



HAL
open science

Caractérisation du manteau neigeux arctique, suivi climatique et télédétection micro-onde

Céline Vargel

► **To cite this version:**

Céline Vargel. Caractérisation du manteau neigeux arctique, suivi climatique et télédétection micro-onde. Linguistique. Université Grenoble Alpes [2020-..]; Université de Sherbrooke (Québec, Canada), 2020. Français. NNT : 2020GRALU029 . tel-03185802

HAL Id: tel-03185802

<https://theses.hal.science/tel-03185802>

Submitted on 30 Mar 2021

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.

THÈSE

pour obtenir les grades de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE

Spécialité : **Physique de la Télédétection**

Arrêté ministériel : Mars 1997

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

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

Arrêté ministériel : le 6 janvier 2005 – 25 mai 2016

Présentée par

Céline Vargel

Thèse codirigée par **Alain Royer** et **Ghislain Picard**

préparée au sein du **Centre d'Application et de Recherche en Télédétection (CARTEL)** et de **L'Institut des Geosciences de l'Environnement (IGE)** dans l'école doctorale **Terre et Univers, Environnement (TUE)**.

Caractérisation du manteau neigeux arctique, suivi climatique et télédétection micro-onde.

Thèse soutenue publiquement le **2 décembre 2020**, devant le jury composé de :

Monsieur Gerhard Krinner

Directeur de recherche du CNRS, IGE, Président du jury

Madame Monique Bernier

Professeure, INRS, Rapporteuse

Monsieur Florent Dominé

Directeur de recherche du CNRS, Professeur associé de l'Université Laval, Québec, Rapporteur

Monsieur Alexandre Langlois

Professeur, U. de Sherbrooke, Examineur

Monsieur Alain Royer

Professeur, U. de Sherbrooke, Directeur de thèse

Monsieur Ghislain Picard

Professeur, U. Grenoble Alpes, Directeur de thèse



Résumé

Les régions de hautes latitudes nord se réchauffent de façon plus intense que sur le reste du globe. Ce phénomène, appelé amplification arctique, est dû en partie à la diminution de l'étendue de glace de mer et de la couverture de neige. Par ses changements de pouvoirs réfléchissant et isolant, la neige, présente 9 mois de l'année, pourrait avoir un effet important sur l'augmentation des températures du sol. Le dégel du pergélisol à travers le carbone ainsi libéré serait susceptible d'avoir un impact important sur le climat futur de l'Arctique. Ce projet de recherche a pour objectif d'améliorer le suivi du couvert nival arctique et des températures du sol. À l'heure actuelle, les modèles détaillés d'évolution du manteau neigeux tels que le modèle Crocus ne parviennent pas à reproduire la physique particulière de la neige arctique ce qui conduit à des incertitudes importantes dans la modélisation des températures du sol. De nouvelles paramétrisations physiques ont été implémentées au sein du modèle Crocus pour améliorer la stratification verticale du manteau neigeux en introduisant les effets de la végétation (neige moins dense en profondeur) et les effets du vent (neige plus dense en surface), ainsi que pour modifier la conductivité thermique de la neige. Ces nouvelles paramétrisations permettent une meilleure représentation des températures du sol sous la neige, validée avec un large jeu de données en Alaska, dans l'Arctique canadien et en Sibérie. Les simulations ainsi réalisées à l'aide du modèle Crocus modifié, piloté par la réanalyse météorologique ERA-Interim sur les 39 dernières années (1979-2018), à l'échelle panarctique, montrent une augmentation significative de la densité de la neige au printemps ainsi que de l'humidité de la neige principalement au printemps et en automne, accompagnée d'une diminution significative de la durée d'enneigement. Ces effets cumulés à l'augmentation des températures de l'air entraînent une augmentation des températures du sol allant jusqu'à +0.89 K par décennie pour le mois de juin. De façon à pouvoir améliorer le suivi de l'évolution spatiale et temporelle du couvert nival, l'utilisation de données d'observations satellitaires micro-onde est proposée. À partir de l'analyse d'un jeu de données unique de mesures radiométriques en surface associées à la caractérisation *in-situ* du manteau neigeux (119 snowpits avec des observations simultanées) en zone arctique et subarctique, une paramétrisation optimale du modèle de transfert radiatif SMRT a été définie. En utilisant une longueur de corrélation exponentielle ajustée comme paramètre de microstructure de la neige dans le modèle électromagnétique Improved Born Approximation (IBA), l'étude montre, par rapport aux autres configurations de modèles testées, de meilleurs résultats avec une erreur moyenne (RMSE) inférieure à 30 % des observations pour la neige subarctique et 24 % pour la neige arctique. Couplées à Crocus,

les températures de brillance simulées sur l'ensemble de l'Arctique sont significativement meilleures avec Crocus modifié qu'avec Crocus standard (38 K d'amélioration de l'erreur en moyenne). Ces résultats ouvrent la voie à l'utilisation de l'assimilation des observations micro-onde satellitaires dans le modèle Crocus à grande échelle afin d'améliorer les simulations de densité de la neige arctique, paramètre clef du manteau neigeux influant sur l'évolution des températures du sol sous la neige.

Mots clés : Manteau neigeux, Arctique, Modélisation, Changement climatique, Transfert radiatif, Télédétection micro-onde.

Abstract

Northern high-latitude regions are warming more intensely than the rest of the world. This phenomenon, called Arctic amplification, is due in part to the decrease in sea ice extent and snow cover. Snow, which is present 9 months of the year, could have a significant effect on the increase in land surface temperatures by changing its reflective and insulating properties. Thawing of permafrost which could release important amount of soil carbone into the atmosphere could have a significant positive feedback on the future climate of the Arctic. The objective of this research project is to improve the monitoring of Arctic snow cover and ground temperatures. Detailed models of snow cover evolution such as the Crocus multi-layered model are unable to reproduce the particular physics of Arctic snow, which leads to significant uncertainties in the modeling of ground temperatures. New physical parameterizations have been implemented within the Crocus model to improve the vertical stratification of the snowpack by introducing vegetation effects (less dense snow at the bottom) and wind effects (denser snow at the surface), as well as to modify the thermal conductivity of snow. These new parameterizations allow a better representation of ground temperatures under the snowpack, validated with a large dataset in Alaska, Canadian Arctic and Siberia. The simulations thus carried out using the modified Crocus model, driven by the ERA-Interim meteorological reanalysis over the last 39 years (1979-2018), at the pan-Arctic scale, show a significant increase in snow density in spring as well as in snow moisture, mainly in spring and fall, accompanied by a significant decrease in the duration of the snow cover. These effects, combined with the increase in air temperature, lead to an increase in ground temperature of up to $+0.89$ K per decade for the month of June. In order to improve monitoring the spatial and temporal evolution of the snow cover, the use of microwave satellite observation data is proposed. Based on the analysis of a unique dataset of surface radiometric measurements, associated with the *in-situ* characterization of the snowpit (119 snowpits with simultaneous observations) in the Arctic and sub-Arctic zones, an optimal parameterization of the Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT) model has been defined. The results show that using a fitted exponential correlation length as a snow microstructure parameter in the Improved Born Approximation (IBA) electromagnetic model gives the best results compared to the other model configurations tested, with a mean error (RMSE) of less than 30 % of the observations for subarctic snow and 24 % for Arctic snow. Coupled with Crocus, the simulated brightness temperatures over the entire Arctic are significantly better with modified Crocus than with standard Crocus (38 K improvement in mean bias). These results pave the way for using the assimilation of satellite microwave observations into

the Crocus model to improve simulations of Arctic snow density, a key snowpack parameter influencing the evolution of ground temperatures under the snow.

Keywords : Snowpacks, Arctic, Modelisation, Climate change, Radiative transfer, Microwave remote sensing.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xi
Liste des abréviations	xiii
Liste des symboles	xvii
Remerciements	xxi
1 Introduction générale	1
1.1 La cryosphère dans le système climatique	1
1.2 L'Arctique dans le contexte du changement climatique	3
1.3 Problématique	6
1.4 Objectifs du doctorat	7
1.5 Organisation du manuscrit de thèse	8
2 Matériel et Méthode	9
2.1 Modélisation du manteau neigeux	9
2.1.1 Cadre théorique	9
2.1.2 Données utilisées pour la modélisation du manteau neigeux	10
2.1.3 Le modèle SURFEX-Crocus	15
2.2 Modélisation des températures de brillance de la neige	22
2.2.1 Cadre théorique	22
2.2.2 Le modèle de transfert radiatif SMRT	24
2.2.3 Données utilisées pour la modélisation micro-onde	26
3 Article 1 : Amélioration des simulations de la climatologie des propriétés de la neige arctique et de la température du sol sur la période 1979-2018 dans la taïga circumpolaire et les zones arctiques	29
3.1 Résumé de l'article	29
3.2 Article : Improved simulations of Arctic snow properties and soil temperature climatology over the 1979-2018 period in circumpolar taiga and Arctic areas	30

3.3	Complément d'analyse à l'article 1	65
3.3.1	Test des nouvelles paramétrisations sur les 4 sites de référence	65
3.3.2	Différents coefficients pour l'effet du vent	67
3.3.3	Erreur de température du sol	68
3.3.4	Capacité calorifique du sol	69
3.4	Analyse des tendances d'évolution de la température du sol	70
3.5	Stockage de carbone organique dans le sol	71
4	Article 2 : Analyse de la microstructure de la neige arctique et subarctique pour des simulations de températures de brillance micro-onde	73
4.1	Résumé de l'article	73
4.2	Article : Arctic and Subarctic snow microstructure analysis for microwave brightness temperature simulations	74
4.3	Complément d'analyse à l'article 2	115
5	Modélisation micro-onde panarctique	119
5.1	Introduction	119
5.2	Méthode	120
5.2.1	Modèle de transfert radiatif	121
5.2.2	Données utilisées	122
5.3	Résultats	122
5.4	Discussion	124
5.5	Conclusion	128
6	Conclusion et perspectives	129
6.1	Conclusion	129
6.2	Contributions originales de la thèse	132
6.3	Perspectives du projet de recherche	133
	Références bibliographiques (hors publications)	134
	Annexes	144
A	Complément d'analyse au chapitre 5	145
B	Poster Centre d'Étude Nordique 2018	149
C	Poster Eastern Snow Conference 2019	151
D	Liste des communications scientifiques effectuées au cours du doctorat	153
D.1	Posters	153
D.2	Présentations orales	153
D.3	Article scientifique additionnel	154
E	Participation à des campagnes terrain	155

Liste des figures

- 1.1 Illustration schématique des composantes clefs de la cryosphère (cercle grisé), et de leurs liens dans le système terrestre à travers les mouvements de chaleur, d'eau et de dioxyde de carbone. Les changements de la cryosphère liés au changement climatique sont indiqués par les flèches rouges. Source : [Pörtner et al. \(2019\)](#). 2
- 1.2 Projection de la moyenne annuelle de température de surface pour A) le globe et B) l'Arctique (60-90° N), établies sur la moyenne des modèles globaux de climat disponible dans CMIP5 (36 modèles pour le RCP 4.5 et le RCP 8.5, et 19 modèles pour le RCP 2.6) et exprimées en écart par rapport à la moyenne de 1900-1950, proche du niveau préindustriel. La ligne bleue indique la moyenne d'ensemble pour le RCP 4.5, la ligne verte pour le RCP 2.6 et la ligne rouge pour le RCP 8.5. Les zones ombrées indiquent \pm un écart-type entre les modèles par rapport à la moyenne d'ensemble. Le graphique de droite (C) montre les projections correspondantes des anomalies de température de l'Arctique en hiver (décembre-février). Pour les mêmes années à venir, il apparaît que les augmentations de température de l'Arctique, et en particulier l'hiver, sont considérablement plus importantes que la moyenne globale des changements de température. L'enveloppe des lignes centrales de la figure 1.2 illustre l'ampleur de l'incertitude quant à l'évaluation des différences de modèles et de la variabilité interne du système climatique modélisé. Source : [Overland et al. \(2019\)](#). 4
- 1.3 Moyennes (\pm écart-type) multimodèles issues de simulations du projet d'intercomparaison des modèles couplés 5 (Coupled Model Intercomparison Project) (CMIP5) pour différents scénarios climatiques RCP de (a) l'évolution de la SCE en juin et (b) l'évolution de la couverture du pergélisol proche du sol, par rapport à la période de référence 1986-2005. Source : [Pörtner et al. \(2019\)](#). 5

2.1	Localisations des observations utilisées dans le cadre de la simulation du manteau neigeux. Les sites de références utilisés pour l'évaluation et la validation des modifications apportées au modèles SURFEX-Crocus sont notés par des ronds jaunes. Les observations à long terme sont notées en bleu pour la température du sol, par des ronds pour les données en Russie (RIHMI-WDC, 2019), par des étoiles pour les données en Alaska (USDA, 2019) et par des carrés pour divers sites supplémentaires (Salluit, QC ; l'île Bylot, NU ; Daring Lake, NWT ; Inuvik, NWT, North Slope, Alaska et Samoylov, Sibérie). Les observations de neige à long terme sont notées en rouge, par des croix pour le Canada (Brown et al., 2019) et des étoiles pour la Russie (Bulygina et al., 2011). La limite des arbres est tracée en vert et la limite du milieu forestier ouvert (moins de 40 % d'arbres) est tracée en orange.	14
2.2	Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés. Source : Brun et al. (2012).	16
2.3	Carte de hauteurs de végétation prescrites au modèle SURFEX-Crocus.	20
2.4	Photographies estivales des sites de Cambridge Bay (a), Trail Valley Creek (b), l'île Bylot (c) et Samoylov (d).	20
2.5	Conductivité thermique effective en fonction de la densité. Les composantes k_z et k_{xy} des données de k_{eff} calculées sont fournies (symbole en forme de "T" qui pointe vers la valeur de k_z) et comparées aux (i) mesures d'aiguilles de Sturm et al. (1997) en utilisant des symboles gris correspondants à la classification de Fierz et al. (2009), (ii) données numériques et expérimentales de Kaempfer et al. (2005) en utilisant des triangles inversés en noir et jaune respectivement et (iii) données expérimentales de Calonne et al. (2011) en utilisant des losanges. Les courbes de régression de Sturm et al. (1997), Yen (1981) et Calonne et al. (2011) sont également présentes. Source : Calonne et al. (2011).	21
2.6	Le manteau neigeux vu par DMRT-ML. L est le nombre de couches dans le manteau neigeux. Pour chaque couche homogène de neige k , les variables et les paramètres d'entrée sont la taille des grains de neige de la couche k a_k , la densité de la neige de la couche k ρ_k , la température physique de la neige de la couche k T_k , la <i>stickiness</i> (paramètre de cohésion) de la neige de la couche k τ_k et contenu en eau liquide de la neige de la couche k LWC_k . Les coefficients d'extinction et d'absorption κ_e et κ_a sont calculés via la théorie DMRT-ML. Les conditions aux limites nécessitent en entrée la température de brillance incidente T_B^{atmo} et les variables et paramètres permettant de calculer le coefficient de réflexion $r(\theta)$ de l'interface au sol. La méthode DORT est utilisée pour résoudre l'équation du transfert radiatif dans le manteau neigeux et fournir en sortie la température de brillance $T_B(\theta, z = 0)$ émergente du manteau. Source : Picard et al. (2013).	23
2.7	Les différents modules et le fonctionnement du modèle SMRT.	25

3.1	Diagramme de Taylor normalisé comparant les résultats issus des différentes paramétrisations testées de SURFEX-Crocus (couleurs) en termes de densité de la neige (a), de hauteur du manteau neigeux (b) et de température du sol (c) pour les 4 sites de référence choisis : l'île Bylot (carrés), Cambridge Bay (ronds), Samoylov (triangles) et Trail Valley Creek (losanges).	66
3.2	Biais moyen de température du sol, toutes profondeurs confondues (simulations - observations) (a) et RMSE (b) pour les 39 ans de simulations.	69
3.3	Température du sol obtenue par simulation avec la version 8.1 de SURFEX-Crocus pour deux coefficients de capacité calorifique du sol : CV1 (bleu) et CV2 (rose) et les mêmes conditions météorologiques et obtenue par mesure directe (noir) à Samoylov	70
3.4	Stockage du carbone organique du sol (kg m^{-2}) entre 0 et 100 cm de profondeur (Hugelius et al., 2013) et zones où la couche active augmente plus rapidement qu'une tendance moyenne de $+0,3 \text{ cm an}^{-1}$ sur la période 1979-2018 (contours verts).	72
4.1	Densité de la neige dérivée des mesures SMP en fonction de la densité mesurées à l'aide d'un couteau à densité et régression linéaire entre les deux (pente : 1.02, R^2 : 0.57) (a) et SSA de la neige dérivée des mesures SMP en fonction de la SSA mesurées à l'aide d'IRIS et régression linéaire entre les deux (pente : 0.64, R^2 : 0.49) (b). Les points bleus correspondent aux puits de neige et les points oranges aux mesures de l'extraction de couche.	115
4.2	Scatterplot des T_B simulées en fonction des T_B observées à 10.65, 19, et 37 GHz (couleurs) en polarisation horizontale (triangles) et verticale (ronds) pour les simulations effectuées avec les données de mesures issues d'un couteau à densité et de la SSA de la neige mesurée avec IRIS (symbole ouvert) et pour les données dérivées des mesures de SMP (densité, SSA ou longueur de corrélation) (symboles pleins).	117
5.1	Températures de brillance micro-onde passive à 36.5 GHz en polarisation verticale, simulées avec les données AC, le 1 ^{er} janvier (a) et le 15 mars (b), avec les données Std, le 1 ^{er} janvier (c) et le 15 mars (d) et observations AMSR-E le 1 ^{er} janvier (e) et le 15 mars (f).	123
5.2	Différence de températures de brillance micro-onde passive à 36.5 GHz en polarisation verticale, entre les observations AMSR-E du 15 mars 2003 et les données simulées à partir des données issues de la paramétrisation arctique de Crocus (a) et de la paramétrisation standard (b).	125
5.3	Identique à la figure 5.2 mais pour la polarisation verticale.	126

5.4	Rapport de polarisation (H/V) à 10.65 GHz pour un manteau neigeux théorique décrit en deux couches de 20 cm chacune en fonction de la densité de surface (orange) et de la densité moyenne (vert). Les deux couches du manteau neigeux sont décrites comme : une couche de plaque à vent au-dessus (SSA : $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -15°C , densité entre 250 et 450 kg m^{-3} par pas de 10) et une couche de givre de profondeur en dessous (SSA : $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -10°C , densité entre 150 et 250 kg m^{-3} par pas de 10). Le sol est décrit avec la réflectivité de Wegmuller and Matzler (1999) , la permittivité et la rugosité de Montpetit et al. (2018) et une température de -5°C . Une interpolation polynomiale de deuxième degré (lignes pleines) est réalisée pour chaque type de densité avec comme résultat : $T_{B10.65H/V} = 1.28 \times 10^{-7} \rho_{moy}^2 - 5.66 \times 10^{-4} \rho_{moy} + 1.05$ (R^2 de 0.61) et $T_{B10.65H/V} = -2.16 \times 10^{-7} \rho_{plaque}^2 - 1.99 \times 10^{-4} \rho_{plaque} + 1.01$ (R^2 de 0.95), avec ρ_{moy} la densité moyenne du manteau neigeux (en kg m^{-3}) et ρ_{plaque} la densité de la plaque à vent (en kg m^{-3}).	127
A.1	Températures de brillances à 18.7 GHz, le 15 mars 2003 simulées avec les données AC en polarisation horizontale (a) et verticale (b) et observées en polarisation horizontale (c) et verticale (d).	146
A.2	Températures de brillances à 10.7 GHz, le 15 mars 2003 simulées avec les données AC en polarisation horizontale (a) et verticale (b) et observées en polarisation horizontale (c) et verticale (d).	147
A.3	Simulations de T_B sur trois neiges synthétiques (arctique, homogène et subarctique) à 37 GHz à gauche et 89 GHz à droite pour les polarisations horizontale (pointillés) et verticale (lignes pleines) et pour les configurations IBA-Exp (jaune) et DMRT-SHS (bleu).	148
A.4	Rapport de polarisation (H/V) à 89 GHz pour un manteau neigeux théorique décrit en deux couches de 20 cm chacune en fonction de la densité de surface. Les deux couches du manteau neigeux sont décrites comme : une couche de plaque à vent au-dessus (SSA : $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -15°C , densité entre 250 et 450 kg m^{-3} par pas de 10) et une couche de givre de profondeur en dessous (SSA : $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -10°C , densité entre 150 et 250 kg m^{-3} par pas de 10). Le sol est décrit avec la réflectivité de Wegmuller and Matzler (1999) , la permittivité et la rugosité de Montpetit et al. (2018) et une température de -5°C . Une interpolation polynomiale de deuxième degré (ligne pleine) est réalisée avec comme résultat : $T_{B89H/V} = -2.35 \times 10^{-7} \rho_{plaque}^2 + 2.4 \times 10^{-6} \rho_{plaque} + 0.93$ (R^2 de 0.99), avec ρ_{plaque} la densité de la plaque à vent (en kg m^{-3}).	148

Liste des tableaux

2.1	Latitude, longitude et données disponibles pour les 4 sites de référence sélectionnés pour l'évaluation et la validation des simulations SURFEX-Crocus.	13
2.2	Les observations de température du sol disponibles à long terme pour cette étude, avec leur localisation, leur période de disponibilité et la profondeur des mesures disponibles.	15
2.3	Description des différentes classes de végétation retenues pour cette étude et hauteur de végétation associée dans le calcul de classes de hauteur de végétation.	19
2.4	Calcul des coefficients de diffusion et d'absorption, théories DMRT (Picard et al., 2013) et IBA (Mätzler, 1998).	24
2.5	Paramétrisation du manteau neigeux et théories électromagnétiques utilisées dans les différents modes de simulations avec SMRT	25
2.6	Données utilisées dans cette étude, incluant le nom du site où les données ont été mesurées, les années de mesures, la latitude et la longitude du site considéré, le type de neige (d'après Sturm et al., 1995), La hauteur de neige (Snow Depth) (SD) moyenne mesurée, le nombre de snowpits mesurés à cet endroit et la référence donnant une description détaillée de ces données (a : Larue et al., 2018b; Roy et al., 2016 et b : Vargel et al., 2020, voir chapitre 4)	26
3.1	Biais moyen entre les simulations et les observations pour toutes les paramétrisations de SURFEX-Crocus étudiées et pour chaque site de référence. W correspond à la paramétrisation WIND, D à la paramétrisation DRIFT, R à la paramétrisation RHOMAX, V à la paramétrisation VEG et S à la paramétrisation S97 et Std à la paramétrisation standard de SURFEX-Crocus. La couleur verte est plus foncée lorsque le biais moyen s'approche de 0.	67
3.2	Biais moyen entre les simulations et les observations pour les 4 sites de référence et différentes valeurs des coefficients d'effet du vent des paramétrisations WIND et DRIFT. La couleur verte est plus foncée lorsque le biais moyen s'approche de 0.	68

3.3	Pourcentage de la variance expliquée de 8 paramètres (première colonne) qui pourraient expliquer les variations de température à la surface du sol, en moyenne pour chaque mois de l'année entre août 1979 et juillet 2018. "Tous" signifie des valeurs moyennes pour tous les mois sans juillet et août où la neige est à peine présente sur le sol. Plus le vert est foncé, plus la variance expliquée est élevée.	71
4.1	Coefficients d'ajustement (κ et τ) utilisés pour ajuster les simulations de T_B pour les données issues des mesures SMP.	116
4.2	RMSE et biais moyen entre les T_B simulées et observées pour les mesures de la neige dérivées des mesures SMP moyennées à 5 cm (densité, SSA des grains et L_{exp_SMP}) et des mesures manuelles <i>in situ</i> (couteau à densité et SSA issue de mesures IRIS et L_{Debye}). Les résultats sont présentés pour 3 fréquences avec un angle d'observation de 55° et 3 configurations du modèle SMRT. Plus la couleur verte est forte, plus les erreurs sont faibles.	118
5.1	Paramétrisation du manteau neigeux et théorie électromagnétique utilisée dans les simulations avec SMRT	121
5.2	Racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen pour les régions arctique (au-dessus de la limite des arbres) et subarctique (pourcentage de forêt inférieur à 40 %) pour les fréquences 10.7, 18.7 et 36.5 GHz en polarisation horizontale (H) et verticale (V) par rapport aux observations satellitaires AMSR-E des passes du 1 ^{er} janvier 2003 et du 15 mars 2003.	124
5.3	Racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen pour les régions arctique (au-dessus de la limite des arbres) pour les journées du 1 ^{er} janvier 2003 et celle du 15 mars 2003 et pour les fréquences 10.7, 18.7 et 36.5 GHz en polarisation horizontale (H) et verticale (V) par rapport aux observations satellitaires AMSR-E.	126

Liste des abréviations

- 20CR** 20th Century Reanalysis. 12
- 4D-Var** Assimilation variationnelle à 4 dimensions (assimilation effectuée plusieurs fois entre le temps initial et le temps futur). 12
- AC** paramétrisation arctique de Crocus. ix, x, 65, 68, 119, 120, 122–125, 128, 132, 146, 147
- ALT** épaisseur de la couche active (Active Layer Thickness). 5, 71, 72
- AMSR-E** Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System. ix, xii, 27, 122–126, 131, 145
- ASR** Arctic System Reanalysis. 12
- CFSR** Climate Forecast System Reanalysis. 12
- CMIP5** projet d'intercomparaison des modèles couplés 5 (Coupled Model Intercomparison Project). vii, 4, 5
- CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques. 10
- CNRM/CEN** Centre National de Recherches Météorologiques / Centre d'Étude de la Neige. 9
- DMRT** Dense Media Radiative Transfer. x, 22–25, 73, 116, 118, 131, 145, 148
- DMRT QCA-CP** Dense Media Radiative Transfer theory with Quasi-Crystalline Approximation-Coherent Potential. 24, 25
- DMRT-ML** Dense Media Radiative Transfer - Multi Layers model. viii, 22, 23, 132
- DORT** Discrete Ordinate Radiative Transfer. viii, 23–25, 121
- ECMWF** Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (European Center for Medium-Range Weather Forecast). 10
- ERA** Réanalyse du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (European Center for Medium-Range Weather Forecast Re-Analysis). i, iii, 7, 10–12, 19, 27, 29, 70, 122, 129, 130, 133
- Exp** Exponentielle. x, 23–25, 73, 74, 115–118, 121, 122, 126, 128, 131, 145, 148
- IBA** Improved Born Approximation. i, iii, x, 22–25, 73, 74, 115–118, 121, 122, 126, 128, 131, 145, 148
- IFS** Intergrated Forecast Model. 11

IRIS InfraRed Integrating Sphere. ix, xii, xvii, 115–118, 131

ISBA Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère. 9, 122, 129

JRA-25 Japanese 25-year Reanalysis. 12

LW grandes longueurs d'onde (Long Wave). 12

LWC contenu en eau liquide (Liquid Water Content). 22

MEMLS Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. 23, 121, 132

MERRA Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications. 12

NCEP-R1 National Center for Environmental Prediction Reanalysis 1. 12

NCEP-R2 National Center for Environmental Prediction Reanalysis 2. 12

NDVI indice de végétation par différence normalisée (Normalized Difference Vegetation Index). 18

NSIDC National Snow and Ice Data Center. 27

NU Nunavut. viii, 7, 13, 14, 18, 19, 26

NWT Northwest Territories. viii, 7, 13–15, 19, 26, 156

PMW micro-ondes passives (Passive MicroWave). 73

QC Québec. viii, 14, 15, 19, 26

RCP profils représentatifs d'évolution de concentration (Representative Concentration Pathways). vii, 3–5

RIHMI-WDC Institut russe de recherche pour l'information hydrométéorologique - Centre mondial de données (Russian Research Institute for Hydrometeorological Information - World Data Center). 14, 15

RMSE Racine de l'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error). i, iii, ix, xii, 29, 65–69, 74, 117, 118, 131

SCD durée d'enneigement (Snow Cover Duration). 3

SCE étendue de la couverture neigeuse (Snow Cover Extent). vii, 3–5

SD hauteur de neige (Snow Depth). xi, 26, 120

SHS Sticky Hard Sphere. x, 22, 24, 25, 73, 116, 118, 131, 145, 148

SMP micropénétrromètre à neige (Snow MicroPenetrometer). ix, xii, xvii, 115–118, 130, 131

SMRT Snow Microwave Radiative Transfer. i, iii, v, viii, xi, xii, 7, 8, 24, 25, 73, 115, 118–122, 126, 128–132, 145

SOC carbone organique du sol (Soil Organic Carbon). 2

SSA surface spécifique (Specific Surface Area). ix, x, xii, xvii, 22, 74, 115–118, 122, 127, 130, 131, 145, 148, 155, 156

Std paramétrisation standard de Crocus. ix, xi, 66–68, 120, 122, 123, 125, 128

SURFEX SURFace EXternalisée. v, viii, ix, xi, 6–9, 12–16, 18–22, 65–67, 69, 119, 120, 122, 125, 128, 129, 131–133

SW courtes longueurs d’onde (Short Wave). 12

SWE équivalent en eau de la neige (Snow Water Equivalent). 4, 120, 133

Tss Température de surface du sol. 30

Liste des symboles

- " l'indicateur de la partie imaginaire. 24
- E_{eff} constante diélectrique effective. 24
- H Hauteur de chaque couche de neige (m). 25
- LWC_k contenu en eau liquide de la neige de la couche k . viii, 23
- L_{Debye} longueur de corrélation définie par la relation de Debye basée sur des données classiques de snowpits *in situ* (utilisant les mesures de couteau à densité et de SSA de l'appareil IRIS). xii, 25, 118, 131
- L_{eff} longueur de corrélation obtenue à partir de la température de brillance. 131
- L_{exp_SMP} longueur de corrélation dérivée des mesures de SMP. xii, 115, 118
- L nombre de couches dans le manteau neigeux. viii, 23
- M_{O_i} Indice de mobilité de la neige. 17
- R^2 Coefficient de détermination. x, 127, 148
- R_o Rayon optique. 25
- SSA Surface spécifique de la neige ($m^2 kg^{-1}$). 25
- S_{I_i} Indice de la capacité des grains de neige à être impacté par le transport par le vent. 17
- T_B température de brillance. ix, x, xii, 7, 8, 22, 26, 73, 116–120, 124–129, 131, 133, 145, 148
- T_a Température de l'air (K). 17, 30
- T_k température physique de la neige de la couche k . viii, 23
- T_B^{atmo} température de brillance incidente. viii, 23
- T_{fus} Température de fusion de l'eau (K). 17
- T Température (K). 11, 25
- U Vitesse du vent ($m s^{-1}$). 17
- Γ_{idrift} Capacité des grains de neige à être impacté par le transport par le vent. 17
- ℑ l'indicateur de la partie imaginaire. 24
- ϵ_1 permittivité du milieu. 24
- ϵ_2 permittivité des particules. 24
- ϵ_b constante diélectrique du milieu. 24

ϵ_s constante diélectrique des diffuseurs. 24
 ϵ_{eff} permittivité effective. 24
 κ_a coefficient d'absorption. viii, 23, 24
 κ_e coefficient d'extinction. viii, 23
 κ Facteur d'ajustement pour la microstructure exponentielle. xii, 25, 116, 121, 127, 131, 145
 W_{Effect} Facteur d'effet du vent sur le changement de grains de neige par le transport du vent. 17
 ν fraction de volume des ellipsoïdes. 24
 ρ_k densité de la neige de la couche k . viii, 23
 ρ_w Densité de l'eau (kg m^{-3}). 21
 ρ_{min} Densité minimum de la neige (kg m^{-3}). 17
 ρ_{ice} Densité de la glace : 917 kg m^{-3} . 25
 ρ_{max} Densité maximum de la neige impactée par le vent (kg m^{-3}). 17, 18
 ρ_{moy} Densité moyenne du manteau neigeux (kg m^{-3}). x, 127
 ρ_{new} Densité de la neige fraîche (kg m^{-3}). 16, 17
 ρ_{plaque} Densité de la plaque à vent (kg m^{-3}). x, 127, 148
 ρ_{snow} Densité de la neige (kg m^{-3}). 25
 ρ Densité de la neige (kg m^{-3}). 17, 21, 22
 τ_i Temps caractéristique pour le changement des grains de neige par le transport par le vent. 17
 τ_k *stickiness* (paramètre de cohésion) de la neige de la couche k . viii, 23
 τ Temps caractéristique fixé à 48 h. 17
 τ *Stickiness*. xii, 25, 116
 a_k taille des grains de neige de la couche k . viii, 23
 a rayon des sphères. 24
 d_i La dendricité de la couche du manteau neigeux. 17
 f fraction de volume des diffuseurs. 24
 g_{si} La taille des grains dans la couche du manteau neigeux (mm). 17
 k_0 nombre d'onde. 24
 k_z Composante verticale de la conductivité thermique du manteau neigeux ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). viii, 21
 k_{eff} La conductivité thermique du manteau neigeux ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). viii, 21
 k_{ice} La conductivité thermique de la glace ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). 21
 k_{xy} Composante horizontale de la conductivité thermique du manteau neigeux ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). viii, 21

- k nombre d'onde. 24
- k couche homogène de neige. viii, xvii, xviii, 23
- p_c longueur de corrélation. 24
- p Pression atmosphérique (hPa). 11
- $r(\theta)$ coefficient de réflexion. viii, 23
- s_i La sphéricité de la couche du manteau neigeux. 17
- t paramètre relié à la cohésion des sphères. 24
- z_i La pseudo profondeur dans le manteau neigeux mesurée depuis le haut du manteau. 17

Remerciements

Une page de ma vie arrive à sa fin, j'aimerais, avant de la tourner définitivement, m'arrêter et prendre le temps de remercier toutes les personnes qui m'ont accompagnées au cours de cette aventure.

Tout d'abord, merci à mes directeurs de thèse, Alain et Ghislain. Merci à toi Alain, merci de m'avoir offert cette opportunité de vivre une expérience incroyable entre la France et le Québec. Merci pour les heures que tu as passées à relire tous les documents que j'ai produits, pour toutes les pistes de recherche et les connaissances que tu as partagées avec moi. Un énorme merci aussi pour les missions sur le terrain que tu m'as donné l'occasion de réaliser, c'était des expériences magiques que je n'oublierai jamais! Merci aussi à toi Ghislain, pour tes remarques toujours pertinentes, l'aide que tu m'as apportée en python et pour l'opportunité de travailler à l'IGE. Ce doctorat ne serait pas allé où il est aujourd'hui sans toi.

Merci aussi à toutes les personnes que j'ai rencontrées dans les 2 labos et qui ont rendu ce doctorat encore plus intéressant. Du côté québécois, merci à Fanny et Caro, l'intégration dans l'équipe du GRIMP n'aurait pas été la même sans vous. Merci Aurélie, ça a été une chouette coloc, merci pour ton soutien toutes ces années. Merci aussi à Coralie, Charlotte, Joëlle, de très belles rencontres, je ne serais pas allée au bout sans vous, j'espère qu'on se reverra!! Merci aussi à tous les autres, JB, Simon, Vincent, Chloé, Mavro, Guillaume, Alex, Julien, Dan, Oli, Nico, un bureau au top en toutes circonstances :). Merci aussi à Alex Roy et Alex Langlois, vous m'avez bien aidée tout au long de ce doctorat que se soit à Sherbrooke ou sur le terrain! Du côté français, merci Marion et Lucas, une super rencontre et un gros soutien surtout à la fin! Je n'aurais peut être pas fini sans vous :D. Merci aussi à Gabi, Maria, Cédric et tous les autres de l'IGE même si je suis peut être un peu passée en coup de vent, j'ai beaucoup apprécié votre amitié.

Merci aussi à tous les co-auteurs des 2 papiers de ce manuscrit de doctorat, c'est toujours un plaisir de travailler avec vous!

Bref avant de clore ce chapitre, merci Anaël pour m'avoir suivie au Québec même si ça n'a pas été facile :) et merci maman pour les corrections Ortaugraffiques!!

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 La cryosphère dans le système climatique

« La cryosphère désigne les composantes gelées du système terrestre se trouvant sur ou en dessous de la surface du sol et des océans » (traduction libre, [Pörtner et al., 2019](#)). D'après [Pörtner et al. \(2019\)](#), la cryosphère est majoritairement présente dans les régions polaires et montagneuses et inclut la neige, les glaciers, les inlandsis, les banquises, les icebergs, la glace de mer, la glace de lac, la glace de rivières, le pergélisol et le sol gelé de façon saisonnière. La figure 1.1 présente une vue schématique des composantes clefs de la cryosphère ainsi que leur évolution en lien avec le changement climatique. Ces changements sont principalement la diminution de la glace de mer en Arctique, la fonte des calottes de glace de l'Antarctique et du Groenland, la fonte des glaciers, le dégel du pergélisol et la diminution de l'étendue de neige. La cryosphère a également d'importantes rétroactions sur le système climatique principalement à travers le caractère réfléchissant de la surface de la neige et de la glace qui limite l'absorption d'énergie par la surface ([Pörtner et al., 2019](#); [AMAP, 2017](#); [Stocker et al., 2013](#)). Cette thèse de doctorat porte plus spécifiquement sur deux composantes de la cryosphère, la neige et le pergélisol.

La neige est une « précipitation sous forme de cristaux de glaces qui tombent seuls ou en flocons » (traduction libre, [Fierz et al., 2009](#)). Son accumulation et sa persistance au sol constituent le manteau neigeux. Ce dernier est donc constitué de particules de glace et d'air, accumulées sous forme de strates et parfois accompagnées d'eau liquide lorsque la température est supérieure ou égale à 0 °C. Au sein du système climatique, le manteau neigeux joue un rôle important. La présence de neige fraîche au sol peut faire augmenter l'albédo moyen de surface de 30 à 50% ([Cohen and Rind, 1991](#)) car son albédo élevé impacte l'équilibre des flux radiatifs. Le manteau neigeux, de par ses propriétés physiques, joue aussi le rôle de couche isolante entre le sol et l'atmosphère durant la saison froide. Il a donc également un impact sur le régime thermique du sol, et en particulier dans les zones de pergélisol ([Zhang, 2005](#)). Le manteau neigeux influe sur l'équilibre énergétique total à la surface de la Terre ([Stocker et al., 2013](#)), son caractère saisonnier a donc également un impact sur le système climatique. L'évolution du système climatique observée ces dernières décennies ([Stocker](#)

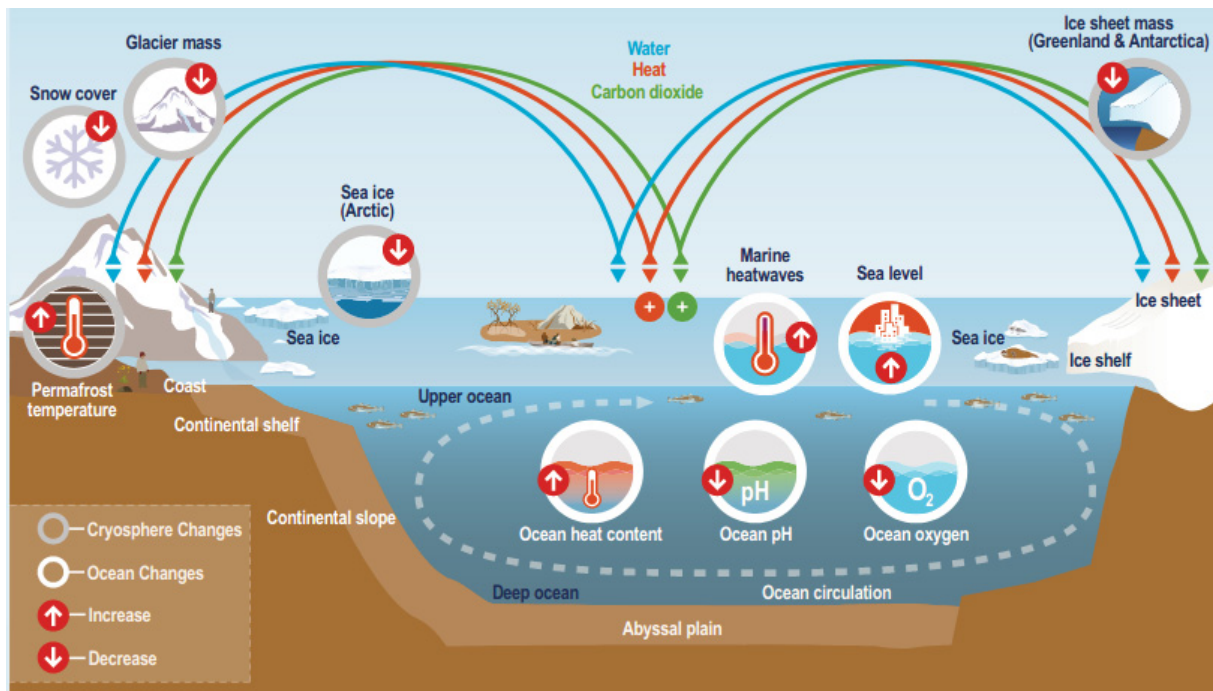


FIGURE 1.1 – Illustration schématique des composantes clés de la cryosphère (cercle grisé), et de leurs liens dans le système terrestre à travers les mouvements de chaleur, d'eau et de dioxyde de carbone. Les changements de la cryosphère liés au changement climatique sont indiqués par les flèches rouges. Source : Pörtner et al. (2019).

et al., 2013; Mudryk et al., 2018) implique des changements du couvert nival. L'étendue du manteau neigeux a globalement diminué dans l'hémisphère nord depuis les 90 dernières années. Mudryk et al. (2018) montrent que cette diminution peut être directement reliée à l'augmentation des températures de surface. L'évolution climatique future de l'étendue du couvert nival semble suivre la même tendance (Brutel-Vuilmet et al., 2013; Stocker et al., 2013; Callaghan et al., 2011).

Le pergélisol est le « sol (terre ou roche, y compris la glace et les matières organiques) qui reste à une température égale ou inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives » (traduction libre, Van Everdingen, 1998). Le pergélisol qui reste gelé toute l'année est surmonté d'une couche qui subit un processus de gel/dégel au cours de l'année, appelée couche active. Le pergélisol couvre actuellement 24 % de la surface exposée de la Terre et 99 % se situent en hémisphère Nord (Bockheim et al., 2015). Il est classé en trois catégories, le pergélisol continu (plus de 80 % du sol occupé par le pergélisol), le pergélisol discontinu (entre 30 et 80 % du sol occupé par le pergélisol) et le pergélisol sporadique (moins de 30 % du sol occupé par le pergélisol). Son épaisseur varie entre quelques mètres dans les régions les plus chaudes à plus de 1000 m dans les régions froides de l'Arctique. Tarnocai et al. (2009) estiment que le pergélisol stocke environ 50 % de la quantité mondiale de carbone (SOC, carbone organique du sol), dont 5 à 15 % pourraient être libérés dans l'atmosphère sous forme de gaz à effet de serre à l'horizon 2100 (Schuur et al., 2015). Cette libération s'effectue principalement par la décomposition microbienne de la matière organique qui intervient lorsque la température du sol est au-dessus de 0°C au moins une partie de l'année (Schuur et al.,

2008). Différentes études estiment la quantité de carbone stockée dans le pergélisol à deux fois la quantité actuellement présente dans l'atmosphère (Tarnocai et al., 2009; Schuur et al., 2008; Zimov et al., 2006).

1.2 L'Arctique dans le contexte du changement climatique

Les régions de hautes latitudes nord se réchauffent de façon plus intense que sur le reste du globe. Ce phénomène est appelé amplification arctique (Serreze and Barry, 2011). Il est dû en partie à la diminution de l'étendue de glace de mer et de la couverture de neige (Screen and Simmonds, 2010). Overland et al. (2019) estiment l'augmentation des températures arctiques de ces dernières années deux fois plus importantes que l'augmentation globale (Figure 1.2). Entre 1971 et 2017, la température moyenne de l'air en Arctique a augmenté de 2.7 °C ce qui représente 2.4 fois l'augmentation observée dans tout l'hémisphère nord (Box et al., 2019). L'augmentation des températures de l'air pendant l'hiver est encore plus importante (Overland et al., 2019; Box et al., 2019) avec une augmentation moyenne de 3.1 °C entre 1971 et 2017 pour les températures entre octobre et mai (soit 2.8 fois l'augmentation observée dans tout l'hémisphère nord). Les estimations du climat futur s'appuient dans la figure 1.2 sur 3 scénarios d'émissions et de concentrations de gaz à effet de serre, d'ozone et d'aérosols, ainsi que d'occupation des sols baptisés profils représentatifs d'évolution de concentration (Representative Concentration Pathways) (RCP). Le RCP 2.6 correspond à un scénario où les émissions de gaz à effet de serre déclinent après 2020 et où le réchauffement global est limité à 2 °C. Le RCP 4.5 est un scénario de stabilisation, il prévoit que tous les forçages radiatifs se stabilisent à l'horizon 2100. Le RCP 8.5 est le plus pessimiste, il correspond au laisser-faire où les concentrations de gaz à effet de serre ne cessent d'augmenter. Le scénario RCP 4.5 prévoit un échauffement global de 2.4 °C ± 0.5 °C à l'horizon 2100 avec un réchauffement arctique hivernal de 7.1 °C ± 2.3 °C (Overland et al., 2019).

La cryosphère arctique est aussi impactée par ces changements. L'étendue de glace de mer en septembre a diminué de 40 % par rapport à la période 1958-1978 (Schweiger et al., 2011). Plusieurs études basées sur différents produits d'analyse de la neige au sol ont montré une évolution de l'étendue de la couverture neigeuse (Snow Cover Extent) (SCE). En utilisant des observations satellitaires, Estilow et al. (2015) ont montré qu'au printemps la SCE a diminué depuis 1967 avec un taux moyen de -0.58 millions de km² par décennie sur tout l'hémisphère nord. Une diminution de la SCE a également été mise en évidence en Arctique par Pörtner et al. (2019), basé sur la méthodologie développée par Mudryk et al. (2017) avec différents jeux de données incluant des observations ponctuelles au sol, des observations satellitaires et des données de modélisation. Des taux de diminution ont été calculés pour les mois de mai et juin avec des résultats de respectivement -3.5 % ± 1.9 % et -13.4 % ± 5.4 % par décennie. Concernant la neige, la SCE n'est pas la seule variable à avoir évolué au cours des dernières années en Arctique. La durée d'enneigement (Snow Cover Duration) (SCD) en Arc-

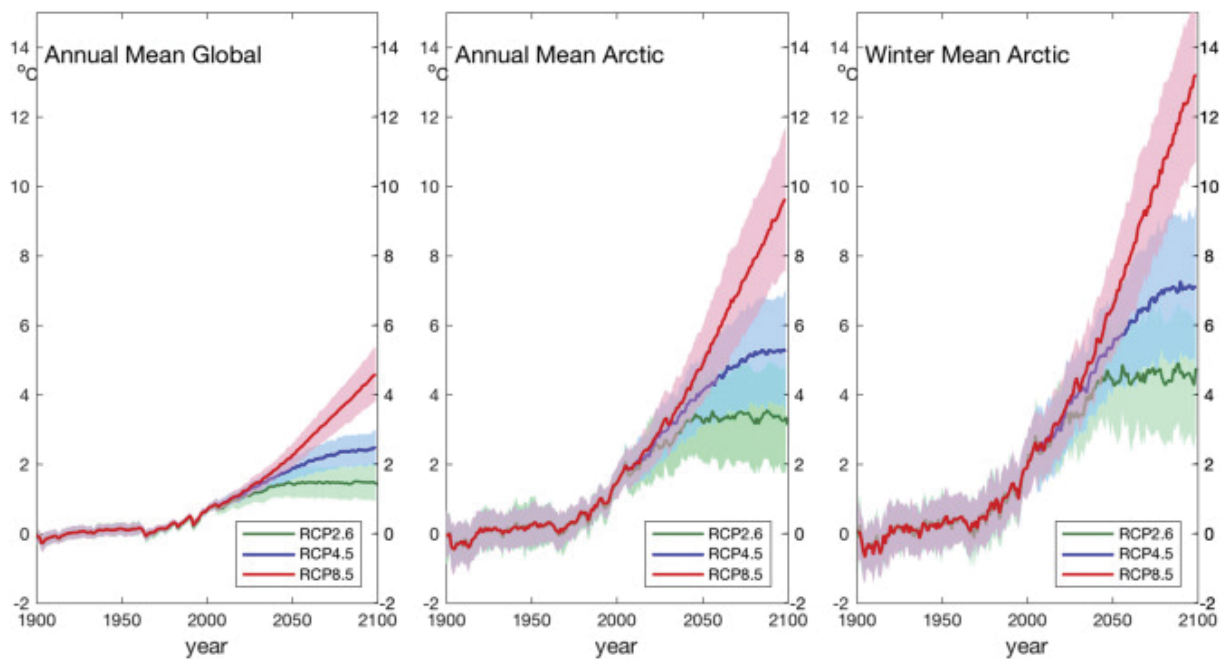


FIGURE 1.2 – Projection de la moyenne annuelle de température de surface pour A) le globe et B) l’Arctique (60-90° N), établies sur la moyenne des modèles globaux de climat disponible dans CMIP5 (36 modèles pour le RCP 4.5 et le RCP 8.5, et 19 modèles pour le RCP 2.6) et exprimées en écart par rapport à la moyenne de 1900-1950, proche du niveau préindustriel. La ligne bleue indique la moyenne d’ensemble pour le RCP 4.5, la ligne verte pour le RCP 2.6 et la ligne rouge pour le RCP 8.5. Les zones ombrées indiquent \pm un écart-type entre les modèles par rapport à la moyenne d’ensemble. Le graphique de droite (C) montre les projections correspondantes des anomalies de température de l’Arctique en hiver (décembre-février). Pour les mêmes années à venir, il apparaît que les augmentations de température de l’Arctique, et en particulier l’hiver, sont considérablement plus importantes que la moyenne globale des changements de température. L’enveloppe des lignes centrales de la figure 1.2 illustre l’ampleur de l’incertitude quant à l’évaluation des différences de modèles et de la variabilité interne du système climatique modélisé. Source : [Overland et al. \(2019\)](#).

tique a aussi diminué ([Bulygina et al., 2011](#); [Liston and Hiemstra, 2011](#); [Estilow et al., 2015](#); [AMAP, 2017](#); [Anttila et al., 2018](#)) avec une tendance de -0.7 à -3.9 jours par décennie au printemps et de -0.6 à -1.4 jours par décennie à l’automne en fonction de la région et de la période temporelle étudiée ([Pörtner et al., 2019](#)). Entre 1966 et 2010, [Bulygina et al. \(2011\)](#) mettent en évidence une tendance à l’augmentation de la hauteur maximale de neige et une diminution de l’équivalent en eau de la neige (Snow Water Equivalent) (SWE) en Sibérie arctique. [Brown et al. \(2019\)](#) ont déterminé une tendance à l’augmentation de la densité moyenne du manteau neigeux au 1^{er} avril en Arctique canadien mais pas de changement significatif de la hauteur de neige. Les changements futurs projetés par les modèles de climat globaux montrent pour tous les scénarios une diminution de l’étendue du couvert de neige en juin (Figure 1.3a). Les scénarios RCP 2.6 et RCP 4.5 se stabilisent à l’horizon 2100 et atteignent une diminution entre 5 et 10 % de la SCE observée sur la période de référence (1986-2005). Le RCP 8.5 ne montre pas de stabilisation et atteint à l’horizon 2100 une diminution de 15 à 25 % de la SCE observée sur la période de référence (1986-2005) ([Pörtner et al., 2019](#)).

Ce réchauffement arctique entraîne aussi le dégel du pergélisol dans cette région. Or, près de 83% du pergélisol se situe dans la zone circumpolaire de l'hémisphère nord (Bockheim et al., 2015). Entre 2007 et 2016, la température du pergélisol a augmenté de $0.39\text{ °C} \pm 0.15\text{ °C}$ en zone de pergélisol continu et de $0.20\text{ °C} \pm 0.10\text{ °C}$ en zone de pergélisol discontinu, ce qui donne une moyenne globale de $0.29\text{ °C} \pm 0.12\text{ °C}$ pour toutes les zones de pergélisol arctiques et montagneuses (Biskaborn et al., 2019). Une des variables permettant d'évaluer le dégel du pergélisol est l'épaisseur de la couche active (Active Layer Thickness) (ALT). Entre 1995 et 2010, Shiklomanov et al. (2012) montrent une augmentation de l'ALT dans tout l'Arctique sauf au nord de l'Alaska et à l'ouest de la Sibérie. Etzelmüller et al. (2011) ont évalué cette augmentation au Svalbard depuis le début des années 1990 entre 1.25 et 3.00 cm par an. Une augmentation de la couche active signifie la diminution et donc le dégel du pergélisol. L'étendue du pergélisol projetée montre une tendance à la diminution pour tous les scénarios (Figure 1.3b). Ces diminutions sont très incertaines et varient entre 2 % et 66 % avec le RCP 2.6, entre 15 % et 87 % avec le RCP 4.5 et entre 30 % et 99 % avec le RCP 8.5 à l'horizon 2100 (Pörtner et al., 2019). Aalto et al. (2018) montrent une augmentation de l'épaisseur de la couche active de 16 cm entre 2000-2014 et 2061-2080, soit un taux d'augmentation de 3 cm par décennie.

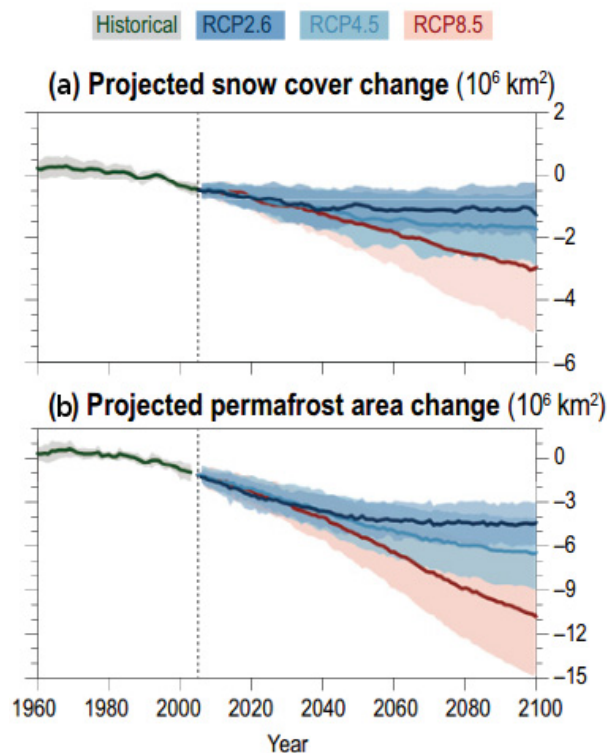


FIGURE 1.3 – Moyennes (\pm écart-type) multimodèles issues de simulations du projet d'intercomparaison des modèles couplés 5 (Coupled Model Intercomparison Project) (CMIP5) pour différents scénarios climatiques RCP de (a) l'évolution de la SCE en juin et (b) l'évolution de la couverture du pergélisol proche du sol, par rapport à la période de référence 1986-2005. Source : Pörtner et al. (2019).

1.3 Problématique

Les changements du manteau neigeux et du pergélisol ont de nombreux impacts sur les écosystèmes, l'hydrologie et les sociétés en plus des rétroactions sur le climat dans les régions arctiques (AMAP, 2011; Bokhorst et al., 2016). Il est donc essentiel pour un meilleur suivi de la neige de pouvoir analyser et anticiper l'évolution du couvert nival. De plus, le manteau neigeux arctique présente des propriétés spécifiques. En effet, la structure typique du manteau neigeux arctique comprend à sa base une couche de givre de profondeur formée à l'automne lorsqu'il y a un fort gradient de température entre l'air froid et le sol plus chaud. Le gradient de température s'estompe ensuite lorsque le sol se refroidit et l'épaisseur du manteau neigeux augmente. Il y a alors moins de formation de givre de profondeur. Aussi, au cours de l'hiver, la neige forme des couches denses en surface dues aux vents forts (Domine et al., 2016a, 2019).

