de données micro-onde passives. Ceci permet de réduire les RMSE sur la simulation des températures de surface. Les micro-ondes passives sont donc un bon moyen de mesure des températures du sol en été ([Catherinot et al.,](#)

2011) à travers une grande diversité d'applications (Prigent et al., 2003b,a).

1.6.2 Méthodes de détection hivernales de la température de surface du sol

McFarland et al. (1990) évoque le problème de la détection des températures de surface sur une couverture neigeuse et en hiver, et en arrive à la conclusion que ce sera très difficile, voire chose impossible. Les méthodes de détection exposées plus tôt quant à la détermination de la température de la surface du sol (dégelé) sont en effet non fiables sur des sols gelés, ou sous couverture neigeuse. Jones et al. (2007) en appliquant sa méthode de régression multiple sur des sols gelés se retrouve avec des RMSE supérieurs à 4° K (Tableau 1.2). De même, Fily et al. (2003) indiquent que la détermination de leur relation linéaire simple n'est plus valide sur un sol gelé couvert de neige en hiver. La méthode proposée (avec la relation de découplage émissivité-température) n'est en effet pas valide sur couvert de neige.

SITE	Process-Based Method				Regression Method				
	RMSE	R ²	MAE	MR	RMSE	R ²	MAE	MR	n
BRW	7.00	0.24	5.32	-0.91	8.67	0.35	7.86	-6.17	222
	(12.52)	(0.25)	(11.05)	(-8.91)	(16.31)	(0.42)	(14.11)	(-13.78)	(241)
ATQ	7.85	0.51	5.65	-1.24	4.95	0.70	4.05	2.54	247
	(13.25)	(0.21)	(11.32)	(-7.24)	(7.80)	(0.63)	(6.40)	(-3.80)	(262)
IVO	10.51	0.49	9.24	5.77	6.18	0.64	5.23	5.11	205
	(10.48)	(0.42)	(7.67)	(-5.92)	(7.54)	(0.71)	(6.10)	(-4.66)	(252)
HPV	9.23	0.48	6.83	-2.71	5.53	0.50	4.32	-3.36	228
	(11.05)	(0.54)	(9.02)	(-8.17)	(7.06)	(0.66)	(5.86)	(-4.68)	(222)
NOBS	19.48	0.48	16.29	15.44	3.11	0.14	2.60	2.32	196
	(7.96)	(0.68)	(6.21)	(-3.07)	(20.35)	(0.04)	(16.88)	(-16.34)	(202)
OAS	7.42	0.22	5.96	4.47	3.06	0.03	2.51	1.83	145
	(13.38)	(0.30)	(11.36)	(-0.87)	(16.78)	(0.06)	(14.45)	(-13.45)	(145)
LTH	4.76	0.00	3.57	-1.61	3.37	0.36	2.96	2.01	124
	(12.83)	(0.02)	(9.70)	(-8.78)	(10.56)	(0.13)	(7.74)	(-5.16)	(124)

TABLEAU 1.2 – Températures de surface retrouvées par une méthode de régression multiple en hiver, avec R^2 le coefficient de détermination, RMSE l'erreur quadratique moyenne, MAE l'erreur absolue moyenne, MR l'erreur résiduelle, et n la taille de l'échantillon. Les sols gelés et la présence de couverture neigeuse rendent la détermination des températures de surface en hiver très difficile (Jones et al., 2007).

Des expériences visant à simuler la température de brillance observée à la surface de la couverture neigeuse ont été effectuées. Durand et al. (2008), notamment, ont montré que la stratigraphie de la couverture neigeuse pouvait dominer les émissions micro-ondes, avec la prise en compte de son épaisseur, de la variabilité spatiale des couches de glace (épisodes de dégel/regel), et la taille des grains. Le modèle utilisé (MEMLS) reproduisait relativement bien les températures de brillances observées (écarts moyens de 3.1° K). Mais dans une étude à grande échelle, il est impossible de connaître avec exactitude la stratigraphie et la composition de chaque parcelle de manteau neigeux.

En plus du problème que représente la présence de la couverture neigeuse en hiver, s'ajoutent les transitions des cycles gel/dégel avec variation de la valeur de la constante diélectrique de l'eau (Jones et al., 2007), mais aussi la présence de forêts, déjà problématiques pendant la période estivale. Pulliainen et al. (1997), puis Langlois et al. (2011) ont tenté de répondre à ce problème en hiver en proposant une correction à apporter aux données AMSR-E, réduisant considérablement l'erreur sur les mesures de températures de

brillance (biais de 11 à 14° K à 19 GHz et de 24 à 27° K à 37 GHz).

La nécessité d'un modèle couplé Neige/Sol se fait donc sentir, et [Kohn and Royer \(2010\)](#) développent une idée intéressante. Dans cette étude, le modèle fournit une première estimation des paramètres décrivant le milieu, qui sont ensuite utilisés comme entrées pour le modèle d'émissions. L'intérêt de cette étude porte sur l'attrait de l'assimilation de données, puisque les températures de brillances dérivées simulées sont ensuite contraintes par les observations, ce qui permet de diminuer l'erreur initiale des premières prévisions du sol. Il a ainsi été développé un algorithme permettant d'estimer la température des 5 premiers centimètres du sol à partir de données AMSR-E (10 GHz) en utilisant un modèle d'émission de la neige ([HUT](#)), initialisé avec un modèle Neige/Sol ([SNTherm](#)). Les résultats sont assez satisfaisants, aussi bons, voire meilleurs que certaines études ne prenant pas en compte la présence d'une couverture neigeuse, avec une précision variant de 1.78 à 5.88° K selon le lieu d'étude ([Figure 1.8](#)). Le problème de cette dernière méthode, bien que démontrant l'apport des données micro-ondes aux simulations de modèles, est son coût en temps de calcul bien trop élevé, s'il devait-être appliqué à une échelle continentale.

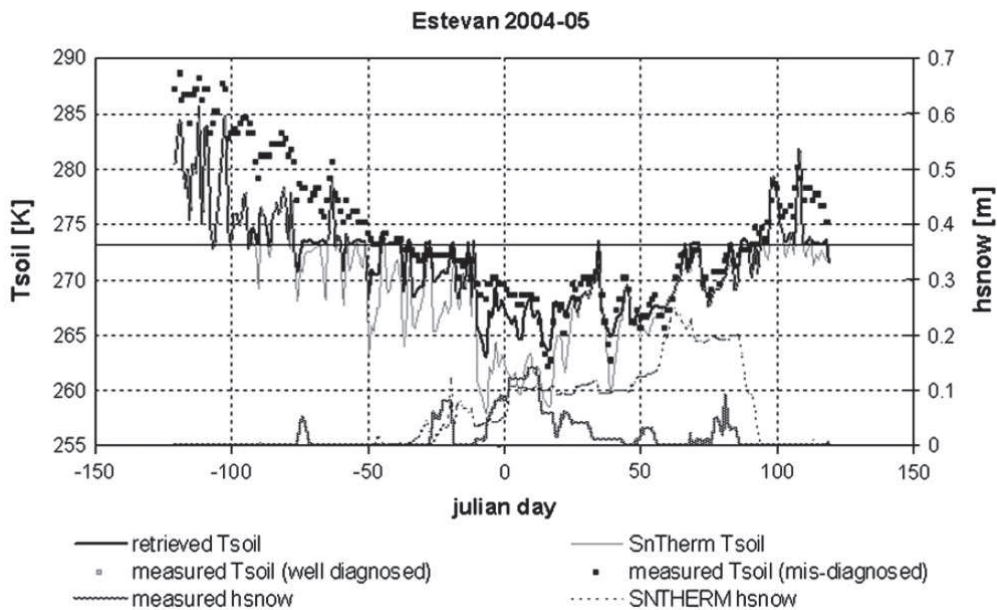


FIGURE 1.8 – Températures de surface retrouvées à partir de données AMSR-E et du couplage d'un modèle Sol/Neige et d'un modèle d'émission de la neige. Les températures retrouvées correspondent bien aux températures mesurées ([Kohn and Royer, 2010](#)).

[Prigent et al. \(2003a\)](#) propose quant à elle une méthode permettant de retrouver la température du surface (skin temperature) en hiver au-dessus d'une couverture neigeuse par la combinaison de données infra-rouges thermiques et micro-ondes passives. Avec des RMSE de 1.5 et 1.9 K en conditions de ciel clair et ennuagé respectivement, ces auteurs n'arrivent cependant pas à déterminer la température de surface du sol sous la couverture neigeuse. Mais cette méthode est d'un grand intérêt puisque la combinaison de ces deux gammes d'ondes permet a priori des mesures complètes à l'année longue.

Des efforts semblent donc encore devoir être faits afin de développer un algorithme simple permettant de traiter le problème de la température du sol en hiver.

1.7 Une diversité de méthodes pour retrouver la température de surface

La diversité de méthodes afin de retrouver une température de surface du sol est grande et ne se limite pas à l'utilisation de données de télédétection. La modélisation joue également une part importante, bien que tout type de modélisation ne soit pas voué à la détermination de cette variable.

Nous faisons ici une revue synthétique de quelques approches méthodologiques permettant de retrouver la température de surface.

1.7.1 Méthode 1 : Utilisation d'un modèle climatique seul

Les modèles climatiques sont de plusieurs ordres. Ils vont des modèles simples à 0 ou 1 dimension permettant de se concentrer sur une variable particulière, aux GCM (Global Climate Model) qui intègrent eux une multitude de variables permettant de représenter l'évolution du système climatique dans son ensemble. Mais quel que soit leur degré de complexité, ce sont des représentations mathématiques du système climatique, basées sur des principes physiques, mais aussi selon les cas, biologiques et chimiques (Goosse et al., 2008).

L'utilisation de modèles climatiques seuls générant leur propre climatologie (GCM, "Global Climate Model") par des bilans d'énergie de surface globaux et annuels ne permet d'obtenir qu'une représentation moyenne du climat, sans climatologie interannuelle. De tels modèles peuvent s'employer dans le cadre d'études à larges échelles temporelles, qui dans le cas de la température de surface permettraient de suivre son évolution moyenne sur plusieurs millénaires. Mais il est alors impossible d'effectuer un suivi fin de la température de surface année après année (Sellers, 1969; Crowley, 2000). Il en va autrement si ces modèles sont alimentés par des données météorologiques journalières ou des réanalyses, c'est le cas 2 ci-dessous. Le problème majeur est l'incertitude sur la climatologie moyenne générée. Les GCM présentent aussi une résolution spatiale grossière, mais ce qui n'est pas le cas des RCM ("Regional Climate Model").

1.7.2 Méthode 2 : Schémas de surface du sol piloté par des réanalyses atmosphériques

Les schémas de surface du sol sont des modèles numériques représentant la physique du sol par l'intégration des bilans énergétiques de surface et hydriques dans le temps (Mahfouf et al., 1995). Cela se fait aux échelles de grille des GCM ou RCM, permettant éventuellement de les coupler pour l'étude des rétroactions climatiques, notamment dans une volonté de projection climatique. Une méthode d'étude des températures de surface du sol consiste donc à piloter ces schémas de surface avec des réanalyses atmosphériques. Les réanalyses atmosphériques correspondent à une simulation de la météorologie passée à travers un modèle atmosphérique à partir de données existantes mesurées au sol, permettant d'obtenir une météorologie à large échelle (sur l'ensemble de l'hémisphère Nord ou de la planète par exemple) (Kalnay et al., 1996), mais aussi à haute résolution spatiale (Vidal et al., 2010).

La précision des données de réanalyse atmosphérique dépend donc de la densité du réseau de stations météorologiques à l'origine des données assimilées et des variables considérées. Cette méthode de détermination de la température de surface du sol peut donc être très bonne dans des régions où la densité de stations météorologiques est élevée, comme aux moyennes latitudes. Cependant, dans les zones de hautes latitudes Nord, très peu de stations météorologiques sont présentes et les réanalyses atmosphériques sont mal contraintes, notamment du point de vue des précipitations (Schaefer et al., 2009).

Les schémas de surface du sols sont généralement simplifiés du point de vue de la physique du sol, avec une faible discrétisation du nombre de couches de sol, mais également de neige (couche unique dans certains cas), ne permettant pas la représentation du cycle diurne de températures au sein du manteau neigeux (Boone and Etchevers, 2001).

1.7.3 Méthode 3 : Utilisation de la télédétection seulement

L'utilisation de la télédétection pour la détermination des températures de surface (développée plus tôt) regroupe l'utilisation des données infra-rouges thermiques et des données micro-ondes passives.

Les données infra-rouges thermiques ont l'avantage de fournir une mesure directe de la température de la surface, qui est une "skin" température (surface du sol, de la végétation, de la neige). La problème majeur de cette méthode est l'impossibilité d'obtenir des séries continues de température de surface du fait de la sensibilité de l'infra-rouge thermique à la couverture nuageuse (Jiménez-Muñoz et al., 2014; Wang et al., 2015) et l'impossibilité de mesurer la température sous la neige, mais beaucoup d'efforts sont faits pour améliorer les séries de données.

Les données micro-ondes passives présentent l'avantage comparativement aux données infra-rouge thermique de pouvoir être captées même si une couverture nuageuse est présente. Par contre, du fait de leur très grandes longueur d'onde et de l'approximation de Rayleigh-Jeans, la température de brillance mesurée est liée à une émissivité qui n'est pas connue a priori. L'émissivité va alors être reliée à la composition physique du sol, mais aussi à sa teneur en eau, sa couverture végétale, son état gelé ou dégelé, la présence d'une couverture neigeuse (et le type de neige qui la compose) (Mätzler, 1994). Basist et al. (1998) fut l'un des premiers à tenter de séparer l'émissivité de la température par des ajustement dynamiques de l'émissivité pour obtenir un produit de températures de surface plus réaliste que ce qui se faisait jusqu'alors. De nombreuses études ont depuis repris le problème (Jones et al., 2007; Holmes et al., 2009; Catherinot et al., 2011; André et al., 2015), mais aucune étude n'est parvenue à déterminer la température de surface sous le manteau neigeux.

1.7.4 Méthode 4 : Modèle de surface avec assimilation de données au sol

Une méthode qui a émergé plus récemment consiste à assimiler des données mesurées au sol (issues de stations météorologiques) directement dans un modèle de surface. Celle-ci reprend le principe de la Méthode 2 abordée précédemment, mais avec l'introduction de mesures in situ de la surface et / ou de la météo. Slevin et al. (2015) utilise par exemple en parallèle des réanalyses atmosphériques à un pas de temps de 6h et des données locales à un pas de temps inférieur à 1h à des fins de comparaison de méthodes. Son étude, non uniquement centrée sur les températures de surface, montre le gain apporté

par l'assimilation de données in situ par rapport aux données de réanalyse atmosphérique. Mais aussi encourageante soit-elle, cette méthode a un champ d'application limité aux zones comportant une bonne couverture de stations météorologiques, ce qui n'est pas le cas des hautes latitudes Nord.

1.7.5 Méthode 5 : Méthode proposée

La méthode proposée se veut innovante. Il s'agit d'effectuer une fusion des méthodes 2 et 3 par l'utilisation d'un schéma de surface du sol piloté par des réanalyses atmosphériques contraintes (corrigées) par télédétection (assimilation des observations satellites). Le but est de réduire au maximum les biais et incertitudes sur les réanalyses atmosphériques dus au trop faible nombre de stations météorologiques aux hautes latitudes. Par la combinaison de données infra-rouges thermiques et micro-ondes passives nous disposons de données de température de surface toute l'année.

Des études telles que [Prigent et al. \(2003b\)](#); [Holmes et al. \(2015\)](#); [Norouzi et al. \(2015\)](#) utilisent la combinaison des données infra-rouges thermiques et micro-ondes passives, mais aucune à l'heure actuelle ne les a assimilées pour contraindre la simulation des températures de surface du sol toute l'année, y compris sous le manteau neigeux en hiver.

Conclusion

La détection du rayonnement infra-rouge thermique et des micro-ondes passives permet grâce à la Loi de Planck et à l'approximation de Rayleigh-Jeans, issues de la théorie du corps noir, d'observer la température de la surface terrestre. Un grand nombre d'études utilisent ces données issues majoritairement de mesures satellites, avec chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Les données infra-rouges thermiques sont dotées d'une meilleure résolution spatiale et d'une très bonne précision (inférieure à 1 K), mais ce rayonnement n'est pas observable en cas de présence d'une couverture nuageuse (ce qui en arctique représente 50% du temps) et n'est pas non plus observable sous la neige. Les données micro-ondes passives pénètrent cette couverture nuageuse et également selon la fréquence utilisée le manteau neigeux, mais disposent d'une moins bonne résolution spatiale (de l'ordre de 25 km selon la fréquence utilisée) et d'une précision moins élevée sur les mesures (de l'ordre de 1 K).

Les nombreuses études faites jusqu'alors, bien qu'aux méthodologies très performantes pour retrouver les températures de surface en été, voire en hiver en surface du manteau neigeux, ne parviennent pas à retrouver la température sous la neige. La télédétection n'est cependant pas le seul moyen de retrouver une température de surface. La modélisation, notamment par l'utilisation de schémas de surface du sol pilotés par des réanalyses atmosphériques ou bien des données météorologiques locales permet de retrouver avec une grande efficacité potentielle cette température du sol, dans les zones où la densité de stations météorologiques assure une bonne précision des réanalyses atmosphériques, ce qui n'est pas le cas des hautes latitudes Nord.

La définition d'une nouvelle méthode utilisant les avantages de chacune des méthodes développées jusqu'alors semble être un bon moyen pour retrouver les températures de surface du sol, y compris sous la neige en hiver.

Chapitre 2

Sites d'étude et données utilisées

Introduction	43
2.1 Sites d'étude	43
2.1.1 North Slope : Alaska, Etats-Unis	44
2.1.2 Inuvik : Territoires du Nord-Ouest, Canada	45
2.1.3 Daring Lake : Territoires du Nord-Ouest, Canada	46
2.1.4 Salluit : Québec, Canada	46
2.1.5 Goose Bay : Terre-Neuve et Labrador, Canada	47
2.2 Données terrain	48
2.3 Données de télédétection	49
2.3.1 Données dans le domaine de l'infrarouge thermique : capteur MO-DIS	49
2.3.2 Données dans le domaine des micro-ondes passives : capteur AMSR-E	50
2.4 Données de modélisation	51
2.4.1 Réanalyses atmosphériques : North American Regional Reanalysis (NARR)	51
Réanalyses atmosphériques	52
Corrections atmosphériques des données micro-ondes passives	52
2.5 Les modèles de l'étude	53
2.5.1 Schémas de surface du sol : Canadian Landscape Surface Scheme (CLASS)	53
2.5.2 Modèle de transfert radiatif : HUT	55
Sol sans neige ni forêt : $Tb_{surface} = Tb_{sol}$	56
Sol recouvert de neige sans forêt : $Tb_{surface} = Tb_{neige+sol}$	56
Surface couverte de forêt	57
Température de brillance du pixel	57
Température de brillance au niveau satellite	57
Conclusion	58

Introduction

Ce chapitre présente tout d'abord une description des différents sites étudiés (Figure 2.1), d'un point de vue géographique, physique et climatologique, ainsi qu'une description des différents types de données de télédétection utilisées (micro-ondes passives et infrarouges thermiques) en fonction de leurs capteurs respectifs. Les modèles numériques de schémas de surface du sol, de transfert radiatif et de réanalyse atmosphériques sont introduits à travers leurs principes élémentaires, et nous terminons par une énumération non exhaustive d'autres modèles qu'il aurait été possible d'utiliser pour conduire l'étude.

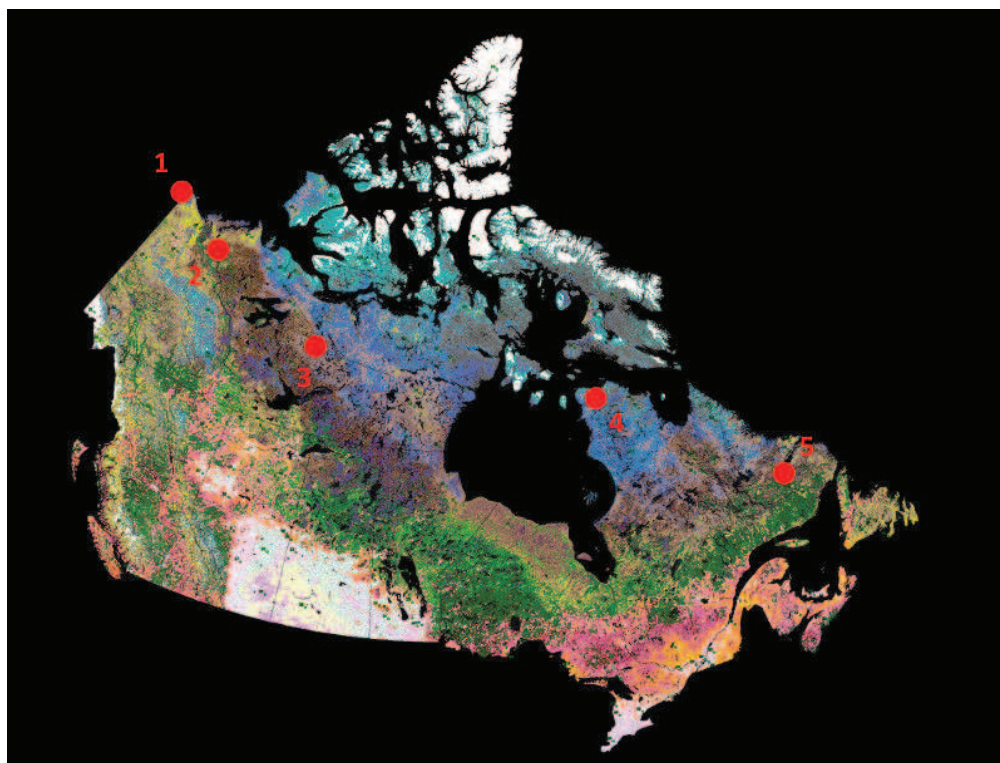


FIGURE 2.1 – Carte des sites d'étude présentant le transect Est-Ouest Arctique, avec d'Ouest en Est : North Slope (1), Inuvik (2), Daring Lake (3), Salluit (4) et Goose Bay (5).

2.1 Sites d'étude

La zone d'étude choisie pour le travail de thèse comprend un transect Est-Ouest Arctique, nous menant de l'Alaska au Labrador à travers cinq sites d'études : North Slope (Alaska, 70.27°N 148.88°W , altitude 15 m), Inuvik (Territoires du Nord-Ouest, 68.43°N 133.33°W , altitude 81 m), Daring Lake (Territoires du Nord-Ouest, 64.52°N 111.54°W , altitude 459 m), Salluit (Québec, 61.87°N 75.23°W , altitude 312 m) et Goose Bay (Labrador, 52.78°N 60.06°W , altitude 392 m). Ces sites sont des sites de toundra, à l'exception du site de Goose Bay qui se trouve en zone de taïga. Etant toutes des stations côtières à l'exception de Daring Lake, la localisation des pixels "côtiers" étudiés a été choisie entre 50 et 100 km à l'intérieur des terres afin de se prémunir de toute influence océanique sur les données de télédétection.

Le choix de ces stations s'est effectué entre autres, du fait de la disponibilité de données de température du sol.

2.1.1 North Slope : Alaska, Etats-Unis

North Slope est une région des Etats-Unis située au nord de l'Alaska, bordant l'Océan Arctique au nord de la chaîne Brooks. Il s'agit d'une zone de Toundra où la température moyenne annuelle est de $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($14\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'été et $-21\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'hivers) en bordure océanique (données NARR). La moyenne des précipitations y est de 330 mm par an. La zone d'étude possède un sol assez riche en sable et pauvre en matière organique, sol d'une profondeur d'environ 50 cm (Bockheim et al., 1998), reposant sur un socle de roches sédimentaires. Cette région comporte également le deuxième plus grand champ de pétrole en Amérique du Nord, couvrant 1300 km^2 .



FIGURE 2.2 – Région d'étude de North Slope (Alaska) en été et en hiver.

2.1.2 Inuvik : Territoires du Nord-Ouest, Canada

Inuvik est une ville du Grand-Nord canadien des Territoires du Nord-Ouest, bordant l'Océan Arctique et la Mer de Beaufort, à l'ouest du delta de la rivière MacKenzie. Il s'agit d'une zone de Toundra où la température moyenne annuelle est de $-7.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($10\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'été et $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'hiver, données NARR). La moyenne des précipitations y est de 280 mm par an. Son sol silteux d'environ 80 cm de profondeur repose sur un socle de roches sédimentaires, et comporte une fine couche de matière organique en surface (Quinton and Marsh, 1999; Hille, 2015). La région a connu une forte activité économique jusque dans les années 1990 du fait de la présence de bases de l'armée canadienne et de compagnies pétrochimiques explorant le delta de la rivière Mackenzie.



FIGURE 2.3 – Région d'étude d'Inuvik (Territoires du Nord-Ouest) en été et en hiver.

2.1.3 Daring Lake : Territoires du Nord-Ouest, Canada

Daring Lake est une station de recherche située dans les Territoires du Nord-Ouest canadien, à environ 300 km de Yellowknife, à une cinquantaine de kilomètres au nord de la limite des arbres. Il s'agit d'une zone de Toundra où la température moyenne annuelle est de $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($8\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'été et $-29\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'hivers, données NARR). La moyenne des précipitations y est d'environ 300 mm par an. Son sol est majoritairement sableux et bien drainé, assez fin d'une profondeur inférieure à 1 m, comporte une faible couche organique superficielle. La région comprend également beaucoup de roches affleurantes et de petits lacs (Lafleur and Humphreys, 2008).

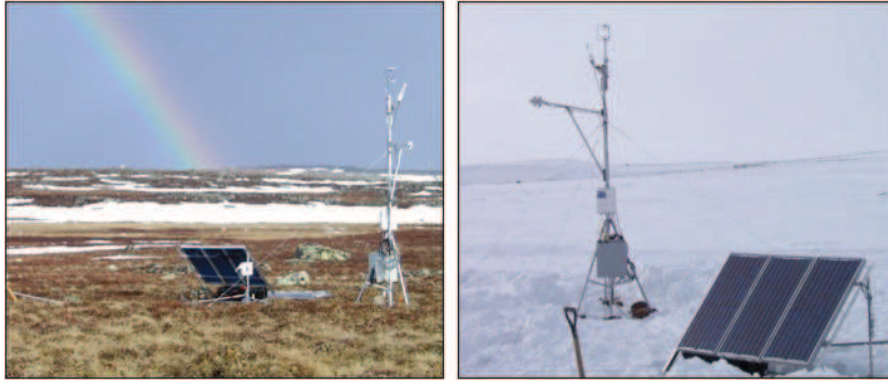


FIGURE 2.4 – Région d'étude de Daring Lake (Territoires du Nord-Ouest) en été et en hiver.

2.1.4 Salluit : Québec, Canada

Salluit est une ville du nord du Québec située près du détroit d'Hudson, développée en 1925 suite à l'ouverture d'un comptoir commercial. Il s'agit d'une zone de Toundra où la température moyenne annuelle est de $-7.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($6\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'été et $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'hivers, données NARR). La moyenne des précipitations y est d'environ 300 mm par an. Son sol, généralement peu profond (30 à 40 cm) est principalement sableux, sans couche organique superficielle (Harvey, 2012). Celui-ci repose sur un socle composé de roches granitiques et sédimentaires.



FIGURE 2.5 – Region d'étude de Salluit (Nord du Québec) en été et en hiver.

2.1.5 Goose Bay : Terre-Neuve et Labrador, Canada

Goose Bay est une ville de la province de Terre-Neuve et Labrador au Canada, bordant le fleuve Churchill, non loin de la Mer du Labrador. Il s'agit d'une zone de Taïga avec des forêts de conifères où la température moyenne annuelle est de 0 °C (20 °C en moyenne en été, et -12 °C en moyenne en hivers), avec des précipitations moyennes annuelles avoisinant les 950 mm. Son sol, assez riche en sables et de faible profondeur, comporte un léger horizon superficiel de matière organique (Harvey, 2012).



FIGURE 2.6 – Région d'étude de Goose Bay (Terre-Neuve et Labrador) en été et en hiver.

2.2 Données terrain

Les données terrain, essentielles aux travaux théoriques car permettant de calibrer ou encore de valider les modèles, les mesures satellites, sont acquises de plusieurs façons. Elles peuvent l'être de manière continue par l'intermédiaire d'une station météorologique implantée sur place, ou alors au cours d'une mission terrain.

La donnée terrain communément disponible est la température de l'air à 2m. Mais avec les années les stations météorologiques étant de plus en plus complètes selon l'axe de recherche auquel elles sont soumises, il est possible de trouver des stations météorologiques disposant de mesures de la température du sol à plusieurs profondeurs, allant parfois de la surface à 20 mètres de profondeur. La hauteur de neige est également parfois mesurée, mais reste une donnée assez rare si l'on prend en compte le nombre de stations de mesures réparties dans les zones enneigées en hiver, si bien qu'il faille à l'occasion se reposer sur des valeurs de hauteurs de neiges issues de données de réanalyse (Brown et al., 2003). Ces données sont résumées dans le tableau 2.1.

Sites	Données terrain disponibles		
	Température de l'air (°C)	Température du sol (°C)	Hauteur de neige (cm)
Daring Lake	2m	5 – 60 cm	réanalyses
North Slope	2m	0 – 150 cm	mesures
Inuvik	2m	2 cm	mesures
Salluit	2m	0-2000 cm	réanalyses
Goose Bay	2m	2 cm	réanalyses

TABLEAU 2.1 – Données terrain disponibles aux différents sites.

2.3 Données de télédétection

2.3.1 Données dans le domaine de l'infrarouge thermique : capteur MODIS

Les satellites AQUA et TERRA acquièrent grâce aux capteurs MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) des mesures sur 36 bandes spectrales allant de 0.405 à 14.385 μm à 3 résolutions spatiales de 250 m, 500m et 1 km. Sa large fauchée (2330 km) lui permet de voir l'intégralité de la surface terrestre toutes les une à deux journées. Le décalage temporel entre les satellites AQUA et TERRA permet une bonne répétitivité des mesures, avec possibilité d'avoir quatre mesures par jour (passages diurnes et nocturnes de chaque satellite). Nous utilisons ici le produit de température de surface, d'une résolution spatiale de 1 km, extrait des bandes 31 et 32, à respectivement 10.780 - 11.280 μm et 11.770 - 12.270 μm (Tableau 2.3). Ce produit est intéressant car la mesure de température de surface dans l'infra-rouge thermique possède une bonne précision (Wan et al., 2004). Les satellites AQUA et TERRA possèdent une orbite circulaire, héliosynchrone (le satellite survole donc chaque partie de la surface terrestre à la même heure locale) et quasi polaire de faible altitude (705 km), dont l'inclinaison est de 98°. Le satellite TERRA croisant l'équateur sur une orbite descendante à 10h30, et le satellite AQUA croisant l'équateur sur une orbite ascendante à 13h30. Cette différence d'orbite ascendante et descendante leur permet d'observer différemment des conditions de couverture nuageuse pour une même localisation.

Cependant, du fait de la longueur d'onde d'observation, ce type de données est extrêmement dépendant de la présence d'une couverture nuageuse.

Afin d'utiliser les données MODIS en adéquation avec les données AMSR-E ainsi que les données de réanalyse atmosphérique NARR, une agrégation est effectuée à une résolution spatiale de 25 km. Dans un premier temps, nous sélectionnons un ensemble de pixels MODIS à une résolution spatiale de 1 km, que leurs coordonnées placent au sein d'un pixel AMSR-E. Un filtre est appliqué sur cet ensemble de pixels de manière à supprimer tout pixel recouvert par des nuages. Si la couverture nuageuse recouvre moins de 50% des pixels MODIS sélectionnés (nombre théorique de 625 pixels de 1 km de résolution spatiale pour obtenir un pixel de 25 km de résolution spatiale), alors les températures de surface des pixels restant sont moyennées pour obtenir un pixel MODIS d'une résolution spatiale de 25 km. Dans le cas où plus de 50% des pixels MODIS à 1 km sélectionnés sont recouverts par

des nuages, la donnée de température n'est pas prise en compte dans la série temporelle de températures de surface MODIS à 25 km.

2.3.2 Données dans le domaine des micro-ondes passives : capteur AMSR-E

En orbite depuis 2002, le satellite AQUA possède également le radiomètre AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for Eos, développé par l'agence spatiale japonaise JAXA), dont les températures de brillance mesurées nous servent à la validation des températures de brillance simulées par le modèle de transfert radiatif, puis au forçage du schéma de surface du sol pour l'inversion des températures du sol. Nous utilisons ces données sur la période 2002 - 2012, la série temporelle de ces données commençant le 19 juin 2002 et se terminant le 3 octobre 2011 du fait d'une panne technique ayant induit un arrêt du fonctionnement de l'antenne du radiomètre. Il a depuis été remplacé par le capteur AMSR-2 à bord du satellite **GCOM-W1**. AMSR-E effectuait la mesure du rayonnement électromagnétique émis par la surface terrestre pour une gamme de 6 fréquences (6.9, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 et 89 GHz) à deux polarisations, verticale et horizontale. Les données de télédétection micro-onde en polarisation verticale sont moins sensibles à l'humidité de la végétation et des sols (ce qui leur donne une plus grande profondeur de pénétration) que les données de télédétection en polarisation horizontale (très sensibles à l'humidité des sols).

Nous utilisons dans cette étude les mesures aux fréquences de 10.65 et 18.7 GHz en polarisation verticale (Tableau 2.3), possédant des résolutions spatiales natives de 51x29 km à 10.65 GHz et 27x16 km à 18.7 GHz. La fréquence 10.65 GHz permet en effet de pénétrer le manteau neigeux pour en voir le sol, et la fréquence à 18.7 GHz nous fournit des informations à l'intérieur du manteau neigeux. Ces deux fréquences sont également très intéressantes pour l'étude des températures de surface hors conditions neigeuses, comme le montre le Tableau 2.2. On voit qu'hormis des cas de sols extrêmement secs, la contribution des micro-ondes à 10.65 et 18.7 GHz se limite aux premiers millimètres du sol, et fournissent l'information sur la température de brillance en sol très proche de la surface.

	SMOS	AMSR-E			
Sol limoneux	1,5 GHz	7 GHz	10 GHz	19 GHz	37 GHz
Sec (cm)	52	9,3	5,3	2,2	1,3
Humide (cm)	14,5	0,9	0,5	0,2	0,09
Neige sèche (m)	~ 100	> 20	10 - 15	3 - 5	< 1

TABLEAU 2.2 – Profondeurs de contribution des micro-ondes dans un sol limoneux sec (saturé en eau à 0%) et humide (saturé en eau à 30%) en centimètres, et dans de la neige sèche, en mètres. La profondeur de pénétration est obtenue à partir d'un rapport des parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique (Escorihuela, 2005), dont les valeurs sont issues d'un modèle semi-empirique utilisant les équations de Dobson et al. (1985).

Etant positionné sur le satellite AQUA, le capteur AMSR-E possède les mêmes caractéristiques orbitales que le capteur MODIS. Le capteur survole donc chaque partie de la surface terrestre à la même heure locale, et peut aux hautes latitudes du fait de sa

large fauchée (1450 km) effectuer plusieurs mesures quotidiennes d'un même point. Nous utilisons un produit AMSR-E d'une résolution spatiale de 25 km en projection stéréographique polaire. La précision des mesures de température de brillance est de 1 K, à toutes les fréquences et polarisations, pour un angle d'incidence de 55° (angle d'observation défini par rapport à une visée au nadir) (Kawanishi et al., 2003).

Capteurs	MODIS		AMSR-E	
Satellites	Terra	Aqua	Aqua	
Domaine	Infra-rouge thermique		Micro-ondes passives	
Bandes	31 = 10.780 – 11.280 μm		10.65 GHz (largeur de bande = 100 MHz)	18.7 GHz (largeur de bande = 200 MHz)
	32 = 11.770 – 12.270 μm			
Résolution spatiale	1 km	1 km	38 km	24 km
Résolution temporelle	2 données par jour	2 données par jour	2 données par jour	
Passage à l'équateur	22h30 orbite ascendante (heure locale)	13h30 orbite ascendante (heure locale)	13h30 orbite ascendante (heure locale)	
	10h30 orbite descendante (heure locale)	1h30 orbite descendante (heure locale)	1h30 orbite descendante (heure locale)	
Produits	Température de la surface terrestre en projection sinusoïdale à 1 km		Températures de brillance en projection stéréographique polaire à 25 km	

TABLEAU 2.3 – Synthèse des caractéristiques des capteurs utilisés dans le cadre spécifique de l'étude. Le capteur MODIS présent sur Terra et Aqua dispose effectue au total des mesures dans 36 bandes allant de 620 nm pour l'étude des limites terre/nuages/aérosols, à 14.385 μm pour l'étude des nuages de haute altitude. Le capteur AMSR-E dispose au total de 6 bandes allant de 6.925 pouvant par exemple servir à mesurer la vitesse des vents, à 89.0 GHz utile pour étudier les précipitations.

2.4 Données de modélisation

2.4.1 Réanalyses atmosphériques : North American Regional Reanalysis (NARR)

Les données NARR (North America Regional Reanalysis) proviennent d'un modèle couplé atmosphère-surface qui permet l'assimilation de différentes données météorologiques observées afin de corriger les principaux paramètres de sortie. Les données sont disponibles depuis 1979 à un pas de temps de 3 heures et pour une résolution spatiale de 0.3°(soit environ 32 km), sur un total de 45 couches (Mesinger et al., 2006). L'assimilation des données se fait selon une méthode d'analyse variationnelle des données à trois dimensions (3DVAR), avec un pas de temps fixe (ici 3h, et 1h pour les données proches de la surface), où le résultat de l'assimilation sert d'initialisation au procédé d'assimilation du pas de temps suivant. Ce produit, validé par Luo et al. (2007) offre l'ensemble des données

atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'un modèle de bilan d'énergie de surface comme CLASS (NARR, [Consulte en Janvier 2016](#)). Les réanalyses NARR ont été un réel apport du point de vue de la simulation des températures à 2 m d'un point de vue local, mais également d'un point de vue global avec la simulation des vents de la haute troposphère, y compris au niveau du jet-stream ([Mesinger et al., 2006](#)). [Langlois et al. \(2009\)](#) ont par ailleurs montré que NARR pouvait-être utilisé avec succès pour piloter un modèle de neige.

NARR ne semble cependant pas bénéficier pleinement d'un certain nombre de ses spécifications. Le pas de temps de sortie des données de 3h ne semble pas comparativement au pas de temps de 6h de la version antérieure ([GR](#)) améliorer la précision des données. Les précipitations à travers le Canada ne sont pas non plus bien représentées du fait du faible nombre de points de mesures permettant l'assimilation ([Mesinger et al., 2006](#)).

D'autres produits de réanalyses atmosphériques sont disponibles, notamment le [ECMWF Interim Reanalysis \(ERA-Interim\)](#), qui présente l'avantage d'effectuer ses réanalyses atmosphériques selon une méthode d'analyse variationnelle des données à quatre dimensions (4DVAR), ajoutant une dimension temporelle à la prise en compte des observations. Celles-ci sont disponibles à une résolution temporelle de 6h et spatiale de 80 km. La résolution spatiale de NARR est alors un avantage pour travailler en concomitance avec des données satellites dont les résolutions spatiales sont du même ordre de grandeur.

Les paramètres de surfaces de NARR ne sont pas considérés car son schéma de surface est très simpliste et génère des valeurs avec des incertitudes trop grandes : pour le couvert de neige par exemple, la température du sol ([Kohn and Royer, 2010](#)). Nous utilisons les données NARR pour deux objectifs distincts.

Réanalyses atmosphériques

L'utilisation d'un modèle de schémas de surface intégrant un modèle de sol ainsi qu'un modèle de neige nécessite la connaissance des conditions météorologiques tout au long de l'année. Cela nous permet de connaître la température de l'air, qui est utilisée dans le bilan radiatif de surface, mais également les précipitations, nécessaires à la bonne représentation des épisodes neigeux entraînant la création d'un manteau neigeux. Ces variables ont été évaluées près de la surface à plusieurs reprises ([Mesinger et al., 2006](#); [Langlois et al., 2009](#)). Les données de présence/absence de nuages sont extraites des produits MODIS.

Corrections atmosphériques des données micro-ondes passives

Il est nécessaire de connaître l'état de l'atmosphère au moment de la mesure, notamment sa teneur en eau, afin d'en corriger l'effet sur les mesures satellites. Ceci nous permet de calculer d'une part la transmissivité de l'atmosphère (atténuation du signal), dépendant de la fréquence considérée, mais également l'émission de l'atmosphère (Equation 2.6) pouvant se rajouter à l'émission de la surface que l'on étudie ([Kerr and Njoku, 1990](#); [Royer and Poirier, 2010](#)).

Variable	Unité	Altitude	Opération
Température de l'air à 2 m	K	2m	
Humidité relative à 2m	%	2m	Convertie en humidité spécifique (Kg.Kg ⁻¹)
Flux radiatif descendant à courte longueur d'onde	W.m ⁻²	surface	
Flux radiatif descendant à grande longueur d'onde	W.m ⁻²	surface	
Précipitations totales	Kg.m ⁻²	surface	
Vent à 10m : vecteur U	m.s ⁻¹	10m	Fusionnés en un vecteur vent unique à 10m
Vent à 10m : vecteur V	m.s ⁻¹	10m	
Pression atmosphérique en surface	Pa	surface	

TABLEAU 2.4 – Liste des variables issues du modèle de réanalyse atmosphérique NARR nécessaires au fonctionnement du schémas de surface CLASS utilisé dans cette étude.

2.5 Les modèles de l'étude

2.5.1 Schémas de surface du sol : Canadian Landscape Surface Scheme (CLASS)

Nous utilisons une version "stand-alone driver" de CLASS 3.6 afin de pouvoir effectuer des simulations à partir de données météorologiques indépendantes au modèle. Comme une description détaillée du modèle et de ses équations peut-être trouvée dans [Verseghy \(1991\)](#); [Verseghy et al. \(1993\)](#); [Verseghy \(2012\)](#), nous en faisons ici seulement une brève description (Figure 2.7).

Le modèle CLASS a tout d'abord été conçu pour être intégré au Modèle Climatique Global Canadien (**MCGC** ou **CGMC**), dont les sorties constituent les données entrantes de CLASS. CLASS est depuis également utilisé au sein du Modèle Régional du Climat Canadien (**MRCC**). La fonction de base de CLASS est d'intégrer les bilans d'énergie et hydriques de surface dans le temps à partir d'un point de départ, en utilisant les forçages atmosphériques de façon à piloter les simulations. CLASS sépare les bilans énergétiques et hydriques du sol, du manteau neigeux, et de la végétation. Il calcule plusieurs variables pronostiques telles que la température et l'état de l'humidité des sols; les masse, température, densité, albédo, et contenu en eau liquide du manteau neigeux; mais aussi des variables météorologiques décrites dans le Tableau 2.4 ...

A chaque pas de temps (30 minutes), CLASS recalcule les caractéristiques de la végétation (albédo, ...) sur la base des types de végétation présents dans la zone d'étude modélisée (arbres résineux, arbres feuillus, cultures, et végétation basse) et des résultats du pas de temps précédent. Lors des calculs de flux de surface, le modèle peut diviser la zone d'étude en quatre catégories : sol nu, sol couvert de végétation, sol couvert de neige, et neige couverte de végétation. La fraction de couverture neigeuse est déterminée par un seuil d'épaisseur de neige de 10 cm. Si la valeur calculée d'épaisseur de neige est inférieure à ce seuil, l'épaisseur de neige est réglée sur la valeur seuil, et la fraction de couverture neigeuse est calculée sur la base de la conservation de la masse de neige. Les flux sont calculés pour chacune des types de zones, et sont de même que les variables pronostiques moyennées puis transmises au modèle atmosphérique. Dans notre cas d'utilisation offline,

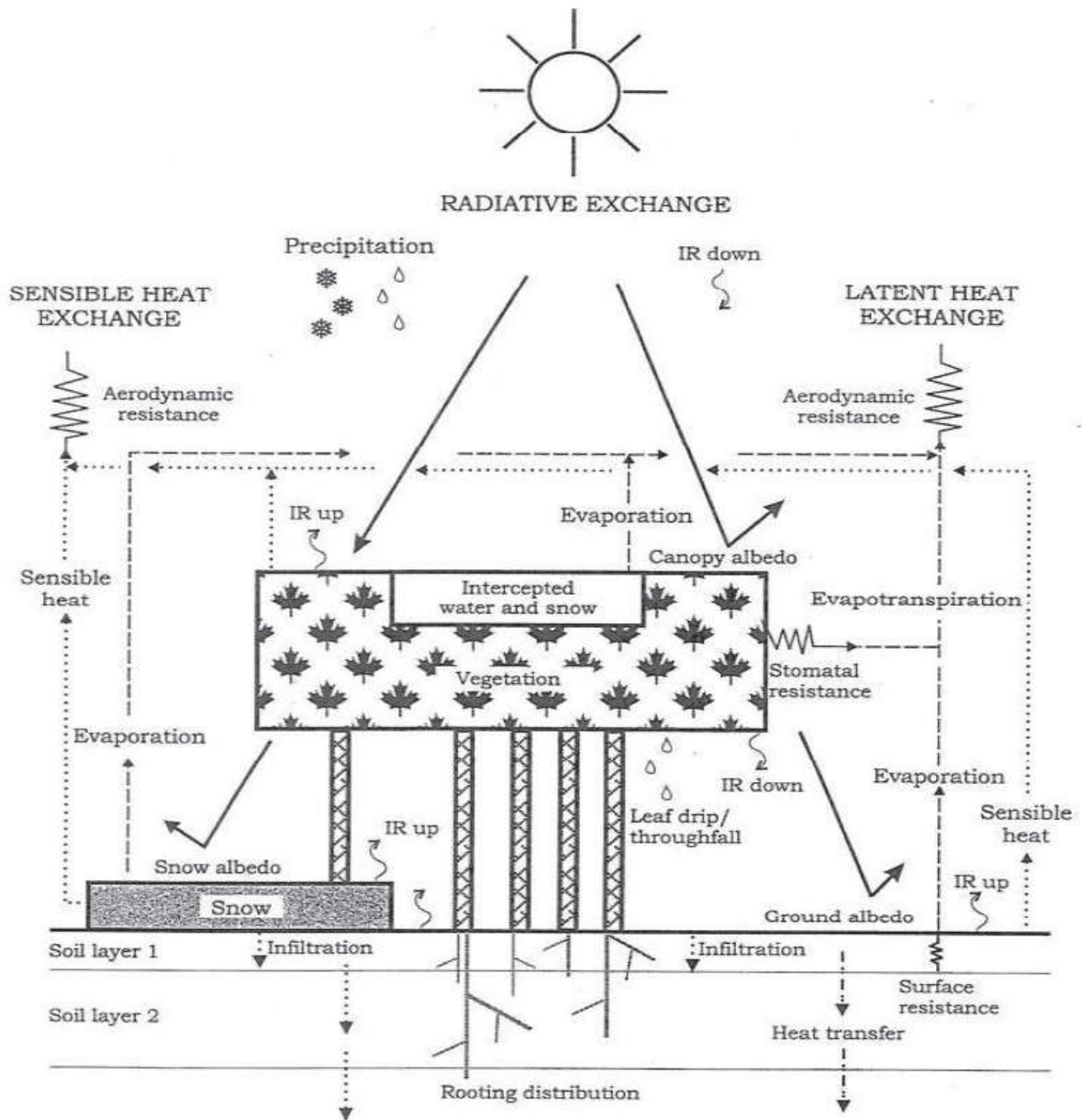


FIGURE 2.7 – Schématisation des échanges de flux et d'énergie du modèle CLASS (Versegny, 2012).

des opérations de regroupement des cellules de la grille sont effectuées avant l'appel des sous-routines puis d'autres opérations de dispersion sont faites suite aux sous-routines, imitant les pratiques du modèle atmosphérique, qui n'est pas inclus.

L'avantage principal de CLASS est d'être un schéma de surface du sol relativement simple pour des raisons de temps de calcul dans l'intégration à des modèles de climat globaux. Mais cette force en fait aussi sa plus grande faiblesse. Un faible nombre de couches (3) discrétise le sol de façon grossière (10, 25, et 375 cm, caractérisées par un mé-

lange de Sable, d'Argile, et de Limon, avec possibilité d'une Couche Organique en surface, puis de la Roche Mère en profondeur) avec impossibilité de scinder la première couche de sol en une multitude de plus petites couches. Mais le couvert nival est également à une seule couche, limitant la complexité des processus pouvant être modélisés, et sous-estimant la masse du couvert neigeux (Verseghy, 2000) ou parfois surestimant son épaisseur (MacDonald et al., 2016). D'autres schémas de surface du sol permettent la modélisation d'un grand nombre de couches de neige, comme le modèle ISBA dans sa version ES avec 3 couches de neige, ou couplé au modèle de neige CROCUS avec plus de 50 couches de neige (Masson et al., 2013). Roy et al. (2013) ont apporté une solution pour une meilleure caractérisation de la neige et de sa représentativité lorsque soumises à des mesures en micro-ondes passives par l'implémentation d'une module SSA. Le manteau neigeux reste une couche unique, mais chaque précipitation neigeuse est considérée en offline comme une couche unique, avec donc des évolutions de densité et tailles de grains différentes. Lors de programmes d'intercomparaisons de modèles de surface du sol (PILPS, (Wood et al., 1998)) effectués dans la fin des années 1990, les performances du modèle CLASS étaient très variables. Elles étaient très bonnes pour des configurations simples de site homogène de prairie ayant une bonne humidité du sol, mais présentaient certaines failles dans un certain nombre de ses algorithmes, comme ceux gérant les taux de transpiration. En zones agricoles passant de sols nus à des sols couverts de végétation, CLASS surestimait l'évapotranspiration en sol nu. Les résultats étaient également incertains selon les périodes été-automne et hiver-printemps comparativement à d'autres modèles, comme ISBA qui géraient mieux ces problèmes. Un grand nombre des problèmes d'algorithmes alors soulevés ont été corrigés depuis (Verseghy, 2012).

2.5.2 Modèle de transfert radiatif : HUT

Le modèle semi-empirique d'émission micro-onde HUT simule l'émissivité et la température de brillance observée par un capteur en présence d'un sol couvert de neige à une ou plusieurs couches (Pulliainen et al., 1999; Lemmetyinen et al., 2010), mais également d'un sol non couvert de neige, comme le représentent les températures de brillance notées sur la Figure 2.8.

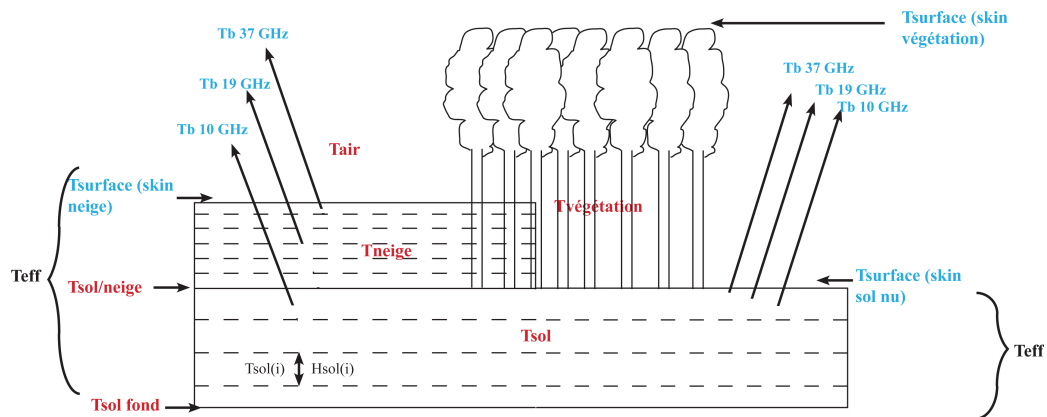


FIGURE 2.8 – Schématisation des températures utiles à cette étude, et représentation des profondeurs de pénétrations de plusieurs fréquences micro-ondes en fonction du couvert de sol.

Le modèle HUT est un modèle simple qui va permettre de représenter une moyenne des conditions à l'échelle du pixel. Il a besoin d'un certain nombre de paramètres d'entrée, tels

que les paramètres de sol (température, rugosité, humidité), de végétation (température, volume des arbres), et de neige (profondeur, densité, diamètre des grains, et humidité), comme le montre le Tableau 2.5.

Deux types de températures de brillances vont pouvoir être détectées dans notre cas d'étude en zone de Toundra. On aura alors $Tb_{surface}$ pour les surfaces sans forêt qui s'exprime soit par Tb_{sol} quand il n'y a pas de neige, soit par $Tb_{neige+sol}$ quand il y a de la neige au sol.

Variables	Unités	Variables	Unités
Température de la neige	°C	Rugosité de surface	cm
Température de l'air	°C	Taille des grains de neige	mm
Température du sol	°C	Couverture de végétation	%
Température de la végétation	°C	Fréquences d'émission micro-onde	GHz
Équivalent en eau de la neige	mm	Constante diélectrique	F.m ⁻¹
Densité de la neige	g.cm ⁻³	Humidité du sol	m ³ .m ⁻³

TABLEAU 2.5 – Tableau des variables nécessaires au fonctionnement du modèle HUT. D'autres variables sont également nécessaires au bon fonctionnement du modèle, comme la polarisation, ou encore l'angle d'incidence, mais nous présentons ici les variables dont les valeurs sont modifiées en fonctions des simulations du modèle CLASS.

Sol sans neige ni forêt : $Tb_{surface} = Tb_{sol}$

La température de brillance du sol Tb_{sol} peut être exprimée comme la résultante des émissions/absorptions de chaque couche à la température T_{sol_z} , avec atténuation. Ainsi, un calcul de température de brillance effective suppose connue la profondeur de pénétration, donc le coefficient d'absorption de chaque couche (Equations 1.6 à 1.8). L'émissivité ϵ du sol, dont nous avons déjà précisé qu'elle était dépendante de l'humidité d'un sol, est également dépendante de sa rugosité. Ce paramètre de rugosité peut cependant être négligé du fait de la résolution spatiale des données satellites utilisées (pixels d'environ 25 km de côté).

Sol recouvert de neige sans forêt : $Tb_{surface} = Tb_{neige+sol}$

Dans le cas d'un sol recouvert de neige sans forêt, en considérant le manteau neigeux comme une seule et unique couche, la température de brillance du couvert nival serait calculée comme suit (Pulliainen et al., 1999; Lemmetyinen et al., 2010) :

$$Tb_{neige+sol} = Tb_{sol} \cdot e^{-(k_e - qk_s) \cdot h \cdot \cos^{-1}\theta} + \frac{k_a \cdot T_{neige}}{k_e - qk_s} (1 - e^{-(k_e - qk_s) \cdot h \cdot \cos^{-1}\theta}) \quad (2.1)$$

Avec :

- Tb_{sol} , la température de brillance du sol (K) définie ci-dessous ;
- k_a , le coefficient d'absorption de la neige ;
- k_s , le coefficient de diffusion de la neige ;
- k_e , le coefficient d'atténuation de la neige ($k_e = k_a + k_s$) ;

- h , la hauteur de neige ;
- q , un coefficient empirique égal à 0.96 pour toutes les longueurs d'ondes. Il est en effet considéré que la grande majorité du signal est transmis dans une même direction ;
- T_{neige} , la température du manteau neigeux.

Le premier terme de la partie droite de cette équation représente la contribution du sol à la température de brillance observée, et le second terme la contribution du couvert nival.

Surface couverte de forêt

Tb_{foret} la température de brillance de surface sous l'influence du couvert forestier (Roy et al., 2012) :

$$Tb_{foret} = \gamma.Tb_{surface} + Tb_{veg} + Tb_{veg-r} \quad (2.2)$$

Où $\gamma.Tb_{surface}$ correspond à la température de brillance de la surface définie ci-dessus avec ou sans neige, atténuée de la transmission de la forêt (γ) ; Tb_{veg} la température de brillance émise vers le haut par la forêt ; Tb_{veg-r} la température de brillance émise vers le bas par la forêt et réfléchiée par la surface.

$$Tb_{veg} = \epsilon_{veg}.T_{veg} \quad (2.3)$$

Où ϵ_{veg} est l'émissivité de la végétation (d'après un modèle de type ω - γ , avec γ une fonction du LAI [Leaf Area Index]), et T_{veg} est la température de la canopée, prise égale à la température de l'air (connue).

$$Tb_{veg-r} = \gamma.\epsilon_{veg}.(1 - \epsilon_{surface}).T_{veg} \quad (2.4)$$

Température de brillance du pixel

Dans le cas d'un pixel mixte partiellement couvert de forêt, en zone de taïga par exemple, on considère la somme pondérée des deux contributions définies précédemment : surface et forêt :

$$Tb_{pixel} = (1 - f).Tb_{surface} + f.Tb_{foret} \quad (2.5)$$

Où f est la fraction de couverture forestière (entre 0 et 1) dans le pixel, donnée par la carte de couverture du sol fournie par le Centre Canadien de télédétection (Land cover database (Latifovic et al., 2004))

Température de brillance au niveau satellite

La température de brillance observée depuis l'espace peut être approximée de la manière suivante (Pulliainen et al., 1999; Kohn and Royer, 2010), avec :

$$Tb_{sat} = \tau.Tb_{pixel} + T_{atm} \uparrow + \tau(1 - e).(T_{atm} \downarrow + \tau T_{cosmic}) \quad (2.6)$$

Avec :

- Tb_{sat} la mesure de température de brillance depuis l'espace ;
- τ la transmittance atmosphérique ;
- T_{cosmic} l'émission cosmique de fond (négligeable) ;

- T_{atm} \uparrow (\downarrow) la température atmosphérique dans les directions ascendantes et descendantes. On considère négligeable la contribution de l'atmosphère réfléchie sur le sol;
- ϵ l'émissivité du pixel. Le terme atmosphérique réfléchi est en pratique négligé.

Conclusion

Nous décrivons dans ce chapitre l'ensemble des sites d'études (4 sites toundra et un site taïga), de même que les données et modèles que nous utilisons. Les sites ont été choisis essentiellement du fait de la disponibilité de données de températures du sol, et nous pouvons noter l'absence pour certains d'entre eux de mesures de hauteur de neige, manque comblé par l'utilisation de réanalyses CMC (Brown et al., 2003). Le fait que nous utilisons des données de télédétection à la fois dans l'infra-rouge thermique et dans les micro-ondes passives nous fournit potentiellement une observation des températures en surface du sol, de la neige, ou de la végétation plusieurs fois par jour, avec ou sans présence d'une couverture nuageuse. Les données de réanalyses atmosphériques NARR, dont la résolution spatiale s'accorde aux données de télédétection que nous utilisons, servent de données d'entrées au schémas de surface CLASS, dont les résultats des simulations permettent d'alimenter le modèle de transfert radiatif HUT.

Les modèles CLASS et HUT ne sont pas les seuls modèles de schémas de surface du sol et de transfert radiatifs avec lesquels nous aurions pu mener cette étude. Le modèle ISBA, avec lequel il est possible de modéliser 3 couches de neige dans sa version ISBA-ES (Boone, 2002) et 50 couches dans sa version ISBA-CROCUS (Masson et al., 2013) aurait également pu être un choix judicieux. Nous aurions aussi pu choisir le modèle ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) qui s'est récemment doté d'un nouveau modèle de neige (Wang et al., 2013) et orienté vers l'études des sols gelés (Gouttevin et al., 2012a). Mais le modèle CLASS, bien que possédant une physique de la neige beaucoup plus simple que d'autres schémas de surface, a cependant été déjà largement utilisé dans des études nordiques d'études des sols (Bellisario et al., 2000; Letts et al., 2000; Yi et al., 2006; MacDonald et al., 2016), de la végétation (Bartlett et al., 2000; Wang et al., 2002b; Bartlett and Verseghy, 2015), hydrologiques (Wang et al., 2002a; Ganji et al., 2015) et de la neige (Bartlett et al., 2006; Roy et al., 2013; MacDonald et al., 2016), avec majoritairement de très bons résultats.

Deux alternatives, au moins, au modèle HUT étaient possibles. Les modèles DMRT (Tsang et al., 2000) ou dans sa version multi-couches DMRT-ML (Picard et al., 2013) ainsi que MEMLS (Wiesmann and Mätzler, 1997) auraient également été des choix judicieux pour cette étude. Cependant, DMRT et MEMLS étant des modèles physiques (simulent l'ensemble des paramètres du transfert radiatif micro-ondes passives par des équations ainsi que des approximations des équations physiques (Montpetit, 2015) et non semi-empiriques comme le modèle HUT (simulation de l'absorption et de la réflexion aux interfaces de la neige par des équations physiques du transfert radiatif micro-ondes passives, et de la diffusion de la température de brillance par la neige par des équations empiriques (Montpetit, 2015)), ils sont légèrement plus lourds d'un point de vue computationnel que ce dernier. Les modèles DMRT-ML et MEMLS sont par ailleurs très utilisés dans les études se focalisant sur la physique de la neige (Lowe and Picard, 2015). Bien que plus simple dans sa conception, le modèle HUT permet également d'obtenir de très bons résultats dans la modélisation des températures de brillance issues d'un manteau neigeux, notamment aux hautes latitudes (Derksen et al., 2014; Rutter et al., 2014; Fuller et al., 2015; Lemmetyinen et al., 2015).

Chapitre 3

Méthodologie

Introduction	61
3.1 Présentation de la méthodologie générale	62
3.1.1 Optimisation avec inversion des températures de brillance	64
3.2 Couplage des modèles CLASS et HUT	64
3.3 Tests de sensibilité des modèles	65
3.3.1 Définition des paramètres à optimiser	65
3.3.2 Sensibilité du modèle CLASS à de faibles variations des paramètres d'entrée	72
3.4 Paramétrisation du modèle CLASS	74
3.4.1 Discrétisation des couches du sol	74
3.4.2 Intégration des cartes de paramètres physiques (végétation, composition du sol)	74
3.4.3 Paramétrisation de la conductivité thermique du sol	75
3.4.4 Conclusion sur les tests de sensibilité	77
3.5 Approches d'optimisation des forçages atmosphériques	78
3.5.1 Chaîne d'optimisation séquentielle	78
3.5.2 Optimisation des températures de l'air	79
3.5.3 Optimisation du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde	82
3.5.4 Optimisation des précipitations de pluie et neige	84
Conclusion	85

Introduction

Comme cela a été montré dans le chapitre 1, les données satellites micro-ondes ont été employées à de nombreuses reprises depuis une vingtaine d'années afin de déterminer l'état de la température de surface des sols, quel qu'en soit leur milieu géographique, avec de bons résultats en période estivale. Les méthodes développées localement perdent en précision lorsqu'elles sont appliquées globalement, et de la même manière, les méthodes développées afin de retrouver de manière globale la température de surface des sols, bien qu'obtenant d'excellents résultats dans les zones tempérées et parfois même tropicales, sont bien souvent assez loin des résultats escomptés lorsqu'on s'approche des hautes et très hautes latitudes (Figure 3.1). De plus, l'application de ces diverses méthodes afin de déterminer la température de surface des sols en période hivernale, donc en présence d'un manteau neigeux, présente des résultats nous montrant qu'il faut trouver une méthode nouvelle.

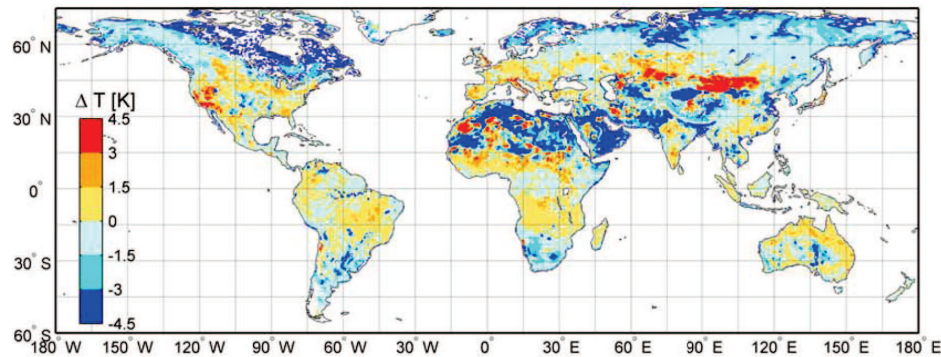


FIGURE 3.1 – Carte des biais de température de surface du sol sur l'application d'une méthode de détermination de la température de surface du sol à l'échelle globale. La méthode, au biais limité pour les zones tempérées, se voit avoir des températures de surface du sol rapidement dégradées dans les régions arctiques et subarctiques, ainsi que dans les régions de températures extrêmes ou bien connaissant de grands écarts de températures entre l'été et l'hiver (Holmes et al., 2009).

Nous suivons à présent l'objectif principal de ma thèse, à savoir la simulation des températures du sol, avec ou non présence d'un manteau neigeux (Figure 3.2). Ce chapitre va donc en premier lieu décrire les grands points de la méthodologie que nous avons développée, à savoir une optimisation avec inversion des températures de brillance micro-ondes et des températures de surface infra-rouges thermiques. Nous présentons ensuite la paramétrisation effectuée sur le schéma de surface du sol CLASS de même que son couplage avec le modèle de transfert radiatif HUT (nous permettant de simuler des températures de brillance), et l'importance de prendre en compte les corrections atmosphériques pour ces températures de brillance. Enfin, nous développons la série de tests de sensibilité aux données NARR et modèles CLASS et HUT effectués, qui nous ont permis de réellement mettre en place la méthodologie que nous avons posée sur le papier.

3.1 Présentation de la méthodologie générale

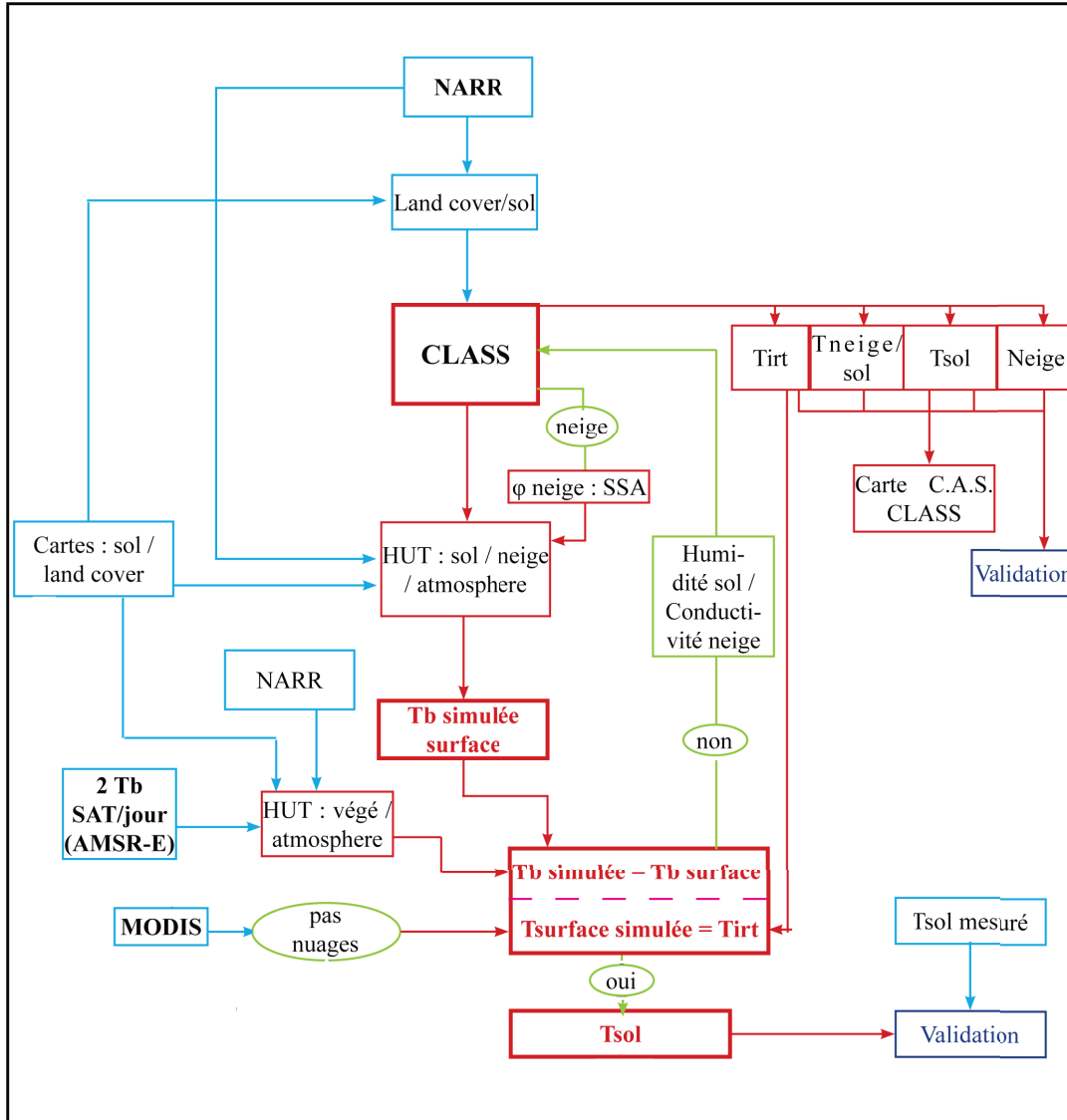


FIGURE 3.2 – Organigramme méthodologique pour la détermination de l'épaisseur de la couche active de surface des pergélisols à partir de télédétection micro-onde et infra-rouge thermique. Avec Tb les températures de brillance, Tirt les températures de surface infra-rouge thermique, MTR le modèle de transfert radiatif, C.A.S. la couche active de surface

L'approche envisagée repose sur le couplage d'un schéma de surface (CLASS) avec un modèle de transfert radiatif (HUT) (Figure 3.2). L'utilisation de ces deux modèles, forcés par des données de réanalyses atmosphériques est d'une importance capitale. Les valeurs de températures de brillance produites sont fonction des variations des évènements météorologiques appliqués, notamment de la représentativité des évènements de précipitations neigeuses, dont la présence à la surface affecte grandement la pénétration du froid dans le sol (Iwata et al., 2010). Nous proposons la méthodologie suivante :

- Les réanalyses atmosphériques NARR sont utilisées afin de piloter le modèle CLASS et d’apporter des corrections atmosphériques aux températures de brillance mesurées. Les corrections utilisées sont celles développées dans [Matzler \(1992\)](#), définissant une transmissivité atmosphérique par région.
- Les sorties du schéma de surface CLASS servent d’entrée au modèle de transfert radiatif HUT, qui calcule la température de brillance de surface simulée. Dans le cas d’un couvert de neige au sol, nous utilisons la nouvelle version de CLASS-SSA développée par [Roy et al. \(2013\)](#), qui estime la taille des grains de neige (Specific Surface Area, SSA) nécessaire au calcul des Tb (très forte sensibilité des grains qui diffusent (atténuent) le signal émis à 37 GHz, mais une plus faible sensibilité à 19 GHz).
- Les données micro-ondes du capteur AMSR-E à 10.65, 18.7, et 36.5 GHz sont également extraites et corrigées des effets atmosphériques grâce aux sorties des données de réanalyse atmosphériques NARR. Celles-ci sont utilisées afin d’effectuer la comparaison entre les températures de brillance de surface simulées et les températures de brillance de surface mesurées. Nous utilisons la température de brillance à 10 GHz pour caler les températures des couches du sol (Tg1, Tg2, Tg3, ...) en utilisant l’humidité du sol de CLASS. La température de brillance à 10 GHz, qui traverse la neige, nous permet donc de connaître l’état gelé/dégelé d’un sol sous un manteau neigeux (tant que la neige n’est pas humide). Les températures de brillance à 10 et 19 GHz nous servent à caler l’ensemble neige/sol si le SWE (Snow Water Equivalent) est faible ; si le SWE est grand, nous utilisons seulement 10 GHz, car la température de brillance à 19 GHz étant plus sensible aux couches superficielles, elle ne voit pas toute la neige. De plus, en présence de neige humide, la profondeur de pénétration à 10 GHz est beaucoup plus faible que dans le cas d’un manteau neigeux sec, ce qui diminue la probabilité d’observer le sol.
- Nous utilisons également les données de températures de surface infra-rouges thermiques issues de MODIS afin d’effectuer la comparaison entre les températures de surface simulées et les températures de surface mesurées, lorsqu’il n’y a pas de couverture nuageuse.

A la suite de cette première phase de travail, nous disposons donc de températures de brillance simulées, mesurées, de températures de surface simulées, mesurées (en absence de nuages), mais également des températures du sol leur correspondant. Il est évident qu’il faut tenir compte des incertitudes inhérentes à ce genre de procédé et de mesures, aucune des variables d’entrées utilisées ne pouvant-être considérées comme absolument vraies, bien que l’écart à la réalité puisse être somme toute relativement restreint.

3.1.1 Optimisation avec inversion des températures de brillance

Dans le cas où les températures de surface et températures de brillance ne correspondent pas aux observations, il nous faut appliquer une procédure d'inversion. Ceci nous permet de remonter via certains paramètres clefs tels que la conductivité de la neige et du sols, tous deux fortement dépendant de la teneur en eau de leurs contenants respectifs, à la température de brillance de surface, et à la température de surface, et de remonter également grâce au modèle de transfert radiatif, à la température des différentes couches du sol. Il faut cependant distinguer la teneur en eau du sol qui permet de modéliser les températures de brillance grâce au modèle de [Wegmuller and Matzler \(1999\)](#) présent dans HUT, de la teneur en eau dans la neige qui la transforme en corps noir (émissivité proche de 1). Dans le cas d'une neige humide, la température de brillance de la neige est alors similaire à la température de surface proche de 0 °C, faisant complètement perdre l'information sur le sol.

Nous utilisons une approche par itération pour minimiser une fonction coût (J) (Equation 3.1 ([Wigneron et al., 2007](#))) définie par la différence quadratique entre températures de brillances mesurées (Tb_{mes}) et simulées (Tb_{sat}) et entre températures de surface mesurées et simulées, pondérée par les différences quadratiques entre les paramètres d'itérations (P_i^{sim}) et les paramètres optimaux initiaux (P_i^{ini}) (conductivité du sol et de la neige, albédo de la neige, ...). Il s'agit d'une méthode d'inversion statistique. Les méthodes statistiques ont l'avantage d'être moins sensibles au bruit et sont beaucoup utilisées dans l'inversion des données de télédétection. L'approche développée par [Lehtinen \(1988\)](#) et utilisée récemment par [Vachon et al. \(2010\)](#) est intéressante car elle permet de contraindre des variables itérées dans un domaine limité (il peut en effet y avoir plusieurs solutions au problème). Le calcul de l'erreur sur les observations est fait par le calcul d'une variance temporelle.

$$J = \frac{\sum_{\nu,p} (Tb_{sat}^{\nu,p} - Tb_{sim}^{\nu,p})^2}{\sigma(Tb_{sat}^{\nu,p})^2} + \sum_i \frac{\sum (P_i^{ini} - P_i^{sim})^2}{\sigma(P_i^{ini})^2} \quad (3.1)$$

Avec $\sigma(Tb_{sat}^{\nu,p})$ et $\sigma(P_i^{ini})$ les écart-types des températures de brillance mesurées et des paramètres optimaux initiaux respectivement, où le terme (ν, p) représente l'ensemble des fréquences et polarisations utilisées.

3.2 Couplage des modèles CLASS et HUT

La mise au point du couplage entre les modèles CLASS et HUT a permis de soulever un certain nombre de problèmes, notamment du fait de l'utilité première du modèle HUT, à savoir un modèle de transfert radiatif du manteau neigeux. Toute une partie de mon travail repose sur une estimation de la température des sols en été, donc sans neige, et un élément essentiel manquait au modèle HUT, le calcul de la valeur de la constante diélectrique des sols. Il était attribué à celle-ci une valeur prescrite de type "sol gelé" d'après [Pulliainen \(2006\)](#), mais rien ne permettait de calculer sa valeur en condition de sol non gelé.

La réalisation du couplage a principalement consisté en l'adaptation des sorties du modèle CLASS aux entrées du modèle HUT selon les traces ascendantes et descendantes des passages des satellites. Les entrées de HUT ne sont toutefois pas exactement les mêmes selon la fréquence de la température de brillance à calculer, et donc selon sa profondeur de pénétration dans le sol. Pour les deux fréquences utilisées en périodes estivale, 11 GHz et 19 GHz, la valeur simulée de température de la première couche de sol est utilisée dans le calcul de la température de brillance à 11GHz, alors que la température de brillance à

19 GHz, ayant une représentativité plus proche de la surface, est calculée à partir d'une moyenne des températures de la première couche du sol ainsi que de la température de surface des sols.

Une fois la base du couplage effectuée, nous avons intégré le calcul de la constante diélectrique du sol non gelé au modèle HUT. Plusieurs méthodes de calcul ont été prises en considération (Dobson, Mironov, ...), et c'est le calcul selon Dobson (Dobson et al., 1985) qui a été intégré d'après les retours de la littérature et les tests effectués, lorsque la température du sol est supérieure à 0 °C (Montpetit, 2015). Mais le calcul de la valeur de constante diélectrique restant encore actuellement dans la littérature très mauvais en ce qui concerne les sols gelés (Dobson, Mironov, ...), la valeur prescrite de Pulliainen (2006) ($\epsilon = 6 - j$) est utilisée dès que la température des sols passe en-dessous de 0 °C (voir Montpetit et al. (2017)).

3.3 Tests de sensibilité des modèles

3.3.1 Définition des paramètres à optimiser

Le couplage entre les deux modèles mis en place (CLASS et HUT), nous sommes entrés dans toute une période de tests de sensibilité de ces deux modèles à leurs différents paramètres d'entrée.

Ces tests de sensibilité nous ont permis de mieux identifier les variables ayant le plus d'impact sur les résultats des modélisations, variables telles que la température de l'air, les précipitations, le rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde, la conductivité thermique des sols, la conductivité thermique de la neige.

La plupart de ces tests concernaient la modification de variables issues des données NARR (Tair, Précipitations, LWd), les autres concernant des modifications internes au modèle CLASS (conductivité thermique du sol, conductivité thermique de la neige), ou au modèle HUT (rugosité du sol et facteur de conversion de polarisation horizontale à verticale). Tous ces tests ont été effectués sur trois périodes : l'été 2007, l'été 2008, et la période 2007-2009, au site Salluit. L'été signifiant ici la période Juillet - Août pour se parer de tout problème de fonte et regel du sol. Les modifications apportées aux variables NARR variaient selon la nature de la variable. Les précipitations ont été prises en compte dans leur valeur initiale NARR, mais aussi diminuées et augmentées de 25 et 50%. Les températures de l'air ont été testées dans de nombreuses configurations allant systématiquement dans le sens d'une baisse des températures. Des premiers résultats sans modifications des températures de l'air indiquaient des températures de surface du sol simulées trop chaudes, la température de surface du sol étant en premier ordre liée à la température de l'air. Un premier test avait été effectué en abaissant de 2 K les cycles journaliers de températures de l'air. Une approche par facteur de correction a ensuite été appliquée, avec deux grands types de modifications. Premièrement des baisses globales de températures journalières de 25 et 50%. Deuxièmement une baisse de la composante nocturne des cycles journaliers de températures de l'air de 25 et 50%. Des tests ont également été faits à partir de données de températures de l'air mesurées directement à la station Salluit. Le rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde a également été modifié selon deux modes. Des baisses globales en appliquant un facteur de correction sur les cycles journaliers, et des baisses nocturnes en appliquant un facteur de correction sur la partie nocturne du

cycle journalier. La conductivité thermique du sol a été testée pour une configuration de roche sèche ayant une faible valeur de conductivité thermique, de roche granitique ayant une forte valeur de conductivité thermique, et d'assemblage de ces deux valeurs selon les couches du sol. La conductivité thermique de la neige a été testée via des facteurs multiplicateurs, sans que ceux-ci ne soient nécessairement physiquement réalistes. Enfin, la rugosité du sol a été testée sur une échelle de 0 à 10 cm, et le facteur de conversion des polarisations horizontales à verticales entre 0 et 1. Les Figures 3.3, 3.4 et 3.5 rassemblent les quelques 1500 tests de sensibilités effectués. Du fait du grand nombre de tests, les données modifiées étaient préparées à l'avance, et les tests réalisés "à la chaîne" lorsqu'ils ne nécessitaient pas de modification interne au modèle CLASS. Le modèle CLASS était ensuite modifié et compilé, de manière à être prêt pour la chaîne de tests suivante.

Nous avons commencé par tester la sensibilité du modèle HUT à la modification de ses paramètres de rugosité σ_{rug} (rugosité du sol), et β_{rug} (facteur de conversion de la rugosité du sol de la polarisation horizontale à la polarisation verticale).

Les valeurs des paramètres prédéfinies implémentées dans le modèle pour des simulations en période hivernale étaient de 3 cm pour σ_{rug} , et de 0.625 pour β_{rug} (sans unité). Nous avons fait varier ces paramètres en appliquant au modèle les conditions standard météorologiques de NARR au site de Salluit. Ceci nous a permis de constater que les valeurs prédéfinies dans le modèle HUT en termes de σ_{rug} et de β_{rug} , semblent se rapprocher d'une valeur de RMSE minimisée (Figure 3.3), avec $\sigma_{rug} = 3$ et $\beta_{rug} = 0,6$. Ces résultats semblent varier légèrement selon que l'on regarde une période estivale ou l'ensemble d'une année, mais cherchant à rester aussi simples que possible, nous avons choisi de continuer avec ces valeurs de paramètres de rugosité, et de ne pas redéfinir une rugosité spécifique par station, par année, voire journalière.

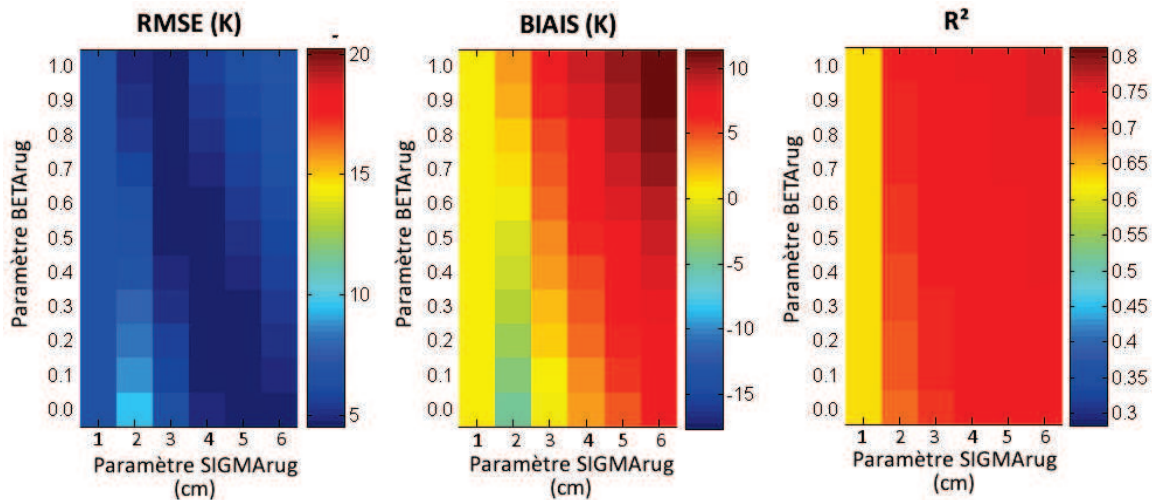
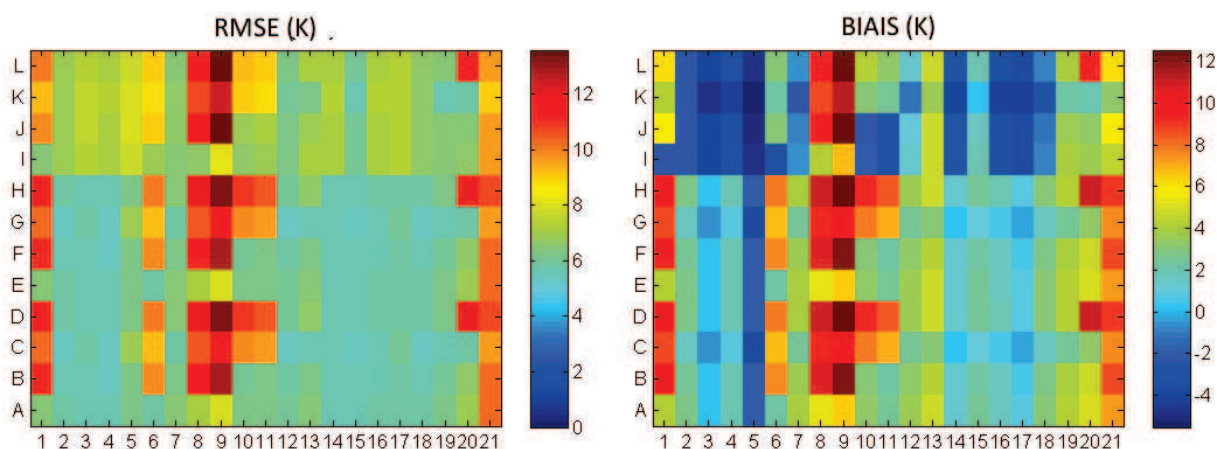


FIGURE 3.3 – Sensibilité du modèle HUT à la rugosité du sol (paramètre σ_{rug}) et au facteur de conversion entre polarisation horizontale et polarisation verticale (paramètre β_{rug}). Ce test a été effectué au site Salluit pour les étés 2007 et 2008. Nous présentons ici le résultat du test de l'été 2008 correspondant à une moyenne des erreurs sur les températures de brillance simulées au moment du passage de la trace ascendante du capteur AMSR-E pour les mois de Juillet et Août.

Nous avons ensuite testé la sensibilité des modèles à des modifications de la température de l'air NARR en lui imposant des modifications arbitraires mentionnées précédemment (-10%, -25%, -50%, +10%, +25%, +50%, correspondant à l'application d'un facteur de correction sur l'amplitude journalière de température de l'air), mais également en effectuant une différence entre l'application de ces modifications sur l'ensemble des températures de l'air, et uniquement sur les températures de l'air nocturnes. Ces premiers tests de sensibilité nous ont permis de nous rendre compte que la modification de la température de l'air avait un impact très important vis-à-vis de la simulation des températures de surface du sol. Mais plus encore, c'est la modification des températures de l'air nocturnes, dans des extrêmes tels une baisse de 25 à 50% de leur valeur qui permet de se rapprocher des mesures MODIS pour la même région de Salluit, correspondant à des baisses de températures de l'ordre de 5 à 10 K. Nous avons ensuite couplé ces modifications de la température de l'air à des modifications de la quantité de précipitations donnée au modèle, suivant le même principe "arbitraire" (-25%, -50%, +25%, +50%). Nous avons pu observer qu'une baisse significative des températures de l'air, et notamment des températures de l'air nocturnes était nécessaires pour se rapprocher des valeurs de températures de surface du sol mesurées par le capteur MODIS, tout comme une baisse significative de la quantité de précipitations permet de rapprocher les températures de brillance simulées par CLASS des températures de brillance mesurées par AMSR-E (Figure 3.4). Ceci est montré notamment par le test $X = 15$, pour lequel le rmse est minimum non seulement en période estivale (été 2007 et été 2008), mais également si l'on considère une simulation sur deux années complètes, intégrant donc périodes estivales et hivernales, avec des rmse situés entre 5 et 6° K. Ce test, pour lequel les valeurs de températures de l'air nocturnes sont diminuées de 50%, tout comme les précipitations, met en évidence la mauvaise représentativité du cycle diurne des températures de l'air de NARR pour cette localité de Salluit, tout comme la surestimation apparente de la quantité de précipitations.

D'autres tests nous ont permis d'identifier trois autres variables impactant le calcul de la température de surface des sols. Tout d'abord la conductivité thermique des sols et de la "roche mère" sous-jacente. La composition physique de la fine couche de sol (mélange de sable, d'argile, et de matière organique, avec la possibilité d'une première couche de sol entièrement organique) étant déterminée par la base de données fournie par Ouranos (épaisseur de 10 centimètres de sol pour le pixel représentant Salluit), je me suis concentré sur la conductivité thermique de la roche mère sous-jacente. Nous avons donc effectué des tests de sensibilité en lui attribuant des valeurs de conductivité thermique du sable, mais également des valeurs de conductivité thermique d'une roche sèche. Il est intéressant de noter que non seulement ce changement de valeur attribuée à la variable de conductivité thermique des sols impacte la pénétration de l'onde de chaleur saisonnière dans le sol et va donc modifier plus ou moins rapidement les températures du sous-sols avec une plus ou moins grande inertie, mais également que cela impacte les calculs de températures des premières couches du sol et de la température de surface des sols (Figures 3.4). Celles-ci se trouvent avoir une variabilité plus grande à mesure que la conductivité thermique des sols est augmentée. Mais nous nous retrouvons alors soit avec des températures en surface proches des températures observées, mais avec des températures en profondeur ne suivant pas le cycle saisonnier, ou bien avec des températures avec une plus grande variabilité quant aux mesures en surface, mais plus proches du cycle saisonnier de température en profondeur. Il peut alors être intéressant de coupler ces différentes valeurs de conductivité thermique pour bénéficier des avantages de chacune à leurs profondeurs respectives.

Les tests nous permettent d'observer que seule une baisse significative des températures nocturnes de l'air permet de réduire de façon importante l'erreur entre simulations et



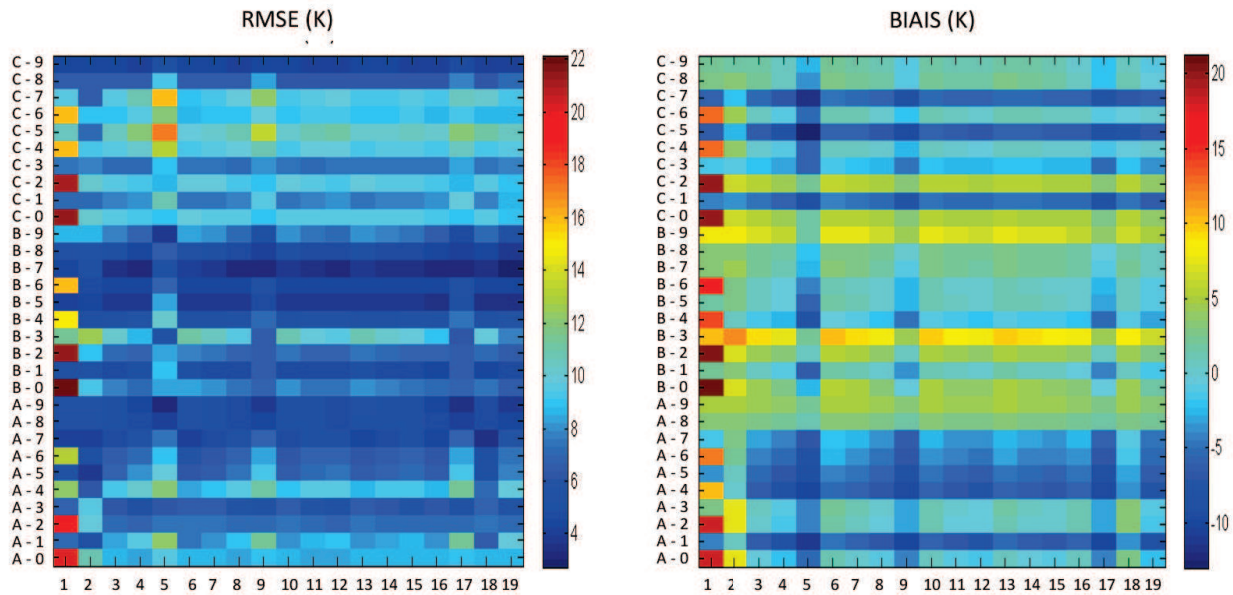
Axe des X :	Température de l'air	Précipitations	Axe des Y :	Période	Conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
1	NARR	NARR	A	Été 2007	0.250
2	NARR nocturne -25 %	NARR	B	Été 2007	2.50
3	NARR nocturne -50 %	NARR	C	Été 2007	Mixte : 0.250 sur les 5 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
4	NARR -25 %	NARR	D	Été 2007	Mixte : 0.250 sur les 10 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
5	NARR -50%	NARR	E	Été 2008	0.250
6	NARR -2 K	NARR	F	Été 2008	2.50
7	Mesurée à Salluit	NARR	G	Été 2008	Mixte : 0.250 sur les 5 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
8	NARR	NARR -25 %	H	Été 2008	Mixte : 0.250 sur les 10 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
9	NARR	NARR -50%	I	2007-2009	0.250
10	NARR	NARR +25%	J	2007-2009	2.50
11	NARR	NARR +50%	K	2007-2009	Mixte : 0.250 sur les 5 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
12	NARR nocturne -25 %	NARR -25 %	L	2007-2009	Mixte : 0.250 sur les 10 premières couches de sol et 2.50 sur les couches suivantes
13	NARR nocturne -25 %	NARR -50%			
14	NARR nocturne -50 %	NARR -25 %			
15	NARR nocturne -50 %	NARR -50%			
16	NARR nocturne -25 %	NARR +25%			
17	NARR nocturne -25 %	NARR +50%			
18	NARR -25 %	NARR -25 %			
19	NARR -50%	NARR -50%			
20	Mesurée à Salluit	NARR -25 %			
21	NARR -2 K	NARR -25 %			

FIGURE 3.4 – Synthèse des tests sur les températures de l'air et les précipitations. La légende présentée dans le tableau sous les graphes informe sur l'ensemble des tests effectués, les variables testées, ainsi que les périodes de temps sur lesquelles ces tests ont été effectués.

observations. Cette baisse étant probablement non réaliste d'un point de vue physique, un autre facteur doit impacter ces températures nocturnes trop élevées. Il s'agit d'une couverture nuageuse trop importante la nuit, se traduisant par un rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde trop élevé, et donc des températures de surface du sol plus élevées que ce qu'elles devaient être. Le test de cette hypothèse s'est avéré concluant, car pour des baisses de l'ordre de 10 à 20% seulement du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde, nous étions capables d'obtenir des résultats équivalents pour des baisses des températures nocturnes de l'air de l'ordre de 10% à ce que nous obtenions précédemment avec des baisses des températures de l'air nocturne de l'ordre de 25% (Figure 3.5). Les mêmes observations sont effectuées dans Wang (2014). (Walsh and Chapman, 1998) montre que la différence d'estimation de température en fonction de la fraction de nébulosité peut aller jusqu'à 10 °C, mais généralement autour de 5 °C par l'utilisation de données NARR. Ceci nous sert de limite physique dans la modification des amplitudes journalières de température.

Poursuivant ces tests de sensibilité du modèle, nous avons voulu tester l'hypothèse selon laquelle une optimisation sur la conductivité thermique de la neige permet de réduire l'erreur sur le calcul des températures de surface du sol et des températures du sol. Plusieurs tests ont été effectués en ce sens, et se sont avérés concluants. Ne disposant parfois pas de mesure de la quantité de neige, l'utilisation de la conductivité thermique de la neige permet de rattraper les erreurs de calcul dues à une mauvaise représentation du manteau neigeux au sein du modèle CLASS (Figure 3.6). Nous pouvons voir ici qu'une modification de la conductivité thermique de la neige permet une meilleure pénétration de l'onde de température hivernale et ainsi une meilleure correspondance aux observations, faisant passer le RMSE de la température de la première couche du sol sur la période allant de Décembre 2007 à Février 2008, de 9.9 °C pour une valeur standard de la conductivité thermique de la neige, à un RMSE de 6.30 °C pour une valeur doublée de la conductivité thermique de la neige (Figure 3.6, graphe "Ksnow X2"), à un rmse de 4.50 °C pour une valeur décuplée de la conductivité thermique de la neige. Une variation de la conductivité thermique de la neige sur une échelle de 1 à 10, permet donc de diminuer l'erreur sur la simulation de la température de la première couche du sol par deux pendant la période hivernale. Les neiges présentes en région de toundra ont typiquement des conductivités comprises entre 0.1 et 0.5 $W.m^{-1}.K^{-1}$ (Domine et al., 2011), allant de la neige fraîche aux croûtes de vent. L'optimisation de la conductivité thermique de la neige se fera dans la limite physique d'acceptabilité de ses valeurs standard en région de toundra. Il est ainsi peu probable que nous voyions la conductivité thermique de la neige amplifiée d'un facteur 10, mais il est tout à fait envisageable de la voir multipliée par des facteurs 3 à 5, ce qui d'après les tests de sensibilité effectués permettrait de réduire l'erreur sur les simulation de température du sol de manière significative.

CHAPITRE 3 : Méthodologie



Axe des X :	Rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde	Température de l'air	Précipitations	Axe des Y :	Période	Variable
1	NARR	NARR	NARR	C-9	2007-2009	Température du sol à 5 cm
2	NARR -2 %	NARR	NARR	C-8	2007-2009	Température de surface du sol
3	NARR -5 %	NARR	NARR	C-7	2007-2009	Température de brillance 19 GHz DV
4	NARR -10 %	NARR	NARR	C-6	2007-2009	Température de brillance 19 GHz AV
5	NARR -25 %	NARR	NARR	C-5	2007-2009	Température de brillance 19 GHz DH
6	NARR nocturne -2 %	NARR	NARR	C-4	2007-2009	Température de brillance 19 GHz AH
7	NARR nocturne -5 %	NARR	NARR	C-3	2007-2009	Température de brillance 11 GHz DV
8	NARR nocturne -10 %	NARR	NARR	C-2	2007-2009	Température de brillance 11 GHz AV
9	NARR nocturne -25 %	NARR	NARR	C-1	2007-2009	Température de brillance 11 GHz DH
10	NARR -2 %	NARR nocturne -5 %	NARR	C-0	2007-2009	Température de brillance 11 GHz AH
11	NARR -5 %	NARR nocturne -5 %	NARR	B-9	Été 2008	Température du sol à 5 cm
12	NARR -5 %	NARR nocturne -10 %	NARR	B-8	Été 2008	Température de surface du sol
13	NARR nocturne -2 %	NARR nocturne -5 %	NARR	B-7	Été 2008	Température de brillance 19 GHz DV
14	NARR nocturne -5 %	NARR nocturne -5 %	NARR	B-6	Été 2008	Température de brillance 19 GHz AV
15	NARR nocturne -5 %	NARR nocturne -10 %	NARR	B-5	Été 2008	Température de brillance 19 GHz DH
16	NARR -10 %	NARR nocturne -10 %	NARR -25 %	B-4	Été 2008	Température de brillance 19 GHz AH
17	NARR -20 %	NARR nocturne -10 %	NARR -25 %	B-3	Été 2008	Température de brillance 11 GHz DV
18	NARR nocturne -10 %	NARR nocturne -10 %	NARR -25 %	B-2	Été 2008	Température de brillance 11 GHz AV
19	NARR nocturne -20 %	NARR nocturne -10 %	NARR -25 %	B-1	Été 2008	Température de brillance 11 GHz DH
				B-0	Été 2008	Température de brillance 11 GHz AH
				A-9	Été 2007	Température du sol à 5 cm
				A-8	Été 2007	Température de surface du sol
				A-7	Été 2007	Température de brillance 19 GHz DV
				A-6	Été 2007	Température de brillance 19 GHz AV
				A-5	Été 2007	Température de brillance 19 GHz DH
				A-4	Été 2007	Température de brillance 19 GHz AH
				A-3	Été 2007	Température de brillance 11 GHz DV
				A-2	Été 2007	Température de brillance 11 GHz AV
				A-1	Été 2007	Température de brillance 11 GHz DH
				A-0	Été 2007	Température de brillance 11 GHz AH

FIGURE 3.5 – Test de sensibilité sur le rayonnement infrarouge descendant à grande longueur d'onde, couplé à des modifications des températures de l'air et des précipitations. La légende présentée dans le tableau sous les graphes informe sur l'ensemble des tests effectués, les variables testées, ainsi que les périodes de temps sur lesquelles ces tests ont été effectués.

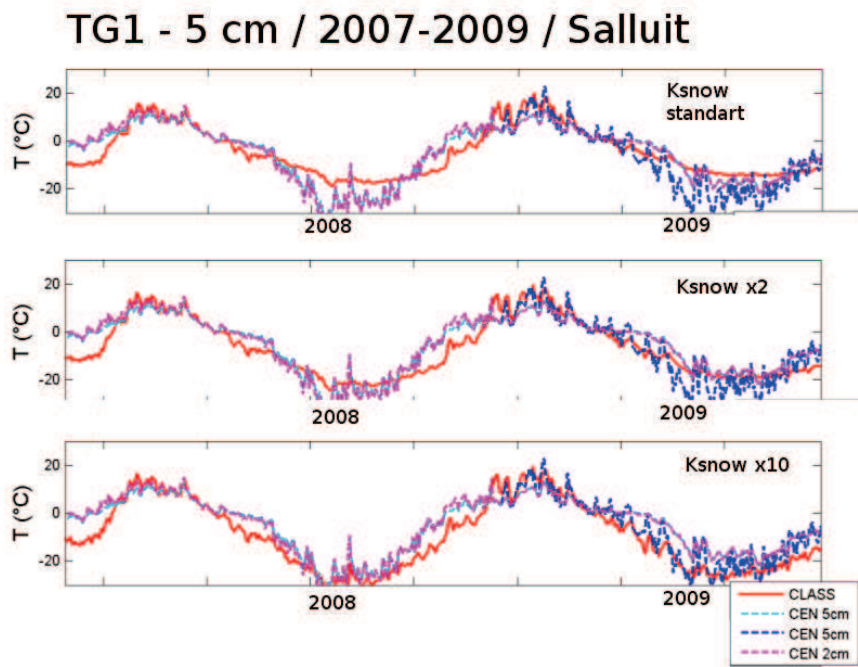


FIGURE 3.6 – Test de sensibilité sur la conductivité thermique de la neige (Ksnow), avec les températures de la première couche du sol du modèle CLASS, à une profondeur moyenne de 5cm (rouge). Les autres données (CEN), correspondent aux mesures dont nous disposons au niveau de Salluit.

3.3.2 Sensibilité du modèle CLASS à de faibles variations des paramètres d'entrée

Nous présentons ici des tests de sensibilité effectués sur le modèle CLASS par de faibles variations du taux de précipitations (2%). La raison en est que le modèle CLASS, dans sa constitution et dans le traitement physique de ses variables, n'est pas linéaire. Des flags, ou marques, lui permettent de changer de régime ou plutôt d'équation de calcul de ses variables en fonction d'une multitude de paramètres. Beaucoup de variables, comme la conductivité thermique de la neige, sont calculées à partir d'autres variables, et l'équation ou la série d'équations entrant en jeu dans ces calculs peuvent varier selon la valeur de la variable initiale. Lors de premiers tests de sensibilité, nous avons remarqué de brusques sauts de RMSE à certaines valeurs de taux de précipitation. Nous prenons ici l'exemple du saut de RMSE pour la valeur de 80% du taux de précipitation, que nous encadrons pas des tests à 79% et 81% du taux de précipitations afin de mieux en identifier les causes et les conséquences. Il se peut donc que de fines variations d'un paramètre d'entrée tel que le taux de précipitations entraîne des variations plus importantes des paramètres de sortie. Les résultats de ces tests sont montrés pour les variables de sortie que sont la température de surface du sol (Figure 3.7) et la hauteur de neige (Figure 3.8 Annexe B.1), ainsi que pour la température de la première couche du sol, la température de la neige, et le contenu en eau du sol (présentées en Annexe B.1).