La région arctique est difficile d'accès, les données *in situ* pour le suivi du manteau neigeux et du pergélisol sont limitées. Le suivi spatial et temporel du manteau neigeux arctique et du pergélisol nécessite donc des bases de données utilisant des outils de modélisation pour palier au caractère très ponctuel des données d'observation. Mudryk et al. (2015) présentent une comparaison de différentes bases de données issues de modélisation, d'observations *in situ* et d'observations satellitaires sur la période 1981-2010. Cependant, ces bases de données présentent des différences importantes entre elles, allant au maximum jusqu'à 50 % de la masse de neige. Les plus importantes différences se situent dans les régions arctiques et alpines. Les fortes incertitudes des modèles d'évolution du manteau neigeux et des données de forçage météorologique sont un réel problème pour le suivi du manteau neigeux et du pergélisol arctique. Mettre au point une méthode de suivi plus fiable est donc nécessaire.

Le modèle d'évolution du manteau neigeux SURFEX-Crocus (Vionnet et al., 2012) permet de reproduire la densité moyenne du manteau neigeux avec une erreur inférieure à 10%, mais une erreur importante, de plus de 50%, sur l'équivalent en eau de la neige (Brun et al., 2013). De plus, Barrere et al. (2017) et Domine et al. (2019) ont mis en évidence des erreurs sur les simulations de profils verticaux de densité. Au sein du modèle, la densité de la neige au niveau du sol est trop importante et celle de surface trop faible par rapport aux observations. L'hypothèse faite par Barrere et al. (2017) pour expliquer ces différences est l'absence de la représentation des flux de vapeur d'eau au sein du manteau qui est à l'origine de la formation et du développement du givre de profondeur (Domine et al., 2016a). Le tassement de la neige dans Crocus fait augmenter sa densité en profondeur. L'effet du vent formant des plaques de forte densité en surface est, lui, sous-estimé. Les erreurs de simulation de la densité du manteau neigeux arctique influent sur l'estimation de la conductivité thermique de la neige et donc sur l'évaluation des températures du sol en ne permettant pas un effet isolant correct du manteau neigeux (Domine et al., 2016b). Domine et al. (2019) mettent en avant le besoin d'avoir un modèle d'évolution du manteau neigeux adapté à la région arctique pour mieux comprendre et anticiper les évolutions du pergélisol et du climat arctique.

Des pistes d'amélioration de la neige arctique dans les modèles d'évolution du manteau neigeux ont été explorées par [Barrere et al. \(2017\)](#) et [Gouttevin et al. \(2018\)](#).

1.4 Objectifs du doctorat

Comment étudier et suivre de façon plus fiable les évolutions spatiales et temporelles de la température du sol et du manteau neigeux arctique ? C'est à cette problématique que répond ce travail de doctorat à travers différents objectifs dont le principal est d'analyser l'évolution de la température du sol et du couvert nival de la région arctique en lien avec la variabilité climatique. De cette analyse découle plusieurs objectifs spécifiques, 1) améliorer l'estimation des propriétés du manteau neigeux et de la température du sol par simulation avec le modèle SURFEX-Crocus, 2) réaliser une analyse climatique des évolutions temporelles et spatiales des propriétés du sol et du manteau neigeux arctique en lien avec le changement climatique et 3) étudier la possibilité de faire une validation des simulations du manteau neigeux à partir de données de température de brillance (T_B) micro-onde mesurées par satellites via le couplage du modèle d'évolution du manteau neigeux SURFEX-Crocus avec le modèle de transfert radiatif SMRT. Pour mener à bien ce projet, le plan de travail qui a été suivi au cours de cette thèse, suivant la réalisation de chaque objectif spécifique, est le suivant :

- Améliorer l'estimation des propriétés du manteau neigeux et de la température du sol par simulation avec le modèle SURFEX-Crocus a nécessité :
 - D'apporter des modifications à la physique du modèle SURFEX-Crocus ;
 - De faire une validation ponctuelle des simulations à partir de données de sites de référence au Canada (Cambridge Bay, NU ; Trail Valley Creek, NWT ; Bylot Island, NU) et en Sibérie (Samoylov) ;
- Réaliser une analyse climatique des évolutions temporelles et spatiales des propriétés du sol et du manteau neigeux arctique en lien avec le changement climatique a impliqué :
 - De réaliser des simulations sur les 39 dernières années (1979-2018) à partir de la réanalyse ERA-Interim (produit spatialisé de données météorologiques) ;
 - D'analyser les tendances sur 39 ans des propriétés de la neige telles que la hauteur, la densité de surface et l'équivalent en eau de la neige et des températures du sol sous la neige et de l'épaisseur de la couche active de surface ;
 - D'étudier les changements sur la température du sol générés par les modifications de la neige en comparant les simulations avec Crocus modifié et Crocus standard ;
- Étudier la possibilité de faire une validation des simulations du manteau neigeux à partir de données de température de brillance (T_B) micro-onde mesurées par satellites via le couplage du modèle d'évolution du manteau neigeux SURFEX-Crocus avec le modèle de transfert radiatif SMRT a demandé :

- D'étudier les possibilités de simulation de températures de brillance offertes par le modèle SMRT et déterminer la meilleure configuration du modèle pour la neige arctique ;
- D'appliquer cette configuration à une simulation des températures de brillance issues des neiges simulées par SURFEX-Crocus modifié et standard et la valider avec des observations satellitaires.

1.5 Organisation du manuscrit de thèse

Cette thèse est articulée autour de 3 parties : 1) Modélisation de la neige arctique et application climatique (chapitre 3) ; 2) Modélisation micro-onde de la neige arctique et subarctique (chapitre 4) ; 3) Test de validation globale par comparaison avec des données satellitaires micro-onde (chapitre 5).

Après ce chapitre d'introduction, le chapitre 2 présente les données et les différentes méthodologies appliquées pour tous les aspects de ce projet de recherche. Il s'attarde notamment sur les modifications apportées à Crocus pour la neige arctique, puis sur les configurations utilisées pour simuler les températures de brillance (T_B) micro-onde de la neige et pour simuler le manteau neigeux. Les simulations du manteau neigeux à l'échelle panarctique entre 1979 et 2018 à l'aide du modèle Crocus sont présentées dans le chapitre 3. Ce chapitre fait l'objet d'une publication en cours de processus de soumission dans le journal *Frontiers*. Le chapitre 4 qui a fait l'objet d'une publication dans le journal *Remote Sensing of Environment* porte sur le développement d'une méthodologie pour simuler les T_B micro-onde de la neige arctique et subarctique à l'aide de données *in situ* de profils de neige et de T_B et du modèle Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT). L'utilisation de la méthodologie développée dans le chapitre 4 sur les simulations du manteau neigeux du chapitre 3 a permis d'effectuer des simulations des températures de brillance micro-onde à l'échelle panarctique. La comparaison des cartes de T_B simulées et observées est présentée à travers l'exemple de deux journées de l'hiver 2003 dans le chapitre 5. Enfin, un chapitre de conclusion et perspective clôt ce manuscrit.

Chapitre 2

Matériel et Méthode

2.1 Modélisation du manteau neigeux

La modélisation du manteau neigeux permet d'avoir accès à chaque pas de temps à un état du manteau neigeux sur toute la zone arctique. C'est l'approche retenue afin d'avoir un suivi spatial et temporel du couvert nival arctique.

2.1.1 Cadre théorique

Le suivi du manteau neigeux peut se faire à l'aide de modèles physiques permettant de décrire son évolution. Il existe de nombreux modèles développés pour décrire le couvert nival et son évolution. Ces modèles se distinguent par différents niveaux de complexité. Ils ont été développés pour de multiples applications telles que l'hydrologie, l'étude de la variabilité climatique ou la prévision d'avalanches. [Etchevers et al. \(2004\)](#) comparent 23 modèles d'évolution du manteau neigeux différents sur deux sites alpins. Ces modèles ont des niveaux de complexité qui vont du modèle à une seule couche de neige avec un bilan d'énergie simplifié aux modèles permettant de simuler plusieurs couches de neige et qui prennent en compte les processus physiques internes au manteau neigeux comme le métamorphisme des grains de neige. Les modèles les plus complexes, pouvant décrire plusieurs couches au sein du manteau neigeux et en simuler les paramètres physiques de microstructure, sont les plus à même de simuler l'évolution saisonnière du couvert nival ([Etchevers et al., 2004](#)). De plus, dans ce doctorat, la prise en compte de la microstructure de la neige est nécessaire pour simuler le transfert radiatif micro-onde, c'est pourquoi le choix a été fait de travailler avec un modèle d'évolution du manteau neigeux sophistiqué, le modèle Crocus ([Vionnet et al., 2012](#)) malgré le défi que représente l'application de ces simulations à l'échelle de tout l'Arctique. À l'origine ce modèle a été développé par le CNRM/CEN pour la prévision des avalanches ([Brun et al., 1989](#)). Il est maintenant utilisé également pour des études climatiques ou hydrologiques. Le modèle Crocus est couplé au modèle de surface continentale Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA) ([Noilhan and Mahfouf, 1996](#)). La mise en place de ce couplage est faite avec la plateforme de SURface EXternalisée (SURFEX) ([Le Moigne et al., 2009](#)). Le modèle ainsi formé, appelé SURFEX-Crocus, est présenté dans la section 2.1.3. Il utilise en entrée des données issues de modèles météorologiques (température, précipitations, vent. . .). Le modèle permet de

simuler le couvert nival sous forme d'un empilement de couches de neige, chacune décrite par des paramètres tels que la microstructure (taille des grains, sphéricité. . .), la température ou encore la masse volumique de la neige. Dans toute la suite de cette thèse, la masse volumique de la neige est désignée par l'anglicisme communément admis dans la communauté scientifique étudiant la neige : densité.

2.1.2 Données utilisées pour la modélisation du manteau neigeux

2.1.2.1 Les données de forçage météorologique

Plusieurs jeux de données météorologiques existent. Le choix est fait de travailler avec des données de réanalyse qui sont des données spatialisées et plus proches de la réalité que des simulations de prévisions météorologiques. Ces données présentent l'avantage de ne pas avoir de paramètres manquants, ce qui est souvent le cas pour les jeux de données de relevés *in situ*.

Pour cette étude, les données ont été extraites et mises en forme par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), à Toulouse et sont disponibles sur une grille régulière, avec une résolution de 0.5°.

Une réanalyse atmosphérique a pour objectif de fournir la meilleure estimation possible des variables météorologiques et de surface sur une période passée donnée. Pour la produire, il faut utiliser les simulations d'un modèle atmosphérique faites sur une période passée, qui sont corrigées à l'aide des données d'observations recueillies au cours de la période considérée et utilisées par le biais de méthodes d'assimilation de données. Les produits de réanalyse atmosphérique permettent l'accès à des données maillées disponibles sans discontinuité spatiale ni temporelle. C'est un net avantage sur les produits d'observation des variables atmosphériques disponibles de façon dispersée sur le territoire avec une densité dépendant de la région et possédant certaines discontinuités temporelles pouvant être dues à des pannes. L'avantage des produits de réanalyse atmosphérique sur les produits de prévision ou d'analyse atmosphérique est l'unicité du modèle utilisé sur toute la période concernée. En effet, les modèles de prévision évoluent au cours du temps, il n'est donc pas possible d'avoir accès à des données sans changement de modèle sur de longues périodes. La réanalyse atmosphérique est faite en utilisant une même version du modèle de prévision pour toute la période étudiée.

ERA-Interim est la réanalyse atmosphérique choisie pour cette étude. Elle a été produite par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (European Center for Medium-Range Weather Forecast) (ECMWF). [Dee et al. \(2011\)](#) et [Berrisford et al. \(2011\)](#) présentent le projet ERA-Interim. La réanalyse couvre la période entre janvier 1979 et août 2019.

Le modèle météorologique utilisé pour produire les données ERA-Interim est le modèle

Intergrated Forecast Model (IFS) développé par le centre européen. La version utilisée est la version Cy31r2, utilisée de façon opérationnelle entre le 12 décembre 2006 et le 5 juin 2007. Le modèle a une résolution verticale de 60 niveaux, le plus haut étant à 0.1 hPa. Il utilise une résolution horizontale spectrale T255 ce qui correspond à une résolution approximative de 79 km sur une grille gaussienne réduite. Le pas de temps utilisé pour les simulations est de 30 min.

Le nombre d'observations assimilées est passé d'environ 10^6 par jour en moyenne pour 1979 à presque 10^7 par jour en 2010. Les observations assimilées pour les dates antérieures à 2002 sont celles qui avaient été utilisées pour ERA-40, elles sont décrites avec leurs sources par [Uppala et al. \(2005\)](#). Les sources de données sont diverses. ERA-Interim utilise les relevés *in situ* provenant de :

- stations terrestres ;
- bateaux ;
- bouées dérivantes ;
- radiosondages ;
- ballons ;
- avions ;
- profileurs de vents.

Dans ces jeux de données, certaines observations sont rejetées systématiquement :

- toutes les observations de vent près de la surface sur la terre ;
- les observations de pression de surface sur les terrains en altitude (supérieur à 1500 m) ;
- Les observations de radiosondage en dessous de la surface du modèle ;
- les observations d'humidité relative proche de la surface la nuit et sur les terrains d'altitude ;
- Les observations de l'humidité spécifique de radiosonde en condition de froid extrême ($T < 193$ K pour les sondes RS-90, $T < 213$ K pour les sondes RS-80 et $T < 233$ K pour les autres sondes) ;
- Les observations de l'humidité spécifique de radiosonde en haute altitude ($p < 100$ hPa pour les sondes RS-90 et RS-80 et $p < 300$ hPa pour les autres sondes).

Il y a également des données satellitaires qui sont utilisées pour construire la réanalyse. Au total, le nombre d'instruments satellitaires différents utilisés pour la réanalyse est proche de 50, dont 6 simultanément en 1989 et presque 20 en 2010. La figure 14 de [Dee et al. \(2011\)](#) présente la temporalité des données utilisées, ce sont les données :

- TOVS et ATOVS ;
- les radiances de ciel clair des satellites géostationnaires ;
- micro-ondes passives ;
- AIRS ;

— ...

Ces observations satellitaires sont assimilées dans le modèle via un schéma 4D-Var.

Par rapport à la réanalyse précédente du centre européen (ERA-40), ERA-Interim fournit des données avec une meilleure représentation du cycle hydrologique, une circulation stratosphérique plus réaliste ainsi qu'une meilleure cohérence dans le temps des champs de réanalyse (Dee et al., 2011).

Sur la région arctique, ERA-Interim a été comparé à plusieurs autres jeux de données tels que d'autres réanalyses globales (Lindsay et al., 2014) ou une réanalyse régionale (Bromwich et al., 2016). Dans ces deux études, des données d'observations *in situ* ou satellites sont également utilisées afin de valider les différents systèmes. Les résultats obtenus avec le Arctic System Reanalysis (ASR) sont similaires à ceux obtenus avec ERA-Interim (Bromwich et al., 2016). Les différences sont observées sur les précipitations notamment avec ASR ayant un biais humide important l'été. Bromwich et al. (2016) font état d'une mauvaise représentation de certains phénomènes physiques dans ASR tel que la représentation du schéma convectif ou encore du schéma radiatif. Lindsay et al. (2014) comparent 7 jeux de données de réanalyse différents sur la région arctique pour la période de 1981 à 2010. Ces données sont issues des réanalyses : NCEP-R1, NCEP-R2, CFSR, 20CR, MERRA, ERA-Interim et JRA-25. Ils comparent les jeux de données entre eux, mais également à des observations indépendantes. Ils montrent que 3 modèles sont plus cohérents avec les données d'observations indépendantes : CFSR, MERRA et ERA-Interim. En termes de température à 2 m, ERA-Interim montre les meilleures performances sur le biais et la corrélation. En ce qui concerne les flux radiatifs, le biais est faible pour les grandes longueurs d'onde (Long Wave) (LW) et les courtes longueurs d'onde (Short Wave) (SW) pour ERA-Interim, avec un cycle saisonnier bien reproduit. La meilleure corrélation avec les observations de précipitation est obtenue avec les données ERA-Interim, et le biais associé n'est pas très important (inférieur à 30% des précipitations observées pour tous les mois de l'année). Les biais les plus faibles obtenus pour la vitesse du vent le sont avec ERA-Interim, MERRA et CFSR. La meilleure corrélation sur ces vitesses est obtenue avec ERA-Interim.

Le modèle SURFEX-Crocus demande un forçage avec les données météorologiques suivantes dans un format spécifique :

- Le rayonnement de courte longueur d'onde incident ;
- Le rayonnement de grande longueur d'onde incident ;
- L'humidité spécifique de l'air ;
- Le taux de précipitations pluvieuses ;
- Le taux de précipitations neigeuses ;
- La température de l'air ;
- La vitesse du vent.

Les autres champs présents dans le forçage sont utilisés par d'autres composantes de la plateforme SURFEX. Ils sont donc obligatoires dans le fichier de forçage, mais peuvent être définis par des valeurs constantes.

2.1.2.2 Données neige et température du sol à court terme

Afin de valider les simulations au sol, 4 sites de référence ont été choisis pour la disponibilité des données. La figure 2.1 montre la localisation de ces 4 sites (ronds jaunes), 3 sont situés dans l'Arctique canadien (Cambridge Bay, NU; Trail Valley Creek, NWT; l'île Bylot, NU) et un en Sibérie (Samoylov, Sibérie). Les données disponibles sont décrites dans le tableau 2.1.

TABLE 2.1 – Latitude, longitude et données disponibles pour les 4 sites de référence sélectionnés pour l'évaluation et la validation des simulations SURFEX-Crocus.

Site	Cambridge Bay	Trail Valley Creek	île Bylot	Samoylov
Latitude (°N)	69.13	68.74	73.15	72
Longitude (°E)	-104.96	-133.5	-80	126
Densité	X	X	-	X
Température	X	X	X	-
SSA	X	X	-	-
Conductivité thermique	X	X	X	X
Température du sol continue	-	-	X	X
Hauteur de neige continue	-	-	X	X
Hivers disponibles	2015-2016, 2016-2017 et 2017-2018	2017-2018	2013-2014, 2014-2015 et 2016-2017	2012-2013(données ponctuelles) et 1998-2017 (données continues)
Nombre de Snowpits	139	31	48	4
Référence	Campagnes de Terrain CARTEL	Campagne de Terrain CARTEL	Barrere and Domine (2017)	Boike (2017); Boike et al. (2018)

2.1.2.3 Données neige et température du sol continues entre 1979 et 2018

Deux types de données à long terme ont été utilisées, des observations de température du sol (en bleu sur la figure 2.1) et des données d'observation du manteau neigeux (en rouge sur la figure 2.1). Les observations du manteau neigeux contiennent

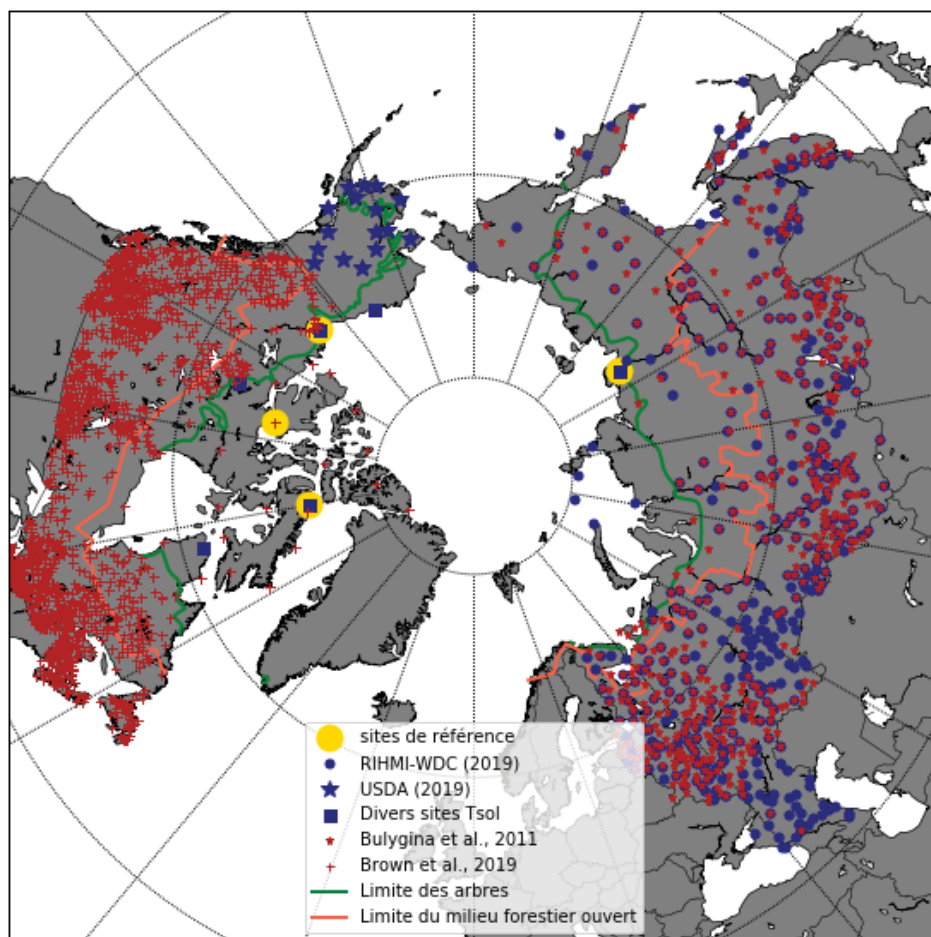


FIGURE 2.1 – Localisations des observations utilisées dans le cadre de la simulation du manteau neigeux. Les sites de références utilisés pour l'évaluation et la validation des modifications apportées au modèles SURFEX-Crocus sont notés par des ronds jaunes. Les observations à long terme sont notées en bleu pour la température du sol, par des ronds pour les données en Russie (RIHMI-WDC, 2019), par des étoiles pour les données en Alaska (USDA, 2019) et par des carrés pour divers sites supplémentaires (Salluit, QC ; l'Île Bylot, NU ; Daring Lake, NWT ; Inuvik, NWT, North Slope, Alaska et Samoylov, Sibérie). Les observations de neige à long terme sont notées en rouge, par des croix pour le Canada (Brown et al., 2019) et des étoiles pour la Russie (Bulygina et al., 2011). La limite des arbres est tracée en vert et la limite du milieu forestier ouvert (moins de 40 % d'arbres) est tracée en orange.

des données de hauteur de neige, d'équivalent en eau de la neige (SWE) et de densité de la neige sur les régions nordiques. Elles proviennent de deux sources différentes, Brown et al. (2019); Fang (2017) fournissent des observations de hauteur de neige, de SWE et de densité moyenne du manteau neigeux entre 1951 et 2016 sur le Canada et l'Institut russe de recherche pour l'information hydrométéorologique - Centre mondial de données (Russian Research Institute for Hydrometeorological Information - World Data Center) (RIHMI-WDC) fournit des observations sur 517 stations en Russie depuis 1966 (Bulygina et al., 2011). Les observations de température du sol proviennent de multiples sources. Le tableau 2.2 présente un résumé des données utilisées au cours de cette thèse de doctorat. Au Canada, il y a 5 stations différentes (l'île Bylot, NU ; Inuvik,

NWT; Trail Valley Creek, NWT; Daring Lake, NWT et Salluit, QC). En Alaska, les stations du réseau SCAN sont disponibles (17 stations) ainsi que la station de North Slope. Enfin, en Russie, les données du RIHMI-WDC sont disponibles pour 400 stations et il y a aussi la station de Samoylov.

TABLE 2.2 – Les observations de température du sol disponibles à long terme pour cette étude, avec leur localisation, leur période de disponibilité et la profondeur des mesures disponibles.

Station / Réseau	localisation	période de disponibilité	profondeurs de mesures	référence
Île Bylot	73.15°N, -133.5°E	01/08/2013 à 30/06/2015	-5cm, -10 cm, -15cm	Barrere and Domine (2017)
Inuvik	68.43°N, -133.33°E	24/06/1994 à 12/08/2012	-5cm	Environment and Climate Change Canada (2015)
Trail Valley Creek	68.74°N, -133.5°E	01/01/2017 à 21/04/2018	-10cm, -20cm, -30cm, -50cm, -104cm	Wilfried-Laurier-University (2019)
Daring Lake	64.52°N, -111.54°E	01/05/2005 à 31/08/2013	-5cm	Environment and Climate Change Canada (2015)
Salluit	61.87°N, -75.23°E	entre août 2002 et juin 2008 à mai ou octobre 2012 (en fonction de la profondeur)	-2cm, -5cm, -20cm, -25cm, -50cm, -75cm, -125cm, -175cm, -250cm, -400cm	Centre d'Études Nordiques (2015)
SCAN	Alaska (17 stations)	depuis 2002 (5 stations), depuis 2012 (2 stations), depuis 2013 (2 stations), depuis 2014 (5 stations), depuis 2015 (1 station) et depuis 2018 (2 stations)	-2in, -4in, -8in, -20 in, -40in	USDA (2019)
North Slope	70.27°N, -148.88°E	08/09/2006 à 13/09/2011	-5cm	University of Alaska Fairbanks (2015)
RIHMI-WDC	Russia (400 stations)	le plus tôt commence en 1963, tous durent jusqu'au 31/12/2015	-2, -5, -10, -15, -20, -40, -60, -80, -120, -160, -240, -320 cm	RIHMI-WDC (2019)
Samoylov	72°N, 126°E	01/08/1998 à 21/09/2017	-5cm, -10cm, -30cm, -40cm, -51cm	Gouttevin et al. (2018)

2.1.3 Le modèle SURFEX-Crocus

Le modèle SURFEX-Crocus est un modèle qui simule la structure interne du manteau neigeux. Pour ce faire, le manteau est divisé en plusieurs couches de neige (au maxi-

mum 50) qui ont chacune des propriétés physiques propres. Dans cette étude, le nombre de couches est limité à 10 pour des raisons de temps de calcul. La figure 2.2 présente les principaux processus physiques implémentés au sein du modèle SURFEX-Crocus ainsi que les différents variables et paramètres permettant de décrire chaque couche du manteau neigeux. L'évolution du manteau neigeux au sein du modèle dépend des échanges de masse et d'énergie avec l'atmosphère, le modèle demande donc un forçage météorologique. Les avantages d'utiliser une telle approche, par rapport aux sorties disponibles des modèles climatiques, sont l'utilisation de données météorologiques plus fiables (réanalyses) et une physique de la neige plus précise, car elle est simplifiée dans les modèles climatiques. En revanche, il n'y a pas de couplage, donc pas de rétroaction de la neige sur la météorologie.

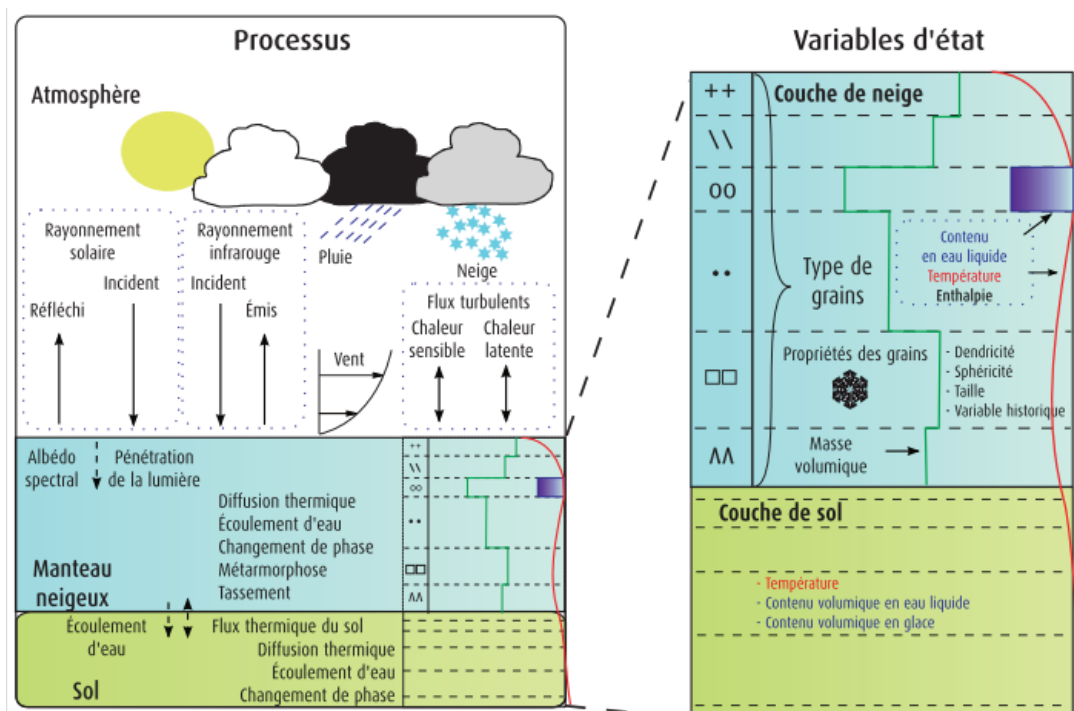


FIGURE 2.2 – Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés. Source : Brun et al. (2012).

Le modèle SURFEX-Crocus ne reproduit pas la dynamique des manteaux neigeux arctiques. Dans le but d'obtenir une représentation de celle-ci plus proche de la réalité, différentes modifications, en partie basées sur Gouttevin et al. (2018) et Barrere (2018) ont été apportées au sein du modèle. Ces changements ont été évalués et validés sur 4 sites de référence (voir le tableau 2.1).

2.1.3.1 Densité de la neige fraîche

Dans le modèle SURFEX-Crocus, la neige fraîche est ajoutée au manteau neigeux lorsqu'elle tombe. Les propriétés physiques de cette neige dépendent des conditions météorologiques de surface. La densité de la neige fraîche (ρ_{new}) est au minimum de

50 kg m⁻³ et dépend de la température de l'air T_a et de la vitesse du vent U selon l'équation suivante :

$$\rho_{new} = a_\rho + b_\rho(T_a - T_{fus}) + c_\rho U^{1/2} \quad (2.1)$$

où :

- T_{fus} est la température de fusion de l'eau ;
- $a_\rho = 109 \text{ kg m}^{-3}$;
- $b_\rho = 6 \text{ kg m}^{-3} \text{ K}^{-1}$;
- $c_\rho = 26 \text{ kg s}^{1/2} \text{ m}^{-7/2}$

En partant du postulat que l'effet du vent est sous-estimé dans Crocus, le facteur c_ρ a été doublé afin d'augmenter l'effet du vent sur la densification et correspondre ainsi aux données d'observation des sites de référence (voir le tableau 2.1).

2.1.3.2 Effet de densification du manteau neigeux par le vent

La densité (ρ) du manteau neigeux peut être augmentée par l'effet du vent. Cette densification dépend de la profondeur de la couche de neige. Pour chaque couche de neige i , son évolution au cours du temps (t) est :

$$\frac{\partial \rho_i}{\partial t} = \frac{\rho_{max} - \rho}{\tau_i} \quad (2.2)$$

où :

- $\rho_{max} = 350 \text{ kg m}^{-3}$;
- $\tau_i = \frac{\tau}{W_{Effect} \Gamma_{idrift}}$;
- $W_{Effect} = 1$ un coefficient décrivant l'impact du vent sur la densité ;
- τ le temps caractéristique fixé à 48 h ;
- $\Gamma_{idrift} = \max[0, S_{I_i} \exp(\frac{-z_i}{0.1})]$;
- z_i la pseudo profondeur dans le manteau neigeux mesurée depuis le haut du manteau ;
- $S_{I_i} = -2.868 \exp(-0.085U) + 1 + M_{O_i}$;
- U la vitesse du vent en m s^{-1} ;
- $M_{O_i} = \begin{cases} 0.34(0.75d_i - 0.5s_i + 0.5) + 0.66F(\rho) & \text{cas dendritique} \\ 0.34(-0.583g_{si} - 0.833s_i + 0.833) + 0.66F(\rho) & \text{cas non dendritique} \end{cases}$;
- $F(\rho) = (1.25 - 0.0042(\max(\rho_{min}, \rho) - \rho_{min}))$ avec $\rho_{min} = 50 \text{ kg m}^{-3}$;
- d_i la dendricité de la couche du manteau neigeux ;
- s_i la sphéricité de la couche du manteau neigeux ;
- g_{si} la taille des grains dans la couche du manteau neigeux en mm.

En partant encore une fois du postulat que l'effet du vent est sous-estimé dans Crocus, le facteur W_{Effect} a été fixé à 3 afin d'augmenter l'effet du vent sur la densification. Cela permet de simuler une densité de surface du manteau neigeux qui correspond mieux aux données d'observation des sites de référence (voir le tableau 2.1).

2.1.3.3 Densité maximum du manteau neigeux impactée par le vent

Dans l'équation 2.2, la densité maximum impactée par le vent (ρ_{max}) est de 350 kg m^{-3} . La densité de surface de la neige arctique observée peut atteindre des valeurs plus importantes. À Cambridge Bay, NU, dans 1/4 des cas, la densité de surface dépasse 350 kg m^{-3} . Dans le but de permettre la simulation de densités plus importantes, la densité maximum impactée par le vent est fixée à 600 kg m^{-3} , même si, en pratique, cette valeur n'est pas souvent atteinte.

2.1.3.4 Effet de la végétation sur la densité de la neige

La densité du manteau neigeux arctique présente un profil spécifique avec de faibles valeurs dues à la présence de givre de profondeur à la base du manteau (voir [Domine et al., 2019](#)) et de fortes valeurs dues à la compaction par le vent au sommet du manteau. Le développement du givre de profondeur se produit lorsque qu'il y a présence d'un fort gradient thermique entre l'atmosphère froide et le sol plus chaud ([Akitaya, 1967, 1975](#); [Marbouty, 1980](#)). Cela induit un important flux de vapeur d'eau qui conduit à l'apparition de larges cristaux en forme de gobelets ([Sturm and Benson, 1997](#)). Le modèle SURFEX-Crocus n'est pas capable de représenter un tel profil de densité. Ce problème est difficile à résoudre numériquement et mathématiquement, c'est pourquoi nous ne l'avons pas modélisé. [Barrere \(2018\)](#) a implémenté différentes modifications à SURFEX-Crocus afin de permettre une meilleure représentation des propriétés physiques du manteau neigeux, notamment le profil de densité. [Gouttevin et al. \(2018\)](#) ont choisi une approche similaire avec le modèle d'évolution du manteau neigeux SNOWPACK ([Bartelt and Lehning, 2002](#); [Lehning et al., 2002b,a](#)). Certaines des modifications apportées par [Barrere \(2018\)](#) ont été reprises ici, elles sont basées sur l'ajout d'un paramètre de hauteur de végétation en dessous de laquelle certaines propriétés physiques du manteau neigeux arctique changent :

- La viscosité de la neige : elle est multipliée par 100 entre 0 et 10 cm à la base du manteau et par 10 entre 10 cm et la hauteur de végétation prescrite si elle dépasse 10 cm ;
- La compaction de la neige par le vent est annulée en dessous de la hauteur de végétation prescrite.

Cette modification permet, sans être physiquement l'équivalent, de mimer l'effet des flux de vapeurs permettant de faire croître les grains de neige dans la partie inférieure du manteau neigeux et ainsi de reproduire des grains de taille et de densité similaires au givre de profondeur. La hauteur de végétation prescrite en entrée du modèle a été calculée à partir de la base de données ecoclimap ([Masson et al., 2003](#)). Dans cette base de données, la végétation est séparée en 215 classes qui sont définies à partir de 3 paramètres, le type de couverture terrestre, le climat et l'indice de végétation par différence normalisée (Normalized Difference Vegetation Index) (NDVI) entre avril 1992 et mars 1993. 15 types de couvertures terrestres différents sont définis (océan, eau continentale, sol nu, roche, neige permanente, urbain, forêt de conifères à feuillage

caduc, forêt de conifères à feuillage persistant, forêt de feuillus à feuillage caduc, forêt de feuillus à feuillage persistant, forêt mixte, bois, prairie boisée, zone arbustive fermée, zone arbustive ouverte, prairie, cultures, zone humide), ainsi que 16 types de climats (été sec subtropical, désert tropical, semi-aride tropical, humide et sec tropical, humide équatorial, alizé littoral, humide subtropical, semi-aride continental, désert intermédiaire, polaire modéré, marin frais, polaire, littoral frais, continental humide, subpolaire extrême, subpolaire marin). La résolution de la base de données est de 1 km sur tout le globe. Lorsque le modèle SURFEX-Crocus est utilisé sur une grille, une grille de végétation est automatiquement générée sur la grille de forçage météorologique. Pour chaque pixel, chaque classe de végétation se voit attribuer une valeur représentant la fraction du pixel occupée par ce type de végétation.

TABLE 2.3 – Description des différentes classes de végétation retenues pour cette étude et hauteur de végétation associée dans le calcul de classes de hauteur de végétation.

Nom	Description	hauteur (m)
North Hemisphere polar Open Shrubland	Zone avec entre 10 et 40% de buissons, le reste étant de la petite végétation, située en Amérique du Nord	0.1
North America Moderate Polar Woodland	Zones avec entre 40 et 60% d'arbres, complétées par de la petite végétation, située en Amérique du Nord	0.1
North America Polar Closed Shrubland	Zone avec au moins 40% de buissons et moins de 10% d'arbres, et de la petite végétation, située en Amérique du Nord	0.5
Asia Polar Closed Shrubland	Zone avec au moins 40% de buissons et moins de 10% d'arbres, et de la petite végétation, située en Asie	0.5
Tundra	végétation située en Scandinavie et au nord-ouest de la Russie	0.2

Une carte de hauteur de végétation pour cette étude a été créée à partir des classes de végétation générées sur la grille de forçage ERA-Interim. La végétation ayant un impact sur la compaction de la neige par le vent et la viscosité de la neige est la végétation de type petite végétation et buissons. 5 classes de végétations de la base de données ecoclimap correspondant à ce type de végétation et présentes dans le milieu polaire ont été sélectionnées. Une hauteur moyenne de végétation issue de l'expérience sur le terrain a été associée à chacune de ces classes. Le tableau 2.3 présente les différentes classes de végétation choisies pour cette étude ainsi que la hauteur de végétation qui leur a été associée. Pour chaque pixel de la grille de forçage, une hauteur moyenne de végétation a été calculée en faisant une moyenne des hauteurs de chaque classe pondérée par sa fraction d'occupation du pixel. Enfin, à partir de ces hauteurs moyennes calculées, 11 classes de végétation ont été générées, en arrondissant les hauteurs de végétation à 5 cm. La figure 2.3 présente la carte des hauteurs ainsi obtenue. Les résultats donnent, sur 4 sites connus, 0.1 m (Umiujaq, QC), 0.35 m (Trail Valley Creek, NWT), 0.1 m (Cambridge Bay, NU) et 0.1 m (Samoylov, Sibérie). Ces valeurs ont été validées à partir des données de [Ponomarenko et al. \(2019\)](#) à Cambridge Bay, de [Grünberg and Boike \(2019\)](#) à Trail Valley Creek, de [Perreault et al.](#)

(2017) sur l'île Bylot et Muster et al. (2012) à Samoylov. La Figure 2.4 présente un aperçu de ces 4 sites sans neige.

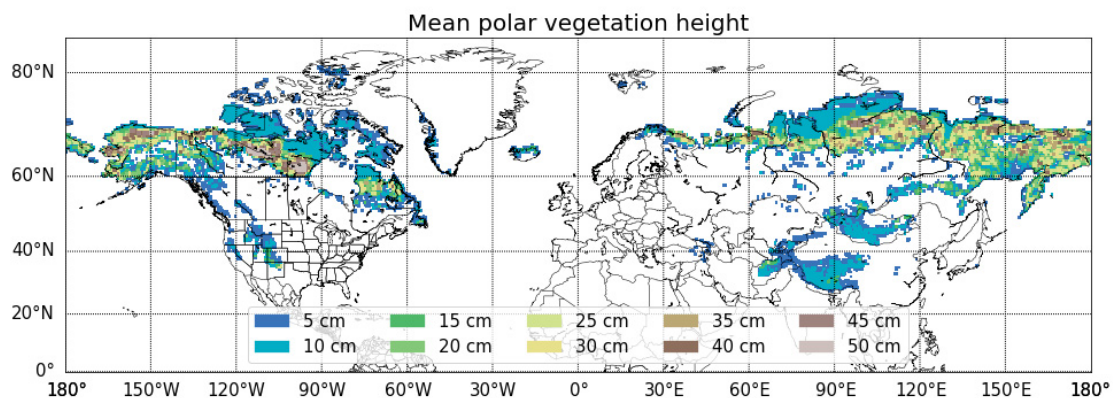


FIGURE 2.3 – Carte de hauteurs de végétation prescrites au modèle SURFEX-Crocus.

a)



b)



c)



d)

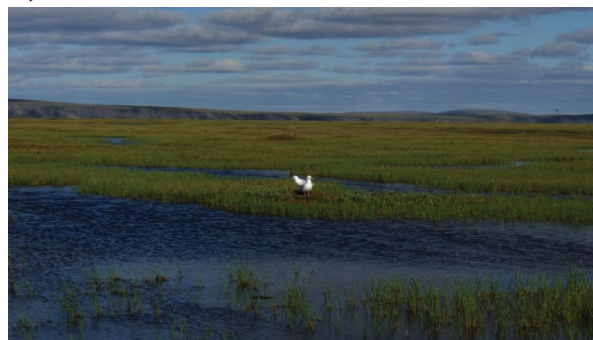


FIGURE 2.4 – Photographies estivales des sites de Cambridge Bay (a), Trail Valley Creek (b), l'île Bylot (c) et Samoylov (d).

2.1.3.5 Conductivité thermique du manteau neigeux

La conductivité thermique du manteau neigeux (k_{eff}) au sein du modèle SURFEX-Crocus suit la loi de Yen (1981) :

$$k_{\text{eff}} = k_{\text{ice}} \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{1.88} \quad (2.3)$$

où :

- $k_{\text{ice}} = 2.22 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ la conductivité thermique de la glace ;
- $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ la densité de l'eau.

La figure 2.5 présente une comparaison entre les formulations de conductivité thermique de Yen (1981), Sturm et al. (1997) et Calonne et al. (2011). La régression de Sturm et al. (1997) donne des résultats plus proches des observations en ce qui concerne la neige de type arctique (givre de profondeur, plaque à vent). Domine et al. (2011) propose également une équation liant la conductivité thermique de la neige à la densité et à la force de cisaillement.

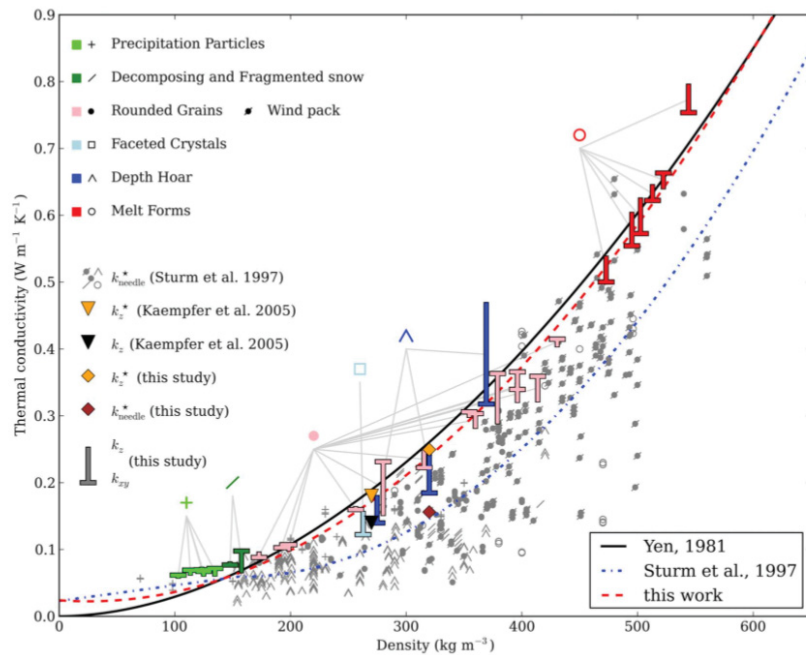


FIGURE 2.5 – Conductivité thermique effective en fonction de la densité. Les composantes k_z et k_{xy} des données de k_{eff} calculées sont fournies (symbole en forme de "T" qui pointe vers la valeur de k_z) et comparées aux (i) mesures d'aiguilles de Sturm et al. (1997) en utilisant des symboles gris correspondants à la classification de Fierz et al. (2009), (ii) données numériques et expérimentales de Kaempfer et al. (2005) en utilisant des triangles inversés en noir et jaune respectivement et (iii) données expérimentales de Calonne et al. (2011) en utilisant des losanges. Les courbes de régression de Sturm et al. (1997), Yen (1981) et Calonne et al. (2011) sont également présentes. Source : Calonne et al. (2011).

La régression entre la conductivité thermique et la densité de Sturm et al. (1997) est :

$$\begin{cases} k_{\text{eff}} = 0.138 - 1.01\rho + 3.233\rho^2 & \text{pour } 0.156 \leq \rho \leq 0.6 \\ k_{\text{eff}} = 0.023 + 0.234\rho & \text{pour } \rho < 0.156 \end{cases} \quad (2.4)$$

avec ρ en g cm^{-3} . Cette régression a été implémentée au sein de SURFEX-Crocus.

2.2 Modélisation des températures de brillance de la neige

La modélisation des températures de brillance (T_B) micro-onde de la neige permet de faire le lien entre l'état du manteau neigeux et les observations satellitaires micro-onde. Dans ce travail de doctorat, la modélisation des T_B a été utilisée pour 1) valider l'approche de modélisation des T_B de la neige arctique et 2) comparer les observations satellitaires aux simulations du manteau neigeux.

2.2.1 Cadre théorique

Un modèle de transfert radiatif permet de simuler les températures de brillance émises par le manteau neigeux à partir d'une description des propriétés physiques de ce manteau (microstructure, température, densité, ...). Le modèle est composé d'une partie en charge du calcul des coefficients d'absorption et de diffusion (modèle électromagnétique) et d'une autre partie chargée de résoudre l'équation du transfert radiatif. Il existe différents modèles de transfert radiatif communément utilisés (Royer et al., 2017). Les différences entre modèles proviennent de plusieurs aspects tels que le nombre de couches du manteau possible dans les simulations, la méthode de résolution de l'équation du transfert radiatif utilisée, le calcul des coefficients d'absorption et de diffusion, la prise en compte des couches de glace, ou encore les paramètres utilisés pour décrire la microstructure de la neige en entrée du modèle. Par exemple, si l'on considère le calcul des coefficients d'absorption et de diffusion, Picard et al. (2013) présentent un modèle basé sur la théorie électromagnétique Dense Media Radiative Transfer (DMRT). Ce modèle considère le manteau neigeux comme un ensemble de particules de glace sphériques dont la position est contrôlée par un facteur de cohésion appelé *stickiness* (paramétrisation Sticky Hard Sphere (SHS) de la microstructure). Ce milieu est décrit à l'aide du rayon optique des sphères que l'on peut dériver à partir de mesures de surface spécifique (Specific Surface Area) (SSA) des grains de neige. Chaque couche est aussi définie par la densité de la neige, la température, la *stickiness* et le contenu en eau liquide (Liquid Water Content) (LWC). La représentation du manteau neigeux au sein du modèle décrit par Picard et al. (2013) est présentée sur la figure 2.6. Cette figure représente le manteau neigeux comme considéré par le modèle DMRT-ML, sous forme de couches de neige chacune décrite par un ensemble de variables et de paramètres. La variable de sortie du modèle est ici la température de brillance émise par le manteau neigeux : $T_B(\theta, z = 0)$.

Wiesmann and Mätzler (1999) ont développé un autre modèle de transfert radiatif basé sur la théorie électromagnétique Improved Born Approximation (IBA) (Mätzler, 1998) pour le calcul des coefficients d'absorption et de diffusion. Dans ce modèle, le manteau neigeux est décrit pour chaque couche à l'aide de l'épaisseur, la température, la réflectivité interne, l'émissivité et la transmissivité de la neige. La microstructure

de la neige est décrite à l'aide d'une longueur de corrélation (paramétrisation Exponentielle (Exp) de la microstructure). Le tableau 2.4 présente le calcul des coefficients d'absorption et de diffusion dans le cas de la théorie DMRT utilisée par Picard et al. (2013) et de la théorie IBA présentée par Mätzler (1998). La résolution exacte de l'équation du transfert radiatif n'est pas possible. Afin de résoudre cette équation de façon approchée, le modèle DMRT-ML s'appuie sur la théorie Discrete Ordinate Radiative Transfer (DORT) qui permet de calculer la propagation de l'énergie dans un nombre limité (au maximum 64 dans la couche de neige la plus réfringente) de directions mais plus grand que deux. Ce n'est pas le cas du modèle MEMLS (Wiesmann and Mätzler, 1999) qui utilise une théorie calculant la propagation de l'énergie uniquement dans 6 directions.

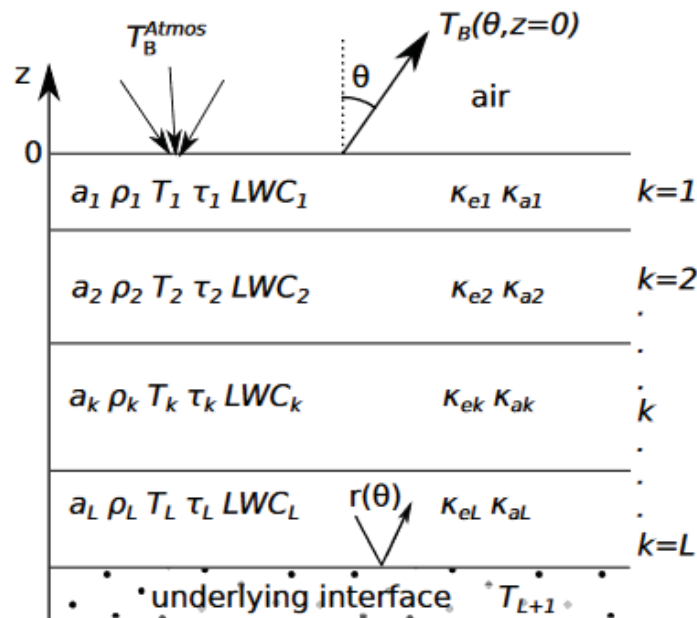


FIGURE 2.6 – Le manteau neigeux vu par DMRT-ML. L est le nombre de couches dans le manteau neigeux. Pour chaque couche homogène de neige k , les variables et les paramètres d'entrée sont la taille des grains de neige de la couche k a_k , la densité de la neige de la couche k ρ_k , la température physique de la neige de la couche k T_k , la *stickiness* (paramètre de cohésion) de la neige de la couche k τ_k et contenu en eau liquide de la neige de la couche k LWC_k . Les coefficients d'extinction et d'absorption κ_e et κ_a sont calculés via la théorie DMRT-ML. Les conditions aux limites nécessitent en entrée la température de brillance incidente T_B^{atmo} et les variables et paramètres permettant de calculer le coefficient de réflexion $r(\theta)$ de l'interface au sol. La méthode DORT est utilisée pour résoudre l'équation du transfert radiatif dans le manteau neigeux et fournir en sortie la température de brillance $T_B(\theta, z = 0)$ émergente du manteau. Source : Picard et al. (2013).

TABLE 2.4 – Calcul des coefficients de diffusion et d’absorption, théories DMRT (Picard et al., 2013) et IBA (Mätzler, 1998).

	DMRT	IBA
Diffusion	$\kappa_s = \frac{2}{9} k_0^4 a^3 f \left \frac{\epsilon_s - \epsilon_b}{1 + \frac{\epsilon_s - \epsilon_b}{3E_{eff}} (1-f)} \right ^2 \frac{(1-f)^4}{(1+2f-tf(1-f))^2}$	$\gamma_s = \frac{3p_c^3 k^4}{32} \nu (1-\nu) \left \frac{(\epsilon_2 - \epsilon_1)(2\epsilon_{eff} + \epsilon_1)}{2\epsilon_{eff} + \epsilon_2} \right ^2$
Absorption	$\kappa_a = 2k_0 \Im \sqrt{E_{eff}} - \kappa_s$	$\gamma_a = \nu k \epsilon_2'' \left \frac{2\epsilon_{eff} + \epsilon_1}{2\epsilon_{eff} + \epsilon_2} \right ^2$
Paramètres	<ul style="list-style-type: none"> — k_0 : nombre d’onde ; — a : rayon des sphères ; — f : fraction de volume des diffuseurs ; — ϵ_s : constante diélectrique des diffuseurs ; — ϵ_b : constante diélectrique du milieu ; — E_{eff} : constante diélectrique effective ; — t : paramètre relié à la cohésion des sphères ; — \Im : l’indicateur de la partie imaginaire. 	<ul style="list-style-type: none"> — k : nombre d’onde ; — p_c : longueur de corrélation ; — ν : fraction de volume des ellipsoïdes ; — ϵ_2 : permittivité des particules ; — ϵ_1 : permittivité du milieu ; — ϵ_{eff} : permittivité effective ; — $''$: l’indicateur de la partie imaginaire.

2.2.2 Le modèle de transfert radiatif SMRT

Le modèle de transfert radiatif SMRT (Picard et al., 2018) permet d’utiliser différentes théories physiques pour représenter le manteau neigeux et sa microstructure, calculer les coefficients d’absorption et de diffusion ou encore résoudre l’équation du transfert radiatif. La figure 2.7 présente un résumé des différents modules qui composent SMRT ainsi que des exemples des options implémentées. Dans ce projet, deux théories permettant de décrire la microstructure du manteau neigeux ont été retenues, la théorie SHS et la théorie Exp. Deux théories électromagnétiques permettant le calcul des coefficients d’absorption et de diffusion au sein du manteau neigeux ont également été considérées ici, les théories Dense Media Radiative Transfer theory with Quasi-Crystalline Approximation-Coherent Potential (DMRT QCA-CP) (Tsang et al., 1985; Picard et al., 2013) (désignée par DMRT par la suite) et Improved Born Approximation (IBA) (Mätzler, 1998). Enfin, pour la résolution de l’équation du transfert radiatif, la méthode DORT est utilisée. Trois modes de simulations sont ainsi créés : DMRT-SHS, IBA-SHS et IBA-Exp, dont les caractéristiques sont résumées dans le tableau 2.5.

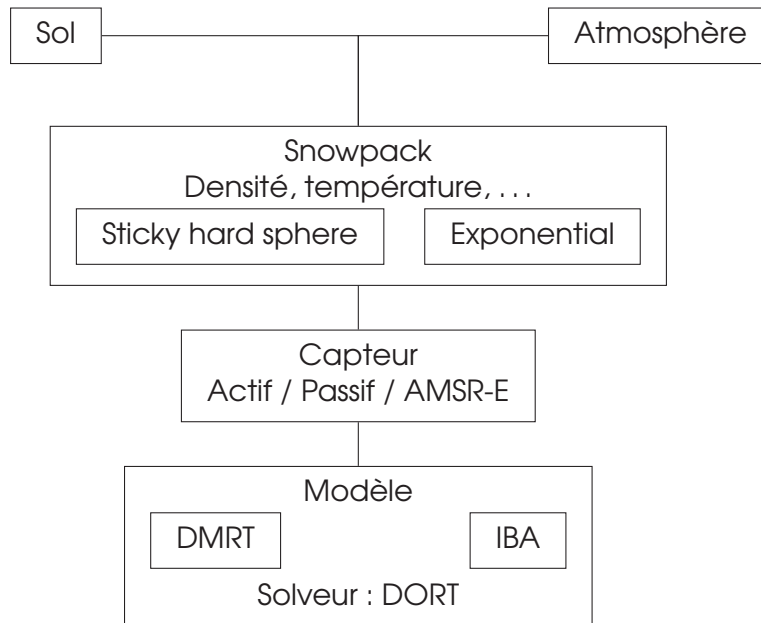
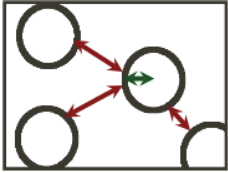



FIGURE 2.7 – Les différents modules et le fonctionnement du modèle SMRT.