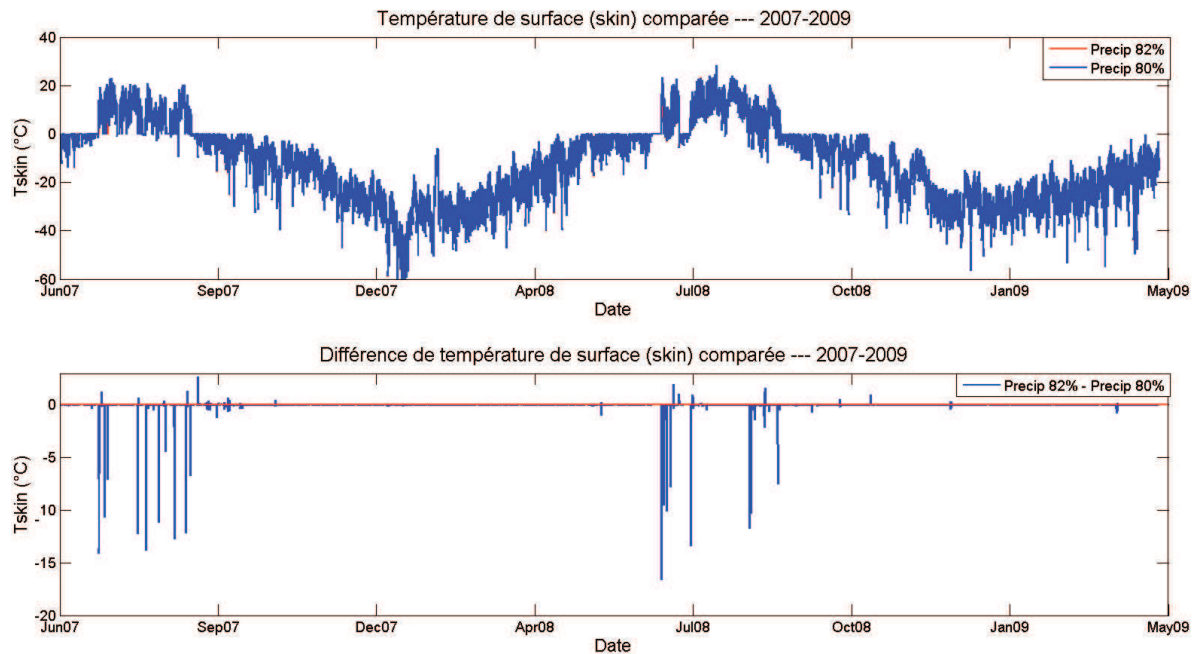


FIGURE 3.7 – Test de sensibilité d'une fine variation du taux de précipitations sur la simulation de la température de surface dans CLASS. Le graphe du haut représente l'évolution des températures de surface du sol sur la période 2007-2009 à la station Salluit. La graphe du bas représente la différence des températures de surface du sol entre les deux simulations, avec une ligne rouge marquant la différence 0.

L'ensemble de ces tests effectués à partir de fines variations du taux de précipitation sont pris pour deux valeurs du taux de précipitations. Nous appliquons des réductions de 18% et 20% des précipitations NARR (soit respectivement 82% et 80% des précipitations

NARR originelles). Les graphes supérieurs de chaque figure de test de sensibilité correspondent à une représentation de chaque variable simulée pour les deux valeurs de taux de précipitations, et les graphes inférieurs correspondent à une différence des variables simulées pour des taux de précipitations différents (aussi bien dans ce Chapitre qu'en Annexe B.1).

D'une manière générale, on voit que les principales différences se situent autour des périodes estivales simulées, au début et à la fin de l'été, correspondant à des périodes de fontes potentielles. Mais également que ces différences ne sont pas, sauf dans le cas de la hauteur de la neige, linéaires, mais font des sauts, correspondant à ces changements de régimes du modèle CLASS en fonction des valeurs simulées des variables.

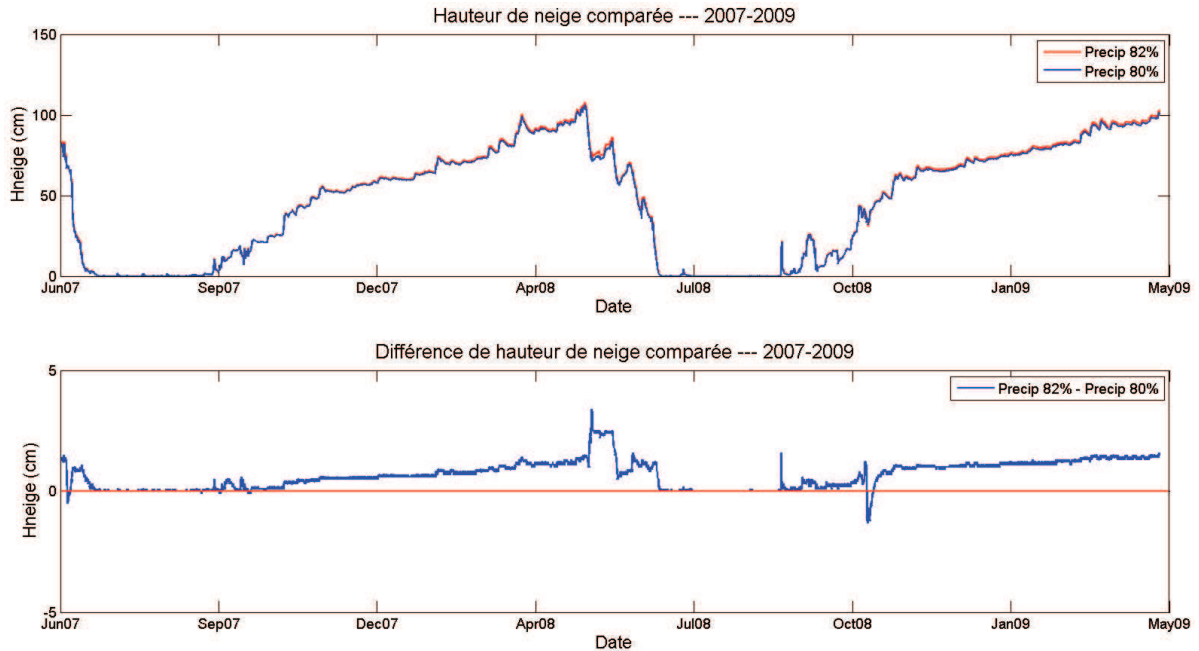


FIGURE 3.8 – Test de sensibilité d'une fine variation du taux de précipitations sur la simulation de la hauteur de neige dans CLASS. Le graphe du haut représente l'évolution des hauteurs de neige sur la période 2007-2009 à la station Salluit. Le graphe du bas représente la différence des hauteurs de neige entre les deux simulations, avec une ligne rouge marquant la différence 0.

Une baisse de seulement 2% du taux de précipitations entraîne des baisses abruptes de température de surface du sol pouvant dépasser les 10 °C (Figure 3.7 Annexe B.1), mais de façon très ponctuelle, avec un retour au régime initial immédiatement après. Les mêmes comportements sont retrouvés pour les températures de la première couche du sol (Figure Annexe B.1), en moindre mesure, avec des baisses atteignant 2 °C. L'impact sur la température de la neige est lui quasiment inexistant et semble seulement se faire sur des chutes de neige ponctuelles estivales (Figure B Annexe B.1). Il en va de même pour les contenus en eau et en glace du sol avec des variations inférieures à $0.01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ sur des valeurs comprises entre 0.270 et $0.400 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Mais où il nous est possible de voir qu'un sol sur lequel tombe légèrement plus de précipitations se trouve avoir une charge en eau légèrement plus importante (Figure C Annexe B.1). Il semble y avoir des valeurs limites de certaines variables entraînant des comportements du modèle qui apparaissent comme ératiques, mais qui ne sont en réalité que dus à des changements de régimes internes dans

le mode de calcul des variables.

Toutes ces variations sporadiques de calcul des variables ne sont pas retrouvées dans les simulations de hauteur de neige, qui semblent ici beaucoup plus linéaires (Figure 3.8). On voit ici qu'une baisse des précipitations de 2% n'entraîne à la fin de l'hiver qu'une diminution de 2 à 3 cm de la hauteur de neige, quand bien même la hauteur de neige totale en fin d'hiver dépasse 100 cm alors que dans ces régions de toundra elle se situe généralement autour de 30 à 40 cm. Cette hauteur de 100 cm de neige en fin d'hiver correspond déjà à 80% des précipitations NARR d'origine. Ceci nous donne une idée sur la correction qu'il sera nécessaire d'apporter au taux de précipitations NARR afin d'obtenir des hauteurs de neige physiquement réalistes.

3.4 Paramétrisation du modèle CLASS

3.4.1 Discrétisation des couches du sol

Un travail sur le modèle CLASS a également été effectué pour avoir une meilleure résolution dans la stratification verticale de la température des sols. Le modèle qui était initialement à 3 couches de sol réparties sur une profondeur de 4,10 m, a été transformé en modèle à 48 couches de sol réparties sur une profondeur de 25 mètres (Figure 3.9). Ceci permet, de par la plus grande profondeur, de prendre en compte phénomènes d'inertie de la température du sol liés aux cycles saisonniers et annuels, mais également une discrétisation plus fine de la température du sol proche de la surface, avec des couches de 10, 25 puis 50cm sur les 5 premiers mètres. Alexeev et al. (1972) de même que Gouttevin et al. (2011) suggèrent l'utilisation de sols profonds (supérieurs à 30 m de profondeur) pour la simulation de pergélisols afin de prévenir des accumulations irréalistes de chaleur dans les plus profondes couches du sol, sur des échelles de temps de plusieurs décennies. Gouttevin et al. (2011) fixe ainsi sa limite basse de sol à 90 m de profondeur. Ekici et al. (2014) fixe quant à lui sa limite basse de couches du sol à 10 m de profondeur seulement alors qu'il effectue une étude sur plusieurs décennies, et en retire des résultats concluants. Notre étude s'attachant aux températures de surface du sol et de la première couche du sol sur une période de temps inférieure à la décennie, une profondeur de 25 m nous a semblé un bon compromis profondeur / discrétisation des couches de sol. Aussi cette meilleure discrétisation des premiers mètres du sol nous permet vraisemblablement de réduire l'erreur sur le calcul de l'épaisseur de la couche active de surface des pergélisols.

3.4.2 Intégration des cartes de paramètres physiques (végétation, composition du sol)

Le modèle CLASS nécessitant des données de végétation ainsi que de composition du sol, nous lui fournissons pour les stations situées dans la moitié "Est" du Canada les données de géophysique du sol fournies par le consortium OURANOS. Celles-ci nous renseignent entre autre sur le type de végétation présente et/ou la présence de végétation, mais également sur la profondeur de la roche mère, ainsi que la composition des couches de sol sus-jacentes (minérale, organique, ...). Pour la moitié "Ouest" du Canada, nous ne disposons pas de cartes de données géophysiques, et nous nous sommes appuyés sur des études ayant été menées soit à l'emplacement de notre site d'étude, comme c'est le cas pour la station Daring Lake, ou bien à proximité de notre site d'étude, comme c'est le cas pour les stations Inuvik et North Slope.

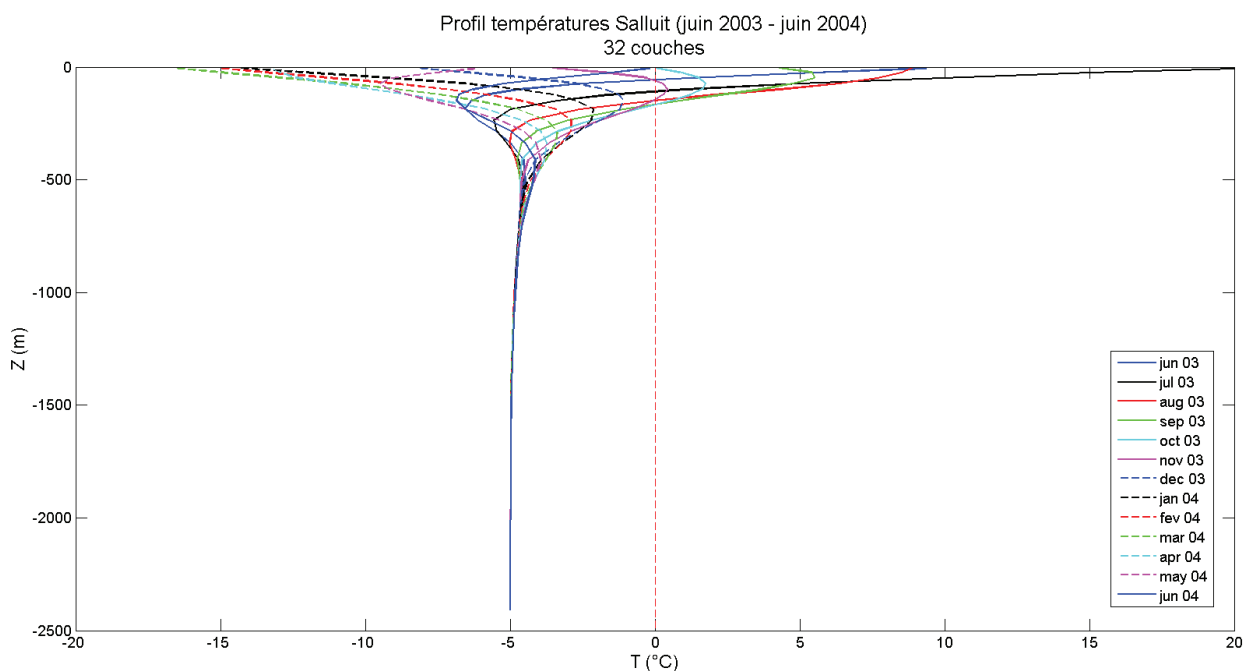


FIGURE 3.9 – Profil des 48 couches du sol de CLASS pour un cycle annuel de température dans la région de Salluit (Québec).

3.4.3 Paramétrisation de la conductivité thermique du sol

Afin d'effectuer les optimisations nous permettant de minimiser l'erreur entre simulations et observations, nous avons également besoin d'initialiser correctement le modèle. Cette initialisation est effectuée sur une période de 15 ans (aussi appelée Spin-Up), à la suite de laquelle une nouvelle initialisation d'une période de deux années est effectuée pour parer à tout problème de relaxation du modèle. Nous avons effectué ces initialisations pour différentes valeurs de conductivité thermiques du sol, car comme nous l'avons vu dans les tests de sensibilité effectués sur le modèle CLASS, celles-ci influencent grandement les résultats tant au niveau de la surface qu'en profondeur (Figure 3.10). Cette paramétrisation est effectuée au niveau de la station Salluit du fait que ce soit la seule station pour laquelle nous possédions une mesure des températures du sol sur une profondeur de 20 mètres. L'étude portant principalement sur des sites de toundra possédant une faible épaisseur de sol avant d'atteindre la roche mère, la paramétrisation est appliquée de la même manière pour nos sites d'études. Parmi les combinaisons de conductivité thermique du sol proposées, celle qui s'approche le plus des observations à la fin de l'initialisation du modèle est celle nommée Kmix10-sand, à savoir une conductivité thermique relativement élevée sur les dix premières couches du sol, puis une conductivité thermique plus faible sur les couches restantes du sol.

Initialisation of ground temperature for different thermal conductivity - 01/05/2005

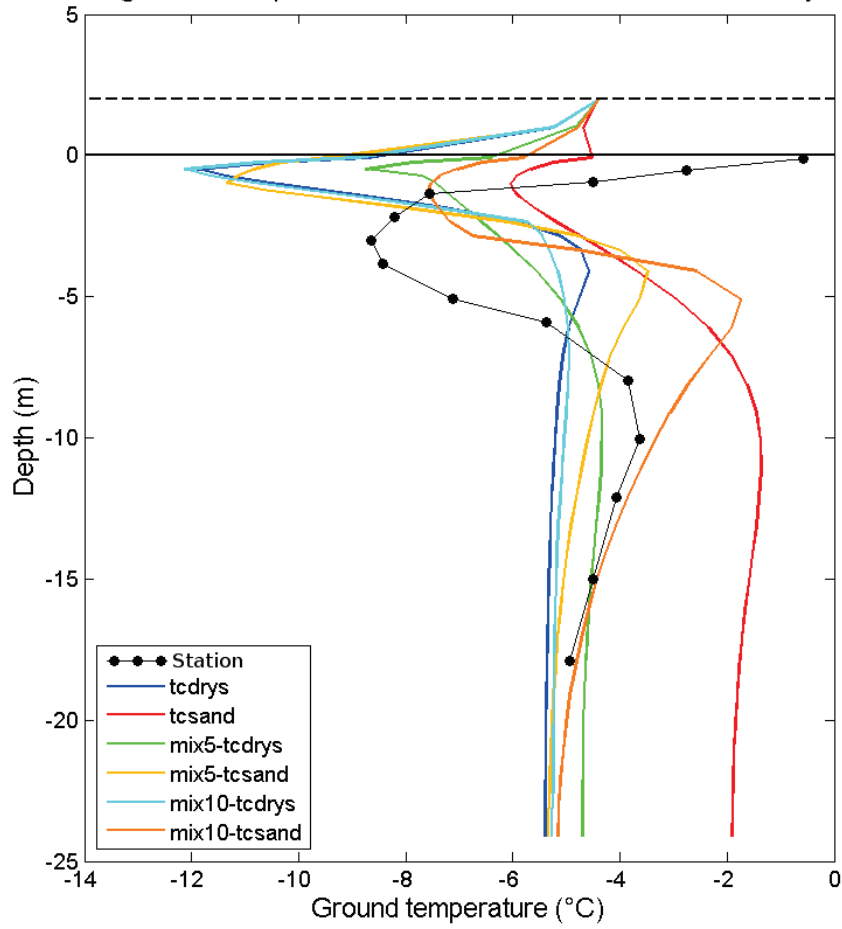


FIGURE 3.10 – Détermination de la conductivité thermique du sol à implémenter dans le modèle CLASS. La courbe représentée ici en orange foncé semble la plus proche des mesures de température du sol au niveau de Salluit, tant en surface qu'en profondeur.

3.4.4 Conclusion sur les tests de sensibilité

La grande série de tests de sensibilité effectués sur les deux modèles que nous utilisons ainsi que sur les données NARR nous a permis de mettre en avant que la méthodologie imaginée pour mener à bien cette étude semble prometteuse. La diminution des températures de l'air nocturnes couplée à la réduction des précipitations permet d'abaisser les RMSE sur les températures de surface du sol de plus de 5 K, mais avec des valeurs d'abaissement de températures de l'air qui semblent irréalistes parfois. La prise en compte du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde rectifie cette "sur-baisse" des températures de l'air, du fait d'une sur-représentation de la couverture nuageuse nocturne dans les données NARR. Des minimums de RMSE sont ainsi trouvés pour des baisses de 10% du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde, couplés à des baisses de 10 à 25% des températures de l'air nocturnes (correspondant à des diminutions de 1 à 5K) ainsi qu'une baisse des précipitations NARR de l'ordre de 50%. La paramétrisation du modèle a également été possible grâce à la fois aux données NARR et aux mesures en stations, notamment la paramétrisation de la conductivité thermique du sol, effectuée au site Salluit et reprise pour les autres sites. La caractérisation de la physique du sol a également été possible du point de vue de la discrétisation des couches et de leur profondeur, avec ici un sol à 48 couches pour une profondeur de 25 m. Un sol avec une plus grande profondeur permet de diminuer les possibles erreurs dues à une accumulation irréaliste de chaleur dans les couches profondes.

Cependant, avec le modèle CLASS, la première couche est fixée à 10 cm (pas modifiable). Les paramètres du modèle associés à cette couche sont donc considérés comme "effectifs" par rapport aux mesures au sol et à la sensibilité des observations satellites micro-onde à 11 GHz (plutôt sensibles aux premiers centimètres, voir [Tableau 2.2](#)).

3.5 Approches d'optimisation des forçages atmosphériques

Deux possibilités de méthodes d'optimisation s'offraient à nous pour conduire à bien ce travail. La première que nous avons testée est une méthode que nous nommerons "en bloc". Celle-ci se caractérise par la minimisation de manière simultanée des deux principales variables à optimiser, que sont la température de l'air et les précipitations. L'intérêt d'une telle méthode repose sur le fait qu'elle couvre l'ensemble du champ des valeurs des différentes variables à optimiser, donc de toutes leurs combinaisons possibles. Mais cet intérêt a un coût en terme de temps de calcul, selon les intervalles de valeurs sur lesquels nous itérons. Par exemple, si nous considérons une échelle d'abaissement de températures de 10 K subdivisée aux 0.2 K, ainsi qu'une évolution des précipitation de 0 à 100% de leurs valeurs d'origines prises tous les 2%, nous devrions effectuer 2601 simulations par période temporelle (été 2007, hiver 2008, été 2008, hiver 2009, ...). 10 années de données demanderaient 52020 simulations, à raison d'environ une heure par simulation (préparation des données, simulation en elle-même, post-traitement, ...), soit plus de 5 années de travail sur un processeur classique. Le modèle CLASS n'étant pas intégré à un superordinateur dans cette étude, nous avons imaginé une méthode de traitement en chaîne, ou séquentielle. Parmi les variables sur lesquelles nous travaillons principalement (température de l'air et précipitations), l'évolution des températures de surface du sol est en premier ordre sensible aux températures de l'air, puis à l'humidité du sol. En effectuant dans un premier temps la l'optimisation des températures de l'air, puis l'optimisation des précipitations (régissant l'humidité du sol) à partir des valeurs de températures de l'air optimisées, nous diminuons drastiquement le nombre de simulations nécessaires. Pour le même exemple d'abaissement des températures de l'air de 10 K itérées aux 0.2 K, et de balayage des précipitations de 0 à 100% tous les 2%, nous n'aurions besoin que de 102 simulations. Pour 10 années de données, cela représenterait 2040 simulations, soit 25 fois moins de simulations et de temps de calcul. La série de tests effectués sur la période été 2007 à Salluit, bien que proposant une faible amélioration pour la méthode d'optimisation "en bloc" du fait de son large champ d'exploration, ne nous a pas paru pertinente quant au gain de temps requis à son application. Il aurait également pu être intéressant de tester une méthode statistique telle que Latin Hypercube, générant un échantillonnage quasi aléatoire, préparant à une intégration par une méthode de quasi-Monte Carlo par exemple ([Iman et al., 1980](#); [Niederreiter, 2010](#)). Mais la méthode d'optimisation séquentielle développée nous semblait dans un premier temps plus efficace et rapide à mettre en place. Nous n'avons pas utilisé d'approche par assimilation de données via notamment des filtres de Kalman ou des filtres de Kalman étendus car nous souhaitions dans un premier temps mettre en place une méthode aussi simple que possible, et dans un deuxième temps parce qu'autant l'assimilation de données atmosphérique a fait ses preuves au cours des dernières années, mais ce n'est pas le cas de l'assimilation de données ayant trait aux paramètres de surface du sol.

3.5.1 Chaîne d'optimisation séquentielle

Nous proposons la méthodologie suivante, sous forme de chaîne d'optimisation séquentielle.

Les réanalyses atmosphériques NARR sont utilisées afin de piloter le modèle CLASS et d'apporter des corrections atmosphériques aux températures de brillance mesurées. Les corrections utilisées sont celles développées dans Mätzler (1992), définissant une transmis-

sivité atmosphérique par région. Une fonction coût est utilisée afin de minimiser l'écart entre les températures de surface simulées par le modèle CLASS et les températures de surface mesurées par les capteurs MODIS (Equation 3.1 (Wigneron et al., 2007)). Dans la première partie de cette chaîne d'optimisation, un travail de correction des données de températures de l'air est alors effectué, couplé à un travail de correction des données de rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde. Nous nous sommes en effet rendu compte que le cycle diurne de température n'était pas correctement représenté au sein des données NARR, avec un refroidissement radiatif trop faible la nuit, indiquant une mauvaise représentation de la couverture nuageuse, et donc une surestimation du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde. La seconde partie de la chaîne d'optimisation se concentre sur l'optimisation de l'humidité du sol par l'intermédiaire des précipitations NARR.

3.5.2 Optimisation des températures de l'air

Afin d'optimiser les températures de l'air fournies par NARR, nous reconstruisons leur cycle journalier de manière à minimiser l'erreur entre les températures de surface simulées par le modèle CLASS et les températures de surface du sol mesurées par le capteur MODIS dans le domaine de l'infra-rouge thermique.

Les températures de l'air sont généralement reconstruites d'après la méthode suivante :

$$T_{air\ corrigees} = T_{air\ max} - \beta_{air} \cdot (1 - \cos \frac{\pi \cdot (h - t_{max})}{T}) \quad (3.2)$$

Avec $T_{air\ max}$ le maximum journalier de température de l'air, β_{air} le facteur d'amplitude de la température de l'air journalière, T la période du cycle de température, h l'heure de la journée, et t_{max} l'heure du maximum solaire (Figure 3.11). Chaque cycle journalier de température étant recalculé à partir de son propre maximum journalier de température et d'une certaine amplitude de température, un décrochage peut parfois être observé à la transition entre deux journées consécutives. Afin de palier à la perturbation qu'induirait ces sauts de températures pouvant aller de quelques dixièmes de degré à quelques degrés selon les journées, nous effectuons un lissage des températures de l'air lors de la transition d'une journée à l'autre.

Mais les équations usuellement utilisées afin de corriger un cycle diurne de températures de l'air sont appliquées sur une base quotidienne et le cycle diurne est recalculé jour après jour, avec un paramètre β_{air} variant d'un jour à l'autre. Or, nous avons dans cette étude fait le choix, pour des raisons d'économie de temps de calcul et de complexité de compilation des différents algorithmes, d'effectuer des optimisations de l'ensemble de nos paramètres "les plus sensibles" de manière saisonnière. Cela inclut une reconstruction du cycle journalier des températures de l'air avec un facteur d'amplitude indentique β_{air} appliqué pour chaque journée de cette saison. La figure 3.11 montre bien cette reconstruction des températures de l'air "non réaliste", et notamment les pics 3 et 5 de maximums de températures de l'air, sensiblement identiques, pour lesquels les maximums journaliers de températures sont respectivement de 14 et 14.2 °C, mais les minimums journaliers de températures respectivement de 9.2 et 7.8 °C. L'amplitude des températures de l'air variant d'une journée à l'autre, nous avons introduit le terme $T_{air\ max} - T_{air\ min}$, qui permet de prendre en compte l'amplitude originelle des températures de l'air. Nous obtenons, comme le montre la Figure 3.12, l'équation 3.3. Une autre raison de l'importance de la prise en

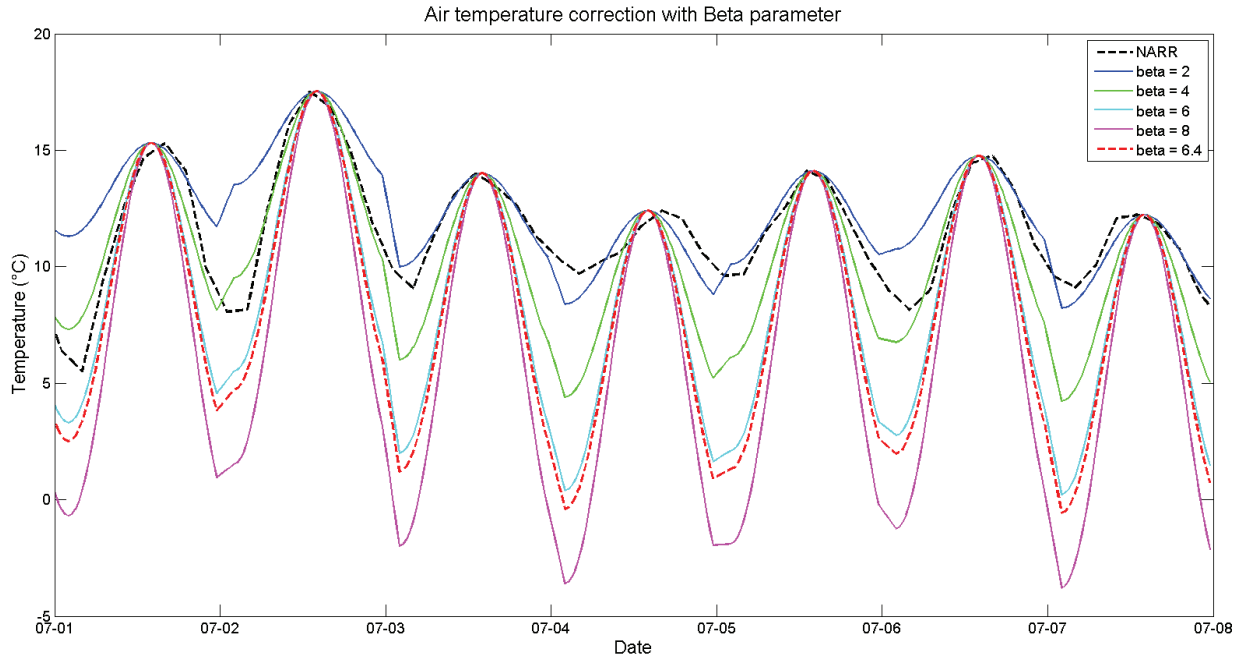


FIGURE 3.11 – Reconstruction des températures de l’air pour différentes valeurs du paramètre β_{air} , suivant l’équation 3.2.

compte des variations interjournalières d’amplitude de la température de l’air est de permettre une meilleure représentativité de la succession des cycles journaliers, en évitant des sauts de température de plusieurs degrés Celsius parfois, d’une journée à une autre. Des comparaisons effectuées avec des données de températures de l’air mesurées en station à Salluit, mais dont les mesures sont incomplètes, nous ont montré un bon accord entre les valeurs de températures de l’air mesurées et reconstruites.

$$T_{air\ corrigées} = T_{air\ max} - \beta_{air} \cdot \left(1 - \cos \frac{\pi \cdot (h - t_{max})}{T}\right) \cdot (T_{air\ max} - T_{air\ min}) \quad (3.3)$$

Avec $T_{air\ max}$ le maximum journalier de température de l’air, β_{air} le facteur d’amplitude de la température de l’air journalière, T la période du cycle de température, h l’heure de la journée, t_{max} l’heure du maximum solaire, et $T_{air\ min}$ le minimum journalier de température de l’air (Figure 3.12).

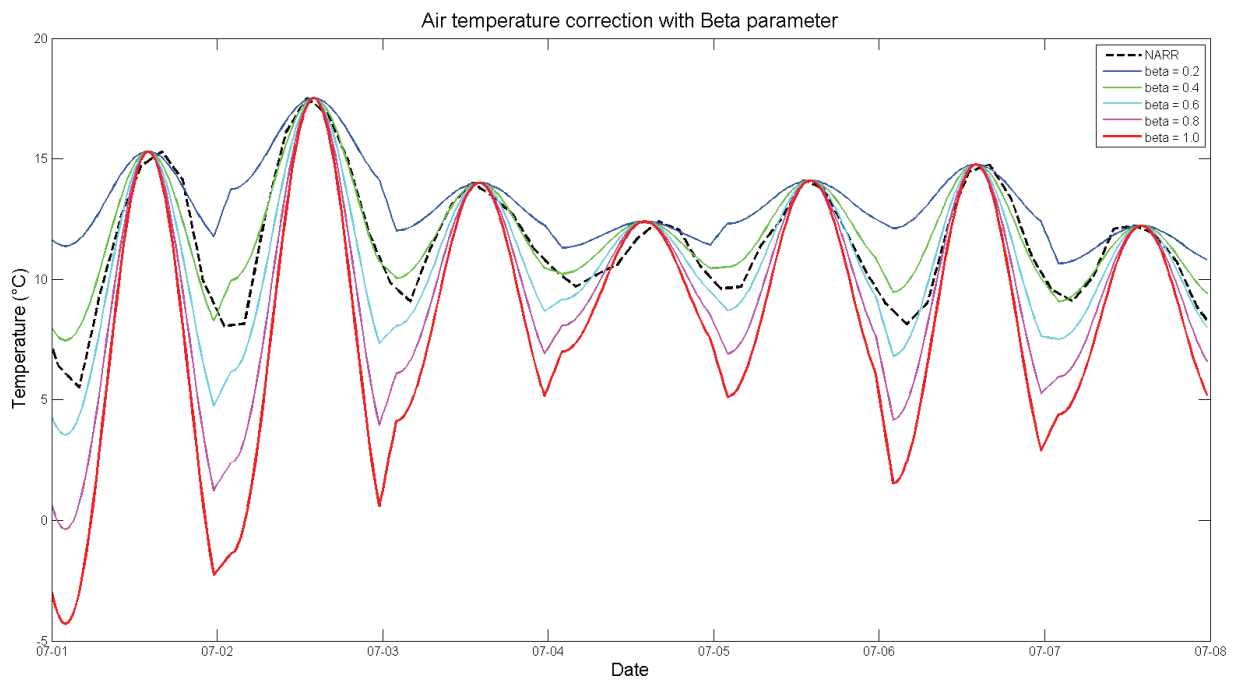


FIGURE 3.12 – Reconstruction des températures de l’air pour différentes valeurs du paramètre β_{air} , suivant l’équation 3.3.

3.5.3 Optimisation du rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde

A partir de là, nous pouvons modifier le rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde (LWd). Nous avons pu voir qu'il existait une corrélation saisonnière entre les valeurs de température de l'air et les valeurs de LWd (Figure 3.13). Cette relation semble plus forte en automne, hiver, et au printemps qu'à l'été, avec des valeurs de r^2 avoisinant les 0.80 pour les saisons "hivernales", et une valeur de r^2 avoisinant les 0.50 pour les saisons estivales.

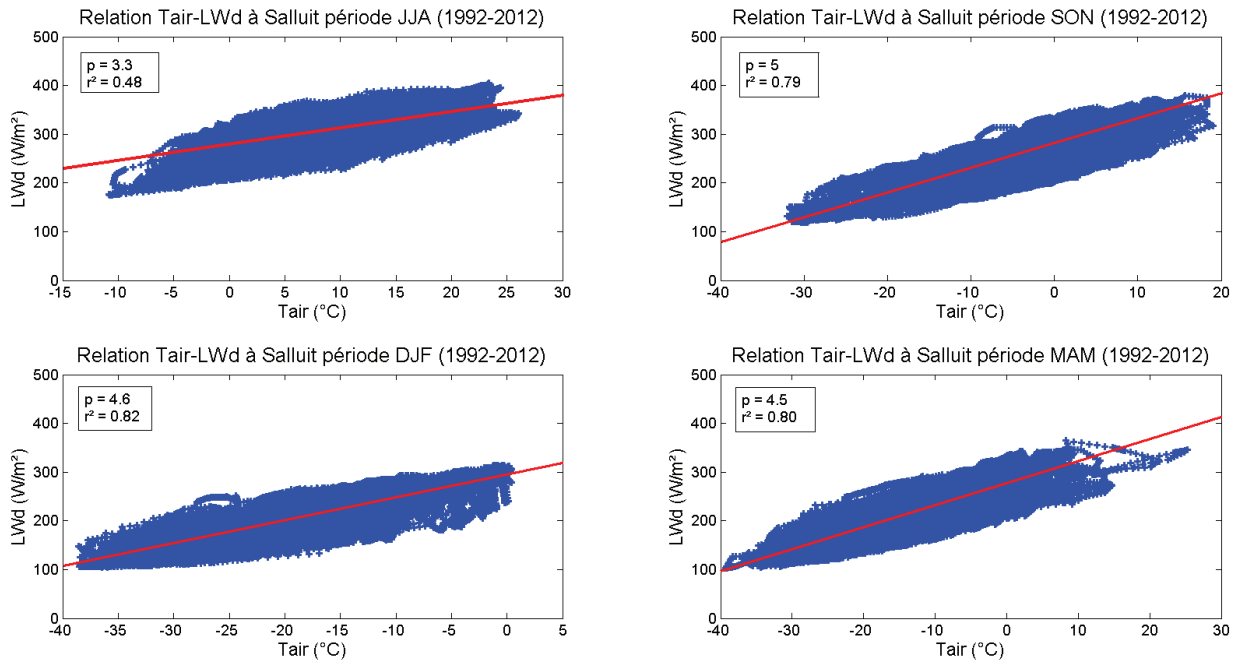


FIGURE 3.13 – Relation entre les températures de l'air et le rayonnement descendant à grande longueur d'onde. Les quatre saisons de l'année sont représentées, avec **JJA** (Juin-Juillet-Août), **SON** (Septembre-Octobre-Novembre), **DJF** (Décembre-Janvier-Février), et **MAM** (Mars-Avril-Mai), pour la période 1992 - 2012.

Nous corrigeons donc les LWd de la manière suivante :

$$LWd_{corrigées} = LWd_{NARR} - p \cdot \Delta T_{air} \quad (3.4)$$

Avec LWd_{NARR} les valeurs de LWd issues de NARR, p la pente de la corrélation entre les LWd et les températures de l'air issues de NARR, et ΔT_{air} la différence entre les valeurs de température de l'air corrigées et les valeurs de température de l'air NARR.

Nous avons donc défini quatre valeurs du paramètre p , une par saison. Mais considérant dans cette étude l'année découpée selon deux saisons, une saison estivale et une saison hivernale (correspondant essentiellement aux deux saisons automne, hiver, et printemps, la neige étant présente dans ces régions nordiques bien souvent jusqu'au mois de juin), nous fusionnons les trois paramètres p des saisons d'automne, d'hiver, et de printemps,

pour n'obtenir qu'un résultat final de deux paramètres p correspondant aux deux saisons décrites dans l'étude. L'intérêt de cette méthode d'optimisation des LWd est qu'il n'est pas nécessaire d'effectuer une boucle d'optimisation supplémentaire à celle de l'optimisation des températures de l'air. Les LWd sont automatiquement optimisés à la suite de l'optimisation des températures de l'air, du fait du calcul de la différence entre les températures de l'air initiales et corrigées.

Le nouveau forçage atmosphérique est ensuite donnée au modèle CLASS afin d'effectuer une première chaîne d'optimisation. Durant cette première chaîne d'optimisation, nous nous concentrons sur ces valeurs de T_{air} et de LWd et la réaction du modèle face à leur variation, dans la simulation des températures de surface du sol. Une boucle itérant sur la variation du facteur β_{air} et les variations du LWd est mise en place, dans des limites d'exploitation du paramètre β_{air} représentant une réalité physique. Les résultats de ces premières séries de simulations sont alors minimisés afin de déterminer la valeur du paramètre β_{air} pour laquelle la minimisation du RMSE est la meilleure (Figure 3.14).

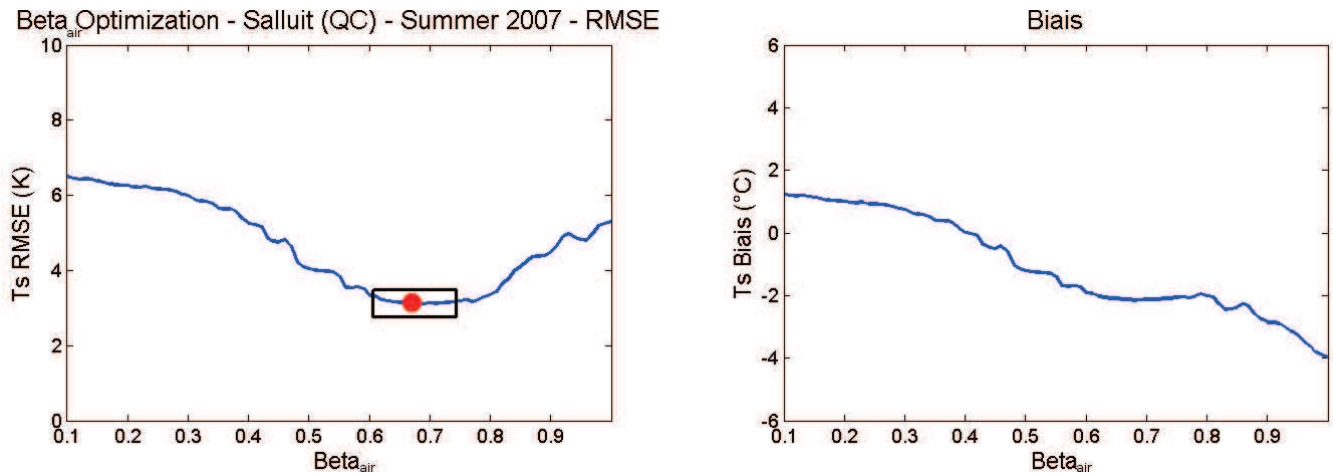


FIGURE 3.14 – Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air} .

On peut voir ici dans le cas de l'été 2007 à Salluit (QC), que le RMSE trouve son minimum pour des valeurs de β_{air} comprises entre 0.6 et 0.75, avec un RMSE de 3.1 °C et un biais de -2.3 °C. Mais le minimum de RMSE ne se trouve pas dans un minimum extrêmement bien défini, il se trouve sur un plateau de rmse. Dans de pareils cas, pour définir une unique valeur du paramètre β_{air} , nous effectuons une moyenne des valeurs de β_{air} pour lesquelles le RMSE se situe dans son minimum, et pour lesquelles le biais est le plus faible possible. Le résultat brut de RMSE peut alors se trouver légèrement dégrader, mais le gain sur le biais permet de compenser.

La valeur du paramètre β_{air} correspondant au RMSE minimisé est alors utilisée afin de modifier les données NARR de température de l'air et de LWd, en itérant cette fois-ci sur la variable d'entrée que sont les précipitations NARR, et donc de contenu en eau du sol.

3.5.4 Optimisation des précipitations de pluie et neige

L'optimisation des températures de l'air effectuée, nous passons à la deuxième boucle d'optimisation. Celle-ci consiste en une minimisation de l'erreur sur les températures de brillance simulées par le modèle de transfert radiatif HUT (Pulliainen et al., 1999; Lemmetyinen et al., 2010), en comparaison avec les Tb AMSR-E à 11 et 19 GHz en polarisation verticale, par l'optimisation des précipitations NARR (impact sur l'humidité du sol en été, impact sur le couvert neigeux en hiver). Nous appliquons ici un facteur de correction sur le taux de précipitations, tel que :

$$Precipitations_{corrigées} = Pr.Precipitations_{initiales} \quad (3.5)$$

Avec **Pr** le facteur correctif appliqué sur les précipitations. Celui-ci correspond à un simple pourcentage du taux de précipitations initial.

Nous voyons dans la figure 3.15 qu'une baisse importante des précipitations estivales (45% de la valeur d'origine) est nécessaire à une minimisation du RMSE sur les températures de brillance tant à 19 GHz en polarisation verticale, et que là aussi d'importants biais sont à considérer (à 45% de précipitations, le biais sur les températures est de -1 °C). Nous n'avons pas pu valider ces résultats du fait de la non existence de la mesure des taux de précipitation sur ces stations.

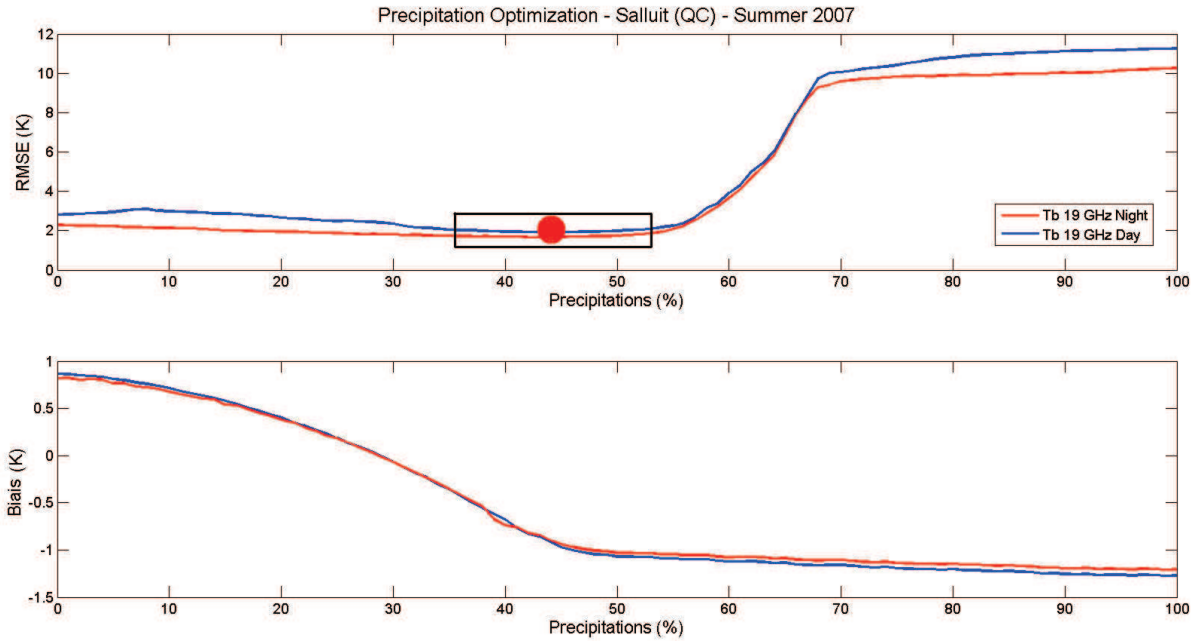


FIGURE 3.15 – Convergence de l'optimisation du paramètre Pr (pourcentage des précipitations) pour minimiser les températures de brillance, et biais correspondant sur les températures.

Conclusion

Les premiers résultats des optimisations sont encourageants mais soulèvent beaucoup de problèmes. Les courbes de RMSE saccadées de l'optimisation du paramètre β_{air} par exemple qui pourraient alerter sur des problèmes internes au modèle CLASS, mais qui sont en réalité seulement dus à ce que le modèle possède toute une panoplie de seuils le faisant passer d'un régime à l'autre, et que la modification de paramètres essentiels tels la température ou les précipitations peut faire franchir ces seuils, et donc modifier le mode de calcul d'une même variable, comme nous l'avons montré Chapitre 3.

Un autre constat est les biais présents dans les résultats des simulations, à tendance négative généralement compris entre -0.5 et -2 °C selon la variable considérée (température de surface, température de brillance, ...). Une partie de ces biais proviennent probablement d'un refroidissement nocturne trop important imposé par l'optimisation sur les températures de l'air NARR. La constance de ces biais tendrait également à montrer un problème inhérent au modèle, tel qu'une mauvaise prise en compte de l'albédo en période estivale. Cependant, des tests de sensibilité effectués en période estivale aux différents sites d'études ne nous ont pas montré une contribution significative de l'albédo dans ces biais, pouvant alors varier de 0.1 à 0.6K. Un raffinement de la minimisation des RMSE nous a permis de réduire le biais moyen tout en ne dégradant que très faiblement les valeurs de RMSE minimisés. On peut voir sur la figure 3.15 que le Biais de 0 °C peut être obtenu pour des taux de précipitations réduits à 30% de leurs valeurs d'origine. Et ce en ne dégradant le RMSE que de 0.5 K.

Les précipitations sont donc généralement modifiées dans une fourchette allant de 30 à 45% de leurs valeurs d'origine. Les plus fortes diminutions se trouvant en périodes hivernales. Il pourrait y avoir un lien avec la saisonnalité des précipitations, les quantités précipitées se trouvant plus élevées en périodes estivales qu'hivernales (moins de 10 à 20 mm sur une période hivernale en Arctique (Serreze et al., 2003)).

Rapaić et al. (2015) proposent une évaluation des données de réanalyses atmosphériques afin de vérifier leur cohérence spatiale et temporelle, comparativement à des bases de données observées au sol, sur la période 1950-2010. Ils observent dans le cas de NARR des écarts aux observations de températures de l'air de l'ordre de 2 K selon les trimestres observés, et allant jusqu'à 24 mm pour un seul trimestre en terme de chutes de précipitations moyennes. Ces résultats montrant une tendance globale à la surestimation des taux de précipitations et des températures de l'air, avec notamment les biais spatiaux, saisonnier et temporels les plus forts au niveau de l'Arctique Canadien, principalement en période hivernale. Le cas de NARR est intéressant, car ses bons résultats sur la période 1950-2010, sont en réalité à prendre de manière tout à fait relative. A partir de l'année 2003, les données de réanalyses NARR montrent des biais chauds et humides très prononcés, expliqués entre autres par l'arrêt d'assimilation de ces données des régions canadiennes, du fait de la fermeture de stations et de programmes de recherches. Notre étude portant sur la période 2002-2011, Rapaić et al. (2015) nous indique que les données NARR que nous avons à optimiser sont trop chaudes et trop humides. Ceci est en accord avec les minimisations de RMSE que nous avons pu effectuer, que ce soit pour les précipitations ou les températures de l'air, et permet surtout d'expliquer pourquoi les RMSE optimisés le sont pour des abaissement des données NARR initiales si importantes (baisse de plus de 50% des précipitations).

Dans les Chapitres 4 et 5, nous validons les résultats des simulations pilotées par les données NARR optimisées par les températures de surface estivales (Chapitre 4) et hivernales (Chapitre 5).

Chapitre 4

Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale

Introduction	89
4.1 Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol) .	89
4.1.1 North Slope : Etés 2007 et 2008	89
4.1.2 Inuvik : Etés 2007 et 2008	89
4.1.3 Daring Lake : Etés 2007 et 2008	90
4.1.4 Salluit : Etés 2007 et 2008	93
4.1.5 Goose Bay : Etés 2007 et 2008	95
4.2 Validation statistique	97
4.2.1 Sites tundra	97
4.2.2 Site taïga	99
Conclusion	100

Introduction

Nous allons à présent présenter les résultats obtenus pour les étés 2007 et 2008 aux différents sites d'études, en suivant le transect Ouest - Est. Une description des résultats à chaque site est d'abord présentée, accompagnée des figures correspondantes, puis une analyse globale à partir des différentes valeurs statistiques de RMSE et de Biais est synthétisée dans un tableau, et discutée afin de mettre en valeur les améliorations dues à la méthode d'optimisation. Les résultats présentés sur les figures dans la section 4.1 puis discuté dans la section 4.2, sont décrits pour les paramètres de température de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, de température de surface, et de température du sol. Nous utilisons à la fois les températures de brillance à 11 GHz et à 19 GHz en polarisation verticale dans le processus d'optimisation, et le choix de ne présenter que les résultats à 19 GHz V tient dans le fait d'une meilleure optimisation de ceux-ci.

4.1 Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)

4.1.1 North Slope : Etés 2007 et 2008

Les résultats obtenus au site North Slope pour les étés 2007 (figure 4.1) et 2008 (figure 4.2) nous montrent respectivement des RMSE de 2.4 et 2.7 K pour la minimisation de l'erreur sur la simulation des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, et des RMSE de 2 et 2.3 K pour la minimisation de l'erreur sur la simulation des températures de surface dans l'infra-rouge thermique. Les résultats de ces deux optimisations s'accompagnent de biais négatifs allant de -0.9 K (température de surface, été 2007) à 1.7 K (température de brillance, été 2008). Du point de vue de la température du sol à 5 cm (1ère couche de sol), les résultats sont meilleurs pour les simulations effectuées à l'été 2007 avec un RMSE de 1.3 K pour un léger biais positif de 0.7 K, contre un RMSE de 2.1 K à l'été 2008 pour un léger biais négatif de -0.6 K.

Ces résultats montrent une nette diminution de l'erreur sur la simulation des Ts, obtenue par l'optimisation des paramètres β_{air} et Pr aux valeurs respectives de 0.74 et 0.42 pour l'été 2007, et de 0.82 et 0.38 pour l'été 2008. Les précipitations sont donc réduites entre la moitié et les deux-tiers de leur valeurs d'origines, et les températures de l'air nocturnes sont abaissées dans une fourchette de 1 à 4 K (selon le maximum de température à partir duquel est recalculé le cycle journalier des températures de l'air).

4.1.2 Inuvik : Etés 2007 et 2008

Les résultats obtenus au site Inuvik pour les étés 2007 (figure 4.3) et 2008 (figure 4.4) nous montrent respectivement des RMSE de 2.9 et 2.7 K pour la minimisation de l'erreur sur la simulation des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, et des RMSE de 2.1 et 1.75 K pour la minimisation de l'erreur sur la simulation des températures de surface dans l'infra-rouge thermique. Les résultats de ces deux optimisations s'accompagnent de biais négatifs allant de -0.6K (température de surface, été 2008) à -1.8 K (température de brillance, été 2007). Du point de vue de la température du sol à 5 cm (1ère couche de sol), les résultats sont meilleurs pour les simulations effectuées à l'été 2008

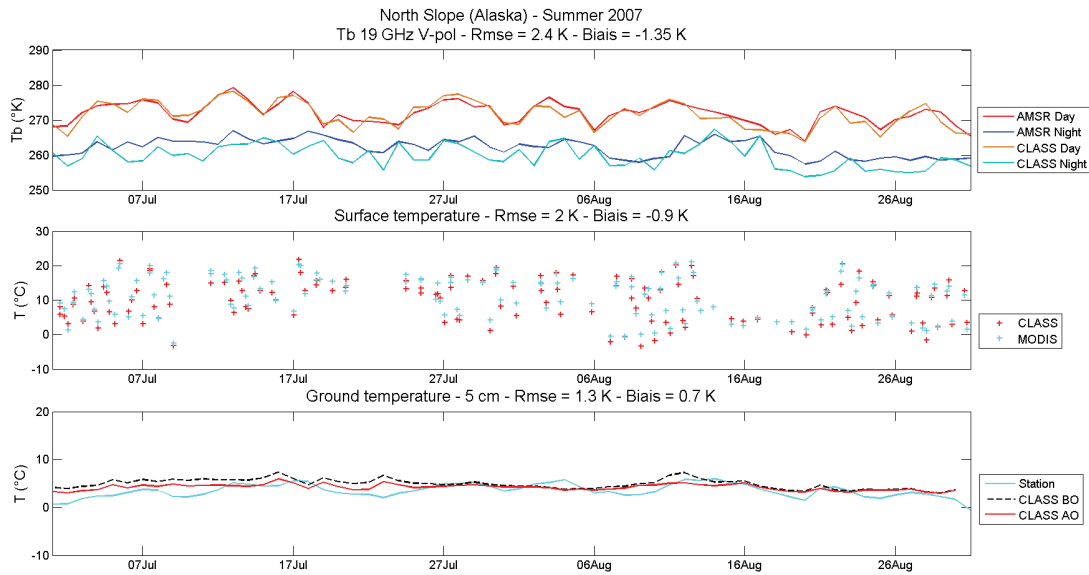


FIGURE 4.1 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2007 au site North Slope. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

avec un RMSE de 2.15 K pour un léger biais positif de 0.5 K, contre un RMSE de 3 K à l’été 2008 pour un biais positif de 1.9 K.

Ces résultats montrent ainsi une nette diminution de l’erreur sur la simulation des **Ts**. Les valeurs optimisées de β_{air} et de Pr sont ici respectivement de 0.72 et 0.46 pour l’été 2007, et de 0.78 et 0.44 pour l’été 2008. La correction sur les précipitation est presque identique d’une année à l’autre, alors que les températures de l’air se voient corrigées de manière plus prononcée à l’été 2008.

4.1.3 Daring Lake : Etés 2007 et 2008

Les résultats obtenus au site Daring Lake pour les étés 2007 (figure 4.5) et 2008 (figure 4.6) nous montrent respectivement des RMSE de 2 et 3.1 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, et des RMSE de 2.4 et 2 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de surface dans l’infra-rouge thermique. Les résultats de ces deux optimisations s’accompagnent de biais négatifs allant de -0.6K (température de surface, été 2007) à -1.8 K (température de brillance, été 2008). Du point de vue de la température du sol à 5 cm (1ère couche de sol), les résultats sont similaires pour cette période Juillet-Août pour les simulations effectuées aux étés 2007 et 2008, avec des RMSE de 3 K pour un léger biais positif de 1.2 K.

L’erreur sur la simulation des Ts se trouve diminuée, grâce à une minimisation des facteurs β_{air} et Pr à des valeurs de 0.84 et 0.36 pour l’été 2007, et 0.82 et 0.40 pour l’été

4.1 - Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)

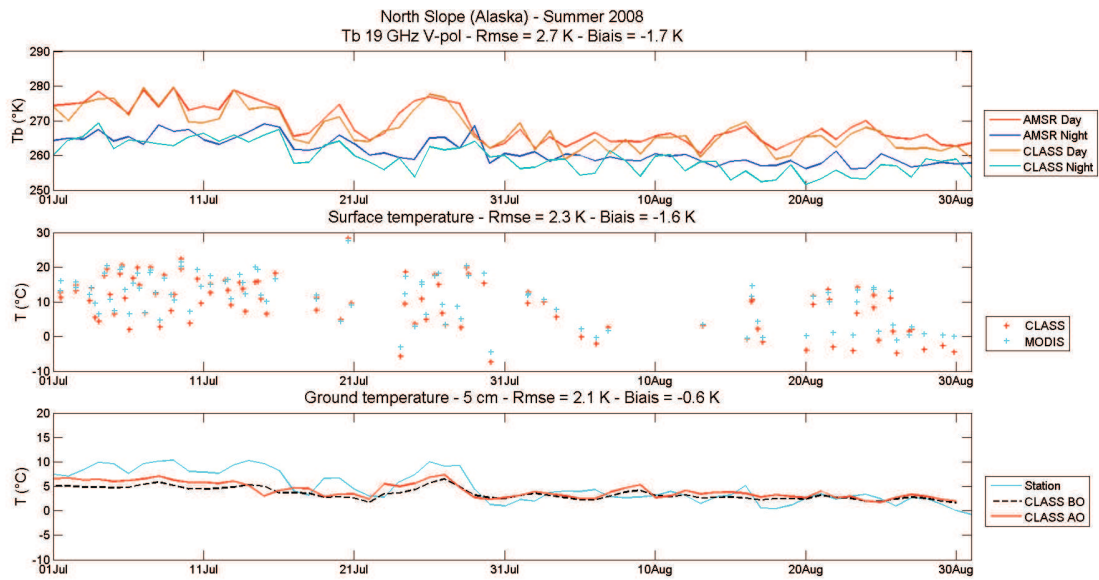


FIGURE 4.2 – Résultats des optimisations des températures de l'air et des précipitations à l'été 2008 au site North Slope. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

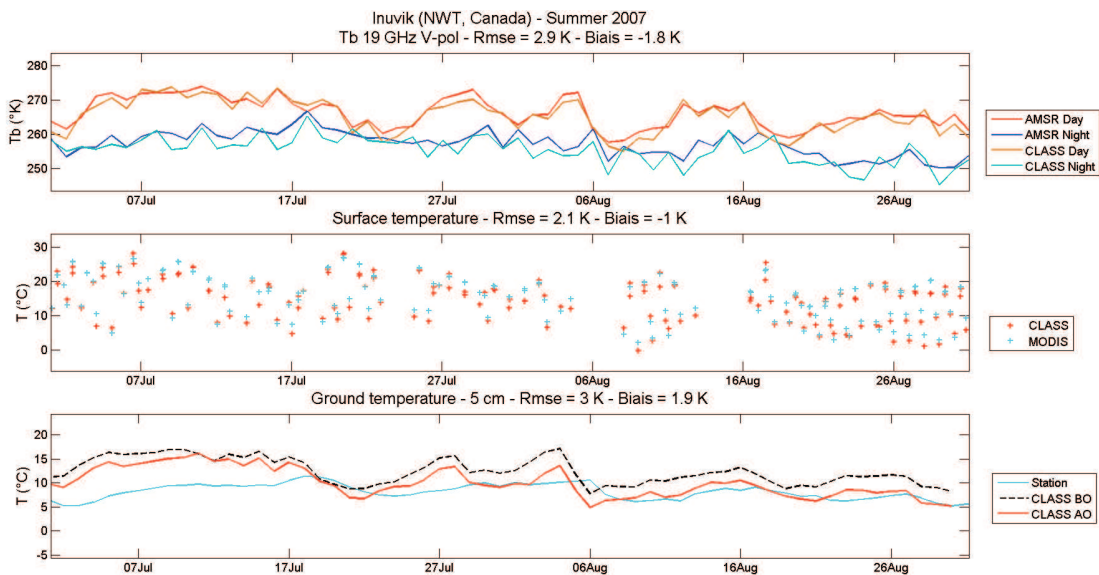


FIGURE 4.3 – Résultats des optimisations des températures de l'air et des précipitations à l'été 2007 au site Inuvik. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

CHAPITRE 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale

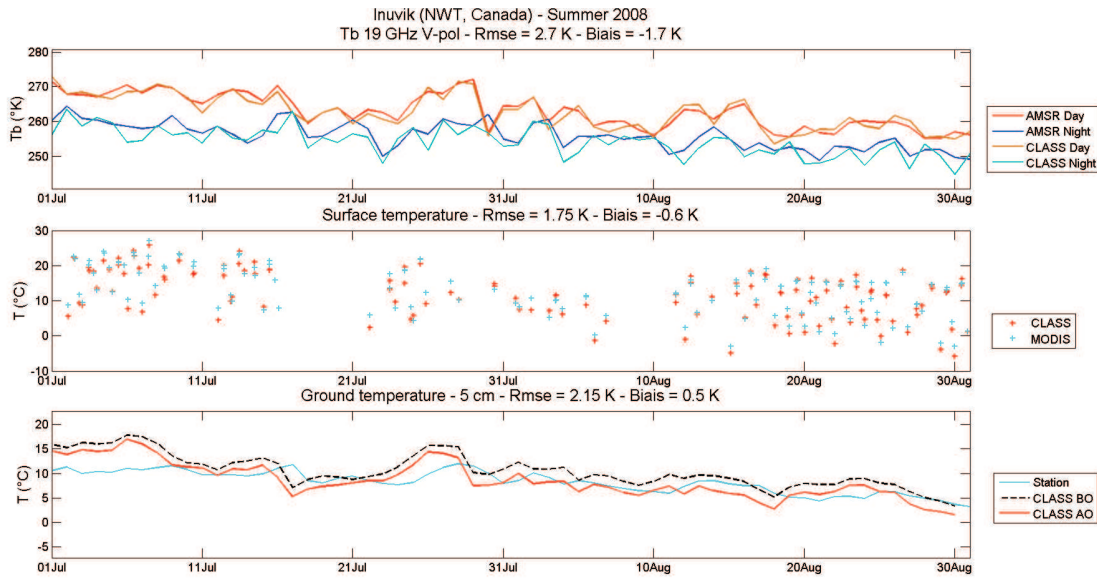


FIGURE 4.4 – Résultats des optimisations des températures de l'air et des précipitations à l'été 2008 au site Inuvik. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

2008. La correction sur les températures de l'air varie peu entre 2007 et 2008, avec un abaissement général des températures de l'air nocturnes sur cette période estivale compris entre 1.5 et 5K. Les précipitations sont quant à elles légèrement moins corrigées à l'été 2008.

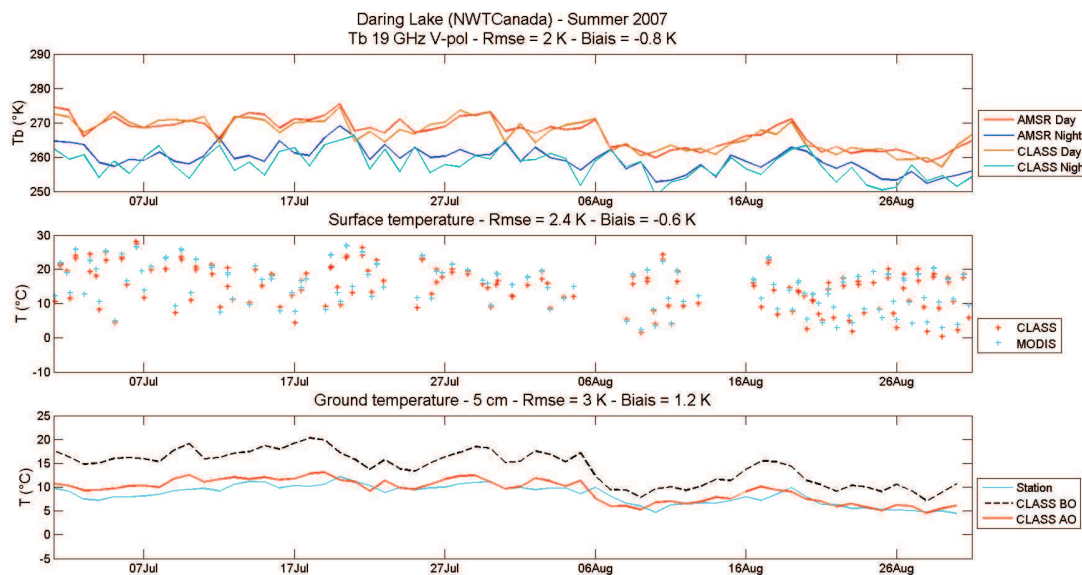


FIGURE 4.5 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2007 au site Daring Lake. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

4.1.4 Salluit : Étés 2007 et 2008

Les résultats obtenus au site Salluit pour les étés 2007 (figure 4.7) et 2008 (figure 4.8) nous montrent respectivement des RMSE de 1.8 et 2.7 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, et des RMSE de 3.8 et 3.3 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de surface dans l’infra-rouge thermique. Les résultats de ces deux optimisations s’accompagnent de biais négatifs allant de -1K (température de brillance, été 2007) à -2.4 K (température de surface, été 2008). Du point de vue de la température du sol à 5 cm (1ère couche de sol), les résultats sont relativement semblables pour cette période Juillet-Août pour les simulations effectuées aux étés 2007 et 2008, avec des RMSE de 3.2 K pour un biais positif de 1.4 K à l’été 2007, et avec des RMSE de 3.5 K pour un biais de 2 K à l’été 2008.

L’erreur sur la simulation des Ts se trouve diminuée du fait de l’optimisation des facteurs β_{air} et Pr à des valeurs de 0.82 et 0.38 pour l’été 2007, et de 0.72 et 0.34 à l’été 2008. On remarque que bien que la correction sur les températures de l’air est moindre à l’été 2008, celle sur les précipitations est plus importante.

CHAPITRE 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et
des températures du sol en période estivale

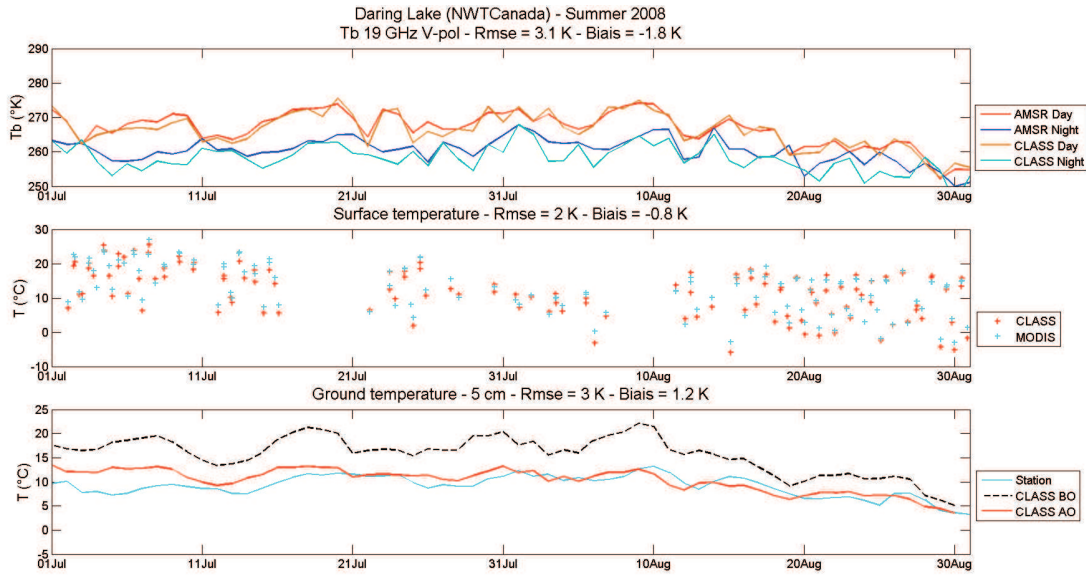


FIGURE 4.6 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2008 au site Daring Lake. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

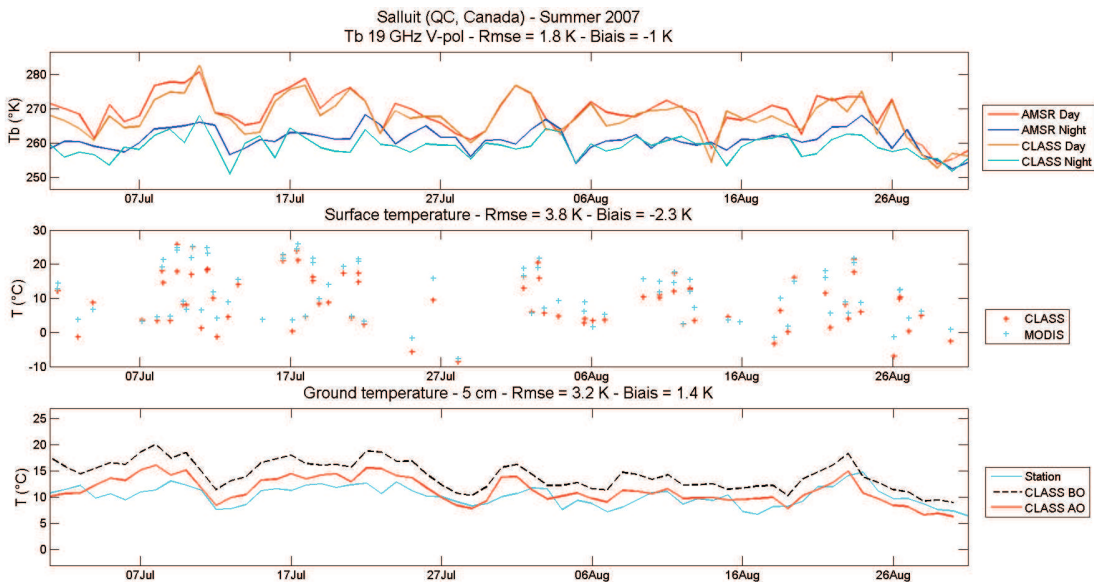


FIGURE 4.7 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2007 au site Salluit. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

4.1 - Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)

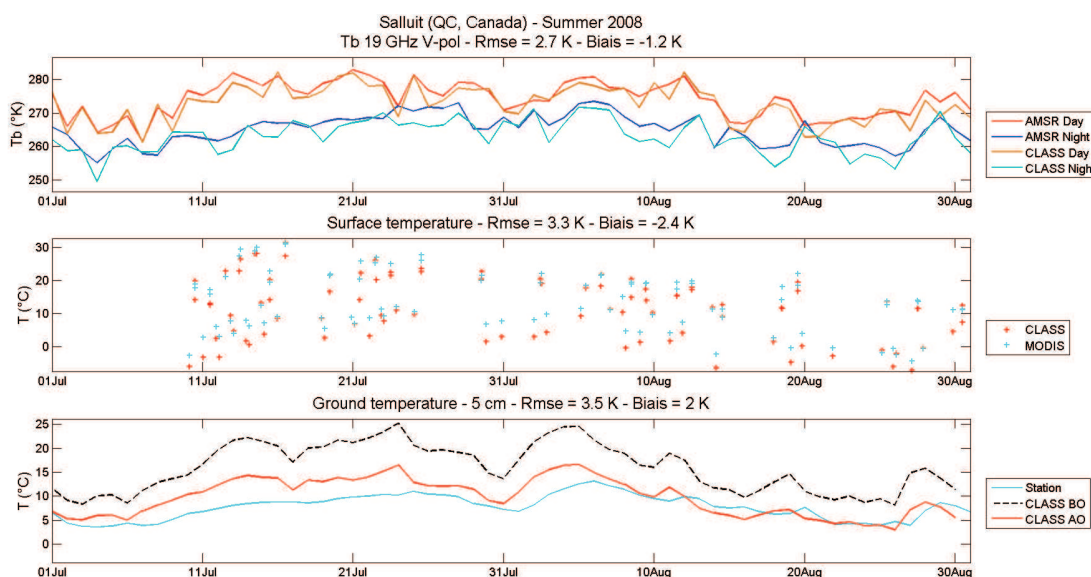


FIGURE 4.8 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2008 au site Salluit. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

4.1.5 Goose Bay : Étés 2007 et 2008

Les résultats obtenus au site Goose Bay pour les étés 2007 (figure 4.9) et 2008 (figure 4.10) nous montrent respectivement des RMSE de 3.8 et 4.1 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale, et des RMSE de 3.5 et 4.3 K pour la minimisation de l’erreur sur la simulation des températures de surface dans l’infra-rouge thermique. Les résultats de ces deux optimisations s’accompagnent de légers biais positifs allant de 0.7 K (température de brillance, été 2007) à 1.8 K (température de surface, été 2007). Du point de vue de la température du sol à 5 cm (1ère couche de sol), les résultats sont relativement semblables pour cette période Juillet-Août pour les simulations effectuées aux étés 2007 et 2008, avec des RMSE de 6.1 K pour un biais positif de 2.8 K à l’été 2007, et avec des RMSE de 5.7 K pour un biais de 2.2 K à l’été 2008.

Ces résultats montrent une faible diminution de l’erreur sur la simulation des Tb et des Ts. Les facteurs β_{air} et Pr ont eux aussi des valeurs minimisées plus faibles que les sites toundra, avec 0.64 et 0.48 pour l’été 2007, et 0.60 et 0.46 pour l’été 2008. Mais il est difficile de dire si cette plus faible minimisation des facteurs d’optimisation est uniquement due à l’environnement de Taïga, qui rend d’un point de vue satellitaire difficile la mesure exacte et précise des températures de surface du sol.

CHAPITRE 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale

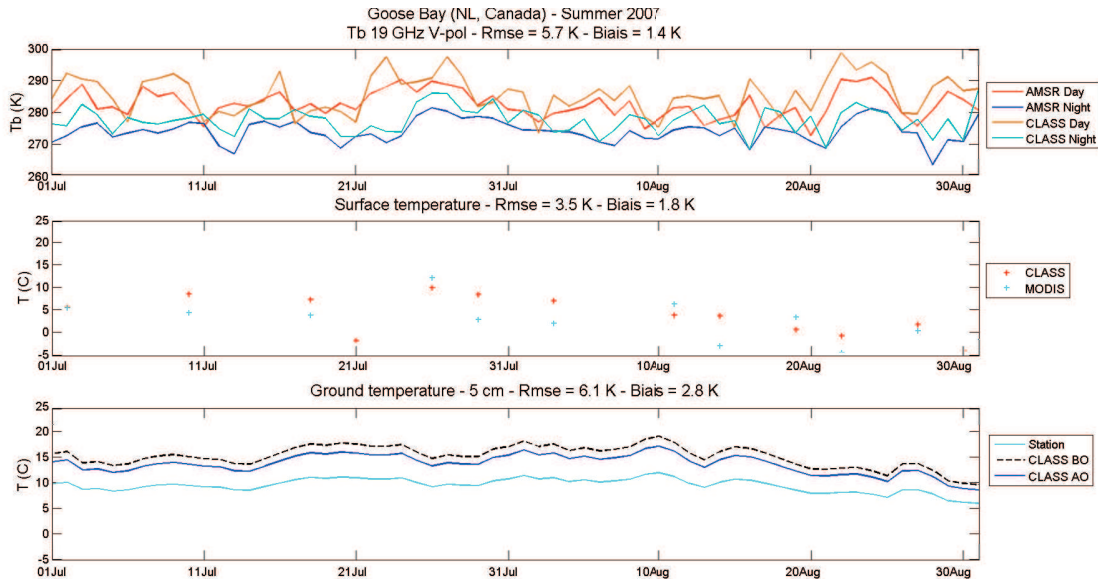


FIGURE 4.9 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2007 au site Goose Bay. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

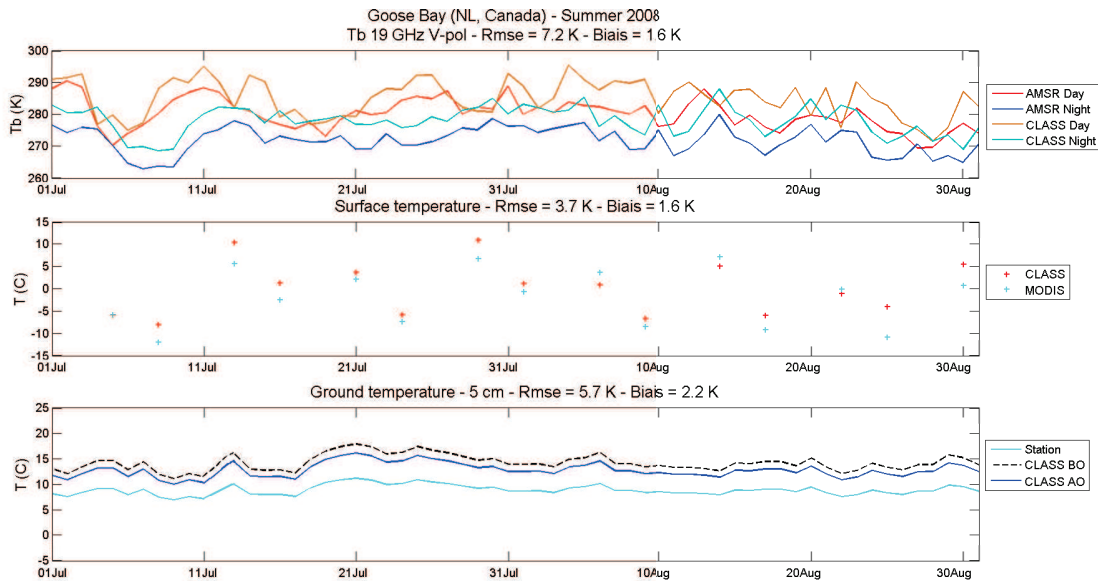


FIGURE 4.10 – Résultats des optimisations des températures de l’air et des précipitations à l’été 2008 au site Goose Bay. Les 3 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), ainsi que la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après optimisation (CLASS AO).

4.2 Validation statistique

4.2.1 Sites tundra

Le tableau 4.3 nous montre l'ensemble des RMSE et Biais obtenus pour les simulations estivales effectuées aux 4 sites (Salluit, North Slope, Inuvik, et Daring Lake), suivant la méthode d'optimisation séquentielle présentée plus tôt pour le site de Salluit. Il est possible de remarquer une amélioration globale des variables étudiées du point de vue des RMSE, avec des réductions du RMSE pouvant aller jusqu'à un facteur 3 (Été 2007 à Daring Lake pour la température du sol qui se voit réduite d'un RMSE de 8.7 à 3K), celles-ci étant plus généralement comprises entre un facteur 1.5 et 2 (Ts réduite d'un RMSE de 5.5 à 3.1 K lors de l'été 2007 à Salluit ou encore d'un RMSE de 5.3 à 1.75 K lors de l'été 2008 à Inuvik, mais également les **Tb** diminuées d'un RMSE de 5.1 à 2.4 K à l'été 2007 à North Slope). Il est à noter des biais généralement négatifs pour les variables de Ts ptimisées, alors qu'à l'exception du site de Daring Lake, ceux-ci étaient positif avant l'optimisation. Ce refroidissement apparemment excessif des Tb et Ts du point de vue de la valeur des biais calculés permet cependant une amélioration notable des Tg à 5 cm en terme de RMSE et Biais.

Un calcul de la moyenne des résultats estivaux sur quatre différents sites et deux années consécutives nous donne une valeur de RMSE optimisé pour les températures du sol de 2.7 K, avec un biais d'1 K, soit une réduction de l'erreur sur la température du sol de 3.4 K accompagnée d'une diminution de 1.1 K du biais.

On peut cependant se poser la question d'un sol en surface optimisé qui semble d'après les valeurs de biais calculés trop froid par rapport aux mesures satellites, sans que cet excès de froid ne soit bien représenté à l'intérieur même de la première couche de sol. Deux variables semblent pouvoir être responsables de tels résultats. Une mauvaise paramétrisation de l'albédo, bien que des tests de sensibilité effectués sur cette variable n'aient pas montré un impact significatif en période estivale sur la simulation des différentes variables de température. Une partie de ce biais pourrait également être expliquée par la conductivité thermique de la couche organique du sol (10 premiers centimètres), qui, du fait de valeurs trop faibles de par la présence par exemple d'une trop grande quantité de matière organique, ne permettrait par une aussi bonne représentation du refroidissement en surface qu'espéré. Une piste à approfondir pour la réduction des biais guiderait également vers une meilleure optimisation des précipitations NARR. La figure 3.15 montre en effet que le minimum de RMSE est trouvé suite à une relativement faible variation de celui-ci alors que la valeur du biais augmente. Bien qu'ayant déjà fortement contraint l'optimisation des précipitations à travers la détermination du minimum de facteur de précipitation parmi un ensemble de minimums ayant le biais le plus faible (ce qui a permis sur Salluit par exemple de passer d'un biais de -1 °C à un biais de -0.4 °C), il serait intéressant lors de futures simulations de voir à dégrader le minimum de RMSE pour s'approcher autant que possible d'un biais nul, tout en restant dans une limite hautement acceptable en terme de RMSE.

Ces résultats s'inscrivent, ceci dit, dans l'ordre de grandeur de ce qui peut être trouvé dans la littérature (Royer and Poirier, 2010; Holmes et al., 2009).

Lorsque l'on regarde ces mêmes résultats, mais pris sur l'ensemble des séries temporelles dont nous disposons pour chaque site (North Slope : 4 années, Inuvik : 8 années, Daring Lake : 2 années, et Salluit : 5 années), nous retrouvons, quel que soit le site, le même schéma d'amélioration concernant l'erreur sur la simulation des températures de surface et des températures du sol (première couche), à savoir une diminution de 1.5 à 3 °C de l'erreur

CHAPITRE 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et
des températures du sol en période estivale

			BO LST	AO LST	BO Tg5	AO Tg5
Salluit	Summer 2007	RMSE	5.5	3.1	6.3	3.2
		Biais	3.5	-2.3	2.7	1.4
	Summer 2008	RMSE	6.1	3.3	9.1	3.5
		Biais	1	-2.4	4.3	2
North Slope	Summer 2007	RMSE	4.2	2	3.7	1.3
		Biais	1.1	-0.9	1	0.7
	Summer 2008	RMSE	3.9	2.3	4.5	2.1
		Biais	0.4	-1.6	-0.9	-0.6
Inuvik	Summer 2007	RMSE	4.8	2.1	4.1	3
		Biais	0.7	-1	2.3	1.9
	Summer 2008	RMSE	5.3	1.75	2.9	2.15
		Biais	1.6	-0.6	0.9	0.5
Daring Lake	Summer 2007	RMSE	3.8	2.4	8.7	3
		Biais	-0.8	-0.6	2.8	1.2
	Summer 2008	RMSE	4.3	2	9.2	3
		Biais	-1.2	-0.8	3.7	1.2
All sites	Mean value	RMSE	4.7	2.4	6.1	2.7
		Biais	0.8	-1.3	2.1	1

TABLEAU 4.1 – Tableau des RMSE et Biais minimisés aux différents sites de toundra en période estivale, pour les températures de surface du sol (LST) ainsi que les températures du sol (Tg5). Sont représentées les valeurs de RMSE et de biais avant l'optimisation (BO) et après l'optimisation (AO) des températures de l'air et des précipitations.

sur les températures simulées, et des biais négatifs en ce qui concerne les températures de surface, et positifs en ce qui concerne les températures du sol.

Summers (July – August)						
Sites	Years		BO Ts	AO Ts	BO Tg	AO Tg
Salluit	5	RMSE	5,8	3,4	7,2	3,6
		Biais	2,4	-2,2	3,2	1,9
North Slope	4	RMSE	4,1	2,1	4,3	1,8
		Biais	0,9	-1,4	0,1	-0,2
Inuvik	8	RMSE	5,2	1,9	3,7	2,9
		Biais	1,1	-0,5	1,7	1,4
Daring Lake	2	RMSE	4,1	2,2	9	3
		Biais	-1	-0,7	3,3	1,2
Total	19	RMSE	4,8	2,4	6,1	2,8
		Biais	0,9	-1,2	2,1	1,1

TABLEAU 4.2 – Tableau des RMSE et Biais minimisés aux différents sites de toundra en période estivale pour l'ensemble des séries temporelles disponibles, pour les températures de surface du sol (LST) ainsi que les températures du sol (Tg5). Sont représentées les valeurs de RMSE et de biais avant l'optimisation (BO) et après l'optimisation (AO) des températures de l'air et des précipitations.

4.2.2 Site taïga

Lorsque l'on s'attarde sur les résultats statistiques des optimisations pour le site taïga de Goose Bay, on remarque immédiatement la plus faible amélioration de la minimisation de l'erreur sur les températures simulées que pour les sites toundra. Que ce soit d'un point de vue des températures de surface ou des températures du sol, la minimisation de l'erreur est inférieure à un facteur 2, voir même à un facteur 1.5. Proportionnellement, l'amélioration de l'erreur est plus importante pour les températures de surface que pour les températures du sol, avec par exemple pour l'été 2007, une minimisation de l'erreur des Ts de 5.1 à 3.5 K, alors que pour les Tg, celle-ci n'est que de 7.4 à 6.1 K. L'erreur est alors deux fois plus importante en terme de température du sol que pour les sites toundra, alors que l'erreur sur la température de surface, bien que supérieure également à l'erreur sur les températures de surface simulées par CLASS des sites toundra, reste dans des limites acceptables.

Nous pouvons également noter une différence par rapport à la minimisation de l'erreur sur les sites toundra, qui est que les biais concernant les températures de surface du sol sont positifs, alors qu'ils sont généralement négatifs, voir uniquement négatifs si on regarde les sites toundra. L'explication principale de cette faible minimisation de l'erreur peut venir de l'environnement même du site d'étude. Nous sommes dans un environnement de taïga, environnement forestier pour lequel les micro-ondes n'ont pas été corrigées pour optimiser correctement les interactions entre la végétation et les ondes micro-ondes. De plus, dans le cas des modèles de surface du type de CLASS, il est aussi très difficile de savoir si la température de végétation modélisée est celle des feuilles, des troncs, des cimes, de l'air ou encore de la surface du sol. Un modèle qui performe bien dans le cas de sites ouverts

ne performera pas nécessairement bien en sites de forêts (Rutter et al., 2009).

Nous pourrions pallier à ces difficultés de minimisation de l'erreur par une étude plus approfondie de l'interaction entre les ondes micro-ondes et un couvert forestier, que ce soit d'un point de vue général, ou au sein du modèle HUT.

Summers (July – August)						
Sites	Years		BO LST	AO LST	BO Tg	AO Tg
Goose Bay	2007	RMSE	5.1	3.5	7.4	6.1
		Biais	2.6	1.8	3.3	2.8
	2008	RMSE	4.8	3.7	6.5	5.7
		Biais	2.2	1.6	3.5	2.2

TABLEAU 4.3 – Tableau des RMSE et Biais minimisés au site de taïga en période estivale, pour les températures de surface du sol (LST) ainsi que les températures du sol (Tg5). Sont représentées les valeurs de RMSE et de biais avant l'optimisation (BO) et après l'optimisation (AO) des températures de l'air et des précipitations.

Conclusion

La méthodologie mise en place afin, dans un premier temps, de retrouver la température du sol (Tg) et de la surface (Ts) en été nous fournit des résultats cohérents avec la littérature existante à ce sujet (Royer and Poirier, 2010; Holmes et al., 2009). Les comparaisons effectuées avec MODIS pour les Ts et avec AMSR-E pour les Tb sont généralement bonnes, mais la présence de biais négatifs lors de simulations estivales pose la question d'une mauvaise paramétrisation du modèle sur ces périodes. Des efforts supplémentaires mis sur l'analyse de l'Albédo ou une meilleure optimisation des précipitations pourrait permettre de réduire ces biais négatifs. Nous pouvons cependant voir que nous sommes capables, grâce à cette fusion de données micro-ondes et infra-rouge thermique, de simuler des températures du sol à 5 cm comparables à celles mesurées en sites d'études, par une amélioration d'un facteur 2 à 3 de l'erreur sur les simulations de ces températures du sol et de surface du sol (le LST 2007 à Inuvik passant par exemple d'une erreur de 5.2 K à une erreur de 1.9 K, pour un biais qui se retrouve négatif, mais plus faible que le biais positif initial).

Par contre, les simulations effectuées sur le seul site de taïga ne donnent pas des résultats aussi bons du point de vue de l'évolution des températures du sol. L'erreur sur la minimisation des différences entre simulé et observé se trouve être jusqu'à 6.1 K pour l'été 2007 pour les températures du sol, températures du sol qui connaissent également d'important biais positifs.

Le choix effectué d'optimiser sur les variables d'entrées du modèle que sont les températures de l'air et les précipitations, plutôt que sur les paramètres internes aux modèles semble porter ses fruits. Cette décision reposait initialement sur une volonté de gain de temps lors des simulations, et s'avère concluante quant à la simulation des températures de surface et des températures du sol en période estivale en zone de toundra. Nous évitons ainsi de repasser pour chaque simulation par une phase de compilation du modèle, de même que par la modification interne de modèles déjà validés.

Chapitre 5

Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période hivernale

Introduction	104
5.1 Application de la méthode d'optimisation définie pour les périodes estivales	104
5.2 Optimisation de la conductivité thermique de la neige	108
5.2.1 Conductivité thermique de la neige et température du sol	108
5.2.2 Correction de la densité simulée de la neige : le rapport de polarisation HV à 11 GHz	113
5.2.3 Optimisation de la densité simulée de la neige	114
5.3 Comparaison des résultats aux différents sites (T_{surf} et T_{sol}) .	118
5.4 Séries temporelles	121
5.5 Analyse multitemporelle	121
Conclusion	124

Introduction

La méthode d'optimisation des températures du sol telle que développée pour les périodes estivales permet une simulation appropriée des températures de surface du sol et du sol mesurées. Comme mentionné précédemment, nous utilisons pour les simulations en période hivernale dans le cas d'un couvert de neige au sol, la nouvelle version de CLASS-SSA développée par Roy et al. (2013), qui estime la variable SSA (Specific Surface Area) nécessaire au calcul des T_b (très forte sensibilité des grains qui diffusent (atténuent) le signal émis dans le cas des hautes fréquences).

Nous appliquons dans un premier temps la méthode d'optimisation développée pour les périodes estivales, donc une optimisation des paramètres de température de l'air et de précipitations NARR. Puis, dans un deuxième temps, nous implémentons un complément hivernal à la méthode d'optimisation précédemment développée, tenant compte du terme de conductivité thermique de la neige, facteur isolant extrêmement important au cours de l'hiver.

5.1 Application de la méthode d'optimisation définie pour les périodes estivales

Nous avons donc dans un premier temps effectué l'application de la méthode d'optimisation concernant les températures de l'air et les précipitations NARR, mais appliqué à une période hivernale, méthode décrite au Chapitre 4.

Le tableau 5.1 représente la simulation des températures de brillance, des températures de surface du sol, et des températures du sol aux différents sites tundra pour les hivers 2008 et 2009. Ce tableau nous permet de montrer ce qui fonctionne et ce qui ne fonctionne pas dans le fait de simplement appliquer la méthode d'optimisation estivale en période hivernale.

Nous allons d'abord nous concentrer sur l'analyse des résultats des simulations des températures de surface et des températures de brillance.

Si l'on regarde sur l'ensemble des quatre sites tundra, nous pouvons voir que le RMSE sur la simulation des LST est améliorée d'un facteur 2.75 (6.6 à 2.4 K, Tableau 5.1) avec un biais moyen abaissé de 1.6 K et se retrouvant légèrement négatif. L'erreur sur la simulation des T_b est quand à elle améliorée d'un facteur moyen de 2.8, avec une baisse significative du biais, passant de 4.8 K à -1 K. Bien que semblant simuler des températures en surface légèrement trop froides, les biais et RMSE sur les LST et T_b sont réduits de manière significative.

Les simulations des LST et des T_b au site de Salluit pour les hivers 2008 et 2009 sont très concluantes quant à l'efficacité de la méthode d'optimisation, même en période hivernale. On remarque cependant une tendance générale négative des biais sur les simulations provenant probablement d'un forçage trop froid.

Pour le site de Daring Lake, nous avons pour l'hiver 2008 la plus forte amélioration en terme de RMSE sur les LST, avec une amélioration d'un facteur 4.5. Celle-ci est également très forte à l'hiver 2009 avec une amélioration d'un facteur 3.3. Les LST simulés à l'hiver 2008 sont ainsi les meilleurs obtenus avec une valeur optimisée de 1.3 K. Les biais sur les simulations sont également significativement réduits, de 2.3 K à l'hiver 2008 passant à -0.2

5.1 - Application de la méthode d'optimisation définie pour les périodes estivales

			LST		Tb19V		Tg5	
			BO	AO	BO	AO	BO	AO
Salluit	Winter 2008	RMSE	7,4	3,2	6,3	1,8	9,3	6,5
		Biais	1	-0,1	5,9	-1,2	3,1	1,9
	Winter 2009	RMSE	6,5	3,4	6,8	2,1	7,5	5,2
		Biais	1,4	-0,4	1,5	-0,8	2,9	1,1
North Slope	Winter 2008	RMSE	7,1	1,9	6,6	2,6	8,7	5,7
		Biais	-0,1	-1,3	6,3	-1,3	3,5	2,2
	Winter 2009	RMSE	5,6	1,7	7,3	2	8,1	7,1
		Biais	1,8	-0,8	6,1	-1,2	3,9	3,5
Inuvik	Winter 2008	RMSE	6,5	2,6	5,9	2,6	10,2	6,1
		Biais	0,9	-1,1	4,1	-1,4	2,5	1,4
	Winter 2009	RMSE	6,9	3,2	7,5	2,8	6,1	5,7
		Biais	0,6	-0,9	4,6	-0,1	3,1	2,9
Daring Lake	Winter 2008	RMSE	5,9	1,3	6,8	3,2	7,1	6,2
		Biais	2,1	-0,2	5,4	-1,1	3,3	2,7
	Winter 2009	RMSE	6,6	2	6,3	2,2	8,2	7,4
		Biais	1,8	0,6	4,2	-0,9	3,5	2,9
Tous	Winter	RMSE	6,6	2,4	6,7	2,4	8,2	6,2
		Biais	1,2	-0,4	4,8	-1	3,2	2,3

TABLEAU 5.1 – Résultats de l'application de la méthode séquentielle estivale aux périodes hivernales. Le tableau liste les résultats pour les quatre sites toundra, comprenant leurs RMSE et biais en K, pour 3 variables. De gauche à droite, nous avons les températures de surface du sol (LST) avant optimisation (BO) et après optimisation (AO), les températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale avant et après optimisation, ainsi que la température du sol à 5 cm avant et après optimisation. La moyenne des résultats montre une bonne amélioration des RMSE et biais pour les LST et Tb19V aux quatre sites d'études, mais une amélioration beaucoup plus restreinte sur les températures du sol.

K, et d'un facteur 3 à l'hiver 2009, passant à 0.6 K, et se trouvant être le seul biais optimisé positif de toute cette série. En ce qui concerne les Tb, l'amélioration sur les RMSE est là encore substantielle. Ceux-ci se retrouvent améliorés d'un facteur 2.1 à l'hiver 2008 et d'un facteur 2.9 à l'hiver 2009, pour des valeurs s'abaissant jusqu'à 2.2 K. Les biais, nettement améliorés, se retrouvent à avoir des valeurs négatives. Nous passons d'un biais de 5.4 K à un biais de -1.1 K à l'hiver 2008, et d'un biais de 4.2 K à un biais de -0.9 K à l'hiver 2009.

Si l'on regarde à présent les erreurs sur les simulations des températures du sol (Tableau 5.1), on peut remarquer qu'il en va tout autrement. Prise sur l'ensemble des quatre sites toundra, la simulation des températures du sol est améliorée de 2 K, passant d'une erreur de 8.2 K à une erreur de 6.2 K, avec une baisse du biais sur les simulations de 3.2 K à 2.3 K. C'est une amélioration non négligeable des erreurs mais supérieure à celles obtenues l'été et qui ne permet pas de valider la méthode en période hivernale.

Le site de Salluit nous montre une amélioration de l'erreur sur la simulation des températures du sol à 5 cm de profondeur de 2 à 3 K pour les hivers 2008 et 2009. Il présente une réduction significative des biais, ceux-ci passant de 3.1 à 1.9 K pour l'hiver 2008 et de 2.9 à 1.1 K pour l'hiver 2009. Bien que réduits de 2 à 3 K, les RMSE sur la simulation des températures du sol sont encore éloignées des valeurs mesurées en station. Les données de station ne peuvent pas systématiquement être prises pour validation en tant que telles du fait de la comparaison d'une mesure à un point donné en station et de l'intégration de la simulation sur un pixel de 32 km de côté, et donc de la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sols. Mais il reste intéressant de pouvoir effectuer cette comparaison. Après optimisation, nous restons encore à plus de 5 et 6 K de la valeur mesurée en station. Et il en est de même pour la simulation des températures du sol à l'intégralité des autres sites d'études, où l'on note des améliorations de RMSE pouvant aller jusqu'à 4 K, comme dans

le cas du site d'Inuvik à l'hiver 2008 avec un RMSE passant de 10.2 à 6.1 K, et des biais s'abaissant généralement de 0.5 à 1 K. La question est alors, que se passe-t-il pour que les LST et T_b simulés se trouvent être correctement optimisés, mais que nous ne bénéficions pas complètement de l'impact de ces optimisations lorsqu'on regarde les températures du sol ?

Lorsqu'on regarde les figures 5.1 et 5.2 représentant les résultats décrits précédemment pour le site d'étude Salluit, on peut voir que le sol ne semble pas se refroidir de manière suffisante à quelques centimètres de profondeur, de telle manière qu'il ne conduit pas suffisamment le refroidissement de surface en profondeur. En regardant de plus près chaque hiver séparément, nous pouvons également voir que l'impact de cette mauvaise conduction du flux de chaleur n'a pas la même importance d'un hiver à l'autre, les simulations de température du sol à l'hiver 2009 étant plus proches des mesures que les simulations de températures du sol à l'hiver 2008.

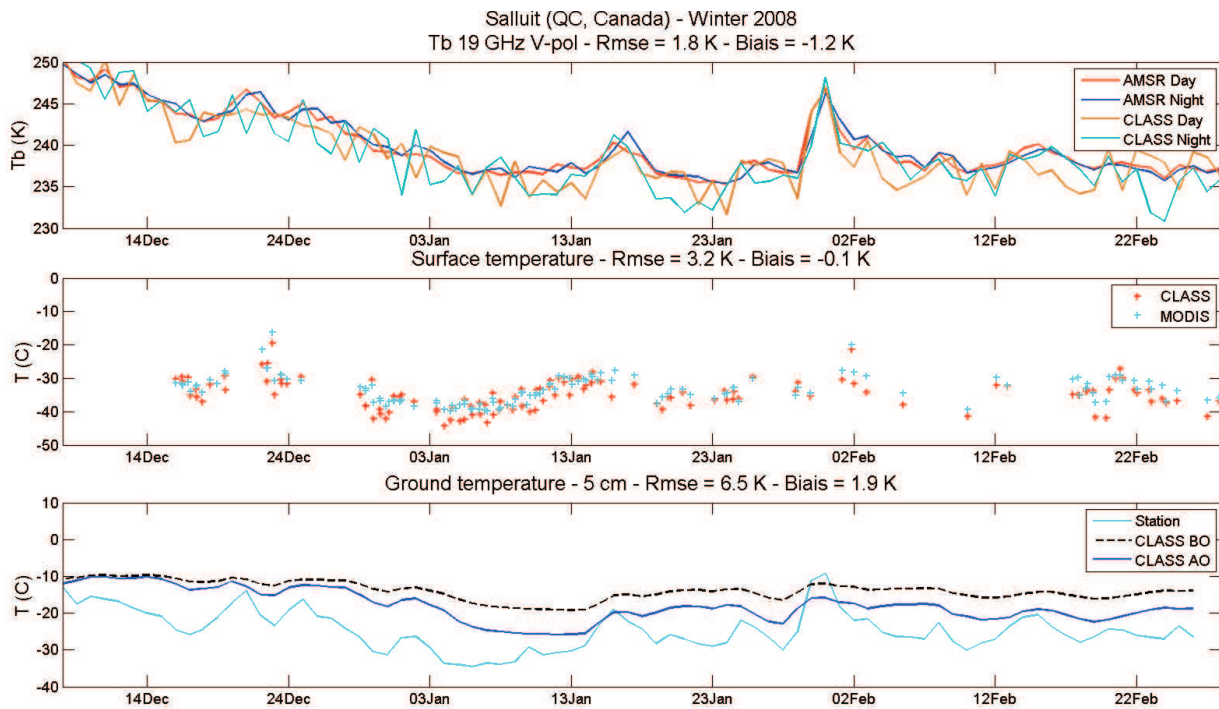


FIGURE 5.1 – Figure des résultats de l'application de la méthode séquentielle au site Salluit à l'hiver 2008, avec de haut en bas la comparaison des températures de brillances simulées (CLASS) et mesurées (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), et la comparaison des températures du sol simulées (CLASS) avant optimisation (BO) et après optimisation (AO) avec les températures du sol mesurées en station (Station). Les RMSE et biais sont données en Kelvins.

A l'interface entre la simulation des LST et la simulation des températures du sol se trouve en hiver le couvert neigeux, dont il semblerait qu'il soit dans l'ensemble des cas de nos simulations trop isolant, et ne permette pas le passage du flux de chaleur comme il le devrait. Nous devons donc travailler sur le paramètre de conductivité thermique de la neige à travers l'intégration d'une troisième boucle d'optimisation, la finalité de ce travail étant d'être capable d'estimer au plus près l'évolution de la température dans les premiers

5.1 - Application de la méthode d'optimisation définie pour les périodes estivales

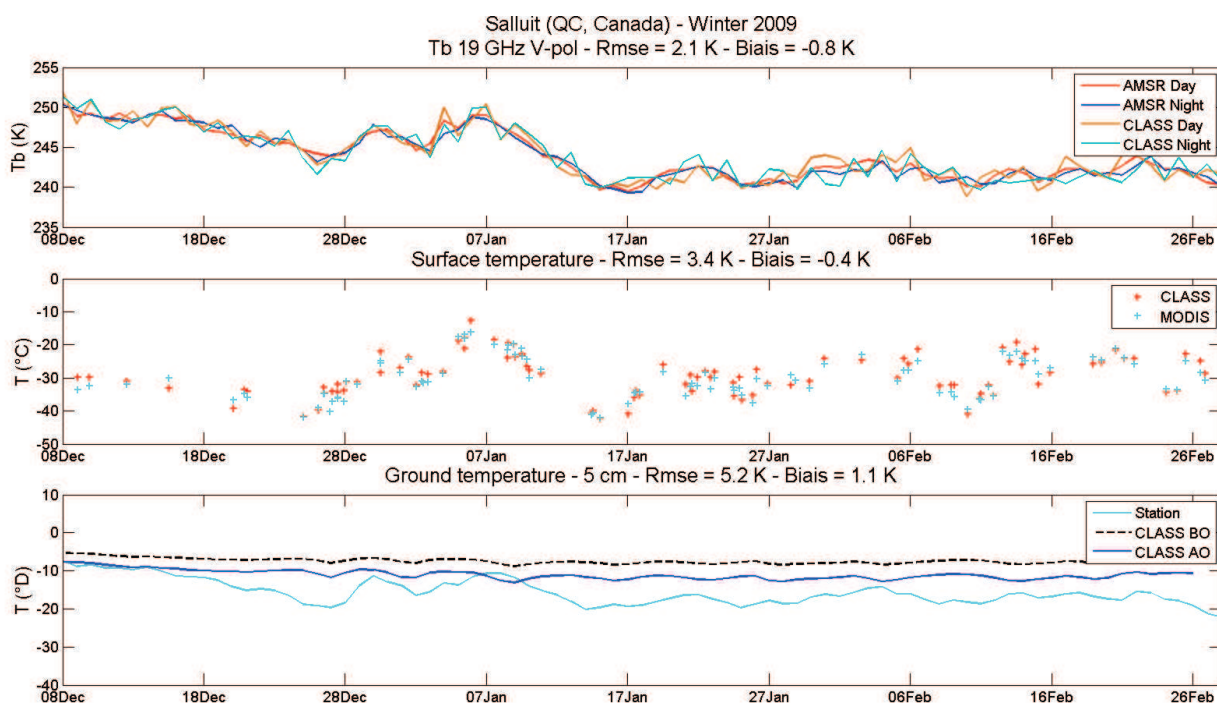


FIGURE 5.2 – Figure des résultats de l'application de la méthode séquentielle au site Salluit à l'hiver 2009, avec de haut en bas la comparaison des températures de brillances simulées (CLASS) et mesurées (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), et la comparaison des températures du sol simulées (CLASS) avant optimisation (BO) et après optimisation (AO) avec les températures du sol mesurées en station (Station). Les RMSE et biais sont données en Kelvins.

centimètres du sol.