TABLE 2.5 – Paramétrisation du manteau neigeux et théories électromagnétiques utilisées dans les différents modes de simulations avec SMRT

	DMRT-SHS	IBA-SHS	IBA-Exp
Paramétrisation de la microstructure	 <p>Sticky Hard Sphere : Sphères définies par leur rayon optique ($R_o = \frac{3}{\rho_{ice} \times SSA}$) et un paramètre de cohésion, la stickiness (τ)</p>		 <p>Exponential : microstructure décrite par une longueur de corrélation issue de la relation de Debye ($L_{Debye} = 4 \frac{1}{\rho_{ice} \times SSA} (1 - \frac{\rho_{snow}}{\rho_{ice}})$) pondérée par un facteur κ</p>
Autres paramètres physiques pour décrire le manteau neigeux	Densité (ρ_{snow}), Température (T), hauteur de chaque couche de neige (H)		
modèle électromagnétique	DMRT QCA-CP (Tsang et al., 1985)	IBA (Mätzler, 1998)	
Résolution de l'équation du transfert radiatif	méthode Discrete Ordinate Radiative Transfer (DORT)		

2.2.3 Données utilisées pour la modélisation micro-onde

Plusieurs jeux de données ont été utilisés en lien avec la modélisation micro-onde du manteau neigeux. Afin de valider l'approche de modélisation du couvert nival arctique, des mesures de la neige et de T_B relevées sur le terrain ont été utilisées. Ces données sont résumées dans le tableau 2.6. Pour chacun de ces sites, des données de T_B prises à l'aide de radiomètres au sol ont également été mesurées avec un angle d'incidence de 55° à différentes fréquences (10.65, 19, 37 et 89 GHz).

TABLE 2.6 – Données utilisées dans cette étude, incluant le nom du site où les données ont été mesurées, les années de mesures, la latitude et la longitude du site considéré, le type de neige (d'après [Sturm et al., 1995](#)), La hauteur de neige (Snow Depth) (SD) moyenne mesurée, le nombre de snowpits mesurés à cet endroit et la référence donnant une description détaillée de ces données (a : [Larue et al., 2018b](#); [Roy et al., 2016](#) et b : [Vargel et al., 2020](#), voir chapitre 4)

Site au Canada	Années	Lat(°N)/ Lon(°O)	Type de neige	SD (cm)	Nombre de snowpits	Réf.
SIRENE, QC	2015	45 / 72	Région boréale, Maritime	40	3	a
NEIGE-Forêt Montmor- rency, QC	2016 2018	47 / 71	Région boréale, Maritime	86	5 1	a,b b
Bay James, QC	2013 2015	54 / 77	Subarctique, milieu forestier ouvert, Taïga	58	30 21	a a
Umiujaq, QC	2014	56 / 76	Subarctic, Taïga	57	1	a
Trail Valley Creek, NWT	2018	69 / 133	Arctique, Tundra composée d'herbes et de buissons	35	20	b
Cambridge Bay, NU	2017 2018 2019	69 / 105	Haut Arctique, Tundra, sol nu	45	7 6 11	b b b

Une correction atmosphérique a été ajoutée dans tous les cas de modélisation micro-onde, en utilisant l'approche décrite par [Roy \(2014\)](#) permettant de calculer la contribution atmosphérique de la mesure à partir des données d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère. Les équations de correction ont été mises à jour dans cette thèse (voir chapitre 4, [Vargel et al., 2020](#)). Les données d'eau précipitable de l'atmosphère

utilisées dans ce travail de doctorat sont issues de la réanalyse météorologique ERA-Interim (Dee et al., 2011; Berrisford et al., 2011).

Enfin, dans la dernière partie de cette étude, des données satellitaires micro-onde ont été utilisées. Celles-ci sont issues des mesures réalisées par le capteur Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E) à 10.7, 18.7, et 36.5 GHz. Elles sont disponibles entre le 19 juin 2002 et le 3 octobre 2010 et peuvent être téléchargées sur le site du National Snow and Ice Data Center (NSIDC).

Chapitre 3

Article 1 : Amélioration des simulations de la climatologie des propriétés de la neige arctique et de la température du sol sur la période 1979-2018 dans la taïga circumpolaire et les zones arctiques

3.1 Résumé de l'article

Le couvert nival arctique, touché par le réchauffement climatique des hautes latitudes, a des implications clés dans le bilan énergétique de la surface, en raison de ses propriétés isolantes. Peu d'études ont analysé les tendances des propriétés du couvert nival et son impact sur le régime thermique du sol dans les zones de pergélisol. En outre, les modèles de neige détaillés (multicouche) ne parviennent pas à représenter les propriétés physiques correctes des manteaux neigeux arctiques, ce qui entraîne une grande incertitude dans la modélisation de leurs rétroactions. De nouvelles paramétrisations de plusieurs processus physiques de la neige ont été mises en place dans le modèle multicouche du manteau neigeux Crocus. Ces modifications incluent une meilleure prise en compte des effets de la végétation et du vent sur le manteau neigeux, afin de mieux simuler la stratification de la densité de la neige en Arctique et un changement de la conductivité thermique de la neige. Des améliorations significatives, comparées aux simulations de neige standard de Crocus et aux résultats de la réanalyse ERA-Interim, ont été validées par rapport à un large ensemble de données *in situ* sur la Sibérie et l'Amérique du Nord, montrant une RMSE de température de surface du sol arctique de 2.5 K. Des simulations de Crocus distribuées au cours des 39 dernières années (1979-2018) sont effectuées avec une résolution de 0.5° pour la taïga circumpolaire (forêt ouverte) et les zones arctiques, en se basant sur les données météorologiques ERA-Interim. L'évolution des propriétés du manteau neigeux (épaisseur,

densité et teneur en eau liquide de la neige) se traduit par une augmentation significative de la densité moyenne de la neige au printemps (principalement en mai et juin). Combinés à la tendance à la diminution de la durée d'enneigement et à l'effet de la neige mouillée, principalement au printemps et à l'automne, ces effets entraînent une augmentation de la température de surface du sol (T_{ss}) avec un maximum de 0.57 K par décennie. Les changements cumulés de la T_{ss} jouent également un rôle dans l'augmentation de l'épaisseur estimée de la couche active de +11 % au cours des 39 dernières années. En Arctique, la tendance de la T_{ss} en hiver (0.40 K par décennie) est inférieure à la tendance de la température de l'air (T_a) en hiver (0.84 K par décennie), alors qu'en été, les tendances sont similaires (tendance de la T_{ss} en été de 0.39 K par décennie, comparée à la tendance de la T_a en été de 0.38 K par décennie).

3.2 Article : Improved simulations of Arctic snow properties and soil temperature climatology over the 1979-2018 period in circumpolar taiga and Arctic areas

1 Improved simulations of Arctic snow properties
2 climatology over 1979-2018 in circumpolar taiga
3 and Arctic areas

4 Céline Vargel^{1,2,3}, Alain Royer^{1,2}, Ghislain Picard³, Isabelle Gouttevin⁴
5 and Marie Dumont⁴

6 ¹Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC,
7 Canada

8 ²Centre d'Études Nordiques, Québec, Canada

9 ³UGA, CNRS, Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), UMR 5001, Grenoble, F-38041, France

10 ⁴Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centre d'Études de la Neige,
11 Grenoble, France

12 To be submitted to *Frontiers in Earth Science, Section Cryospheric Sciences*
13

14 Abstract

15 The impact of high latitude climate warming on Arctic snow cover and its insulating
16 properties has key implications for the surface and soil energy balance. Few studies have
17 investigated specific Arctic snowpack properties trends as the current detailed snow models
18 fail to represent the main traits of Arctic snowpacks, resulting in high uncertainty in modeling
19 this snow feedback. To better simulate Arctic snow structure and snow thermal properties,
20 we implemented new parameterizations of several snow physical processes, including the
21 effect of Arctic low vegetation and wind on snowpack, in the Crocus detailed snowpack
22 model. Observed significant improvements over standard Crocus snow simulations and ERA-
23 Interim reanalysis snow outputs are shown over a large set of in-situ snow data over Siberia
24 and North America. Arctic Crocus simulations show an Arctic soil surface temperature bias of
25 -0.5 K with RMSE of 2.5 K. We performed Crocus simulations over the past 39 years (1979-
26 2018) for circumpolar taiga (open forest) and pan-Arctic areas at a resolution of 0.5°, driven
27 by ERA-Interim meteorological data. Snowpack properties over the 39 years feature
28 significant changes in spring snow bulk density (mainly in May and June). Combined with
29 trends of reduced snow cover duration and increased wet snow mainly in spring and fall, and
30 to the global and pan-arctic decrease in maximum snow water equivalent of -0.33 mm y^{-1}
31 and increase in air temperatures, these effects lead to an increasing trend for soil surface
32 temperature (Tss), with a maximum of $+0.57 \text{ K dec}^{-1}$ in June. Changes in Tss also plays a role

33 in the increase of the estimated active layer thickness by +11% over the past 39 years. We
34 show that changes in Arctic air temperature are not the only explanation for changes in Tss,
35 as changes in snow properties also plays a significant role in this transforming system.

36 1 Introduction

37 Snow plays a crucial role in the climate system. Fresh snow on the ground can increase average
38 surface albedo from 30% to 50% (Cohen and Rind, 1991) and therefore impacts radiative balance.
39 Snowpack affects the total energy balance at the Earth's surface (Stocker et al., 2013), and its
40 seasonality has a strong impact on the climate system. The evolution of the climate system
41 observed in recent decades (Portner et al., 2019; Mudryk et al., 2018) implies changes in snow
42 cover. Snow cover extent has generally decreased in the northern hemisphere over the last 90
43 years; Mudryk et al. (2018) show that this decrease can be directly related to the increase in
44 surface temperatures, and future climate change will very likely generate the same trend (Portner
45 et al., 2019; Brutel-Vuilmet et al., 2013; Callaghan et al., 2011). These trends are more
46 pronounced in high northern latitudes where warming is stronger (Overland et al., 2019; Screen
47 and Simmonds, 2010) owing to a variety of strong positive feedbacks (Serreze and Barry, 2011).

48 Pulliainen et al. (2020) showed that, over the last 40 years, snow mass has decreased by 4% per
49 decade across North America but the trend remained negligible across Eurasia. Both continents
50 exhibit high regional variability, mainly driven by variable regional warming and precipitation
51 rates. The positive feedback effects of increased snow fall can counter the negative feedback
52 effect of warming on SWE (Brown et al., 2009). However, while variables impacting SWE and snow
53 cover duration have been investigated, few studies have analyzed how the physical properties of
54 the snowpack are linked to this regional and local spatial variability.

55
56 Snowpack properties, mainly thermal conductivity linked to density govern heat exchanges
57 between the atmosphere and the ground through the snow, and therefore soil temperatures
58 (Park et al., 2015; Domine et al., 2019). In turn, the temperature gradient in the snowpack affects
59 the conditions of snow metamorphism that may lead to the formation of large snow crystals
60 known as depth hoar, mostly at the base of the snowpack (Colbeck et al., 1993; Sturm and Benson,
61 1997; Domine et al., 2016b).

62 As Arctic in-situ snow and soil monitoring data are very sparse, improved modeling and remote
63 sensing tools are required to better understand the spatial and temporal impacts of snow cover
64 change on the soil thermal regime. As such, Mudryk et al. (2015) and Mortimer et al. (2019)

65 present a comparison of different modeling, in-situ and satellite datasets (including MERRA, ERA-
66 Interim, Crocus-ERA-Interim, GLDAS-NCEP and Globsnow) over the period 1981-2010. The
67 comparison highlights significant differences, up to a maximum of 50% of the snow mass, for
68 example. High uncertainties in Arctic snowpack evolution simulations (Domine et al., 2019)
69 appear to be the main issue preventing better links between changes in snowpack properties and
70 snow cover duration – particularly the insulating effects on the soil thermal regime – and changes
71 in Arctic permafrost (Gouttevin et al., 2012). More reliable remote sensing monitoring methods
72 or models are therefore needed.

73 In this study, we use the SURFEX-Crocus snowpack evolution model (Vionnet et al., 2012). Already
74 well proven and reliable for alpine snowpack (Vionnet et al., 2012), it was shown to reproduce
75 the average snowpack density over northeastern Eurasia's open areas with an error of less than
76 10% (Brun et al., 2013). Over the northeastern Canadian open forest, Crocus forced by
77 meteorological predictions generated by the Canadian Global Environmental Multiscale model
78 also produced good results: a snow water equivalent (SWE) root mean square error (RMSE) of
79 34.6 kg m^{-2} with a bias of $10.6 \pm 13.0 \text{ kg m}^{-2}$, which corresponds to a mean relative percentage
80 error of 18.4% when compared to a very large in-situ database (4,880 SWE data) (Larue et al.,
81 2018). In contrast, over Siberian open forest areas, Crocus exhibits an error on SWE of more than
82 50%, likely a consequence of poorer meteorological inputs (Brun et al., 2013). For Arctic
83 snowpack, Barrere et al. (2017) found significant errors in the simulations of vertical density
84 profiles. The simulated snow density at the snowpack bottom level appears too high and the top
85 layer density is too low relative to observations. The hypothesis recently discussed by Domine et
86 al. (2019) to explain these differences is the absence of the representation of water vapor fluxes
87 from the ground, which controls the development of very large depth hoar layers (see also Sturm
88 and Benson, 1997; Domine et al., 2018). The current version of Crocus generates high snow
89 density at the bottom of the snowpack due to snow settling, while the arctic snowpack exhibits
90 low density at the bottom (Domine et al., 2019, 2018; Derksen et al., 2014; Sturm and Benson,
91 1997). The Crocus model also underestimates the effect of wind forming high-density surface
92 layers also known as wind slabs. Such biases in density profile simulations of Arctic snowpacks
93 will indubitably affect snow thermal conductivity estimations and thus modify ground
94 temperature evolution (Domine et al., 2016b, 2019; Barrere et al., 2017; Gouttevin et al., 2018;
95 Zhang, 2005; Sturm et al., 1997). This clearly points out the need for a snow model adapted to
96 the Arctic region to better understand and predict ground thermal regime changes in Arctic.

97 In this study, we implement new parameterizations of several snow physical processes as
98 proposed by Barrere et al. (2017) and Gouttevin et al. (2018) in the Crocus snowpack model in
99 order to improve simulations of Arctic snowpacks. We then assess how a more realistic snow

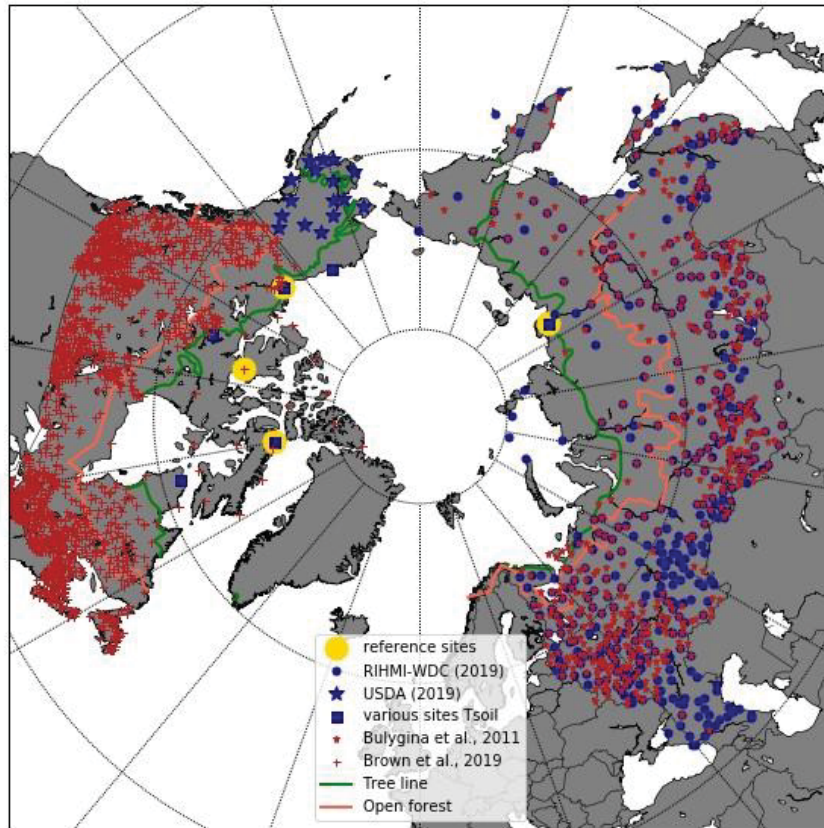
100 vertical stratigraphy affects soil temperature simulations. Using this updated snow model, we
101 investigate how climate evolution, and specifically the significant warming over the past 39 years,
102 impacts the snow cover in Arctic and taiga (open forest areas). We then analyze the associated
103 changes in soil temperature trends.

104 2 Data and methods

105 2.1 Data

106 The locations of the in-situ data used to evaluate our simulations with the improved
107 parametrization of SURFEX-Crocus snow model are shown in Figure 1. They combine snow cover
108 observations (datasets from Brown et al., 2019 Bulygina et al., 2011 and references sites
109 described in Table 1) and soil temperature observations (datasets from multiple sources
110 described in Table 2). We distinguish the Arctic region as the area above the treeline, from the
111 subarctic taiga region, defined here as the open forest area (maximum 40% forest cover). Both
112 Arctic and open forest areas combined constitute the pan-Arctic area. For the evaluation, we
113 filtered the observations by excluding the sites with an elevation difference of more than 100 m
114 between the elevation model used in Crocus simulations (Global, 1996) and the elevation of the
115 measurement site. For snow cover observations, this resulted in a total of 119 sites in Canada,
116 with 10 sites above the treeline, and 80 sites in Siberia, with 27 above the treeline. For soil
117 temperature observations, we ended up with 10 sites in North America, including 6 above the
118 treeline, and 23 sites in Siberia, including 3 above the treeline (Figure 1).

119



120
 121 Figure 1: In-situ data map of soil temperature observations from different sources (blue),
 122 snowpack observations (red) and reference sites used to evaluate the simulations (yellow). The
 123 reference sites are described in Tables 1 and 2.
 124

125 **2.1.1 Reference sites short term observations**

126 For the model evaluation, we used a set of detailed observations from four different reference
 127 stations with snow and soil data (Table 1). Three stations are located in Northern Canada (Trail
 128 Valley Creek, Cambridge Bay and Bylot Island) and one in Northern Siberia (Samoylov). At all these
 129 stations, detailed snow profiles, spacially dispersed, are available during the winter, with
 130 measurements of snow properties (density, temperature, specific surface area (SSA) and thermal
 131 conductivity; Table 1). We also used some continuous measurements of soil temperature at Trail
 132 Valley Creek (TVC) and continuous measurements of soil temperature and snow depth at Bylot
 133 Island and Samoylov.

134

Table 1: Description and data availability at the four reference sites.

Station	Cambridge Bay	Trail Valley Creek	Bylot Island	Samoylov
Latitude (N)	69.13	68.74	73.15	72

Longitude (E)	-104.96	-133.5	-80	126
Snow density profile	X	X	X	X
Snow temperature profile	X	X	X	-
Snow SSA profile	X	X	X	-
Snow thermal conductivity	X	X	X	X
Continuous soil temperature	-	X	X	X
Continuous snow depth	-	X	X	X
Winters or periods with measurements	2015-2016, 2016-2017 and 2017-2018	2017-2018 (point data) and 01/2017-12/2018 (continuous data)	2013-2014, 2014-2015 and 2016-2017 (point data) and 08/2013 - 06/2015 (continuous data)	2012-2013(point data) and 1998-2017 (continuous data)
Total number of snowpits	139	31	48	4
Reference	This study and Vargel et al. (2020)	This study and Vargel et al. (2020)	Barrere and Domine (2017)	Boike (2017); Boike et al. (2018)

135

136 2.1.2 Long term observations

137 Continuous multi-year in-situ observations of snow cover and soil temperature from different
138 sources are also used in this study (Figure 1; Table 2). The first source of snow cover observations
139 is Environment and Climate Change Canada (Brown et al., 2019; Fang, 2017). This dataset includes
140 snow depth, snow water equivalent (SWE) and snow bulk density observations from 1951 to
141 2016. Observations are provided biweekly. The second source of data is the Russian Research
142 Institute for Hydrometeorological Information – World Data Center (RIHMI-WDC,
143 <http://meteo.ru/>). It is composed of 517 measurement stations over Russia (Bulygina et al., 2011).
144 This dataset provides snow depth, snow water equivalent and snow density measurements since
145 1966, recorded every 10 days in winter and every 5 days during intense snow melt periods.

146 The soil temperature observations are from multiple sources (Table 2). In Canada, we used data
147 from five different research stations (Bylot Island, Inuvik, Trail Valley Creek, Daring Lake, and
148 Salluit). In Alaska, we used data from the SCAN network (17 stations) and North Slope station. In

149 Siberia, we used data from the RIHMI-WDC for 400 stations, in addition to detailed Samoylov
 150 data.
 151

Table 2: Long term soil temperature datasets description

Station / Network	Location	Period of available data	Measurement depth	Reference
Bylot Island	73.15 N, -133.5 E	01/08/2013 to 30/06/2015	-5, -10, -15 cm	Barrere and Domine (2017)
Inuvik	68.43 N, -133.33 E	24/06/1994 to 12/08/2012	-5 cm	Environment and Climate Change Canada (2015)
Trail Valley Creek	68.74 N, -133.5 E	01/01/2017 to 21/04/2018	-10, -20, -30, -50, -104 cm	Wilfrid-Laurier University (2019)
Daring Lake	64.52 N, -111.54 E	01/05/2005 to 31/08/2013	-5 cm	Environment and Climate Change Canada (2015)
Salluit	61.87 N, -75.23 E	between August 2002 and June 2008 to May or October 2012 (according to the depth)	-2, -5, -20, -25, -50, -75, -125, -175, -250, -400 cm	Centre d'Études Nordiques (2015)
SCAN	Alaska (17 stations)	since 2002 (5 stations), since 2012 (2 stations), since 2013 (2 stations), since 2014 (5 stations), since 2015 (1 station) and since 2018 (2 stations)	-2, -4, -8, -20, -40 in	USDA (2019)
North Slope	70.27 N, -148.88 E	08/09/2006 to 13/09/2011	-5 cm	University of Alaska Fairbanks (2015) .
RIHMI-WDC	Russia (400 stations)	the earlier start in 1963, to 31/12/2015	-2, -5, -10, -15, -20, -40, -60, -80, -120, -160, -240, -320 cm	RIHMI-WDC (2019)
Samoylov	72 N, 126 E	01/08/1998 to 21/09/2017	-5, -10, -30, -40, -51 cm	Boike et al. (2018)

152

153 2.2 SURFEX/ISBA-Crocus configuration

154 We used the Météo-France SURFEX/ISBA-Crocus V8.1 multi-layered snowpack model (Vionnet et
155 al., 2012) which uses the optical diameter (physically linked to SSA) of snow grain as a prognostic
156 variable (Carmagnola et al., 2014). The evolution of the snowpack depends on energy and mass
157 transfer between the atmosphere and the snow cover and between the snow cover and the
158 ground below. The Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere model (ISBA) within the
159 SURface EXternalisée modeling platform (SURFEX-ISBA) allows Crocus to interact with a detailed
160 layered ground. In our simulations, ground from 0 to 12 m deep is divided into 14 constant layers.
161 We chose to use ERA-Interim meteorological reanalysis data (Dee et al., 2011; Berrisford et al.,
162 2011) from the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) as
163 meteorological forcing for our simulations over the period they were available, 1979-2018. To
164 better reproduce the density stratification of snow and the sub-snow soil temperature for Arctic
165 snowpacks, we implemented new parameterizations of several physical processes suggested by
166 Barrere et al. (2017) and Gouttevin et al. (2018), leading to an “Arctic Crocus” (AC)
167 parametrization of the model. These parameterizations are described in detail below and
168 summarized in Table 3.

- 169 • **Fresh snow density:** Crocus adds fresh snow to the snowpack during snowfalls. The physical
170 properties of this new snow depend on near-surface meteorological conditions, following
171 Equation 1 (Vionnet et al., 2012).

$$172 \quad \rho_{new} = \max(50, a_{\rho} + b_{\rho}(T_a - T_{fus}) + c_{\rho}U^{\frac{1}{2}}) \quad (1)$$

173

174 The fresh snow density (ρ_{new}) is systematically higher than 50 kg m⁻³ and is driven by air
175 temperature (T_a) and wind speed (U) following Equation 1, where T_{fus} is the water melting
176 temperature, $a_{\rho} = 109$ kg m⁻³, $b_{\rho} = 6$ kg m⁻³ K⁻¹ and $c_{\rho} = 26$ kg m^{-7/2} s^{-1/2}.

177 Assuming the wind effect is underestimated in Crocus simulations for the Arctic region, we
178 tested different factors to increase c_{ρ} . The best compromise that optimizes surface layers
179 density for the four reference sites (Table 1) is to double c_{ρ} allowing us to decrease the
180 RMSE for all density layers from 86.5% of the mean observation value to 63.4% and the
181 mean bias from 15.3% to 9.6%.

182 • **Wind compaction:** Snowpack density (ρ) is increased by wind compaction and drifting snow
 183 processes. This compaction depends on the vertical location of the snow layer. For each
 184 surface snow layer i , the densification by wind compaction follow Equations 2 and 3:

$$185 \quad \frac{\partial \rho_i}{\partial t} = \frac{\rho_{max} - \rho_i}{\tau_i} \quad (2)$$

$$186 \quad \tau_i = \frac{\tau}{Wind_{Effect} \Gamma_{i,drift}} \quad (3)$$

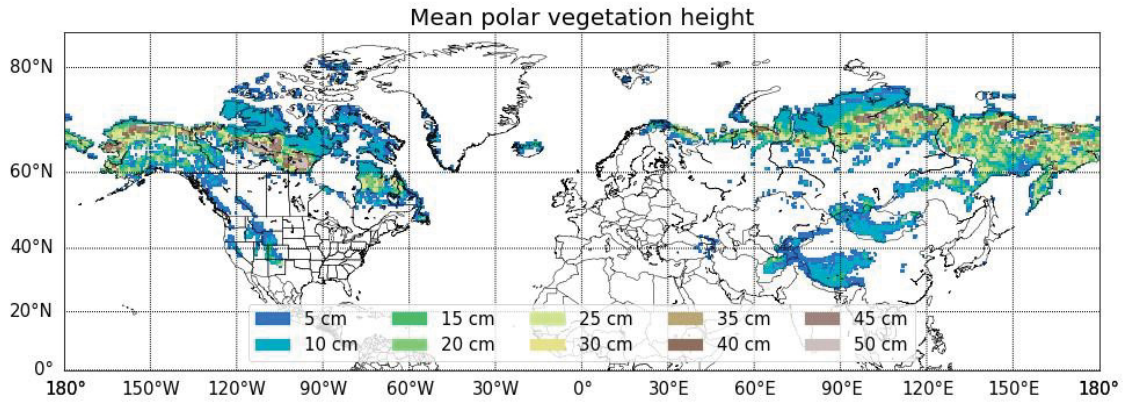
187 where t is the time in hours, $\rho_{max} = 350 \text{ kg m}^{-3}$ the maximum density impacted by wind
 188 and τ_i the time characteristic for snow grain change under wind transport given by
 189 Equation 3. τ is empirically set to 48 h, $\Gamma_{i,drift}$ represent the grain driftability with an
 190 exponential decay function of the depth of the snow layer and $Wind_{Effect}$ is an empirical
 191 coefficient on wind effect set to 1 in the standard version of Crocus.

192 As with fresh snow density, we observed that wind compaction effect on snow density is
 193 underestimated in the standard version of Crocus, and we tested different values for
 194 $Wind_{Effect}$. The best results for the reference sites (Table 1) were obtained when this
 195 parameter is set to 3, with RMSE in density layers decreasing from 73.9% to 63.4% and a
 196 decrease in mean bias from 11.2% to 9.6%, for Std and AC simulations, respectively.

197 • **Maximum density impacted by wind:** Equation 2 uses the parameter ρ_{max} set to 350 kg
 198 m^{-3} , which is insufficient in Arctic conditions as shown by Domine et al. (2019). In Cambridge
 199 Bay and in Trail Valley Creek the measured surface density is generally higher than 350 kg
 200 m^{-3} (Vargel et al., 2020; Rutter et al., 2019; Derksen et al., 2014). We therefore relaxed this
 201 constraint from the standard version of Crocus, by setting ρ_{max} to 600 kg m^{-3} , the simulated
 202 density being actually often lower.

203 • **Vegetation height:** Arctic snowpacks usually exhibit a specific strong density stratification.
 204 Due to the strong wind conditions that are common in Arctic regions, hard wind slabs form
 205 on the top of the snowpack. At the bottom of the snowpack however, the presence of
 206 shrubs or other basal vegetation may act as a trap that prevents wind erosion and wind
 207 compaction from increasing the density of snow (Domine et al., 2016a). Furthermore, depth
 208 hoar snow type, with a low density, develops at the bottom: Depth hoar formation occurs
 209 when there is a high temperature gradient between the cold atmosphere and the warmer
 210 soil, which typically occurs in Arctic and open forest conditions over most of the winter
 211 (Akitaya, 1967, 1975; Marbouty, 1980). An important water vapor flux is induced which
 212 leads to the formation of large, cup shape crystal (Sturm and Benson 1997). It also leads to
 213 an upwards migration of water vapor within the snowpack, contributing to lower snow
 214 densities close to the snow-ground interface. This problem is numerically and
 215 mathematically challenging so we did not physically modeled it. We therefore relied solely

216 on the vegetation trapping effect, which has the same effect on density profiles (but not
 217 grain size), to simulate realistic snow density profiles in AC, following Barrere et al. (2017)
 218 and Gouttevin et al. (2018). To account for this effect, both studies proposed an approach
 219 of deactivating wind compaction and increasing snow viscosity under the vegetation. We
 220 therefore needed to prescribe a mean shrub and basal vegetation height as an input for
 221 Crocus simulations. We used the Ecoclimap database (Masson et al., 2003) to compute such
 222 a variable, picking only the Arctic vegetation types. Figure 2 shows the resulting vegetation
 223 height over our study area, used to compute snow processes. A first order comparison has
 224 been conducted with some pictures take in summer for the four references sites (Trail
 225 Valley Creek, Cambridge Bay, Bylot Island and Saymolov). This comparison shows a
 226 satisfactory concordance between the calculated values and actual observation of
 227 vegetation height.



228

Figure 2: Vegetation height prescribed as input for Crocus simulations.

229 • **Thermal conductivity of snow:** In the Std parametrization of Crocus, the thermal
 230 conductivity of snow is computed as a function of density according to Yen (1981). Calonne
 231 et al. (2011) showed that Sturm et al. (1997) formulation exhibits better results for Arctic
 232 snow. We hence implemented in AC the Sturm et al. (1997) snow thermal conductivity
 233 formulation (Equation 4):

$$234 \begin{cases} k_{eff} = 0.138 - 1.01\rho + 3.233\rho^2 & , \quad 0.156 \leq \rho \leq 0.6 \\ k_{eff} = 0.023 + 0.234\rho & , \quad \rho < 0.156 \end{cases} \quad (4)$$

235 where ρ is the snow density in g cm^{-3} and k_{eff} , the snow thermal conductivity in $\text{W m}^{-1} \text{K}$
 236 $^{-1}$.

237 The simulations with the modified model are here after named Arctic Crocus (AC)
 238 simulations and compared to standard Crocus (Std) simulations.

239

Table 3: Summary of modified parametrizations in the “Arctic Crocus” (AC) simulations.

Changed setting	Parameterization content	Name of parametrization
Fresh snow density	Doubled effect of wind on fresh snow density	Wind effect
Wind compaction	Tripled effect of wind on snowpack density	
Maximum density impacted by wind	Maximum density impacted by wind raised to 600 kg m ⁻³	
Vegetation height	Wind compaction deactivated and snow viscosity increased at heights below the basal vegetation height	Vegetation effect
Thermal conductivity of snow	Thermal conductivity of snow from Sturm et al. (1997)	Sturm97

240

241 2.3 Simulated variables analysis methods

242 To analyse the output of the simulations, several methods have been used. We look at the
243 temporal evolution of the snow and soil properties through yearly and monthly trend calculations
244 for the 39 years of simulation. We only consider trends with a pvalue under 0.05. For density and
245 liquid water content data, we perform an analysis over the bulk values for the wall snowpack. We
246 also split the snowpack into two layers using the snow height with the bottom layer value as the
247 bulk value for the snow between the ground and 50% of the snow height and the top layer value
248 the bulk value for the snow above 50% of the snow height. To better understand the links which
249 exist between the different variables, we perform an analysis of variance using 10 variables: air
250 temperature, rainfall rate, snowfall rate, snow height, bulk density, bottom layer density, wind
251 speed, bulk liquid water content, top layer liquid water content and bottom layer liquid water
252 content. This variables have been chosen after checking the correlations and inter dependencies
253 between all the meteorological and snow variables available and we selected a set with low values
254 of correlation and dependencies. For each variable we make a multiple linear regression with the
255 other 9 and compute the fraction of explained variance for each one of them. In the reminder of
256 this study, this analysis is referred to as an analysis of variance.

257

258 3 Results

259 3.1 Model improvement analysis

260 3.1.1 Detailed evaluation using in-situ data

261 Table 4 compares AC to Std simulations at the four reference sites (Table 1) for three variables:
262 snow density, snow depth and soil surface temperature.

Table 4: Root mean square error (RMSE) and mean bias for the four detailed validation sites, for snow density (ρ), snow depth (h_{snow}) and soil surface temperature (T_{soil}).

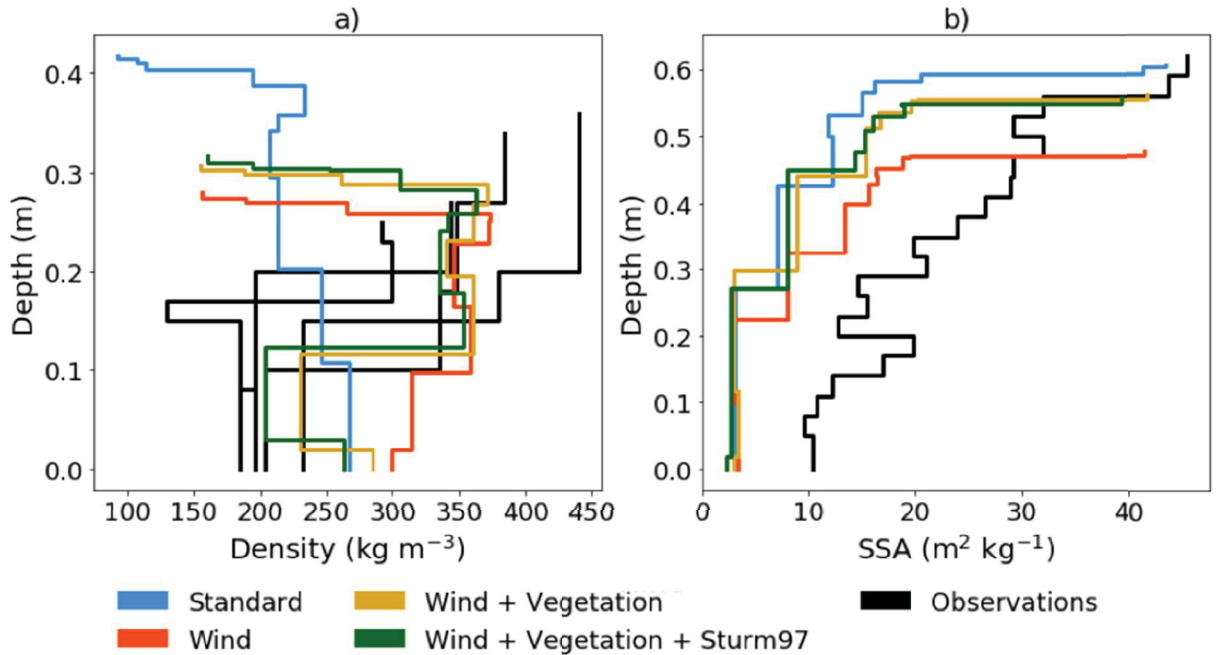
263

	Crocus parametrization	RMSE	BIAS
ρ (kg m⁻³)	Standard	253.93	6.57
	Arctic	238.52	33.40
h_{snow} (cm)	Standard	15.83	11.01
	Arctic	13.56	6.38
T_{soil} (K)	Standard	13.15	9.97
	Arctic	14.09	9.08

264
265 The greatest improvement using the modified Arctic Crocus snow parametrization is observed for
266 Arctic snow layer density above the treeline. Figure 3a illustrates the wind and vegetation effect
267 on snow density stratigraphy. The modification related to wind allows the top of the snowpack to
268 reach higher density values that are closer to the observations. The modification related to
269 vegetation allows the bottom density of the snowpack to reach lower density values. This mimics
270 the behavior of low depth hoar layer density observed in Arctic areas (Sturm and Benson, 1997;
271 Domine et al., 2018), as discussed in details by Gouttevin et al. (2018) and Barrere et al., 2017.
272 For mean snow density compared at the four reference sites, RMSE of AC simulations are better
273 (-6%) than Std simulations but have a higher mean bias (Table 4). This observed high bias stems
274 from significant error compensation with a positive bias at two sites (TVC and Bylot Island) and a
275 negative bias for the two other sites (CB and Samoylov). The vertical profiles of grain size, which
276 decreases from the large grain size at the bottom ($SSA < 10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) to smaller grain size in the
277 top layers ($SSA > 20\text{--}25 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) (Figure 3b) are also generally slightly improved with AC

278 simulations probably due to changes in wind effect over fresh snow and snow conductivity
279 parametrization which affect snow grain size. Results are in agreement with observations from
280 [Derksen et al. \(2014\)](#), [Barrere \(2018\)](#) and [Vargel et al. \(2020\)](#). Regarding soil near surface
281 temperature, the new parametrizations do not have significant effect on simulations.

282



283

Figure 3: Vertical profile of snow density at Cambridge Bay, on 10/05/2017 (a), and of SSA at Trail Valley Creek, on 22/03/2018 (b). Observed (black) and simulated with standard parametrizations of Crocus (blue), Wind parametrization (orange), Wind and Vegetation parametrizations (yellow) and Wind, Vegetation and Sturm97 parametrizations (green) (see Table 3 for parametrization definition, and Table 1 for data and site references).

284

285 3.1.2 Evaluation with long term and continuous observations

286 To analyze the Crocus simulations, we also used different long-term observations of snow cover
287 properties (depth and density) and soil surface temperature (described in Section 2.1.2 and Table
288 2) for both Arctic and open forest areas. The AC parametrization allows better results than the
289 Std parametrization above treeline (Arctic area) for the 3 considered variables (Table 5). The mean
290 density bias in the Arctic is 8.0 kg m^{-3} , which represents 3% of the mean observation (268.5 kg
291 m^{-3}). The total density RMSE is 67.3 kg m^{-3} , which represents 25% of the mean observation. The
292 mean snow depth bias in the Arctic is 3.2 cm, which represents 17% of the mean observation
293 (19.1 cm). The relative improvements in Arctic snow depth are significant (-52% for bias and -23%
294 for RMSE). In open forest regions (subarctic area), Std simulations are better for snow density,
295 snow depth and soil temperatures (Table 5). The snow depth RMSE of 16.2 cm represents 84%
296 of the mean observations.

297 One should note that there are fewer validation points in the Arctic for soil temperature
298 measurements than for other variables. Overall, the AC simulations provide significantly

299 improved results for Arctic snow cover properties when compared to Std simulations, particularly
 300 for soil surface temperatures.

301

Table 5: RMSE and mean bias obtained with the simulations using the Arctic parametrization of Crocus compared to the standard parametrization for the above treeline area (Arctic) and open forest area (taiga).

		RMSE		Mean Bias		Number of observations
		AC	Std	AC	Std	
Above treeline	snow density (kg m ⁻³)	67.3	82.8	8.0	-45.9	5420
	snow depth (cm)	14.0	18.2	3.2	6.7	21020
	soil temperature (K)	2.5	2.7	0.4	0.5	7597
Open forest	snow density (kg m ⁻³)	75.1	49.6	54.9	13.5	15334
	snow depth (cm)	19.1	16.2	-16.8	-10.6	39201
	soil temperature (K)	2.9	2.9	0.7	0.2	19620

302

303

304

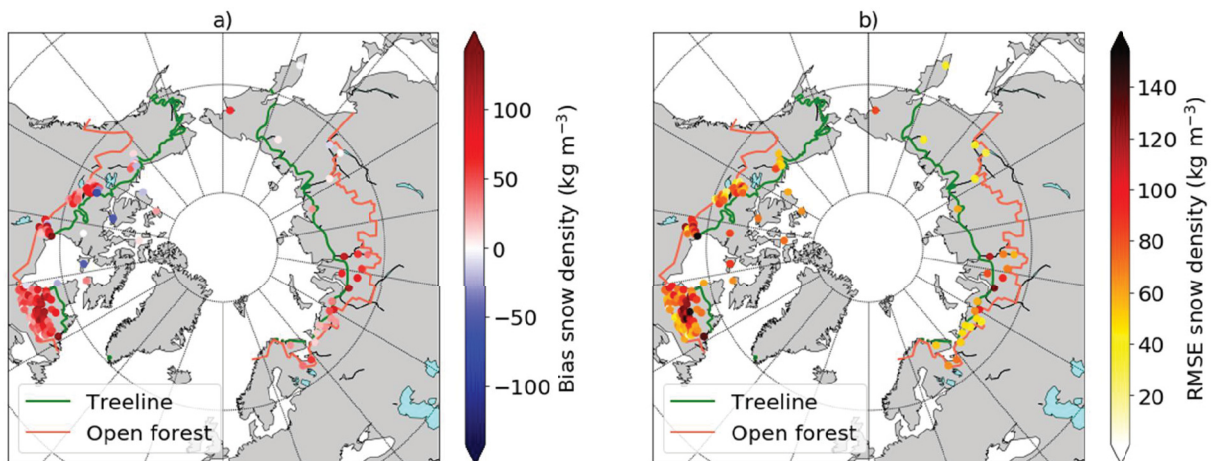


Figure 4: Snow bulk density mean bias (simulations - observations) (a) and root mean square error (b) for the 39 years of simulation.

305

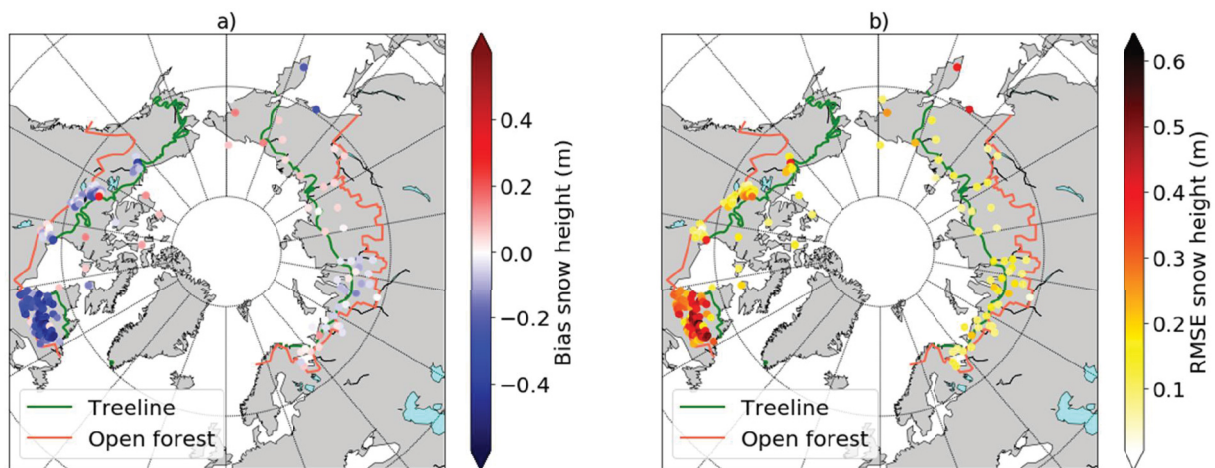


Figure 5: Same as Figure 4 but for snow depth.

306 The spatial distribution of deviations of AC simulations against in-situ measurements is shown in
307 Figure 4 for snow bulk density and in Figure 5 for snow depth. The most significant errors in snow
308 density bias (Figure 4a) and RMSE (Figure 4b) are all in the open forest region, primarily in Quebec,
309 but with a few points in central Siberia and in the Northwest Territories of Canada.

310 The spatial distribution of snow depth bias (Figure 5a) and RMSE (Figure 5b) also shows higher
311 deviation in the open forest area than in the Arctic, with an underestimation (negative bias) over
312 Quebec, in Eastern Canada. In contrast, we observe a slight positive bias in Siberia. Snow depth
313 RMSE over Quebec is also higher than over Siberia. However, the high spatial variability of snow
314 depth (Brown et al., 2019; Derksen et al., 2014) makes it very difficult to evaluate the model with
315 representative statistics when comparing reanalysis-forced simulations to point-observations.

316 The distribution of soil surface temperature bias (not shown) shows a contrasted behavior in
317 Siberia with slight positive bias in its western region (0.2 K) while its eastern region shows a more
318 important overestimation in the simulations of up to 2.1 K. In North America, the errors are low.
319 Overall, the mean Arctic soil surface temperature errors remains below 2.5 K using the AC
320 simulations (Table 5).

321 3.2 Evolution of snow properties and soil temperature over the past 39 years

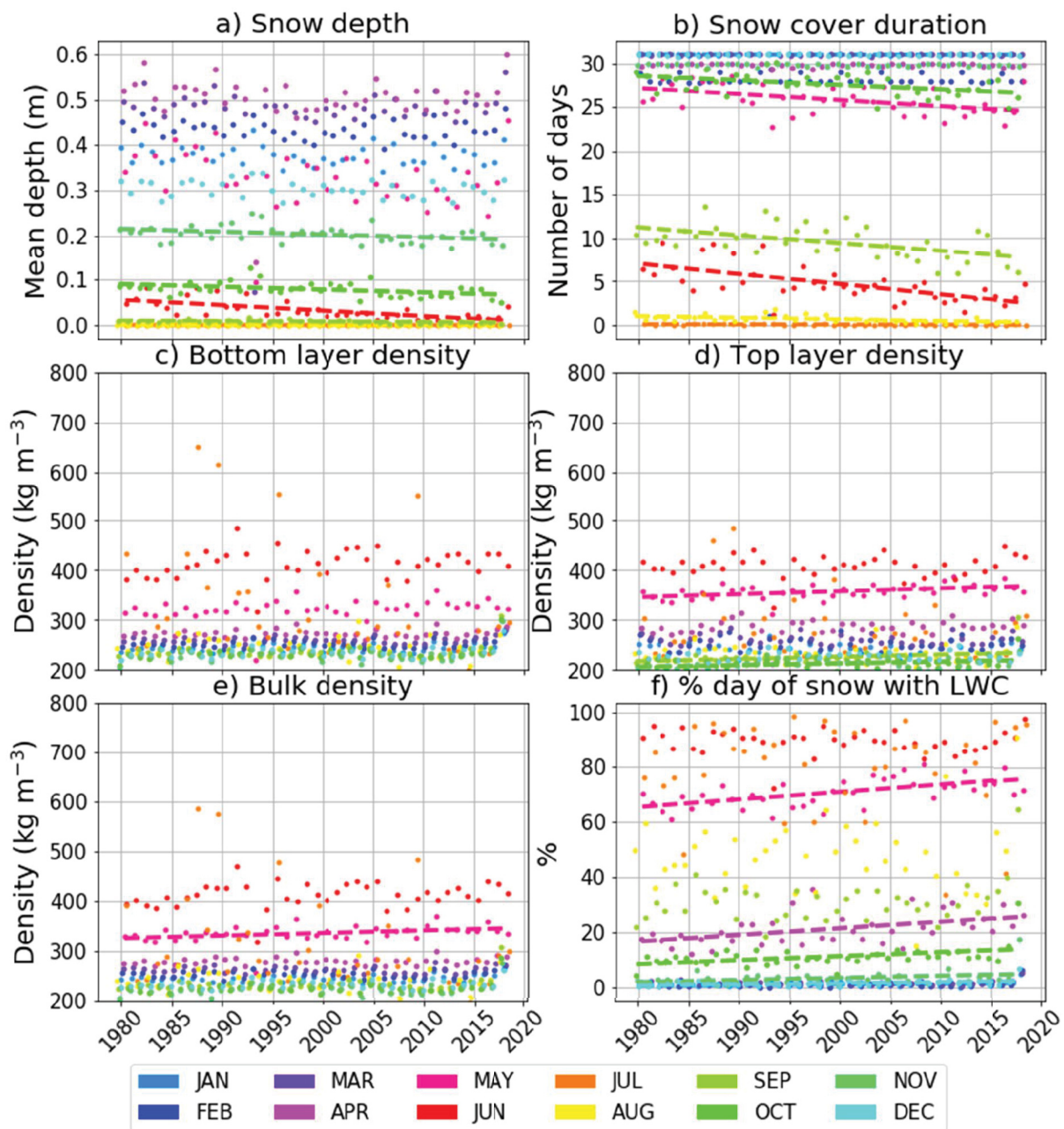
322 3.2.1 Snow cover properties trends

323 Figure 6 synthesizes the monthly evolutions of mean Arctic snow depth, snow cover duration
324 (SCD), snow density (bulk, top and bottom) and snow LWC (bulk, top and % of days), for each
325 month between 1979 and 2018, and Figure 7 illustrates spatial distribution of the trends for

326 selected variables and months. The snow depth trends are only significant for the month of June
327 (-0.11 cm y^{-1}) (Figure 6a). The main variables driving snow depth derived from a variance analysis
328 (see section 2.3) for this month are LWC occurrence in the snowpack (70% of variance), an
329 increase in air temperatures (7% of variance) and an increase in liquid precipitations (3% of
330 variance). These changes are also linked to snow melt (via SCD), in the warmest months. The
331 observed significant decrease in SCD reflects an earlier spring melts (May and June) and a later
332 accumulation in autumn (September and October) due to higher air temperatures (strong
333 correlation coefficients between air temperature and SCD with R^2 up to -0.7 depending of the
334 month). These results are in agreement with previous studies (see [Brown et al., 2019](#); [Portner et al., 2019](#); [Fang, 2017](#); [Mudryk et al., 2015](#)).

336 We analyzed the snow melt trends by the number of days (%) with liquid water content in the
337 snowpack (Figure 6f). Results show a significant increase of days with wet snowpack for the
338 months of April, May and September. In spring, this increase can be explained by increased air
339 temperature (correlations in May between LWC and T_a around 0.3), whereas for September, T_a
340 and rainfall both explain this increase (correlations of 0.42 and 0.39 respectively).

341 More innovative is the trend analysis of the mean snowpack density (bulk), including in the top
342 and bottom layers, which were computed by splitting the snowpack in two halves. Simulations of
343 a multi-layered snowpack allow us to separate the evolution of wind slab snow in the top layer
344 from the bottom layer snow, which is mainly composed of depth hoar. Density trends show a
345 significant statistical increase over the 95th percentile in spring (May) for top layer and bulk density
346 and fall periods (September and October) for top layer density. The strongest increases are in
347 May, with rates of $0.51 \text{ kg m}^{-3} \text{ y}^{-1}$ for bulk density and $0.58 \text{ kg m}^{-3} \text{ y}^{-1}$ for top layer density. These
348 bulk density increases are primarily driven by bottom layer density (over 80% of variance) and by
349 LWC, which is an important explaining variable, mostly in late spring. Change in top layer density
350 is only significant in May ($+0.58 \text{ kg m}^{-3} \text{ y}^{-1}$), September ($+0.45 \text{ kg m}^{-3} \text{ y}^{-1}$) and October ($+0.34 \text{ kg}$
351 $\text{m}^{-3} \text{ y}^{-1}$), appearing to be due to melting and rainfall events. We do not see any change in the
352 density of the top layer during cold months of the year. Such changes could have been inferred
353 from changes in windspeed, modifying wind crusts occurrence or hardness. However, ERA-
354 Interim surface wind does not exhibit any significant change over the winters from 1979 to 2018
355 ([Torralba et al., 2017](#)), explaining the absence of significant changes in top-layer snow winter
356 snow densities.



357

Figure 6: Arctic-mean evolution of snow depth (a), snow cover duration (b), bottom layer density (c), top layer density (d), bulk density (e), percentage of days with liquid water in snowpack (f), bulk liquid water content normalized by the number of days with snow on the ground (g) and top layer liquid water content normalized by the number of days with snow on the ground (h) for each month (colors) between August 1979 and July 2018. Linear regressions are plotted only for p -values lower than 0.05.

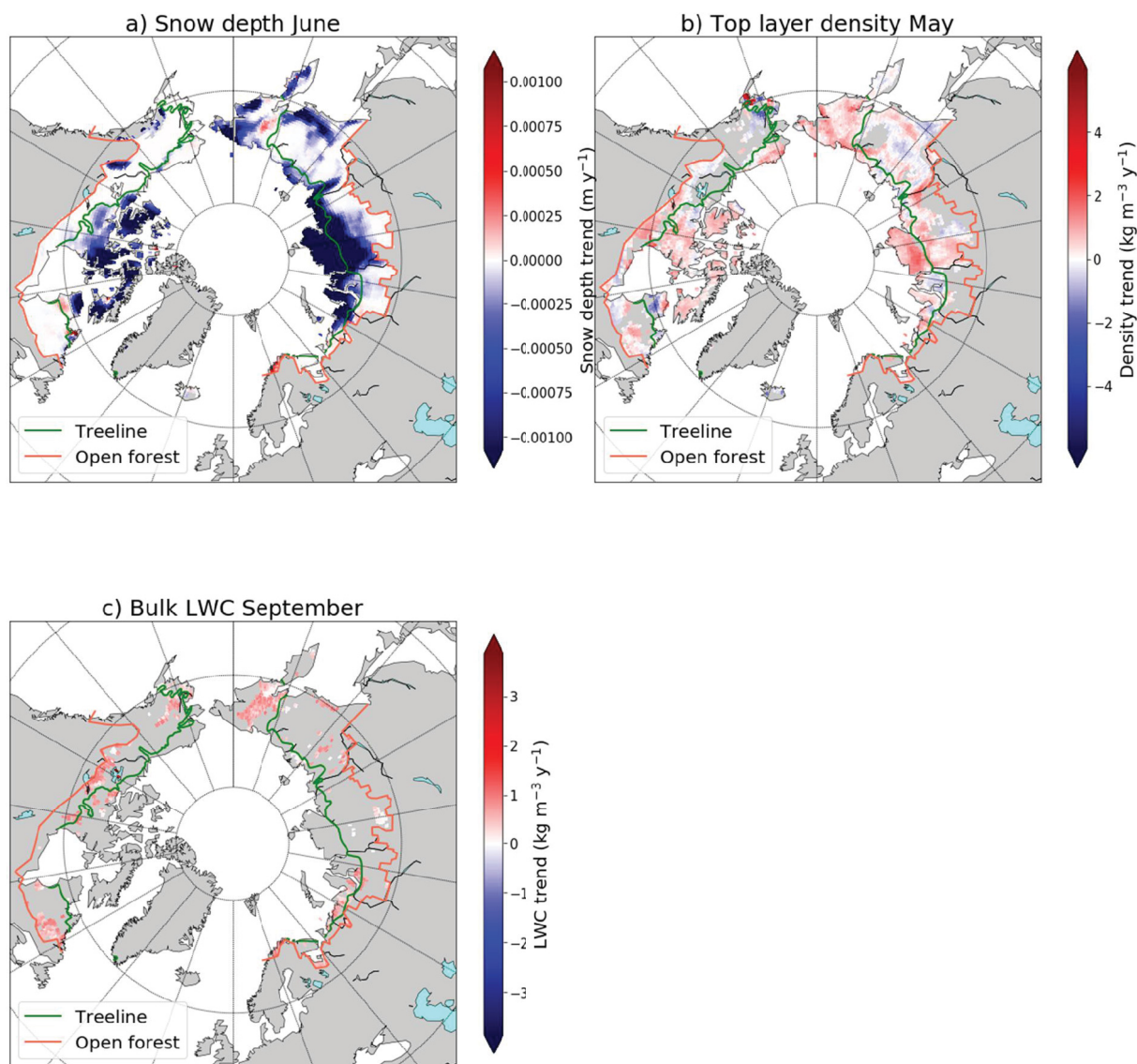
358 We also looked at the trend in maximum snow water equivalent reached during each winter
 359 (SWE_{max}) in the Arctic over the 1979-2018 period. We observe a general decreasing trend of -0.33

360 mm y⁻¹ (p-value of 0.05), and with large spatial variability in trend sign and strength. These results
361 are consistent with observations in northern Canada (Brown et al., 2019) and Russia (Bulygina et
362 al., 2011).

363
364 In summary, the main finding here is that the Arctic snowpack change is strongly impacted by the
365 spring, early summer and fall warming seen in ERA-Interim data (see Figure 8), leading to a more
366 pronounced melting period and consequently a significant increase in density, of the order of 5
367 kg m⁻³ per decade in spring. Such increases were reported by Brown et al. (2019) based on in-situ
368 measurements over Canada, but the amplitude was upper, +6.6 kg m⁻³ per decade. Increasing
369 density has important consequences for the insulating potential of the snowpack, specifically the
370 combined effect of reduced snow cover duration and of higher thermal conductivity of wet snow,
371 and thus on the ground temperature regime, as discussed in the next section.

372 Spatial distributions of trends of all these parameters between 1979 and 2018 were analyzed,
373 highlighting spatial variability. This is illustrated in Figure 7 for 3 cases: spatial distribution of snow
374 depth (Figure 7a) trends in June, top layer density (Figure 7b) trends in May, and bulk LWC trends
375 in September (Figure 7c). Snow depth trends in June show a relatively homogeneous pattern
376 above the treeline (Arctic region) with a significant global decrease. The snow melt and liquid
377 precipitations in May have an effect on the top layer density (Figure 7b) of Arctic snowpack, with
378 a marked increase in the high Arctic. In September, liquid water content is increasing in all areas
379 with snow on the ground due to more frequent or stronger melting effects and rain on snow
380 events. The statistical significance at the 95th percentile is not reached but almost all the points
381 are statistically significant over the 90th percentile.

382
383
384
385
386
387



388

Figure 7: Spatial distribution of trends between 1979 and 2018 of snow depth in June (a), bottom layer density in June (b) and bulk liquid water content in September (c).

389

390 3.2.2 Soil temperature trends

391 The near-surface soil temperature (T_{ss}, in the model at -0.5 cm depth), derived from the AC
 392 simulation was analyzed. Figure 8a shows that mean T_{ss} values for each month averaged over
 393 the Arctic area between 1979 and 2018 significantly increase at a rate of 0.46 K dec⁻¹ on average
 394 and even faster in April (+0.53 K dec⁻¹), May (+0.53 K dec⁻¹) and June (+0.57 K dec⁻¹). Standards
 395 simulations also show a significant increase in T_{ss} but with a lower rate (+0.35 K dec⁻¹ in
 396 average). T_{ss} increases according to air temperature (T_a) warming used as input for the
 397 simulations (Figure 8b). However, T_{ss} trends differ from T_a trends according to the season. They
 398 differ by a lower rate in winter (October to April), with a T_{ss} trend of 0.40 K dec⁻¹ compared to a

399 Ta trend of 0.84 K dec^{-1} , and a similar rate in summer (June to August), with a Tss trend of 0.39
 400 K dec^{-1} compared to a Ta trend of 0.38 K dec^{-1} . This can be due to snowpack properties and
 401 duration changes, as the Std simulations show a rate of 0.31 K dec^{-1} in winter and no significant
 402 changes for the snowpack over the 39 years of simulation. They lead to an overall lower annual
 403 Tss trend than Ta trend, in spite of less snow cover : $\text{Tss} = +0.40 \text{ K dec}^{-1}$ and $\text{Ta} = +0.69 \text{ K dec}^{-1}$.

404 The spatial distributions of Tss and Ta trends are presented respectively in Figure 9a and 9b for
 405 the month of June where we observe the maximum increase in mean Arctic air temperatures. It
 406 appears that the soil temperature increases over the whole area, as does air temperature (Figure
 407 9b). However, in October and November (not shown), the pattern between soil and air
 408 temperature differs. Soil temperature decreases in some areas where air temperature increases
 409 and where snow depth and snow cover duration tend to decrease. This supports the previous
 410 hypothesis.

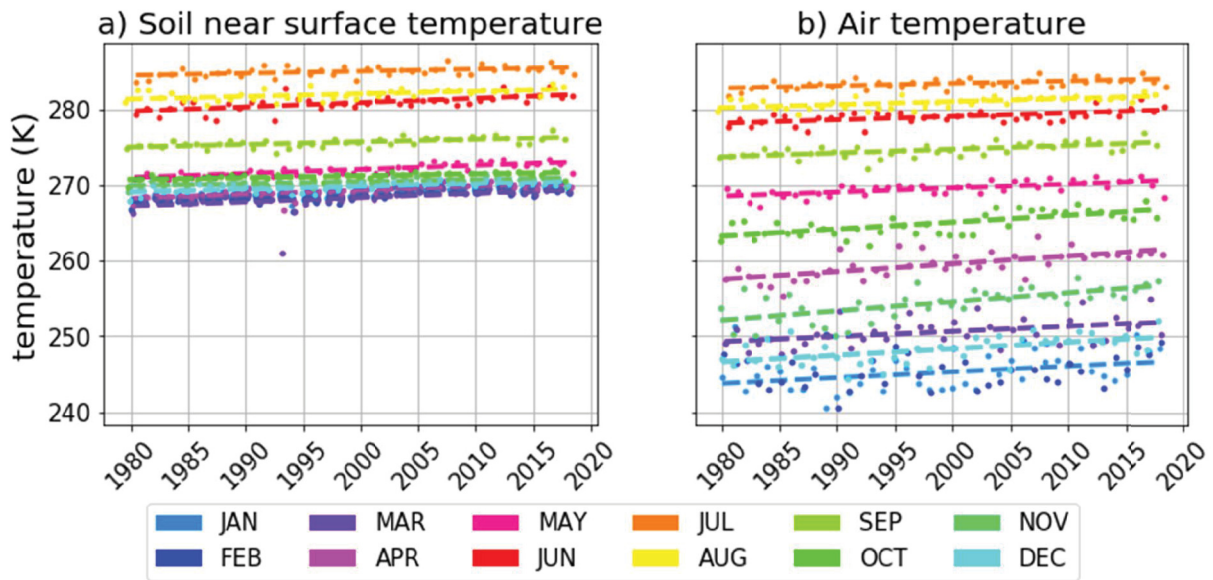


Figure 8: Arctic mean soil near surface temperature (a) and air temperature from ERA-Interim (b) evolution between 1979 and 2018 for each month of year (colors). Regression is plotted only for p -values lower than 0.05.

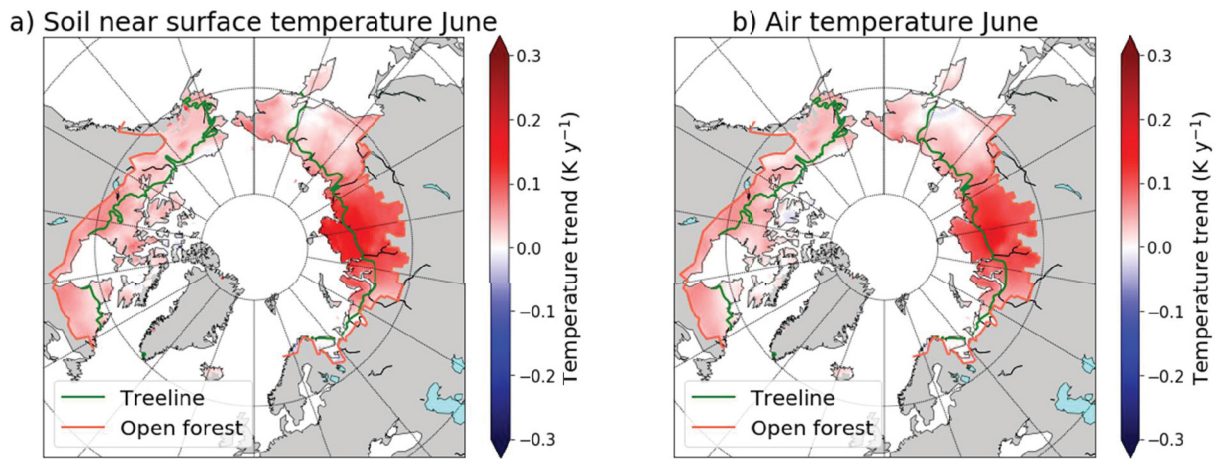


Figure 9: Spatial evolution between 1979 and 2018 for soil near surface temperature in June (a) and air temperature in June (b).

411

412 4 Discussion

413 4.1 Comparison of snow and soil temperatures data with ERA-Interim 414 outputs

415 ERA-Interim reanalysis provided the atmospheric variables we primarily used to drive AC
416 simulations. However, the reanalysis also includes snow variables that are prognosticated by
417 Crocus, such as snow water equivalent (SWE) and soil temperatures. In order to evaluate the
418 added value of considering a multilayered snow model, we compared the snow variables from AC
419 outputs to ERA-Interim outputs over the Arctic area and the whole period. AC simulations of SWE
420 give better results than the ERA-Interim data compared to observations, with a mean bias of
421 -7.19 mm (RMSE = 56.29 mm) for AC and -72.86 mm (RMSE= 136.18 mm) for ERA-Interim. SWE
422 data from AC are also better correlated to observations ($R^2 = 0.80$) than ERA-Interim is ($R^2 = 0.09$).
423 [Balsamo et al. \(2015\)](#) partly explained the moderate performance of SWE simulations from ERA-
424 Interim by the lack of snow data assimilation without regular continuous in-situ snowpack
425 observations, likely limiting the quality of the meteorological forcing. The ERA-Interim snow
426 physics model is also simpler than that in Crocus, which may explain the better results obtained
427 with Crocus with the same Era-Interim forcing.

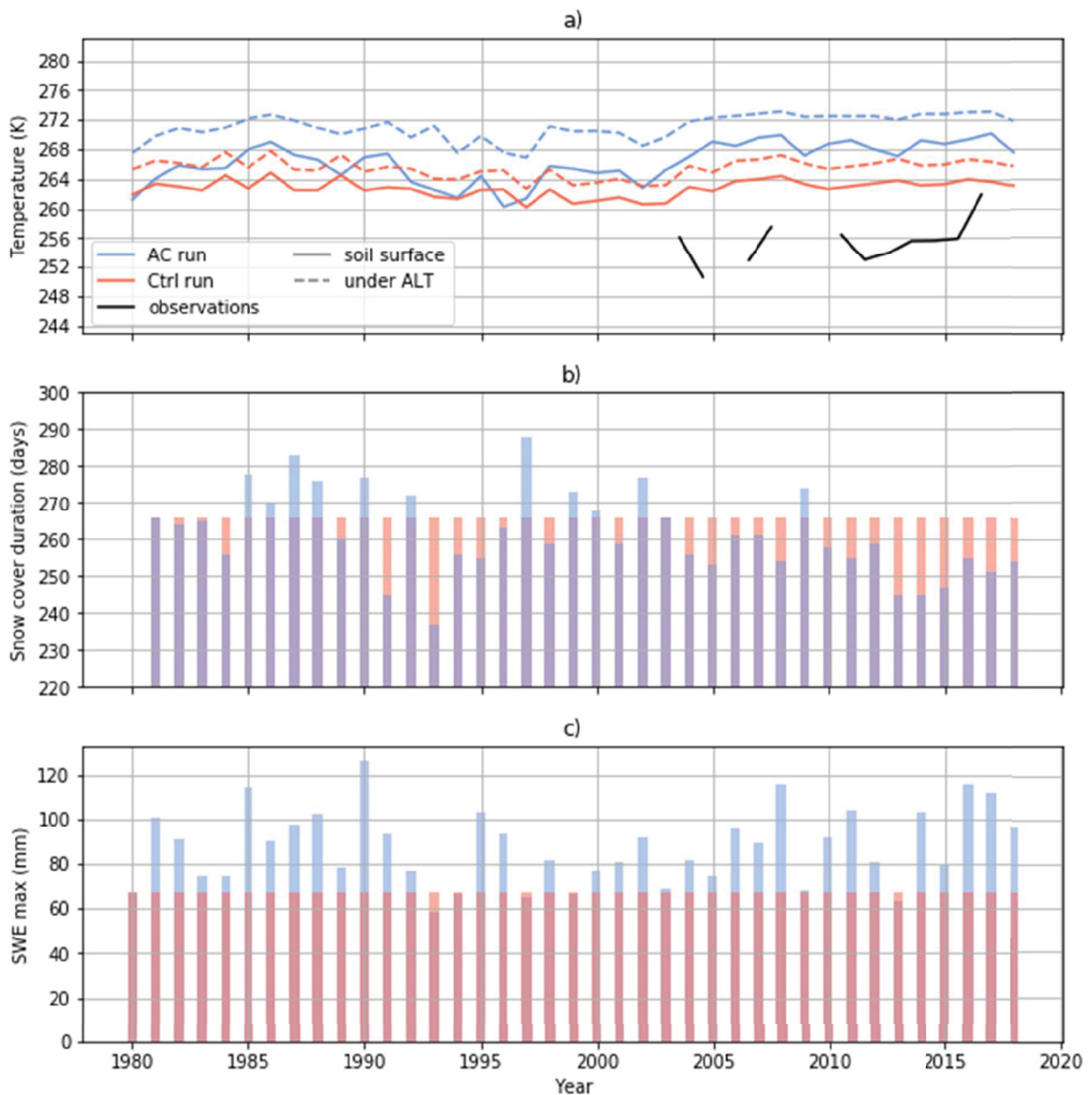
428 Soil temperatures simulations at -15 cm also better compare to in-situ observations with AC (2.5
429 K in bias and 6.9 K in RMSE) than with ERA-Interim (-3.7 K in bias and 9.6 K in RMSE). The
430 correlation between observations and simulations are, however, similar here (0.70 for both
431 Crocus and ERA-Interim), as both models reproduce the annual variability, but ERA-Interim data
432 are generally significantly too cold over the Arctic.

433

434 4.2 Effect of snow on soil temperature evolution

435 We analyzed the direct effect of snowpack changes on both soil surface temperatures under the
436 snow and temperature at -1.25 m depth, i.e. just below the mean active layer. For this purpose,
437 we performed a control simulation with the AC model over the 39 years at the Samoylov site in
438 Siberia, by prescribing a constant snowpack (Ctrl simulation). We forced each day of the
439 simulation with the corresponding AC snowpack simulation of this day-of-year derived from the
440 same winter 1979-1980. The SWE maximum values over the years are thus constant in Ctrl
441 simulation compared to the AC simulation, with all other inputs the same (Figure 10c). Compared
442 to available surface temperature (Tss) observations at this site over the winter period (DJFM), the
443 AC simulated Tss values are better (mean bias of -11.47 K) than the Std simulated values (mean
444 bias of 13.64 K, not shown here). Ctrl simulated values, however, show better results compared
445 to AC simulated values (mean bias of 7.93 K) (Figure 10a). Soil temperatures exhibit statistically
446 significant mean differences between AC and Ctrl simulations, generally colder for the Ctrl
447 simulation than for the AC simulation (Figure 10a). For soil surface temperatures (Tss), the mean
448 difference is $\Delta(T_{ss})(AC-Ctrl) = 3.52 \pm 2.16$ K, while, for temperatures at -1.25 m deep ($T_{-1.25}$), the
449 difference is lower: $\Delta(T_{-1.25})(AC-Ctrl) = 5.59 \pm 1.39$ K. These differences are explained by the effect
450 of temporal variability in the snowpack properties. In general, for this case study, the higher the
451 SWE, the lower the temperatures (Figure 10a), meaning that the usually denser snowpack
452 predicted by AC insulates the soil less than in the Ctrl simulation. Moreover, these differences in
453 soil temperatures could also be explained by the differences in snow cover duration (SCD). Figure
454 10b shows the SCD difference between AC and Ctrl simulations over the period from March (year
455 $i-1$) to March (year i), i.e. during the period between the precedent winter and the winter studied
456 (mean $\Delta(SCD)(AC-Ctrl) = 4.4 \pm 11$ days). It appears that Tss increases when SCD decreases (not
457 shown, significant correlation with $R^2 = -0.26$), which partly limits the general cooling effect of
458 snowpack variability on Tss at Samoylov.

459 Regarding the increasing air temperature over the last 39 years, it is also interesting to note that
460 the increasing trend of $T_{-1.25}$ is lower (0.75 K decade $^{-1}$) than that of Tss (1.23 K decade $^{-1}$). This
461 likely points to an effect over years of Tss increase on the increase of temperatures below the
462 active layer of the snowpack. Ctrl simulations show not significant trends for both Tss and $T_{-1.25}$.
463 In conclusion, the comparison with the control Arctic Crocus simulation using a constant
464 snowpack (all else being equal) to the Arctic Crocus simulations provides a good illustration of the
465 impact of the changes in snowpack (SWE and duration) on both soil surface temperature (warmer
466 with the AC simulation) as well as deeper soil temperatures.



467

Figure 10: Mean soil surface temperature (solid line) and soil temperature at -1.25 m deep (dashed line) over winter (December, January, February and March) at the Samoylov site for Arctic Crocus (AC) simulations (blue), control (Ctrl) simulation and observation (black) with constant snow (orange) (a), snow cover duration in days for AC simulation (blue) and Ctrl simulation with constant snow (orange) (b) and maximum of snow water equivalent (SWE) for AC simulation (blue) and Ctrl with constant snow (orange) (c).

468 4.3 Active layer thickness (ALT) trend

469 High latitude warming leads to permafrost degradation by deepening the seasonally thawed soil
 470 surface layer above permafrost, defined as the “active layer”. Thawing of permafrost can lead to

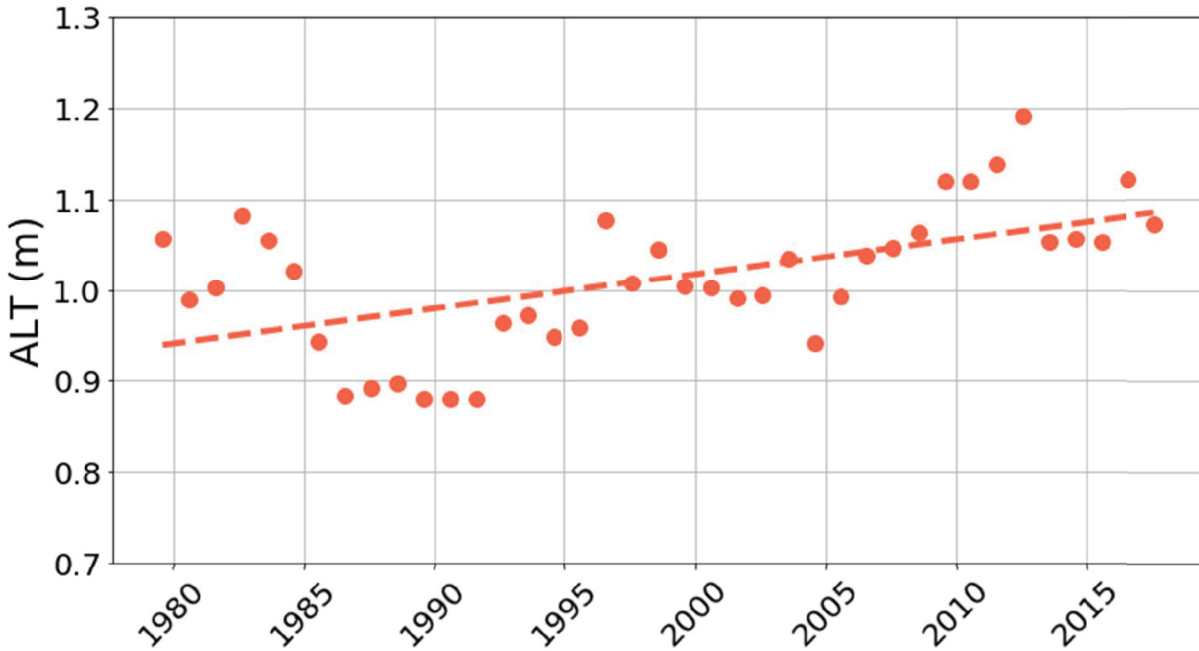
471 substantial changes in hydrologic, biogeophysical and ecosystem processes (Portner et al., 2019).
472 The thawed active layer thickness (ALT) reached over a year is the result of summer soil
473 temperature changes and of winter snow cover property changes (Wang, 2005). Moreover,
474 expansion of tundra shrub cover (Myers-Smith et al., 2015; Paradis et al., 2016) linked to summer
475 air temperature increase alters the snow density and wetness with impacts on the snow thermal
476 conductivity (Domine et al., 2016a). Consequences of cumulative heat transfer in the soil from
477 these effects along times could accelerate the soil warming and active layer thickening processes.
478 The proposed new version of Arctic Crocus model allows us to better take into account snow and
479 vegetation effects on soil temperature.

480
481 Crocus outputs provide a relatively detailed layered description of the soil (Le Moigne et al., 2009;
482 Masson et al., 2003), enabling the estimation of the annual thawing ground layer thickness on top
483 of frozen soil (permafrost). The 39-years continuous simulations also allow us to analyze its
484 dynamics over time. Here, ALT was computed as the maximum depth reached by the 0-degree
485 isotherm at the accuracy of the model layers' nodes during the year starting in August and ending
486 the following July. Despite the inherent uncertainty induced by the different thicknesses of the
487 numerical soil layers in the Crocus model, the relative time evolution of this parameter can be
488 used as a relevant index to analyze the cumulative effect of Arctic warming as well as snow cover
489 change on ground thermal state including vegetation effects.

490
491 The estimated mean ALT values over the whole Arctic area significantly increase from 94 to 109
492 cm (+16% over 39 years) with a mean trend of +4 cm per decade (Figure 11) (p-value of 2.04×10^{-5} ,
493 R^2 of 0.31). The ALT trend simulated with the Std simulations does not display statistically
494 significant trend (not shown). The mean simulated ALT values appear higher than measurements,
495 compared for example to the mean Alaskan thaw depth of 50 cm or to the Northern Siberia's
496 giving an average ALT of 60 cm (Letterly, 2018). But ground thermal regime strongly varies across
497 regions and sites (Shiklomanov et al., 2012; Dobinski, 2020), and according to soil composition.
498 The depth of the active layer can range from half a meter in warmer, ice-rich environments to few
499 meters in bedrock and the coldest permafrost regions. Improved analysis of simulated ALT values
500 which also depend upon ISBA soil parametrization (out of the scope of this paper) would need
501 further studies over Arctic areas.

502
503 The Arctic-wide increasing trend derived from AC simulations (Figure 11) is however consistent
504 with observed regional trends. Among current permafrost measurement sites with, in general, a
505 ten-year data record (some times greater), typical Arctic ALT increases are between 0.45-0.65 cm
506 yr^{-1} (eg. Aalto et al., 2018: global map; Yi et al., 2018 in Northern Alaska; Etzelmüller et al., 2011
507 in Svalbard; Christiansen et al., 2010 in Scandinavia; Biskaborn et al., 2015).

508
509 It is therefore an interesting result to show that modified simulations of Arctic Crocus with
510 improved snowpack properties lead to a better mean evolution of ALT than the Std Crocus model
511 over the last 39 years.
512



513
Figure 11: Mean Arctic active layer thickness (ALT) evolution between 1979 and 2018 over the permafrost circumpolar area. The dotted line is the regression line (statistically significant).

514 5 Conclusion

515 The new parametrization implemented in the SURFEX-Crocus snow model allows us to produce a
516 more accurate database of Arctic snow properties and soil temperature evolution between 1979
517 and 2018 than the one obtained by using the Std version of the model. A better albeit simple
518 consideration of wind and vegetation effects on snow density leads to more realistic vertical
519 density profiles and snow depth values for Arctic snowpack. In addition, the use of the [Sturm et](#)
520 [al. \(1997\)](#) snow thermal conductivity formulation results in better simulations of Arctic soil
521 temperatures. Simulations using this new Crocus version driven by ERA-interim meteorological
522 reanalysis are significantly more consistent than the one obtained with the Std version compared
523 to in-situ Arctic snowpack measurements. Over the whole circumpolar taiga, defined as open
524 forest area, and Arctic, above the treeline, this database permits a new climatic analysis of snow
525 cover properties changes (snow depth, snow cover duration, snow density and snow liquid water

526 content) and soil temperatures at different depths. It reveals that the Arctic snowpack has
527 changed over the past 39 years mainly during the melt period (April to June) and the accumulation
528 period (September to October), generating wetter snow of higher density. Moreover, the
529 observed warming leads to a decrease in snow cover duration, reducing snow layer insulating
530 effects.

531 With the currently observed increase of air temperatures, the consequent changes in the
532 snowpack simulated using the improved AC model are two-fold: 1) less snow in Fall and Spring
533 which leads to a warmer ground through a decrease in snow isolating capacity (i.e. thickness) and
534 2) increase in density and wetness of snow which increase winter thermal conductivity, thus
535 contributing to a reduction in ground temperature increase. Comparing the strength of the T_a
536 and T_{ss} trends in winter and summer helps to assess the cumulative annual balance, which is not
537 trivial. We show that the winter T_{ss} trend (+0.40 K per decade) is lower than the winter T_a trend
538 (+0.84 K per decade), while in summer, both trends are similar (+0.39 K per decade). This results
539 in a weaker annual increase of T_{ss} when compared to T_a . However, the cumulative effect of soil
540 warming remains quite significant revealing a strong increase in the active layer thickness (+16%)
541 over the past 39 years. These outcomes are in agreement with in-situ observations while the
542 standard Crocus simulations do not show such ground thermal evolution.

543 The magnitude of these changes is, of course, dependent on the accuracy of the meteorological
544 forcing data used (ERA-Interim reanalysis in this case). Improved snow model simulations
545 constrained by satellite snow observations (Helmert et al., 2018) could change the strength of the
546 simulated trends. The observed trends in snow cover and soil temperature could have important
547 consequences in hydrology (modified runoff, increased erosion) (Liljedahl et al., 2016),
548 biogeochemistry (increased soil respiration and carbon release in the atmosphere) (Turetsky et
549 al., 2019; Gouttevin et al., 2018), ecosystems (increased growing and over a longer active period)
550 (Myers-Smith et al., 2015; Seddon et al., 2016) and thus in climate feedbacks.

551 Acknowledgments

552 This work was made possible thanks to the financial support of the Natural Sciences and
553 Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Polar Knowledge Canada and the French-
554 Quebec collaborative program (Samuel de Champlain). We gratefully acknowledge the logistical
555 support we received for field campaigns at Cambridge Bay, Nu (Canadian High Arctic Research
556 Station) and at Trail Valley Creek (TVC), NWT (P. Marsh, Wilfrid Laurier University). The TVC
557 experiment was carried out in collaboration with Environment and Climate Change Canada. We
558 also thank the data providers for the Bylot Island site (Florent Dominé and Mathieu Barrere) and

559 for the Samoylov site (Julia Boike), as well as the national agencies cited in Table 2. Lastly, we
560 thank the Centre d'Étude de la Neige, Météo-France, at Grenoble, France, for their key support
561 in the development of the SURFEX-Crocus snow model (Samuel Morin and Matthieu Lafaysse).
562 Marie Dumont is partly funded by ANR JCJC EBONI grant.
563

564 References

- 565 Aalto, J., Karjalainen, O., Hjort, J., and Luoto, M. (2018). Statistical forecasting of current and
566 future circum-arctic ground temperatures and active layer thickness. *Geophysical Research*
567 *Letters*, 45(10):4889-4898.
- 568 Akitaya, E. (1967). Some Experiments on the Growth of Depth Hoar, in: *Proceedings of the*
569 *conference of Physics of snow and ice, Sapporo 1967*, 713-723.
- 570 Akitaya, E. (1975). Studies on depth hoar. In: *Snow Mechanics (Proceedings of a symposium held*
571 *at Grindelwald, April 1974)* IAHS Pub. 114, Nye, J. (Ed.).
- 572 AMAP (2017). *Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA). Report of the Arctic*
573 *Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*. Oslo, Norway.
- 574 Avis, C. A., Weaver, A. J., and Meissner, K. J. (2011). Reduction in areal extent of high latitude
575 wetlands in response to permafrost thaw. *Nature Geoscience*, 4(7):444-448.
- 576 Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Bousssetta, S., Brun, E., Cloke, H., Dee, D., Dutra, E., Muñoz-
577 Sabater, J., Pappenberger, F., et al. (2015). Era-interim/land: a global land surface reanalysis
578 data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1):389-407.
- 579 Barrere, M. (2018). *Evolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et*
580 *subarctique*. PhD thesis, Grenoble Alpes - Laval.
- 581 Barrere, M. and Domine, F. (2017). Snow, soil and meteorological data at bylot island for
582 simulating the permafrost thermal regime and evaluating output of the surfexv8 land surface
583 scheme, v. 1.0 (1979-2015). *Nordicana D29*.
- 584 Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. (2017). Evaluating
585 the performance of coupled snow soil models in surfexv8 to simulate the permafrost thermal
586 regime at a high arctic site. *Geoscientific Model Development*, 10(9).
- 587 Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S.,
588 Uppala, S., and Simmons, A. (2011). *The era-interim archive version 2.0, era report series 1,*
589 *ECMWF, Shinfield park*. Reading, UK, 13177.
- 590 Biskaborn, B. K., Lantuit, H., Dressler, A., Lanckman, J.-P., Johannsson, H., Romanovsky, V., Cable,
591 W., Sergeev, D., Vieira, G., Pogliotti, P., Nötzli, P., J. and Christiansen, H. H. (2015). Quality
592 assessment of permafrost thermal state and active layer thickness data in GTN-P. *GeoQuébec*

593 2015, Québec. Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM, [http://www2.gwu.edu/](http://www2.gwu.edu/~calm/)
594 [~calm/](http://www2.gwu.edu/~calm/)

595 Bockheim, J. G. (2015). *Cryopedology*. Springer International Publishing, 177 p.

596 Boike, J. (2017). Hourly meteorology and snow height at Samoylov met-station (2012-08-01 -
597 2013-06-30). <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.879341>.

598 Boike, J., Nitzbon, J., Anders, K., Grigoriev, M. N., Bolshiyarov, D. Y., Langer, M., Lange, S.,
599 Bornemann, N., Morgenstern, A., Schreiber, P., Wille, C., Chadburn, S., Gouttevin, I., and
600 Kutzbach, L. (2018). Soil data at station Samoylov (2002-2018, level 1, version 1), link to
601 archive. PANGAEA. In supplement to: Boike, J et al. (in review): A 16-year record (2002-2017)
602 of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic
603 permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia). *Earth System Science Data*
604 *Discussions*, <https://doi.org/10.5194/essd-2018-82>.

605 Brown, R. D., Fang, B., and Mudryk, L. (2019). Update of canadian historical snow survey data and
606 analysis of snow water equivalent trends, 1967-2016: Research note. *Atmosphere Ocean*, 1-8.

607 Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., Karbou, F., and Morin, S.
608 (2013). Simulation of northern eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed
609 snowpack model and meteorological reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1):203-219.

610 Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M., and Krinner, G. (2013). An analysis of present and future
611 seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models.
612 *The Cryosphere*, 7(1):67.

613 Bulygina, O., Groisman, P. Y., Razuvaev, V., and Korshunova, N. (2011). Changes in snow cover
614 characteristics over northern eurasia since 1966. *Environmental Research Letters*,
615 6(4):045204.

616 Callaghan, T. V., Johansson, M., Brown, R. D., Groisman, P. Y., Labba, N., Radionov, V., Barry, R.
617 G., Bulygina, O. N., Essery, R. L., Frolov, D., et al. (2011). The changing face of arctic snow cover:
618 A synthesis of observed and projected changes. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*,
619 40(sup 1):17-31.

620 Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S. R., and Geindreau, C. (2011). Numerical
621 and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical*
622 *Research Letters*, 38(23).

623 Carmagnola, C., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud,
624 L. (2014). Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical
625 diameter of snow in the surfex/isba-crocus detailed snowpack model. *The Cryosphere*,
626 8(2):417.

627 Centre d'Études Nordiques (2015). Réseau sila. Available at : [http://www.cen.ulaval.ca/](http://www.cen.ulaval.ca/silatempseel.php)
628 [silatempseel.php](http://www.cen.ulaval.ca/silatempseel.php).

629 Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrod, H., Humlum, O., Johansson,
630 M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., et al. (2010). The thermal state of permafrost
631 in the nordic area during the international polar year 2007 2009. *Permafrost and Periglacial*
632 *Processes*, 21(2):156 181.

633 Cohen, J. and Rind, D. (1991). The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*, 4(7):689
634 706.

635 Colbeck, S. C. 1993. The vapor diffusion-coefficient for snow. *Water Resources Research*, 29(1),
636 109–115. <https://doi.org/10.1029/92WR02301>

637 Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda,
638 M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and
639 performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological*
640 *society*, 137(656):553 597.

641 Derksen, C., Lemmetyinen, J., Toose, P., Silis, A., Pulliainen, J., and Sturm, M. (2014). Physical
642 properties of arctic versus subarctic snow: Implications for high latitude passive microwave
643 snow water equivalent retrievals. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,
644 119(12):7254 7270.

645 Dobinski, W. 2020. Permafrost active layer. *Earth-Science Reviews* 208, 103301-103321. DOI
646 :10.1016/j.earscirev.2020.103301.

647 Domine, F., Barrere, M., and Morin, S. (2016a). The growth of shrubs on high arctic tundra at bylot
648 island: impact on snow physical properties and permafrost thermal regime. *Biogeosciences*,
649 13(23):6471.

650 Domine, F., Barrere, M., and Sarrazin, D. (2016b). Seasonal evolution of the effective thermal
651 conductivity of the snow and the soil in high arctic herb tundra at bylot island, canada. *The*
652 *Cryosphere*, 10(6):2573.

653 Domine, F., Belke-Brea, M., Sarrazin, D., Arnaud, L., Barrere, M., and Poirier, M. (2018). Soil
654 moisture, wind speed and depth hoar formation in the arctic snowpack. *Journal of Glaciology*,
655 64(248):990 1002.

656 Domine, F., Picard, G., Morin, S., Barrere, M., Madore, J.-B., and Langlois, A. (2019). Major issues
657 in simulating some arctic snowpack properties using current detailed snow physics models:
658 Consequences for the thermal regime and water budget of permafrost. *Journal of Advances in*
659 *Modeling Earth Systems*, 11(1):34 44.

660 Environment and Climate Change Canada (2015). Display and download climate data from eccc.
661 Available at : [https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/climate-](https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/climate-change/canadian-centre-climate-services/display-download.html)
662 [change/canadian-centre-climate-services/display-download.html](https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/climate-change/canadian-centre-climate-services/display-download.html).

663 Etzelmüller, B., Schuler, T., Isaksen, K., Christiansen, H., Farbrod, H., and Benestad, R. (2011).
664 Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century.
665 *The Cryosphere*, 5(1):67.

666 Fang, B. (May 2017). Update of the Canadian historical snow survey dataset. 30pp.

667 Global, U. (1996). Arc-second elevation (gtopo30). 2008-08-03]. <http://eros.usgs.gov>.

668 Gouttevin, I., Langer, M., L we, H., Boike, J., Proksch, M., and Schneebeli, M. (2018). Observation
669 and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site: spatial variability and thermal
670 implications. *The Cryosphere*, 12(11).

671 Gouttevin, I., Menegoz, M., DominÉ, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., Tarnocai, C., and Boike, J.
672 (2012). How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental
673 pan-arctic area. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G2).

674 Groot Zwaaftink, C., Cagnati, A., Crepaz, A., Fierz, C., Macelloni, G., Valt, M., and Lehning, M.
675 (2013). Event-driven deposition of snow on the antarctic plateau: analyzing eld measurements
676 with snowpack. *The Cryosphere*, 7(1):333-347.

677 Grünberg I. and J. Boike (2019). Vegetation map of Trail Valley Creek, Northwest Territories,
678 Canada. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904270>

679 Gudmund, R., & Norpoth, H. (1976). *Analysis of variance*. Beverly Hill: Sage Publications.

680 Helmert J., A. S. Sorman , R. A. Montero , C. De Michele ,P. de Rosnay, M. Dumont, D. C. Finger,
681 M. Lange, G. Picard, V. Potopová, S. Pullen, D. Vikhamar-Schuler and A. N. Arslan (2018).
682 Review of Snow Data Assimilation Methods for Hydrological, Land Surface, Meteorological and
683 Climate Models: Results from a COSTHarmo Snow Survey. *Geosciences*, 8, 489;
684 doi:10.3390/geosciences8120489
685 <https://doi.org/10.5885/45460CE9B80A99D55F94D95>.

686 Hugelius, G., Tarnocai, C., Broll, G., Canadell, J., Kuhry, P., and Swanson, D. (2013). The northern
687 circumpolar soil carbon database: spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon
688 storage in the northern permafrost regions. *Earth System Science Data*, 5(1):3.

689 Larue, F., Royer, A., De Słve, D., Roy, A., Picard, G., Vionnet, V., and Cosme, E. (2018). Simulation
690 and assimilation of passive microwave data using a snowpack model coupled to a calibrated
691 radiative transfer model over northeastern canada. *Water Resources Research*, 54(7):4823-
692 4848.

693 Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J., Decharme, B., Faroux, S., Gibelin, A., Lebeaupin, C., Mahfouf,
694 J., Martin, E., Masson, V., et al. (2009). *Surfex scientific documentation*. Note de centre
695 (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France.

696 Letterly A. (2018). Report on Permafrost and Frozen Ground Assessments,
697 <http://globalcryospherewatch.org/assessments/permafrost/>

698 Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., Hinzman, L. D., Iijma,
699 Y., Jorgenson, J. C., Matveyeva, N., et al. (2016). Pan-arctic ice-wedgedegradation in warming
700 permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9(4) :312–318.

701 Marbouty, D.: An experimental study of temperature-gradient metamorphism, *J. Glaciol.*, 26, 303-
702 312, 1980.

703 Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database
704 of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal*
705 *of climate*, 16(9):1261–1282.

706 Mortimer, C., Mudryk, L., Derksen, C., Luojus, K., Brown, R., Kelly, R., and Tedesco, M. 2020.
707 Evaluation of long-term Northern Hemisphere snow water equivalent products, *The*
708 *Cryosphere*, 14, 1579–1594, <https://doi.org/10.5194/tc-14-1579-2020>.

709 Mudryk, L. R., Derksen, C., Howell, S., LalibertÉ, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet,
710 V., Kushner, P. J., and Brown, R. (2018). Canadian snow and sea ice: historical trends and
711 projections. *The Cryosphere*, 12(4):1157.

712 Mudryk, L., Derksen, C., Kushner, P., and Brown, R. (2015). Characterization of northern
713 hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010. *Journal of Climate*, 28(20):8037–8051.

714 Muster, S., Langer, M., Heim, B., Westermann, S., and Boike, J. (2012). Subpixel heterogeneity of
715 ice-wedge polygonal tundra: a multi-scale analysis of land cover and evapotranspiration in the
716 Lena River Delta, Siberia, *Tellus B*, 64, 17301, <https://doi.org/10.3402/tellusb.v64i0.17301>

717 Myers-Smith, I. H., Elmendorf, S. C., Beck, P. S., Wilking, M., Hallinger, M., Blok, D., Tape, K. D.,
718 Rayback, S. A., Macias-Fauria, M., Forbes, B. C., et al. (2015). Climate sensitivity of shrub growth
719 across the tundra biome. *Nature Climate Change*, 5(9) :887–891

720 Overland, J., Dunlea, E., Box, J. E., Corell, R., Forsius, M., Kattsov, V., Olsen, M. S., Pawlak, J.,
721 Reiersen, L.-O., and Wang, M. (2019). The urgency of arctic change. *Polar Science*, 21:6–13.

722 Paradis, M., Levesque, E. and S. Boudreau 2016. Greater effect of increasing shrub height on
723 winter versus summer soil temperature. *Environ. Res. Lett.* 11, [https://doi.org/10.1088/1748-](https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/8/085005)
724 [9326/11/8/085005](https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/8/085005).

725 Park H., Fedorov, A., Zheleznyak, M., Konstantinov, P. and J. Walsh 2015. Effect of snow cover
726 on pan-Arctic permafrost thermal regimes. *Climate Dynamics*. 44. [10.1007/s00382-014-2356-](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2356-5)
727 [5](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2356-5).

728 Perreault N., E. Lévesque, D. Fortier, D. Gratton and L.J. Lamarque (2017). Remote sensing
729 evaluation of High Arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-
730 erosion gully processes. *Arctic Science* 3, 237–253. [dx.doi.org/10.1139/as-2016-0047](https://doi.org/10.1139/as-2016-0047)

731 Ponomarenko, S., McLennan, D., Pouliot, D., & Wagner, J. (2019). High Resolution Mapping of
732 Tundra Ecosystems on Victoria Island, Nunavut—Application of a Standardized Terrestrial
733 Ecosystem Classification. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 45(5), 551–571.

734 Portner, H., Roberts, D., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck,
735 K., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., et al. (2019). IPCC special report on the ocean and
736 cryosphere in a changing climate. IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change: Geneva,
737 Switzerland.

738 Pulliainen, J., Luojus, K., Derksen, C. L. Mudryk, J. Lemmetyinen, M. Salminen, J. Ikonen, M.
739 Takala, J. Cohen, T. Smolander and J. Norberg 2020. Patterns and trends of Northern
740 Hemisphere snow mass from 1980 to 2018. *Nature* 581, 294–298.

741 RIHMI-WDC (2019). Daily data set of soil temperature at depths to 320 cm from meteorological
742 stations of the russian federation. Available at : <http://meteo.ru/english/index.php>.

743 Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., King, J., Toose, P., Wake, L., Watts, T., Essery, R., Roy, A.,
744 Royer, A., et al. (2019). Effect of snow microstructure variability on ku-band radar snow water
745 equivalent retrievals. *The Cryosphere*, 13(11):3045–3059.

746 Schuur, E. A., McGuire, A. D., Sch del, C., Grosse, G., Harden, J., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven,
747 C., Kuhry, P., Lawrence, D. M., et al. (2015). Climate change and the permafrost carbon
748 feedback. *Nature*, 520(7546):171.

749 Screen, J. A. and Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent arctic
750 temperature amplification. *Nature*, 464(7293):1334–1337.

751 Seddon, A. W., Macias-Fauria, M., Long, P. R., Benz, D., and Willis, K. J. (2016). Sensitivity of global
752 terrestrial ecosystems to climate variability. *Nature*, 531(7593) :229–232

753 Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of arctic amplification: A research
754 synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1):85–96.

755 Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., and Nelson, F. E. (2012). Northern hemisphere component
756 of the global circumpolar active layer monitoring (calm) program. In *Proc. 10th Int. Conf. on*
757 *Permafrost*, volume 1, pages 377–382.

758 Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, B., and
759 Midgley, B. (2013). IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution
760 of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate
761 change. Cambridge University Press.

762 Sturm, M. and Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development
763 in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143):42–59.

764 Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal
765 snow. *Journal of Glaciology*, 43(143):26–41.

766 Tarnocai, C., Canadell, J., Schuur, E., Kuhry, P., Mazhitova, G., and Zimov, S. (2009). Soil organic
767 carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global biogeochemical cycles*,
768 23(2).

769 Torralba, V., Doblas-Reyes, F. J., & Gonzalez-Reviriego, N. 2017. Uncertainty in recent near-surface
770 wind speed trends: A global reanalysis intercomparison. *Environmental Research Letters*,
771 12(11), 114019. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8a58>

772 Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A., Koven, C.,
773 McGuire, A. D., Grosse, G., Kuhry, P., et al. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon
774 release

775 University of Alaska Fairbanks (2015). Water and environmental research center (werc)north slope hydrology
776 research projects. Available at :
777 <http://ine.uaf.edu/werc/projects/foothills/stations/dfm4/historical.html>.

778 USDA (2019). Scan brochure. Available at : https://www.wcc.nrcs.usda.gov/scan/scan_brochure.pdf.

779

780 Vargel, C., Royer, A., St-Jean-Rondeau, O., Picard, G., Roy, A., Sasseville, V., and Langlois, A. (2020).
781 Arctic and subarctic snow microstructure analysis for microwave brightness temperature
782 simulations. Remote Sensing of Environment. In review.

783 Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.
784 (2012). The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7.2.
785 Geoscientific Model Development, 5:773 791.

786 Wilfried-Laurier-University (2019). Trail valley creek research station. Available at :
787 <https://www.wlu.ca/academics/research/northern-research/research-sites/trail-valley-creek.html>.

788

789 Yen, Y.-C. (1981). Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. Technical report, Cold
790 Regions Research and Engineering Lab., Hanover NH.

791 Yi, Y., Kimball, J. S., Chen, R., Moghaddam, M., Reichle, R. H., Mishra, U., Zona, D., and Oechel, W.
792 C. (2018). Characterizing permafrost active layer dynamics and sensitivity to landscape spatial
793 heterogeneity in Alaska. The Cryosphere, 12(1):145.

794 Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An
795 overview. Reviews of Geophysics, 43(4).

3.3 Complément d'analyse à l'article 1

Cette partie a pour objectif d'approfondir certains aspects de l'article. L'effet des différentes paramétrisations ajoutées à SURFEX-Crocus est quantifié sur les 4 sites de référence pour la hauteur de neige, la densité et la température du sol. Le choix des coefficients appliqués pour refléter l'effet du vent sur la densité de la neige en Arctique est approfondi. Enfin, les cartes de biais et de RMSE pour les températures du sol simulées avec le modèle AC sont présentées.

Pour toute la suite de cette étude, chaque nouvelle paramétrisation de SURFEX-Crocus est désignée par le nom :

- WIND (section 2.1.3.1) : effet du vent sur la densité de la neige fraîche ;
- DRIFT (section 2.1.3.2) : densification du manteau neigeux par le vent ;
- RHOMAX (section 2.1.3.3) : densité maximale du manteau neigeux impactée par le vent ;
- VEG (section 2.1.3.4) : prise en compte de la hauteur de la végétation ;
- S97 (section 2.1.3.5) : conductivité thermique de [Sturm et al. \(1997\)](#).

La comparaison des résultats se concentre sur 3 variables : la densité de chaque couche de neige du manteau neigeux, la hauteur de neige et la température du sol.

3.3.1 Test des nouvelles paramétrisations sur les 4 sites de référence

La figure 3.1 compare les résultats obtenus avec chaque paramétrisation de SURFEX-Crocus pour les 4 sites de référence et toutes les variables sélectionnées pour la validation. En ce qui concerne la densité, la figure 3.1a) présente la corrélation et la RMSE entre les simulations et les observations ainsi que l'écart-type des simulations normalisé par celui des observations. Plus la simulation est proche des observations, plus le point sur le graphique est proche du point de référence situé au niveau 1 de l'axe des abscisses. Tous les points sont au dessus de la droite indiquant une corrélation de 0.4 montrant que les simulations et les observations sont peu corrélées pour tous les sites et toutes les versions de SURFEX-Crocus. Cependant, la version WIND-DRIFT-RHOMAX-VEG-S97 (en violet) présente des corrélations plus fortes que les autres versions. Elle montre les meilleurs résultats en termes de RMSE et d'écart-type. Le tableau 3.1 présente les biais moyens entre les simulations et les observations. Son analyse permet d'observer les meilleurs scores de biais obtenus avec la version WIND-DRIFT-RHOMAX-VEG-S97 et une amélioration de la densité entre 39% et 72% en fonction du site.

En ce qui concerne la hauteur de neige, la figure 3.1b) montre des points très dispersés en fonction du lieu considéré (indiqué par les différents symboles) et donc une grande dépendance spatiale. Les données utilisées dans cette figure sont celles de mesure en continu au même endroit pour les sites de Bylot et Samoylov. Ce sont uniquement des

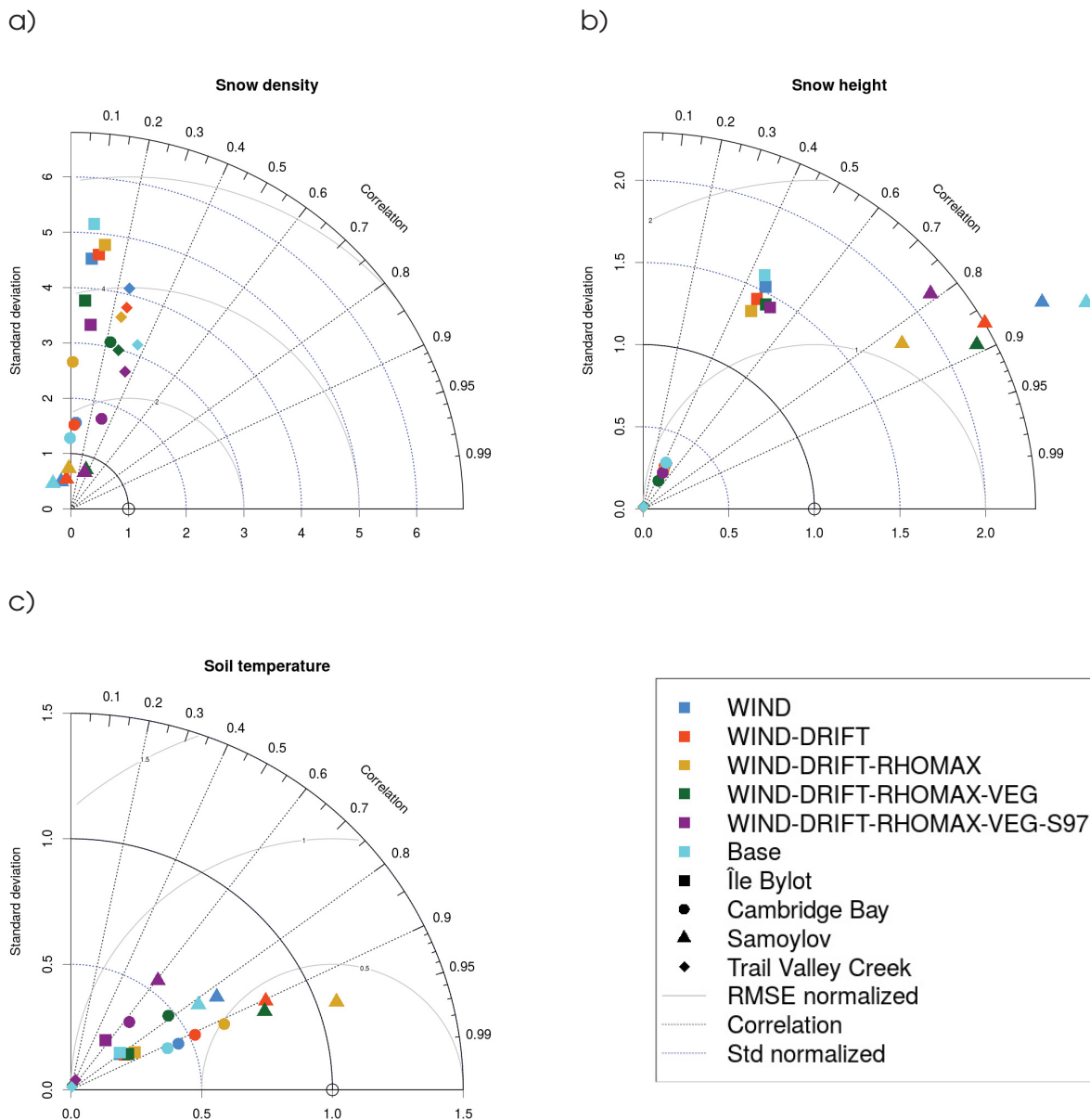


FIGURE 3.1 – Diagramme de Taylor normalisé comparant les résultats issus des différentes paramétrisations testées de SURFEX-Crocus (couleurs) en termes de densité de la neige (a), de hauteur du manteau neigeux (b) et de température du sol (c) pour les 4 sites de référence choisis : l’île Bylot (carrés), Cambridge Bay (ronds), Samoylov (triangles) et Trail Valley Creek (losanges).

mesures ponctuelles et dispersées pour Cambridge Bay et Trail Valley Creek. Les statistiques calculées ici sont donc plus robustes pour les sites ayant des mesures continues. Pour le site de l’île Bylot, la version WIND-DRIFT-RHOMAX-VEG-S97 présente les résultats les mieux corrélés aux observations et la version WIND-DRIFT-RHOMAX ceux les plus proches en termes de RMSE et d’écart-type. Sur le site de Samoylov, la meilleure corrélation est obtenue avec la version Std, mais la version WIND-DRIFT-RHOMAX montre une amélioration de 47% sur la RMSE et de 37% sur l’écart-type par rapport à la version Std. Sur le site de Cambridge Bay, les variations de corrélation entre les différentes versions de SURFEX-Crocus ne dépassent pas 7%, 20% pour l’écart-type et 35% pour la

Paramétrisation	Densité (kg m ⁻³)				Hauteur de neige (cm)				Température du sol (K)			
	Bylot	Cambridge Bay	Samoylov	Trail Valley Creek	Bylot	Cambridge Bay	Samoylov	Trail Valley Creek	Bylot	Cambridge Bay	Samoylov	Trail Valley Creek
W	30.26	-19.95	-68.04	119.98	18.73	-3.65	8.77	13.68	12.05	2.54	6.28	6.04
W-D	40.42	7.57	-40.33	83.53	17.11	-7.73	7.26	12.03	11.73	-0.84	4.06	5.73
W-D-R	35.06	111.98	17.40	94.92	15.56	-13.39	5.29	9.01	11.10	-3.62	0.80	5.17
W-D-R-V	13.08	56.67	-21.64	51.47	17.08	-9.38	7.32	17.68	11.47	0.57	4.58	6.47
W-D-R-V-S	-13.70	15.82	-28.53	48.21	16.93	-9.46	7.67	15.07	12.64	7.57	7.67	7.54
Std	49.51	-45.52	-82.86	79.18	21.14	-0.96	10.71	20.98	12.42	7.57	7.65	7.70

TABLE 3.1 – Biais moyen entre les simulations et les observations pour toutes les paramétrisations de SURFEX-Crocus étudiées et pour chaque site de référence. W correspond à la paramétrisation WIND, D à la paramétrisation DRIFT, R à la paramétrisation RHOMAX, V à la paramétrisation VEG et S à la paramétrisation S97 et Std à la paramétrisation standard de SURFEX-Crocus. La couleur verte est plus foncée lorsque le biais moyen s'approche de 0.

RMSE. À Trail Valley Creek, les résultats montrent des corrélations qui sont au maximum de 0.19 pour la version WIND-DRIFT-RHOMAX-VEG. Le tableau 3.1 met en évidence les meilleurs résultats pour le biais moyen avec la version WIND-DRIFT-RHOMAX pour tous les sites sauf à Cambridge Bay où le biais est le meilleur pour la version standard. Dans ce cas, la RMSE étant la plus élevée, ce score reflète une compensation des fortes erreurs à la fois positives et négatives.

Les mesures de température du sol sont des mesures continues au même endroit également pour les sites de l'Île Bylot et Samoylov, mais pas pour Cambridge Bay et Trail Valley Creek où les mesures ont été faites sur chaque puit de neige. Sur tous les sites considérés, il n'y a pas de tendance nette d'amélioration avec une paramétrisation en particulier lorsque l'on considère les températures du sol.

En conclusion, la version WIND-DRIFT-RHOMAX-VEG-S97 apparaît comme le meilleur compromis pour minimiser les erreurs de simulation en termes de densité de la neige, de hauteur du manteau neigeux et de température du sol.