5.2 Optimisation de la conductivité thermique de la neige

5.2.1 Conductivité thermique de la neige et température du sol

La neige au sol, ou couvert neigeux, est un média poreux complexe composé d'air et d'eau, l'eau pouvant y être représentée sous trois phases différentes (glace, vapeur d'eau, et eau liquide) (Calonne et al., 2011). C'est par un phénomène de conduction par la glace (ou éventuellement l'eau) mais aussi par des effets de convection possibles par l'air entre la glace (plus faibles que la conduction, voire négligeables) que s'effectue le transfert de chaleur. Cette capacité de conduction est représentée sous le paramètre de conductivité thermique de la neige.

Cet effet isolant du couvert neigeux est bien représenté par Iwata et al. (2010) qui nous montre à travers une expérience conduite au Japon comprenant un sol test découvert de neige, et un sol témoin recouvert de neige, la profondeur de pénétration du froid au cours d'un hiver (Figure 5.3). Pour le sol recouvert d'un manteau neigeux d'une épaisseur maximale au cours de l'hiver d'environ 50 cm, le sol a gelé sur les 11 premiers centimètres de profondeur, tandis que le sol nu s'est vu geler sur ses 40 premiers centimètres de profondeur avant d'être recouvert artificiellement d'une épaisseur de 50 centimètres de neige afin de stopper la pénétration du front froid plus en profondeur. Cette simple expérience donne une idée de l'impact de la présence d'un manteau neigeux au cours de l'hiver, mais on peut également se poser la question dans le cas de la présence d'un manteau neigeux au cours de l'hiver, de l'impact de la variation du paramètre de conductivité thermique de la neige en son sein. Pour deux manteaux neigeux d'une même épaisseur, celui ayant une densité de la neige plus grande devrait permettre une plus grande pénétration du froid dans le sol.

Cet impact de la conductivité thermique de la neige sur l'évolution des températures du sol est montré par de nombreuses études (Zhang et al., 1996; Zhang, 2005; Vavrus, 2007; Gouttevin et al., 2012b). Au début de l'automne, lorsque les premières neiges tombent et que l'épaisseur du couvert neigeux est faible, celui-ci a un effet refroidissant sur le sol. La faible épaisseur du manteau neigeux ne lui permet pas d'avoir un effet isolant significatif, par contre, l'albédo élevé d'un sol fraîchement couvert de neige stoppe grandement la pénétration de la radiation solaire. Cependant, à mesure que la température de l'air refroidit et que le couvert neigeux s'épaissit, l'effet isolant de la neige s'amplifie jusqu'à freiner le refroidissement du sol. L'effet de la densification du couvert neigeux sur la conduction thermique peut alors être moindre comparativement au gain en épaisseur et son effet isolant. Afin de tester l'impact de la conductivité thermique de la neige sur l'évolution des températures en surface du sol Zhang et al. (1996) et Zhang (2005) a utilisé un modèle de Goodrich (1982) (Figure 5.4). Dans l'utilisation spécifique de cette étude, ces simulations étaient effectuées pour regarder l'impact d'une diminution de la conductivité thermique de la neige, et leurs résultats montrent que pour une baisse de la conductivité thermique de la neige de 0.7 à 0.1 $W.m.K^{-1}$ la température moyenne annuelle en surface du sol (donc sous le couvert neigeux) se voyait augmentée de $-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, et le minimum de température de surface de $-16.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $-3.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ils ont aussi trouvé que ces changements dans la conductivité thermique de la neige réduiraient également l'amplitude annuelle de température de surface du sol de $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, de même que décaler le gel de la couche

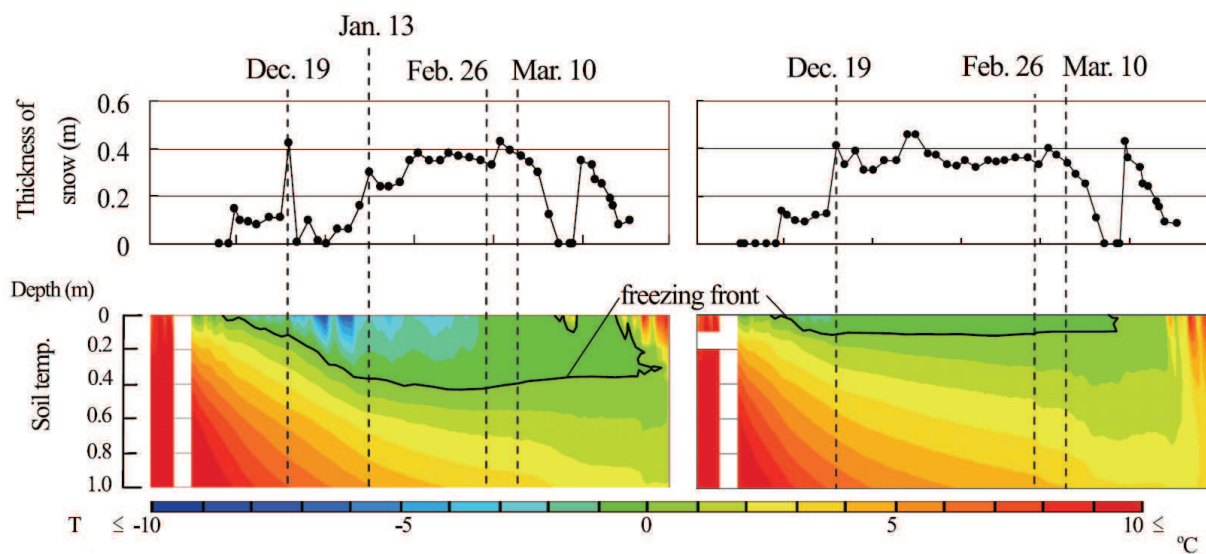


FIGURE 5.3 – Comparaison de la profondeur de pénétration du froid au cours de l’hiver. A gauche un terrain où la neige a été retirée après chaque chute de neige entre le 19 Décembre et le 13 Janvier, soit le temps que le gel atteigne une profondeur de 40 cm, puis que l’épaisseur de neige du site test a été remise à équivalence de l’épaisseur de neige du site témoin. A droite l’expérience témoin non perturbée. Les températures sont indiquées en degrés Celsius, et les profondeurs en mètres (Iwata et al., 2010).

active de surface du pergélisol d’un délais pouvant aller jusqu’à 4 mois. Pris dans le sens qui nous intéresse, Zhang et al. (1996) et Zhang (2005) nous montrent qu’augmenter d’un facteur 3 à 4 la conductivité thermique de la neige nous permettrait d’abaisser la température du sol l’ordre de 10 K au cours de l’hiver (Figure 5.4).

Ces expériences nous donnent une explication possible sur la raison pour laquelle notre température du sol simulée ne s’abaisse pas suffisamment, associée au fait que l’épaisseur de neige simulée peut ne pas correspondre aux observations. Notre conductivité thermique de la neige simulée est trop faible par rapport à ce qu’elle devrait être, et la conductivité thermique de la neige étant au sein du modèle CLASS calculée à partir de la densité de la neige simulée, nous pouvons la corriger en augmentant la densité de la neige simulée. Cela tend donc à indiquer que la densité simulée de la neige dans le modèle est trop faible des suites de notre optimisation. Comme l’indique Zhang et al. (1996) et Zhang (2005), la densité de la neige peut varier en conditions de terrain de valeurs proche de 100 kg.m^{-3} pour des neiges fraîches et pouvant aller jusqu’à 600 kg.m^{-3} pour des neiges humides ou des neiges densifiées par le vent.

La figure 5.5 nous montre l’évolution de la conductivité de la neige au cours d’un hiver pour la station de Salluit. On peut voir que celle-ci stagne entre 0.07 et 0.1 W.m.K^{-1} , alors que comme indiqué par Domine et al. (2011), la densité simulée de la neige au cours de l’hiver, et avant le début de la période de fonte, peut atteindre en zones de toundra des valeurs moyennes avoisinant les 0.3 à 0.4 W.m.K^{-1} , voire légèrement supérieur si la neige a pu être densifiée par le vent. Nos valeurs de conductivité thermique de la neige simulées, et donc de densité de la neige simulée sont trop faibles. La densité, et donc la conductivité peuvent cependant être très faibles à la base du manteau neigeux.

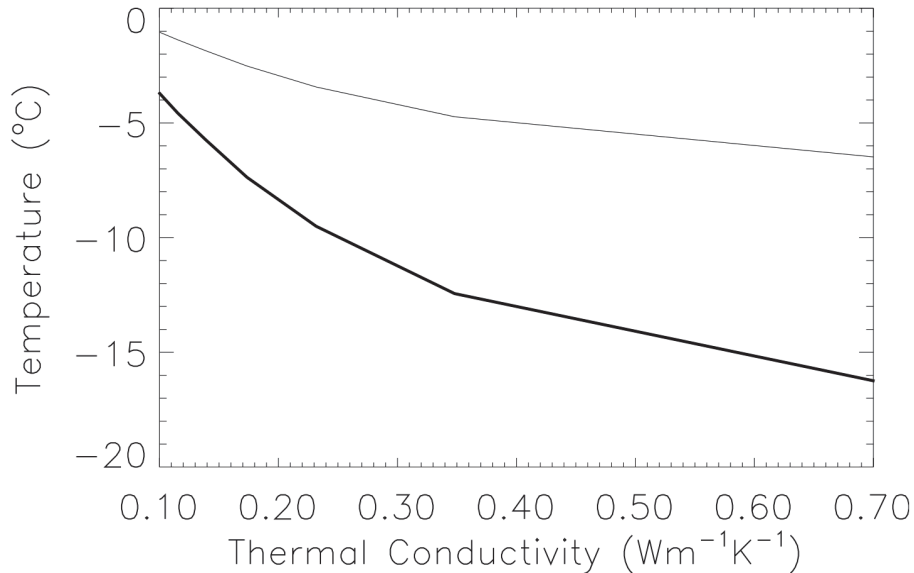


FIGURE 5.4 – Evolution de la température de surface d’un sol gelé en fonction de la conductivité thermique du manteau neigeux susjacent. La courbe grise représente les variations annuelles moyennes de température de surface du sol, tandis que la courbe noire représente les variations des minimum de températures de surface du sol (Zhang, 2005).

La figure 3.6 nous montre pour le site de Salluit, l’impact d’une augmentation des valeurs de conductivité thermique de la neige au cours des hivers 2008 et 2009. On peut voir qu’au cours de l’hiver 2008 une forte élévation de la valeur de conductivité thermique de la neige est nécessaire afin de rattraper le décalage sur la simulation des températures du sol, tandis qu’au cours de l’hiver 2009 il n’est pas nécessaire d’augmenter la valeur de conductivité thermique de la neige d’un tel facteur. Mais on peut également noter qu’il n’est pas recommandable de considérer un facteur multiplicateur constant de la conductivité thermique de la neige au cours d’un même hiver. En effet, au début de la période hivernale étudiée, la différence entre les températures simulées et mesurées n’est pas aussi importante qu’au plein milieu de l’hiver, probablement due à la différence d’épaisseur du manteau neigeux, et qu’un couvert neigeux de faible épaisseur a une faible capacité isolante. Nous avons donc développé une méthode permettant de prendre en compte ces variations de valeurs de conductivité thermique de la neige au cours de l’hiver, la conductivité thermique de la neige ne nécessitant pas une même correction au début qu’au milieu de l’hiver.

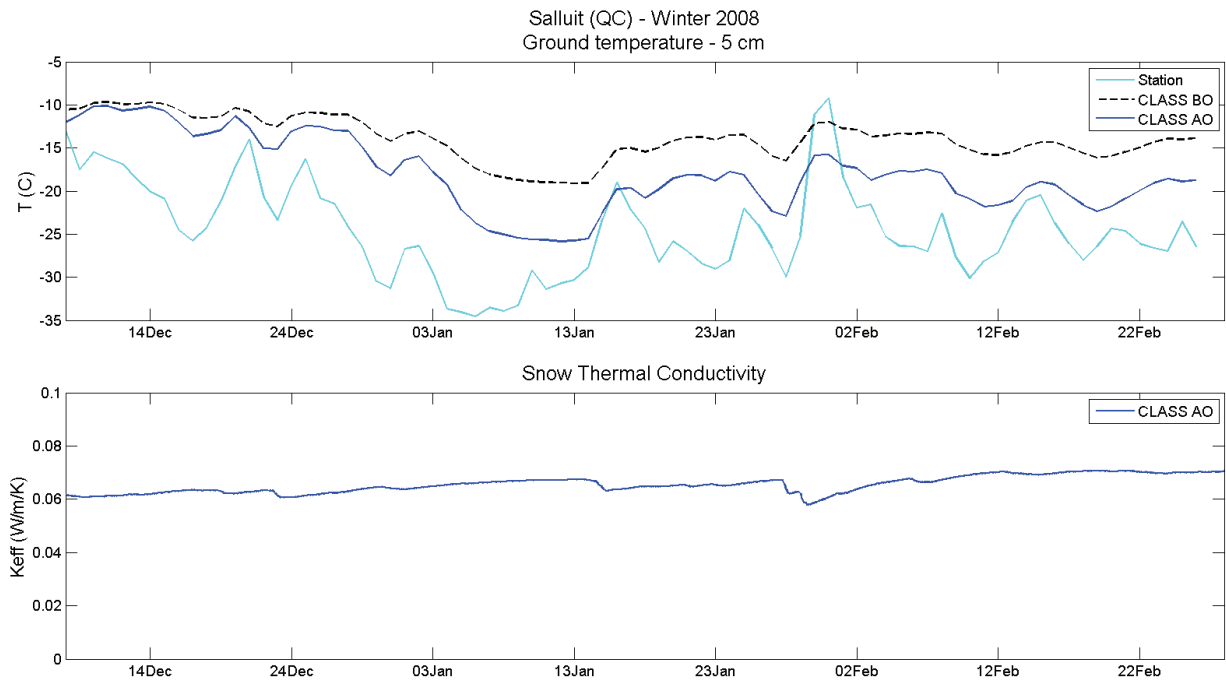


FIGURE 5.5 – La Figure présente pour le site Salluit à l’hiver 2008, de haut en bas, l’évolution des températures du sol simulées (CLASS) avant optimisation (BO) et après optimisation (AO) ainsi que mesurées (Station), et l’évolution de la conductivité thermique la la neige après optimisation. Nous constatons la stagnation de cette dernière à des valeurs très faibles qu’on retrouve généralement en zones de Taïga (Gouttevin et al., 2012b) pour des neiges très peu denses, et non en milieu ouvert de Toundra où la neige se trouve très densifiée à mesure que l’hiver passe, avec des conductivités thermiques pouvant avoisiner les 0.4 à 0.5 $W.m^{-1}.K^{-1}$.

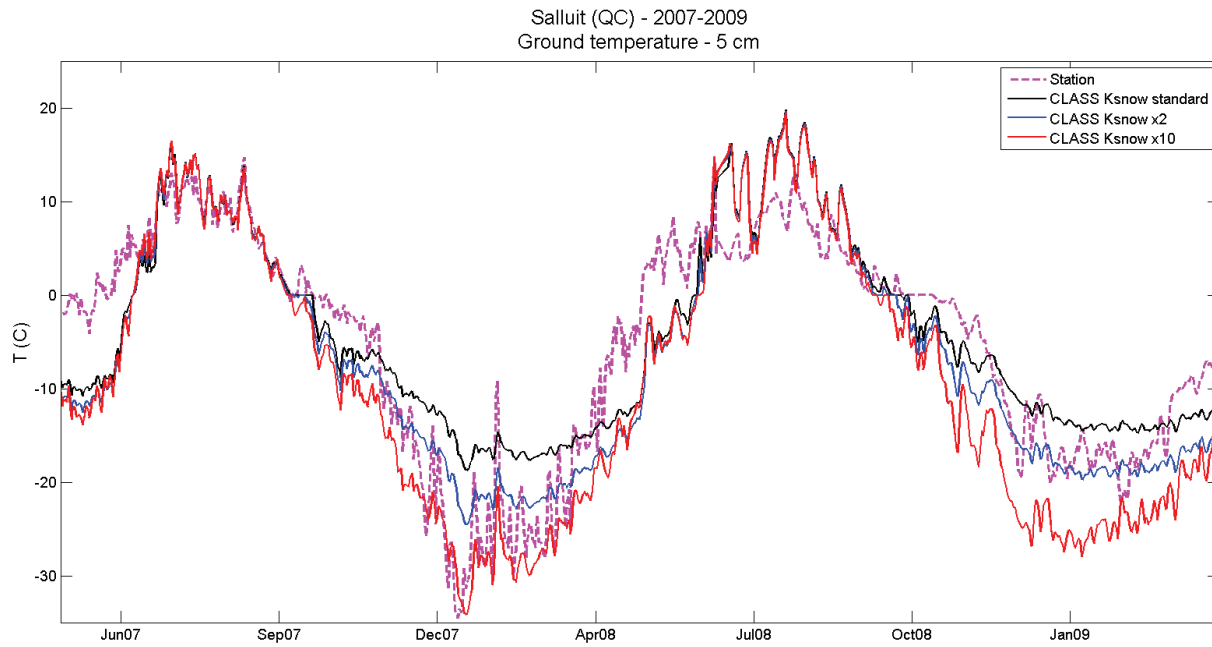


FIGURE 5.6 – Test de sensibilité sur la conductivité thermique de la neige pour la température du sol à Salluit sur la période 2007 - 2009. Le graphe représente les évolutions de température du sol mesurée (magenta) et simulée pour différentes valeurs de conductivité thermique de la neige. Avec une conductivité thermique non modifiée (noir), une conductivité thermique doublée (bleu), et une conductivité thermique multipliée d'un facteur 10 (rouge). Ce dernier test ne se veut pas physiquement réaliste, mais pointe vers une sous-estimation de la densité simulée de la neige.

5.2.2 Correction de la densité simulée de la neige : le rapport de polarisation HV à 11 GHz

Parmi les données dont nous disposons se trouvent les températures de brillance, et en particulier les températures de brillance mesurées à 11 GHz en polarisation verticale et horizontale. Si nous les considérons dans leur terme de rapport de polarisation H/V, à savoir les températures de brillance à 11 GHz en polarisation horizontale divisées par les températures de brillance à 11 GHz en polarisation verticale telle que représenté par l'équation 1.11, nous nous affranchissons du terme de température effective décrit dans l'équation 1.6 pour ne conserver que le terme d'émissivité. La température effective étant en effet identique pour une même fréquence, mais l'émissivité d'un milieu variant selon la polarisation considérée (Matzler et al., 1984). L'équation 1.11 peut alors se simplifier par :

$$PR11 = \frac{e_h}{e_v} \quad (5.1)$$

Avec e_h l'émissivité en polarisation horizontale, et e_v l'émissivité en polarisation verticale.

La figure 5.7 nous montre l'évolution du rapport de polarisation H/V mesuré et simulé au site d'étude de Salluit pour les années 2005 à 2009. On peut remarquer que le PR simulé correspond bien au PR mesuré en période estivale, mais qu'il en est très éloigné en période hivernale. Ce PR, comme exprimé dans Champollion (2013), est directement lié à la densité du couvert neigeux. Il est souvent employé à 37 GHz afin de caractériser les variations de densité en surface du manteau neigeux. Mais, à 37 et 19 GHz, le PR est aussi très sensible à la microstructure (grains) et à la hauteur de neige, en plus de la densité. À 11 GHz, le PR n'est sensible qu'à la densité moyenne du couvert (voir ci-dessous, Figure 5.8). Cette fréquence est disponible parmi les fréquences mesurées dont nous disposons.

La figure 5.8 nous présente ainsi la sensibilité du PR à 11 GHz aux variations de densité d'un manteau neigeux. On remarque premièrement l'existence d'une relation entre variations de PR et variations de densité, avec un abaissement de la valeur de PR à mesure que la densité augmente. Nous trouvons un PR de l'ordre de 0.96 pour une densité de la neige de 200 kg.m^3 et un PR de l'ordre de 0.90 pour une densité de la neige de 500 kg.m^3 . Mais il ne s'agit pas d'une relation linéaire. Dans cet exemple, nous avons testé la sensibilité du PR à une variation du SWE (ou EEN, Equivalent en Eau de la Neige). Nous pouvons voir que la variation du PR en fonction de la densité de la neige, quelles que soient les conditions de hauteur de la neige, se fait d'une manière très similaire. Cette variation du PR en fonction de la densité de la neige, indépendante des autres variables (SWE, taille des grains, épaisseur du manteau neigeux, température ...), nous a permis d'extraire une relation théorique calculant la valeur du PR à 11 GHz à partir de la densité de la neige, et inversement. Nous nous sommes pour cela basés sur des simulations de températures de brillance du modèle HUT effectuées à partir d'une gamme de manteaux neigeux simulés dont les densités varient de 0 à 600 kg.m^{-3} .

$$PR11 = -1.6.10^{-7} \cdot \rho_{snow}^2 - 7.7.10^{-5} \cdot \rho_{snow} + 0.98 \quad (5.2)$$

Avec PR11 le ratio de polarisation (mesuré, simulé) à 11 GHz, et ρ_{snow} la densité de la neige (simulée, corrigée) en Kg.m^{-3} , avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0.84$.

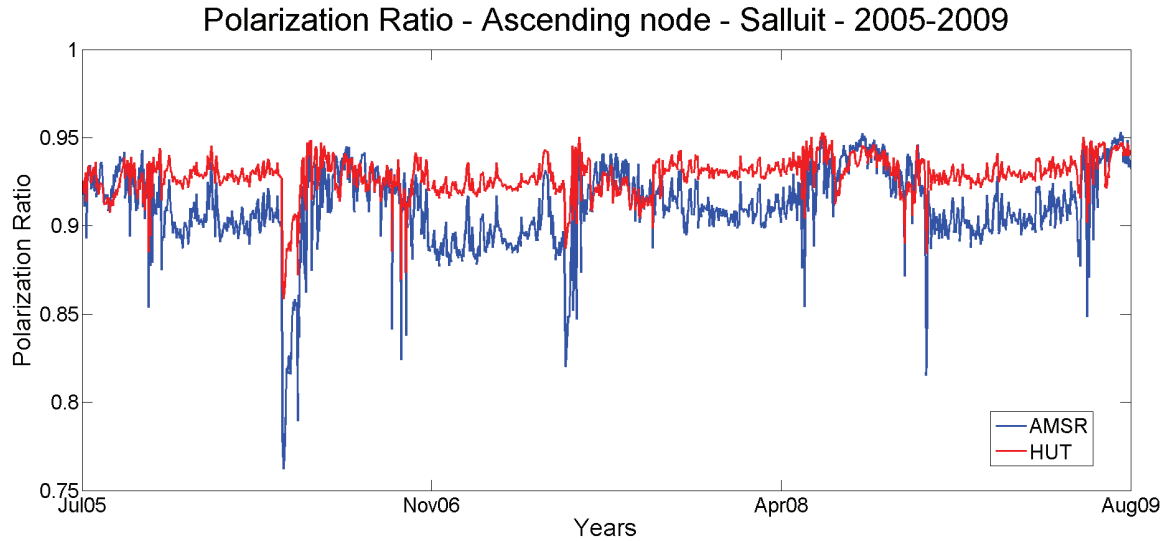


FIGURE 5.7 – Représentation du rapport de polarisation mesuré (AMSR) et simulé (HUT) à Salluit de 2005 à 2009. Les deux signaux ont des courbes très similaires en périodes estivales, mais diffèrent grandement en périodes hivernales du fait de la mauvaise représentativité de la densité simulée de la neige dans le modèle CLASS des suites des optimisations.

5.2.3 Optimisation de la densité simulée de la neige

Cette relation décrite par l'équation 5.2 nous permet de dériver les valeurs de densité de la neige simulées. Comme l'indique la figure 5.8 nous avons ici besoin de quatre éléments : le PR mesuré, le PR simulé, la densité de la neige simulée, et la densité de la neige corrigée. Comme nous l'avons vu dans la figure 5.7, il peut y avoir une certaine différence entre le PR mesuré et le PR simulé, et nous comprenons à présent qu'une partie au moins de cette différence provient de la mauvaise simulation de la densité de la neige. Nous avons donc développé une troisième boucle d'optimisation consistant à optimiser la conductivité thermique de la neige (finalité de la boucle d'optimisation), par l'intermédiaire de l'optimisation de la densité de la neige et du PR. Contrairement aux deux premières boucles d'optimisation qui sont effectuées de manière saisonnière (été et hiver), l'optimisation de la densité de la neige est effectuée de manière quotidienne, du fait, comme nous l'avons vu dans la figure 5.3, de l'évolution du couvert au cours de l'hiver. La densité est ensuite optimisée selon la relation de Domine et al. (2011).

Le principe de cette boucle d'optimisation est relativement simple. Après le passage des deux premières boucles d'optimisation, nous effectuons la comparaison des valeurs de PR mesuré et de PR simulé à partir du moment où la hauteur de neige simulée dépasse une épaisseur de 10 cm, 10 cm étant le seuil au sein du modèle CLASS de prise en compte des paramètres de la couverture neigeuse, CLASS ne convergeant pas pour des épaisseurs de couches (neige ou sol) inférieures à 10 cm. Ce seuil de 10 cm de neige est de toute façon très rapidement atteint et l'impact sur l'évolution des températures du sol semble faible. Si les valeurs de PR mesuré et simulé diffèrent d'un écart $PR_{simulé} - PR_{mesuré} > 0.005$, alors nous calculons d'après l'équation 5.3 la valeur de densité de la neige que devrait avoir la simulation, que nous appelons densité corrigée, ou $\rho_{corrigée}$. Un facteur est alors introduit au calcul de la densité de la neige au sein du modèle CLASS, le facteur λ_{snow} .

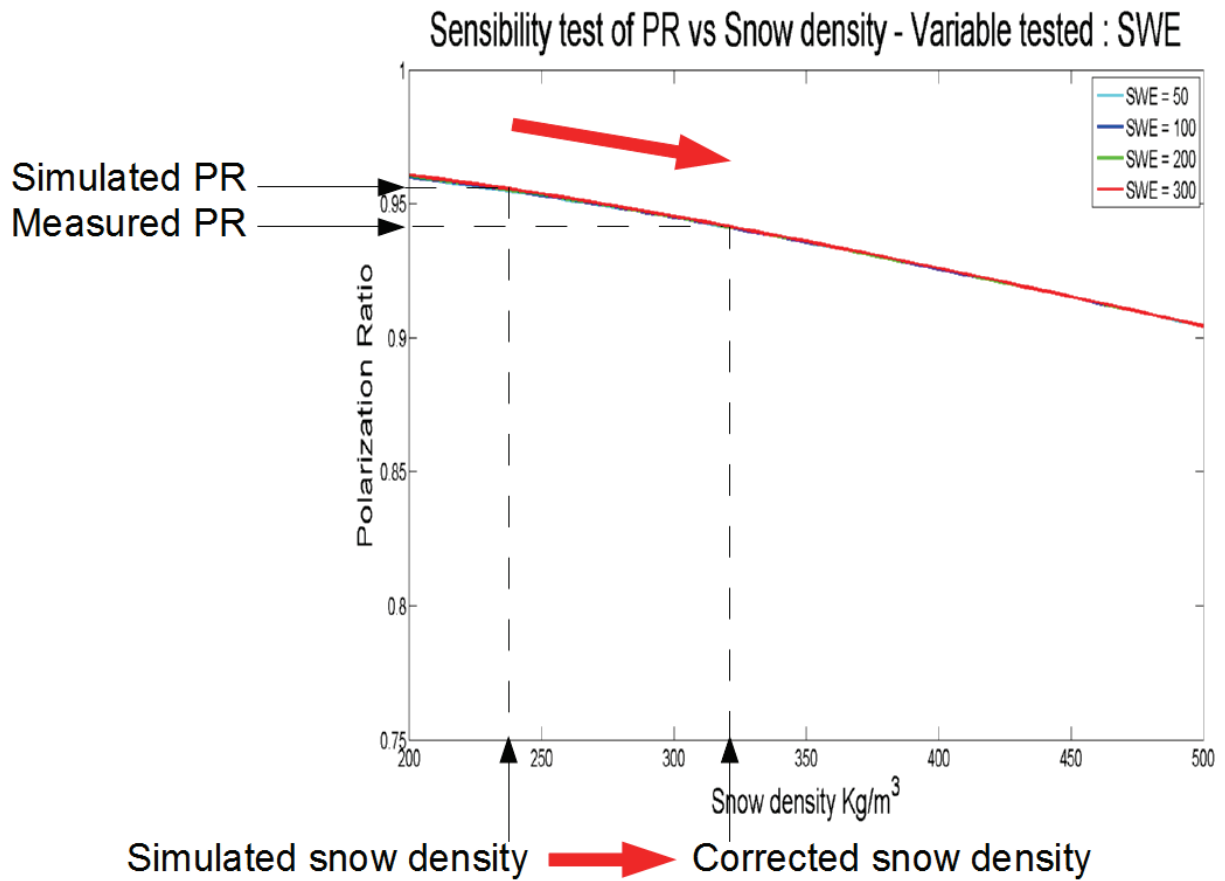


FIGURE 5.8 – Relation théorique entre la densité de la neige et le rapport de polarisation, permettant de représenter la correction à apporter aux densités simulées de la neige au sein du modèle CLASS.

Celui-ci résulte du rapport de la densité de la neige corrigée et de la densité de la neige simulée, soit :

$$\lambda = \frac{\rho_{\text{corrigée}}}{\rho_{\text{simulée}}} \quad (5.3)$$

La simulation de cette journée est alors effectuée jusqu'à ce que le facteur correctif de densité de la neige λ_{snow} soit trouvé, c'est-à-dire, que l'écart entre $PR_{\text{simulé}}$ et $PR_{\text{mesuré}}$ soit inférieur à une valeur de 0.005. Un seuil de 0.005 correspond à une variation de densité de la neige de 20 kg.m^{-3} . Le même travail est effectué à la journée suivante, et ainsi de suite, jusqu'à ce que l'épaisseur de neige dans le modèle passe à nouveau sous le seuil d'épaisseur de 10 cm en fin de période hivernale, généralement une ou deux journées avant la fonte totale du couvert neigeux sur le pixel considéré.

La figure 5.9 nous montre l'optimisation du paramètre λ_{snow} au site de Salluit pour deux dates des hivers 2008 et 2009. Une première date en début de la période hivernale (jour 320 de l'année en cours, soit le 16 novembre 2007 et le 15 novembre 2008), et une deuxième date en fin de la période hivernale, précédant la période de fonte (jour 112 de l'année en cours, soit le 21 avril 2008 et le 22 avril 2009). La journée du calendrier civil de ces dates diffère du fait que l'année 2008 soit une année bisextile.

Cette figure nous montre la convergence rapide du paramètre λ_{snow} en début de période hivernale, où nous atteignons le seuil de variabilité du PR de 0.005 en un maximum de 5 itérations successives. Cette convergence est légèrement plus longue en fin de période hivernale, mais reste tout de même très bonne d'un point de vue efficacité temporelle, avec une convergence du paramètre λ_{snow} suivant un nombre d'itérations avoisinant la dizaine.

Nous pouvons ici également constater l'intérêt d'une telle méthode d'optimisation journalière de par la variation des facteurs λ_{snow} optimisés selon que nous sommes en début ou en fin de période hivernale, et donc avec des épaisseurs de manteau neigeux, mais également une physique de la neige différente. Pour les deux années considérées, le facteur correctif λ_{snow} se trouve avoir des valeurs proches de 1 (très faible correction) en début d'hiver du fait de la faible épaisseur du couvert neigeux et donc d'une densité simulée de la neige très réaliste. En fin d'hiver, il en est autrement avec un facteur correctif λ_{snow} ayant des valeurs plus importantes (1.70 pour 2008 et 1.29 pour 2009). L'épaisseur du couvert neigeux en fin d'hiver et la densité simulée pour lesquelles le PR "simulé" est éloigné du PR "mesuré", nécessite une correction plus forte qu'en début d'hiver. La conductivité thermique de la neige en fin d'hiver 2008 se voit ainsi multipliée d'un facteur 2.6. La réduction des précipitations par des facteurs 2 à 3 au site de Salluit ne permet pas au modèle de générer un couvert nival ayant des propriétés thermodynamiques observées en zone de Toundra. Les épaisseurs de neige modélisées sur la période Décembre à Février (20 à 40 cm) retrouvent ainsi une conductivité thermique de la neige réaliste (Gouttevin et al., 2012b).

Nous avons donc ensuite appliqué cette méthode aux quatre sites de toundra (Salluit, North Slope, Inuvik, et Daring Lake), afin de vérifier l'impact de la correction de la densité et de la conductivité thermique de la neige sur l'évolution des températures du sol.

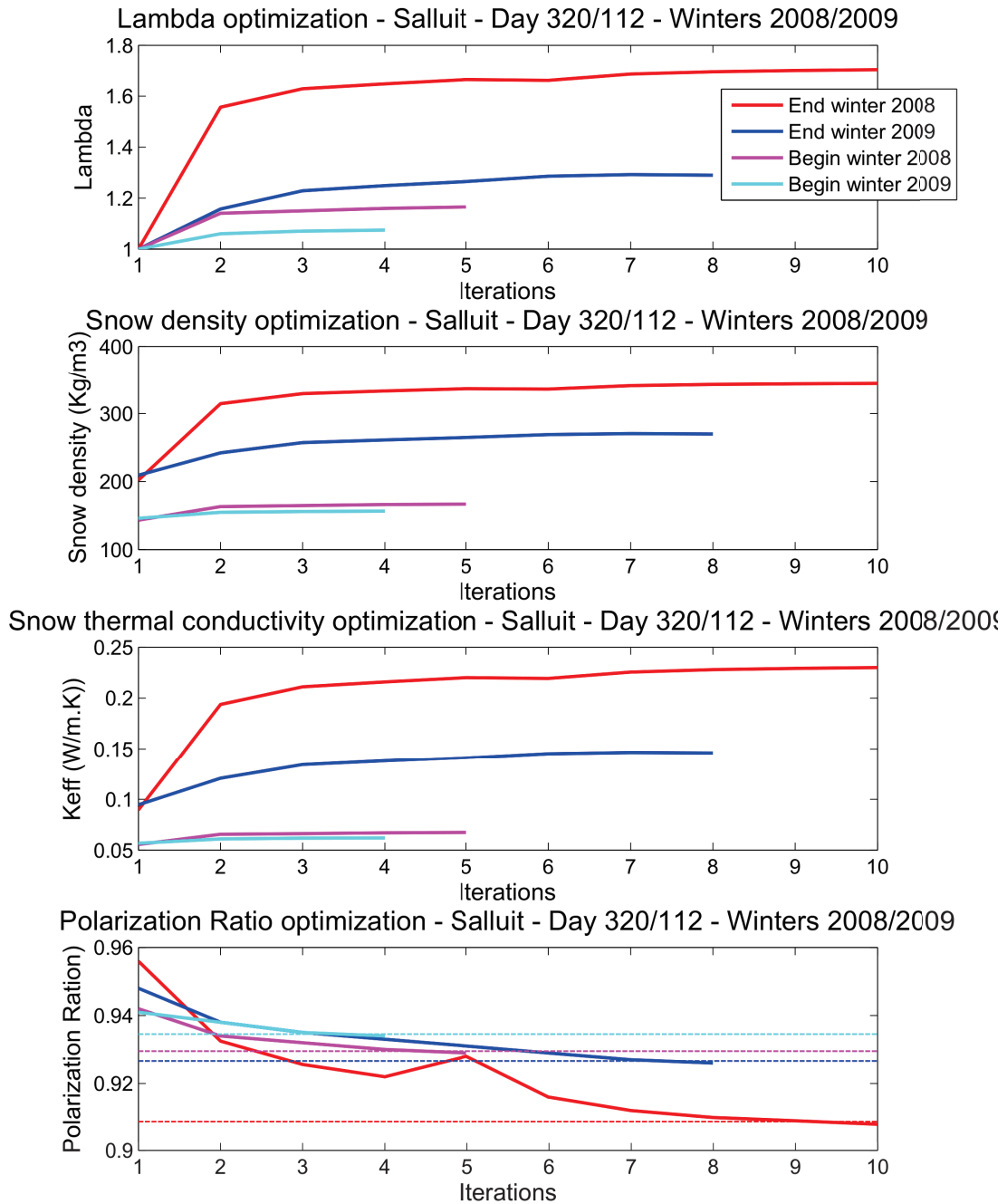


FIGURE 5.9 – Convergence de l’optimisation du facteur correctif λ_{snow} au site Salluit en début et en fin d’hiver. Nous retrouvons de haut en bas les évolutions des différents paramètres que sont le facteur λ_{snow} , la densité de la neige, la conductivité thermique de la neige, ainsi que le rapport de polarisation.

5.3 Comparaison des résultats aux différents sites (Tsurf et Tsol)

Nous décrivons à présent l'application de cette troisième boucle d'optimisation aux périodes hivernales Décembre - Janvier - Février des années 2008 et 2009 sur deux stations. La première située dans l'Ouest Canadien (Inuvik), et la seconde située dans l'Est Canadien (Salluit). Les résultats sont également regroupés dans le Tableau 5.2 et peuvent être vus à l'Annexe B ou bien sur la Figure 5.10, représentant l'application des différentes optimisations au site Inuvik à l'hivers 2008.

Les températures de surface du site Inuvik, qu'il s'agisse de l'année 2008 (Figure 5.10) ou de l'année 2009 (Figure C, Annexe B), ont des valeurs de minimisation de l'erreur et du biais légèrement dégradées, mais restent très similaires avant et après correction de la valeur de la conductivité thermique de la neige, faisant varier le RMSE sur les LST et les Tb dans une échelle de 0.1 à 0.3 K. Une légère dégradation due à l'augmentation du transfert de flux de chaleur à travers le manteau neigeux. Ces variations rentrent dans l'erreur de précision des capteurs de mesure.

Nous pouvons également voir (Figure 5.10) l'amélioration du PR à 11 GHz ayant servi à corriger la densité de la neige simulée. Des écarts de PR simulés et de PR mesurés qui s'élevaient jusqu'à des valeurs de 0.05 que ce soit pour l'hiver 2008 ou l'hiver 2009 (Figure C, Annexe B.1), se retrouvent conscrits à des écarts compris entre 0.001 et 0.01 pour l'hiver 2008, et entre 0.001 et 0.015 pour l'hiver 2009. Au 1^{er} décembre, nous trouvons des valeurs de conductivité thermique de la neige initiales de 0.062 et de 0.060 $W.m^{-1}.K^{-1}$ pour les hivers 2008 et 2009, dont les valeurs sont corrigées en 0.15 et 0.13 $W.m^{-1}.K^{-1}$, soit une augmentation pour l'hiver 2008 d'un facteur 2.4 et pour l'hiver 2009 d'un facteur 2.2. Au 28 Février, donc à la fin de la période hivernale ici étudiée, nous trouvons des valeurs de conductivité thermique de la neige initiales de 0.072 et de 0.068 $W.m^{-1}.K^{-1}$ pour les hivers 2008 et 2009, dont les valeurs sont corrigées en 0.25 et 0.21 $W.m^{-1}.K^{-1}$, soit une augmentation pour l'hiver 2008 d'un facteur 3.5 et pour l'hiver 2009 d'un facteur 3.1. Augmentations considérables, mais qui restent physiquement réalistes comme décrit dans Gouttevin et al. (2012b).

Si l'on regarde à présent l'impact sur la simulation des températures du sol (Tableau 5.2), nous voyons là aussi la très nette amélioration en terme d'erreur sur les simulations. Là où nous avons un RMSE sur les Tg AO de 6.1 K avec un biais de 1.4 K pour l'hiver 2008, nous avons à présent un RMSE de 1.8 K avec un biais légèrement négatif de -0.2 K. De même pour 2009, alors que nous avons un RMSE sur les Tg AO de 5.7 K avec un biais de 2.9 K, nous avons à présent un RMSE de 2 K avec un biais positif de 0.8 K. Soit une amélioration des RMSE Tg pour l'hiver 2008 d'un facteur 3.4 et pour l'hiver 2009 d'un facteur 2, entre les RMSE AO et les RMSE AC, mais une amélioration pour l'hiver 2008 d'un facteur 5.7 et pour l'hiver 2009 d'un facteur 2.1 entre les RMSE BO et les RMSE AC. Les biais se voient également réduits d'un facteur supérieur à 3.

Pour le site de Salluit, en ce qui concerne les températures de surface, qu'il s'agisse de l'année 2008 (Figure F, Annexe B) ou de l'année 2009 (Figure G, Annexe B), les valeurs de minimisation de l'erreur et du biais sont là encore légèrement dégradées, mais restent très similaires avant et après correction de la valeur de la conductivité thermique de la neige.

Le site de Salluit connaît également de bons résultats dans cette partie de l'Est Canadien, avec sur les températures de surface en 2008 un RMSE sur la LST AC de 3.3 K avec

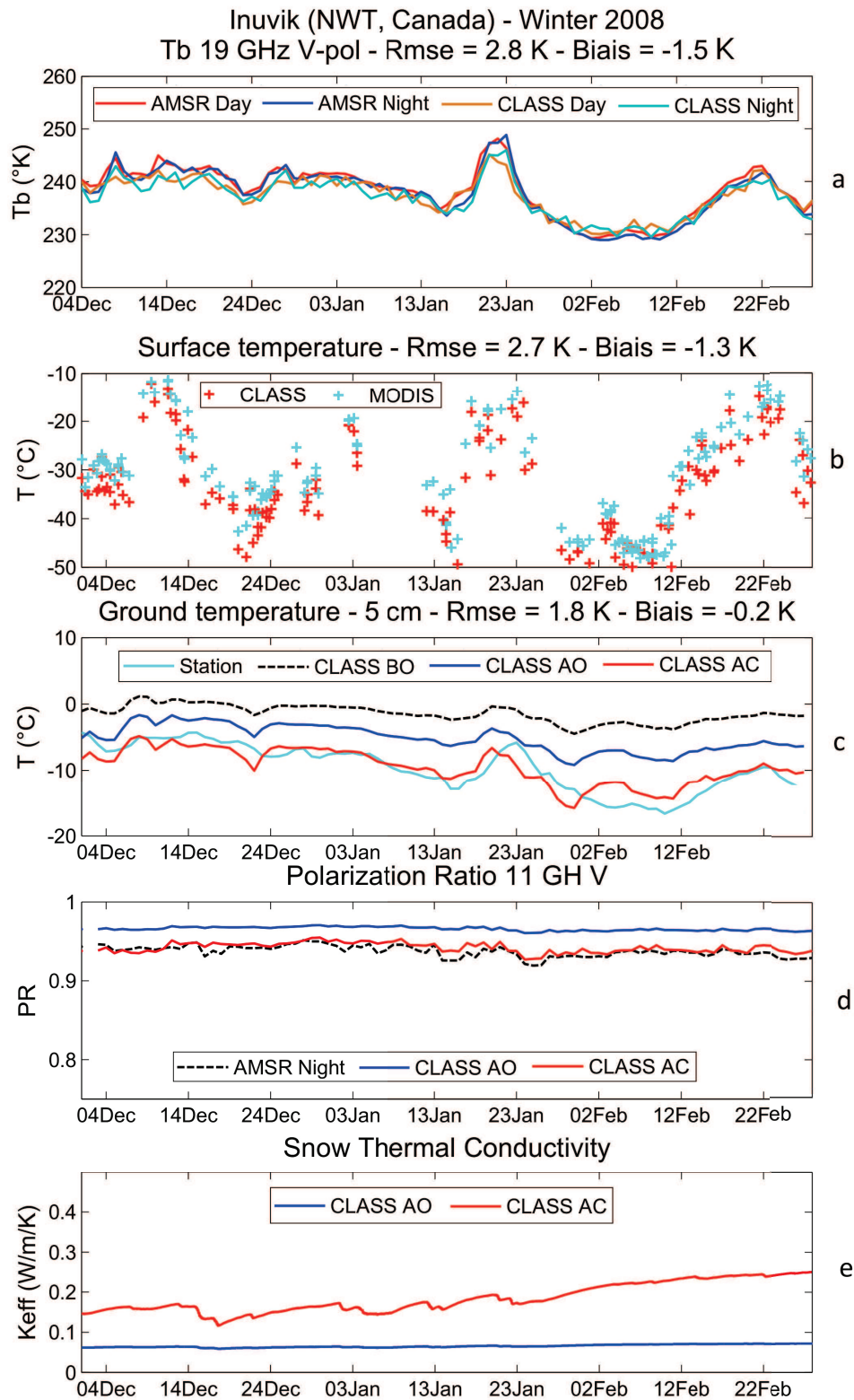


FIGURE 5.10 – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2008 au site Inuvik. Les 5 graphes décendent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR) - a, la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS) - b, la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC) - c, la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC) - d, ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC) - e.

un biais de -0.4 K, et un RMSE sur la LST AC de 3.7 K avec un biais de 0.2 K en 2009. L'erreur sur la simulation des températures de brillance se voit agrémentée d'un RMSE sur les Tb AC de 1.9 K avec un biais de -1.2 K en 2008, donc une dégradation minime du RMSE sans dégradation du biais. On retrouve le même schéma à l'hiver 2009. Nous pouvons également voir au site de Salluit l'amélioration du PR à 11 GHz ayant servi à corriger la densité de la neige simulée, et l'impact sur l'amélioration de la conductivité thermique de la neige. Celle-ci est corrigée d'un facteur 2.3 en début et d'un facteur 3.4 en fin d'hiver 2008, et d'un facteur 2.9 en début et d'un facteur 3.6 en fin d'hiver 2009.

Nous pouvons à présent regarder ces résultats dans leur ensemble pour les paramètres spécifiques de température de surface et de température du sol qui nous intéressent.

			LST		Tg5	
			BO	AC	BO	AC
Salluit	Winter 2008	RMSE	7.4	3.3	9.3	3.4
		Biais	1	-0.4	3.1	0.8
	Winter 2009	RMSE	6.5	3.7	7.5	3.1
		Biais	1.4	0.2	2.9	1.2
North Slope	Winter 2008	RMSE	7.1	2.4	8.7	3.5
		Biais	-0.1	-1.8	3.5	0.8
	Winter 2009	RMSE	5.6	1.9	8.1	3
		Biais	1.8	-1	3.9	1.6
Inuvik	Winter 2008	RMSE	6.5	2.7	10.2	1.8
		Biais	0.9	-1.3	2.5	-0.2
	Winter 2009	RMSE	6.9	3.4	6.1	2
		Biais	0.6	-1.2	3.1	0.8
Daring Lake	Winter 2008	RMSE	5.9	1.6	7.1	2.7
		Biais	2.1	-0.6	3.3	1.4
	Winter 2009	RMSE	6.6	2.1	8.2	2.2
		Biais	1.8	0.2	3.5	0.2
Tous	Winter	RMSE	6.6	2.6	8.2	2.7
		Biais	1.2	-0.7	3.2	0.8

TABLEAU 5.2 – Tableau des biais et RMSE des résultats de l'application de la méthode d'optimisation hivernale aux 4 sites toundra pour les hivers 2008 et 2009. De gauche à droite, nous avons les températures de surface du sol (LST) avant optimisation (BO) et après correction (AC), ainsi que la température du sol à 5 cm avant optimisation et après correction. La moyenne des résultats montre une bonne amélioration des RMSE et biais pour les LST et Tb19V aux quatre sites d'études, de même que sur les températures du sol.

Il est intéressant de noter que l'erreur sur la simulation des LST est en moyenne améliorée d'un facteur 2.5 (6.6 à 2.6 K), tandis que le biais est abaissé de 1.9 K (Tableau 5.2), à une valeur moyenne de -0.7 K. Les plus fortes minimisations sont trouvées aux sites Daring Lake et North Slope, avec respectivement des RMSE de 1.6 K à l'hiver 2008 et de 1.9 K à l'hiver 2009 pour des biais de -0.6 et de -1 K. La plus faible amélioration est trouvée au site de Salluit pour l'année 2009, inférieure à un facteur 2 (6.5 à 3.7 K). Les températures du sol se voient elles améliorées en moyenne d'un facteur 3 (8.2 à 2.7 K) alors que le biais est réduit d'un facteur 4 moyen (3.2 à 0.8 K). La plus forte minimisation est trouvée pour le site d'Inuvik à l'hiver 2008, avec un RMSE de 1.8 K, quand l'erreur sur les simulations

des températures du sol issues des données NARR brutes donnait une valeur de 10.2 K.

L'ensemble de ces résultats décrits après correction de la conductivité thermique de la neige n'ont pas subis de nouvelles optimisation des températures de l'air et des précipitations. Une comparaison des résultats sur les températures de surface entre les tables 5.1 et 5.2 nous montre une légère dégradation des valeurs de RMSE de l'ordre de 0.1 à 0.3 K, montrant que les deux variables de température du sol et de température de surface ne sont pas indépendantes. Nous avons ici considéré cette faible dégradation du RMSE des températures de surface acceptable du fait de l'amélioration engendrée sur les RMSE des températures du sol. Mais de futurs travaux pourraient s'attacher à considérer plus en profondeur cette faible dégradation de RMSE.

5.4 Séries temporelles

Bien que la majorité de cette étude et des simulations ayant permis de mettre au point la méthode ait porté sur les hivers 2008 et 2009, nous avons également effectué ce travail sur les séries temporelles d'années complètes dont nous disposons à chaque site. Cela va d'une série temporelle de deux années (deuxième année incomplète, mais permettant les optimisations sur nos périodes estivales et hivernales) au site de Daring Lake, à une série temporelle de huit années au site d'Inuvik. Les sites de North Slope et de Salluit comportant respectivement 4 et 5 années complètes de données en terme de températures du sol sur la période 2002-2012.

Le tableau 5.3 regroupe donc les résultats hivernaux de ces séries temporelles, du point de vue des LST et des températures du sol.

On peut voir ici que les résultats semblent cohérents entre eux, avec certains qui sortent du lot, comme la RMSE LST à Daring Lake de 1.9 K pour un biais de -0.4 K, correspondant à une amélioration d'un facteur 3.9, et un biais qui se trouve amélioré bien que légèrement négatif. La RMSE sur les températures du sol à Inuvik se trouve améliorée d'un facteur 3.5 pour un biais réduit de 1.7 K, avec des valeurs de RMSE et de biais respectivement de 2 K et de 0.5 K, soit un biais presque inexistant. Les résultats au site Inuvik sont d'autant plus importants dans cette comparaison que nous y disposons de 8 années complètes de données. Les autres sites sont également intéressants avec 5 années de données pour le site Salluit, et 4 années de données pour le site North Slope. Mais ces résultats issus des données des séries temporelles sont également cohérents avec ce qui était obtenu pour les hivers "individuels" ayant servi de tests. Avec ces séries temporelles, la méthode est ainsi appliquée sur un ensemble de 18 hivers, lui donnant le poids statistique nécessaire à sa validation.