3.3.2 Différents coefficients pour l'effet du vent

Les modifications concernant l'effet du vent sur la densité de surface de la neige passent par l'augmentation de cet effet dans les simulations (voir sections 2.1.3.1 et 2.1.3.2). Plusieurs facteurs ont été testés afin de déterminer le meilleur compromis pour fixer les valeurs d'augmentation de l'effet du vent. Le Tableau 3.2 présente les valeurs de biais moyen pour les 4 sites de référence associées à plusieurs combinaisons de facteurs sur les paramétrisations WIND et DRIFT. Le jeu de données de profils de densité disponible pour cette validation est relativement faible (222, voir Tableau 2.1), les

résultats doivent donc être pris avec précaution. Néanmoins, le choix des paramètres décrivant l'effet du vent dans les simulations s'est basé sur ces données. Le meilleur compromis qui ressort est l'utilisation d'un facteur 2 sur l'effet du vent sur la densité de la neige fraîche et d'un facteur 3 sur l'effet du vent sur la densité de surface du manteau neigeux.

WIND	DRIFT	Densité (kg m ⁻³)	Hauteur de neige (cm)	Température du sol (K)
1	2	7.97	11.09	4.19
1	3	32.21	10.21	3.06
2	3	18.23	7.89	-0.03
2	4	32.24	7.37	-0.65

TABLE 3.2 – Biais moyen entre les simulations et les observations pour les 4 sites de référence et différentes valeurs des coefficients d'effet du vent des paramétrisations WIND et DRIFT. La couleur verte est plus foncée lorsque le biais moyen s'approche de 0.

3.3.3 Erreur de température du sol

La validation des simulations passe par la comparaison du manteau neigeux simulé avec des observations. Cette comparaison a été effectuée dans l'article mais les cartes de biais moyen et de RMSE pour le température du sol n'ont pas été incluses. C'est l'objet de la figure 3.2. Le nombre de sites d'observations de températures du sol s'élève à 23 en Sibérie, dont 3 au-dessus de la limite des arbres et 10 en Amérique du Nord, dont 6 au-dessus de la limite des arbres. En Sibérie, le comportement des erreurs met en évidence des variations contrastées dans l'espace. La région Ouest laisse apparaître une sous-estimation de la température du sol dans les simulations jusqu'à -2.74 K tandis que la région Est montre une surestimation jusqu'à 2.05 K. En Amérique du Nord, les erreurs sont faibles. Le biais moyen arctique est de -0.26 K avec les simulations AC et de 0.45 K avec les simulations Std. La RMSE arctique avec AC est de 2.11 K et de 2.67 K avec Std.

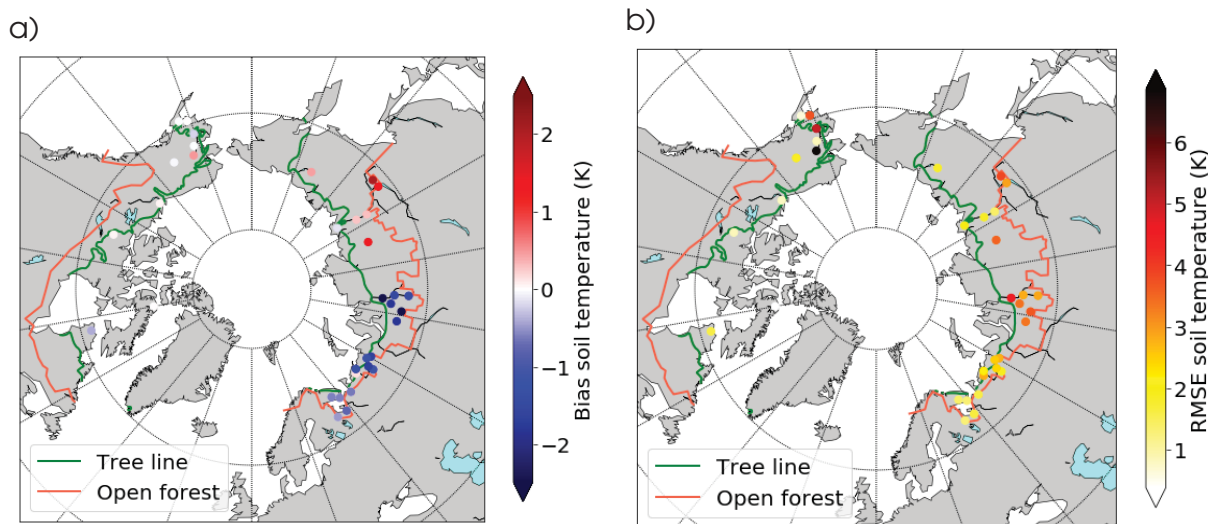


FIGURE 3.2 – Biais moyen de température du sol, toutes profondeurs confondues (simulations - observations) (a) et RMSE (b) pour les 39 ans de simulations.

3.3.4 Capacité calorifique du sol

Cette étude est basée sur la version 8.1 du modèle SURFEX-Crocus. La version précédemment utilisée, notamment par [Barrere and Domine \(2017\)](#) était la version 7.0. Entre ces deux versions, parmi les changements apportés au modèle, se trouve le coefficient de capacité calorifique du sol qui est, par défaut, dans la version 7.0 de $10000 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (CV1) et dans la version 8.1 de $30000 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (CV2). Afin de comparer les résultats obtenus avec ces 2 coefficients, des simulations ont été réalisées avec la version 8.1 de SURFEX-Crocus et deux capacités calorifiques du sol différentes : une égale à celle de la version 7.0 (CV1) et l'autre à celle de la version 8.1 (CV2). La figure 3.3 présente les résultats obtenus pour les deux capacités calorifiques considérées et met en avant l'effet de l'utilisation d'une capacité calorifique du sol plus basse qui permettent une amélioration significative des résultats de température du sol. Cela ouvre des perspectives d'amélioration des résultats en terme de température du sol en s'intéressant aux propriétés du sol dans SURFEX-Crocus.

En conclusion, l'utilisation des 5 nouvelles paramétrisations (WIND, DRIFT, RHOMAX, VEG et S97) permet de simuler le manteau neigeux de façon plus réaliste en ce qui concerne les profils de densité, la hauteur de neige et la température du sol sur les quatre sites de références utilisés. En particulier, le test de plusieurs coefficients sur l'effet du vent a montré que le meilleur compromis revenait à doubler cet effet sur la densité de la neige fraîche et à le tripler sur la densité de surface du manteau neigeux. Enfin, l'erreur de simulation de température du sol n'est pas répartie de façon homogène sur toute la région étudiée. Une piste d'amélioration des simulations de températures du sol serait une meilleure description du sol dans le modèle en utilisant par exemple un meilleur coefficient de capacité calorifique du sol.

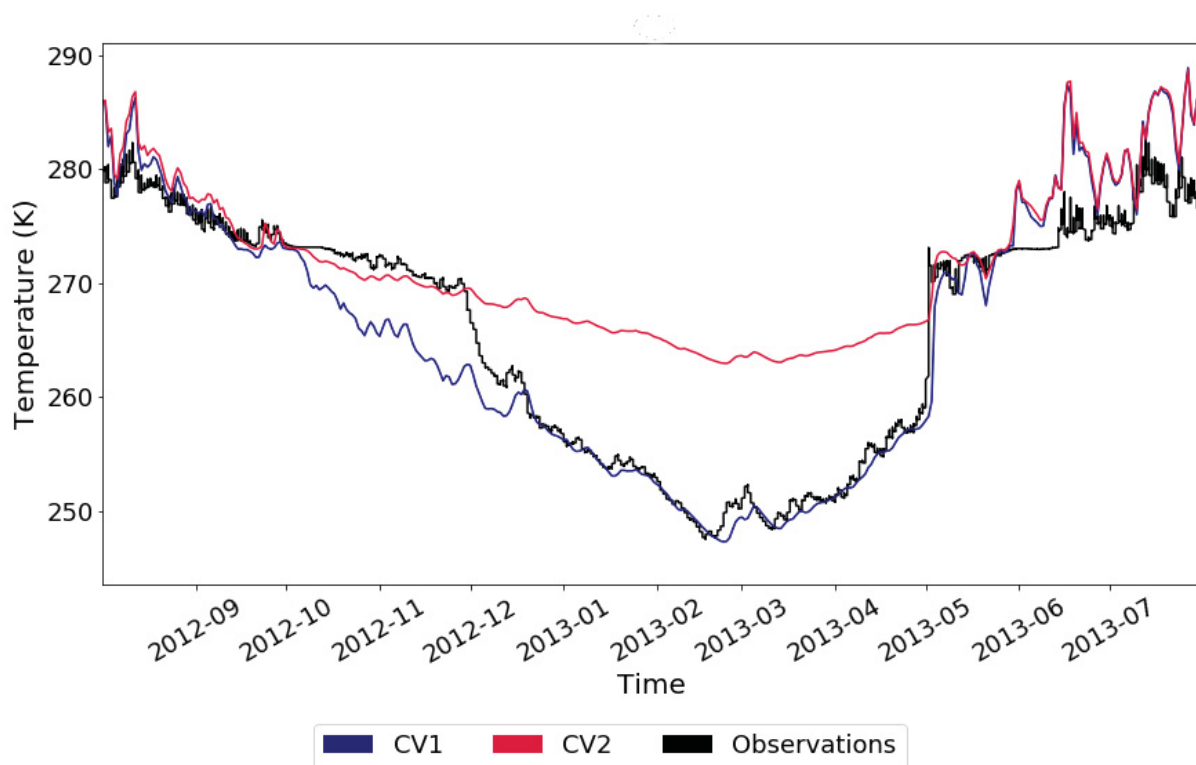


FIGURE 3.3 – Température du sol obtenue par simulation avec la version 8.1 de SURFEX-Crocus pour deux coefficients de capacité calorifique du sol : CV1 (bleu) et CV2 (rose) et les mêmes conditions météorologiques et obtenue par mesure directe (noir) à Samoylov

3.4 Analyse des tendances d'évolution de la température du sol

Afin de déterminer les paramètres à l'origine de l'augmentation de la température du sol tout au long de l'année (voir la figure 8a de l'article), nous avons effectué une analyse de variance (voir section 2.3 de l'article) pour les valeurs de température du sol en fonction de tous les paramètres indiqués dans le tableau 3.3. Cette analyse est effectuée pour chaque mois, puis sur une base annuelle excluant les mois de juillet et août où la neige est à peine présente. Comme prévu, pour l'ensemble de l'année, l'augmentation de la température de l'air (indiquée à la figure 8b de l'article) joue un rôle majeur dans l'explication de la température du sol. Mais son importance diminue au printemps et en été, en particulier en juin, juillet et août, lorsque la variabilité de la température du sol semble liée aux changements de la densité du fond (effet important en juillet et août) et de la profondeur de la neige (effet important en juin et juillet) (tableau 3.3). Ces deux paramètres augmentent la conductivité thermique du manteau neigeux (Sturm et al., 1997). Les précipitations jouent également un rôle assez constant sur l'année, expliquant au minimum 7,4% de la variance de la température du sol, même s'il n'y a pas de tendances significatives pour les précipitations dans les données ERA-Interim. Sur la base des résultats pour tous les mois sauf juillet et août, les principales variables expliquant la température du sol sont l'épaisseur de la neige, la température de l'air et les précipitations. Comme on pouvait s'y attendre d'après l'analyse des tendances précédentes, la vitesse du vent joue un rôle insignifiant dans

l'explication des tendances de la température du sol. Il n'y a pas de changement spécifique dans les croûtes de vent à haute densité, ni de changement associé dans la conductivité thermique du manteau neigeux qui aurait pu influencer le régime thermique du sol sur la période 1979-2018.

Variable	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JULI	AOÛT	SEP	OCT	NOV	DEC	Tous
Température de l'air	42.7	45.0	43.3	37.1	27.8	19.5	18.8	24.2	30.4	66.1	58.5	56.0	32.0
Précipitations liquides	24.2	19.9	41.8	45.3	42.9	16.1	7.4	8.9	13.5	25.8	20.1	16.2	16.8
Précipitations solides	0.4	4.2	3.2	0.0	0.3	0.9	0.0	0.0	0.5	0.0	0.7	1.7	2.0
Hauteur de neige	2.2	2.0	0.1	3.7	19.9	50.9	39.8	28.0	39.2	1.0	4.9	0.9	45.3
Densité moyenne de la neige	2.9	2.2	0.7	4.4	3.9	0.2	8.7	0.0	3.4	3.7	2.0	2.9	1.3
Densité de la couche inférieure	10.5	11.0	2.0	1.8	0.0	6.1	21.8	34.4	9.1	1.0	0.1	2.9	0.1
Vitesse du vent	0.2	0.4	0.0	0.0	1.9	3.6	2.4	0.6	1.9	0.1	0.2	0.1	2.0
Contenu en eau liquide moyen	0.7	0.9	0.3	0.5	0.3	2.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.4

TABLE 3.3 – Pourcentage de la variance expliquée de 8 paramètres (première colonne) qui pourraient expliquer les variations de température à la surface du sol, en moyenne pour chaque mois de l'année entre août 1979 et juillet 2018. "Tous" signifie des valeurs moyennes pour tous les mois sans juillet et août où la neige est à peine présente sur le sol. Plus le vert est foncé, plus la variance expliquée est élevée.

3.5 Stockage de carbone organique dans le sol

Nous avons estimé qu'au cours des 39 dernières années en Arctique, l'épaisseur de la couche active (ALT) a augmenté de 16% (voir figure 10 de l'article). Quel pourrait être l'impact de cette augmentation sur la libération de carbone? [Hugelius et al. \(2013\)](#) ont fourni une base de données sur le stockage du carbone dans les sols de la région circumpolaire nord entre 0 et 100 cm de profondeur, qui montre une forte variabilité spatiale. En combinant les tendances spatiales de l'ALT avec la distribution du stockage du carbone dans le sol (figure 3.4), nous pouvons identifier les zones où la tendance à la forte fonte s'est produite. Par exemple, des zones présentant des quantités élevées de carbone dans le sol et une tendance à l'ALT plus forte que la tendance moyenne estimée à l'échelle de l'arctique ($0,3 \text{ cm an}^{-1}$, dans la figure 10 de l'article), peuvent être observées au Canada dans le bassin du Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, et dans les basses terres de la baie d'Hudson, en Ontario, et en Russie

dans la région des Nenets en Sibérie et dans le nord du kraï de Krasnoïarsk (figure 3.4). La carte combinée de la tendance de l'ALT et du stockage du carbone (figure 3.4) montre que 16 % de la zone pan-arctique correspond à une forte augmentation du taux de dégel ($> 0,3 \text{ cm an}^{-1}$). Dans ces zones, on observe un stockage moyen de carbone de $283 \pm 155 \text{ kg m}^{-2}$ (17% de la valeur totale de stockage pour l'ensemble de la zone pan-arctique considérée dans cette étude, voir figure 1 de l'article). Cette analyse préliminaire montrant l'importance relative des zones présentant à la fois un stockage élevé de carbone et une augmentation de l'ALT met en évidence l'impact potentiellement important du dégel des sols pan-arctiques en raison du réchauffement pan-arctique et des changements dans l'évolution du manteau neigeux.

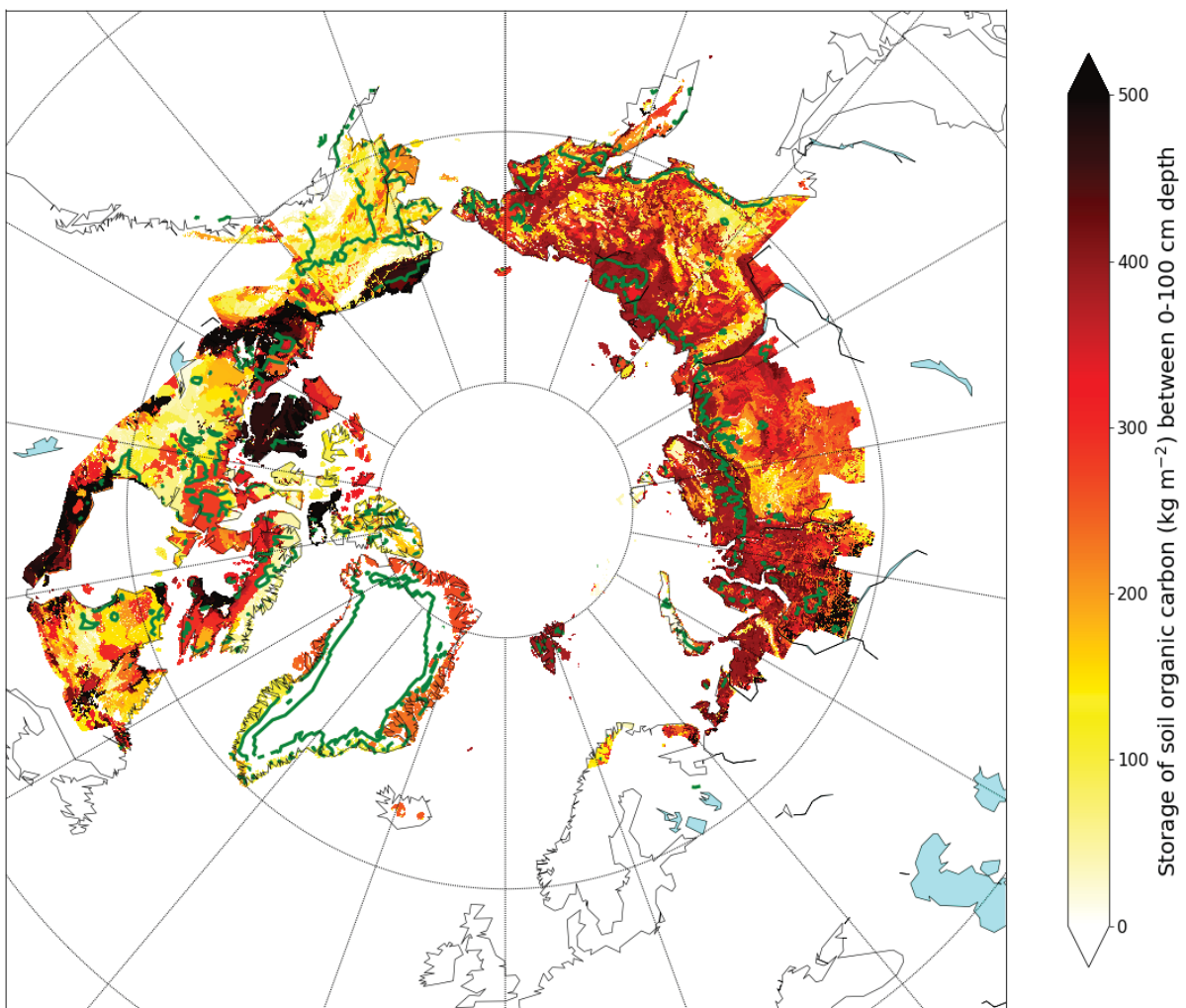


FIGURE 3.4 – Stockage du carbone organique du sol (kg m^{-2}) entre 0 et 100 cm de profondeur (Hugelius et al., 2013) et zones où la couche active augmente plus rapidement qu'une tendance moyenne de $+0,3 \text{ cm an}^{-1}$ sur la période 1979-2018 (contours verts).

Chapitre 4

Article 2 : Analyse de la microstructure de la neige arctique et subarctique pour des simulations de températures de brillance micro-onde

4.1 Résumé de l'article

La télédétection par micro-ondes passives (Passive MicroWave) (PMW) est une approche utilisée pour caractériser la couverture neigeuse saisonnière dans les régions nordiques éloignées à l'échelle synoptique. La modélisation des températures de brillance (T_B) émises est rendue possible grâce à un modèle de transfert radiatif qui tient compte de la microstructure et de la stratification du manteau neigeux. Cependant, la description de la microstructure reste une tâche difficile. Cet article vise à trouver une meilleure paramétrisation de la microstructure de la neige, les paramètres d'entrée optimaux pour la décrire et la formulation du modèle d'émission de neige qui optimisent le mieux les simulations de T_B pour les manteaux neigeux arctiques et subarctiques. Des mesures radiométriques en surface, associées à la caractérisation *in situ* du manteau neigeux, ont été utilisées pour tester différentes configurations basées sur le modèle SMRT, avec deux modèles électromagnétiques (DMRT et IBA) et deux théories de description de la microstructure (SHS et Exp). Les performances de trois configurations (DMRT-SHS, IBA-SHS et IBA-Exp) sont comparées à l'aide d'un ensemble de données unique (119 snowpits avec des observations simultanées de radiométrie micro-onde au sol) couvrant une large gamme de types de neige arctique et subarctique dans le nord et l'est du Canada. Les résultats montrent que les paramètres de microstructure mesurés en entrée doivent être ajustés afin de mieux correspondre aux T_B simulées et observées à 10.65, 19, 37 et 89 GHz. De plus, les différences entre plusieurs formulations possibles de la longueur de corrélation pour décrire la microstructure sont analysées. L'utilisation de facteurs multiplicatifs pour les mettre en correspondance sont

nécessaires. IBA-Exp donne les meilleurs résultats par rapport aux autres configurations de modèles utilisées, avec une Racine de l'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error) (RMSE) inférieure à 30 % des observations pour la neige subarctique et 24 % des observations pour la neige arctique. En outre, une expérience complémentaire sur des couches de neige homogènes isolées a été réalisée afin d'étudier la sensibilité du facteur d'échelle à la microstructure de la neige. La longueur de corrélation micro-onde obtenue semble significativement différente de la longueur de corrélation de Debye *in situ*. À haute fréquence, la variabilité observée des facteurs d'ajustement avec la fréquence et les types de neige signifie que la densité, la surface spécifique des grains de neige (SSA) et la longueur de corrélation estimée semblent insuffisantes pour caractériser de manière appropriée et complète la microstructure de la neige à des fins de modélisation micro-onde.

L'expérience portant sur l'extraction de couches de neiges homogènes a fait l'objet de la maîtrise de [Saint-Jean-Rondeau \(2018\)](#). Une partie de son travail a été ajouté dans l'article présenté dans ce chapitre.

4.2 Article : Arctic and Subarctic snow microstructure analysis for microwave brightness temperature simulations

Arctic and Subarctic snow microstructure analysis for microwave brightness temperature simulations

Céline Vargel^{1,2,3}, Alain Royer^{1,2}, Olivier St-Jean-Rondeau¹, Ghislain Picard³, Alexandre Roy^{4,2}, Vincent Sasseville^{1,2}, Alexandre Langlois^{1,2}

1 Centre de Recherches et d'Applications en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Québec, Canada

2 Centre d'Études Nordiques, Québec, Canada

3 Institut des Géosciences de l'Environnement, Université Grenoble Alpes-CNRS, Grenoble, France

4 Département des Sciences de l'Environnement, Université du Québec à Trois-Rivières, Québec, Canada

Published in *Journal Remote Sensing of Environment*

Abstract

Passive microwave (PMW) remote sensing has proven to be a useful approach to characterize the volume of seasonal snowpack in remote northern regions at the synoptic scale. Modeling emitted microwave brightness temperatures (T_B) is made possible using a physical radiative transfer model that takes into account microstructural and stratigraphic structure of the snowpack. However, prescribing the microstructure remains a difficult task. This paper aims to find proper microstructure parametrization and the snow emission model formulation that best optimize T_B simulations for Arctic and Subarctic snowpacks. Surfaced-based radiometric measurements in conjunction with in-situ snowpack characterization were used for testing different configurations based on the Snow Microwave Radiative Transfer model (SMRT), with two electromagnetic models (Dense Media Radiative Transfer Quasi Crystalline Approximation, DMRT, and Improved Born Approximation, IBA) and two microstructure description theories (Sticky Hard Sphere, SHS, and Exponential, Exp). We compare the performance of three configurations (DMRT-SHS, IBA-SHS and IBA-Exp) with a unique large dataset (119 snowpits with

concomitant microwave ground-based radiometer observations) covering a wide range of Arctic and Subarctic snow types in Northern and Eastern Canada. Results show that the input measured microstructure parameters must be scaled up in order to better match simulated and observed T_B at 11, 19, 37 and 89 GHz. We show that the IBA-Exp gives the best results, with a Root-Mean-Square Error (RMSE) lower by up to 30% for Subarctic snow and 24% for Arctic snow compare to the other model configurations we used. In addition, we undertake a complementary experiment on isolated homogeneous snow slabs to investigate the sensitivity of the scaling factor to snow microstructure. The retrieved microwave correlation length appears significantly different than the in-situ Debye correlation length. At high frequencies, the observed variability of these scaling factors with frequency and snowpack types means that density, SSA and estimated correlation length seem insufficient to appropriately fully characterize snow microstructure for microwave modeling purposes.

1. Introduction

The knowledge of snow physical properties is important for many applications including climate system feedbacks (e.g. Brun et al., 2013; Bokhorst et al., 2016). Relevant physical variables are snow albedo (Flanner and Zender, 2006; Räisänen et al., 2017); snow densification (Champollion et al., 2018); or snow thermal conductivity (Cook et al., 2007; Gouttevin et al., 2012; Domine et al., 2018). Snow microstructure properties are also key variables that still need to be defined for a better characterization of snowpack state. The quantification of these snow microstructure properties is important for snow evolution modelling (Lehning et al., 2002; Vionnet et al., 2012; Charrois et al., 2016) and also for the microwave scattering models used for spaceborne snow monitoring (Leinss et al., 2019; Dong et al., 2018; Sandells et al., 2017; Hall et al., 2006; Kelly, 2009). Yet, two issues concern this quantification: the definition of snow microstructure which depends on the objective of the study (avalanche, hydrology, microwave emission), and the availability of accurate instruments for its in-situ characterization.

We focus here on the electromagnetic microwave interactions, for which snow microstructure can be described by several variables such as grain size and shape, specific surface area (SSA), density, and correlation length. Each microwave model approximation uses a different description of microstructure, and thus different parameters (see Mätzler et al., 2006). This problem was recently discussed in detail by Löwe and Picard (2015) and Tsang et al. (2013). For example, considering the snow as stratified random medium of sticky hard spheres (SHS) as in the Dense Media Radiative Transfer-Multi Layer (DMRT-ML) model (Picard et al., 2013) appears to be unsatisfactory (Löwe and Picard, 2015). The underlying assumption of SHS, combined with the use of measured SSA parameters, leads to the need of scaling the inputs to adjust simulated T_B against radiometric measurements for different snow types from Arctic, Subarctic, temperate (boreal) and Antarctic snows (Larue et al., 2018; Royer et al., 2017; Sandells et al., 2017; Roy et al., 2016; Picard et al., 2014; Dupont et al., 2014; Roy et al., 2013; Brucker et al., 2011). Wiesmann and Mätzler (1999) show that the exponential correlation length is an alternative to characterize snow microstructure. Mätzler (2002) shows also that scaling the correlation length is needed in practice.

With the Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT) model (Picard et al., 2018), it is now easier to perform comparison between SHS and other description such as that used in the Microwave Emission Model of Layered Snowpack (MEMLS) (Wiesmann and Mätzler, 1999). However, few studies have compared different radiative transfer models with a focus on snow microstructure and the retrieval of scattering coefficient calculations using microwave surface-based radiometric measurements (Royer et al., 2017).

In-situ field measurements of snow microstructure characterization is another important issue for better understanding and modelling snow processes. The differences between instruments or different approaches to parameterize the snow microstructure could lead to significant errors in snow prediction evolution (see for example Calonne et al., 2011 and 2012; Domine et al., 2011; Gouttevin et al., 2018) as well as in microwave simulations (Royer et al., 2017; Saberi et al., 2017; Derksen et al., 2014). Among the relatively recent scientific instrumentation available for snow property measurements, some are now more

accessible (see the review in Kinar and Pomeroy, 2015). For example, the Snow-Micropenetrrometer (SMP) (Schneebeli et al., 1999) is very useful for estimating snowpack penetration force, from which the snow correlation length, density and SSA can be derived (Proksch et al., 2015). Various devices are used to measure Surface Specific Area (SSA), which is the ratio between surface and volume of ice particles, such as the Ice Cube/DUFISSS (DUal- Frequency Integrating Sphere for Snow SSA) (Gallet et al., 2009), POSSSUM (Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement)/ASSSAP (Arnaud et al., 2011), or IRIS (Montpetit et al., 2012) used in this study.

In this paper, we gathered a large unique dataset of simultaneous and collocated brightness temperature measurements at 10.65, 19, 37 and 89 GHz and in-situ snowpit measurements. These data were collected over multiple years and different winter periods across Arctic and Subarctic-boreal regions. The aim of this study is to use different measured microstructure parameters - optical grain size, density and correlation length - in order to improve microwave snow emission defined in different combinations of different electromagnetic theories and snow microstructure description and parametrization. One focus is put on the differences between Arctic and Subarctic-boreal snowpack microwave emissions related to their microstructure and stratification. We also complement this study by considering isolated homogeneous snow slabs extracted from the snowpack to avoid the stratigraphy effects on microwave emission and better analyze the impact of grain size and density on simulations. This approach was first proposed by Wiessman et al. (1998) and re-analyzed by Touré et al. (2009) and by Maslanka et al., (2016).

The specific objectives of this paper are thus: - to compare different correlation length parametrizations; - and to evaluate the impact of SMRT configurations (DMRT-SHS, IBA-SHS, and IBA-Exp) on T_B simulations, first on multi-layered snowpacks, and second on isolated homogeneous snow slabs. The paper is organized into five sections: Section 2 provides the definitions of the five different correlation lengths considered for the snow microstructure parametrization; Section 3 presents the data, the measurements, the model used (SMRT in three different configurations) and the methods. The results are presented

in Section 4, showing the correlation length comparison (4.1), the multilayer snowpack emission analysis (4.2) and the results of isolated slab experiment (4.3). The scaling factor on input parameters that appears to be necessary for optimizing simulations is discussed in Section 5.

2. Background: Correlation length definitions

Based on micro-computed tomography (μ -CT) analysis (see the numerical processing approach described by Hagenmuller et al., 2016), a snow structural descriptor can be derived from the two-point correlation function $C(\mathbf{r})$ with lag distance \mathbf{r} , which is the autocovariance of the ice phase indicator function (Torquato, 2002) within a representative cubic snow volume V [$\chi_i(\mathbf{x}) = 1$ for points $\mathbf{x} \in V$ in the ice phase and $\chi_i(\mathbf{x}) = 0$ for points in the air phase]. The mean volume fraction of snow $\phi_i = \overline{\chi_i(\mathbf{x})}$ can be computed over a volume average by the ratio of snow to ice density: $\phi_i = \rho_{snow} / \rho_{ice}$, with the ice density $\rho_{ice} = 917 \text{ kg m}^{-3}$. The function $C(\mathbf{r})$ can be expressed as:

$$C(r) = \overline{(\chi_i(x+r) - \phi_i)(\chi_i(x) - \phi_i)} \quad (1).$$

From the $C(r)$ function obtained by snow sample tomography, it appears that at least two length scales are required for the description of snow for each direction x , y , z (or at a minimum for the vertical z and any horizontal directions x , y), where one length scale mainly controls the small-lag behavior of the correlation function, and the other length scale characterizes the tail of the correlation function (Löwe et al., 2013). For example, the Teubner–Strey form (Teubner and Strey, 1987) and the particular Gaussian random field (GRF) microstructure based on bicontinuous two-phase media approach (Adler, 1981; Ding et al., 2010) have both been shown to match snow autocorrelation function very well. Nevertheless, for electromagnetic microwave interactions, it has been common to use the exponential correlation function defined as:

$$C(r) = C(0) \exp\left(\frac{-|r|}{L_{exp}}\right) \quad (2).$$

The exponential correlation length L_{exp} is obtained by fitting the measured correlation function $C(\mathbf{r})$ to the exponential model (Mätzler, 2002; Löwe et al., 2013) independently in each x, y, z direction. A common approach is to take the average of the three correlation lengths, or to average the correlation function to obtain the radial correlation function $C(r) = C(\mathbf{r})$, and to fit a unique parameter L_{exp} (noted ξ in Krol and Löwe, 2016).

For isotropic snow microstructure, the derivative of $C(r)$ with respect to r at the origin ($r=0$) allows the estimation of another expression of the correlation length, noted as L_{ctomo} , corresponding to the “Porod length” (λ_1) as per Krol & Löwe (2016).

Lastly, using the formulation first proposed by Debye et al. (1957), it is possible to estimate the correlation length L_{CDebye} from density and SSA from:

$$L_{CDebye} = 4 (1 - \phi_i) / (\rho_{ice} SSA_{CT}) \quad (3a)$$

or
$$L_{Debye} = 4 (1 - \rho_{snow} / \rho_{ice}) / (\rho_{ice} SSA_{in-situ}) \quad (3b).$$

When L_{CDebye} is derived from density and SSA in-situ measurements using respectively density-Cutter and IRIS devices (hereafter noted as “snowpit measurements”), we denote this parameter as L_{Debye} (Eq. 3b). And when it is derived from SMP measurement (noted as L_{ex}^{smp} in Proksch et al., 2015, their Eq. 10) we used the notation L_{exp_SMP} for distinguish it from other parameters. In principle, from Eq. 3, we should have $L_{ctomo} = L_{CDebye}$, but that could not be the case as density and SSA can differ when using μ -CT or snowpit measurements.

The last correlation length considered in this study is the effective correlation length, noted L_{eff} , retrieved from microwave emission measurements. In order to minimize the RMSE between measured and simulated brightness temperatures when using the SMRT IBA-Exp configuration (see Section 3.4 below), we consider a scaling factor, κ , such as:

$$L_{eff} = \kappa L_{Debye} \quad (4).$$

Note that the IBA and QCA-CP theories have only considered isotropic correlation functions and randomly oriented snow particles up to now.

In summary, we can define five estimates of the correlation length parameter derived from different instruments summarized in Table 1.

Table 1 Definition of correlation length parameters used in this study.

Parameter	Definition	Equation	Reference
L_{exp}	Exponential correlation length derived from μ -CT analysis	Eq. 2	Mätzler, 2002; Löwe et al., 2013
$L_{C_{tomo}}$	Correlation length computed as the derivative of $C(r)$ with respect to r at the origin ($r=0$)	Derivative of Eq.2	Krol & Löwe, 2016
L_{Debye}	Correlation length from in-situ measurements of SSA and density	Eq. 3b	Debye et al., 1957
L_{exp_SMP}	Exponential correlation length from SMP measurements	Eq. 10 Proksch et al., 2015	Proksch et al., 2015
L_{eff}	Correlation length derived from the retrieval of brightness temperature using SMRT_I BA-Exp	Eq. 4	Löwe & Picard, 2015 Picard et al., 2018

3. Data, measurements, model and method

3.1 Data

This study is based on a unique dataset of 119 snowpits (44 Arctic, 64 Subarctic and 11 Boreal; in the following, the 11 boreal snowpits were grouped with the Subarctic snowpits) in conjunction with microwave ground-based radiometric measurements. Data are from six sites across northern Canada, collected during 12 field campaigns (Table 2). In this study, we define the arctic snow as a snowpack with a high density (wind slab) at the top and a depth hoar layer near the ground where kinetic metamorphism is a dominant process. The opposite is usually expected in subarctic snowpacks and even further south in the boreal forest where the stratigraphy is characterized by a depth hoar layer at the bottom, high

density values in the middle (due to settling and compaction) and a low-density layer at the top. Some of these data have previously been described in detail (Larue et al., 2018; Roy et al., 2016) but were applied here with the snow microwave radiative transfer model SMRT. Other data correspond to new datasets (this study) collected for the isolated snow slab layer experiment (described below) at the boreal NEIGE-FM station, Forêt Montmorency site (47°19'0"N; 71°9'5"W), in January, February and March 2016 and March 2018. This snow research station is part of the World Meteorological Organisation (WMO) Global Cryosphere Watch (GCW) Surface Network CryoNet (WMO ID: 71212; WMO-GCW, 2015). Subarctic field campaigns were also conducted at the Umiujaq site (56°33'N, 76°30'W, 74 m a.s.l.) in February 2016 and March 2014 and 2017. Two Arctic snow datasets were studied. The first one is from the Trail Valley Creek site, at the field camp facilities provided by Wilfrid Laurier University, 50 km north of Inuvik, Northwest Territories, Canada (68°44'N, 133°28'W, 60 m a.s.l.). The TVC experiments were carried out in March 2018. The second arctic dataset is from the Canadian High Arctic Research Station (CHARS) at Cambridge Bay, Nunavut (69°07' N, 105°02'W, 30 m a.s.l.), operated by Polar Knowledge Canada. The CHARS field campaigns were carried out in early May 2017, April 2018 and in March 2019. All these campaigns thus covered different broad environmental conditions and a temporal gradient during the winter season (no wet snow conditions were considered in this study) (Table 2).

Table 2 Data used in this study, including the mean snow depth (SD), the number of snowpits (No. of pits for the bulk snowpack experiment), the isolated snow slab layer experiments (Slab exp. with the number of pits). Details on field campaigns are given in references Ref. a and b.

Site in Canada	Year	Lat. N / Long. W	Type of snow*	SD (cm)	No. of pits	Slab exp.	Ref.
SIRENE, Qc	2015	45° / 72°	Boreal region Maritime	40	3		a
NEIGE-Forêt Montmorency, Qc	2016 2018	47° / 71°	Boreal area, Maritime	86	5 1	X(+ 2)	a,b b

Bay James, Qc	2013 2015	54° / 77°	Subarctic, open forest, Taïga	58	30 21		a a
Umiujaq, Qc	2014 2016 2017	56° / 76°	Subarctic, Taïga	57	1 - -	X(8) X(4)	a a b
Trail Valley Creek, NWT	2018	69° / 133°	Arctic, grass and shrub Tundra	35	20		b
Cambridge Bay, Nu	2017 2018 2019	69° / 105°	High Arctic, bare soil Tundra	45	7 6 11		b b b

* From Sturm et al., 1995.

a: Larue et al., 2018; Roy et al., 2016.

b: This study.

3.2 Snow microstructure measurements

For each experiment (snowpack and single layer analysis), within the footprint of every surface-based microwave radiometer (SBR) (see Section 3.3), observation profiles of snow temperature, density (ρ_{snow} in kg m^{-3}) and specific surface area (SSA in $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$) were taken at a vertical resolution of 3 or 5 cm. Visual stratigraphy assessment of the main snow layers/features, including ice lenses and type of snow grain morphology (following the international classification from Fierz et al., 2009) was conducted. The density was measured using a 100 cm^3 (3 cm) or 250 cm^3 (5 cm) density cutter, and samples were weighed with an electronic balance with an accuracy of 0.1 g, or with a 100 or 300 g Pesola light series scale with an accuracy of 1 g and 2 g respectively. The snow temperature profile and soil temperature (at two levels: snow-soil interface and at -3 cm) were measured with digital temperature probes ($\pm 0.5^\circ\text{C}$). Soil was frozen in all cases. The SSA was measured with the shortwave infrared integrating sphere (IRIS) system (Montpetit et al., 2012), which exploits the relationship between the short-wave infrared snow reflectance and the SSA (Kokhanovsky and Zege, 2004) based on the principle described in Gallet et al. (2009). From SSA measurements, the optical radius of the snow grain (R_{opt}) was calculated by $R_{\text{opt}} = \frac{3}{\rho_{\text{ice}} \text{SSA}}$, where ρ_{ice} is the ice density = 917 kg m^{-3} . The SSA is one of the most

robust and objective approaches to measure a parameter related to the size of snow grains in the field, with an accuracy estimated to be 12% (Gallet et al., 2009). For each layer, the Debye correlation length (L_{Debye}) was estimated from snowpit measurements (see Eq. 3a).

The SMP measures the penetration force up to 40 N down to a maximum snow depth of 1.4 m, with a constant measurement speed of 20 mm s^{-1} (Schneebeli et al., 1999). At the sites where SMP measurements were conducted (see Table 2), a minimum of 3 to 5 SMP profiles were measured in the SBR footprint. The profiles were filtered in order to eliminate strong narrow peaks in the profile, i.e. the rapid changes (pulse) in penetration force by a factor hundred within less than 1 mm were excluded (Löwe and van Herwijnen, 2012). They are considered as artefacts, possibly due to very thin ice layer, small and local ice aggregated crystals or impurities (Proksch et al., 2015). Signals were then resampled at 1.25 mm. Using the relationships established by Proksch et al. (2015) between SMP and respectively density, correlation length and SSA, we calculated the detailed profiles of these parameters in the snowpack. Example of SMP-derived profiles are shown in Fig. 1, clearly illustrating the added-value of the high vertical-resolution of SMP profiles. The SMP-derived correlation lengths ($L_{\text{exp_SMP}}$, Table 1) were averaged (one profile per snowpit) and then vertically resampled by averaging data to 5 cm window sizes for comparison with 5-cm scale of in-situ density and SSA measurements.

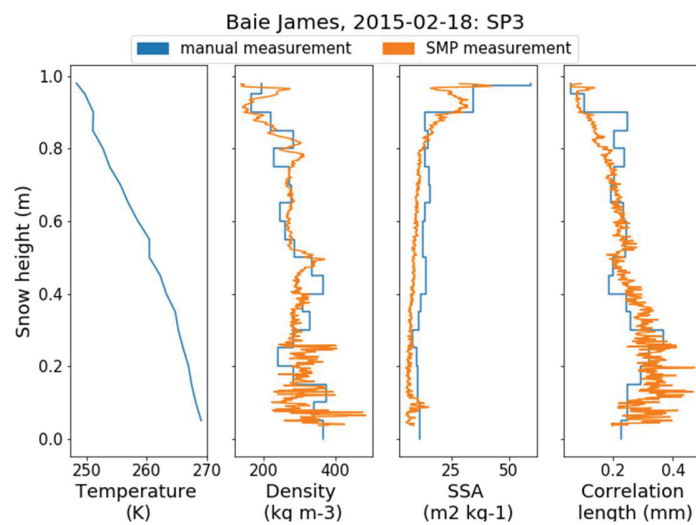


Fig. 1 Typical Subarctic snow profiles of temperature, density, SSA and correlation length. Blue lines are the manual in-situ profiles (each 5 cm in this case), while orange lines are from SMP measurements. For the correlation length: L_{Debye} is in blue, and $L_{\text{exp_SMP}}$ is in orange (see definitions in Table 1). This snowpit is from the James Bay area, in northeastern Canada (see Table 2).

3.3 Radiometric measurements

3.3.1 Snowpit bulk approach

Microwave brightness temperature (T_B) measurements were acquired at 89, 37, 19 and 10.65 GHz in both vertical (V-pol) and horizontal (H-pol) polarizations from a height of approximately 1.5 m above the ground with PR-series SBRs from Radiometrics Corporation© (the 10.67 GHz SBR is hereafter noted as 11 GHz for simplicity) (Table 3). The SBRs were put on a sled towed by a snowmobile. All measurements were acquired at an angle of 55° , except for 89 GHz (nadir and 55°). The footprint of the 55° measurements at the snow surface varies from approximately $0.65 \text{ m} \times 0.14 \text{ m}$ to $0.16 \text{ m} \times 0.05 \text{ m}$ depending on the beam width (Table 3).

Table 3 Specification of the portable surface-based radiometer (SBR) used (Radiometrics Corporation©).

	PR-1065*	PR-1900	PR-3700	PR-8900
Center frequency (GHz)	10.65	19.00	37.00	89.00
IF Bandwidth** (MHz)	150	475	475	950
Integrating time (s)	10 – 2 500 msec			
Resolution (K)	0.1 to 1 K; dependent on integration time (0.5 K for 200 msec integration time)			
3-dB beam width	8°	6°	5°	3°
Horn antenna	Corrugated circular horn behind a phase correcting dielectric lens			

*Noted 11 GHz in the text.

** Intermediate Frequency (IF) bandwidth, equivalent to the full width at half maximum

(3 dB bandwidth).

3.3.2 Isolated slab layer experiment

To better characterize the interaction of microwaves and snow microstructure, we performed the experiments suggested by Wiesmann et al. (1998) by sampling homogeneous slabs of natural snow extracted from the snowpack. Each slab sample of 10 to 25 cm thick was cut from the snowpack with a metal plate and carefully extracted, to conserve the snow structure. The sample was then put on a microwave-transparent 3-cm thick Styrofoam sample holder (Fig. 2).

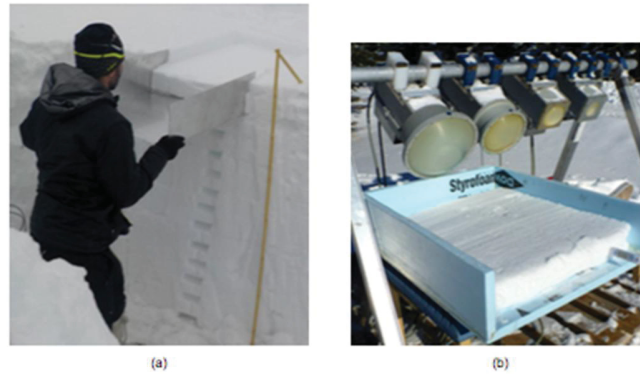


Fig. 2 Photos of the isolated slab experiment: a) extraction of the homogeneous slab from the snowpack; b) slab stored in a Styrofoam box in the field of view of surface-based radiometers.

Radiometric measurements were immediately performed after slab extraction at a 55° incidence angle in two successive steps: 1) T_B measurement (H-pol and V-pol) with the slab put on a metal plate (reflectivity ~ 1); 2) T_B measurement with the slab put on a black-body (absorber with null reflectivity) at the ambient temperature. The snow slab and absorber temperatures were measured during the experiment. After measuring each slab, we also estimated the environmental and sky conditions by reproducing the same set of measurements without snow in the Styrofoam box. We validated that the transmissivity of Styrofoam can be assumed to be very close to one. We also performed direct nadir sky radiometric measurements at the beginning and the end of each experiment day of the field campaigns. Reflected sky T_B and direct measured sky T_B are in agreement (not shown).

This allowed us to validate that the reflectivity factor of the metal plate under the Styrofoam box is closed to 1. The two sets of slab T_B measurements (with and without snow at nearly the same time and under the same fixed geometry) in each polarization H-pol and V-pol over the absorber and the reflective plate were used to retrieve the snow correlation length (noted L_{eff} , Table 1) that minimizes the RMSE between measured T_B and simulated T_B in the SMRT IBA-Exp configuration.

The snow slab microstructure parameters were then estimated by averaging a series of two to four measurements of SSA and density, and at least five SMP measurements over the extracted slab. Low standard deviations of these parameters were taken as a criteria of slab homogeneity. Unfortunately, slabs occasionally cracked during handling. Even if we verified that this does not have a significant effect on measurements, we recorded a quality index for each slab. Uncertainties in this experimental setting are discussed in the result section.

3.3.3 Surface-based radiometer calibration

The radiometers were calibrated before and after each field season using ambient blackbody (+20° C) and cold (liquid nitrogen) reference targets. In the worst case, the measurement error for the calibration target was estimated at 2 K (liquid nitrogen and blackbody at ambient temperature reference). Moreover, direct nadir sky radiometric measurements were acquired each experiment day in order to check the calibration stability.

The atmospheric downwelling T_B reflected by the snow surface to the radiometer were modeled using the millimeter-wave propagation model (Liebe et al., 1989) implemented in the Helsinki University of Technology (HUT) snow emission model (Pulliainen et al., 1999). The atmospheric model was driven with the air temperature and moisture of the 29 atmospheric layers above the surface from the North American Regional Reanalysis (NARR; Mesinger et al., 2006) (Roy et al., 2012) for the date of measurements. We show that the atmospheric downwelling T_B is well correlated to the total precipitable water (PWAT) given by the NARR data (Fig. 3). We used these relationships for estimating

atmospheric downwelling T_B values for each site and period of snow T_B measurements. All sites are in open areas, far from forest canopy if present in the surrounding (SIRENE, Bay James and NEIGE-FM sites, see Table 2).

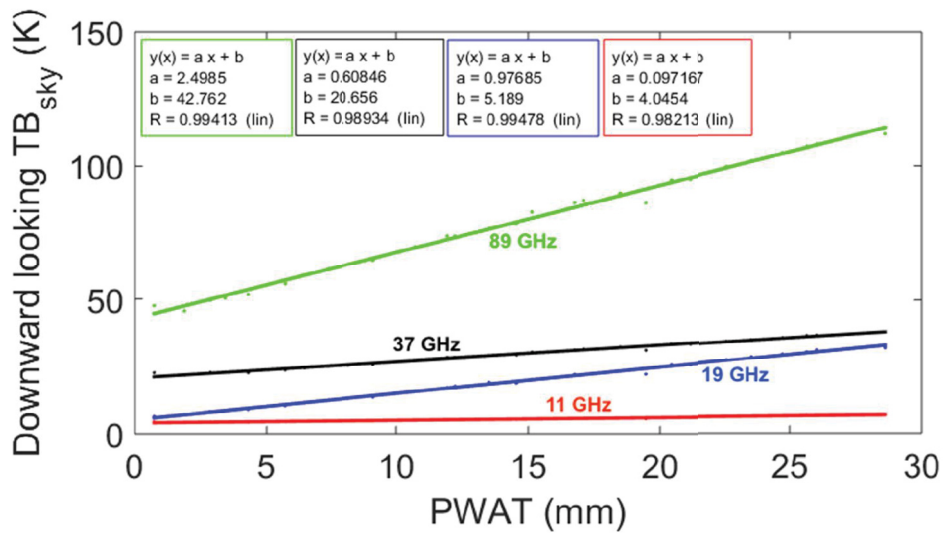


Fig. 3 Correlations between the atmospheric downward brightness temperature and the total precipitable water (PWAT, in mm) for each frequency used: 11 GHz (red), 19 GHz (blue), 37 GHz (black) and 89 GHz (green). NARR-derived PWAT values are for a large dataset of atmospheric conditions over northern Canada and for several years in winter period.

3.4 Snow Microwave Radiative Transfer Model (SMRT) configurations

The SMRT v1.0 code (Picard et al., 2018) can be run in different configurations according to different snow microstructure parameters considered as inputs, different electromagnetic theories and radiative transfer models. In this study, we considered the three configurations summarized in Table 4.

The configurations are based on two representations of snow microstructure, sticky hard spheres (SHS) and exponential correlation length parametrization. Moreover, we considered two electromagnetic theories based on the Dense Media Radiative Transfer

theory with Quasi-Crystalline Approximation-Coherent Potential (QCA-CP) short range (noted DMRT-SHS) (Tsang et al., 1985; Picard et al., 2013) and the Improved Born Approximation (noted IBA-SHS and IBA-Exp) theory (Mätzler, 1998). Only the DMRT QCA-CP short range was considered here to be able to compare with our previous DMRT-ML data from Royer et al. (2017) and Larue et al. (2018). We tested (not shown) that results based on SMRT-SHS configuration and DMRT-ML are similar. For the IBA configuration, we considered both SHS and exponential correlation length parametrization of the microstructure (Table 4). In these three cases (DMRT-SHS, IBA-SHS and IBA-Exp), the discrete ordinate and eigenvalue (DORT) method is used to solve the radiative transfer equation through multi-layered snowpacks with a maximum of 32 streams in the most refractive layer. Details about all these options are described in the papers given in Table 4 and summarized by Picard et al. (2018).

For IBA-Exp configuration, two sources of inputs can be considered for the correlation length estimates: a) the Debye relationship based on snowpit SSA and density measurements (L_{Debye} , Eq. 3b); or b) the SMP measurements as illustrated in Fig. 1. However, in this study, the $L_{\text{exp_SMP}}$ were not used for retrieving T_B , since SMP calibration problems were not yet solved.

For each snow model configuration, soil permittivity and roughness were derived from our previous studies (Montpetit et al., 2018) based on the rough soil reflectivity model from Wegmüller and Mätzler (1999) model. Soil reflectivity uncertainty could be important at low frequencies (typically at 11 GHz) according to the state and type of surface beneath the snow (see the sensitivity analysis (ΔT_B) discussion in Roy et al., 2016).

Table 4 Snow parameters and electromagnetic models considered in the Snow Microwave Radiative Transfer Model (SMRT) configurations (see Picard et al., 2018).

	DMRT-SHS	IBA-SHS	IBA-Exp
Snow microstructure parameterization	Sticky Hard Spheres : Spheres defined by their radius ($R_o = \frac{3}{\rho_{ice} \times SSA}$) and their stickiness (τ)		Exponential : microstructure described by a weighted (κ) correlation length computed by Debye relationship ($l_{Debye} = 4 \frac{1}{\rho_{ice} \times SSA} (1 - \frac{\rho_{snow}}{\rho_{ice}})$)
Other physical parameters to describe snowpack	Density (ρ_{snow}), Temperature (T)		
Electromagnetic model	DMRT-QCA CP (Tsang et al., 1985; Picard et al., 2013)	IBA (Mätzler, 1998)	

4 4. Results

4.1 Correlation length analysis

The correlation length is difficult to estimate and depends on the way we approximate this parameter as well as on the instrument used as discussed in Section 2. In this section, we use the snowpit measurements (19 different pits, Table 2) to quantify the difference between the correlation length definitions.

From micro-CT measurements, Krol and Lowe (2016) showed that $L_{exp} = 0.794 L_{c_{tomo}}$, meaning that there are differences according to the parameter definitions. Moreover, such relationship varies with grain type. For depth hoar grain, this relationship is better defined by $L_{exp} \approx L_{c_{tomo}}$ (from the Fig. 3a in Krol and Lowe, 2016). Also, L_{CDebye} differs from direct micro-CT estimates (Martin Schneebeli, SLF, Davos, personal communication).

An alternative for estimating the correlation length is to use the Debye relationship, which is easy to derive from in-situ snowpit measurements of SSA (IRIS) and density (Cutter).

The variations of the Debye correlation length (L_{Debye} , Eq. 3b) are illustrated with SSA and density variations in Fig. 4. L_{Debye} is mainly driven by SSA in Arctic and Subarctic snow (low correlation length for high SSA, e.g. small grain size), modulated with the density for low SSA (large grain size).

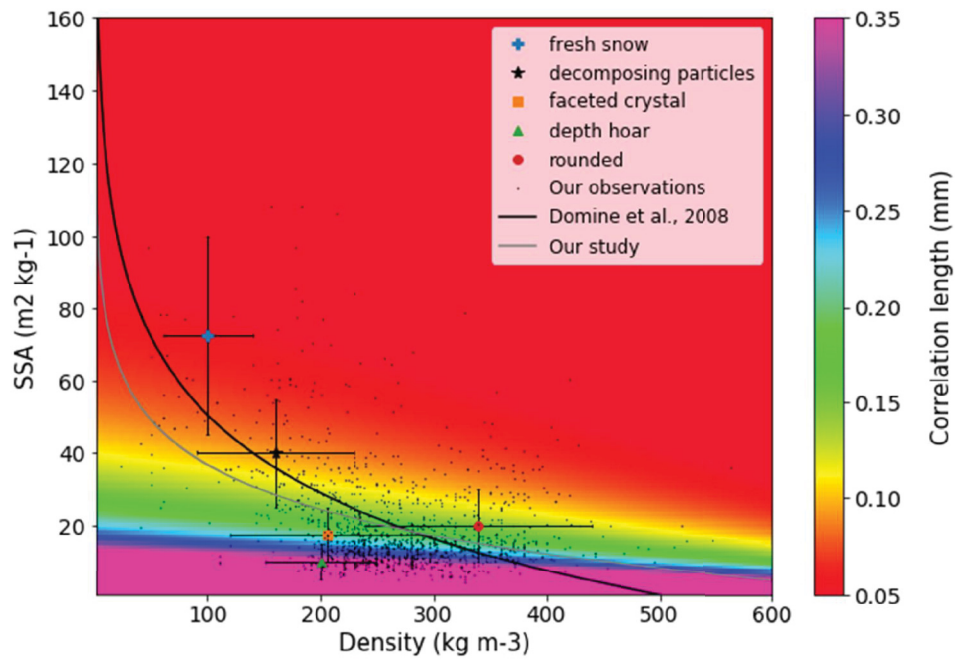


Fig. 4 Relationship between SSA ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$) and snow density (kg m^{-3}) for each range of L_{Debye} variation (color). Black dots are from our database (1386 values). Typical mean SSA and density values of each type of snow (from Domine et al., 2007) are shown with standard deviation. The logarithmic SSA-Density(ρ) relationship (lines) are from our data (grey line) : $\text{SSA} = -17.65 \ln(\rho) + 118.07$ (ρ in kg m^{-3} , $R^2 = 0.09$) and from Domine et al. (2008) (black line) : $\text{SSA} = -30.82 \ln(\rho \times 10^{-3}) - 20.596$ (ρ in g cm^{-3} , regression based on 297 selected coupled SSA-density dataset from Domine et al., 2008, R^2 with our data is 0.09).