5.5 Analyse multitemporelle

La Figure 5.11 présente l'évolution, sur les 8 années de données disponibles à la station Inuvik, des températures de l'air, températures du sol mesurées et simulées, ainsi que des hauteurs de neige simulées. Nous pouvons remarquer, comme abordé dans le précédent chapitre, les écarts de températures du sol simulées, entre les données NARR et les simulations issues de la méthode d'optimisation. Ces écarts dépassent dans le cas de l'hiver 2009 les 10 °C. Les températures simulées par CLASS ne parviennent pas tout à fait à s'abaisser à la hauteur des températures mesurées, même lorsque le sol de CLASS connaît

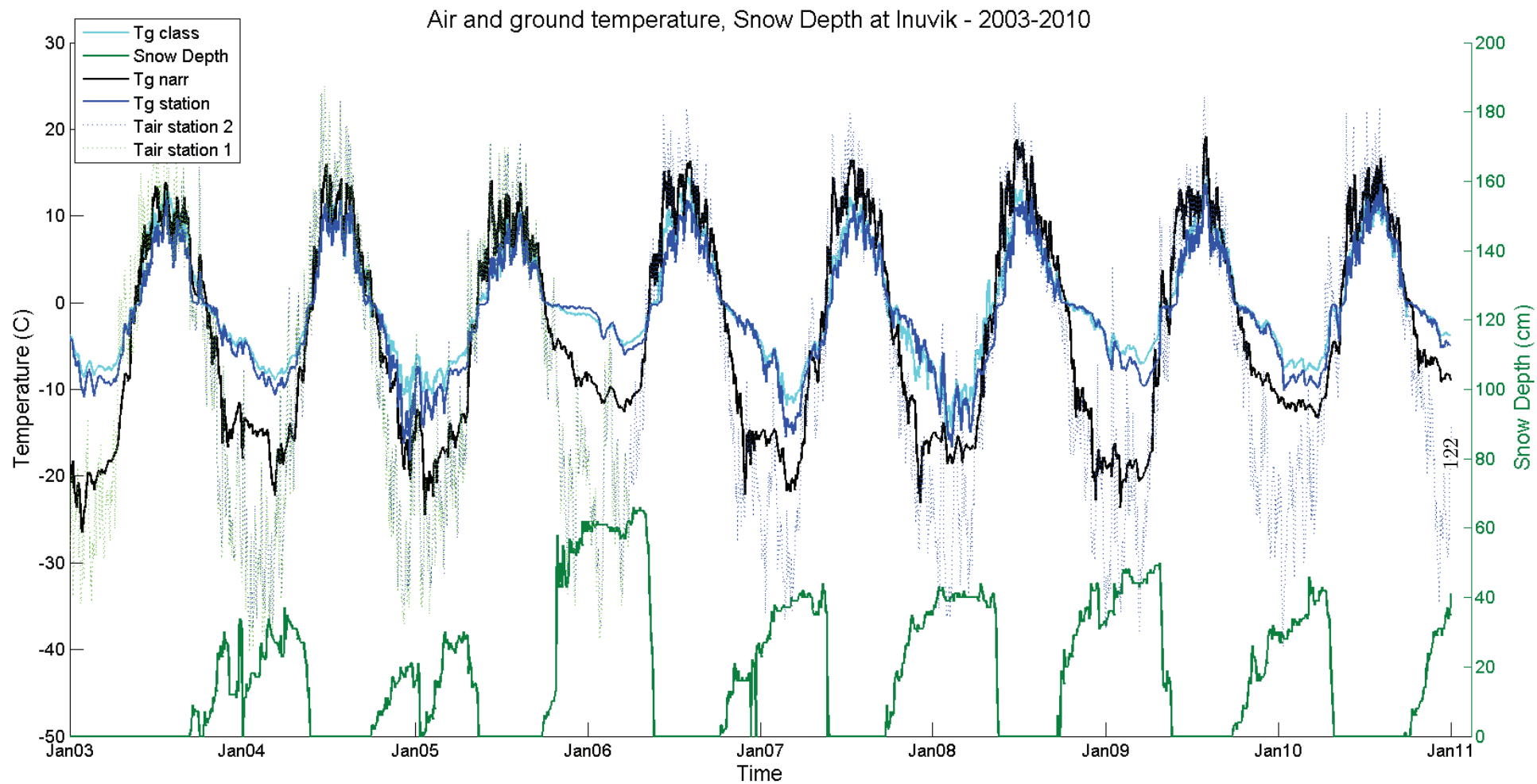


FIGURE 5.11 – Evolution des températures du sol optimisées (CLASS) comparées aux mesures de température du sol (station), aux simulations de température du sol NARR, ainsi qu'aux températures de l'air et aux hauteurs de neige à Inuvik sur la période 2003 - 2011.

Winter (December - January - February)						
Sites	Years		BO Ts	AC Ts	BO Tg	AC Tg
Salluit	5	RMSE	7,3	3,5	7,2	3,3
		Biais	1,1	0,2	2,7	0,9
North Slope	4	RMSE	6,8	2,3	7,9	3,1
		Biais	0,7	-1,7	2,3	1,4
Inuvik	8	RMSE	6,8	2,9	7,0	2,0
		Biais	0,8	-1,4	2,2	0,5
Daring Lake	2	RMSE	6,3	1,9	7,7	2,5
		Biais	2,0	-0,4	3,4	0,8
Total	19	RMSE	6,8	2,7	7,5	2,7
		Biais	1,2	-0,8	2,7	0,9

TABLEAU 5.3 – Tableau des biais et RMSE des résultats aux 4 sites tundra pour les séries temporelles disponibles. Sont uniquement incluses les années de données disponibles d'un 1^{er} Janvier à un 31 Décembre. La station Daring Lake ne comporte ainsi qu'une année complète de données, du 1^{er} janvier au 31 Décembre 2008.

un début d'hiver plus froid que la station (hiver 2006). On remarque aussi les fortes disparités entre températures du sol simulées ou mesurées et la mesure des températures de l'air au niveau de la station. Et ce ne sont pas nécessairement les hivers les plus froids qui sont caractérisés par les températures du sol les plus basses. L'hiver 2004, hiver le plus froid de la série, a des températures du sol qui ne baisse qu'à -10 °C alors que l'hiver de l'année suivante, 2005 aux températures de l'air plus élevées, possède des températures du sol qui s'abaissent sous les -15 °C. La hauteur de neige est à relier à ces sols moins froids, ce qu'on peut facilement voir au cours de l'hiver 2006 caractérisé par une importante épaisseur de neige, agissant comme isolant. Il ne faut cependant pas prendre ce principe au pied de la lettre. Les hivers 2005 et 2008 en sont un bon exemple. Alors que la hauteur de neige est supérieure en 2008 et les températures de l'air relativement similaires, les mêmes températures du sol sont atteintes. Il en va de même pour les hivers 2007 et 2010, présentant des températures de l'air et des hauteurs de neige relativement similaires, mais des évolutions de températures du sol en fin d'hiver très différentes. Pour la neige, des valeurs de densités de la neige différentes d'une année à l'autre, et donc de conductivité thermique différente peuvent aussi expliquer les différences d'évolution des températures du sol, de même que la date à laquelle cette neige a commencé à tomber. De nombreuses études se sont basées sur les évolutions de températures de l'air pour décrire l'évolution des pergélisols. La Figure 5.11 tend à montrer que ce n'est pas nécessairement la bonne approche. Les mesures et simulations vont dans ce sens, si l'on regarde les étés 2004 et 2006. Les températures du sol à l'été 2006 en station sont supérieures à celles de l'été 2004, alors que les températures de l'air y sont moins élevées. Si l'utilisation de moyennes mensuelles ou annuelles de températures de l'air était une première approche il y a quelques décennies (Brown, 1960), les moyens d'études dont nous disposons actuellement rendent la prise en compte de variables telles que la température de surface, la profondeur ou composition des sols, la hauteur et densité de la neige possible (Wang et al., 2016). Il est à noter l'enregistrement d'un événement de température de l'air supérieure à 0 °C au mois de Janvier 2009, qui s'est sûrement traduit par l'apparition sur le terrain d'une croûte de glace, complexifiant les diverses mesures par satellite.

Visualiser une telle série de données est extrêmement intéressant, mais il est très difficile de caractériser un réel changement d'ordre climatique sur une période de temps aussi courte. L'échantillon de données dont nous disposons semble montrer une tendance à la hausse des températures du sol mesurées en station et simulées par CLASS. Pour les données NARR de température du sol, ces années de températures du sol plus chaudes semblent plus être des anomalies qu'une tendance à la hausse. Aucun changement particulier ne semble non plus s'opérer pour la neige, du strict point de vue de sa hauteur simulée. Ce genre d'analyse, si l'on veut en extraire des informations d'ordre climatique, nécessite donc l'utilisation d'indices afin d'analyser ce qui n'est pas visible directement.

Conclusion

Alors que l'application de la méthode d'optimisation séquentielle développée pour les périodes estivales semblait porter ses fruits appliquée sur les périodes hivernales si l'on s'attachait à regarder les LST et les T_b , celle-ci ne permettait pas de retrouver correctement les températures du sol proches de la surface. Suite à la baisse des précipitations neigeuses, la conductivité thermique du manteau neigeux se retrouve trop faible du fait d'une densité de la neige trop basse par rapport à ce qu'elle devrait être. La mise en place d'une troisième boucle d'optimisation grâce à la relation théorique existant entre le PR à 11 GHz et la densité de la neige nous a permis de contourner ce problème sans trop dégrader les RMSE et biais sur les LST et T_b minimisés (dégradation due à l'augmentation du flux de chaleur à travers le manteau neigeux). Les températures du sol se voient ainsi selon les sites améliorées de facteurs 2 à 3 en moyenne avec une forte réduction du biais sur les simulations. Possédant des séries temporelles plus ou moins longues pour chacun de nos sites toundra, nous pouvons entamer un début d'étude climatique à partir de ces résultats.

La méthode développée a cependant au moins une contrainte majeure, celle du coût temporel de calcul. Etant une méthode basée sur une optimisation quotidienne de la conductivité thermique de la neige, il en coûte au minimum de 5 à 10 simulations pour déterminer le facteur de correction λ_{snow} . Un minimum de 2000 simulations sont ainsi nécessaires à la correction de la conductivité thermique de la neige pour un seul hiver, rendant cette phase de notre méthode d'optimisation séquentielle extrêmement lourde.

Un des points faible de cette méthode hivernale réside dans le fait qu'il n'existe pas ou peu de bases de données de conductivité thermique de la neige mesurée en continu sur le terrain, et qu'il est dès lors difficile d'avoir une validation adéquate des résultats de ce paramètre. Les valeurs de PR pouvant en effet également être influencées, entre autre, par la présence de croûtes de glaces. L'utilisation d'un modèle de neige à plusieurs couches et non à couche unique tel que présent dans le modèle CLASS permettrait un suivi de l'évolution de ces croûtes de glace, mais également de la limite des deux couches principales constituant la neige de toundra, à savoir une neige croûtée par le vent et dense en surface, et une neige grossière de gobelets et beaucoup moins dense en profondeur, du fait du métamorphisme et du fort gradient de température entre le sol et l'atmosphère.

Chapitre 6

Analyse climatologique

Introduction	128
6.1 Etude de l'évolution des degrés jours de fonte et degrés jours de gel	128
6.2 Comparaison avec d'autres méthodes d'obtention des TDDI	134
6.3 Etude de l'évolution des durées de gel/dégel	137
Conclusion	140

Introduction

La méthodologie développée afin de retrouver les températures de surface et les températures des premiers centimètres du sol donnant des résultats tout à fait satisfaisants aux différents sites d'étude en zone de toundra, nous pouvons à présent, grâce à l'existence pour ces sites de séries temporelles annuelles, effectuer un début d'analyse climatique.

Par analyse climatique, nous entendons l'étude des degrés jours de fonte et des degrés jours de gel, les degrés jours de fonte étant souvent utilisés comme indice de l'impact du climat sur l'évolution de la température des sols. Nous allons également pouvoir voir l'intérêt de l'utilisation usuelle des températures de l'air comme éléments de calcul des degrés jours de fonte, comparée à la prise en compte des températures de surface des sols ou LST.

La couche active évolue aujourd'hui à grande vitesse, et une prise en compte adéquate des paramètres régissant leur évolution est nécessaire à une meilleure estimation des prévisions futures ainsi qu'à une meilleure compréhension des phénomènes actuels. Car bien que la fonte à grande échelle et en profondeur des pergélisols soit un processus lent, cela prend en moyenne 150 ans à un changement de température à la surface pour pénétrer un sol de 100 mètres, 1000 ans pour pénétrer ce même sol de 500 mètres (Huang et al., 2000), les pergélisols continus se retrouvant sur des épaisseurs allant de 30 à 1600 mètres, ce sont des premiers mètres de surface qu'il convient de prendre en considération car sujets à une fonte rapide, du fait de leur interaction directe avec l'atmosphère, et source potentielle de forte émission essentiellement de méthane et de dioxyde de carbone par la décomposition des matières organiques jusqu'alors gelées.

6.1 Etude de l'évolution des degrés jours de fonte et degrés jours de gel

On définit l'indice de degrés-jour de fonte par la somme des températures moyennes journalières supérieures à 0 °C sur une année et l'indice de degrés-jours de gel par la somme des températures moyennes journalières inférieures à 0 °C sur une même année (Nelson and Outcalt, 1987). Nous nommerons par la suite ces indices **TDDI** (Indice de degré-jour de fonte) et **FDDI** (Indice de degré-jour de gel).

L'établissement de cartes de répartition des pergélisols repose aujourd'hui essentiellement sur ces indices sur lesquels nous reviendrons un peu plus loin, mais ce n'a pas toujours été le cas. Jusqu'au début des années 1980, il n'était pas rare de voir des cartes de pergélisols issues d'observations de terrain, plaçant les sous-régions de pergélisols continues, discontinues, en fonction des emplacements où l'on connaissait leur présence (Brown, 1967; Ferrians Jr, 1965). D'autres méthodes utilisent des données climatiques afin de se représenter la répartition des pergélisols. Par exemple, Brown (1967) se sert d'isothermes de températures de l'air moyens annuels pour délimiter les différentes zones de pergélisols dans les régions où il ne disposait pas d'observations. Mais délimiter les pergélisols par de telles méthodes pose un certain nombre de problèmes (Nelson and Outcalt, 1987). Ne sont ainsi pas prises en compte les hétérogénéités de couverture de surface (couverture de végétation, couverture de neige l'hiver, ...) et hétérogénéités de subsurface de composition des sols ou bien de contenu en eau. Ne sont pas non plus pris en compte les effets du relief et les propriétés thermiques des sols. Les délimitations entre les différentes zones sont ainsi

sujettes à un nombre d'hypothèses et de simplifications très élevées. Afin de pallier à toutes ces incertitudes, [Nelson and Outcalt \(1987\)](#) ont décrit un Indice de gel, ou "Nombre de gel de l'air" F , basé sur les températures de l'air moyennes des mois les plus chauds et des mois les plus froids de l'année, via l'utilisation des TDDI et FDDI. L'indice F est tel que :

$$F = \sqrt{\frac{FDDI}{TDDI}} \quad (6.1)$$

Bien qu'étant une avancée considérable dans la cartographie des pergélisols, cet indice de gel n'est cependant pas idéal dans sa version [Nelson and Outcalt \(1987\)](#) du fait même qu'il utilise des indices issus de températures de l'air pour décrire l'évolution des températures du sol, et bien qu'il soit possible d'ajouter un grand nombre de facteurs pour palier aux incertitudes ([Anisimov and Nelson, 1997](#)), prenant en compte la couverture de neige, la végétation, les couches organiques de sol, ..., il reste approximatif. [Stendel and Christensen \(2002\)](#) ont ainsi pallié à un certain nombre de ces incertitudes en appliquant le calcul d'un indice de gel directement sur les données de TDDI et FDDI issues des températures du sol simulées par un modèle (sachant qu'il y a là encore des incertitudes liées au simple fait que la physique du modèle de représente pas entièrement la réalité), et donc des quantités d'énergie directement liées à l'évolution des pergélisols. Il a également donné une nouvelle représentation à l'indice de gel en le normalisant. F devient donc :

$$F_n = \frac{\sqrt{FDDI}}{\sqrt{TDDI} + \sqrt{FDDI}} \quad (6.2)$$

Où les valeurs de F_n de 0.67, 0.6, et 0.5 décrivent les limites des pergélisols continus, discontinus et sporadiques respectivement ([Christensen and Kuhry, 2000](#)).

Les données dont nous disposons et les résultats de nos simulations nous donnent ainsi de l'information sur les TDDI et FDDI pour deux paramètres. Premièrement pour les températures du sol proches de la surface pour CLASS, NARR, mais également pour les mesures en stations. Deuxièmement pour les LST issus de CLASS et de NARR. Ces résultats sont regroupés dans les Tableaux 6.1 et 6.2, mais aussi dans les Tableaux C.1 et C.2 à l'Annexe C. Pour la suite de ce chapitre et afin d'en faciliter la lecture, le système de notation suivant est adopté "INDICE-DONNÉE_{VARIABLES}". Nous pouvons ainsi lire TDDI- S_{tg} (TDDI issus des températures du sol mesurées en station), ou encore FDDI- N_{lst} (FDDI issus des simulations NARR de LST).

Nous allons dans un premier temps nous concentrer sur les données de TDDI issues de CLASS (C), NARR (N), et de Stations (S), pour les variables que sont la température de surface (lst) et la température du sol (tg).

Les TDDI- S_{tg} sont la plupart du temps les plus faibles de nos jeux de données, avec des valeurs ne dépassant jamais les 1000 °C.jour, et souvent comprises entre 700 et 1000 °C.jour (Figure 6.1). Il n'y a que pour les stations North Slope à l'année 2008, Inuvik à l'année 2006, et Salluit à l'année 2006 que les valeurs d'indices sont plus élevées en stations qu'en données issues de simulations. En comparaison, les TDDI- N_{tg} sont en général bien plus éloignés des TDDI- S_{tg} que les TDDI- C_{tg} . Les TDDI- N_{tg} sont parfois dotés d'une valeur double à celles des stations, comme pour les stations Daring Lake et Inuvik sur la plupart des années de données. Les données TDDI- C_{tg} se voient par contre dotées d'un écart aux données TDDI- S_{tg} généralement compris entre 1 et 200 °C.jour, correspondant à des écarts de 5 à 53%. La plupart de ces écarts sont compris entre 10 et 30%. Les écarts entre les TDDI- S_{tg} et les TDDI- N_{tg} courent de 12 à 50%, la majorité étant supérieure à 30%, voire

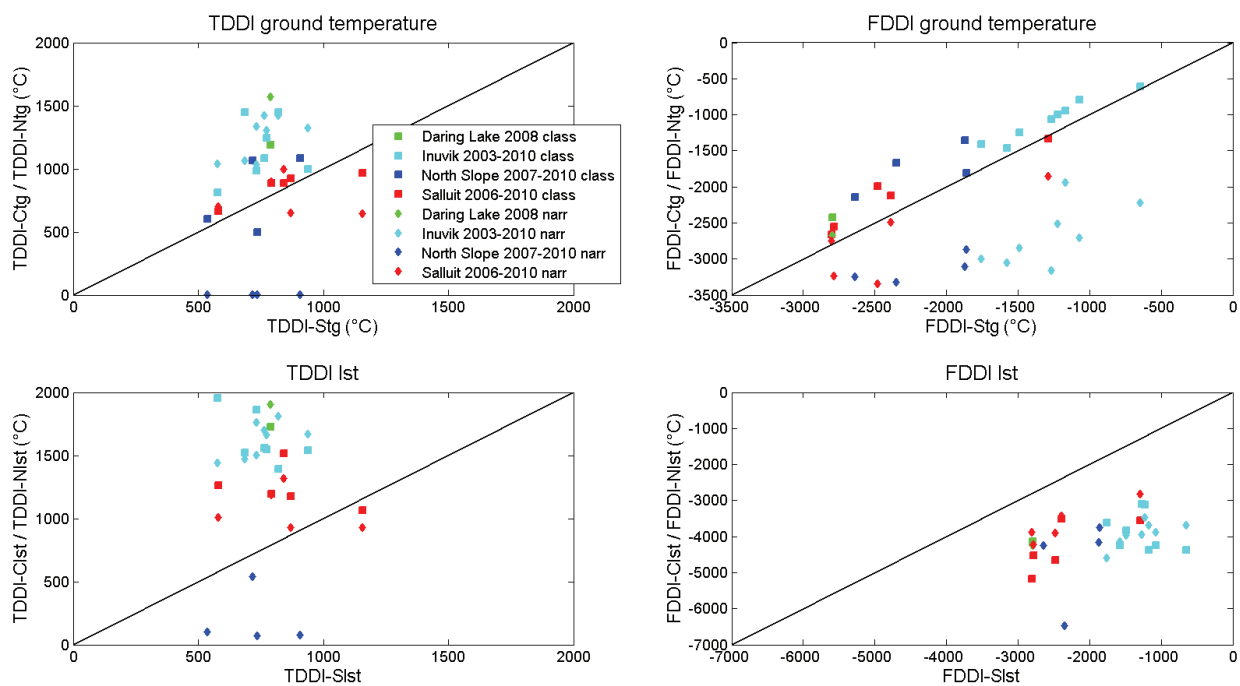


FIGURE 6.1 – Représentation des résultats du tableau récapitulatif des valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI) aux stations de mesures pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$).

40%. On peut constater l'amélioration due à l'application de la méthode d'optimisation sur la simulation des TDDI- C_{tg} , comparativement aux données TDDI- N_{tg} , avec une différence avoisinant parfois les 400 °C.jour, mais dans plusieurs cas que cette optimisation n'est pas tout à fait suffisante pour retrouver les valeurs de TDDI- S_{tg} . Nous nous en approchons cependant grandement à plusieurs reprises, notamment pour les stations North Slope et Salluit, où l'écart peut être réduit à une centaine de °C ou moins.

Si l'on regarde l'évolution des TDDI sur les séries temporelles disponibles (Inuvik : 8 ans, North Slope : 4 ans, et Salluit : 5 ans) sur la Figure 6.1 ainsi que le Tableau 6.1 et 6.2, nous pouvons observer des comportements très différents d'une station à l'autre aussi bien du point de vue des mesures en station que des résultats de simulations. Les stations de l'Ouest "Canadien" Inuvik et North Slope ont une tendance à la hausse des TDDI- S_{tg} sur les périodes 2003-2010 pour Inuvik et 2007-2010 pour North Slope. En revanche, les TDDI- C_{tg} varient de façon plus importante d'une année à l'autre, et il est impossible de dégager une tendance claire, de même que pour les TDDI- N_{tg} qui semblent stagnants. Le phénomène inverse pour les TDDI- S_{tg} est observé au site Salluit, avec une baisse globale de leur évolution sur la période 2006-2010, phénomène que l'on retrouve en moindre mesure sur les TDDI- C_{tg} . Il reste cependant difficile d'établir des tendances climatiques avec des séries temporelles aussi courtes. Il en va de même pour l'étude des TDDI- C_{lst} , variables d'une année à l'autre et sans tendance claire pour ces courtes séries temporelles.

Nous appliquons à présent l'indice de gel normalisé F_n afin de voir l'appartenance ou non de nos sites d'études, et surtout de nos simulations, à des zones de pergélisols (Tableaux C.1 et C.2 à l'Annexe C). Nous pouvons voir qu'en ce qui concerne les températures du sol, les indices F_n sont compris entre 0.44 et 0.69. La différence entre les F_n - S_{tg} et F_n - C_{tg} n'est pas très élevée, mais ceux-ci se retrouvent parfois dans des classes de pergélisols différents (l'indice F_n - S_{tg} étant plus élevé que l'indice F_n - C_{tg}). A quatre reprises pour le site d'Inuvik, l'indice F_n - C_{tg} ne considère pas le site comme étant un pergélisol. Nous ne retrouvons pas ce cas de figure aux autres sites d'étude, et les F_n - S_{tg} et F_n - C_{tg} sont parfois presque identiques. C'est le cas au site North Slope en 2009, ou encore à Salluit en 2010. Les indices calculés considèrent nos premiers centimètres du sol comme faisant partie de zones de pergélisol majoritairement discontinu étendu et discontinu sporadique, avec quelques cas de pergélisol continu, comme à North Slope en 2007. L'indice F_n - C_{tg} , bien que considérant les sites d'études dans la plupart des cas en zones de pergélisols, ne représente pas tout à fait ce qui semblerait être la réalité du terrain. Ce genre de comparaison permet de se rendre compte de l'impact de RMSE ne serait-ce que de 2 à 3 K, comme nous pouvons avoir sur les températures du sol en été ou en hiver suite aux différentes optimisations. Bien que procurant une amélioration substantielle, celle-ci ne semble pas tout à fait suffisante pour représenter adéquatement les classes de pergélisols sans validation terrain.

Cependant, les indices F_n - C_{lst} aux différents sites, sont en général très proches des indices F_n - S_{tg} , parfois plus proches que les indices F_n - C_{tg} . Pour bon nombre de stations et d'années, nous nous retrouvons alors en zones de pergélisol continu ou discontinu, avec des indices allant jusqu'à des valeurs de 0.78 (North Slope en 2009). Il n'est pas possible de parler réellement de tendances, mais si nous considérons le site d'Inuvik et ses 8 années de données, il semblerait qu'aussi bien au niveau des indices F_n - S_{tg} que de F_n - C_{tg} , nous ayons une évolution globale à la baisse de la teneur en pergélisols.

Station	Année	Variable	TDDI	TDDI _{day}	FDDI	FDDI _{day}
Daring Lake	2008	TG class	1188	158	-2423	198
		TG narr	1568	170	-2679	196
		TG station	790	124	-2795	242
		LST class	1723	175	-4132	191
		LST narr	1902	166	-4240	200
Inuvik	2003	TG class	1447	140	-1064	225
		TG narr	1065	149	-3164	216
		TG station	687	121	-1268	232
		LST class	1523	120	-3099	212
		LST narr	1471	138	-3942	227
	2004	TG class	982	119	-1413	245
		TG narr	1035	125	-3002	241
		TG station	734	115	-1753	250
		LST class	2008	113	-3610	219
		LST narr	1501	128	-4598	238
	2005	TG class	813	140	-1004	219
		TG narr	1043	141	-2507	224
		TG station	578	121	-1223	234
		LST class	1952	114	-3132	218
		LST narr	1440	138	-3462	227
	2006	TG class	1446	140	-612	225
		TG narr	1425	155	-2219	210
		TG station	820	134	-647	225
		LST class	1391	160	-4381	220
		LST narr	1812	155	-3688	210
	2007	TG class	982	119	-1467	243
		TG narr	1335	131	-3053	234
		TG station	733	120	-1577	245
		LST class	1863	145	-4256	200
		LST narr	1761	137	-4133	228
	2008	TG class	1085	161	-1243	199
		TG narr	1425	150	-2851	216
		TG station	766	124	-1487	232
		LST class	1560	154	-3842	206
		LST narr	1699	154	-3975	212
2009	TG class	1241	155	-793	210	
	TG narr	1306	147	-2701	218	
	TG station	774	122	-1069	242	
	LST class	1546	146	-4251	211	
	LST narr	1662	145	-3873	220	
2010	TG class	1000	128	-947	233	
	TG narr	1322	145	-1939	220	
	TG station	939	128	-1170	228	
	LST class	1538	147	-4373	209	
	LST narr	1672	132	-3681	233	

TABLEAU 6.1 – Tableau récapitulatif des valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI), ainsi que des nombres de jours de sol dégelé ($TDDI_{day}$) et de sol gelé ($FDDI_{day}$) aux stations Daring Lake et Inuvik, pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$).

6.1 - Etude de l'évolution des degrés jours de fonte et degrés jours de gel

Station	Année	Variable	TDDI	TDDI _{day}	FDDI	FDDI _{day}
North Slope	2007	TG class	600	114	-2139	250
		TG narr	1	78	-3241	287
		TG station	536	107	-2636	258
		LST class	728	114	-5725	251
		LST narr	104	61	-4241	304
	2008	TG class	1067	190	-1667	176
		TG narr	1	101	-3317	265
		TG station	717	113	-2347	253
		LST class	864	94	-6956	272
		LST narr	51	45	-4377	321
	2009	TG class	500	134	-1351	230
		TG narr	2	108	-3107	257
		TG station	737	108	-1870	257
		LST class	543	87	-6481	278
		LST narr	71	48	-4152	317
	2010	TG class	1084	123	-1805	241
		TG narr	1	88	-2871	277
		TG station	908	104	-1858	261
		LST class	684	95	-6162	270
		LST narr	77	68	-3738	297
Salluit	2006	TG class	968	156	-2120	209
		TG narr	648	121	-2487	244
		TG station	1158	147	-2385	221
		LST class	1066	110	-3501	230
		LST narr	928	119	-3415	246
	2007	TG class	924	124	-2553	240
		TG narr	649	106	-3233	259
		TG station	870	112	-2785	244
		LST class	1179	102	-4524	241
		LST narr	926	109	-4219	256
	2008	TG class	886	132	-2659	226
		TG narr	997	142	-2748	224
		TG station	843	138	-2801	230
		LST class	1516	128	-5182	232
		LST narr	1317	140	-3881	226
	2009	TG class	661	108	-1996	252
		TG narr	702	105	-3339	260
		TG station	582	98	-2478	264
		LST class	1264	103	-4664	254
		LST narr	1008	101	-3893	264
2010	TG class	883	120	-1337	231	
	TG narr	897	130	-1856	235	
	TG station	793	115	-1285	221	
	LST class	1194	122	-3546	233	
	LST narr	1187	131	-2828	234	

TABLEAU 6.2 – Tableau récapitulatif des valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI), ainsi que des nombres de jours de sol dégelé ($TDDI_{day}$) et de sol gelé ($FDDI_{day}$) aux stations North Slope et Salluit, pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$).

6.2 Comparaison avec d'autres méthodes d'obtention des TDDI

D'autres méthodes permettent d'obtenir des valeurs de TDDI, telle que celle développée dans André et al. (2015), où les indices (que nous noterons TDDI-A) sont obtenu à partir de l'accumulation annuelle des moyennes journalières de températures supérieures à 0 °C dérivée de températures de brillances moyennées sur la période 1996 - 2012. Comme la montre la Figure 6.2, les TDDI ont ici été utilisées pour créer des cartes de pergélisols comprenant trois classes : 1 - Continu (bleu), 2 - Discontinu, sporadique, et isolé (jaune), et zones libres de pergélisols (rouge). Cette carte a été réalisée suite à une approche par seuillage afin de permettre une comparaison avec la carte de répartition des pergélisols développée par l'Association Internationale des Pergélisols (IPA), et une comparaison est également effectuée avec le travail de Grüber (2012), qui représente une carte de l'indice global de zonage du pergélisol.

Nous pouvons voir que la carte de André et al. (2015) montre un bon accord global avec les deux autres cartes, mais présente des différences dans les zones de montagnes, probablement dues à des problèmes de résolution spatiales, décrivant ainsi comme zones de pergélisols continus des régions qui n'en sont pas. De plus, la zone libre de pergélisols est environs 25% inférieure à celle de la carte de l'API, et devrait s'étendre plus vers le Nord.

Dans le cas des TDDI-A (André et al., 2015), les valeurs de températures accumulées correspondent à une profondeur de sol de quelques millimètres à 1 cm, ce qui donne à ces données à une profondeur inférieure aux résultats TDDI- C_{tg} (5 cm de profondeur), mais d'une profondeur supérieure aux résultats TDDI- C_{lst} qui se trouvent être en surface. Si la méthode d'obtention des TDDI-A et notre méthode d'optimisation sont en bon accord, nous devrions trouver des TDDI-A ayant des valeurs supérieures aux TDDI- C_{tg} , mais inférieures aux TDDI- C_{lst} .

	Nbr Years	TDDI-A		TDDI- C_{tg}		TDDI- S_{tg}	
		TTDi	Nbr Days	TTDi	Nbr Days	TTDi	Nbr Days
Daring Lake	1	1219	180	1188	158	790	124
Inuvik	8	1377	158	1125	138	754	123
North Slope	4	1096	172	813	140	724	108
Salluit	5	1045	167	865	128	849	122

TABLEAU 6.3 – Tableau récapitulatif des moyennes sur les valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) ainsi que sur les nombres de jours de sol dégelé ($TDDI_{day}$) pour toutes les stations et les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour la variable TDDI-A issue de André et al. (2015).

Les Figures 6.3 et 6.4 nous présentent deux visions différentes d'une même comparaison, à savoir une double comparaison entre les TDDI-A et les TDDI- C_{tg} , mais également entre les TDDI- C_{lst} et les TDDI- C_{tg} (à la fois pour les sommes et les nombres de degré-jours de fonte). La figure 6.3 considère indifféremment toutes les stations de mesures et années, tandis que la Figure 6.4 identifie les points par station de mesure.

6.2 - Comparaison avec d'autres méthodes d'obtention des TDDI

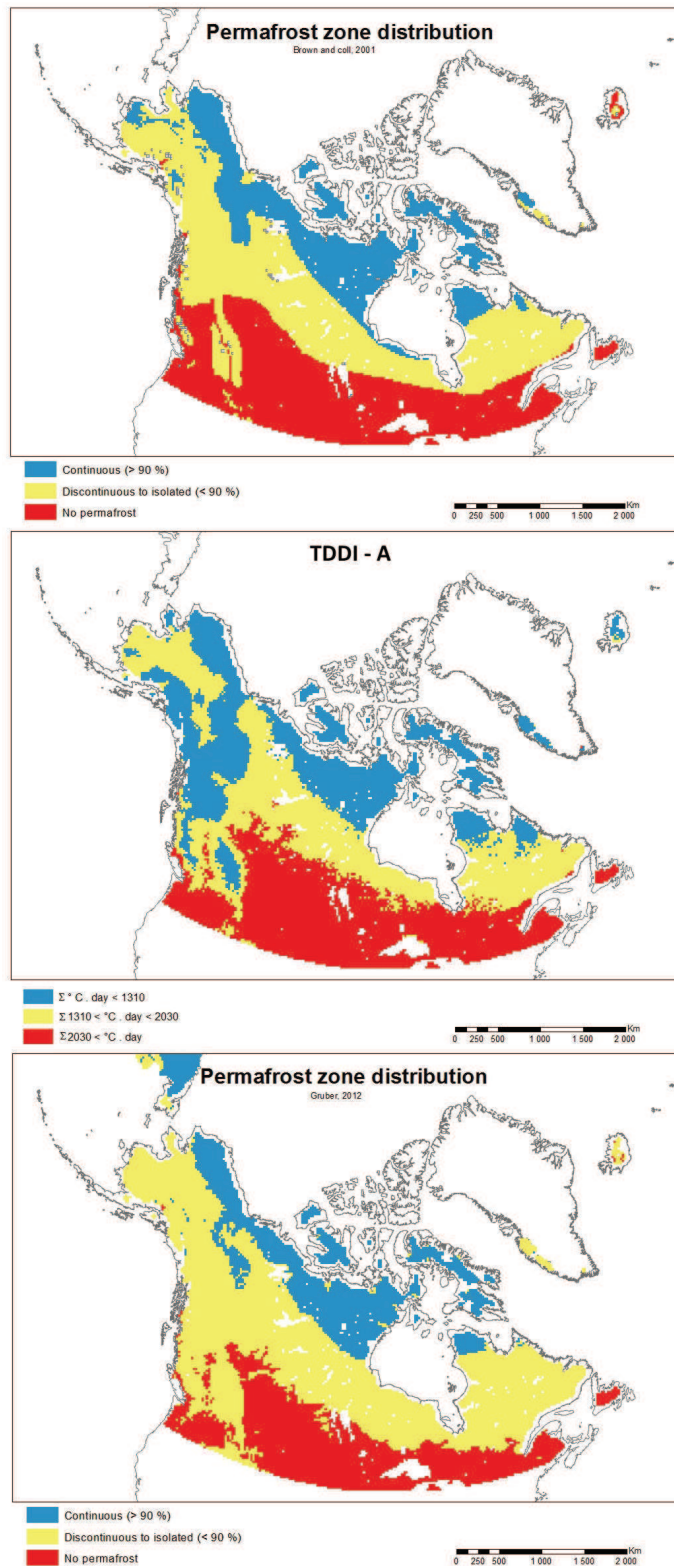


FIGURE 6.2 – Cartes de répartition des pergélisols selon trois classes (1 - pergélisols continus, 2 - pergélisols discontinus, isolés, et sporadiques, et 3 - pas de pergélisols) produites selon des méthodes différentes. De haut en bas : Carte produite par l'API (Association Internationale des Pergélisols), carte produite d'après André et al. (2015) par une méthode de seuillage sur les TDDI, carte produite par Gruber (2012) par l'application d'un indice global de zonage du pergélisol.

Nous nous attendons donc ici à avoir des résultats de $TDDI-C_{tg}$ inférieurs aux $TDDI-A$, eux-mêmes inférieurs aux $TDDI-C_{lst}$, du fait des profondeurs de sol auxquelles correspondent ces données ($TDDI-C_{tg} \approx 5$ cm, $TDDI-A \approx 1$ cm, et $TDDI-C_{lst} \approx 0$ cm). Les températures de surface en été étant plus élevées qu'en profondeur. Les $TDDI-A$ sont en majorité plus chaudes que les $TDDI-C_{tg}$ et les $TDDI-C_{lst}$ sont en majorité plus chaudes que les $TDDI-C_{tg}$ (Tableau 6.3). Les exceptions concernent les stations de Salluit et d'Inuvik. Certains des résultats d'Inuvik, North Slope, et Daring Lake, tous trois situés dans l'Ouest, sont très similaires. Bien qu'allant dans le sens des attentes de la comparaison entre les $TDDI$ issus de (André et al., 2015) et de notre méthode d'optimisation, les écarts respectifs sont loin d'être constants, que ce soit d'une station à l'autre probablement du fait de l'hétérogénéité structurelle des sols des différents sites, où même pour une station d'une année à l'autre probablement du fait là encore de l'hétérogénéité structurelle des sols et de la réaction différente au stockage d'eau selon leur composition, et l'effet que cela peut avoir sur les micro-ondes passives mesurées.

Il est par contre difficile d'extraire des figures de comparaison de nombre de jours de fonte quelque conclusion tangible, les $TDDI$ semblant posséder une plus grande période de fonte que les TG , contrairement aux LST qui semblent posséder une plus courte période de fonte que les TG . Ces derniers résultats n'indiquent donc pas nécessairement de lien direct entre la durée d'une période de fonte d'un pergélisol et l'intensité de sa fonte.

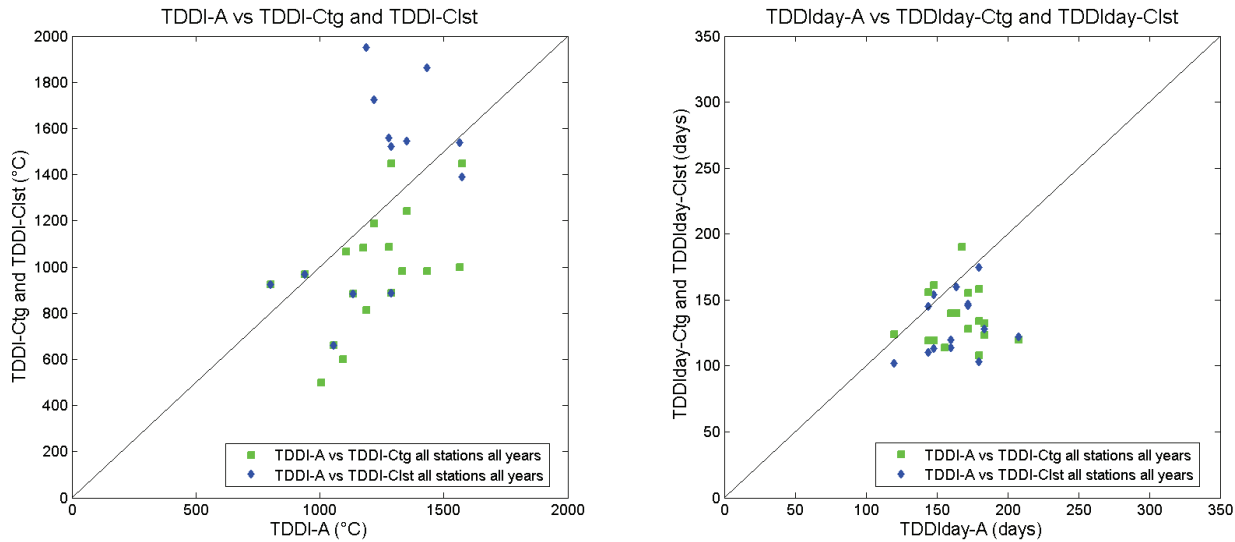


FIGURE 6.3 – La figure de gauche représente la comparaison des $TDDI-A$ (André et al., 2015) et des $TDDI-C_{tg}$ et des $TDDI-C_{lst}$. La figure de droite représente, pour les mêmes variables, une comparaison des nombres de jours de fonte et de gel. Ces résultats regroupent l'ensemble des stations pour toutes les années disponibles et permettent de rendre compte du bon accord des différentes données.

La Figure 6.5 nous présente l'évolution des $TDDI-A$, $TDDI-C_{tg}$, et $TDDI-C_{lst}$, dans le temps suivant les sites d'études. Comme montré sur les Figures 6.3 et 6.4, les valeurs de $TDDI-C_{tg}$ et $TDDI-C_{lst}$ encadrent les valeurs de $TDDI-A$, à l'exception des années 2006 et 2007 à Salluit, ainsi que de l'année 2003 à Inuvik. La variabilité inter-annuelle des résultats et la courte période de temps ne permettent cependant pas d'extraire de tendance climatique nette. Là où sur notre plus longue série temporelle, Inuvik, l'évolution des

6.3 - Etude de l'évolution des durées de gel/dégel

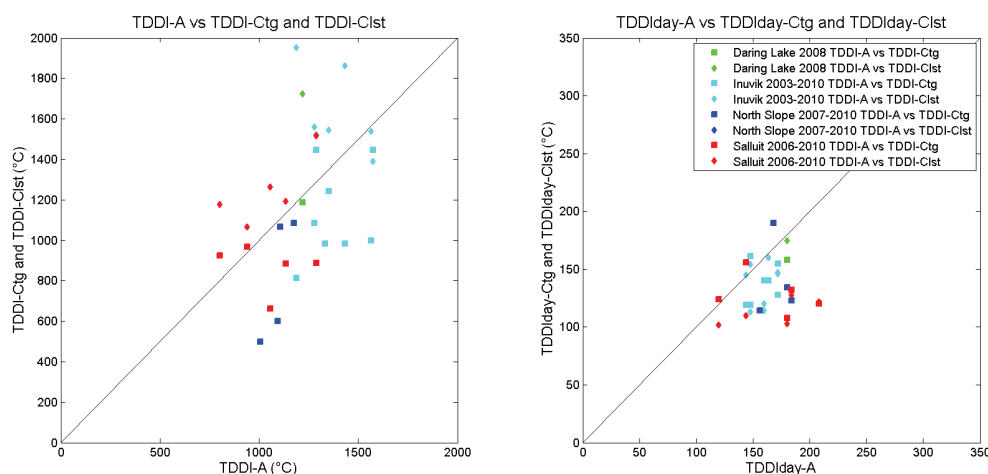


FIGURE 6.4 – La figure de gauche représente la comparaison des TDDI-A (André et al., 2015) et des TDDI- C_{tg} et des TDDI- C_{lst} . La figure de droite représente, pour les mêmes variables, une comparaison des nombres de jours de fonte et de gel. Ces résultats prennent les différentes stations une à une pour toutes leurs années de données disponibles.

TDDI-A semble indiquer une tendance à la hausse sur la période 2003 - 2010, l'évolution des TDDI- C_{tg} ne montre pas un réchauffement aussi prononcé. Quand aux TDDI- C_{lst} , si l'on prend l'exemple des quatre années de données à North Slope, celles-ci sont stagnantes, sans tendance aucune.

6.3 Etude de l'évolution des durées de gel/dégel

Notre étude nous renseigne également sur l'évolution du nombre de jours de fonte (nombre de jours dans une année avec des températures > 0 °C) ainsi que sur l'évolution du nombre de jours de gel (nombre de jours dans une année avec des températures < 0 °C). Les durées de sols gelés et dégelés fournissent également des renseignements quant à l'impact de variations climatiques sur l'évolution des pergélisols sous-jacents. Ainsi, on pourrait imaginer qu'un même site reçoive deux années successives la même quantité d'énergie au cours de sa période de dégel, mais sur une longueur de temps différente, indiquant dans un cas un été long et frais, et dans l'autre un été court et chaud. On se doute de l'impact sur la végétation de telles différences, sur l'humidité du sol également dans le cas de présence de précipitations, mais du point de vue purement physique de la température du sol et de l'emmagasinement d'énergie, y a-t-il un impact quelconque ? Nous présentons ici seulement un comparatif de l'évolution des nombres de jours des périodes de fonte et de gel, mais il serait intéressant de pousser plus en avant l'étude afin de voir si le paramètre de TDDI seul permet de décrire l'évolution des pergélisols, ou si un complément de prise en compte de la durée des périodes de fonte et de gel ne permettrait pas de raffiner les calculs. L'impact de la couverture neigeuse en hiver est aussi un élément qu'il conviendra de prendre en compte dans une étude plus poussée. Selon son épaisseur, sa densité, ses capacités isolantes se voient modifiées, et un sol qui se serait moins refroidi au cours de l'hiver sera plus apte à dégeler plus rapidement. Mais la problématique de la neige concerne également les mêmes questions de durée d'enneigement, avec une tendance à la

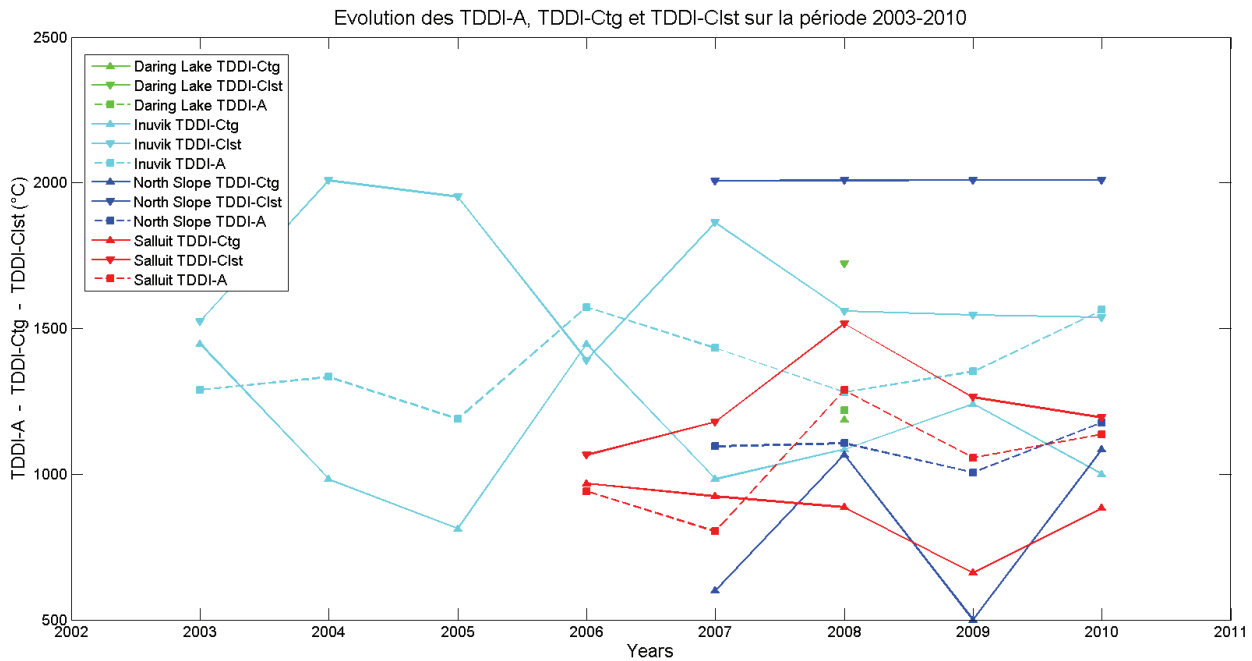


FIGURE 6.5 – La figure présente l'évolution temporelle des valeurs de TDDI-A, TDDI- C_{tg} , et de TDDI- C_{lst} , pour toutes les stations, et toutes les années disponibles. Nous pouvons facilement observer la "fourchette" dans laquelle se trouvent les valeurs de TDDI-A.

baisse depuis plusieurs années (Brown and Goodison, 1996), ce qui a aussi un impact sur la capacité du sol à geler ou dégeler plus ou moins rapidement.

Les écarts moyens aux mesures en station des nombres de jours de fonte sont d'un minimum de 12% (Figure 6.6, Tableaux 6.1 à C.2) pour les simulations $TDDI_{days-C_{tg}}$, et d'un maximum de 20% pour les simulations $TDDI_{days-N_{lst}}$, représentant des écarts moyens de 14 à 24 jours. Pris dans leurs globalités, ces résultats montrent très peu de différences entre les $TDDI_{days-C_{tg}}$, $TDDI_{days-N_{tg}}$, $TDDI_{days-C_{lst}}$, et $TDDI_{days-N_{lst}}$. Pris dans leurs années de mesures respectives, ces écarts à la mesure de référence en station ne sont pas constants d'une année à l'autre, ou même d'une station à l'autre. Les résultats de simulations $TDDI_{days-C_{tg}}$ et $TDDI_{days-N_{tg}}$ peuvent ainsi montrer des écarts identiques, comme pour le cas d'Inuvik en 2005 avec 14% d'écarts, ou bien parfois des écarts très disparates, avec par exemple North Slope, où les écarts sont respectivement de 6% et 27% en 2007, et de 41% et 11% en 2008. De bons résultats viennent contre-balancer ces écarts importants, compris entre 0% et 10%. C'est le cas des stations Salluit en 2008 ou encore Inuvik en 2007. Notre méthode d'optimisation ne semble avoir ici que peu d'impact sur la durée de la période de fonte du point de vue des températures du sol, l'amélioration des écarts moyens de 13% à 12% étant trop faible pour pouvoir lui être réellement attribué. Il en va autrement des LST, où les écarts moyens de durée de fonte sont pratiquement divisés par deux, passant de 20% pour les $TDDI_{days-N_{lst}}$ à 12% pour les $TDDI_{days-C_{lst}}$. Les $TDDI_{days-N_{lst}}$ présentent une grande variabilité par rapport aux mesures, pouvant être à la fois très bons, avec des écarts de 3% comme à Inuvik en 2010, ou très mauvais avec des écarts de 60% comme à North Slope en 2008. Cette variabilité n'est pas retrouvée

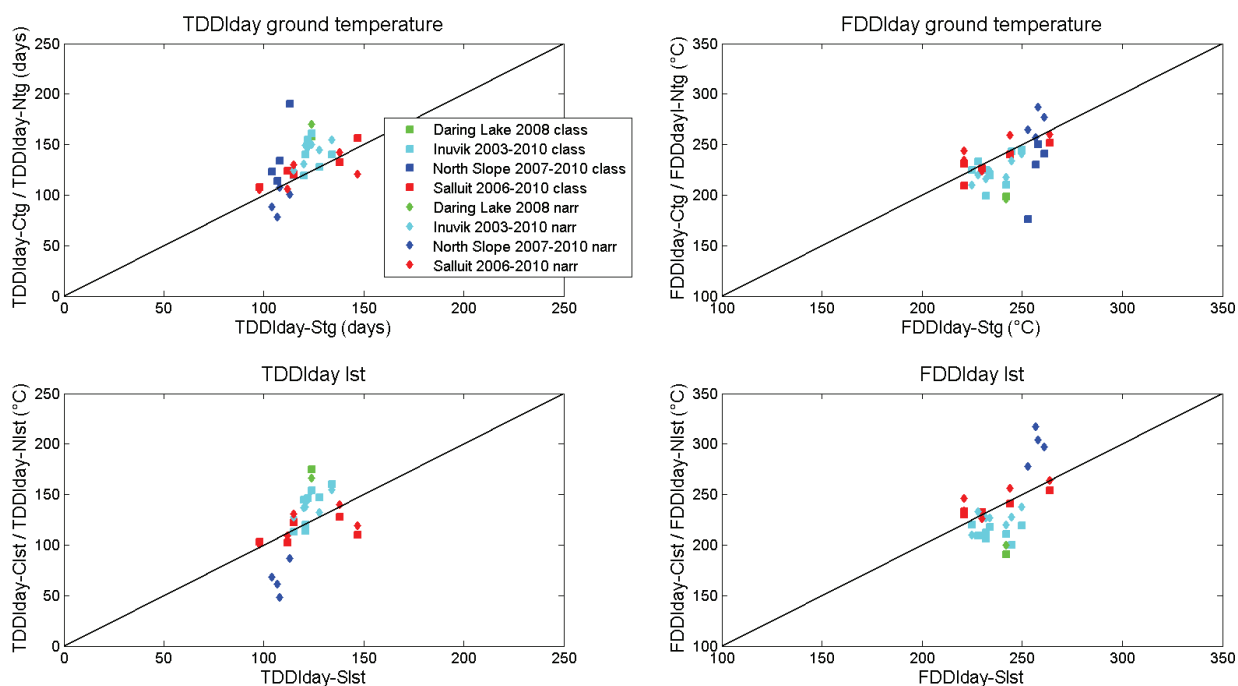


FIGURE 6.6 – Représentation des résultats du tableau récapitulatif des valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI) aux stations de mesures pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$).

dans les $TDDI_{days-C_{lst}}$ qui évoluent entre 1% et 25%.

Les écarts aux données de station des $TDDI_{days-C_{tg}}$ et des $TDDI_{days-C_{lst}}$, bien qu'identiques en moyenne, n'indiquent pas nécessairement une même évolution d'une année ou même d'une station à l'autre. Ceux-ci sont dans beaucoup de cas concordant, comme pour Inuvik en 2004, 2007, et 2009, ou bien l'ensemble des années de données de la station Salluit. Mais dans certains cas, comme pour North Slope en 2008 où nous avons un écart des $TDDI_{days-C_{tg}}$ de 41% et des $TDDI_{days-C_{lst}}$ de 17%, ou bien pour Inuvik en 2007 avec des écarts de 1% et 17%, représentant des différences d'une vingtaine de jours. Il faut donc faire très attention à l'échelle à laquelle les résultats sont observés. Dans ce cas précis, bien que les moyennes des écarts soient identiques, nous pouvons voir qu'il en va parfois autrement si nous prenons les résultats un à un.

Les résultats sur la période de gel montrent que notre méthode n'améliore pas les résultats déjà très bons des simulations NARR. Nous les égalons pour ce qui est des $TDDI_{days-C_{lst}}$, avec des écarts moyens de 8%, et les dégradons de 1% pour les $TDDI_{days-C_{tg}}$ avec un écart moyen de 7%. La durée moyenne de gel pour l'ensemble des données est 241 jours. Il est difficile de voir un schéma d'évolution clair dans l'analyse du nombre de jours de gel comparés entre les $TDDI_{days-C_{tg}}$, $TDDI_{days-N_{tg}}$, $TDDI_{days-C_{lst}}$, et $TDDI_{days-N_{lst}}$. La variabilité d'une année et d'une variable à l'autre étant souvent inférieure à 5%. Nous observons cependant un fort écart à la moyenne générale pour la station de Daring Lake, compris entre 17% et 21% pour l'ensemble des variables. De tels écarts ne sont pas retrouvés ailleurs, si ce n'est à Inuvik en 2007, où les $TDDI_{days-C_{lst}}$ ont un écart de 18%.

Il est donc intéressant de noter de cette analyse rapide que bien que les améliorations dues à notre méthode d'optimisation soient visibles du point de vue des sommes de degrés-jours de fonte et de gel, elles ne le sont pas nécessairement du point de vue des durées de fonte et de gel des sols ou des surfaces de ces sols.

Conclusion

L'analyse climatologique effectuée dans un premier temps entre les données issues des simulations CLASS et des mesures en station nous a permis de mettre en évidence à plusieurs reprises (Tableaux 6.1 et 6.2) l'intérêt de l'utilisation de la méthode d'optimisation développée, comparativement à l'utilisation de données issues de simulations NARR. Nous améliorons ainsi par deux l'écart global des simulations aux mesures de TDDI en terme de températures du sol, et de 20% en ce qui concerne les FDDI. Les écarts observés entre les mesures et les simulations des durées de périodes de fonte et de gel sont également très bonnes et en bon accord avec les mesures.

Nos résultats et les TDDI-A sont également en bon accord (écarts de 10% à 20% selon les sites et les années). Bien que ne représentant pas exactement des TDDI mesurés ou simulés aux mêmes profondeurs du sol, cela permet de confirmer l'intérêt d'une telle méthode d'optimisation, ou alors de confirmer l'intérêt de la méthode développée par André et al. (2015) pour l'étude des périodes estivales.

Conclusion générale & perspectives

Conclusion générale

Le travail présenté dans ce manuscrit de thèse de doctorat a consisté à étudier les températures de surface des sols et les températures des sols en zones de pergélisols arctiques situés en Amérique du Nord. Mais plus précisément, à essayer de développer une méthodologie permettant la mesure "indirecte", ou la simulation "contrainte" de températures de surfaces et de températures du sol été comme hiver.

Ces zones de pergélisols sont en effet sous le coup du changement climatique global avec une tendance à la hausse des températures de l'air en surface, et la modélisation de l'évolution des pergélisols, ou plus précisément de l'évolution de la couche active des pergélisols (la partie supérieure des pergélisols qui fond en été et regèle en hiver) est encore relativement mal contrainte du fait de la mauvaise modélisation des températures du sol dans ces régions nordiques. Or, une connaissance avancée des températures du sol et donc de l'épaisseur de la couche active des pergélisols est nécessaire à une meilleure appréhension des impacts d'un réchauffement climatique ainsi qu'aux prédictions d'élévations de températures futures. Les pergélisols sont en effet dans leurs premiers mètres d'épaisseurs, soumis à un réchauffement important dans les cent prochaines années, d'importantes réserves de carbone "gelé", principalement sous la forme de Méthane, qui une fois libéré des sols accélère le processus de changement climatique. Du fait de la rareté de données de températures du sol et de l'impossibilité d'équiper l'ensemble de l'arctique de capteurs de températures, nous nous sommes tournés vers l'utilisation de données de télédétection, en particulier dans le domaine des micro-ondes et de l'infra-rouge thermique, mais aussi vers l'utilisation de la modélisation du sol et du manteau neigeux.

Les données météorologiques NARR (données de réanalyses atmosphériques) utilisées pour alimenter le modèle CLASS (schémas de surface du sol), représentent mal un certain nombre de variables aux hautes latitudes Nord, comme la température de l'air ou encore les précipitations. Nous avons développé une méthodologie permettant de contraindre au mieux ces incertitudes par l'assimilation de données de télédétection infra-rouge thermique et de données micro-ondes passives, afin de pouvoir retrouver une température de surface et une température du sol aussi proche que possible des mesures effectuées en station. Une des premières étapes de ce travail fût de réaliser le couplage des modèles CLASS et HUT (modèle de transfert radiatif), afin d'être capables de modéliser les températures de brillance du sol ou du manteau neigeux émises au cours de simulations du modèle CLASS, et telles qu'elles seraient observées par un capteur satellitaire.

Toute une série de tests de sensibilité nous ont permis de poser le cadre des données

NARR à optimiser, au travers de deux boucles d’optimisation pour les périodes estivales, et de trois boucles d’optimisation pour les périodes hivernales, ainsi que d’effectuer une paramétrisation des modèles utilisés. La première de ces boucles nous permet d’optimiser les températures de l’air ainsi que le rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d’onde grâce à l’assimilation de données infra-rouges thermiques MODIS. La seconde boucle d’optimisation nous permet d’optimiser la variable de précipitation NARR grâce à l’assimilation de données micro-ondes passives à 11 et 19 GHz en polarisation verticale. Ces deux premières boucles d’optimisation nous ont permis d’appliquer la méthodologie aux périodes estivales de nos cinq sites d’études (4 sites tundra et un site taïga). L’application de celle-ci aux sites tundra (Salluit, North Slope, Inuvik, et Daring Lake) est très concluante et nous donne une nette amélioration des simulations de températures de surface et de températures du sol comparativement aux simulations non optimisées. Nous avons ainsi des RMSE améliorés jusqu’à des facteurs 3 sur les températures du sol à Daring Lake (8.7 à 3 K), et une amélioration générale d’un facteur 1.5 à 2 sur les simulations de températures de surface (5.5 à 3.1 K à Salluit pour l’été 2007) et sur les simulations de températures de brillance (5.1 à 2.4 K à North Slope pour l’été 2007). En considérant l’ensemble de nos quatre sites pour deux années consécutives, les températures du sol se voient améliorées de 3.4 K avec un RMSE de 2.7 K et un biais de 1 K représentant une baisse de 1.1 K du biais. Nous nous trouvons alors dans ce qui est déjà décrit dans la littérature en terme de températures de surface et de températures de brillance (Holmes et al., 2009; Royer and Poirier, 2010). L’application de la méthodologie en zone de taïga (site de Goose Bay), bien que fournissant des résultats satisfaisants en ce qui a trait aux températures de surface (RMSE de 3.5 K à l’été 2007), ne permet pas une amélioration satisfaisante des RMSE de températures du sol (6.1 K à l’été 2007). De plus, les biais de manière générale négatifs aux autres sites restent ici positifs. L’environnement de Taïga, forestier, de ce site, et la difficulté d’optimisation des données micro-ondes passives du fait des interactions avec la végétation sont très probablement à l’origine de tels écarts.

Pour appliquer ce travail en période hivernale, nous nous sommes concentrés sur les sites tundra, et avons dû implémenter une troisième boucle d’optimisation. Bien que reproduisant correctement la simulation des températures de surface et des températures de brillance (RMSE moyens de 2.4 K avec de légers biais négatifs), la simulation des températures du sol était très éloignée des résultats d’optimisation en période estivale (RMSE moyen de 6.2 K avec un biais de 2.4 K). Du fait d’une conductivité thermique de la neige trop faible de part l’abaissement important des quantités de précipitations à la suite de la deuxième boucle d’optimisation, la neige, non suffisamment densifiée ne permettait pas le transfert adéquat du flux de chaleur entre l’air et le sol. L’utilisation du rapport de polarisation à 11 GHz - sensible aux variations de densité de la neige - nous a permis de corriger l’erreur sur le calcul de la conductivité thermique de la neige, par une correction des densités de neige simulées. L’application de cette troisième boucle d’optimisation fournit de très bons résultats, avec des RMSE moyens sur les températures du sol améliorés de près de 6 K (RMSE de 2.7 K moyenné sur les 4 sites tundra aux hivers 2008 et 2009) et un biais relativement faible (< 1 K), et des RMSE sur les LST dans les ordres de grandeurs voire meilleurs que ce qui peut actuellement être décrit dans la littérature, à 2.7 K pour un biais moyen de -0.7 K (Jones et al., 2007; Kohn and Royer, 2010).

L’analyse climatique effectuée des suites de l’application de la méthodologie nous montre bien l’impact des différentes optimisations, comparativement aux données directement issues de NARR. Ainsi, les indices de degrés-jours (TDDI) des variables de tempé-

rature du sol voient leur écart divisé par deux, et les FDDI n'excèdent pas 20% d'écart avec les mesures. La comparaison effectuée avec une autre méthode d'obtention des TDDI (André et al., 2015), que nous notons TDDI-A, est également très concluante, avec des écarts sur les degré-jours de fonte allant de 10 à 20% selon les sites et les années. Et très important, les TDDI issus de André et al. (2015) se retrouvent en fourchette entre les valeurs de TDDI des TG CLASS (plus faibles) et les TDDI des LST CLASS (plus élevées).

L'ensemble des résultats présentés dans ce manuscrit permet d'appuyer la validité de l'application de la méthode d'optimisation développée, pour des sites d'études situés en zones de toundra, la méthodologie ne s'étant pas avérée suffisamment robuste en zones forestières de taïga. Nous avons pu montrer l'influence de paramètres tels que la température de l'air et les précipitations sur le calcul des températures de surface, températures de brillance, et températures du sol, mais également qu'il est possible de restreindre les optimisations de certains paramètres principaux comme la température de l'air en intégrant l'optimisation de paramètres secondaires comme le rayonnement infra-rouge descendant à grande longueur d'onde, dans le cas de reconstructions de températures nordiques. Nous montrons également de l'importance de la prise en compte de la densité de la neige et de sa conductivité thermique pour une meilleur représentativité des transferts de flux de chaleur à travers le manteau neigeux. De plus, nous montrons grâce à la fusion de données infra-rouges thermiques et micro-ondes passives assimilées dans un schéma de surface du sol, qu'il est possible d'effectuer un suivi de l'évolution des températures de surface et des températures des sol en l'absence de données de stations météorologiques, été comme hiver. L'optimisation de la conductivité thermique de la neige par l'intermédiaire du rapport de polarisation à 11 GHz se passe en effet de données au sol.

Ce travail propose donc une contribution à l'amélioration de la simulation des températures de surface et des températures des sols, pour à terme, avoir une meilleure représentation de l'évolution de la couche active et des pergélisols au sein des modèles climatiques. Une prévision correcte de l'évolution des sols gelés dans les modèles climatiques permettrait de mieux appréhender les impacts d'un réchauffement global dans les décennies à venir.

Perspectives

De manière générale, nous pouvons principalement envisager 3 axes de perspectives pour un meilleur aboutissement de ce travail de doctorat, que ce soit du point de vue des variables mêmes ou de grandes orientations générales.

Ainsi, si nous souhaitons rendre cette méthodologie applicable dans le cadre de tentative d'amélioration de prévisions du climat futur, il faut considérer la spatialisation des modèles employés. La méthode dans son état actuel, développée dans le cadre des modèles CLASS et HUT, ne permet pas pour l'instant un tel passage à la spatialisation. L'utilisation de pixels fixes, de stations d'études, est parfaite pour une phase de développement de la méthode, car nous ne pouvons pas tester des méthodes coûteuses en temps de calcul sur des milliers de pixels à la fois. Mais une telle méthode d'optimisation, si elle n'est pas spatialisée, ne permettra pas d'apporter une contribution réelle dans son essence même au suivi et aux prévisions d'évolution des sols gelés. Il ne sera pour autant pas possible de spatialiser cette méthode sans l'emploi de capacités informatiques suffisamment puissantes.

Les pergélisols s'étendent sur environ le quart des terres émergées de l'hémisphère nord, ce qui signifie qu'en utilisant des données source NARR d'une résolution spatiale de 0.3° , nous avons besoin d'effectuer la simulation de 30 000 pixels, 60 000 pixels si nous incluons les sols gelés saisonniers. Cela prend avec un ordinateur classique (core i7, 16 GB de RAM) 3h par saison et par pixel pour effectuer l'optimisation complète de manière assez fine, ce qui signifierait un temps de calcul de 450 000 jours pour l'ensemble des pixels de sols gelés pour 30 années de simulations et rentrer dans des périodes d'ordre climatique (7.5 jours par pixel). L'utilisation de super-ordinateurs tels que le Mammut présent à l'Université de Sherbrooke s'avère alors indispensable.

Une seconde perspective importante à ce travail est de l'étendre aux zones de Taïga. Une partie non négligeable des pergélisols se trouvent en zones de Taïga, plus au Sud que la Toundra, et donc avec des températures plus élevées. Or, nous avons pu voir à travers cette étude que la simple application de la méthodologie développée pour des zones de Toundra à une zone de Taïga n'était pas suffisante pour retrouver correctement les températures du sol telles que mesurées en station, et que les températures de surface, bien qu'acceptables, se voient moindrement améliorées qu'en zones de Toundra. L'interaction non négligeable des micro-ondes et de la végétation rend difficile leur utilisation telle quelle. De nombreuses études vont dans le sens d'une meilleure compréhension de ces interactions (Langlois et al., 2011; Roy et al., 2012), qui est la clef d'une application de la méthode en milieu forestier. Elle demanderait une paramétrisation poussée des modèles de schémas de surface du sol et de transfert radiatif presque pixel par pixel, ou à défaut, régionalement. Mais là encore, si nous cherchons par la suite à obtenir des résultats spatialisés, et au coût en temps de calcul le plus faible possible, il faudrait considérer une nouvelle méthodologie à développer pour ces zones forestières, et pourquoi pas coupler les deux méthodes "toundra" et "taïga" par la suite.

Une troisième perspective serait l'ajout de l'utilisation des micro-ondes en bande L (1.4 GHz), ce qui permettrait de mieux contraindre l'humidité du sol l'été de par la plus grande profondeur de pénétration, mais également la phase de gel / dégel du sol et des caractéristiques de la neige, telle que sa densité (Derksen et al., 2017; Roy et al., 2017; Wigneron et al., 2017).

Enfin, la dernière perspective à ce travail serait également une paramétrisation beaucoup plus approfondie de trois variables. L'Albédo, la conductivité thermique du sol, ainsi que la rugosité de surface du sol. De nombreux tests secondaires effectués sur le terme d'Albédo pour tenter d'expliquer certains biais positifs ou négatifs nous ont montré un impact non négligeable de ses variations, qui serait à plus prendre en compte lors d'une paramétrisation fine du modèle. Bien que paramétrisées pour cette étude, la conductivité thermique du sol et la rugosité de surface nécessiteraient une paramétrisation plus fine que ce qui est actuellement fait. La rugosité de surface, dans un premier temps, a été paramétrisée d'après les données de deux années pour une station toundra, puis appliquée à l'ensemble des stations de toundra. Les résultats vont dans le sens d'un bon choix de paramétrisation, mais il peut-être possible de faire encore baisser les RMSE et biais en paramétrisant plus finement par pixel, afin de faire baisser les incertitudes sur les simulations. La conductivité thermique du sol, dans un second temps, a également été paramétrisée selon un type de sol de la station Salluit, puis appliquée aux autres stations. Cela convient très bien au suivi des températures du sol dans les toutes premières couches comme le montrent les résultats, mais nous pourrions aussi étudier les couches beaucoup

plus profondes et suivre directement l'évolution des pergélisols, auquel cas nous aurions là aussi besoin d'une meilleure paramétrisation, plus fine, de la conductivité thermique du sol, en profondeur.

Si nous prenons l'orientation de toutes ces perspectives, nous serions capables à terme, possédant un modèle spatialisé, une méthodologie complémentaire pour les zones de Taïga, ainsi qu'une paramétrisation plus fine, notamment de la conductivité thermique du sol, d'effectuer un suivi très intéressant de l'évolution des températures de surface et du sol en zones de Toundra et de Taïga arctique et subarctique. Nous pourrions ainsi suivre l'évolution de la couche active et des pergélisols dans leurs premières dizaines de mètres de profondeur sur les dernières décennies, puis par l'application de scénarios climatiques futurs du GIEC, effectuer de la prévision d'évolution des pergélisols, et donc, de la prévision de relargage de "carbone gelé" dans l'atmosphère.

Références bibliographiques

- Alexeev, G., Kaljuzhny, I., Kulik, V., Pavlova, K. and Romanov, V. (1972). *The Role of Snow and Ice in Hydrology, Infiltration of snowmelt water into frozen soil*. Proceedings of Banff Symposium, State Hydrological Institute, Leningrad, Russia.
- André, C., Ottlé, C., Royer, A. and Maignan, F. (2015). Land surface temperature retrieval over circumpolar arctic using ssm/i-ssmis and modis data. *Remote Sensing of Environment* **162**, 1–10.
- Anisimov, O., Shiklomanov, N. and Nelson, F. (2002). Variability of seasonal thaw depth in permafrost regions : a stochastic modeling approach. *Ecological modelling* **153**, 217–227.
- Anisimov, O. A., Lobanov, V. A., Reneva, S. A., Shiklomanov, N. I., Zhang, T. and Nelson, F. E. (2007). Uncertainties in gridded air temperature fields and effects on predictive active layer modeling. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **112**.
- Anisimov, O. A. and Nelson, F. E. (1997). Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere : results from transient general circulation models. *Climatic Change* **35**, 241–258.
- Baranov, I. et al. (1964). Geographical distribution of seasonally frozen ground and permafrost .
- Barrett, T. E., Resnick, R. and Walker, J. (2008). *Fundamentals of Physics (8th), Condensed : A Study Guide to Accompany Fundamentals of Physics, David Halliday, Robert Resnick, Jearl Walker*. John Wiley & Sons.
- Bartlett, P. A., MacKay, M. D. and Versegny, D. L. (2006). Modified snow algorithms in the canadian land surface scheme : model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands. *Atmosphere-Ocean* **44**, 207–222.
- Bartlett, P. A., McCaughey, J. H., Lafleur, P. M. and Versegny, D. L. (2000). Performance of the canadian land surface scheme at temperate aspen-birch and mixed forests, and a boreal young jack pine forest : Tests involving canopy conductance parametrizations. *Atmosphere-Ocean* **38**, 113–140.
- Bartlett, P. A. and Versegny, D. L. (2015). Modified treatment of intercepted snow improves the simulated forest albedo in the canadian land surface scheme. *Hydrological Processes* **29**, 3208–3226.
- Basist, A., Grody, N. C., Peterson, T. C. and Williams, C. N. (1998). Using the special sensor microwave/imager to monitor land surface temperatures, wetness, and snow cover. *Journal of Applied Meteorology* **37**, 888–911.

- Bedecarrats, J., Ramal, B., Gibout, S., Franquets, E., Dumas, J. and Castaing-Lavignottes, J.** (2010). Etude experimentale de la cristallisation de solutions aqueuses dans un cylindre horizontal .
- Bellisario, L. M., Boudreau, L. D., Versegny, D. L., Rouse, W. R. and Blanken, P. D.** (2000). Comparing the performance of the canadian land surface scheme@ class) for two subarctic terrain types. *Atmosphere-Ocean* **38**, 181–204.
- Benson, H. and Seguin, M.** (2009). *Physique : 3. Ondes, optique et physique moderne*, volume 3. De Boeck Superieur.
- Biskaborn, B. K., Romanovsky, V., Noetzli, J., Schollän, K., Lanckman, J., Johannson, H. and Lantuit, H.** (2015). The global terrestrial network for permafrost gtn-p database .
- Bockheim, J. and Tarnocai, C.** (1998). Nature, occurrence and origin of dry permafrost. In *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*.
- Bockheim, J., Walker, D., Everett, L., Nelson, F. and Shiklomanov, N.** (1998). Soils and cryoturbation in moist nonacidic and acidic tundra in the kuparuk river basin, arctic alaska, usa. *Arctic and Alpine Research* , 166–174.
- Boone, A.** (2002). Description du schema de neige isba-es (explicit snow). *Description of the ISBA-ES (Explicit snow scheme), Note de Centre, Meteo-France/CNRM* **70**.
- Boone, A. and Etchevers, P.** (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology* **2**, 374–394.
- Brown, R., Derksen, C. and Wang, L.** (2010). A multi-data set analysis of variability and change in arctic spring snow cover extent, 1967–2008. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **115**.
- Brown, R. D., Brasnett, B. and Robinson, D.** (2003). Gridded north american monthly snow depth and snow water equivalent for gcm evaluation. *Atmosphere-Ocean* **41**, 1–14.
- Brown, R. D. and Goodison, B. E.** (1996). Interannual variability in reconstructed canadian snow cover, 1915-1992. *Journal of Climate* **9**, 1299–1318.
- Brown, R. D. and Mote, P. W.** (2009). The response of northern hemisphere snow cover to a changing climate. *Journal of Climate* **22**, 2124–2145.
- Brown, R. J. E.** (1960). The distribution of permafrost and its relation to air temperature in canada and the ussr. *Arctic* **13**, 163–177.
- Brown, R. J. E.** (1967). Comparison of permafrost conditions in canada and the ussr. *Polar Record* **13**, 741–751.
- Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S. R. and Geindreau, C.** (2011). Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical Research Letters* **38**.

- Catherinot, J., Prigent, C., Maurer, R., Papa, F., Jiménez, C., Aires, F. and Rossow, W.** (2011). Evaluation of all weather microwave-derived land surface temperatures with in situ ceop measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **116**.
- Champollion, N.** (2013). *Evolution de la surface de neige sur le plateau Antarctique : observation in situ et satellite*. Ph.D. thesis, Universite de Grenoble.
- Christensen, J. H. and Kuhry, P.** (2000). High-resolution regional climate model validation and permafrost simulation for the east european russian arctic. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **105**, 29647–29658.
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichetfet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W., Johns, T., Krinner, G. et al.** (2013). Long-term climate change : projections, commitments and irreversibility .
- Crowley, T. J.** (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* **289**, 270–277.
- Derksen, C., Lemmetyinen, J., Toose, P., Silis, A., Pulliainen, J. and Sturm, M.** (2014). Physical properties of arctic versus subarctic snow : Implications for high latitude passive microwave snow water equivalent retrievals. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **119**, 7254–7270.
- Derksen, C., Xu, X., Dunbar, R. S., Colliander, A., Kim, Y., Kimball, J., Black, A., Euskirchen, E., Langlois, A., Loranty, M., Marsh, P., Rautiainen, K., Roy, A. and Royer, A.** (2017). Retrieving landscape freeze/thaw state from soil moisture active passive (smap) radar and radiometer measurements. *Remote Sensing of Environment, in press* .
- Dobson, M. C., Ulaby, F. T., Hallikainen, M. T. and El-Rayes, M. A.** (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil part ii dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens* **23**, 35–46.
- Domine, F., Bock, J., Morin, S. and Giraud, G.** (2011). Linking the effective thermal conductivity of snow to its shear strength and density. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)* **116**.
- Durand, M., Kim, E. and Margulis, S.** (2008). Quantifying uncertainty in modeling snow microwave radiance for a mountain snowpack at the point-scale, including stratigraphic effects. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **46**, 1753–1767.
- Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S. and Hauck, C.** (2014). Simulating high-latitude permafrost regions by the jsbach terrestrial ecosystem model. *Geoscientific Model Development* **7**, 631–647.
- England, A.** (1974). The effect upon microwave emissivity of volume scattering in snow, in ice, and in frozen soil. In *Specialist Meeting on Microwave Scattering and Emission from the Earth, Berne, Switzerland*.
- Escorihuela, M. J.** (2005). *Estimation de l’humidite du sol a partir de donnees radiometriques en bande-L : preparation de la mission SMOS*. Ph.D. thesis, Universite Paul Sabatier-Toulouse III.

- Ferrians Jr, O. J.** (1965). Permafrost map of alaska. Technical report.
- Fily, M., Royer, A., Goïta, K. and Prigent, C.** (2003). A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *Remote Sensing of Environment* **85**, 328–338.
- French, H.** (2007). *The Periglacial Environment, 3rd edition*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK.
- Fuller, M. C., Derksen, C. and Yackel, J.** (2015). Plot scale passive microwave measurements and modeling of layered snow using the multi-layered hut model. *Canadian Journal of Remote Sensing* **41**, 219–231.
- Ganji, A., Sushama, L., Versegny, D. and Harvey, R.** (2015). On improving cold region hydrological processes in the canadian land surface scheme. *Theoretical and Applied Climatology* , 1–15.
- Girard, M. and Girard, C.** (Consulte en Aout 2016). “infrarouge thermique”. [http : //138.102.82.2/supports/cours/teledetection/cours/infrarouge_thermique.htm](http://138.102.82.2/supports/cours/teledetection/cours/infrarouge_thermique.htm).
- Goodrich, L.** (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian geotechnical journal* **19**, 421–432.
- Goosse, H., Barriat, P., Lefebvre, W., Loutre, M. and Zunz, V.** (2008). *Introduction Climate Dynamics and Climate Modelling*. Université catholique de Louvain.
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J. and Legout, C.** (2011). Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *The Cryosphere Discussions* .
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J. and Legout, C.** (2012a). Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *The Cryosphere* **6**, 407–430.
- Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., Tarnocai, C. and Boike, J.** (2012b). How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-arctic area. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences (2005–2012)* **117**.
- Gray, J., Pilon, J. and Poitevin, J.** (1988). A method to estimate active-layer thickness on the basis of correlations between terrain and climatic parameters as measured in northern quebec. *Canadian Geotechnical Journal* **25**, 607–616.
- Gruhier, C.** (2010). *L humidite du sol par teledetection micro-ondes en region Sahelienne*. Ph.D. thesis, Universite Pierre et Marie Curie-Paris 6.
- Harvey, R.** (2012). “soils geophysical properties”. Communication personnelle.
- Hille, E.** (2015). *The Effects of Shoreline Retrogressive Thaw Slumping on the Hydrology and Geochemistry of Small Tundra Lake Catchments*. Ph.D. thesis.
- Hinkel, K., Paetzold, F., Nelson, F. and Bockheim, J.** (2001). Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at barrow, alaska : 1993–1999. *Global and Planetary Change* **29**, 293–309.

- Holmes, T., Crow, W., Hain, C., Anderson, M. and Kustas, W.** (2015). Diurnal temperature cycle as observed by thermal infrared and microwave radiometers. *Remote Sensing of Environment* **158**, 110–125.
- Holmes, T., De Jeu, R., Owe, M. and Dolman, A.** (2009). Land surface temperature from ka band (37 ghz) passive microwave observations. *Journal of Geophysical Research* **114**, D04113.
- Holmes, T. R., Crow, W. T., Tugrul Yilmaz, M., Jackson, T. J. and Basara, J. B.** (2013). Enhancing model-based land surface temperature estimates using multi-platform microwave observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **118**, 577–591.
- Huang, S., Pollack, H. N. and Shen, P.-Y.** (2000). Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature* **403**, 756–758.
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E., Ping, C.-L., Schirmer, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D. et al.** (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences* **11**, 6573–6593.
- Iman, R. L., Davenport, J. M. and Zeigler, D. K.** (1980). Latin hypercube sampling (program user’s guide).[lhc, in fortran]. Technical report, Sandia Labs., Albuquerque, NM (USA).
- I.P.A.** (2015). “ipa permafrost map”. [http : //http : //ipa.arcticportal.org](http://http://ipa.arcticportal.org).
- Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S.** (2010). Effects of snow cover on soil freezing, water movement, and snowmelt infiltration : A paired plot experiment. *Water Resources Research* **46**, W09504.
- JGC** (Consulte en Aout 2016). “journal of geocryology”. [http : //www.netpilot.ca/geocryology/photo7.html](http://www.netpilot.ca/geocryology/photo7.html).
- Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Skoković, D., Mattar, C. and Cristóbal, J.** (2014). Land surface temperature retrieval methods from landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* **11**, 1840–1843.
- Jones, L., Kimball, J., McDonald, K., Chan, S., Njoku, E. and Oechel, W.** (2007). Satellite microwave remote sensing of boreal and arctic soil temperatures from amsr-e. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **45**, 2004–2018.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J. et al.** (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society* **77**, 437–471.
- Kawanishi, T., Sezai, T., Ito, Y., Imaoka, K., Takeshima, T., Ishido, Y., Shibata, A., Miura, M., Inahata, H. and Spencer, R. W.** (2003). The advanced microwave scanning radiometer for the earth observing system (amsr-e), nasda’s contribution to the eos for global energy and water cycle studies. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **41**, 184–194.
- Kerr, Y. and Njoku, E.** (1990). A semiempirical model for interpreting microwave emission from semiarid land surfaces as seen from space. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **28**, 384–393.

- Kim, Y., Kimball, J. S., McDonald, K. C. and Glassy, J.** (2011). Developing a global data record of daily landscape freeze/thaw status using satellite passive microwave remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **49**, 949–960.
- Kohn, J. and Royer, A.** (2010). Amsr-e data inversion for soil temperature estimation under snow cover. *Remote Sensing of Environment* **114**, 2951–2961.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S. and Prentice, I. C.** (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* **19**.
- Kuenzer, C. and Dech, S.** (2013). Theoretical background of thermal infrared remote sensing. In *Thermal Infrared Remote Sensing*. Springer, pages 1–26.
- Lafleur, P. M. and Humphreys, E. R.** (2008). Spring warming and carbon dioxide exchange over low arctic tundra in central canada. *Global Change Biology* **14**, 740–756.
- Langlois, A., Kohn, J., Royer, A., Cliche, P., Brucker, L., Picard, G., Fily, M., Derksen, C. and Willemet, J.** (2009). Simulation of snow water equivalent (swe) using thermodynamic snow models in québec, canada. *Journal of Hydrometeorology* **10**, 1447–1463.
- Langlois, A., Royer, A., Dupont, F., Roy, A., Goïta, K. and Picard, G.** (2011). Improved corrections of forest effects on passive microwave satellite remote sensing of snow over boreal and subarctic regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **49**, 3824.
- Latifovic, R., Zhu, Z., Cihlar, J., Giri, C. and Olthof, I.** (2004). Land cover mapping of north and central america global land cover 2000. *Remote sensing of environment* **89**, 116–127.
- Lehtinen, M.** (1988). On statistical inversion theory. *Theory and applications of inverse problems* **167**, 46–57.
- Lemmetyinen, J., Derksen, C., Toose, P., Proksch, M., Pulliainen, J., Kontu, A., Rautiainen, K., Seppanen, J. and Hallikainen, M.** (2015). Simulating seasonally and spatially varying snow cover brightness temperature using hut snow emission model and retrieval of a microwave effective grain size. *Remote Sensing of Environment* **156**, 71–95.
- Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Rees, A., Kontu, A., Qiu, Y. and Derksen, C.** (2010). Multiple-layer adaptation of hut snow emission model : Comparison with experimental data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **48**, 2781–2794.
- Letts, M. G., Roulet, N. T., Comer, N. T., Skarupa, M. R. and Versegny, D. L.** (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the canadian land surface scheme. *Atmosphere-Ocean* **38**, 141–160.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W. and Chipman, J.** (2014). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.

- Ling, F. and Zhang, T.** (2003). Numerical simulation of permafrost thermal regime and talik development under shallow thaw lakes on the alaskan arctic coastal plain. *J. Geophys. Res* **108**, 4511.
- Liu, Y. and Jiang, D.** (2016). Mid-holocene permafrost : Results from cmip5 simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **121**, 221–240.
- Lowe, H. and Picard, G.** (2015). Microwave scattering coefficient of snow in memls and dmrt-ml revisited : the relevance of sticky hard spheres and tomography-based estimates of stickiness. *The Cryosphere* **9**, 2101–2117.
- Luo, Y., Berbery, E., Mitchell, K. and Betts, A.** (2007). Relationships between land surface and near-surface atmospheric variables in the ncep north american regional reanalysis. *Journal of Hydrometeorology* **8**, 1184–1203.
- MacDonald, M. K., Davison, B. J., Mekonnen, M. A. and Pietroniro, A.** (2016). Comparison of land surface scheme simulations with field observations versus atmospheric model output as forcing. *Hydrological Sciences Journal* .
- Mackay, J.** (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**, 120–134.
- Mahfouf, J., Manzi, A., Noilhan, J., Giordani, H. and Déqué, M.** (1995). The land surface scheme isba within the météo-france climate model arpege. part i. implementation and preliminary results. *Journal of Climate* **8**, 2039–2057.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F. et al.** (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development* **6**, 929–960.
- Matzler, C.** (1992). Ground-based observations of atmospheric radiation at 5, 10, 21, 35, and 94 ghz. *Radio Science* **27**, 403–415.
- Mätzler, C.** (1994). Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorology and Atmospheric Physics* **54**, 241–260.
- Matzler, C., Ramseier, R. O. and Svendsen, E.** (1984). Polarization effects in seaice signatures. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of* **9**, 333–338.
- McDonald, K. and Kimball, J.** (2005). Estimation of surface freeze–thaw states using microwave sensors. *Encyclopedia of hydrological sciences* .
- McDonald, K., Kimball, J., Njoku, E., Zimmermann, R. and 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**, 1–23.
- McFarland, M., Miller, R. and Neale, C.** (1990). Land surface temperature derived from the ssm/i passive microwave brightness temperatures. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **28**, 839–845.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P., Ebisuzaki, W., Jovic, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. et al.** (2006). North american regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **87**, 343–360.

- Mialon, A., Royer, A., Fily, M. and Picard, G.** (2007). Daily microwave-derived surface temperature over canada/alaska. *Journal of applied meteorology and climatology* **46**, 591–604.
- Mollinga, M., Smith, S. and Woo, M.** (2007). Climate warming and active layer thaw in the boreal and tundra environments of the mackenzie valley. *Canadian Journal of Earth Sciences* **44**, 733–743.
- Montpetit, B.** (2015). Analyse de la modelisation de lemission multi-frequences micro-onde des sols et de la neige, incluant les croutes de glace a laide du modele microwave emission model of layered snowpacks (memls). .
- Montpetit, B., Royer, A., Roy, A. and Langlois, A.** (2017). In-situ passive microwave emission model parameterization of sub-arctic frozen organic soils. *To be submitted to Remote Sensing of Environment* .
- MTQ** (Consulte en Aout 2016). “quebec pavement story”. <http://www.mtq.gouv.qc.ca>.
- NARR** (Consulte en Janvier 2016). “ncep north american regional reanalysis”. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html>.
- Nelson, F., Shiklomanov, N., Mueller, G., Hinkel, K., Walker, D. and Bockheim, J.** (1997). Estimating active-layer thickness over a large region : Kuparuk river basin, alaska, usa. *Arctic and Alpine Research* , 367–378.
- Nelson, F. E. and Outcalt, S. I.** (1987). A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arctic and Alpine Research* , 279–288.
- Nicholls, R. and Cazenave, A.** (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* **328**, 1517–1520.
- Niederreiter, H.** (2010). Quasi-monte carlo methods. *Encyclopedia of quantitative finance* .
- Njoku, E. and Li, L.** (1999). Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 ghz. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **37**, 79–93.
- Norouzi, H., Temimi, M., AghaKouchak, A., Azarderakhsh, M., Khanbilvardi, R., Shields, G. and Tesfagiorgis, K.** (2015). Inferring land surface parameters from the diurnal variability of microwave and infrared temperatures. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **83**, 28–35.
- Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M., Royer, A. and Harlow, C.** (2013). Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the dense media radiative transfer theory : the dmrt-ml model .
- Prigent, C., Aires, F. and Rossow, W.** (2003a). Retrieval of surface and atmospheric geophysical variables over snow-covered land from combined microwave and infrared satellite observations. *Journal of Applied Meteorology* **42**, 368–380.
- Prigent, C., Aires, F. and Rossow, W. B.** (2003b). Land surface skin temperatures from a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an all-weather evaluation of the differences between air and skin temperatures. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **108**.

- Pulliainen, J.** (2006). Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote sensing of Environment* **101**, 257–269.
- Pulliainen, J., Grandell, J. and Hallikainen, M.** (1997). Retrieval of surface temperature in boreal forest zone from ssm/i data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **35**, 1188–1200.
- Pulliainen, J., Grandell, J. and Hallikainen, M.** (1999). Hut snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **37**, 1378–1390.
- Qian, B., Gregorich, E., Gameda, S., Hopkins, D. and Wang, X.** (2011). Observed soil temperature trends associated with climate change in canada. *Journal of Geophysical Research* **116**, D02106.
- Quinton, W. and Marsh, P.** (1999). A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrological Processes* **13**, 2563–2581.
- Rapaić, M., Brown, R., Markovic, M. and Chaumont, D.** (2015). An evaluation of temperature and precipitation surface-based and reanalysis datasets for the canadian arctic, 1950–2010. *Atmosphere-Ocean* **53**, 283–303.
- Rautiainen, K., Lemmetyinen, J., Schwank, M., Kontu, A., Ménard, C. B., Maetzler, C., Drusch, M., Wiesmann, A., Ikonen, J. and Pulliainen, J.** (2014). Detection of soil freezing from l-band passive microwave observations. *Remote Sensing of Environment* **147**, 206–218.
- Rempel, A.** (2011). Microscopic and environmental controls on the spacing and thickness of segregated ice lenses. *Quaternary Research* **75**, 316–324.
- RNCAN** (Consulte en Aout 2016). “teledetection par hyperfréquences”. *http : //www.rncan.gc.ca.*
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L. and Christiansen, H. H.** (2010). Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the international polar year 2007–2009 : a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes* **21**, 106–116.
- Roy, A., Royer, A., Derksen, C., Brucker, L., Langlois, A., Mialon, A. and Kerr, Y. H.** (2015). Evaluation of spaceborne l-band radiometer measurements for terrestrial freeze/thaw retrievals in canada. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **8**, 4442–4459.
- Roy, A., Royer, A., Montpetit, B., Bartlett, P. and Langlois, A.** (2013). Snow specific surface area simulation using the one-layer snow model in the canadian land surface scheme (class). *The Cryosphere* **7**, 961–975.
- Roy, A., Royer, A., Wigneron, J., Langlois, A., Bergeron, J. and Cliche, P.** (2012). A simple parameterization for a boreal forest radiative transfer model at microwave frequencies. *Remote Sensing of Environment* **124**, 371–383.
- Roy, A., Toose, P., Williamson, M., Rowlandson, T., Derksen, C., Royer, A., Berg, A. A., Lemmetyinen, J. and Arnold, L.** (2017). Response of l-band brightness temperatures to freeze/thaw and snow dynamics in a prairie environment from ground-based radiometer measurements. *Remote Sensing of Environment* **191**, 67–80.

- Royer, A. and Poirier, S.** (2010). Surface temperature spatial and temporal variations in north america from homogenized satellite smmr-ssm/i microwave measurements and reanalysis for 1979–2008. *Journal of Geophysical Research* **115**, D08110.
- Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H. et al.** (2009). Evaluation of forest snow processes models (snowmip2). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **114**.
- Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., Toose, P., Royer, A., Montpetit, B., Langlois, A., Lemmetyinen, J. and Pulliainen, J.** (2014). Snow stratigraphic heterogeneity within ground-based passive microwave radiometer footprints : Implications for emission modeling. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**, 550–565.
- Schaefer, K., Zhang, T., Slater, A. G., Lu, L., Etringer, A. and Baker, I.** (2009). Improving simulated soil temperatures and soil freeze/thaw at high-latitude regions in the simple biosphere/carnegie-ames-stanford approach model. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **114**.
- Sellers, W. D.** (1969). A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology* **8**, 392–400.
- Serreze, M. C., Clark, M. P. and Bromwich, D. H.** (2003). Monitoring precipitation over the arctic terrestrial drainage system : Data requirements, shortcomings, and applications of atmospheric reanalysis*. *Journal of Hydrometeorology* **4**, 387–407.
- Sharratt, B., Benoit, G., Daniel, J. and Staricka, J.** (1999). Snow cover, frost depth, and soil water across a prairie pothole landscape. *Soil science* **164**, 483.
- Slevin, D., Tett, S. and Williams, M.** (2015). Multi-site evaluation of the jules land surface model using global and local data. *Geoscientific Model Development* **8**, 295–316.
- Smith, S., Romanovsky, V., Lewkowicz, A., Burn, C., Allard, M., Clow, G., Yoshikawa, K. and Throop, J.** (2010). Thermal state of permafrost in north america : a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes* **21**, 117–135.
- Stendel, M. and Christensen, J.** (2002). Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled gcm. *Geophysical Research Letters* **29**.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, B. and Midgley, B.** (2013). *IPCC, 2013 : climate change 2013 : the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Sturm, M., McFadden, J., Liston, G., Chapin III, F., Racine, C. and Holmgren, J.** (2000). Snow-shrub interactions in arctic tundra : a hypothesis with climatic implications. *Journal of Climate* **14**, 336–344.
- Style, R., Peppin, S., Cocks, A. and Wettlaufer, J.** (2011). Ice-lens formation and geometrical supercooling in soils and other colloidal materials. *Physical Review E* **84**, 041402.

- Tarnocai, C., Canadell, J., Schuur, E., Kuhry, P., Mazhitova, G. and Zimov, S.** (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global biogeochemical cycles* **23**.
- Tsang, L., Chen, C.-T., Chang, A. T., Guo, J. and Ding, K.-H.** (2000). Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow. *Radio Science* **35**, 731–749.
- Vachon, F., Goïta, K., De Sève, D. and Royer, A.** (2010). Inversion of a snow emission model calibrated with in situ data for snow water equivalent monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **48**, 59.
- Van Vliet-Lanoe, B.** (2005). La planète des glaces histoire et environnements de notre ère glaciaire .
- Vavrus, S.** (2007). The role of terrestrial snow cover in the climate system. *Climate Dynamics* **29**, 73–88.
- Verseghy, D.** (1991). Class a canadian land surface scheme for gcms, i. soil model. *International Journal of Climatology* **11**, 111–133.
- Verseghy, D.** (2012). *CLASS - The canadian land surface scheme (version 3.6) : Technical documentation..* Environnement Canada.
- Verseghy, D., McFarlane, N. and Lazare, M.** (1993). Class a canadian land surface scheme for gcms, ii. vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology* **13**, 347–370.
- Verseghy, D. L.** (2000). The canadian land surface scheme (class) : its history and future. *Atmosphere-Ocean* **38**, 1–13.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. and Soubeyroux, J.-M.** (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology* **30**, 1627–1644.
- Walsh, J. E. and Chapman, W. L.** (1998). Arctic cloud-radiation-temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses. *Journal of Climate* **11**, 3030–3045.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. and Li, Z.** (2004). Quality assessment and validation of the modis global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing* **25**, 261–274.
- Wang, F., Qin, Z., Song, C., Tu, L., Karnieli, A. and Zhao, S.** (2015). An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote Sensing* **7**, 4268–4289.
- Wang, L.** (2014). Cold climate performance of crcm over quebec. *Journal of Hydrometeorology* .
- Wang, S., Grant, R. F., Verseghy, D. L. and Andrew Black, T.** (2002a). Modelling carbon-coupled energy and water dynamics of a boreal aspen forest in a general circulation model land surface scheme. *International Journal of Climatology* **22**, 1249–1265.

- Wang, S., Grant, R. F., Verseghy, D. L. and Black, T. A.** (2002b). Modelling carbon dynamics of boreal forest ecosystems using the canadian land surface scheme. *Climatic Change* **55**, 451–477.
- Wang, T., Ottlé, C., Boone, A., Ciais, P., Brun, E., Morin, S., Krinner, G., Piao, S. and Peng, S.** (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the orchidee land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **118**, 6064–6079.
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Ji, D., Cui, X., Peng, S., Lawrence, D. M., McGuire, A. D., Burke, E. J., Chen, X. et al.** (2016). Evaluation of air–soil temperature relationships simulated by land surface models during winter across the permafrost region. *The Cryosphere* **10**, 1721–1737.
- Wegmuller, U. and Matzler, C.** (1999). Rough bare soil reflectivity model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **37**, 1391–1395.
- Wiesmann, A. and Mätzler, C.** (1997). Documentation for memls 98.1. Technical report, Research Report No. 98.
- Wigneron, J., Jackson, T. J., O'Neill, P., De Lannoy, G., de Rosnay, P., Walker, J. P., Ferrazzoli, P., Mironov, V., Bircher, S., Grant, J. P., Kurum, M., Schwank, M., Levine, D., Das, N., Royer, A., Al-Yaari, A., Al Bitar, A., Fernandez-Moran, R., Lawrence, H., Mialon, A., Parrens, M., Richaume, P., Delwart, S. and Kerr, Y.** (2017). Modelling the passive microwave signature from land surfaces : a review of recent results and application to the smos and smap soil moisture retrieval algorithms. *Remote Sensing of Environment, in press* .
- Wigneron, J., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M., Richaume, P., Ferrazzoli, P., De Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J. et al.** (2007). L-band microwave emission of the biosphere (l-meb) model : Description and calibration against experimental data sets over crop fields. *Remote Sensing of Environment* **107**, 639–655.
- Wirth, A.** (2010). A guided tour through physical oceanography.
- Woo, M., Arain, M., Mollinga, M. and Yi, S.** (2004). A two-directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modelling. *Geophysical Research Letters* **31**.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Dickinson, R. E., Duan, Q. et al.** (1998). The project for inter-comparison of land-surface parameterization schemes (pilps) phase 2 (c) red–arkansas river basin experiment : : 1. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change* **19**, 115–135.
- Wu, Q. and Zhang, T.** (2008). Recent permafrost warming on the qinghai-tibetan plateau. *J. geophys. Res* **113**, D13108.
- Yi, S., Arain, M. A. and Woo, M.-K.** (2006). Modifications of a land surface scheme for improved simulation of ground freeze-thaw in northern environments. *Geophysical Research Letters* **33**.
- Zhang, T.** (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime : An overview. *Reviews of Geophysics* **43**.

- Zhang, T., Barry, R. and Armstrong, R.** (2011). Application of satellite remote sensing techniques to frozen ground studies. *Polar Geography* **28**, 163–196.
- Zhang, T., Barry, R., Knowles, K., Ling, F. and Armstrong, R.** (2003). Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the northern hemisphere. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*. AA Balkema, Lisse, the Netherlands.
- Zhang, T., Osterkamp, T. and Stamnes, K.** (1996). Influence of the depth hoar layer of the seasonal snow cover on the ground thermal regime. *Water Resources Research* **32**, 2075–2086.