Another approach to estimate the correlation length is to use the SMP that can be related to the correlation length as shown by Proksch et al. (2015). We compare the mean SMP-

derived correlation length ($L_{\text{exp_SMP}}$) resampled at the 5 cm resolution to L_{Debye} in Fig. 5 using all corresponding SMP and snowpit measurements over the dataset.

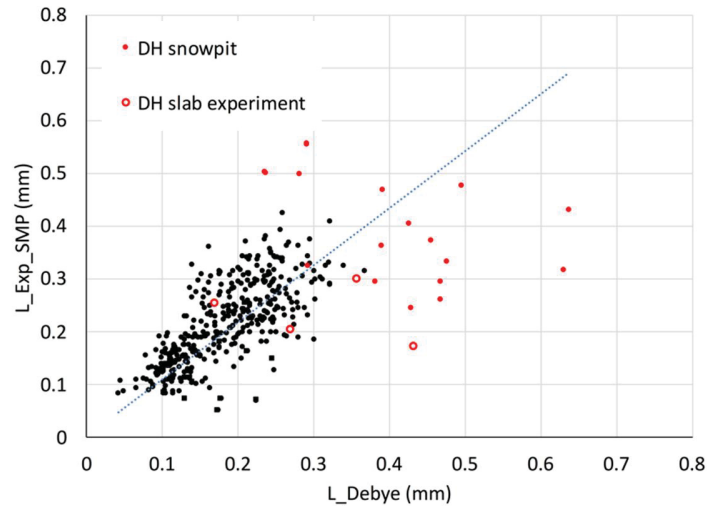


Fig. 5 SMP-derived correlation length ($L_{\text{exp_SMP}}$) resampled at 5-cm resolution vs L_{Debye} (see definitions in Table 1) for each snowpack layer. Red points correspond to depth hoar (DH) grains, including open circle from the slab experiment and closed circle for DH layer from snowpit experiment. Black points correspond to all other snow type. The dotted line corresponds to the linear regression fit: $L_{\text{exp_SMP}} = 1.08 L_{\text{Debye}}$ ($R^2=0.33$, $N=392$).

The scatter plot in Fig. 5 shows a good agreement between both types of measurements (significant linear correlation) but with a large scatter, particularly for depth hoar (DH) snow type (red points in Fig. 5). DH grains have very little cohesiveness and form a fragile snow structure that is destroyed by inserting the density cutter and is easily broken in contact with SMP (very low penetration force compared to other snow structures having the same density). This leads to less accurate measurements for both in-situ snowpit (density and SSA) and SMP measurements and could explain part of the scatter in Fig. 5.

There are also some calibration issues in the SMP retrievals. In this study, we used the SMP V4 device and the Proksch et al. (2015) equations which were developed from SMP V3. We also saw discrepancies when comparing SMP-density retrievals with cutter-density

measurements (not shown). It seems that in version 4, a small change in the A/D conversion of the force signals in relation to the previous SMP version used by Proksch et al. (2015) could generate changes in the retrieved structural element needed for density, SSA and $L_{\text{exp_SMP}}$ retrievals based on micro-computed tomography (μ -CT) analysis (Proksch et al., 2015). Thus, in the following, we did not further analyze the retrieved $L_{\text{exp_SMP}}$ data for microwave simulations.

The last correlation length studied in this paper is the one derived from the microwave radiometric approach. Mätzler (2002) has considered, for microwave transfer through the snow, a relationship of the form: $L_{\text{exp}} = 0.75 L_{\text{c_tomo}}$ (using stereology, which is close to micro-CT in reading SSA). In the following sections, using our datasets, we examine the correlation lengths that minimize simulated (SMRT) and measured T_{B} based on L_{Debye} measurements.

4.2 SMRT brightness temperature simulations driven with snowpit measurements

We compare simulated T_{B} using the SMRT model based on L_{Debye} as input in Improved Born Approximation (IBA) configuration (noted as IBA-Exp) with the SMRT model based on density and SSA-derived optical radius inputs in the Sticky Hard Sphere approach (SHS) in two different configurations: DMRT-SHS and IBA-SHS.

4.2.1 Simulation optimization

For each simulation, we showed that the scaling factor (τ) (for the DMRT-SHS configuration, corresponding to the snow stickiness parameter at high frequencies) and the scaling factor (κ) applied to the correlation length (Eq. 4) must be adjusted to minimize the root mean square error (RMSE) between simulations and measurements. Fig. 6 illustrates the RMSE variations with κ for the IBA-Exp configuration and for Arctic snow. Combined H-pol and V-pol are considered here for the minimization. The minimum RMSE values can be clearly identified, except at 10.65 GHz. This may be explained by the fact that the T_{B} are mainly driven by soil emission at this frequency and are less affected by snow. At low frequencies, τ and κ adjust mainly soil parameters uncertainties (roughness,

permittivity) while at high frequencies, they adjust mainly snow microstructure uncertainties (grain size, correlation length and stratigraphy). Nevertheless, the same notation is used for τ and κ despite having different meanings. All the τ and κ values obtained for the different configurations are summarized in Table 5 for Arctic and Subarctic snow types. Results show that the τ scaling factor converges toward the minimum settled value of 0.1 as suggested by Liang et al. (2008) (see the discussion in Picard et al., 2018). The optimized κ factor appears more variable: κ decreases when the frequency increases and we note that $\kappa_{\text{Arctic}} > \kappa_{\text{Subarctic}}$ that could be explain by thicker layer of depth hoar in Arctic than in Subarctic snowpack (Table 5). We verified that the low retrieved κ values, from 1.25 to 1.71, are significantly different than 1, i.e. that $\kappa=1$ gives significant larger RMSE than the optimized value (difference > 10 K, not shown), in agreement with previous experiments (Montpetit et al., 2013). At 89 GHz, the optimization does not converge when using the DMRT-SHS configuration (Table 5). At this frequency, only the upper layers of the snowpack contribute to the outgoing emission. No convergence means that, at 89 GHz, the apparent grain size appears generally too large making the electromagnetic assumptions for SHS QCA-CP short range invalid (Picard et al., 2013). No 89 GHz simulations with DMRT-SHS were therefore made for this study. Note that this scaling factor could also compensate for different uncertainties in snow measurements (spatial variability, sensor calibration,...), as well as uncertainties in the soil model used at low frequencies.

Despite the SMP calibration issues, we did some preliminary tests to estimate κ when using $L_{\text{exp_SMP}}$ as inputs. It is interesting to observe that κ_{SMP} seems slightly lower than the values given in Table 5, possibly meaning that $L_{\text{exp_SMP}}$, scaled from μ -CT data (Proksch et al., 2015) needs to be less adjusted (κ_{SMP} closer to 1) than when using snowpit inputs (SSA, density and L_{Debye}). This aspect will be further analyzed in a forthcoming paper when well calibrated data will be available.

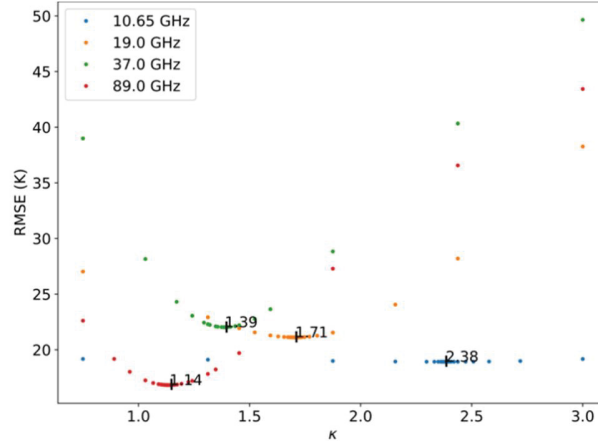


Fig. 6 Variation of RMSE values with the scaling factor κ applied on the correlation length (Eq. 4) to minimize the RMSE between IBA-Exp simulated and observed T_B at the Arctic sites, and for different frequencies. The κ values at the minimum RMSE are given in the figure and in Table 5.

Table 5 The scaling factors τ and κ that minimize the RMSE between simulated and measured T_B at each frequency and for each model configuration and type of snow (Arctic or Subarctic). Inputs are SSA_IRIS and density_Cutter for SHS configuration and density_Cutter and L_{Debye} for IBA-Exp configuration. “X” means that there was no convergence (DMRT-SHS at 89 GHz). Note that τ and κ have not the same meaning according to the frequency (see text, section 4.2.1).

Model	Coefficient	Zone	Frequency (GHz)			
			10.65	19	37	89
DMRT-SHS	τ	arctic	0.1	0.1	0.11	X
		sub-arctic	0.1	0.1	0.1	X
IBA-SHS	τ	arctic	0.1	0.1	0.1	0.1
		sub-arctic	0.1	0.1	0.1	0.1
IBA-Exp	κ	arctic	2.38	1.71	1.39	1.14
		sub-arctic	2.02	1.36	1.25	0.96

4.2.2 Model comparison

All the following results presents simulations with the scaling factor τ or κ applied. Fig. 7 (Normalized Taylor diagram) and Fig. 8 (scatterplots) compare the simulated and measured T_B . Table 6 summarizes the statistical results (RMSE and Bias). Results show that for both Arctic and Subarctic snow types, the IBA-Exp model configuration provides the best results with lower RSME values at different frequencies (Table 6). The use of IBA-Exp also provides improved results when compared to those obtained by Roy et al., (2016) Larue et al., (2018) , Royer et al., (2017) and Kontu and Pulliainen (2010) for subarctic snow (from 1.5 K to 4 K in 11 GHz H; 7 K to 12 K in 19 GHz H and V; 2 K to 47 K in 37 GHz H and V; and 3 K to 17 K in 89 GHz H and V). Few results were published for typical Arctic snow analysis. Derksen et al. (2012) suggested an RMSE between observed and simulated (using HUT model) T_b for the Arctic fen site at Churchill, Manitoba, Canada in the range of 21 to 34 K at 19 V to 37 H GHz. Saberi et al. (2017) compared airborne-based T_b V 37 GHz observations over the Canadian Arctic Eureka site against DMRT-ML simulations showing linear correlation of 0.88 for depth hoar formation simulation (11 points) and 0.61 for wind slab development simulation (27 points). At 37 GHz where snow microstructure has a large impact on the radiative transfer, the Subarctic snow RMSE is of 33.4, 20.4 and 18.2 K, respectively for IBA-SHS, DMRT-SHS and IBA-Exp, while for Arctic RMSE, we find similar slightly higher errors with 35.6, 26.9 and 22.0 K (Table 6). The IBA-Exp gives also the lowest bias for both Subarctic and Arctic snows (Figs. 7 and 8 and Table 6). For both SHS configurations, DMRT-SHS appears slightly better than IBA-SHS configuration, which is surprising because Arctic and Subarctic snowpacks always include layers with coarse grains (depth hoar) and the DMRT-SHS make use of the QCA-CP short range assumption which is valid for small grains only.

The RMSE between simulated and measured T_B based on stickiness adjustment (Table 6) or based on the ϕ scaling factor (not shown) are of the same order. In the following, we thus do not duplicate the approaches (κ and ϕ optimization).

The scatterplots in Fig. 8 show the behaviors of the simulations against the variability of measurements (correlation seen in the Taylor Diagram Fig. 7). The coefficients of determination (R^2) are slightly better with the IBA-Exp configuration at 37 GHz (near 0.5 to 0.7 for Subarctic snow according to the frequency), but this is not the case for the Arctic

snow (similar R^2 between model configurations at 19 and 37 GHz). However, the slope of the regression appears similar for DMRT-SHS and IBA-Exp, resulting from a slight over-estimation of simulations for low T_B with IBA-Exp (Fig. 7), which is less marked for DMRT-SHS.

Results at 89 GHz also show significantly improved simulations with the IBA-Exp configuration compared to IBA-SHS only, in both Subarctic and Arctic snows. RMSE and bias, respectively of 7.2 and 3.1 K for Subarctic snow and of 16.8 and 0.5 K for Arctic snow, appear better compared to lower frequencies in all cases. The correlations based on IBA-Exp configuration are also stronger at 89 GHz than at lower frequencies (R^2 of 0.71 with a slope of 0.86 for Arctic snow).

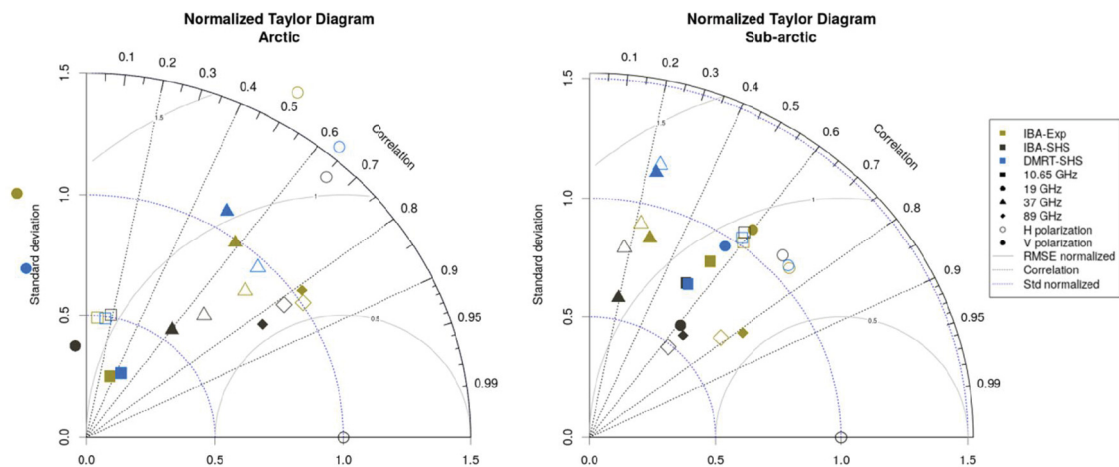


Fig. 7 Normalized Taylor diagram to compare simulated T_B data to measurements from Arctic snow (left) and Subarctic snow (right) showing normalized standard error (Y axis), correlation (angle axis) and normalized RMSE (X axis). Reference value (measurement) corresponds to 1.0 for the three variables. Data are from simulations with DMRT- SHS (blue), IBA-SHS (black) and IBA-Exp (brown) at 10.7 GHz (squares), 19 GHz (rounds), 37 GHz (triangles) and 89 GHz (diamonds) at horizontal polarization (empty symbol) and vertical polarization (plain symbol), for a viewing angle of 55° . SHS and IBA configuration simulations are scaled with factors given in

Table 5. The more the points are near 1.0 (X axis) respectively for each variable, the better the results.

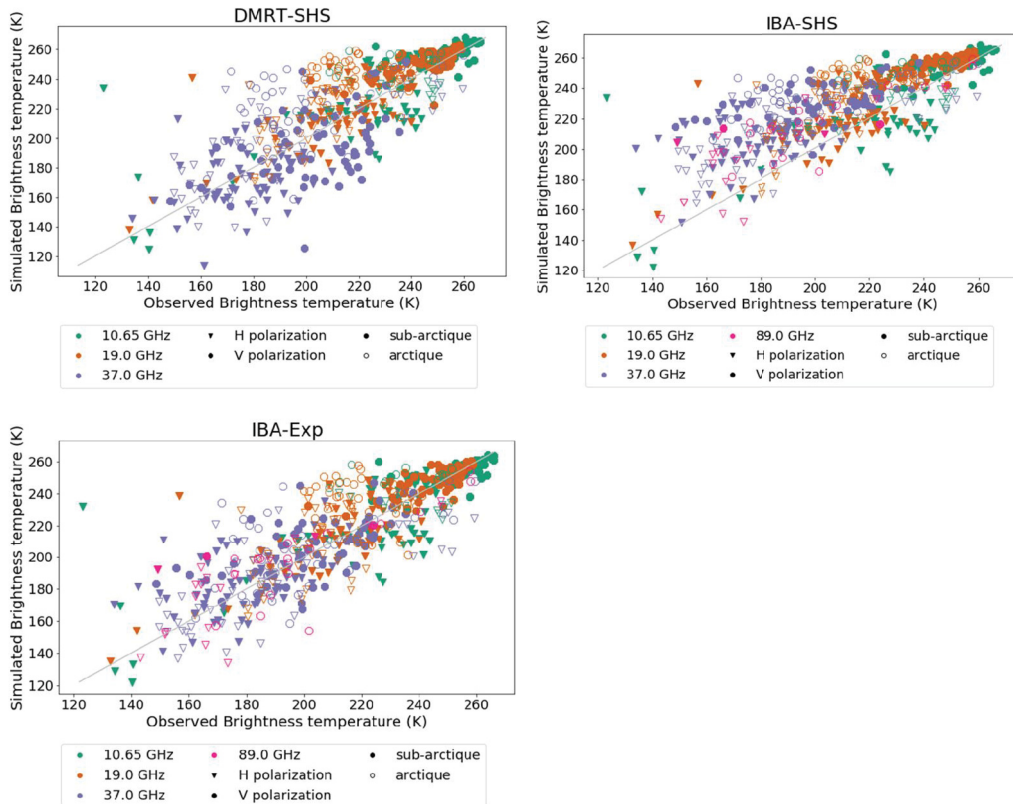


Fig. 8 Scatterplot of simulated T_B with respect to observed T_B at 11, 19, 37 and 89 GHz (colors) for horizontal polarization (triangle) and vertical polarization (round), for Arctic snow (open symbols) and Subarctic snow (plain symbols) and for DMRT-SHS (upper left), IBA-SHS (upper right) and IBA-Exp (bottom left) model configurations. SHS and IBA configuration simulations were scaled with factors listed in Table 5. Statistics are summarized in Table 6.

1
2
3
4
5

6 **Table 6** RMSE and bias between simulated and measured T_B for Arctic and Subarctic snow
7 types, at four frequencies (polarization H and V combined), viewing angle at 55° and for 3
8 different model configurations. Each configuration was optimized following adjustment
9 listed in Table 5. Bold highlights best values for each frequency. X means no convergence.

		Frequency (GHz)							
		11	19	37	89	11	19	37	89
Zone	Score Configuration	RMSE (K)				BIAS (K)			
Subarctic	IBA-Exp	13.31	10.83	18.21	7.20	-1.97	2.16	3.68	3.06
	IBA-SHS	13.96	14.71	33.43	8.01	1.43	9.32	28.03	4.60
	DMRT-SHS	13.73	12.85	20.40	x	1.63	6.26	6.11	x
Arctic	IBA-Exp	18.93	21.12	22.03	16.83	6.25	8.32	0.67	0.49
	IBA-SHS	19.17	25.97	35.64	22.83	8.35	21.78	28.26	16.08
	DMRT-SHS	19.33	24.05	26.92	x	8.22	17.80	7.39	x

10

11

12 Overall, the IBA-Exp configuration, based on the exponential correlation length parameter
13 for the snow microstructure and the IBA electromagnetic theory, improves the simulation
14 of T_B compared to the sticky hard sphere (SHS) configuration. These observations are the
15 same for the two contrasted types of snow: i) Subarctic snowpack having higher snow
16 depth, higher density in the bottom and with a marked gradient between grain size from
17 the top (small grain) to the bottom (larger grain size, with possibly depth hoar layer); ii)
18 and Arctic snowpack, with low snow depth (typically 40 cm) and mainly two layers, a hard
19 wind-slab on the top (high density and small grain size), and a hoar layer at the bottom
20 (low density and large grain size). In these IBA-Exp simulations, we used the measured
21 snowpit Debye correlation length and density_Cutter as inputs.

22

23 4.3 Isolated slab layer experiment

24

25 In the previous section, we showed that at high frequency (typically 37 and 89 GHz), the
26 κ factor, defined by the ratio between the retrieved microwave correlation length (L_{eff}) and
27 the Debye's correlation length (L_{Debye}), $\kappa = L_{eff} / L_{Debye}$, varies with the type of snow,
28 Arctic or Subarctic (Table 5). In order to explain the observed variations, we analyze in

29 this section the results derived from T_B measurements made on homogeneous slab layers
30 isolated from the snowpack and put successively on a black body and on a metallic plate
31 playing the role of microwave mirror. This approach allows us to analyze the snow
32 emission for a given snow microstructure (density, SSA and correlation length), and also
33 without layering interactions between the different snow layers that could be affected by
34 successive attenuation and/or multiple scattering processes through the snowpack. This
35 experiment aims thus to determine if κ is related to the SSA and/or density. Because the
36 above results showed that the best retrievals are obtained with the IBA-Exp configuration,
37 only this model configuration is considered in the following. Moreover, for some samples,
38 measurement errors were possibly generated by slabs that were too thin compared to the
39 wavelength considered, particularly at low frequencies. We limited the analysis to 89 and
40 37 GHz, in order to focus on snow influence and avoid possible effects of box contributions
41 (see discussion in section 5).

42

43 The Fig. 9 compares the correlation lengths derived from microwave (L_{eff}) and snow slab
44 (L_{Debye}) measurements. L_{eff} is defined as the correlation length that optimizes the T_B
45 simulations at 89 GHz (Figure 9a) and at 37 GHz (Figure 9b) for the IBA-Exp
46 configuration. Results at 89 GHz show a good agreement with a significant regression line
47 of $L_{\text{eff}} = 1.21 L_{\text{Debye}}$ ($R^2 = 0.73$, $N = 69$). This confirms first that a scaling factor $\kappa = 1.21$
48 on the Debye correlation length is needed to optimize the T_B simulations. Secondly, for
49 this dataset, the snow types (color symbols in Fig. 9: grain size and types of grains defined
50 using micro-photography of grains, Royer et al., 2017) do not exhibit specific pattern for
51 any particular type of grain. In other words, the factor κ seems neither correlated to SSA
52 nor to density of the slabs.

53

54 At 37 GHz, the measured relationship is $L_{\text{eff}} = 1.68 L_{\text{Debye}}$ ($R^2 = 0.34$), but with larger
55 scatter than for 89 GHz. As observed for snowpit experiments, κ at 37 GHz is higher than
56 κ at 89 GHz (Table 5) (see Discussion).

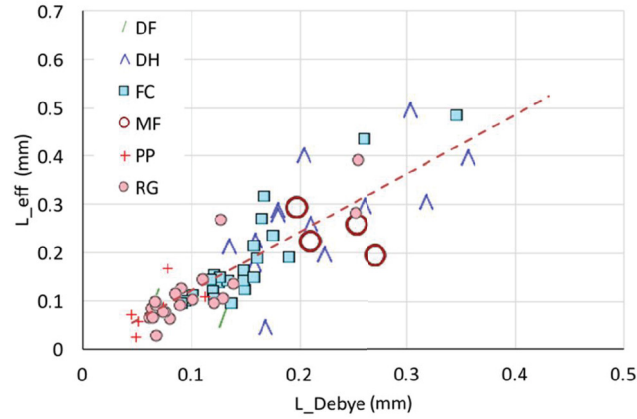
57

58

59

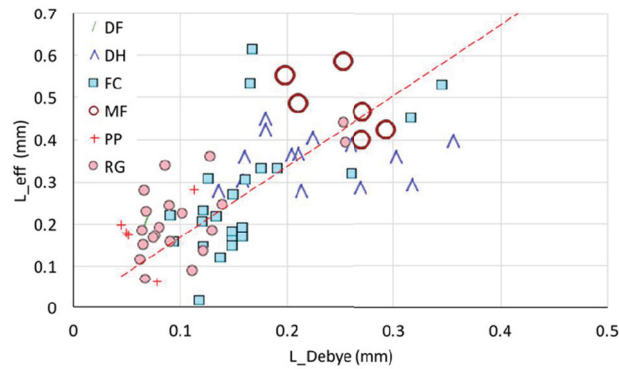
60
61
62

a)



63
64

b)



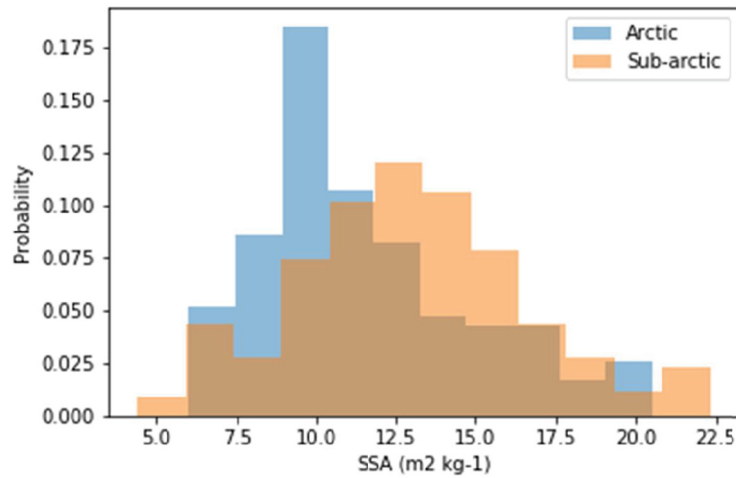
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76

Fig. 9 Relationship between microwave-retrieved correlation length (L_{eff}) at 89 GHz (a) and 37 GHz (b) and the Debye correlation length (L_{Debye}) (see Table 1 for definition) of each extracted snow slab. The slabs are characterized by the type of snow grains following the International snow classification (Fierz et al., 2009) (color symbols: DF: Decompositing and Fragmented precipitation particles; DH: Depth Hoar; FC: Faceted Crystals; MF: Melt Forms; PP: Precipitation Particles; and RG: Rounded Grains). The dotted red line corresponds to the linear regression ($R^2=0.73$ at 89 GHz and 0.34 at 37 GHz).

77 5 Discussion

78

79 The scaling factor $\kappa = L_{\text{eff}} / L_{\text{Debye}}$ appears to depend on the type of snow and with
80 frequencies which potentially indicate a deficiency of the electromagnetic theory. We
81 examine these two points in this section. All the κ values for both experiments (slab and
82 snowpits) are summarized in Table 8 for 89, 37 and 19 GHz. The retrieved values over
83 multilayered snowpack change depending on Arctic and Subarctic snow types, from 0.96
84 to 1.71. We observed that $\kappa_{\text{Arctic}} > \kappa_{\text{Subarctic}}$ (Table 8). One hypothesis is that these observed
85 changes could result from differences in snowpack stratigraphy. Arctic snow is typically
86 characterized by a shallow snow cover with high density and small grain size on the top
87 (wind slab) and low density and large grain size at the bottom (depth hoar) (Sturm et al.,
88 1995; Domine et al., 2018; Rutter et al., 2019), while Subarctic snowpacks are typically
89 characterized by greater snow depth (~1 m) with increased compaction near the bottom,
90 generally without wind slab and with low density at the top (see also Derksen et al., 2014).
91 The fact that Arctic snowpack generally exhibits more contrasted stratigraphy than
92 Subarctic snowpack could explain that $\kappa_{\text{Arctic}} > \kappa_{\text{Subarctic}}$ as a result of different radiative
93 transfer *mechanisms in different stratified mediums*. Differences in κ could also be due to
94 differences in depth hoar layer properties between Arctic and Subarctic snow. We tested
95 this hypothesis by comparing, in Fig. 10, the grain size distribution from depth hoar SSA
96 measurements in bottom layers of Arctic and Subarctic snowpacks. The observed range of
97 variation is in agreement with the range of depth hoar SSA values provided by Domine et
98 al. (2007) and shown in Fig.4. Results show a slight but significant difference in the
99 observed distribution with a mean Arctic SSA of $11.5 \pm 3.3 \text{ m}^2 \text{ Kg}^{-1}$ (SSA mode of 9.6 m^2
100 Kg^{-1}) statistically different than a mean Subarctic SSA of $12.9 \pm 3.7 \text{ m}^2 \text{ Kg}^{-1}$ (SSA mode
101 of $12.6 \text{ m}^2 \text{ Kg}^{-1}$) (Fig. 10). This observed Arctic – Subarctic difference in depth hoar size
102 is in agreement with that observed by Derksen et al. (2014) (estimation derived visually
103 from field microscope): higher Arctic depth hoar size compared to Subarctic depth hoar
104 size). Such differences in depth hoar size could possibly explain changes in κ values (Table
105 8).



106

107 Fig. 10 Probability histogram of depth hoar SSA for two types of snow: Arctic (in blue)
 108 (160 points) and subarctic (in orange) (289 points).

109

110 The slab experiment approach, which was reproduced from the original Wiesman et al.
 111 (1998) experiment, allows measurements over homogeneous snow layers analyzed
 112 independently from interactions between layers. However, this experiment is difficult to
 113 carry out in the field. The measurements collected appear to be noisy and affected by
 114 different sources of error that probably stem from the experimental protocol and external
 115 factors. Among them, one can mention the environmental contributions from the
 116 surroundings that could contribute to the signal measured from the slab. Also, possible
 117 misalignment of the antennas with regards to the slab position could also generate noise
 118 and uncertainty. Ultimately, one hypothesis is that boundary layer effects within the
 119 Styrofoam box where the snow slab is stored can generate multiple reflections. At last, the
 120 limited size of the box weakens the assumption of the ideal infinite plate. Quantification of
 121 these errors needs further investigations with improved experimental setting.

122 Despite the described difficulties, results from the slab experiment show that the κ factor
 123 is needed to optimize the TB simulation based on IBA-Exp configuration and appears to
 124 be independent from SSA and density variations. Also, for a given frequency, $\kappa_{\text{slab}} > \kappa_{\text{snowpit}}$
 125 for both snow types, Arctic and Subarctic, could be in apparent contradiction with the
 126 previous hypothesis on the stratigraphy effect ($\kappa_{\text{arctic}} > \kappa_{\text{subarctic}}$) and on the difference in

127 depth hoar SSA distribution for Arctic vs Subarctic snow. A larger number of slab
 128 experiments is necessary to better state on these variations.

129

130 **Table 8** Summary of relationships between microwave retrieved correlation length (L_{eff})
 131 and snowpit data (L_{Debye}) for different experiments (slab and snowpit) and three
 132 frequencies, 89, 37 and 19 GHz.

Experiment	Frequency	Type of snow	Slope Equation $L_{\text{eff}} = \kappa L_{\text{Debye}}$	Reference
Slab	89 GHz		1.21	This study, Fig. 9
	37 GHz		1.68	
Snowpit	89 GHz	Subarctic	0.96	This study, Table 5
		Arctic	1.14	
	37 GHz	Dome C	0.80	G. Picard, Unpub.
		Subarctic	1.25	This study, Table 5
	Arctic	1.39		
	19 GHz	Dome C	0.75	G. Picard, Unpub.
		Subarctic	1.36	This study, Table 5
	Arctic	1.71		

133

134

135 This κ range also differs from the value retrieved over Dome C, in Antarctica, where this
 136 factor is 0.8 at 37 GHz and 0.75 at 19 GHz (not shown here, based on in-situ data from
 137 Picard et al., 2014). These differences are in agreement with previous studies based on the
 138 grain size scaling factor (ϕ) analysis used to fit the measured T_B , instead of the κ factor.
 139 The ϕ factor was also found to be very different for seasonal snow compared to Antarctic
 140 snow having small grains and dense thick layers (Royer et al., 2017; Brucker et al., 2011).
 141 Note also that depending on how the correlation length is defined (see Table 1), derived κ
 142 values can be different. Mätzler (2002) suggests for example that $L_{\text{eff}} = 0.75 L_{\text{C}_{\text{tomo}}}$ based
 143 on micro-CT measurements, close to the relationship from Krol and Lowe (2016): $L_{\text{exp}} =$
 144 $0.794 L_{\text{C}_{\text{tomo}}}$ (see definition in Table 1).

145 The observed variability of these factors with snowpack types means that density and SSA
 146 are not sufficient to appropriately characterize snow microstructure for microwave
 147 modeling purposes, and that a third unknown parameter could be needed. Leinss et al.
 148 (2019) also discussed this aspect suggesting to consider the snow anisotropy. A more

149 serious issue is that κ and ϕ factors vary with frequency. As discussed by Löwe and Picard
150 (2015), Krol and Lowe (2016) and Picard et al. (2018), these factors should be geometrical
151 factors, linked to the problem of relating the microstructure parametrization (grain optical
152 diameter and shape, stickiness or exponential autocorrelation function) with microwave
153 scattering functions based on different electromagnetic models (Rayleigh, DMRT-QCA-
154 CP short range or IBA in our case). These geometric factors should not depend upon the
155 frequency because this dependency is in principle predicted by the electromagnetic model
156 (IBA, DMRT, ...) along with the microstructure model (SHS, EXP, ...). Our results suggest
157 that further works are needed to describe snow microstructure (e.g. for depth hoar) and to
158 validate the existing electromagnetic theory. A possible issue is that IBA and DMRT
159 theories have only been shown to be valid for moderate densities, lower than 300 kg m^{-3}
160 (Liang et al., 2008; Picard et al., 2018). The understanding of κ variability is still under
161 investigation.

162

163 **6 Conclusion**

164

165 To improve passive microwave simulation of Northern snowpack (Arctic and Subarctic),
166 this paper focuses on two main aspects: 1) determining the best theories in the radiative
167 transfer model, and determining the optimal input parameters for snow microstructure
168 characterization. One issue is that differences in parameterization appear when different
169 variables are used, such as density, SSA and correlation length. The latter can be derived
170 from the Debye relationship, microcomputer-tomography or, as suggested, from
171 micropenetrometry (SMP). Moreover, Arctic and Subarctic multi-layered snowpacks have
172 very different stratification and snow characteristics that could generate large differences
173 in emitted brightness temperatures (T_B). From a broad set of coincident snow in-situ and
174 microwave surface-based (T_B) measurements acquired over several years in numerous
175 locations across the Canadian Arctic and Subarctic areas, it appears that the IBA-Exp
176 configuration from the Snow Radiative Transfer Model (SMRT) yields the lowest RMSE
177 between simulated and measured T_B , i.e. the Improved Born Approximation (IBA) using
178 the exponential correlation length (Exp) as input for snow microstructure. However, we
179 show that the results vary depending on how the correlation length is obtained from in-situ

180 measurements. The correlation length defined by the Debye relationship (L_{Debye}) based on
181 classical in-situ snowpit data (using density_Cutter and SSA_Iris measurements) differs
182 from the correlation length directly retrieved from micro-CT and from SMP-derived data
183 for microwave simulations. This is an important finding highlighting the need to scale
184 measured L_{Debye} for T_B simulations. We show that a scaling factor, noted κ , applied on
185 L_{Debye} significantly reduced the RMSE in T_B IBA-Exp simulations. The κ values increase
186 with frequencies from 1.14, 1.39 and 1.71, respectively at 89, 37 and 19 GHz for the Arctic
187 snow, and also for Subarctic snow (0.96, 1.25 and 1.36 respectively to the frequency). We
188 show that these values are significantly different from 1. The scaling factor on L_{Debye}
189 needed for microwave analysis is confirmed by another original independent result based
190 on radiometric measurements over homogeneous snow slab extracted from the snowpack.
191 The correlation length retrieved from brightness temperature (L_{eff}) is well correlated to
192 L_{Debye} as: $L_{\text{eff}} = 1.21 L_{\text{Debye}}$ at 89 GHz, thus with a slope $\kappa = 1.21$ significantly higher than
193 1. This study brings new evidence that a more fundamental deficiency of the snow
194 microstructure parametrization for microwave simulations needs to be further investigated.
195 In summary, the best results are obtained by the IBA-Exp configuration with a correlation
196 length defining snow microstructure derived from density and SSA field measurement and
197 using Debye relationship scaled with a factor $\kappa > 1$. Moreover, for low values of SSA (large
198 grain size), DMRT-SHS and IBA-SHS configuration are physically out of range.

199

200 **7 Acknowledgement**

201

202 This work was made possible thanks to the contributions of the Canadian Space Agency
203 (CSA), the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the
204 Canada Foundation for Innovation (CFI), Polar Knowledge Canada and the French-Québec
205 collaborative program (Samuel de Champlain). Contributions for logistical support from
206 the Centre d'Étude Nordique (FRQNT strategic research Centre) were also appreciated.
207 We would like to thank the CHARS staff at Cambridge Bay for their significant
208 collaboration and Prof. Philip Marsh (Wilfrid Laurier University) for providing logistical
209 support at the TVC research site. The TVC experiment was carried out in collaboration
210 with Environment and Climate Change Canada, and we thank everyone who helped on this

211 campaign: Prof. Dr. Nick Rutter (Northumbria University), Prof. Richard Essery
212 (Edinburgh University), Dr. Joshua King (Environment and Climate Change Canada,
213 ECCC), Peter Toose (ECCC), Arvids Silis (ECCC), Branden Walker (Wilfrid Laurier
214 University). We also thank Patrick Cliche and all the students from the Université de
215 Sherbrooke who assisted with field measurements in Cambridge Bay, NU: Caroline
216 Dolant, Daniel Kramer, Chloé Martineau, Fanny Larue, Julien Meloche, Guillaume
217 Couture and Simon Levasseur, and Ludovic Brucker, GSFC-NASA. We thank the European
218 Space Agency (ESA) for its support to develop and improve the SMRT model.

219

220 **8 References**

221

- 222 Adler R. J. (1981). *The Geometry of Random Fields*. SIAM, Wiley, London, 280 pages.
- 223 Arnaud, L., and G. Picard (2011). Measurement of vertical profiles of snow specific surface
224 area with a 1 cm resolution using infrared reflectance: Instrument description and
225 validation, *J. Glaciol.*, 57(201), 17–29.
- 226 Bokhorst S, Pedersen SH, Brucker L, Anisimov O, Bjerke JW, Brown RD, Ehrlich D,
227 Essery RL, Heilig A, Ingvander S, Johansson C, Johansson M, Jónsdóttir IS, Inga N,
228 Luojus K, Macelloni G, Mariash H, McLennan D, Rosqvist GN, Sato A, Savela H,
229 Schneebeili M, Sokolov A, Sokratov SA, Terzago S, Vikhamar-Schuler D, Williamson
230 S, Qiu Y, Callaghan TV (2016). Changing Arctic snow cover: A review of recent
231 developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts.
232 *Ambio*. 45(5):516-37.
- 233 Brucker, L., G. Picard, L. Arnaud, J.-M. Barnola, M. Schneebeili, E. Lefebvre, and M. Fily
234 (2011). Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C,
235 Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure
236 measurements, *J. Glaciol.*, 57(201), 171–182.
- 237 Brun E., Lawrimore J., de Rosnay P., Friddell J. (2013). *A Global Cryosphere Watch*
238 *Initiative—For Improving In-Situ Snow Observations and Their Access—For*
239 *Rescuing/Collecting Historical In-Situ Snow Data*. World Meteorological Organization,
240 Global Cryosphere Watch; Geneva, Switzerland: 2013. pp. 5–13. OSD/GCW-
241 CNT1/Doc 3.1.3.

242 Calonne, N., C. Geindreau, F. Flin, S. Morin, B. Lesaffre, S. Rolland du Roscoat, and P.
243 Charrier (2012). 3-D image-based numerical computations of snow permeability: Links
244 to specific surface area, density, and microstructural anisotropy, *The Cryosphere*, 6(5),
245 939–951, doi:10.5194/tc-6-939-2012.

246 Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S. R., and Geindreau, C. (2011).
247 Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of
248 snow, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L23501, doi:10.1029/2011GL049234.

249 Champollion, N., Picard, G., Arnaud, L., Lefebvre, É., Macelloni, G., Rémy, F., and Fily,
250 M. (2019). Marked decrease of the near surface snow density retrieved by AMSR-E
251 satellite at Dome C, Antarctica, between 2002 and 2011, *The Cryosphere Discuss.*,
252 doi:10.5194/tc-2018-265, in review, 2019.

253 Charrois L., Cosme E., Dumont M., Lafaysse M., Morin S., Libois Q., Picard G. (2016).
254 On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed
255 snowpack model. *The Cryosphere*. 2016;10:1021–1038. doi: 10.5194/tc-10-1021-2016.

256 Cook B.I., G. B. Bonan, S. Levis and H. E. Epstein (2007). The thermoinsulation effect of
257 snow cover within a climate model. *Clim Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-007-0341-y

258 Debye, P., J. H. R. Anderson, and H. Brumberger (1957). Scattering by an inhomogeneous
259 solid. II. The correlation function and its application, *J. Appl. Phys.*, 28(6), 679–683,
260 doi:10.1063/1.1722830.

261 Derksen, C., J. Lemmetyinen, P. Toose, A. Silis, J. Pulliainen, and M. Sturm (2014).
262 Physical properties of Arctic versus subarctic snow: Implications for high latitude
263 passive microwave snow water equivalent retrievals, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119,
264 7254–7270, doi:10.1002/2013JD021264.

265 Derksen C., P. Toose, J. Lemmetyinen, J. Pulliainen, A. Langlois, N. Rutter, M.C. Fuller
266 (2012). Evaluation of passive microwave brightness temperature simulations and snow
267 water equivalent retrievals through a winter season. *Remote Sensing of Environment*
268 117, 236–248.

269 Ding, K. H., Xu, X., & Tsang, L. (2010). Electromagnetic scattering by bicontinuous
270 random microstructures with discrete permittivities. *IEEE Transactions on Geoscience*
271 *and Remote Sensing*, 48(8), 3139-3151.

272 Domine F., M. Belke-Brea, D. Sarrazin, L. Arnaud, M. Barrere And M. Poirier
 273 (2018). Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic
 274 snowpack. *Journal of Glaciology*, 13 pp., doi: 10.1017/jog.2018.89

275 Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H. W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M.,
 276 Picard, G., and Simpson, W. R. (2008). Snow physics as relevant to snow
 277 photochemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 171–208.

278 Domine, F., Bock, J., Morin, S., and Giraud, G. (2011). Linking the effective thermal
 279 conductivity of snow to its shear strength and density, *J. Geophys. Res.*, 116, F04027,
 280 doi:10.1029/2011JF002000, 2011

281 Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R. (2007). A parameterization of the
 282 specific surface area of snow in models of snowpack evolution, based on 345
 283 measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, F02031, doi:10.1029/2006JF000512.

284 Dong C. (2018). Remote sensing, hydrological modeling and in-situ observations in snow
 285 cover research: A review. *J. Hydrol.* doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.04.027

286 Dupont F., G. Picard, A. Royer, M. Fily, A. Langlois, A. Roy, and N. Champollion
 287 (2014). Modeling the microwave emission of bubbly ice; Applications to blue ice and
 288 superimposed ice in the Antarctic and Arctic, *IEEE Transactions on Geoscience and*
 289 *Remote Sensing*, 52(10), 6639-6651.

290 Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M.,
 291 Nishimura, K., Satyawali, P.K., Sokratov, S. (2009). *The International Classification*
 292 *for Seasonal Snow on the Ground*, IHP-VII Technical Documents in Hydrology, 83,
 293 IACS Contribu- tion (1). UNESCO-IHP, Paris.

294 Flanner, M. and Zender, C. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution,
 295 *J. Geophys. Res.*, 111, D12208, doi:10.1029/2005JD006834.

296 Gallet, J., F. Domine, C. Zender, and G. Picard (2009). Measurement of the specific surface
 297 area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm,
 298 *The Cryosphere*, 3, 167–182.

299 Gouttevin, I., M. Menegoz, F. Dominé, G. Krinner, C. Koven, P. Ciais, C. Tarnocai, and J.
 300 Boike (2012), How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in
 301 the continental pan-Arctic area, *J. Geophys. Res.*, 117, G02020,
 302 doi:10.1029/2011JG001916.

303 Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M., and Schneebeli, M. (2018).
304 Observation and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site: spatial
305 variability and thermal implications, *The Cryosphere*, 12, 3693-3717,
306 <https://doi.org/10.5194/tc-12-3693-2018>

307 Hagenmuller, P., Matzl, M., Chambon, G., and Schneebeli, M. (2016). Sensitivity of snow
308 density and specific surface area measured by microtomography to different image
309 processing algorithms, *The Cryosphere*, 10, 1039-1054, [https://doi.org/10.5194/tc-10-](https://doi.org/10.5194/tc-10-1039-2016)
310 1039-2016.

311 Leinss, S., Löwe, H., Proksch, M., and Kontu, A.: Modeling the Evolution of the Structural
312 Anisotropy of Snow, *The Cryosphere Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/tc-2019-63>, in
313 review, 2019.

314 Hall, D.K., G.A. Riggs, and V.V. Salomonson (2006). MODIS snow and sea ice products.
315 In *Earth science satellite remote sensing, vol. I: Science and Instruments*, ed. J.J. Qu,
316 W. Gao, M. Kafatos, R.E. Murphy, and V.V. Salomonson, 154–181. New York:
317 Springer.

318 Kelly, R. (2009). The AMSR-E snow depth algorithm: Description and initial
319 results. *Journal of The Remote Sensing Society of Japan* 29: 307–317.

320 Kinar, N. J., and J. W. Pomeroy (2015), Measurement of the physical properties of the
321 snowpack, *Rev. Geophys.*, 53, doi:10.1002/2015RG000481.

322 Kokhanovsky, A. A. and Zege, E. P. (2004). Scattering optics of snow, *Appl. Optics*, 43,
323 1589–1602.

324 Kontu, A. and J. Pulliainen. 2010. Simulation of spaceborne microwave radiometer
325 measurements of snow cover using in situ data and brightness temperature modeling. *IEEE*
326 *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 48: 1031-1044.

327 Krol, Q. and Löwe, H. (2016). Relating optical and microwave grain metrics of snow: the
328 relevance of grain shape, *The Cryosphere*, 10, 2847–2863, [https://doi.org/10.5194/tc-](https://doi.org/10.5194/tc-10-2847-2016)
329 10-2847-2016.

330 Larue F., A. Royer, D. De Sève, A. Roy, G. Picard, V. Vionnet (2018). Validation and
331 optimization of coupled snowpack evolution and microwave emission model over
332 North-Eastern Canada, *Water Resource Research*, 54, 7, doi:10.1029/2017WR022132.

333 Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C., Satyawali P. (2002). A physical SNOWPACK
334 model for the Swiss avalanche warning Part II. Snow microstructure. *Cold Reg. Sci.*
335 *Technol.*, 35:147–167.

336 Liang, D., Xu, X., Tsang, L., Andreadis, K. M., and Josberger, E. G. (2008). The Effects
337 of Layers in Dry Snow on Its Passive Microwave Emissions Using Dense Media
338 Radiative Transfer Theory Based on the Quasicrystalline Approximation
339 (QCA/DMRT), *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 46, 3663–3671,
340 <https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.922143>.

341 Liebe, H. (1989). MPM – an atmospheric millimeter-wave propagation model, *Int. J.*
342 *Infrared. Milli.*, 10, 631–650.

343 Löwe H. and G. Picard (2015). Microwave scattering coefficients of snow in MEMLS and
344 DMRT-ML revisited: the relevance of sticky hard spheres and tomography-based
345 estimates of stickiness, *The Cryosphere*, 9, 2101-2117, doi:10.5194/tc-9-2101-2015,
346 2015

347 Löwe, H., and A. van Herwijnen (2012), A Poisson shot noise model for micro-penetration
348 of snow, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 70, 62–70, doi:10.1016/j.coldregions.2011.09.001.

349 Löwe, H., F. Riche, and M. Schneebeli (2013), A general treatment of snow microstructure
350 exemplified by an improved relation for thermal conductivity, *The Cryosphere*, 7(5),
351 1473–1480.

352 Mätzler C. (Ed.), P.W. Rosenkranz, A. Battaglia and J.P. Wigneron (Co-Eds.) (2006).
353 *Thermal Microwave Radiation - Applications for Remote Sensing*, IET Electromagnetic
354 Waves Series 52, (London, UK).

355 Mätzler, C. (1994). Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorog.*
356 *Atmos. Phys.* 54, 241–260.

357 Mätzler, C. (1998). Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular
358 medium. *Journal of Applied Physics* 83 (11): 6111–6117.

359 Mätzler, C. (2002), Relation between grain-size and correlation length of snow, *J. Glaciol.*,
360 48, 461–466.

361 Mesinger, F., Dimego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., et al.
362 (2006). North American regional reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87 (3), 343–360.

363 Montpetit B., A. Royer, A. Roy and A. Langlois (2018). In-situ passive microwave
364 parameterization of subarctic frozen organic soils. *Remote Sensing of Environment*, 205,
365 112–118.

366 Montpetit, B., Royer, A., Roy, A., Langlois, A., Derksen, C. (2013). Snow microwave
367 emission modeling of ice lenses within a snowpack using the microwave emission
368 model for layered snowpacks. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 51 (9), 4705–4717.

369 Montpetit, B., A. Royer, A. Langlois, P. Cliche, A. Roy, N. Champollion, G. Picard, F.
370 Domine, and R. Obbard (2012), New shortwave infrared albedo measurements for snow
371 specific surface area retrieval, *J. Glaciol.*, 58(211), 941–952.

372 Picard, G., L. Brucker, A. Roy, F. Dupont, M. Fily, A. Royer, and C. Harlow (2013),
373 Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense
374 Media Radiative Transfer Theory: The DMRT-ML model, *Geosci. Model Dev.*, 6(4),
375 1061–1078, doi:10.5194/gmd-6-1061-2013.

376 Picard, G., Royer, A., Arnaud, L., Fily, M. (2014). Influence of meter-scale wind-formed
377 features on the variability of the microwave brightness temperature around Dome C in
378 Antarctica. *The Cryosphere* 8:1105–1119. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-8-1105-2014>.

379 Picard, G., Sandells, M., and Löwe, H. (2018). SMRT: an active–passive microwave
380 radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering
381 formulations (v1.0), *Geosci. Model Dev.*, 11, 2763–2788, [https://doi.org/10.5194/gmd-](https://doi.org/10.5194/gmd-11-2763-2018)
382 11-2763-2018, 2018.

383 Proksch, M., H. Löwe, and M. Schneebeli (2015), Density, specific surface area, and
384 correlation length of snow measured by high-resolution penetrometry, *J. Geophys. Res.*
385 *Earth Surf.*, 120, 346–362.

386 Pulliainen, J.T., Grandell, J., Hallikainen, M.T. (1999). HUT snow emission model and its
387 applicability to snow water equivalent retrieval. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 37
388 (3), 1378–1390.

389 Räisänen P., Makkonen R., Kirkevåg A., Boldingh Debernard J. (2017). Effects of snow
390 grain shape on climate simulations: Sensitivity tests with the Norwegian Earth System
391 Model. *The Cryosphere Discuss.* 2017 doi: 10.5194/tc-2017-118.

392 Roy A., A. Royer, O. St-Jean-Rondeau, B. Montpetit, G. Picard, A. Mavrovic,
393 N. Marchand, and A. Langlois (2016). Microwave snow emission modeling

394 uncertainties in boreal and subarctic environments, *The Cryosphere*, 10, 623-638,
395 doi:10.5194/tc-10-623-2016, 2016

396 Roy, A., Picard, G., Royer, A., Montpetit, B., Dupont, F., Langlois, A., C. Derksen and N.
397 Champolion (2013). Brightness temperature simulations of the Canadian seasonal
398 snowpack driven by measurements of snow specific surface area. *IEEE Trans. Geosci.*
399 *Remote Sens.* 51(9), 4692-4704.

400 Roy, A., Royer, A., Wigneron, J.-P., A. Langlois, J. Bergeron and P. Cliche (2012). A
401 simple parameterization for a boreal forest radiative transfer model at microwave
402 frequencies. *Remote Sensing of Environment*, 124, 371–383. DOI:
403 10.1016/j.rse.2012.05.020

404 Royer A., A. Roy, B. Montpetit, O. Saint-Jean-Rondeau, G. Picard, L. Brucker, and A.
405 Langlois (2017). Comparison of commonly-used microwave radiative transfer models
406 for snow remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 190, 247–259,
407 doi:10.1016/j.rse.2016.12.020, 2017.

408 Saberi N., R. Kelly, P. Toose, A. Roy and C. Derksen (2017). Modeling the Observed
409 Microwave Emission from Shallow Multi-Layer Tundra Snow Using DMRT-ML.
410 *Remote Sens.*, 9, 1327; doi: 10.3390/rs9121327.

411 Sandells, M., Essery, R., Rutter, N., Wake, L., Leppänen, L., and Lemmetyinen, J. (2017).
412 Microstructure representation of snow in coupled snowpack and microwave emission
413 models, *The Cryosphere*, 11, 229–246, <https://doi.org/10.5194/tc-11-229-2017>.

414 Schneebeli, M., C. Pielmeier, and J. Johnson (1999), Measuring snow microstructure and
415 hardness using a high resolution penetrometer, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 30(1–3), 101–
416 114, doi:10.1016/S0165-232X(99)00030-0.

417 Sturm, M., J. Holmgren, and G. E. Liston (1995). A seasonal snow cover classification
418 system for local to global applications, *J. Clim.*, 8, 1261–1283.

419 Teubner, M., & Strey, R. (1987). Origin of the scattering peak in microemulsions. *The*
420 *Journal of Chemical Physics*, 87(5), 3195-3200.

421 Torquato, S. (2002). *Random Heterogeneous Materials*, Springer, New York, NY,
422 <https://doi.org/10.1007/978-1-4757-6355-3>.

423 Tsang, L., Ding, K.-H., Huang, S. and X. Xu (2013). Electromagnetic computation in
424 scattering of electromagnetic waves by random rough surface and dense media in

425 microwave re- mote sensing of land surfaces, invited review paper. *Proc. IEEE TGARS*
426 101 (2), 255–279.

427 Tsang, L., J. Au Kong, and R. T Shin (1985). *Theory of microwave remote sensing*.
428 Wiley-Intersciences.

429 Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Le Moigne P., Martin E., Willemet
430 J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in
431 SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.* 2012;5:773–791. doi: 10.5194/gmd-5-773-2012.

432 Wiesmann, A., and C. Mätzler (1999). Microwave emission model of layered snowpacks,
433 *Remote Sens. Environ.*, 70(3), 307–316, doi:10.1016/S0034-4257(99)00046-2.

434 Wiesmann, A., C. Mätzler, and T. Weise (1998). Radiometric and structural measurements
435 of snow samples, *Radio Sci.*, 33(2), 273–289.

436 WMO-GCW, 2015. *Global Cryosphere Watch (GCW) Implementation Plan*, Version
437 1.6, World Meteorological Organization Report, Geneva, Switzerland, 33 p.
438

4.3 Complément d'analyse à l'article 2

Suite au travail effectué dans l'article qui montre de meilleurs résultats avec le mode IBA-Exp du modèle de transfert radiatif SMRT sur des données *in situ* en régions arctique et subarctique, des simulations utilisant la paramétrisation de la microstructure de la neige dérivée directement des mesures de SMP, ont été faites. Par rapport aux données de mesures *in situ* réalisées sur des puits de neige, les mesures SMP (Snow MicroPenetrometer) ont l'avantage de présenter une meilleure résolution verticale et d'être plus rapide à prendre sur le terrain. En effet, la résolution spatiale verticale des mesures SMP (agrégées à 1.25 mm pour réduire le bruit de la mesure) est d'un ordre de grandeur plus élevé que les mesures manuelles *in situ* (5 à 3 cm). De plus, le temps nécessaire pour mesurer un profil est de quelques minutes contre entre 30 et 60 minutes pour un puits de neige en région arctique ou subarctique telles qu'elles sont définies dans l'article. L'utilisation de mesures SMP a été testée afin de déterminer si elles sont une option intéressante pour de décrire la microstructure et la stratification du manteau neigeux dans le cadre de simulations de températures de brillance.

Proksch et al. (2015) ont montré qu'il est possible de dériver la densité, la longueur de corrélation (L_{exp_SMP}) et aussi la SSA des grains de neige à partir des mesures de la force de pénétration et de la distance entre les pics de résistance extraits du signal SMP. Les relations permettant de lier les données de SMP à ces paramètres de microstructure de la neige (densité, SSA et longueur de corrélation) ont été établies par rapport à des données de microtomographie, qui peuvent différer des mesures *in situ*. De plus, les équations de Proksch et al. (2015) ont été calibrées avec la version 3 du SMP, alors que la version utilisée dans cette étude est la la version 4. Il apparaît ainsi nécessaire d'analyser nos mesures SMP établies avec les équations de Proksch et al. (2015) relativement aux mesures *in situ*.