Liste des figures

Introduction générale	1
1 Projections de l'évolution des pergélisols à l'échelle 2200.	2
2 Modification des régimes hydrologiques et de l'humidité du sol du fait du gel du sol en hiver.	3
3 Carte de répartition des pergélisols dans l'hémisphère nord.	4
4 Processus de formation de la glace de pores et de la glace de ségrégation.	5
5 Film d'eau résiduel au contact entre les éléments du milieu et le front de gelage.	6
6 Phénomène de soulèvement du sol.	9
7 Taliks présents sous les zones d'eau de surface terrestre.	11
8 Coupe verticale d'un sol de pergélisol sous l'effet d'un réchauffement.	12
9 Prévision d'augmentation des températures de l'air à l'échelle 2100.	13
10 Réchauffement de la température des sols.	14
11 Réchauffement de la température des sols.	16
12 Stations météorologiques mesurant Tsol au Canada.	16
Chapitre 1 : Cadre théorique	19
1.1 Loi de Planck	22
1.2 Télédétection active et passive.	24
1.3 Sources d'observation en télédétection au premier ordre.	26
1.4 Comparaison des constantes diélectriques de l'eau liquide et de la glace.	29
1.5 Variation temporelle de la transition gel/dégel dans l'hémisphère nord.	30
1.6 Comparaison des températures de surface de l'air avec les températures de surface dérivées du capteur SSM/I à 19 et 37 GHz.	33
1.7 Comparaison des températures retrouvées avec la bande Ka à l'échelle globale.	34
1.8 Températures de surface retrouvées à partir de données AMSR-E et du couplage d'un modèle Sol/Neige et d'un modèle d'émission de la neige.	36
Chapitre 2 : Sites d'étude et données utilisées	41
2.1 Carte des sites d'étude.	43
2.2 Région d'étude de North Slope (Alaska) en été et en hiver.	44
2.3 Région d'étude d'Inuvik (Territoires du Nord-Ouest) en été et en hiver.	45
2.4 Région d'étude de Daring Lake (Territoires du Nord-Ouest) en été et en hiver.	46
2.5 Région d'étude de Salluit (Nord du Québec) en été et en hiver.	47
2.6 Région d'étude de Goose Bay (Terre-Neuve et Labrador) en été et en hiver.	48
2.7 Schématisation des échanges de flux et d'énergie du modèle CLASS.	54

2.8 Schématisation des températures utiles à cette étude	55
Chapitre 3 : Méthodologie	59
3.1 Carte des biais de température de surface du sol sur l'application d'une méthode de détermination de la température de surface du sol à l'échelle globale.	61
3.2 Organigramme méthodologique.	62
3.3 Sensibilité à la rugosité dans HUT	66
3.4 Synthèse des tests sur les températures de l'air et les précipitations	68
3.5 Test de sensibilité sur le rayonnement infrarouge descendant à grande longueur d'onde	70
3.6 Test de sensibilité sur la conductivité thermique de la neige	71
3.7 Test de sensibilité d'une fine variation du taux de précipitations sur la simulation de la températures de surface dans CLASS.	72
3.8 Test de sensibilité d'une fine variation du taux de précipitations sur la simulation de la températures de surface dans CLASS.	73
3.9 Profil des couches du sol de CLASS	75
3.10 Détermination de la conductivité thermique du sol	76
3.11 Reconstruction des températures de l'air	80
3.12 Reconstruction des températures de l'air	81
3.13 Relation entre les températures de l'air et le rayonnement descendant à grande longueur d'onde	82
3.14 Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air}	83
3.15 Convergence de l'optimisation du paramètre Pr pour l'optimisation des précipitations.	84
Chapitre 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale	87
4.1 Résultats des optimisations à l'été 2007 au site North Slope.	90
4.2 Résultats des optimisations à l'été 2008 au site North Slope.	91
4.3 Résultats des optimisations à l'été 2007 au site Inuvik.	91
4.4 Résultats des optimisations à l'été 2008 au site Inuvik.	92
4.5 Résultats des optimisations à l'été 2007 au site Daring Lake.	93
4.6 Résultats des optimisations à l'été 2008 au site Daring Lake.	94
4.7 Résultats des optimisations à l'été 2007 au site Salluit.	94
4.8 Résultats des optimisations à l'été 2007 au site Salluit.	95
4.9 Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air}	96
4.10 Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air}	96
Chapitre 5 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période hivernale	102
5.1 Figure des résultats de l'application de la méthode séquentielle au site Salluit à l'hiver 2008.	106
5.2 Figure des résultats de l'application de la méthode séquentielle au site Salluit à l'hiver 2009.	107
5.3 Comparaison de la profondeur de pénétration du froid au cours de l'hiver.	109

5.4	Evolution de la température d'un sol gelé en fonction de la conductivité thermique du manteau neigeux susjacent.	110
5.5	Evolution de la conductivité thermique de la neige à Salluit à l'hiver 2008.	111
5.6	Test de sensibilité sur la conductivité thermique de la neige.	112
5.7	Représentation du rapport de polarisation mesuré et simulé à Salluit.	114
5.8	Relation théorique entre la densité de la neige et le rapport de polarisation.	115
5.9	Convergence de l'optimisation du facteur correctif λ_{snow}	117
5.10	Résultat des optimisations au site Inuvik à l'hivers 2008.	119
5.11	Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air}	122
Chapitre 6 : Analyse climatologique		126
6.1	Figure des degré-jours de fonte et de gel aux stations étudiées.	130
6.2	Cartes de répartition des pergélisols produite selon plusieurs méthodes.	135
6.3	Comparaison des TDDI pour différentes variables.	136
6.4	Comparaison des TDDI pour différentes variables.	137
6.5	Convergence de l'optimisation du paramètre β_{air}	138
6.6	Figure des degré-jours de fonte et de gel aux stations étudiées.	139
A	Test de sensibilité d'une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la température de la première couche du sol dans CLASS.	174
B	Test de sensibilité d'une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la température de la neige dans CLASS.	175
C	Test de sensibilité d'une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la quantité d'eau liquide de la première couche de sol dans CLASS.	175
A	Résultat des optimisations au site North Slope à l'hivers 2008.	178
B	Résultat des optimisations au site North Slope à l'hivers 2009.	179
C	Résultat des optimisations au site Inuvik à l'hivers 2009.	180
D	Résultat des optimisations au site Daring Lake à l'hivers 2008.	181
E	Résultat des optimisations au site Daring Lake à l'hivers 2009.	182
F	Résultat des optimisations au site Salluit à l'hivers 2008.	183
G	Résultat des optimisations au site Salluit à l'hivers 2009.	184

Liste des tableaux

Introduction générale	1
Chapitre 1 : Cadre théorique	19
1.1 Estimation des températures de surface par régression à partir de quatre canaux.	32
1.2 Températures de surface retrouvées par une méthode de régression multiple en hiver.	35
Chapitre 2 : Sites d'étude et données utilisées	41
2.1 Données terrain disponibles	49
2.2 Profondeurs de pénétration des micro-ondes dans le sol.	50
2.3 Synthèse des caractéristiques des capteurs utilisés dans le cadre spécifique de l'étude.	51
2.4 Variables NARR utilisées dans cette étude.	53
2.5 Tableau des variables nécessaires au fonctionnement du modèle HUT	56
Chapitre 3 : Méthodologie	59
Chapitre 4 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période estivale	87
4.1 Tableau des RMSE et Biais minimisés aux différents sites de toundra en période estivale.	98
4.2 Tableau des RMSE et Biais minimisés aux différents sites de toundra pour les séries temporelles en période estivale.	99
4.3 Tableau des RMSE et Biais minimisés au site de taïga en période estivale.	100
Chapitre 5 : Résultats des optimisations des températures de surface du sol et des températures du sol en période hivernale	102
5.1 Résultats de l'application de la méthode séquentielle estivale aux périodes hivernales.	105
5.2 Tableau des biais et RMSE des résultats aux 4 sites toundra pour les hivers 2008 et 2009.	120
5.3 Tableau des biais et RMSE des résultats aux 4 sites toundra pour les séries temporelles disponibles.	123

Chapitre 6 : Analyse climatologique	126
6.1 Tableau des degré-jours de fonte et de gel aux stations Daring Lake et Inuvik.	132
6.2 Tableau des degré-jours de fonte et de gel aux stations North Slope et Salluit.	133
6.3 Tableau des degré-jours de fonte et de gel aux stations North Slope et Salluit.	134
C.1 Tableau des pourcentages de degré-jours de fonte et de gel aux stations Daring Lake et Inuvik.	187
C.2 Tableau des pourcentages de degré-jours de fonte et de gel aux stations North Slope et Salluit.	188

Liste des abréviations

- AMSR-2** Advanced Microwave Scanning Radiometer-2.
AMSR-E Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth observing system.
AO After Optimisation.
AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer.
- BO** Before Optimisation.
- CAS** Couche Active de Surface.
CGMC Canadian Global Climate Model.
CLASS Canadian Land Surface / Scheme.
- DJF** Décembre - Janvier - Février.
DMRT Dense Media Radiative Transfert theory.
DMRT-ML Dense Media Radiative Transfert theory Multi-Layer model.
- ECMWF** European Center for Meteorological Weather Forecast.
EEN Equivalent en Eau de la Neige.
ERA European ReAnalysis.
- FDDI** Freezing Degree Day Index.
FDDI-N Freezing Degree Day Index - NARR.
- GCM** Global Climate Model.
GCOM-W1 Global Change Observation Mission - W1.
GIEC Groupe International d'Experts sur le Climat.
GR Global Reanalysis.
GTN-P Global Terrestrial Network - Permafrost.
- HUT** Helsinki University of Technology.
- IPA** Association Internationale des Pergélisols.
IRT Infra-Rouge Thermique.
ISBA Interaction Sol - Biosphère - Atmosphère.
- JJA** Juin - Juillet - Août.
- LST** Land Surface Temperature.
LWd Long Wave down.
- MAM** Mars - Avril - Mai.
MCGC Modèle Climatique Global Canadien.
MEMLS Microwave Emission Model of Layered Snowpack.
MODIS MODerate resolution Imaging Spectroradiometer.

MRCC Modèle **R**égional du Climat **C**anadien.

MTR Modèle de **T**ransfert **R**adiatif.

NOAA-N National Oceanic and **A**tmospheric **A**dministration.

PILPS Project for **I**ntercomparison of **L**and surface **P**arametrization **S**chemes.

PR Polarization **R**atio.

RCM Regional Climate **M**odel.

RCP Representative Concentration **P**athway.

REM Rayonnement **E**lectro**M**agnétique.

RMSE Root Mean **S**quare **E**rror.

SLSTR Sea and **L**and **S**urface **T**emperature **R**adiometer.

SMAP Soil Moisture **A**ctive **P**assive.

SMOS Soil Moisture and **O**cean **S**alinity.

SNTHERM **S**Now **T**HERmal Model.

SON Septembre - **O**ctobre - **N**ovembre.

SSA Snow **S**urface **A**rea.

SSM/I Special **S**ensor **M**icrowave / **I**mager.

SSMR Scanning **M**ultichannel **M**icrowave **R**adiometer.

SWE Snow **W**ater **E**quivalent.

Tair Température de l'**a**ir.

TDDI Thawing **D**egree **D**ay **I**ndex.

TDDI-A Thawing **D**egree **D**ay **I**ndex - **A**ndré.

TDDI-C Thawing **D**egree **D**ay **I**ndex - **C**LASS.

TDDI-N Thawing **D**egree **D**ay **I**ndex - **N**ARR.

TDDI-S Thawing **D**egree **D**ay **I**ndex - **S**tation.

TIROS-N Television **I**nfrared **O**bservation **S**atellite - **N**.

Liste des symboles¹

β_{air} Facteur d'amplitude de la température de l'air journalière.

σ_{rug} Paramètre de rugosité du sol [**cm**].

ρ_{snow} Densité de la neige [**kg.m⁻³**].

F Indice de gel, ou “nombre de gel de l'air”.

Pr Facteur correctif appliqué sur les précipitations.

Tb Température de brillance [**K**].

Tg Température du sol [**C**].

Ts Température de surface [**C**].

1. Les symboles de cette liste où les unités ne sont pas précisées entre crochets sont des grandeurs sans dimension ou des nombres sans unité.

Annexe A

Chapitre 3

A.1 Tests de sensibilité sur les données d'entrée du modèle

Nous présentons ici les Tables 6.1 et 6.2 en lien avec la section 6.1.

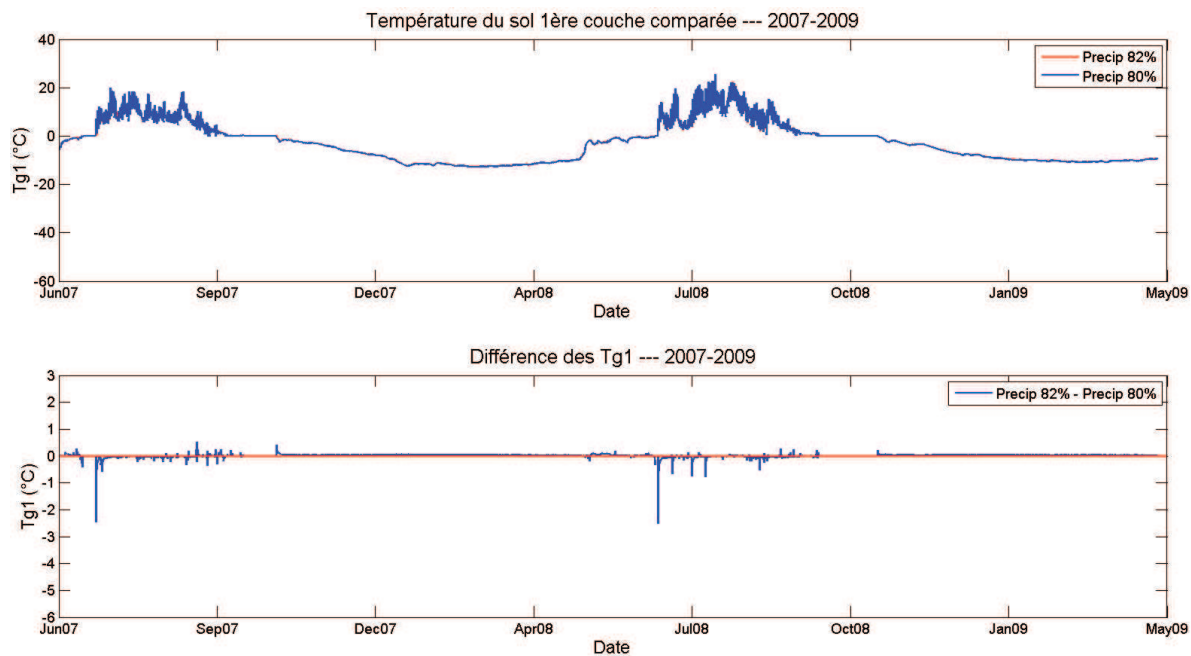


FIGURE A – Test de sensibilité d'une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la température de la première couche du sol dans CLASS.

A.1 - Tests de sensibilité sur les données d'entrée du modèle

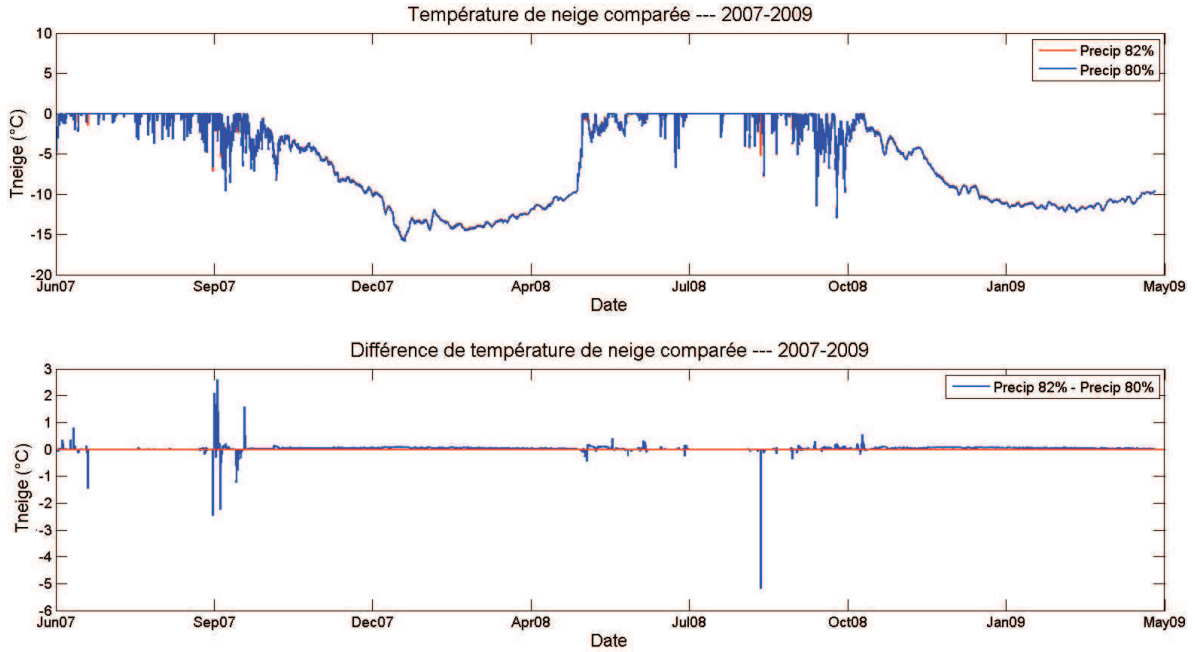


FIGURE B – Test de sensibilité d’une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la température de la neige dans CLASS.

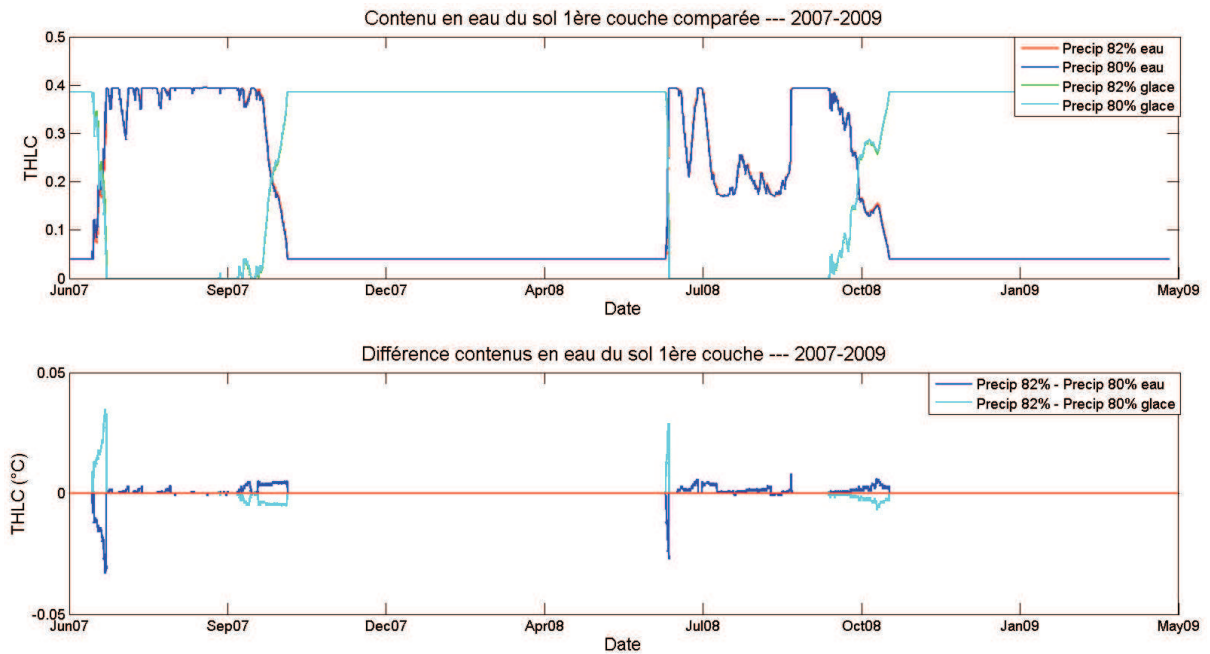


FIGURE C – Test de sensibilité d’une faible variation du taux de précipitations sur la simulation de la quantité d’eau liquide de la première couche de sol dans CLASS.

Annexe B

Chapitre 5

B.1 Résultats hivernaux après optimisation de la conductivité thermique de la neige

Nous présentons ici Figures [A](#), [B](#), [C](#), [D](#), [E](#), [F](#), et [G](#) en lien avec la section [5.3](#).

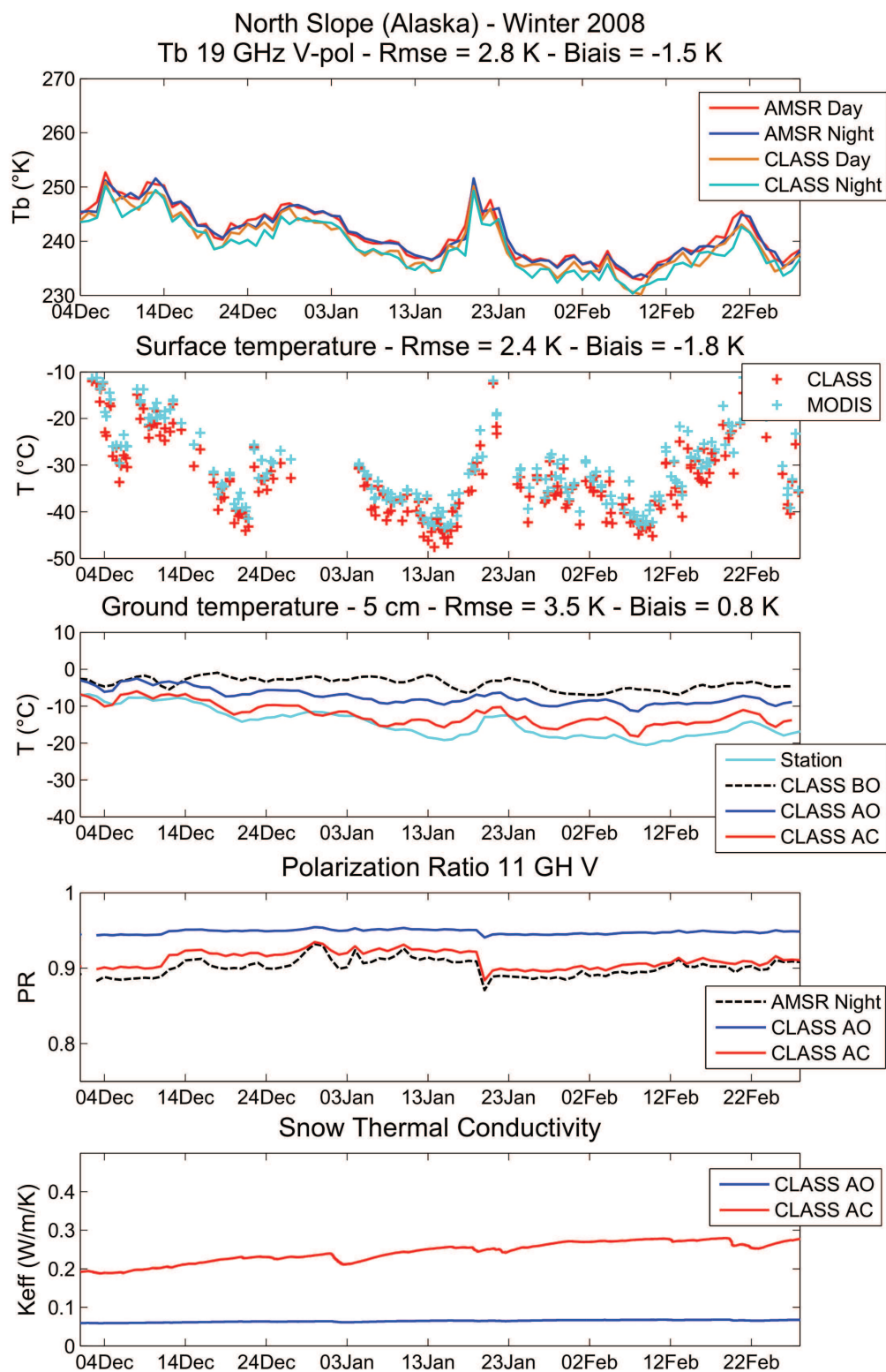


FIGURE A – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2008 au site North Slope. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

B.1 - Résultats hivernaux après optimisation de la conductivité thermique de la neige

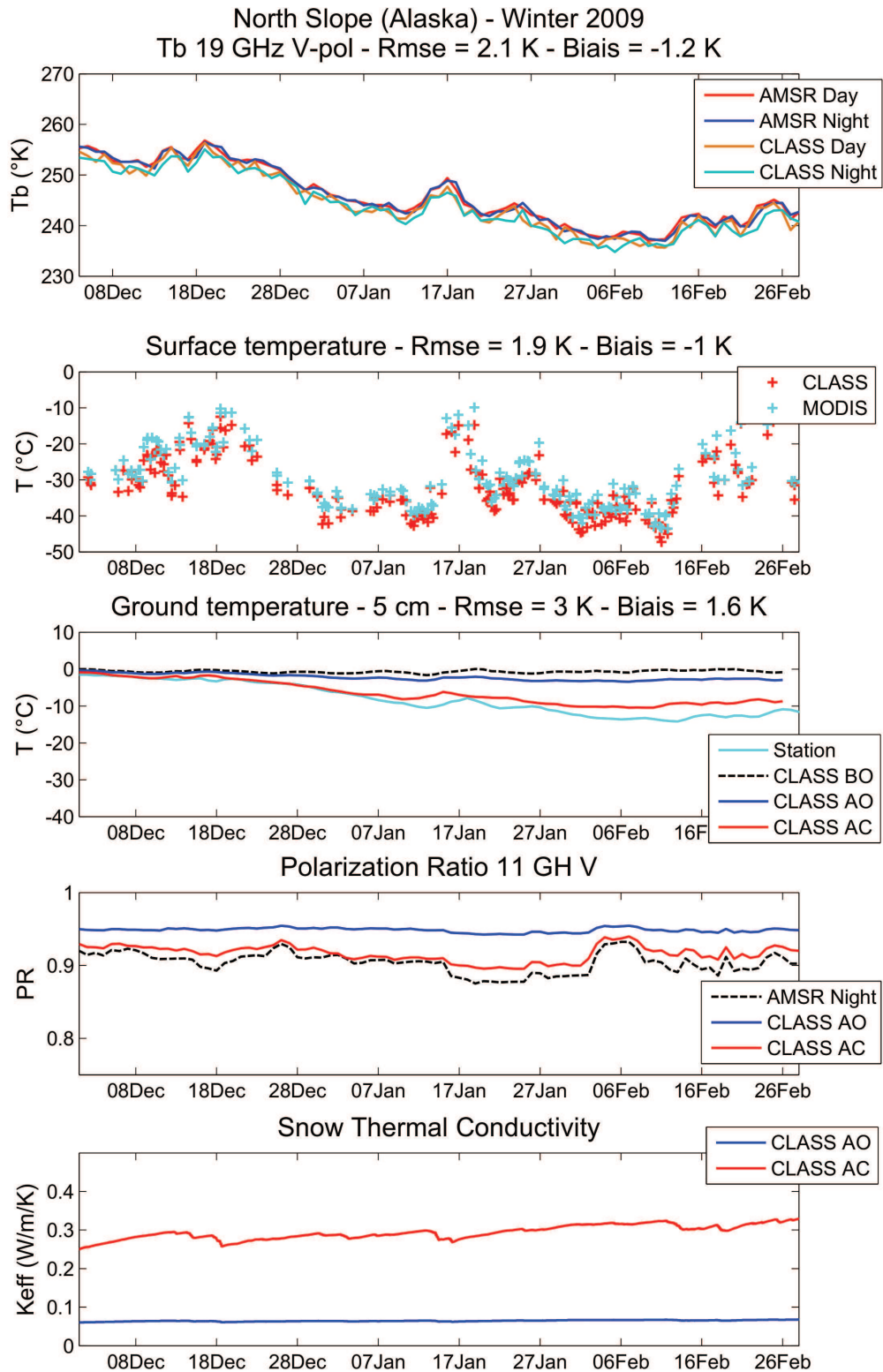


FIGURE B – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2009 au site North Slope. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

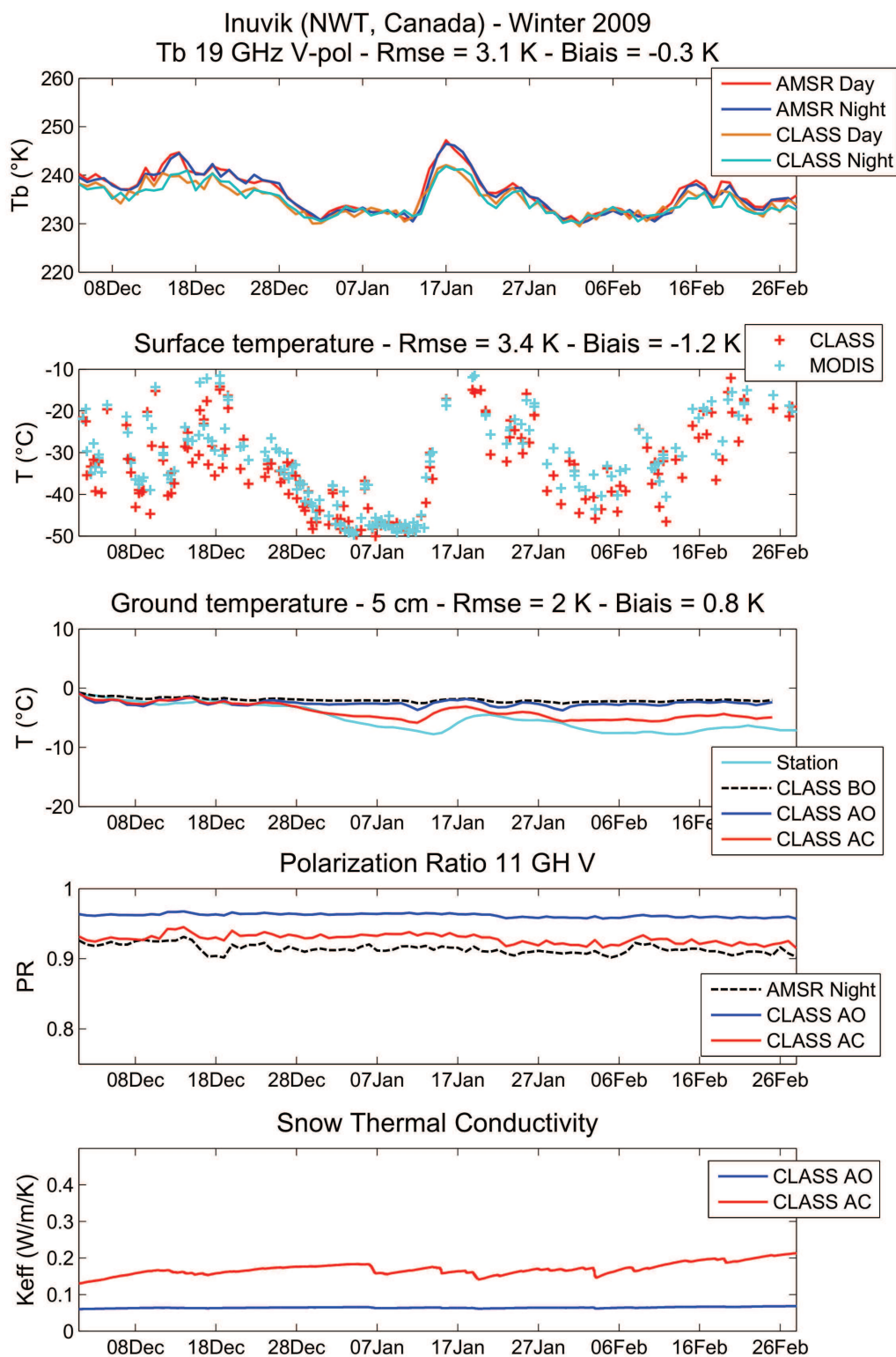


FIGURE C – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2009 au site Inuvik. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

B.1 - Résultats hivernaux après optimisation de la conductivité thermique de la neige

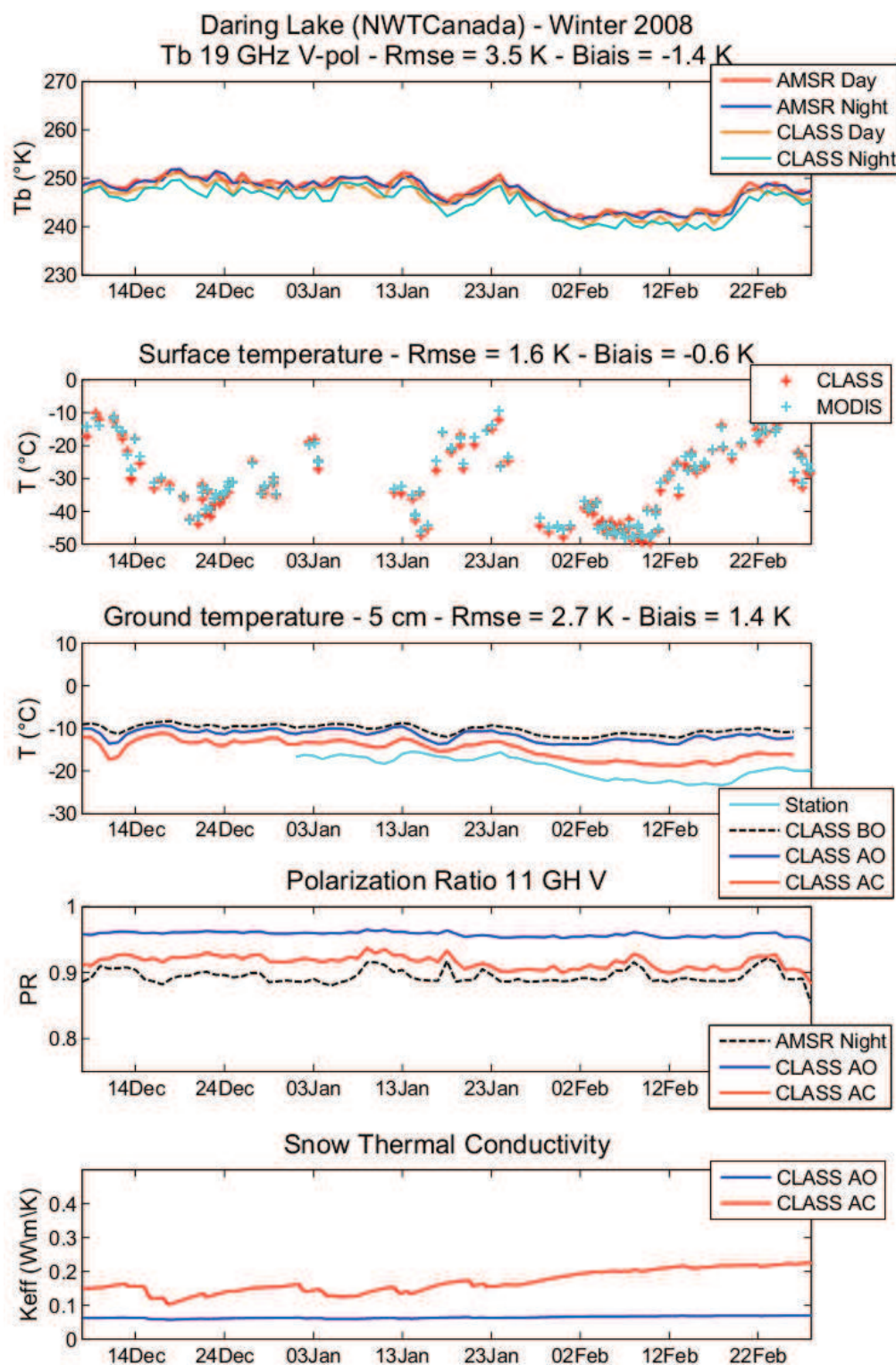


FIGURE D – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2008 au site Daring Lake. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après correction (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

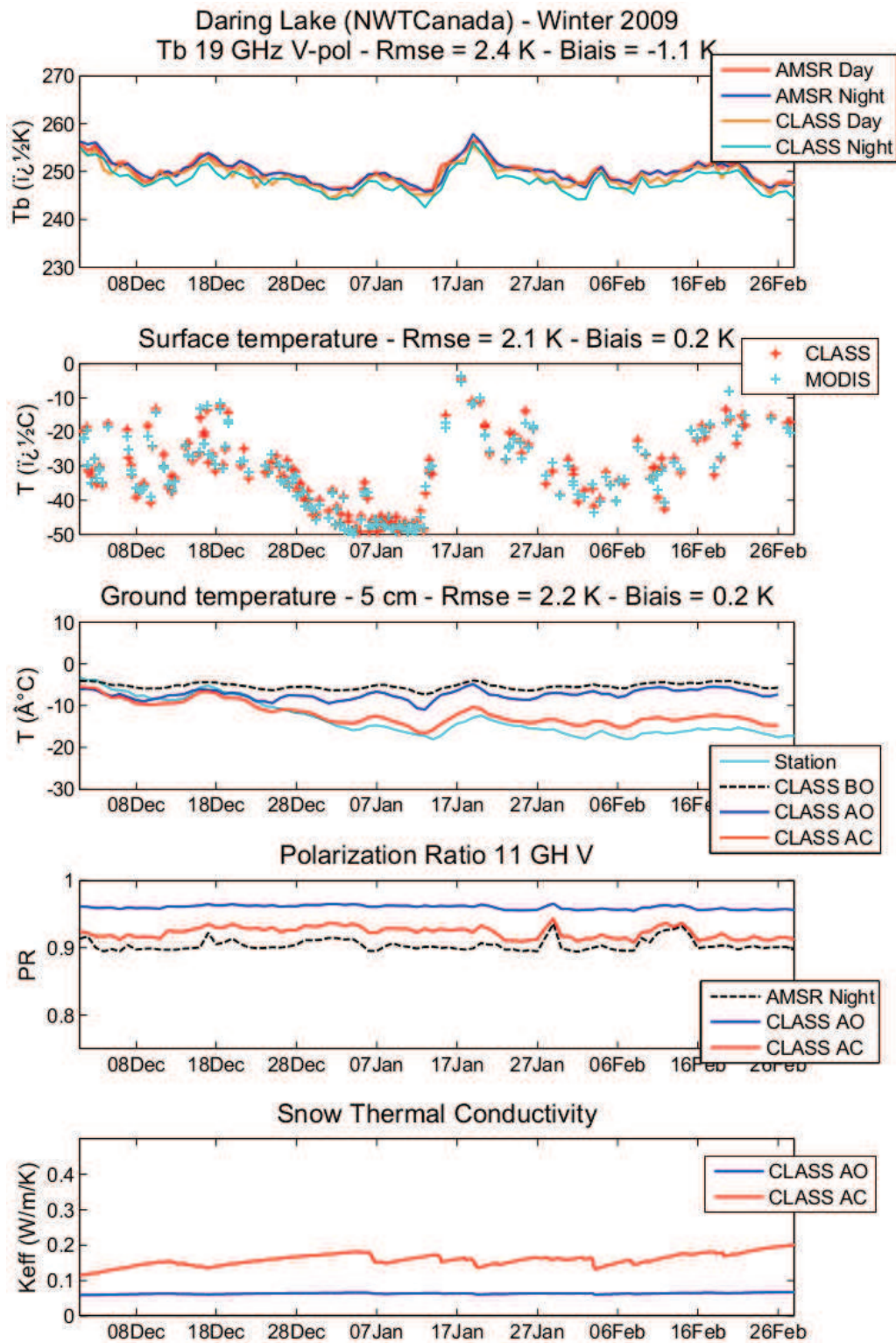


FIGURE E – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2009 au site Daring Lake. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après correction (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

B.1 - Résultats hivernaux après optimisation de la conductivité thermique de la neige

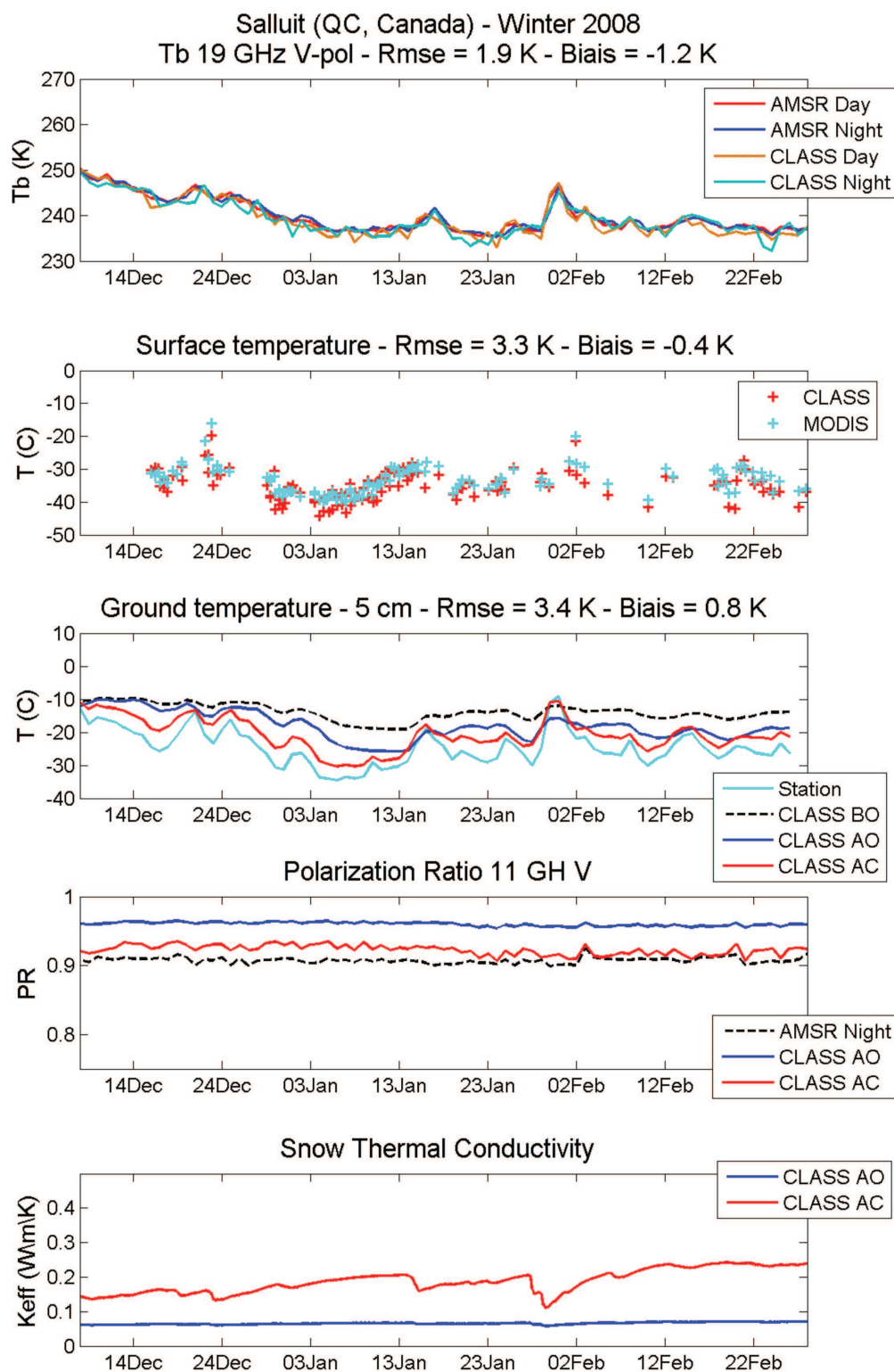


FIGURE F – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2008 au site Salluit. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

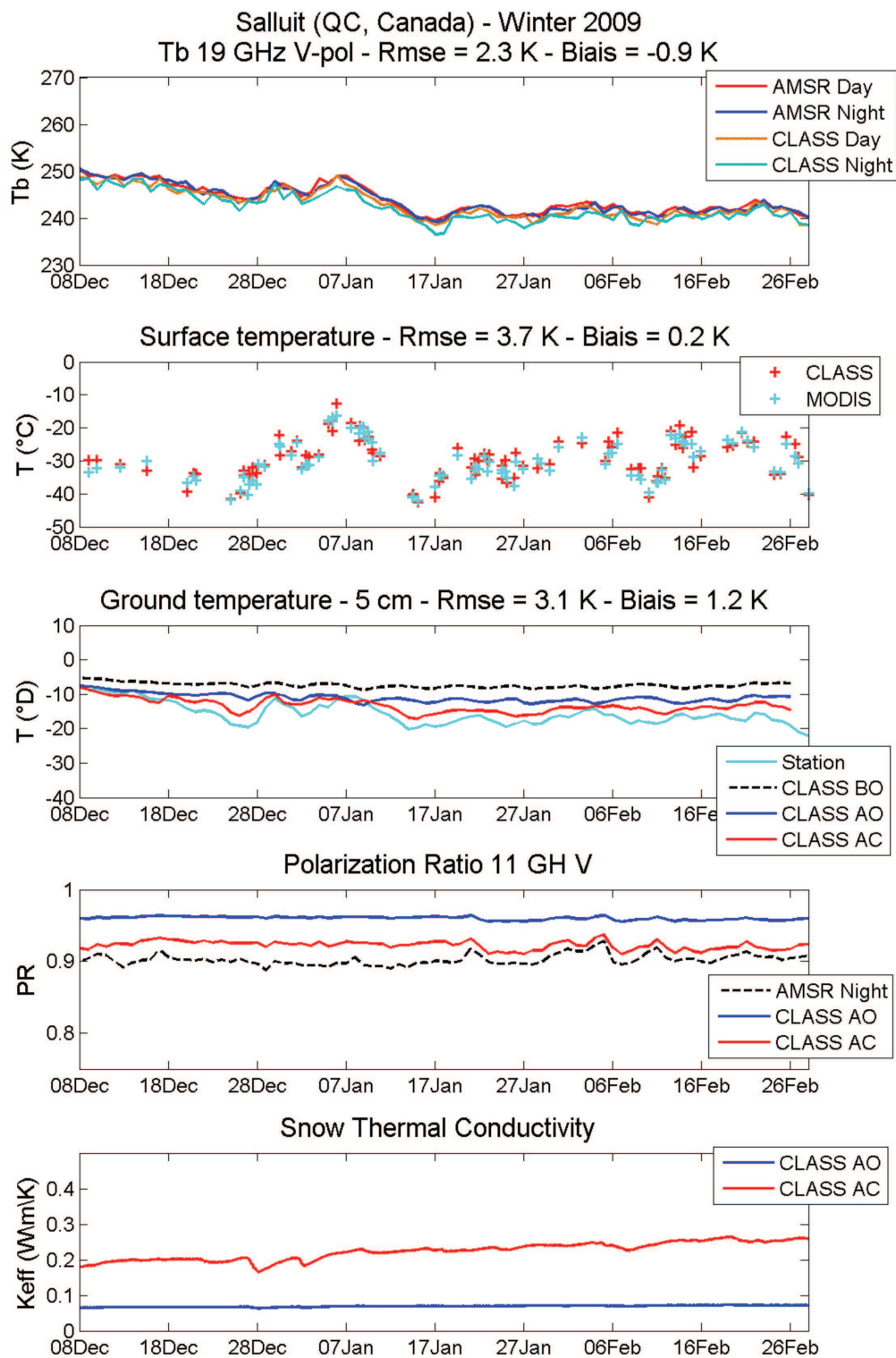


FIGURE G – Résultats des optimisations des températures de l'air (facteur β_{air}), des précipitations (facteur Pr), et de la densité de la neige (facteur λ_{snow}) à l'hivers 2009 au site Salluit. Les 5 graphes décrivent de haut en bas la comparaison des températures de brillance à 19 GHz en polarisation verticale simulées (CLASS) et mesurée (AMSR), la comparaison des températures de surface du sol simulées (CLASS) et mesurées (MODIS), la comparaison des températures du sol mesurées (Station), simulées avant optimisation (CLASS BO) et simulées après correction (CLASS AC), la comparaison des PR11 mesuré (AMSR-E), avant optimisation (AO), et après corrections (AC), ainsi que la comparaison des conductivités thermiques de la neige avant optimisation (AO), et après correction (AC).

Annexe C

Chapitre 6

C.1 Table des statistiques sur les TDDI et valeurs de F_n

Nous présentons ici les Tables [C.1](#) et [C.2](#) en lien avec les sections [6.1](#) et [6.3](#).

C.1 - Table des statistiques sur les TDDI et valeurs de F_n

Station	Année	Variable	TDDI	TDDI _{day}	FDDI	FDDI _{day}	F-N
Daring Lake	2008	TG class	0,33	0,22	0,13	0,18	0,59
		TG narr	0,50	0,27	0,04	0,19	0,57
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,03	0,65
		LST class	0,54	0,29	0,32	0,21	0,61
		LST narr	0,58	0,25	0,34	0,17	0,60
Inuvik	2003	TG class	0,53	0,14	0,16	0,03	0,46
		TG narr	0,36	0,19	0,60	0,07	0,63
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58
		LST class	0,55	0,01	0,59	0,09	0,59
		LST narr	0,53	0,12	0,68	0,02	0,62
	2004	TG class	0,25	0,03	0,19	0,02	0,55
		TG narr	0,29	0,08	0,42	0,04	0,63
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61
		LST class	0,63	0,02	0,51	0,12	0,57
		LST narr	0,51	0,10	0,62	0,05	0,64
	2005	TG class	0,29	0,14	0,18	0,06	0,53
		TG narr	0,45	0,14	0,51	0,04	0,61
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
		LST class	0,70	0,06	0,61	0,07	0,56
		LST narr	0,60	0,12	0,65	0,03	0,61
	2006	TG class	0,43	0,04	0,05	0,00	0,39
		TG narr	0,42	0,14	0,71	0,07	0,56
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47
		LST class	0,41	0,16	0,85	0,02	0,64
		LST narr	0,55	0,14	0,82	0,07	0,59
	2007	TG class	0,25	0,01	0,07	0,01	0,55
		TG narr	0,45	0,08	0,48	0,04	0,60
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
		LST class	0,61	0,17	0,63	0,18	0,60
		LST narr	0,58	0,12	0,62	0,07	0,61
	2008	TG class	0,29	0,23	0,16	0,14	0,52
		TG narr	0,46	0,17	0,48	0,07	0,59
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58
		LST class	0,51	0,19	0,61	0,11	0,61
		LST narr	0,55	0,19	0,63	0,09	0,60
2009	TG class	0,38	0,21	0,26	0,13	0,44	
	TG narr	0,41	0,17	0,60	0,10	0,59	
	TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	
	LST class	0,50	0,16	0,75	0,13	0,62	
	LST narr	0,53	0,16	0,72	0,09	0,60	
2010	TG class	0,06	0,00	0,19	0,02	0,49	
	TG narr	0,29	0,12	0,40	0,04	0,55	
	TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	
	LST class	0,39	0,13	0,73	0,08	0,63	
	LST narr	0,44	0,03	0,68	0,02	0,60	

TABLEAU C.1 – Tableau récapitulatif des pourcentages sur les valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI), ainsi que sur les nombres de jours de sol dégelé ($TDDI_{day}$) et de sol gelé ($FDDI_{day}$) aux stations Daring Lake et Inuvik, pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$). Les écarts sont calculés par rapport aux données de stations.

Station	Année	Variable	TDDI	TDDI _{day}	FDDI	FDDI _{day}	F-N
North Slope	2007	TG class	0,11	0,06	0,19	0,03	0,65
		TG narr	1,00	0,27	0,19	0,10	0,98
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69
		LST class	0,26	0,06	0,54	0,03	0,74
		LST narr	0,81	0,43	0,38	0,15	0,86
	2008	TG class	0,33	0,41	0,29	0,30	0,56
		TG narr	1,00	0,11	0,29	0,05	0,98
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64
		LST class	0,17	0,17	0,66	0,07	0,74
		LST narr	0,93	0,60	0,46	0,21	0,90
	2009	TG class	0,32	0,19	0,28	0,11	0,62
		TG narr	1,00	0,00	0,40	0,00	0,98
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61
		LST class	0,26	0,19	0,71	0,08	0,78
		LST narr	0,90	0,56	0,55	0,19	0,88
	2010	TG class	0,16	0,15	0,03	0,08	0,56
		TG narr	1,00	0,15	0,35	0,06	0,98
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
		LST class	0,25	0,09	0,70	0,03	0,75
		LST narr	0,92	0,35	0,50	0,12	0,87
Salluit	2006	TG class	0,16	0,06	0,11	0,05	0,60
		TG narr	0,44	0,18	0,04	0,09	0,66
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
		LST class	0,08	0,25	0,32	0,04	0,64
		LST narr	0,20	0,19	0,30	0,10	0,66
	2007	TG class	0,06	0,10	0,08	0,02	0,62
		TG narr	0,25	0,05	0,14	0,06	0,69
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64
		LST class	0,26	0,09	0,38	0,01	0,66
		LST narr	0,06	0,03	0,34	0,05	0,68
	2008	TG class	0,05	0,04	0,05	0,02	0,63
		TG narr	0,15	0,03	0,02	0,03	0,62
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65
		LST class	0,44	0,07	0,46	0,01	0,65
		LST narr	0,36	0,01	0,28	0,02	0,63
	2009	TG class	0,12	0,09	0,19	0,05	0,63
		TG narr	0,17	0,07	0,26	0,02	0,69
		TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67
		LST class	0,54	0,05	0,47	0,04	0,66
		LST narr	0,42	0,03	0,36	0,00	0,66
2010	TG class	0,10	0,04	0,04	0,04	0,55	
	TG narr	0,12	0,12	0,31	0,06	0,59	
	TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	
	LST class	0,34	0,06	0,64	0,05	0,63	
	LST narr	0,33	0,12	0,55	0,06	0,61	
Moyenne	TG class	0,24	0,12	0,15	0,07	0,55	
	TG narr	0,49	0,13	0,35	0,06	0,69	
	TG station	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	
	LST class	0,41	0,12	0,58	0,08	0,65	
	LST narr	0,54	0,20	0,53	0,08	0,68	

TABLEAU C.2 – Tableau récapitulatif des pourcentages sur les valeurs de degré-jours de fonte (TDDI) et de degré-jours de gel (FDDI), ainsi que sur les nombres de jours de sol dégelé ($TDDI_{day}$) et de sol gelé ($FDDI_{day}$) aux stations North Slope et Salluit, pour toutes les années civiles entières de données disponibles. Ces résultats sont fournis pour les variables de température du sol CLASS ($TDDI - C_{tg}$), NARR ($TDDI - N_{tg}$), et en station de mesure ($TDDI - S_{tg}$), ainsi que pour les variables de LST CLASS ($TDDI - C_{lst}$) et NARR ($TDDI - N_{lst}$). Les écarts sont calculés par rapport aux données de stations.

Annexe D

Posters, présentations, missions, vulgarisation

D.1 Posters présentés au cours du doctorat

2016, Life Planet Symposium - European Spatial Agency (Prague) : Monitoring of the ground surface temperature in arctic permafrost areas with remote sensing data assimilated in a land surface scheme.

2015, Centre d'Etudes Nordique (Québec) : Suivi du couvert nival et du gel au sol par télédétection micro-onde.

2014, American Geophysical Union (San Francisco) : Monitoring of the ground surface temperature and the active layer in NorthEastern Canadian permafrost are using remote sensing data assimilated in a climate land surface scheme.

D.2 Présentations effectuées au cours du doctorat

2015, Eastern Snow Conference (Jouvence) : Effect of the snow cover on the ground surface temperature variations analyzed with the Canadian LAnd Surface Scheme (CLASS) constrained with remote sensing observations.

2014, European Geophysical Union (Vienne) : Monitoring the permafrost surface active layer with remote sensing.

D.3 Missions terrain effectuées au cours du doctorat

2016, mission Baie-James et Kuujjuarapik, 10 jours de terrain en Août - Septembre 2016 (relevé et remplacement de iButtons et réparation d'une station météo).

2014, mission Baie James, une semaine de terrain en Septembre 2014 (mise en place de transects de iButtons et installation d'une station météo).

2013, mission Baie James, une semaine de terrain en Mars 2013 (snowpit, mesures de densité, température, mesures avec des radiomètres).

D.4 Vulgarisation Scientifique

Participation à diverses activités de vulgarisation scientifique en France par les tribulations savantes et la fête de la science, mais aussi au Québec par l'Exposcience, l'organisation d'ateliers d'initiation aux mesures de la neige pour des élèves de secondaire, mais aussi par des conférences de présentation de la géomatique en Cégeps.