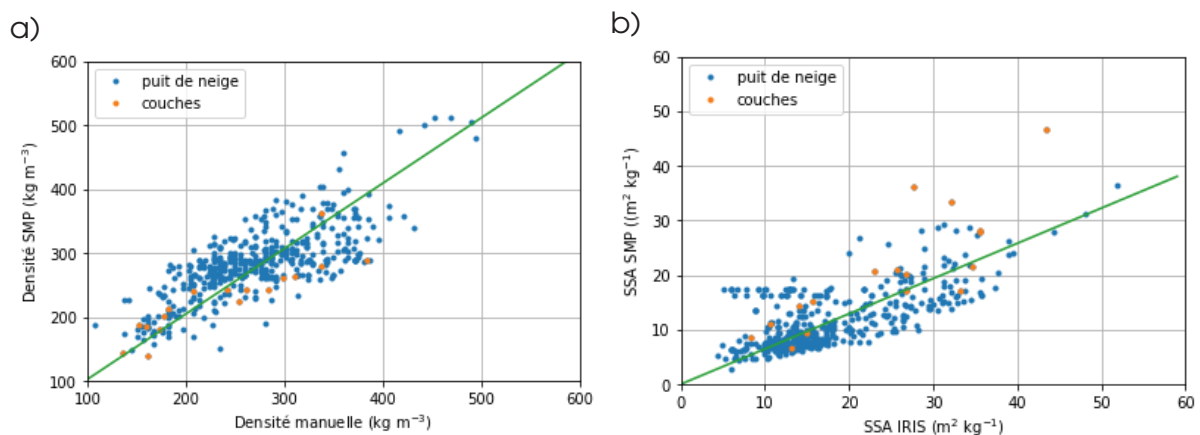


FIGURE 4.1 – Densité de la neige dérivée des mesures SMP en fonction de la densité mesurées à l'aide d'un couteau à densité et régression linéaire entre les deux (pente : 1.02, R^2 : 0.57) (a) et SSA de la neige dérivée des mesures SMP en fonction de la SSA mesurées à l'aide d'IRIS et régression linéaire entre les deux (pente : 0.64, R^2 : 0.49) (b). Les points bleus correspondent aux puits de neige et les points oranges aux mesures de l'extraction de couche.

Les données de densité et de SSA de la neige issues des mesures SMP en fonction des mesures manuelles colocalisées réalisées sur le terrain sont présentées sur la figure 4.1. Ces mesures ont été réalisées pour les mêmes puits de neige que dans l'article 2 présenté mais sur un échantillon réduit de la base de données. Les résultats montrent des courbes de régression significatives entre les deux types de données, avec une pente de 1.02 et 0.64 respectivement pour la densité et la SSA. La dispersion des points apparaît relativement importante dans certains cas, et la SSA est sous-estimée par le SMP. La figure 5 de l'article montre aussi que la relation entre la longueur de corrélation issue des mesures SMP et celle calculée à partir des mesures manuelles de densité et SSA avec la relation de Debye, bien qu'avec une dispersion importante des points, est significative avec une pente de 1.08. Cependant, comme il a été discuté dans l'article, la longueur de corrélation calculée avec la relation de Debye diffère des mesures SMP dérivées de mesures par microtomographe. Cela pourrait expliquer les différences observées, indépendamment du problème de calibration. En conclusion, les données de microstructure de la neige dérivées du SMP sont en bon accord avec les mesures *in situ*, et avec l'avantage d'une bien meilleure résolution verticale des données et d'une acquisition très rapide. L'impact de l'utilisation de ces données sur les simulations des températures de brillance de la neige (T_B) a été testé dans la suite de ce complément d'analyse.

Pour les simulations de T_B , différentes configurations de paramétrage en tenant compte de résolutions verticales moyennes variables à partir des paramètres SMP extraits à une résolution de 1.25 mm ont été testées. Les simulations présentées ici ont été effectuées avec des données SMP moyennées à 5 cm en utilisant les trois modes de modélisation considérés : DMRT-SHS, IBA-SHS et IBA-Exp et sont comparées aux simulations effectuées avec les données de densité issues de couteaux de densité, de SSA de la neige issues de mesures IRIS et de longueur de corrélation dérivée avec la relation de Debye. Les coefficients d'ajustement κ et τ optimisés pour les données dérivées de SMP sont présentés dans le tableau 4.1.

TABLE 4.1 – Coefficients d'ajustement (κ et τ) utilisés pour ajuster les simulations de T_B pour les données issues des mesures SMP.

Fréquence (GHz)	10.65	19	37
IBA-Exp (κ)	1.83	1.25	1.12
IBA-SHS (τ)	0.1	0.1	0.1
DMRT-SHS (τ)	0.1	0.1	0.13

Il est intéressant de constater que, pour chaque fréquence, le coefficient d'ajustement κ relatif aux mesures manuelles *in situ* est plus élevé que celui relatif aux mesures SMP (valeurs de κ manuelles de 2.02, 1.36 et 1.25, respectivement pour 10.65, 19 et 37 GHz, voir article 2). Cette plus faible correction à apporter en utilisant les données SMP en entrée du modèle (κ plus proche de 1) pourrait signifier une meilleure paramétrisation de la microstructure de la neige avec les mesures SMP qu'avec les mesures manuelles

(couteau à densité et SSA IRIS) pour les simulations micro-onde.

Les diagrammes de dispersion présentés à la figure 4.2, pour un sous-ensemble de données (25 snowpits) en région subarctique, montrent les résultats obtenus avec les données SMP mis en évidence par des symboles pleins, par rapport aux simulations faites avec les mesures manuelles *in situ* (symboles ouverts). Les résultats montrent des améliorations significatives à 37 GHz lorsque l'on considère les données SMP en entrée, avec une réduction de la RMSE de 54 %, soit 16 K par rapport à 35 K à 37 GHz avec IBA-Exp (tableau 4.2). Cependant, à 19 GHz, les résultats sont meilleurs avec les données manuelles. À 10.65 GHz, là où la contribution du sol est importante par rapport à celle de la neige, les résultats sont similaires pour les deux types de données de neige utilisés. Les résultats montrent aussi qu'il n'y a pas de forte amélioration lorsque l'on considère une résolution de 1 cm au lieu de 5 cm pour les données dérivées de mesures SMP (non montré ici).

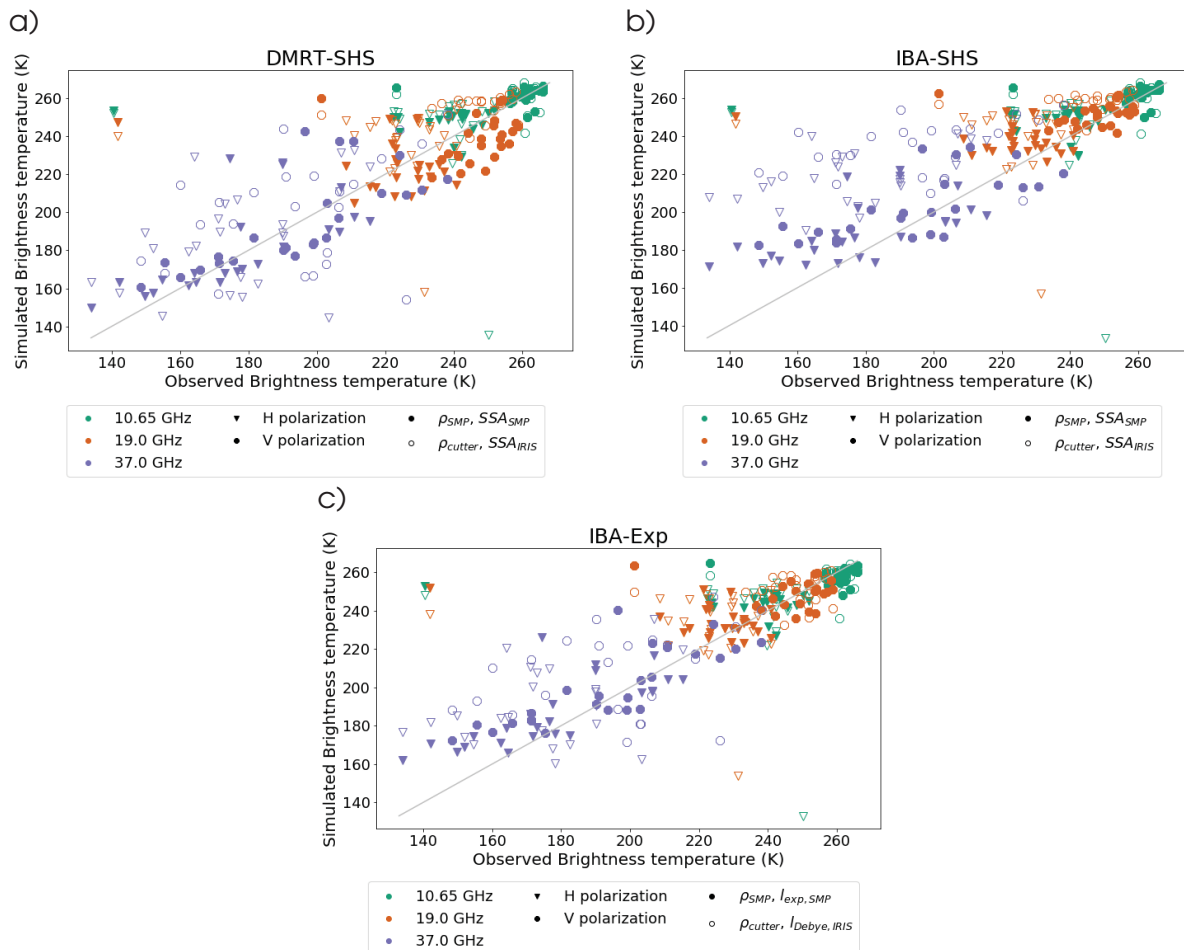


FIGURE 4.2 – Scatterplot des T_B simulées en fonction des T_B observées à 10.65, 19, et 37 GHz (couleurs) en polarisation horizontale (triangles) et verticale (ronds) pour les simulations effectuées avec les données de mesures issues d'un couteau à densité et de la SSA de la neige mesurée avec IRIS (symbole ouvert) et pour les données dérivées des mesures de SMP (densité, SSA ou longueur de corrélation) (symboles pleins).

TABLE 4.2 – RMSE et biais moyen entre les T_B simulées et observées pour les mesures de la neige dérivées des mesures SMP moyennées à 5 cm (densité, SSA des grains et L_{exp_SMP}) et des mesures manuelles *in situ* (couteau à densité et SSA issue de mesures IRIS et L_{Debye}). Les résultats sont présentés pour 3 fréquences avec un angle d’observation de 55° et 3 différentes configurations du modèle SMRT. Plus la couleur verte est forte, plus les erreurs sont faibles.

Fréquence (GHz)		RMSE			Biais moyen		
		10.65	19	37	10.65	19	37
SMP	IBA-Exp	25.32	23.44	16.40	6.45	7.89	8.18
	IBA-SHS	26.30	24.01	20.84	10.91	11.26	11.55
	DMRT-SHS	25.94	24.20	17.91	9.91	-1.92	3.03
Manuelles	IBA-Exp	25.93	17.90	35.25	1.73	5.48	1.07
	IBA-SHS	27.65	22.75	44.08	8.08	17.03	28.70
	DMRT-SHS	24.69	19.22	35.75	6.07	11.76	8.84

Pour conclure, l’utilisation d’une alternative aux mesures effectuées sur des puits de neige pour décrire la stratigraphie du manteau neigeux a été étudiée dans ce complément à l’article 2. Les mesures SMP, acquises à plus haute résolution verticale et avec un gain de temps significatif, permettent de réaliser des simulations de températures de brillance du manteau neigeux. Les résultats sont meilleurs qu’avec ceux obtenus à l’aide des mesures manuelles à 37 GHz. Cependant, les équations utilisées pour convertir les mesures de force de pénétration en densité, longueur de corrélation et SSA de la neige formulées par [Proksch et al. \(2015\)](#) sont basées sur une ancienne version du SMP par rapport à celle disponible à l’Université de Sherbrooke. Une amélioration des résultats de simulation avec les données SMP serait probable en calibrant de nouvelles équations plus adaptées à l’appareil utilisé. Cette calibration passe par un nombre important de mesures colocalisées de microtomographie et du SMP utilisé, difficile à mettre en oeuvre.

Chapitre 5

Modélisation micro-onde panarctique

Les deux chapitres précédant ont présenté la méthode utilisée pour simuler une neige arctique améliorée sur la zone panarctique entre 1979 et 2018 avec le modèle SURFEX-Crocus AC ainsi que la meilleure configuration du modèle SMRT pour simuler les émissions micro-onde du manteau neigeux arctique. Ce chapitre a pour but de présenter les résultats préliminaires d'un forçage de SMRT par les sorties de simulations SURFEX-Crocus et de les comparer aux observations satellites micro-ondes. L'objectif de ce forçage est de voir s'il est possible de valider l'amélioration apportée au modèle AC avec des observations satellitaires. L'avantage est de pouvoir réaliser cette analyse sur l'ensemble de la zone arctique, là où il y a très peu de stations au sol et ce, sur une échelle d'analyse proche de celle des simulations (25 km). De plus, cette analyse vise à explorer la possibilité d'une amélioration additionnelle du modèle par une approche d'assimilation possible de ces observations de T_B dans le modèle (assimilation directe des températures de brillance).

5.1 Introduction

La validation des simulations de manteau neigeux effectuées avec le modèle AC par des observations de températures de brillance micro-onde est envisagée, car les T_B micro-onde sont particulièrement sensibles aux différentes propriétés du manteau neigeux (Saber et al., 2017; Picard et al., 2014; Derksen et al., 2014). Cette approche nécessite d'établir un lien entre les propriétés physiques du manteau neigeux et les observations. Genthon et al. (2001) ont utilisé une approche basée sur des rapports de polarisations et de gradient de fréquence afin de valider des simulations du manteau neigeux effectuées avec le modèle Crocus sur le Groenland. Leur démarche se base sur les corrélations entre ces rapports calculés à partir de températures de brillance et les propriétés physiques de la neige simulée. Les modèles de transfert radiatifs sont un autre moyen de faire le lien entre neige et T_B (Picard et al., 2018; Royer et al., 2017; Picard et al., 2013; Wiesmann and Mätzler, 1999). Des simulations de températures de brillance à partir des données de neige simulées par le modèle Crocus permettent donc une comparaison directe entre simulations du manteau neigeux et observations

satellites.

Dans le chapitre 3, l'amélioration des simulations du manteau neigeux a été réalisée à partir d'un changement de paramétrisation du modèle SURFEX-Crocus. Cette amélioration peut aussi se faire selon plusieurs approches d'assimilation (voir [Helmert et al., 2018](#)). Parmi les différentes solutions d'assimilation possibles, une méthode consiste à utiliser des observations satellitaires. Cependant, l'estimation des paramètres du couvert nival (SD, SWE, densité) à partir des mesures de T_B micro-onde est difficile à résoudre, car il s'agit d'un système sous déterminé (plus d'inconnues que d'équations : température physique du manteau, hauteur, densité, taille et forme des grains, cohésion, interface sol/neige, etc.) et aussi non bijectif : deux manteaux neigeux très différents peuvent générer une même T_B (voir par exemple la relation entre la T_B et le SWE par [Matzler et al., 1982](#) et discuté par [Rosenfeld and Grody, 2000](#); [Derksen et al., 2010](#)). [Takala et al. \(2011\)](#) ont mis en place une solution avec le projet GlobSnow en utilisant des observations de hauteur de neige pour contraindre l'estimation de l'équivalent en eau de la neige. Cette approche présente néanmoins d'importantes erreurs pour les régions du nord du Québec ([Larue et al., 2017](#)). Une autre solution de plus en plus adoptée pour réaliser cette estimation est l'utilisation d'un modèle physique de neige qui génère les données d'entrée des simulations de températures de brillance, avec un modèle de transfert radiatif, puis d'appliquer une méthode de réduction de l'erreur globale. C'est l'approche développée et validée par [Larue et al. \(2018a\)](#) qui montrent que l'assimilation simultanée des températures de brillance dans 3 fréquences en polarisation verticale (11, 19 et 37 GHz) permet de réduire le biais du modèle SURFEX-Crocus de 71% sur 12 stations au Québec. L'expérience montre que plus la simulation est proche de l'observation (avec un manteau neigeux le plus proche de la réalité possible, voir ci-dessus), plus l'estimation des paramètres sera précise.

L'objectif de ce chapitre est de présenter une méthode permettant de simuler les émissions micro-onde panarctiques de la neige issues des simulations SURFEX-Crocus et de valider les résultats obtenus avec les observations satellitaires. Le but est de comparer les simulations du manteau neigeux effectuées avec les modèles AC et Std et les observations de températures de brillance micro-onde pour deux dates : au début de l'hiver et à la période du maximum de neige au sol. La valeur ajoutée d'un modèle de neige mieux adapté aux conditions arctiques est discutée. L'étape suivante, d'assimilation de donnée à l'échelle de l'Arctique, dépasse le cadre de ce travail.

5.2 Méthode

La méthode utilisée ici s'appuie sur les résultats obtenus dans le chapitre 4 qui porte sur les simulations micro-onde de la neige arctique avec le modèle de transfert radiatif SMRT. En raison du temps de calcul relativement long (10 h) pour une simulation à l'échelle panarctique seules deux journées (le 1^{er} janvier 2003 et le 15 mars 2003) ont été étudiées ici.

5.2.1 Modèle de transfert radiatif

La paramétrisation du modèle de transfert radiatif SMRT (Picard et al., 2018) utilisée dans ce chapitre, et décrite dans le chapitre 4, est celle qui semble donner les meilleurs résultats pour la neige arctique. La description de la microstructure de la neige retenue est la description exponentielle, utilisée dans le modèle de transfert radiatif MEMLS (Wiesmann and Mätzler, 1999). Dans cette représentation, le milieu est décrit par une fonction d'autocorrélation paramétrisée par une longueur de corrélation (décrit à la fois l'espace entre les particules de neige et aussi leur taille) et approximée ici par une loi exponentielle. Le modèle électromagnétique choisi permettant le calcul des coefficients d'absorption et de diffusion au sein du manteau neigeux est IBA (Mätzler, 1998). Enfin, pour la résolution de l'équation du transfert radiatif, la méthode DORT est utilisée. Les caractéristiques du modèle appliqué dans ce chapitre, noté IBA-Exp (voir chapitre 2), sont résumées dans le tableau 5.1.

TABLE 5.1 – Paramétrisation du manteau neigeux et théorie électromagnétique utilisée dans les simulations avec SMRT

IBA-Exp	
Paramétrisation de la microstructure	Exponential : microstructure décrite par une longueur de corrélation issue de la relation de Debye ($l_{Debye} = 4 \frac{1}{\rho_{ice} \times SSA} (1 - \frac{\rho_{snow}}{\rho_{ice}})$) pondérée par un facteur κ
Autres paramètres physiques pour décrire le manteau neigeux	Densité (ρ_{snow}), Température (T), hauteur de chaque couche de neige (H)
modèle électromagnétique	IBA (Mätzler, 1998)
Résolution de l'équation du transfert radiatif	méthode DORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer)
Réfectivité du sol	Wegmuller and Matzler (1999)
Permittivité du sol	sol gelé : Montpetit et al. (2018) sol non gelé : Dobson et al. (1985)

Le facteur κ utilisé pour pondérer la longueur de corrélation varie en fonction de la fréquence considérée. Les valeurs utilisées sont celles optimisées par Vargel et al. (2020) (voir chapitre 4) : 2.38, 1.71 et 1.39 respectivement à 10.7, 18.7 et 36.5 GHz.

Le sol est représenté de deux façons différentes dans les simulations en fonction de si il est gelé ou non. Dans les deux cas, la réflectivité du sol est représentée par le modèle de Wegmuller and Matzler (1999). La permittivité diffère ensuite, dans le cas d'un sol gelé, il s'agit de celle paramétrée par Montpetit et al. (2018). Dans le cas d'un sol non gelé, il s'agit du modèle de Dobson et al. (1985) qui nécessite l'utilisation des quantités de sable et d'argile dans le sol et de l'humidité, la température et la rugosité du sol

(fixée à 1.9×10^{-3} m d'après [Montpetit et al. \(2018\)](#)). Enfin, une correction atmosphérique est appliquée en utilisant la relation entre la quantité d'eau précipitable présente dans l'atmosphère et la contribution atmosphérique à la mesure satellite mise en évidence par [Vargel et al. \(2020\)](#) (voir chapitre 4).

5.2.2 Données utilisées

Les données de neige et de sol utilisées afin de réaliser les simulations en micro-ondes passives avec SMRT sont issues des simulations du manteau neigeux réalisées avec le modèle SURFEX-Crocus. Chaque couche de neige du manteau neigeux présente dans les sorties Crocus (nombre de couches variable avec un maximum de 10) est prescrite au modèle IBA-Exp avec ses valeurs de densité, température, épaisseur de la couche ainsi que la taille des grains. Crocus fournit la SSA de chaque couche de neige. Celle-ci est ensuite transformée en longueur de corrélation en utilisant également les valeurs de densité via la relation de Debye (voir chapitre 4). Étant couplé au modèle de surface ISBA, le modèle SURFEX-Crocus fournit également en sortie des données de température et d'humidité du sol utilisées dans le cas d'un sol non gelé (dont la température est supérieure à 0 °C). La description du sol en termes de quantité de sable et d'argile est, elle, issue des données ecoclimap ([Masson et al., 2003](#)) utilisées dans les simulations Crocus.

Pour chacune des journées analysées (1^{er} janvier 2003 et 15 mars 2003), les données satellitaires utilisées pour comparer les données de neige issues des simulations AC et Std aux observations micro-onde sont celles du capteur AMSR-E, à 10.7, 18.7 et 36.5 GHz ([Brodzik et al., 2016](#)). Les données d'eau précipitable sont celles d'ERA-Interim.

Comme dans le chapitre 3, deux zones d'étude sont considérées pour la comparaison des modèles AC et Std : la zone arctique (au-dessus de la limite des arbres) et la zone subarctique (zone de taïga, issue de la classe milieu forestier ouvert, i.e. avec moins de 40 % d'arbres).

5.3 Résultats

Les simulations d'émission micro-onde du manteau neigeux à l'échelle panarctique permettent la création de cartes pouvant être comparées aux observations satellitaires. La figure 5.1 présente un exemple du résultat de la simulation pour la fréquence de 36.5 GHz, en polarisation verticale, pour les simulations issues des paramétrisations AC et Std de Crocus. Les statistiques moyennes pour toutes les simulations des régions arctique et subarctique sont résumées dans les Tableaux 5.2 et 5.3.

Les différences entre l'observation AMSR-E et les deux simulations (AC et Std) pour chaque fréquence et polarisation et pour les deux journées de simulation sont résumées dans les tableaux 5.2 et 5.3. AC et Std donnent des résultats avec une erreur

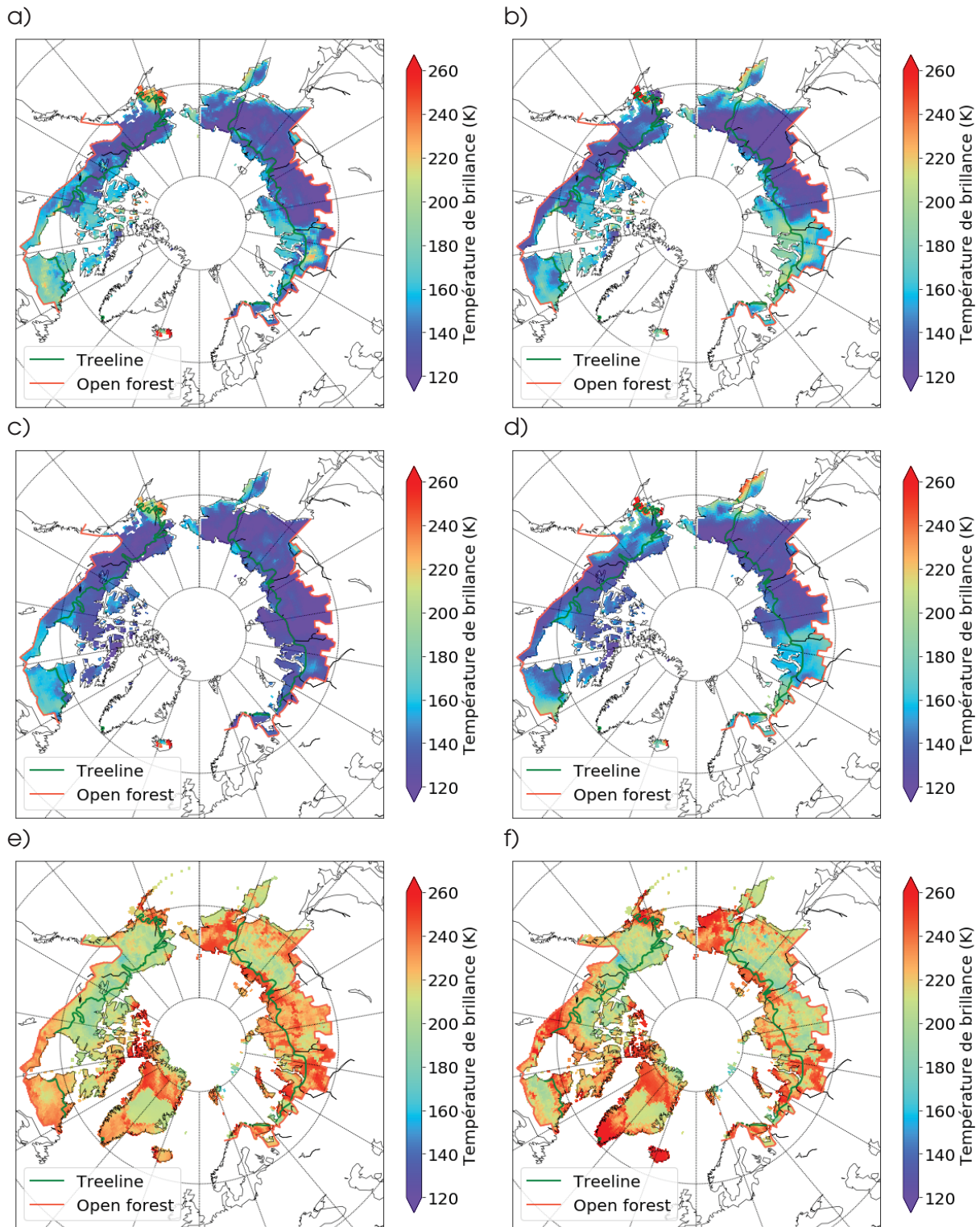


FIGURE 5.1 – Températures de brillance micro-onde passive à 36.5 GHz en polarisation verticale, simulées avec les données AC, le 1^{er} janvier (a) et le 15 mars (b), avec les données Std, le 1^{er} janvier (c) et le 15 mars (d) et observations AMSR-E le 1^{er} janvier (e) et le 15 mars (f).

très importante pour toutes les fréquences. À 10.7 et 18.7 GHz, Std semble donner des meilleurs résultats que AC. À 36.5 GHz, c'est l'inverse, AC semble donner de meilleurs résultats. Cela peut s'expliquer par le fait qu'à 36.5 GHz, la microstructure de la neige, mieux simulée dans le cas de AC, joue un rôle plus important sur le résultats de tempé-

TABLE 5.2 – Racine de l’erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen pour les régions arctique (au-dessus de la limite des arbres) et subarctique (pourcentage de forêt inférieur à 40 %) pour les fréquences 10.7, 18.7 et 36.5 GHz en polarisation horizontale (H) et verticale (V) par rapport aux observations satellitaires AMSR-E des passes du 1^{er} janvier 2003 et du 15 mars 2003.

Région	Fréquence (GHz)	Polarisation	RMSE		Biais	
			Crocus Standard	Crocus Arctique	Crocus Standard	Crocus Arctique
Arctique	10.7	H	35	46	19	-29
		V	19	50	5	-39
	18.7	H	61	67	-52	-56
		V	71	76	-66	-68
	36.5	H	76	66	-71	-58
		V	87	75	-83	-68
Subarctique	10.7	H	40	43	21	-19
		V	23	42	8	-30
	18.7	H	61	65	-47	-52
		V	68	73	-60	-65
	36.5	H	75	74	-69	-68
		V	84	83	-80	-79

ature de brillance.

L’erreur de simulation micro-onde n’est pas homogène sur toute la zone de simulation. Les plus fortes erreurs en termes de T_B simulées sont observées dans la zone subarctique pour les deux simulations (figure 5.2). Cela peut être expliqué par la définition de la zone arctique dans cette étude qui correspond à la zone au-dessus de la limite des arbres. De ce fait, les T_B observées n’incluent pas de contribution des arbres et correspondent plus fidèlement aux simulations effectuées à partir des seules données de sol et de manteau neigeux. Les zones avec une forte sous-estimation de la valeur observée de T_B correspondent aux zones avec le plus haut pourcentage d’arbre d’après la classification de couverture du sol de [Masson et al. \(2003\)](#). Une surestimation des valeurs de T_B est observée dans les zones côtières ou avec un important pourcentage de lacs (par exemple le Grand lac de l’Ours dans les territoires du nord-ouest au Canada, la région de la Baie James au Québec, Canada ou encore les lacs Ladoga et Onega en Sibérie).

5.4 Discussion

Les deux journées de simulations réalisées permettent d’avoir un aperçu de l’évolution de l’erreur de simulation entre une journée du milieu de l’hiver (01/01/2003) et une journée de la fin de l’hiver, autour du maximum d’accumulation habituellement observé en Arctique (15/03/2003). La figure 5.3 présente l’erreur entre les T_B simulées avec les données neige issues de la paramétrisation AC et les T_B observées pour les deux jour-

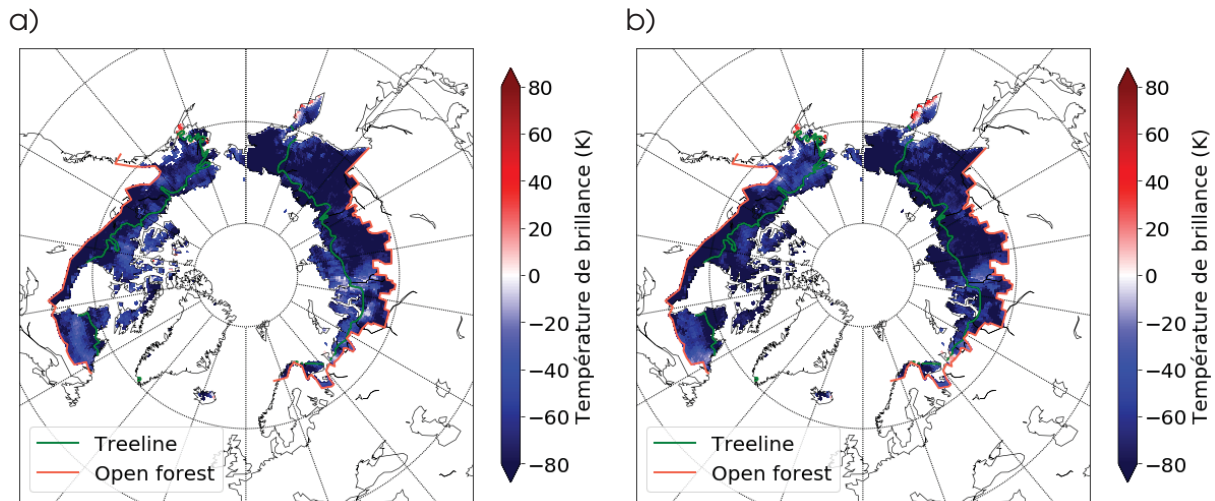


FIGURE 5.2 – Différence de températures de brillance micro-onde passive à 36.5 GHz en polarisation verticale, entre les observations AMSR-E du 15 mars 2003 et les données simulées à partir des données issues de la paramétrisation arctique de Crocus (a) et de la paramétrisation standard (b).

nées considérées à 36.5 GHz, en polarisation verticale. L'erreur de simulation est plus forte en fin d'hiver, notamment dans les régions avec plus de végétation. Dans ces simulations, ni la contribution des lacs, ni celle de la forêt aux émissions micro-onde de surface n'a été prise en compte. Cela explique les différences accrues entre simulations et observations dans les zones avec une importante quantité de ce type de couvert.

Le tableau 5.3 montre la comparaison des erreurs associées aux deux dates considérées dans cette étude. Pour les simulations avec les données de neige AC, à 10.7 et 18.7 GHz, les erreurs sont plus fortes en fin d'hiver ce qui tend à montrer que l'erreur sur les températures du sol est plus forte à ce moment là. Dans le cas de la paramétrisation Std de Crocus, les erreurs sont plus fortes en début d'hiver, pour toutes les fréquences considérées. Pour les deux journées, les erreurs sont plus importantes avec le manteau neigeux Std. L'accès à un jeu de simulations SURFEX-Crocus erronées mais ayant de meilleurs résultats en terme de températures du sol montre que, en ce qui concerne les fréquences 10.7 et 18.7 GHz, les résultats de simulation de T_B sont améliorés d'au minimum 20 K. Cela tend à prouver qu'afin d'améliorer les simulations de températures de brillance, il est important d'améliorer les simulations de températures du sol réalisées avec SURFEX-Crocus.

Dans un objectif futur d'assimilation de données pour améliorer les simulations du manteau neigeux avec le modèle SURFEX-Crocus, se pose la question de quelles données d'observation utiliser afin de corriger les propriétés physiques de la neige. Une meilleure estimation de la densité de la neige, paramètre clef pour remonter à la conductivité thermique et ainsi vers une meilleure estimation des températures de surface sous la neige serait une priorité. L'utilisation de rapports de polarisations est une approche envisagée, car elle permet d'une part d'atténuer l'effet de température du couvert nival et ces rapports de polarisations ont montré d'autre part une bonne sensibilité à la den-

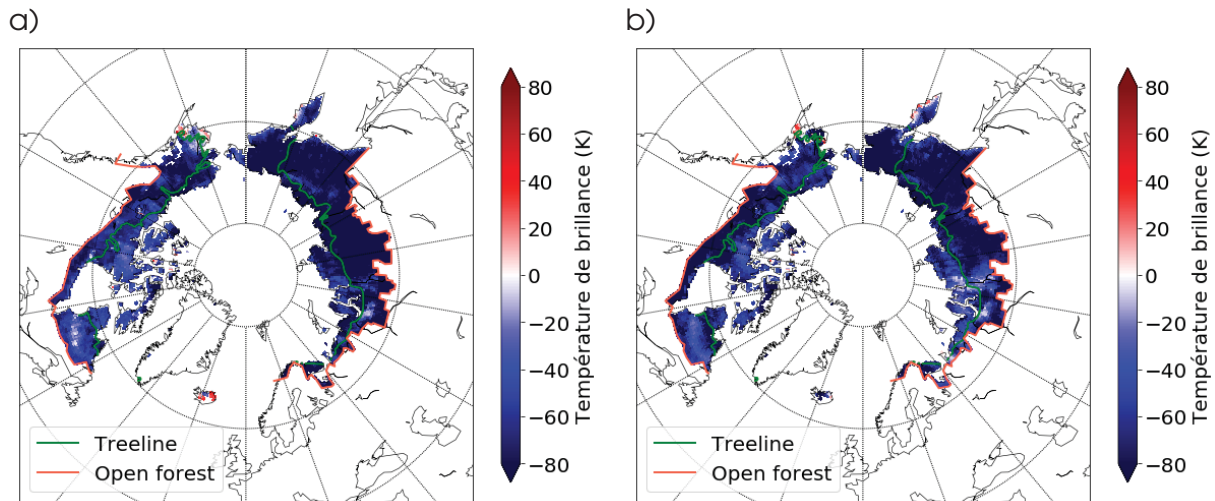


FIGURE 5.3 – Identique à la figure 5.2 mais pour la polarisation verticale.

TABLE 5.3 – Racine de l’erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen pour les régions arctique (au-dessus de la limite des arbres) pour les journées du 1^{er} janvier 2003 et celle du 15 mars 2003 et pour les fréquences 10.7, 18.7 et 36.5 GHz en polarisation horizontale (H) et verticale (V) par rapport aux observations satellitaires AMSR-E.

Région	Fréquence (GHz)	Polarisation	RMSE		Biais	
			Crocus Standard	Crocus Arctique	Crocus Standard	Crocus Arctique
01/01/2003	10.7	H	42	38	31	-12
		V	23	36	15	-23
	18.7	H	66	57	-55	-43
		V	76	64	-70	-56
	36.5	H	78	66	-74	-59
		V	90	75	-87	-70
15/03/2003	10.7	H	25	57	7	-46
		V	15	65	-5	-56
	18.7	H	56	77	-48	-70
		V	66	88	-61	-82
	36.5	H	73	66	-68	-59
		V	83	74	-79	-67

sité pour la fréquence 10.7 GHz (Marchand et al., 2018) et pour la fréquence 19 GHz (Champollion et al., 2019). Les rapports de fréquences sont aussi une possibilité avec, par exemple, une bonne sensibilité à la taille des grains de neige en surface pour 89 et 150 GHz (Picard et al., 2012).

La Figure 5.4 illustre la sensibilité du rapport de polarisation (H/V) de T_B à 10.65 GHz aux densités moyenne et de surface du manteau neigeux. Ces simulations ont été réalisées avec la configuration IBA-Exp du modèle SMRT à l’aide de manteaux neigeux idéalisés représentés en deux couches : une couche de plaque à vent au-dessus, et une couche de givre de profondeur en dessous. La densité de ces deux couches va-

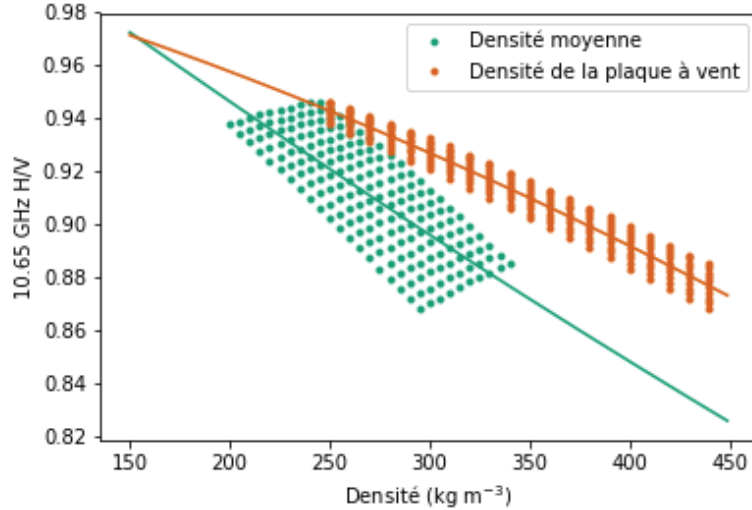


FIGURE 5.4 – Rapport de polarisation (H/V) à 10.65 GHz pour un manteau neigeux théorique décrit en deux couches de 20 cm chacune en fonction de la densité de surface (orange) et de la densité moyenne (vert). Les deux couches du manteau neigeux sont décrites comme : une couche de plaque à vent au-dessus (SSA : $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -15°C , densité entre 250 et 450 kg m^{-3} par pas de 10) et une couche de givre de profondeur en dessous (SSA : $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -10°C , densité entre 150 et 250 kg m^{-3} par pas de 10). Le sol est décrit avec la réflectivité de Wegmuller and Matzler (1999), la permittivité et la rugosité de Montpetit et al. (2018) et une température de -5°C . Une interpolation polynomiale de deuxième degré (lignes pleines) est réalisée pour chaque type de densité avec comme résultat : $T_{B10.65H/V} = 1.28 \times 10^{-7} \rho_{moy}^2 - 5.66 \times 10^{-4} \rho_{moy} + 1.05$ (R^2 de 0.61) et $T_{B10.65H/V} = -2.16 \times 10^{-7} \rho_{plaque}^2 - 1.99 \times 10^{-4} \rho_{plaque} + 1.01$ (R^2 de 0.95), avec ρ_{moy} la densité moyenne du manteau neigeux (en kg m^{-3}) et ρ_{plaque} la densité de la plaque à vent (en kg m^{-3}).

rie dans des intervalles de valeurs issus des études de Vargel et al. (2020); Rutter et al. (2019); Gouttevin et al. (2018); Derksen et al. (2014) et Domine et al. (2008). Un facteur d'ajustement κ de 2.38 est utilisé pour l'ajustement de la longueur de corrélation exponentielle. Les résultats montrent une forte sensibilité à la densité de la plaque à vent et la densité moyenne du manteau neigeux pour le rapport de polarisation à 10.65 GHz (corrélation de respectivement 0.95 et 0.61). Les résultats pour la densité du givre de profondeur ne montrent pas de lien fort entre rapport de polarisation et densité (R^2 de 0.04, non montré ici). À 89 GHz, les simulations réalisées avec le même modèle, les mêmes manteaux neigeux et sol théoriques et un facteur d'ajustement κ de 1.14 donnent des résultats très sensibles également avec des coefficients R^2 de 0.74 et 0.99 respectivement pour la densité moyenne du manteau neigeux et la densité de la plaque à vent (montré en annexe A). Le rapport de polarisation serait donc un bon outil afin de corriger la densité du manteau neigeux simulée par assimilation des T_B satellitaires.

5.5 Conclusion

Ce chapitre porte sur l'étude de la possibilité de valider les simulations du couvert nival arctique à l'aide des données d'observation satellite et ultérieurement de les améliorer via l'assimilation de données. Des simulations panarctiques de températures de brillance micro-onde (T_B) sont réalisées en utilisant les résultats du chapitre 3 pour les données de manteau neigeux panarctique et ceux du chapitre 4 pour la méthode de simulation des températures de brillance micro-onde de la neige à l'aide de la configuration IBA-Exp du modèle de transfert radiatif SMRT. Les résultats sont étudiés pour les zones arctiques et subarctiques définies dans le chapitre 3. Il apparaît qu'il reste beaucoup de travail à faire afin d'améliorer les simulations de T_B , en commençant par améliorer les simulations de températures du sol avec SURFEX-Crocus. Les zones de taïga avec un couvert forestier et les zones avec une grande proportion de lac présentent des erreurs de simulations encore plus importantes, car leur contribution à la température de brillance observée par satellite, non négligeable devant celle du manteau neigeux selon les fréquences, n'a pas été prise en compte. L'erreur de simulation évolue aussi au cours du temps avec des erreurs plus fortes pour les simulations Std par rapport à celle de AC à 36.5 GHz en fin d'hiver. Globalement, cette comparaison avec les observations satellitaires si on considère les données à 36.5 GHz semble valider les améliorations apportées dans AC pour la neige arctique.

Étant donné la correspondance non bijective entre les T_B simulées et les propriétés du manteau neigeux, pratiquer l'assimilation de données à partir d'une neige plus réaliste permettrait d'effectuer de meilleures corrections du manteau neigeux et ainsi améliorer les simulations d'évolution de la neige pour de bonnes raisons et dans le bon sens. Le rapport de polarisation (H/V) semble être un paramètre particulièrement sensible à la densité de la neige et l'utiliser pour l'assimilation de données permettrait de corriger la densité de la neige, donc la conductivité thermique. Le résultat serait une caractérisation plus réaliste des températures du sol sous la neige.

Chapitre 6

Conclusion et perspectives

6.1 Conclusion

L'Arctique connaît à notre époque une accélération du changement climatique appelé amplification arctique. Cette accélération s'illustre par exemple par l'augmentation des températures de l'air deux fois supérieure à l'augmentation moyenne à la surface de la Terre. Dans ce contexte, la cryosphère et notamment la neige et le pergélisol, au coeur du système climatique arctique, impactent le climat avec de fortes rétroactions pour la neige via l'albédo et son caractère saisonnier et pour le sol gelé via le stockage de carbone organique dans le sol. Ces composantes présentent un enjeu important à comprendre et à suivre. L'éloignement et la difficulté d'accès des régions arctiques font de la neige et du pergélisol des éléments difficiles à suivre et à prévoir. Dans cette thèse, de nouvelles paramétrisations ont été implémentées au sein du modèle d'évolution du manteau neigeux multicouche SURFEX-Crocus V8.1 afin d'améliorer les simulations du manteau neigeux arctique et des températures du sol via le couplage de Crocus avec le modèle de sol ISBA. Une méthode de simulations de températures de brillance micro-onde (T_B) de la neige arctique à l'aide de données de neige, de mesures au sol de T_B et du modèle de transfert radiatif SMRT a également été développée afin de comparer les données de neige arctique et les observations satellitaires micro-onde. Cette méthodologie a ensuite été appliquée sur les sorties de simulations avec le modèle SURFEX-Crocus afin d'étudier la possibilité d'améliorer les simulations du manteau neigeux à l'aide de l'assimilation de données.

Les premiers résultats de cette thèse (chapitre 3) font l'objet d'une publication en cours de processus de soumission dans le journal « Frontiers » et portent sur une amélioration de la simulation de la neige et des températures du sol avec le modèle SURFEX-Crocus. La nouvelle paramétrisation mise en œuvre permet de produire une base de données plus précise sur les propriétés de la neige arctique et l'évolution de la température du sol entre 1979 et 2018. Une meilleure prise en compte des effets du vent et de la végétation sur la densité de la neige permet d'obtenir des profils verticaux de densité et des valeurs d'épaisseur de neige plus réalistes du manteau neigeux arctique. Les simulations utilisant cette nouvelle version de Crocus, pilotées par la réanalyse météorologique ERA-Interim, sont nettement plus cohérentes par rapport aux mesures *in situ*

du manteau neigeux arctique. Pour la première fois, une analyse climatique des changements des propriétés de la couverture neigeuse (épaisseur de la neige, durée de la couverture neigeuse, densité de la neige et teneur en eau liquide de la neige) et des températures du sol à différentes profondeurs est présentée sur l'ensemble de la taïga circumpolaire, défini comme la zone de milieu forestier ouvert (pourcentage de forêt inférieur à 40 %), et de l'Arctique, au-dessus de la limite des arbres. Un effort particulier a été déployé pour la validation de ces résultats à partir d'importantes bases de données *in-situ*, dont les nouvelles données de hauteur de neige, d'équivalent en eau de la neige et de sa densité moyenne pour tout le Canada sur les 39 années de simulations. Les simulations de Crocus modifié révèlent que le manteau neigeux arctique a changé au cours des 39 dernières années, principalement pendant la période de fonte (avril à juin) et la période d'accumulation (septembre à octobre), générant une neige plus humide et de plus forte densité. En outre, le réchauffement observé entraîne une diminution de la durée de la couverture neigeuse, réduisant ainsi les effets d'isolation de la couche de neige. Avec l'augmentation des températures de l'air, les changements combinés du couvert nival modifient donc le régime thermique du sol au-dessus du permafrost. Les effets cumulés sur les températures du sol à différentes profondeurs se traduisent par une augmentation de l'épaisseur de la couche active, c'est-à-dire de la couche de sol atteinte par le dégel saisonnier chaque année. Ce n'est pas le cas avec les simulations standard de Crocus. Ces changements sont bien sûr fonction des données de forçage météorologique utilisées (réanalyse ERA-Interim dans ce cas). Notamment, le problème des mesures des précipitations de neige est connu pour générer une sous-captation significative pour des vents de surface élevés (Barrere, 2018; Morin et al., 2012; Førland et al., 1996). Les nouvelles approches de mesures des précipitations par satellites pourraient améliorer les résultats sur le suivi de la neige arctique, là où il n'y a presque pas de stations météorologiques (Edel et al., 2020, 2019). Le problème de caractérisation de la vitesse des vents de surface peut aussi être important sur l'impact des changements dans la formation des plaques à vents à forte densité (Mioduszewski et al., 2018).

La seconde partie de cette thèse (chapitre 4) fait l'objet d'une publication publiée dans le journal « Remote Sensing of Environment » et porte sur le développement d'une méthodologie de simulation du transfert radiatif micro-onde de la neige arctique. Cet article se concentre sur deux aspects principaux : déterminer quelles sont les meilleures théories électromagnétiques et de description de la microstructure de la neige dans le modèle de transfert radiatif SMRT, et la détermination des paramètres d'entrée optimaux pour la caractérisation de la microstructure de la neige. L'un des problèmes vient du fait que des différences de paramétrage apparaissent lorsque différentes variables sont utilisées, telles que la densité, la SSA des grains de neige et la longueur de corrélation. Cette dernière peut être dérivée de la relation de Debye à partir de mesures de SSA, de la microtomographie ou des mesures de micropénétration dans la neige via le micropénétrètre à neige (Snow MicroPenetrometer) (SMP). De plus, les manteaux neigeux multicouches de l'Arctique et de la région subarctique ont une stratification et des caractéristiques de neige très différentes qui pourraient générer de grandes dif-

férences dans les températures de brillances émises (T_B). À partir d'un large ensemble de mesures *in situ* de la neige et de mesures micro-ondes de surface (T_B) acquises sur plusieurs années dans de nombreux endroits de l'Arctique canadien et des régions subarctiques, il apparaît que la configuration IBA-Exp du modèle de transfert radiatif de la neige SMRT donne la RMSE la plus faible entre la T_B simulée et la T_B mesurée. Cependant, les résultats varient en fonction de la façon dont la longueur de corrélation est obtenue à partir de mesures *in situ*. La longueur de corrélation définie par la relation de Debye basée sur des données classiques de snowpits *in situ* (utilisant les mesures de couteau à densité et de SSA de l'appareil IRIS) (L_{Debye}) diffère de la longueur de corrélation directement obtenue à partir de microtomographie et de données dérivées de SMP pour les simulations micro-ondes. Il s'agit d'une constatation importante qui souligne la nécessité de mettre à l'échelle les L_{Debye} mesurées pour les simulations de T_B . Un facteur multiplicatif, noté κ , appliqué sur la L_{Debye} réduit de manière significative la RMSE dans les simulations IBA-Exp de T_B . Les valeurs de κ augmentent avec les fréquences de 1.14, 1.39 et 1.71, respectivement à 89, 37 et 19 GHz pour la neige arctique, et aussi pour la neige subarctique (0.96, 1.25 et 1.36 respectivement à la fréquence). Ces valeurs sont significativement différentes de 1. Le facteur d'échelle sur la L_{Debye} nécessaire à l'analyse micro-onde est confirmé par un autre résultat original, indépendant, basé sur des mesures radiométriques sur une couche de neige homogène extraite du manteau neigeux. La longueur de corrélation obtenue à partir de la température de brillance (L_{eff}) est bien corrélée à L_{Debye} par : $L_{eff} = 1.21L_{Debye}$ à 89 GHz, donc avec une pente $\kappa = 1.21$ significativement plus élevée que 1. Cette étude apporte de nouvelles preuves qu'une définition plus fondamentale de la paramétrisation de la microstructure de la neige pour les simulations micro-ondes doit être étudiée plus profondément. En résumé, les meilleurs résultats sont obtenus par la configuration IBA-Exp avec une longueur de corrélation définissant la microstructure de la neige dérivée de la mesure *in situ* de la densité et de la SSA et en utilisant la relation de Debye mise à l'échelle avec un facteur $\kappa > 1$. En outre, pour les faibles valeurs de SSA (gros grains), les configurations DMRT-SHS et IBA-SHS sont physiquement fausses.

La troisième partie de cette thèse (chapitre 5) porte sur l'étude de la possibilité d'une part de valider les simulations du couvert nival arctique à l'aide des données d'observations satellitaires, et d'autre part d'améliorer ces simulations via l'assimilation de données. Des simulations panarctiques de température de brillance micro-onde (T_B) sont réalisées en utilisant les résultats du chapitre 3 pour les données de manteau neigeux et ceux du chapitre 4 pour la méthode de simulation des températures de brillance micro-onde de la neige à l'aide de la configuration IBA-Exp du modèle de transfert radiatif SMRT. Les résultats sont étudiés pour les zones arctiques et subarctiques définies dans le chapitre 3 et pour deux dates durant l'hiver. Il apparaît que les simulations réalisées avec les nouvelles paramétrisations implémentées dans SURFEX-Crocus permettent d'obtenir des résultats de T_B plus proches des observations satellitaires AMSR-E avec une amélioration de l'ordre de 50 K pour la région arctique à 36.5 GHz. Les zones de taïga avec un couvert forestier et les zones avec une grande proportion de lacs présentent des erreurs de simulations plus importantes, car leur contribution à la

température de brillance observée n'a pas été prise en compte dans les simulations. Cette validation met en évidence la plus value des améliorations apportées au modèle SURFEX-Crocus pour la neige arctique. Faire de l'assimilation de données à partir d'une neige plus réaliste permettrait d'effectuer de meilleures corrections du manteau neigeux et ainsi améliorer les simulations d'évolution de la neige pour de bonnes raisons et dans le bon sens. Le rapport de polarisation (H/V) semble être un paramètre particulièrement sensible à la densité de la neige et l'utiliser pour l'assimilation de données permettrait de corriger la densité de la neige, donc la conductivité thermique.

6.2 Contributions originales de la thèse

Dans ce travail, pour la première fois, une analyse de l'impact des changements climatiques sur la couverture de neige a été réalisée avec un modèle adapté aux propriétés spécifiques de la neige du climat arctique sur l'ensemble des zones circumpolaires nordiques et sur une longue période d'analyse (39 ans). Cette étude originale a été faite avec une nouvelle paramétrisation implémentée au sein du modèle Crocus. Ces nouveaux résultats sur les changements du régime thermique du sol sous la neige montrent les effets générés par les changements des propriétés de la neige, en plus de ceux du réchauffement climatique. Les nouvelles paramétrisations implémentées au sein de SURFEX-Crocus seront intégrées en tant que branche optionnelle dans le système d'utilisation publique du modèle.

Une analyse originale approfondie a aussi été réalisée sur le problème non résolu de la définition de la microstructure de la neige et de sa modélisation pour les micro-ondes. Elle propose une approche optimisée pour mieux simuler les émissions micro-onde de la neige arctique. Ce travail se base sur un important jeu de données uniques sur les neiges arctique et subarctique (données neige et radiométriques synchrones et co-localisées). C'est le premier article publié sur la validation du code SMRT avec des données *in situ*, même si les modèles précurseurs de SMRT (DMRT-ML et MEMLS) avaient déjà fait l'objet de publications. Ces validations terrain ont permis d'améliorer le code SMRT par Ghislain Picard, codirecteur de cette thèse.

La simulation d'observations satellitaires micro-onde à partir des sorties du modèle de neige modifié et non modifié a permis de valider de façon originale les modifications apportées. Des cartes inédites de températures de brillance simulées sur l'ensemble des zones arctique et subarctique ont été réalisées et comparées aux images satellites correspondantes pour deux dates. Les résultats montrent clairement une amélioration du modèle AC sur les zones arctiques. Cette analyse ouvre la voie à une meilleure résolution de l'assimilation des observations satellitaires micro-onde dans un modèle de neige.

6.3 Perspectives du projet de recherche

Suite à ce projet de recherche, plusieurs perspectives peuvent être envisagées. Une amélioration des simulations du manteau neigeux et des températures du sol sous la neige peut être envisagée via différentes approches.

L'utilisation de données météorologiques plus précises telles que la réanalyse ERA5 (Hersbach et al., 2019) ayant une meilleure résolution spatiale que ERA-Interim permettrait une plus grande précision spatiale du couvert nival et une meilleure prise en compte d'effets météorologiques plus locaux comme une représentation à plus fine échelle de la convection et donc des précipitations dans la physique du modèle. Cela permettrait d'améliorer les résultats en termes de SWE (Larue et al., 2018a). Une meilleure représentation du vent mènerait à des simulations améliorées de la densité de surface de la neige, variable très dépendante du vent en Arctique (voir chapitre 3). Enfin, une résolution spatiale plus fine implique une description plus réaliste de l'altitude de surface ce qui permettrait aussi d'améliorer les simulations du manteau neigeux. L'utilisation d'un super ordinateur pour réaliser des simulations avec une résolution plus fine permettrait de réduire le temps de calcul grâce à la parallélisation du code déjà incluse dans le modèle SURFEX-Crocus.

Des simulations améliorées de modèles de neige contraints par l'observation de la neige par satellite (Helmert et al., 2018) peuvent aussi être envisagées. La simulation de l'émission micro-onde de la neige via un modèle de transfert radiatif permet de comparer les simulations du manteau neigeux aux observations satellitaires. Des techniques d'assimilation d'observations mises en place dans le processus de simulation sont une méthode permettant d'améliorer le suivi du manteau neigeux au cours de l'hiver, en corrigeant par exemple les biais dus à une mauvaise physique de la neige. L'assimilation de T_B aux simulations panarctiques SURFEX-Crocus représente cependant un défi en matière de calcul numérique. Un effort de parallélisation est nécessaire afin de permettre des temps de calcul réalistes pour l'assimilation de données. En effet Larue et al. (2018a) ont choisi d'utiliser un filtre particulaire qui contraint à effectuer de nombreuses simulations en perturbant l'état initial du système. D'autres méthodes peuvent permettre une assimilation plus rapide comme par exemple le filtre de Kalman, néanmoins son applicabilité doit être étudiée dans ce contexte.

Des simulations améliorées du manteau neigeux ainsi produites pourraient modifier l'amplitude des tendances estimées dans cette thèse. Les tendances observées en matière de couverture neigeuse et de température du sol pourraient avoir des conséquences importantes sur l'hydrologie (modification du ruissellement, augmentation de l'érosion) (Liljedahl et al., 2016), la biogéochimie (augmentation de la respiration du sol et de la libération de carbone dans l'atmosphère) (Turetsky et al., 2019; Gouttevin et al., 2018), les écosystèmes (croissance accrue et sur une période active plus longue) (Myers-Smith et al., 2015; Seddon et al., 2016) et donc sur les rétroactions climatiques.

Références bibliographiques (hors publications)

- Aalto, J., Karjalainen, O., Hjort, J., and Luoto, M. (2018). Statistical forecasting of current and future circum-arctic ground temperatures and active layer thickness. *Geophysical Research Letters*, 45(10) :4889–4898.
- Akitaya, E. (1967). Some experiments on the growth of depth hoar. *Physics of Snow and Ice : proceedings=* : , 1(2) :713–723.
- Akitaya, E. (1975). Studies on depth hoar. In *Snow Mechanics Symposium*.
- AMAP (2011). *Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA) : Climate change and the cryosphere*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).
- AMAP (2017). *Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA)*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).
- Anttila, K., Manninen, T., Jääskeläinen, E., Riihelä, A., and Lahtinen, P. (2018). The role of climate and land use in the changes in surface albedo prior to snow melt and the timing of melt season of seasonal snow in northern land areas of 40 n–80 n during 1982–2015. *Remote Sensing*, 10(10) :1619.
- Barrere, M. (2018). *Evolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique*. PhD thesis, Grenoble Alpes.
- Barrere, M. and Domine, F. (2017). Snow, soil and meteorological data at bylot island for simulating the permafrost thermal regime and evaluating output of the surfexv8 land surface scheme, v. 1.0 (1979-2015). Nordicana D29. doi :<https://doi.org/10.5885/45460CE-9B80A99D55F94D95>.
- Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. (2017). Evaluating the performance of coupled snow–soil models in surfexv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high arctic site. *Geoscientific Model Development*, 10(9).
- Bartelt, P. and Lehning, M. (2002). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning : Part i : numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :123–145.

- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., and Simmons, A. (2011). The era-interim archive version 2.0, era report series 1, ecmwf, shinfield park. *Reading, UK*, 13177.
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., Schoneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., et al. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*, 10(1) :264.
- Bockheim, J. G. et al. (2015). *Cryopedology*. Springer.
- Boike, J. (2017). Hourly meteorology and snow height at Samoylov met-station (2012-08-01 - 2013-06-30). doi :<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.879341>.
- Boike, J., Nitzbon, J., Anders, K., Grigoriev, M. N., Bolshiyarov, D. Y., Langer, M., Lange, S., Bornemann, N., Morgenstern, A., Schreiber, P., Wille, C., Chadburn, S., Gouttevin, I., and Kutzbach, L. (2018). Soil data at station Samoylov (2002-2018, level 1, version 1), link to archive. PANGAEA. In supplement to : Boike, J et al. (in review) : A 16-year record (2002-2017) of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia). *Earth System Science Data Discussions*, <https://doi.org/10.5194/essd-2018-82>.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J. W., Brown, R. D., Ehrich, D., Essery, R. L., Heilig, A., Ingvander, S., et al. (2016). Changing arctic snow cover : A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts. *Ambio*, 45(5) :516–537.
- Box, J. E., Colgan, W. T., Christensen, T. R., Schmidt, N. M., Lund, M., Parmentier, F.-J. W., Brown, R., Bhatt, U. S., Euskirchen, E. S., Romanovsky, V. E., et al. (2019). Key indicators of arctic climate change : 1971–2017. *Environmental Research Letters*, 14(4) :045010.
- Brodzik, M. J., Long, D. G., Hardman, M. A., Paget, A., and Armstrong, R. (2016). Measures calibrated enhanced-resolution passive microwave daily ease-grid 2.0 brightness temperature esdr, version 1. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi :<https://doi.org/10.5067/MEASURES/CRYOSPHERE/NSIDC-0630.001>.
- Bromwich, D. H., Wilson, A. B., Bai, L.-S., Moore, G. W., and Bauer, P. (2016). A comparison of the regional arctic system reanalysis and the global era-interim reanalysis for the arctic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(695) :644–658.
- Brown, R. D., Fang, B., and Mudryk, L. (2019). Update of canadian historical snow survey data and analysis of snow water equivalent trends, 1967–2016 : Research note. *Atmosphere-Ocean*, pages 1–8.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 35(121) :333–342.

- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., Karbou, F., and Morin, S. (2013). Simulation of northern eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1) :203–219.
- Brun, É., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, É., Faroux, S., Le Moigne, P., and Willemet, J.-M. (2012). Le modèle de manteau neigeux crocus et ses applications. *La Météorologie*.
- Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M., and Krinner, G. (2013). An analysis of present and future seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by cmip5 coupled climate models. *The Cryosphere*, 7(1) :67.
- Bulygina, O., Groisman, P. Y., Razuvaev, V., and Korshunova, N. (2011). Changes in snow cover characteristics over northern eurasia since 1966. *Environmental Research Letters*, 6(4) :045204.
- Callaghan, T. V., Johansson, M., Brown, R. D., Groisman, P. Y., Labba, N., Radionov, V., Barry, R. G., Bulygina, O. N., Essery, R. L., Frolov, D., et al. (2011). The changing face of arctic snow cover : A synthesis of observed and projected changes. *AMBIO : A Journal of the Human Environment*, 40(sup 1) :17–31.
- 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(23).
- Centre d'Études Nordiques (2015). Réseau sila. Available at : <http://www.cen.ulaval.ca/silatempreeel.php>.
- Champollion, N., Picard, G., Arnaud, L., Lefebvre, É., Macelloni, G., Rémy, F., and Fily, M. (2019). Marked decrease in the near-surface snow density retrieved by amsr-e satellite at dome c, antarctica, between 2002 and 2011. *Cryosphere*, 13(4).
- Cohen, J. and Rind, D. (1991). The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*, 4(7) :689–706.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597.
- 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(12) :7254–7270.
- Derksen, C., Toose, P., Rees, A., Wang, L., English, M., Walker, A., and Sturm, M. (2010). Development of a tundra-specific snow water equivalent retrieval algorithm for satellite passive microwave data. *Remote Sensing of Environment*, 114(8) :1699–1709.

- 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 Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (1) :35–46.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.-W., Kokhanovsky, A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, 8 :171–208.
- Domine, F., Barrere, M., and Morin, S. (2016a). The growth of shrubs on high arctic tundra at bylot island : impact on snow physical properties and permafrost thermal regime. *Biogeosciences*, 13(23) :6471.
- Domine, F., Barrere, M., and Sarrazin, D. (2016b). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high arctic herb tundra at bylot island, canada. *The Cryosphere*, 10(6) :2573.
- 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*, 116(F4).
- Domine, F., Picard, G., Morin, S., Barrere, M., Madore, J.-B., and Langlois, A. (2019). Major issues in simulating some arctic snowpack properties using current detailed snow physics models. consequences for the thermal regime and water budget of permafrost. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- Edel, L., Claud, C., Genthon, C., Palerme, C., Wood, N., L'Ecuyer, T., and Bromwich, D. (2020). Arctic snowfall from cloudsat observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 33(6) :2093–2109.
- Edel, L., Rysman, J.-F., Claud, C., Palerme, C., and Genthon, C. (2019). Potential of passive microwave around 183 ghz for snowfall detection in the arctic. *Remote Sensing*, 11(19) :2200.
- Environment and Climate Change Canada (2015). Display and download climate data from eccc. Available at : <https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/climate-change/canadian-centre-climate-services/display-download.html>.
- Estilow, T. W., Young, A. H., and Robinson, D. A. (2015). A long-term northern hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring. *Earth System Science Data*, 7(1) :137–142.
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., et al. (2004). Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (snowmip project). *Annals of Glaciology*, 38(1) :150–158.
- Etzelmüller, B., Schuler, T., Isaksen, K., Christiansen, H., Farbrøt, H., and Benestad, R. (2011). Modeling the temperature evolution of svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 5(1) :67.

- Fang, B. (May 2017). Update of the canadian historical snow survey dataset. page 30pp.
- Fierz, C., Armstrong, R., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D., Nishimura, K., Satyawali, P., and Sokratov, S. (2009). *The international classification for seasonal snow on the ground*, volume 25. UNESCO/IHP Paris.
- Førland, E., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., and Vejen, F. (1996). Manual for operational correction of nordic precipitation data. *Klima Report*, 24 :96.
- Genthon, C., Fily, M., and Martin, E. (2001). Numerical simulations of greenland snowpack and comparison with passive microwave spectral signatures. *Annals of Glaciology*, 32 :109–115.
- Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M., and Schneebeli, M. (2018). Observation and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site : spatial variability and thermal implications. *Cryosphere*, 12(11).
- Grünberg, I. and Boike, J. (2019). Vegetation map of trail valley creek, northwest territories, canada. doi :<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904270>.
- Helmert, J., Şensoy Şorman, A., Alvarado Montero, R., De Michele, C., De Rosnay, P., Dumont, M., Finger, D. C., Lange, M., Picard, G., Potopová, V., et al. (2018). Review of snow data assimilation methods for hydrological, land surface, meteorological and climate models : results from a cost harmosnow survey. *Geosciences*, 8(12) :489.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Horányi, A., Sabater, J. M., Nicolas, J., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., et al. (2019). Global reanalysis : goodbye era-interim, hello era5. *ECMWF Newsl*, 159 :17–24.
- Hugelius, G., Tarnocai, C., Broll, G., Canadell, J., Kuhry, P., and Swanson, D. (2013). The northern circumpolar soil carbon database : spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions. *Earth System Science Data*, 5(1) :3.
- Kaempfer, T. U., Schneebeli, M., and Sokratov, S. (2005). A microstructural approach to model heat transfer in snow. *Geophysical Research Letters*, 32(21).
- Larue, F., Royer, A., De Sève, D., Langlois, A., Roy, A., and Brucker, L. (2017). Validation of globsnow-2 snow water equivalent over eastern canada. *Remote sensing of environment*, 194 :264–277.
- Larue, F., Royer, A., De Sève, D., Roy, A., and Cosme, E. (2018a). Assimilation of passive microwave amsr-2 satellite observations in a snowpack evolution model over northeastern canada. *Hydrology & Earth System Sciences*, 22(11).
- Larue, F., Royer, A., De Sève, D., Roy, A., Picard, G., Vionnet, V., and Cosme, E. (2018b). Simulation and assimilation of passive microwave data using a snowpack model coupled to a calibrated radiative transfer model over northeastern canada. *Water Resources Research*, 54(7) :4823–4848.

- Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J., Decharme, B., Faroux, S., Gibelin, A., Lebeaupin, C., Mahfouf, J., Martin, E., Masson, V., et al. (2009). Surfex scientific documentation. *Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France.*
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., and Fierz, C. (2002a). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning : Part iii : Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :169–184.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., and Satyawali, P. (2002b). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning : Part ii. snow microstructure. *Cold regions science and technology*, 35(3) :147–167.
- Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., Hinzman, L. D., Iijima, Y., Jorgenson, J. C., Matveyeva, N., et al. (2016). Pan-arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9(4) :312–318.
- Lindsay, R., Wensnahan, M., Schweiger, A., and Zhang, J. (2014). Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the arctic. *Journal of Climate*, 27(7) :2588–2606.
- Liston, G. E. and Hiemstra, C. A. (2011). The changing cryosphere : Pan-arctic snow trends (1979–2009). *Journal of Climate*, 24(21) :5691–5712.
- Marbouty, D. (1980). An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *Journal of Glaciology*, 26(94) :303–312.
- Marchand, N., Royer, A., Krinner, G., Roy, A., Langlois, A., and Vargel, C. (2018). Snow-covered soil temperature retrieval in canadian arctic permafrost areas, using a land surface scheme informed with satellite remote sensing data. *Remote Sensing*, 10(11) :1703.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9) :1261–1282.
- Mätzler, C. (1998). Improved born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics*, 83(11) :6111–6117.
- Matzler, C., Schanda, E., and Good, W. (1982). Towards the definition of optimum sensor specifications for microwave remote sensing of snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (1) :57–66.
- Mioduszewski, J., Vavrus, S., and Wang, M. (2018). Diminishing arctic sea ice promotes stronger surface winds. *Journal of Climate*, 31(19) :8101–8119.
- Montpetit, B., Royer, A., Roy, A., and Langlois, A. (2018). In-situ passive microwave emission model parameterization of sub-arctic frozen organic soils. *Remote sensing of environment*, 205 :112–118.

- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M. (2012). An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (col de porte, france, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth System Science Data*, 4(1) :13.
- Mudryk, L., Derksen, C., Kushner, P., and Brown, R. (2015). Characterization of northern hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010. *Journal of Climate*, 28(20) :8037–8051.
- Mudryk, L., Kushner, P., Derksen, C., and Thackeray, C. (2017). Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles. *Geophysical Research Letters*, 44(2) :919–926.
- Mudryk, L. R., Derksen, C., Howell, S., Laliberté, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet, V., Kushner, P.J., and Brown, R. (2018). Canadian snow and sea ice : historical trends and projections. *The Cryosphere*, 12(4) :1157.
- Muster, S., Langer, M., Heim, B., Westermann, S., and Boike, J. (2012). Subpixel heterogeneity of ice-wedge polygonal tundra : a multi-scale analysis of land cover and evapotranspiration in the lena river delta, siberia. *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, 64(1) :17301.
- Myers-Smith, I. H., Elmendorf, S. C., Beck, P.S., Wilmking, M., Hallinger, M., Blok, D., Tape, K. D., Rayback, S. A., Macias-Fauria, M., Forbes, B. C., et al. (2015). Climate sensitivity of shrub growth across the tundra biome. *Nature Climate Change*, 5(9) :887–891.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1-4) :145–159.
- Overland, J., Dunlea, E., Box, J. E., Corell, R., Forsius, M., Kattsov, V., Olsen, M. S., Pawlak, J., Reiersen, L.-O., and Wang, M. (2019). The urgency of arctic change. *Polar Science*, 21 :6–13.
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D., Gratton, D., and Lamarque, L. J. (2017). Remote sensing evaluation of high arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-erosion gullying processes. *Arctic Science*, 3(2) :237–253.
- 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. *Geoscientific Model Development*, 6 :1061–1078.
- Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L., and Lefebvre, E. (2012). Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior antarctica. *Nature Climate Change*, 2(11) :795–798.
- Picard, G., Royer, A., Arnaud, L., and Fily, M. (2014). Influence of meter-scale wind-formed features on the variability of the microwave brightness temperature around dome c in antarctica. *The Cryosphere*, 8(3) :1105–1119.

- Picard, G., Sandells, M., and Löwe, H. (2018). Smrt : An active–passive microwave radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering formulations (v1. 0). *Geoscientific Model Development*, 11(7) :2763–2788.
- Ponomarenko, S., McLennan, D., Pouliot, D., and Wagner, J. (2019). High resolution mapping of tundra ecosystems on victoria island, nunavut–application of a standardized terrestrial ecosystem classification. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 45(5) :551–571.
- Pörtner, H., Roberts, D., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., et al. (2019). Ipcc special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. *IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change : Geneva, Switzerland*.
- Proksch, M., Löwe, H., and Schneebeli, M. (2015). Density, specific surface area, and correlation length of snow measured by high-resolution penetrometry. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120(2) :346–362.
- RIHMI-WDC (2019). Daily data set of soil temperature at depths to 320 cm from meteorological stations of the russian federation. Available at : <http://meteo.ru/english/index.php>.
- Rosenfeld, S. and Grody, N. C. (2000). Metamorphic signature of snow revealed in ssm/i measurements. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(1) :53–63.
- Roy, A. (2014). Modélisation de l'émission micro-onde hivernale en forêt boréale canadienne. Thèse de doctorat.
- Roy, A., Royer, A., St-Jean-Rondeau, O., Montpetit, B., Picard, G., Mavrovic, A., Marchand, N., and Langlois, A. (2016). Microwave snow emission modeling uncertainties in boreal and subarctic environments. *The Cryosphere*, 10(2) :623–638.
- Royer, A., Roy, A., Montpetit, B., Saint-Jean-Rondeau, O., Picard, G., Brucker, L., and Langlois, A. (2017). Comparison of commonly-used microwave radiative transfer models for snow remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 190 :247–259.
- Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., King, J., Toose, P., Wake, L., Watts, T., Essery, R., Roy, A., Royer, A., et al. (2019). Effect of snow microstructure variability on ku-band radar snow water equivalent retrievals. *The Cryosphere*, 13(11) :3045–3059.
- Saberi, N., Kelly, R., Toose, P., Roy, A., and Derksen, C. (2017). Modeling the observed microwave emission from shallow multi-layer tundra snow using dmrt-ml. *Remote Sensing*, 9(12) :1327.
- Saint-Jean-Rondeau, O. (2018). *Analyse de la microstructure du manteau neigeux pour la modélisation de l'émission micro-onde de la neige saisonnière sub-arctique*. PhD thesis, Université de Sherbrooke Sherbrooke.
- Schuur, E. A., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., Hagemann, S., Kuhry, P., Lafleur, P. M., Lee, H., et al. (2008). Vulnerability of permafrost

- carbon to climate change : Implications for the global carbon cycle. *BioScience*, 58(8) :701–714.
- Schuur, E. A., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C., Kuhry, P., Lawrence, D. M., et al. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546) :171.
- Schweiger, A., Lindsay, R., Zhang, J., Steele, M., Stern, H., and Kwok, R. (2011). Uncertainty in modeled arctic sea ice volume. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C8).
- Screen, J. A. and Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent arctic temperature amplification. *Nature*, 464(7293) :1334–1337.
- Seddon, A. W., Macias-Fauria, M., Long, P. R., Benz, D., and Willis, K. J. (2016). Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability. *Nature*, 531(7593) :229–232.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of arctic amplification : A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1) :85–96.
- Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., and Nelson, F. E. (2012). Northern hemisphere component of the global circumpolar active layer monitoring (calm) program. In *Proc. 10th Int. Conf. on Permafrost*, volume 1, pages 377–382.
- 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.
- Sturm, M. and Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143) :42–59.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143) :26–41.
- Sturm, M., Holmgren, J., and Liston, G. E. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journal of Climate*, 8(5) :1261–1283.
- Takala, M., Luojus, K., Pulliainen, J., Derksen, C., Lemmetyinen, J., Kärnä, J.-P., Koskinen, J., and Bojkov, B. (2011). Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115(12) :3517–3529.
- 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(2).
- Tsang, L., Kong, J. A., and Shin, R. T. (1985). *Theory of microwave remote sensing*. Wiley-Intersciences.

- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A., Koven, C., McGuire, A. D., Grosse, G., Kuhry, P., et al. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon release.
- University of Alaska Fairbanks (2015). Water and environmental research center (werc) north slope hydrology research projects. Available at : <http://ine.uaf.edu/werc/projects/foothills/stations/dfm4/historical.html>.
- Uppala, S. M., Kållberg, P., Simmons, A., Andrae, U., Bechtold, V. d., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., et al. (2005). The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 131(612) :2961–3012.
- USDA (2019). Scan brochure. Available at : https://www.wcc.nrcs.usda.gov/scan/scan_brochure.pdf.
- Van Everdingen, R. O. (1998). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish*. International Permafrost Association, Terminology Working Group.
- Vargel, C., Royer, A., St-Jean-Rondeau, O., Picard, G., Roy, A., Sasseville, V., and Langlois, A. (2020). Arctic and subarctic snow microstructure analysis for microwave brightness temperature simulations. *Remote Sensing of Environment*, 242 :111754. doi :10.1016/j.rse.2020.111754.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willmet, J. (2012). The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7. 2. *Geoscientific Model Development*, 5 :773–791.
- Wegmuller, U. and Matzler, C. (1999). Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(3) :1391–1395.
- Wiesmann, A. and Mätzler, C. (1999). Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sensing of Environment*, 70(3) :307–316.
- Wilfried-Laurier-University (2019). Trail valley creek research station. Available at : <https://www.wlu.ca/academics/research/northern-research/research-sites/trail-valley-creek.html>.
- Yen, Y.-C. (1981). Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. Technical report, COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH.
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime : An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4).
- Zimov, S. A., Schuur, E. A., and Chapin III, F. S. (2006). Permafrost and the global carbon budget. *Science(Washington)*, 312(5780) :1612–1613.

Annexe A

Complément d'analyse au chapitre 5

Les figures A.1 et A.2 présentent les résultats des simulations effectuées avec le modèle de transfert radiatif SMRT, à 18.7 et 10.7 GHz, ainsi que les observations AMSR-E correspondantes. Pour les deux fréquences et les 2 polarisations considérées, les différences entre simulations et observations semblent apparaître surtout dans les zones où la présence d'arbres est plus marquée qu'ailleurs.

La figure A.3 présente les résultats de simulations effectuées sur des neiges synthétiques définies par :

- Neige arctique : 2 couches de 20 cm, une plaque à vent avec une densité de 350 kg m^{-3} , une SSA de grains de $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et une température de $-25 \text{ }^\circ\text{C}$ et une couche de givre de profondeur avec une densité de 200 kg m^{-3} , une SSA de grains de $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et une température de $-10 \text{ }^\circ\text{C}$;
- Neige homogène : 1 couche de 1 m de neige avec une densité de 250 kg m^{-3} , une SSA de grains de $30 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et une température de $-10 \text{ }^\circ\text{C}$;
- Neige subarctique : 2 couches, au-dessus, une couche de 75 cm d'épaisseur avec une densité de 250 kg m^{-3} , une SSA de grains de $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et une température de $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ et en dessous, une couche de 25 cm d'épaisseur avec une densité de 350 kg m^{-3} , une SSA de grains de $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et une température de $-10 \text{ }^\circ\text{C}$.

Les résultats sont présentés à 37 et 89 GHz, pour 2 configurations de SMRT, IBA-Exp et DMRT-SHS. La figure met en évidence des résultats de températures de brillance proches pour des manteaux neigeux différents (neiges homogène et subarctique à 37 GHz pour les deux configurations et neige arctique et homogène à 89 GHz pour la configuration IBA-Exp).

La Figure A.4 illustre le lien entre le rapport de polarisation (H/V) de T_B à 89 GHz et la densité de surface du manteau neigeux. Ces simulations ont été réalisées avec la configuration IBA-Exp du modèle SMRT à l'aide de manteaux neigeux idéalisés représentés en deux couches : une couche de plaque à vent au-dessus, et une couche de givre de profondeur en dessous. La densité de ces deux couches varie dans des intervalles de valeurs issus des études de [Vargel et al. \(2020\)](#); [Rutter et al. \(2019\)](#); [Gouttevin et al. \(2018\)](#); [Derksen et al. \(2014\)](#) et [Domine et al. \(2008\)](#). Un facteur d'ajustement κ de 1.14 est utilisé pour l'ajustement de la longueur de corrélation exponentielle. Les

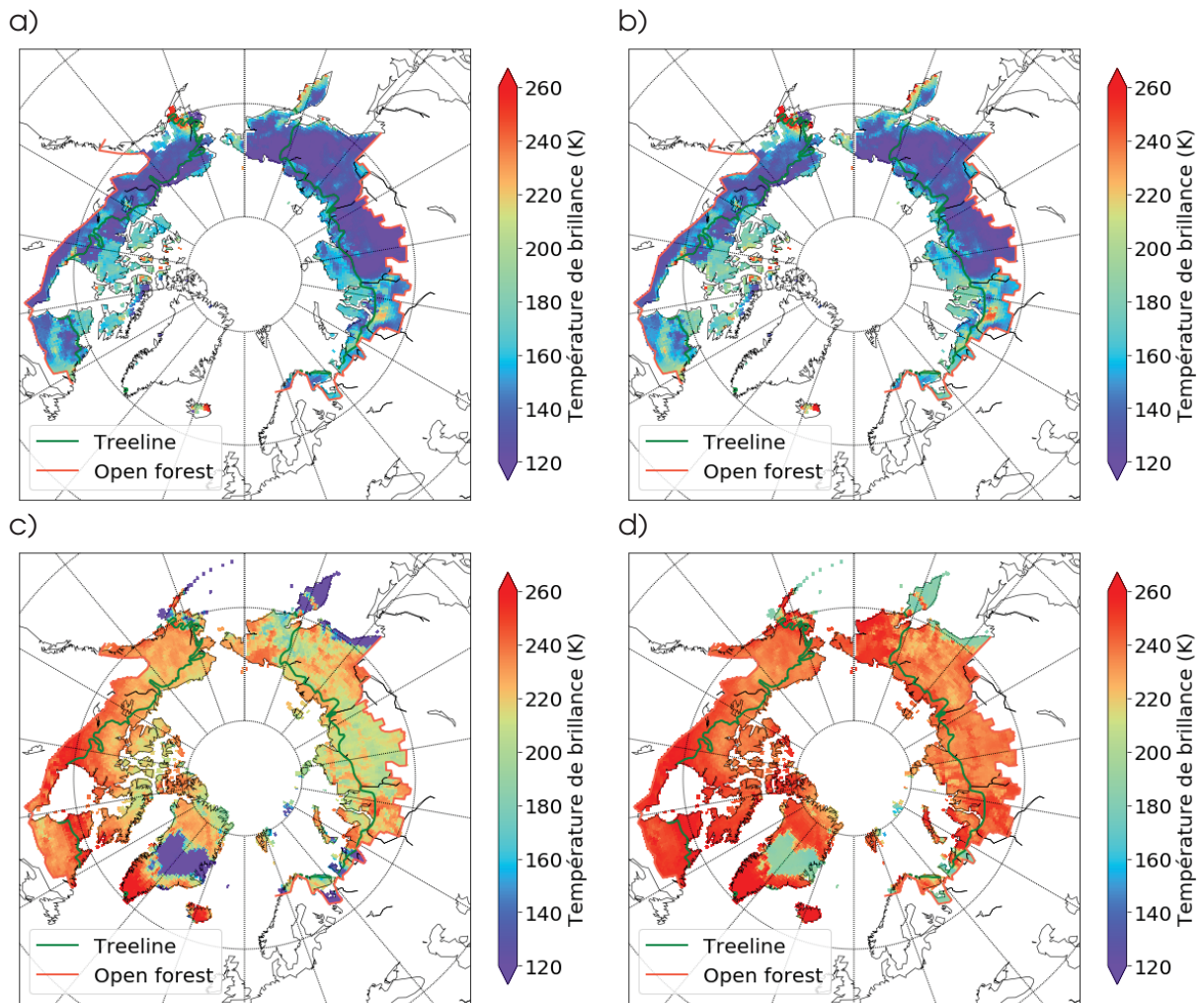


FIGURE A.1 – Températures de brillances à 18.7 GHz, le 15 mars 2003 simulées avec les données AC en polarisation horizontale (a) et verticale (b) et observées en polarisation horizontale (c) et verticale (d).

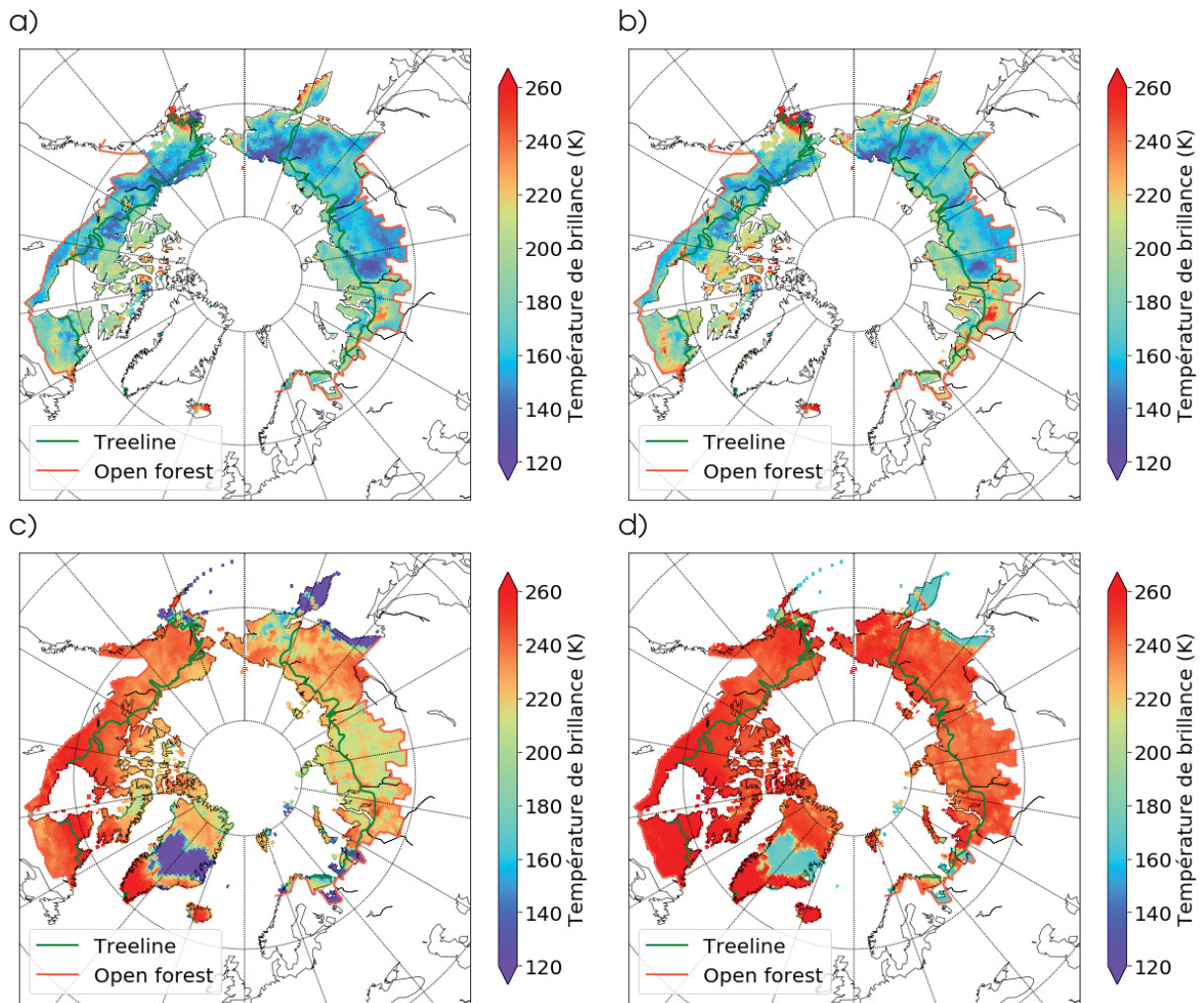


FIGURE A.2 – Températures de brillances à 10.7 GHz, le 15 mars 2003 simulées avec les données AC en polarisation horizontale (a) et verticale (b) et observées en polarisation horizontale (c) et verticale (d).

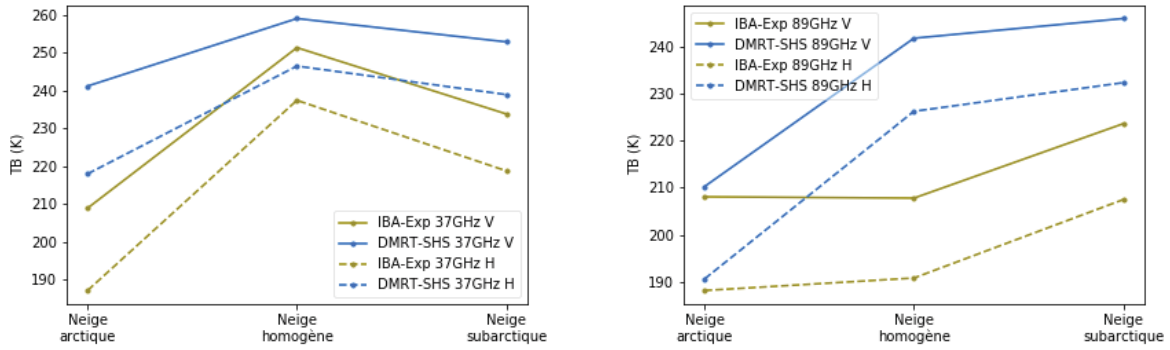


FIGURE A.3 – Simulations de T_B sur trois neiges synthétiques (arctique, homogène et subarctique) à 37 GHz à gauche et 89 GHz à droite pour les polarisations horizontale (pointillés) et verticale (lignes pleines) et pour les configurations IBA-Exp (jaune) et DMRT-SHS (bleu).

résultats montrent une forte sensibilité à la densité de la plaque à vent pour le rapport de polarisation à 89 GHz (corrélation de 0.99). Cela confirme que le rapport de polarisation serait un bon outil afin de corriger la densité du manteau neigeux simulée par assimilation des T_B satellitaires.

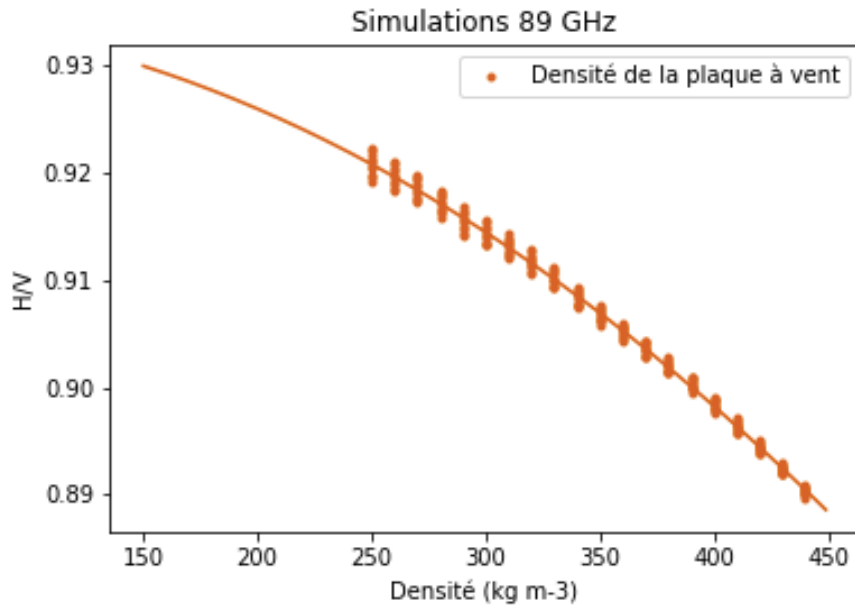


FIGURE A.4 – Rapport de polarisation (H/V) à 89 GHz pour un manteau neigeux théorique décrit en deux couches de 20 cm chacune en fonction de la densité de surface. Les deux couches du manteau neigeux sont décrites comme : une couche de plaque à vent au-dessus (SSA : $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -15°C , densité entre 250 et 450 kg m^{-3} par pas de 10) et une couche de givre de profondeur en dessous (SSA : $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, température : -10°C , densité entre 150 et 250 kg m^{-3} par pas de 10). Le sol est décrit avec la réflectivité de [Wegmuller and Matzler \(1999\)](#), la permittivité et la rugosité de [Montpetit et al. \(2018\)](#) et une température de -5°C . Une interpolation polynomiale de deuxième degré (ligne pleine) est réalisée avec comme résultat : $T_{B89H/V} = -2.35 \times 10^{-7} \rho_{\text{plaque}}^2 + 2.4 \times 10^{-6} \rho_{\text{plaque}} + 0.93$ (R^2 de 0.99), avec ρ_{plaque} la densité de la plaque à vent (en kg m^{-3}).

Annexe B

Poster Centre d'Étude Nordique 2018

Introduction

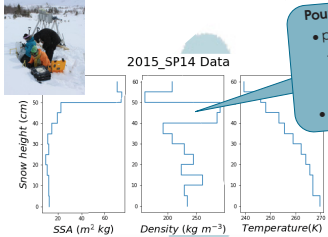
Les modèles d'évolution du manteau neigeux, initialement développés pour des milieux alpins, ne reproduisent pas correctement le manteau neigeux arctique. Les simulations peuvent être corrigées en utilisant des observations. Cette étude porte sur l'utilisation des données satellite en micro-ondes passives pour améliorer les simulations du manteau neigeux en utilisant des modèles de transfert radiatif, plus précisément sur l'utilisation d'un nouveau modèle qui a été développé dans le cadre d'un consortium européen, SMRT.

Données utilisées

49 Sites

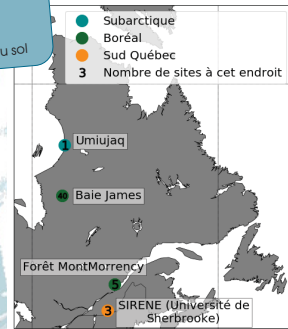
Observations

Structure du manteau neigeux



Pour chaque site :
• profils verticaux de
- température
- densité
- SSA
• température du sol

3 Zones au Québec



Températures de brillance

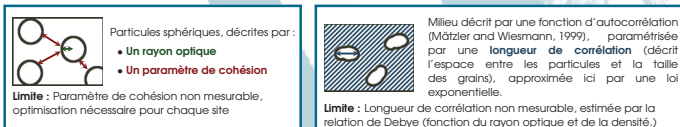
- 3 fréquences mesurées :
- 10,7 GHz
 - 18,7 GHz
 - 36,5 GHz



Simulations SMRT

Le modèle de transfert radiatif Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT) (Picard et al., 2018) permet d'utiliser différentes théories pour chacun de ses constituants afin de simuler des températures de brillance. Cela permet une inter-comparaison de modèles de transfert radiatif.

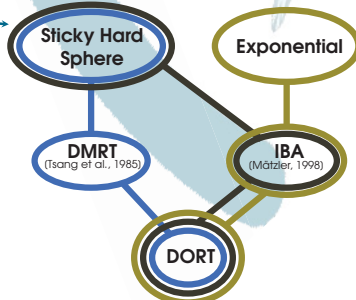
3 modèles ont été créés avec SMRT en utilisant différentes théories pour chaque constituants : DMRT-SHS, IBA-SHS et IBA-Exp.



Description de la microstructure

Modèle électromagnétique

Résolution de l'équation du transfert radiatif



DORT : Discrete Ordinate method Radiative Transfer (Picard et al., 2013)

Remarque : La théorie DMRT implémentée est limitée en terme de volume fractionnel ($\frac{\text{densité}}{\text{densité}_{\text{glace}}}$), elle n'est plus valable si celui-ci est supérieur à 0,3.

Résultats

Les températures de brillance (T_B) simulées avec les trois modèles issus de SMRT à partir des observations réalisées sur chacun des sites peuvent être comparées entre elles ainsi qu'aux données de T_B mesurées *in situ*.

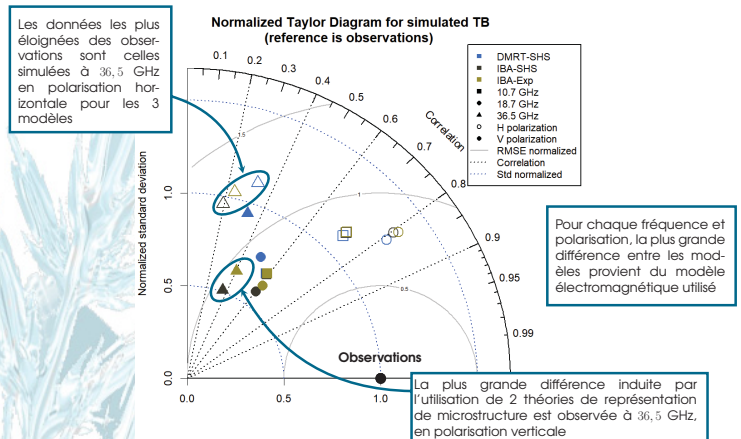
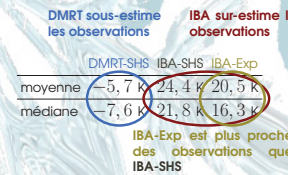
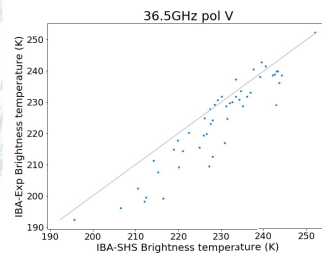


Diagramme de Taylor comparant les données simulées aux observations en terme d'écart type, de corrélation et de RMSE. Les données représentées sont celles issues des simulations de DMRT-SHS (bleu), IBA-SHS (gris) et IBA-Exp (jaune) à 10,7 GHz (carré), 18,7 GHz (carré) et 36,5 GHz (triangle) en polarisation horizontale (symbole vide) et en polarisation verticale (symbole plein).

Les biais entre simulations et observations à 36,5 GHz en polarisation horizontale :



Distribution des différences entre les simulations et les observations pour DMRT-SHS (bleu), IBA-SHS (gris) et IBA-Exp (jaune), à 36,5 GHz, en polarisation horizontale. Le trait rouge représente la médiane de la distribution et le losange rouge, la moyenne.



Nuage de points des résultats issus des simulations avec IBA-Exp en fonction de ceux obtenus avec IBA-SHS

- IBA-Exp simule des T_B plus faibles en moyenne
- Le biais maximal entre les deux distributions est de 17,0 K
- Pour les T_B les plus basses, les biais sont plus importants

Conclusion

Les résultats obtenus avec DMRT-SHS sont les plus proches des observations, cependant, le code DMRT-SHS implémenté impose une limite sur la microstructure (distance entre les grains inférieure à la longueur d'onde du rayonnement micro-ondes considérée) qui peut ne pas être satisfaisante pour les types de neiges étudiées. La théorie IBA donne des résultats différents en fonction de la théorie de description de la microstructure utilisée. Les meilleurs résultats étant ceux obtenus avec une description exponentielle (IBA-Exp) qui sera donc utilisée dans la suite du projet.

Références

(Mätzler, 1998) Mätzler, C. (1998). Improved born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics*, 83(11), 6111-6117.
 (Mätzler and Westmann, 1999) Mätzler, C. and Westmann, A. (1999). Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sensing of Environment*, 70(3), 317-325.
 (Picard et al., 2013) 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. *Geoscientific Model Development*, 6, 1061-1078.
 (Picard et al., 2018) Picard, G., Sandells, M., and Löwe, H. (2018). SMRT: An active / passive microwave radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering formulations (v1.0). Submitted to *Geoscientific Model Development*. Soon Online.
 (Tsang et al., 1985) Tsang, L., Kong, J. A., and Shin, R. T. (1985). *Theory of microwave remote sensing*. Wiley-Interscience.

Annexe C

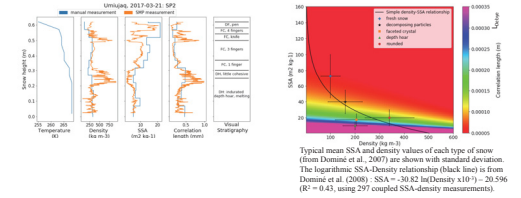
Poster Eastern Snow Conference 2019

Abstract

Arctic snow has the peculiarity of being very dense near the surface, due to frequent blowing-snow events and sustained cold temperatures, while the bottom of the snowpack is typically less dense, with thick depth hoar layers formed through temperature gradient metamorphism. This leads to a combination of high thermal conductivity contrast, where the upper layers have higher conductivity than the bottom layers which contains more air. The result of this combination can significantly alter snowpack-insulating properties, as these layers develop through the winter. Currently, no Land Surface Model is able to accurately simulate such a specific density stratigraphy. Snow models generally produce the reverse density stratigraphy, with low density at the surface and high snow density at the bottom since they are mostly based on compaction and ignore the water vapor fluxes from the ground as well as the vegetation interactions, both leading to depth hoar formation.

We show this issue can be resolved using passive microwave radiometry. From simulations based on the snow microwave radiative transfer model SMRT, we discuss how the arctic snow brightness temperature (T_b) can depart from subarctic snow due to the different microstructures and stratigraphy of snowpacks. Based on new ground-based radiometric and snow microstructure measurements over Canadian arctic tundra sites (Trail Valley Creek, Yukon, and Cambridge Bay, Nunavut, Canada), we discuss the best modeling and configuration approach among the models proposed in SMRT (DMRT-SHS, IBA-SHS and IBA-EXP). The best configuration to simulate arctic snow T_b is the IBA-EXP mode based on snow micro-penetrometer SMP-derived correlation length.

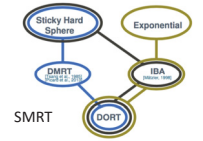
Finally, we suggest that improved tundra arctic snow modelling could lead to better estimates of snow insulating effects on the ground and thus reduces errors in estimates on winter soil temperature and permafrost evolution (arctic snow feedback effect).



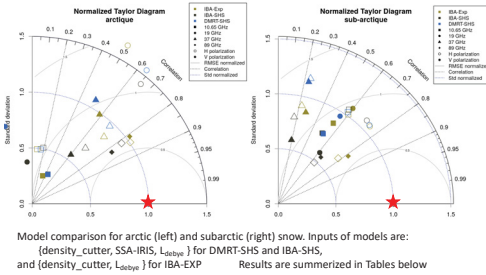
SMRT (Picard et al., 2018, GMD)

Table 1. Snow parameters and electromagnetic models in the radiative transfer model used

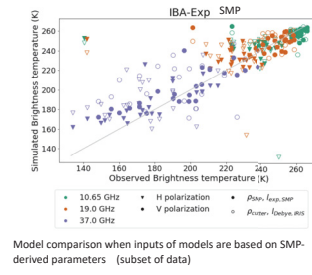
	DMRT-SHS	IBA-SHS	IBA-Exp
Snow microstructure parametrization	Sticky Hard Sphere	Sphere defined by weighted (ρ, τ) correlation length computed by Debye relationship (Equation 1)	Exponential: anisotropic weighted (ρ, τ) correlation length computed by Debye relationship (Equation 1)
Other physical parametrization (in literature)	DMRT (Tang, King and Shi 2005)	DMRT (Tang, King and Shi 2005)	DMRT (Tang, King and Shi 2005)
Electromagnetic model	DMRT (Tang, King and Shi 2005)	DMRT (Tang, King and Shi 2005)	DMRT (Tang, King and Shi 2005)



Results

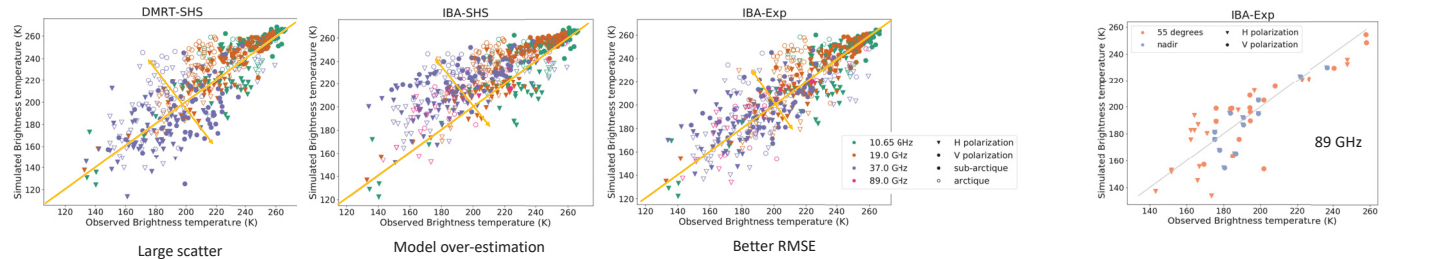


Model comparison for arctic (left) and subarctic (right) snow. Inputs of models are: (density_cutter, SSA-IRIS, L_{Debye}) for DMRT-SHS and IBA-SHS, and (density_cutter, L_{Debye}) for IBA-EXP. Results are summarized in Tables below



Model comparison when inputs of models are based on SMP-derived parameters (subset of data)

Zone	Model	RMSE				BIAS			
		11	19	37	89	11	19	37	89
Subarctic	DMRT-SHS	15.91	20.89	18.21	7.28	-0.97	2.16	2.68	2.96
	IBA-SHS	15.86	19.76	16.63	6.86	1.41	0.33	26.63	6.80
	DMRT-SHS	15.79	15.85	25.40	-	1.64	4.26	6.11	-
Arctic	DMRT-SHS	28.53	31.23	23.88	16.28	6.26	5.12	0.27	0.81
	IBA-SHS	18.17	25.97	15.84	10.21	8.36	21.16	26.26	16.08
	DMRT-SHS	19.30	26.00	26.30	-	8.22	17.60	7.38	-



Conclusion

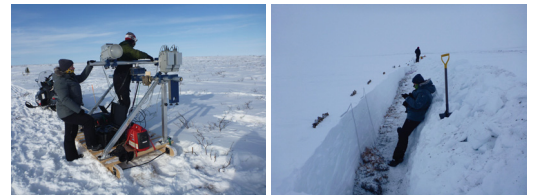
1. Which approach in the radiative transfer model is better for arctic and subarctic snow simulations?

IBA-Exp mode from the Snow Radiative Transfer model (SMRT) → lowest RMSE

However, issues on the correlation length used (instrument, definition) : μ -CT, Debye, SMP

Correlation length must be scaled (x) for microwave simulations

Model	Coefficient	Zone	Type	Frequency (GHz)
				20.65, 19, 37, 89
DMRT-SHS	x	arctic	normal	0.1, 0.1, 0.1, 1
		sub-arctic	normal	0.1, 0.1, 0.1, 1
		SMP	normal	0.1, 0.1, 0.13, 1
		o	sub-arctic	normal
IBA-SHS	x	arctic	normal	0.1, 0.1, 0.1, 0.1
		sub-arctic	normal	0.1, 0.1, 0.1, 0.1
		SMP	normal	0.1, 0.1, 0.1, -
		arctic	normal	2.39, 1.71, 1.39, 1.14
IBA-Exp	x	sub-arctic	normal	2.02, 1.36, 1.25, 0.96
		sub-arctic	SMP	1.83, 1.25, 1.12, -



2. Which input parameter is optimal for the snow microstructure parametrization*?

SMP-based density and correlation length very promising

No more snowpits to dig!



*Knowing that there is a strong spatial variability at the surface level for both snow types, mainly controlled by blowing snow processes and interactions with vegetation and surface micro-topography and elevation.
*Knowing that differences appear following different instruments used for its characterization such as (density, SSA) or correlation length derived from the Debye relationship or from micro-tomography.

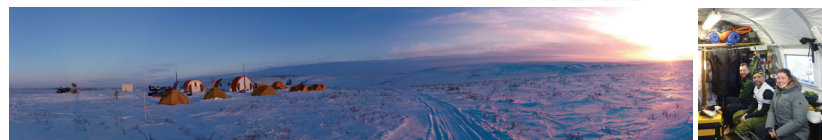
*Knowing that arctic and subarctic snowpacks are typically very contrasted in the density stratigraphy : Arctic snow - wind-slab with high density over depth-hoar with low density layers
Subarctic snow - fresh-snow at low density over a compacted snow layer at the bottom

Arctic Snow Density



3. Can we distinguish arctic from subarctic snowpack* using microwave brightness temperature?

Not easy !



Acknowledgement

This work was made possible thanks to the contributions of the Canadian Space Agency (CSA), the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Canada Foundation for Innovation (CFI), Polar Knowledge Canada and the Franco-Québécois collaborative program (Sommet de Champlain). Contributions for logistical support from the Centre d'Étude Nordique (FRQNT strategic research Centre) were also appreciated. We would like to thank the CHARS staff at Cambridge Bay for their significant collaboration. Prof. Philip Marsh (Wilfrid Laurier University) for providing logistical support at the TVC research site as well as everyone who helped on the field for all the campaigns: Prof. Dr. Nick Rutter (Northumbria University), Prof. Richard Essery (Edinburgh University), Dr. Joshua King (Environment and Climate Change Canada, ECCC), Peter Toose (ECCC), Arvid Sills (ECCC), Brandon Walker (Wilfrid Laurier University). We also thank all the students from the Université de Sherbrooke who help for field measurements: Caroline Dolant, Daniel Kramer, Chloé Martineau, Fanny Larue.



Annexe D

Liste des communications scientifiques effectuées au cours du doctorat

D.1 Posters

Vargel, C., Picard, G., Royer, A., Larue, F., 2018. Modélisation micro-onde du manteau neigeux : inter-comparaison de modèles de transfert radiatif. Colloque annuel du CEN 2018. Sherbrooke, Québec, Canada.

Royer, A., Vargel, C., Picard, G., Langlois, A., Sasseville, V., 2019. Improved microwave radiometry modelling of tundra arctic snow. 2019 Living Planet Symposium - European Space Agency. Milan, Italie.

Vargel, C., Royer, A., Sasseville, V., Saint-Jean Rondeau, O., Roy, A.R., Picard, G., Langlois, A., 2019. Measurements of tundra-arctic and subarctic snow microstructure to improve microwave radiometry modelling. 76th Eastern Snow Conference. Fairlee, Vermont, États-Unis.

D.2 Présentations orales

Royer, A., Larue, F., Vargel, C., Roy, A.R., Langlois, A., Vionnet, V., Picard, G., Cosme, E., 2018. Improved subarctic and arctic SWE retrieval using passive microwave over Canada. Polar 2018. Davos, Suisse.

Vargel, C., Royer, A., Picard, G., Gouttevin, I., Dumont, M., 2019. Arctic snow modelling with a new parametrization of Crocus to improve vertical density stratification and soil temperature simulations. 76th Eastern Snow Conference. Fairlee, Vermont, États-Unis.

Vargel, C., Royer, A., Picard, G., Gouttevin, I., Dumont, M., 2019. Improved detailed Pan-Arctic snow climatology above 45 N. 2019 AGU Fall Meeting. San Francisco, Californie,

États-Unis.

Vargel, C., Royer, A., Picard, G., Gouttevin, I., Dumont, M., 2020. Une climatologie de la neige Pan-Arctique sur 39 ans (1979-2018). 2020 Colloque annuel du CEN 2020. Montréal, Québec, Canada, Février 2020.

D.3 Article scientifique additionnel

Marchand, N., Royer, A., Krinner, G., Roy, A.R., Langlois, A., Vargel, C., 2018. Snow-covered soil temperature retrieval in Canadian Arctic permafrost areas, using a land surface scheme informed with satellite remote sensing data. *Remote Sensing*, 10(11), 1703. DOI : 10.3390/rs10111703.

Annexe E

Participation à des campagnes terrain

Au cours de cette thèse, j'ai eu l'occasion de participer à un nombre important de campagnes terrain :

Forêt Montmorrency

Station de recherche au nord de la ville de Québec disposant de nombreux instruments de mesure de la neige et de la météorologie, j'ai eu l'occasion de m'y rendre à plusieurs reprises (hivers 2017 et 2018) pour y réaliser des mesures de stratigraphie de la neige (densité, SSA, température, . . .), de variabilité spatiale de l'épaisseur de neige, de températures de brillance ou encore pour récupérer les données mesurées par le GPS installé sur un mât par l'équipe de l'université de Sherbrooke.



Umiujaq

Village du nord du Québec situé au Nunavik, je m'y suis rendue dans le cadre d'une campagne menée par le Groupe de Recherche Interdisciplinaire sur les Milieux Polaires (GRIMP) en mars 2017 afin d'y réaliser des mesures de stratigraphie de la neige (snow-pits) et de températures de brillance sur le manteau neigeux et sur des couches extraites de ce manteau.

Trail Valley Creek

Station de recherche située à 50 km au nord d'Inuvik (NWT), une campagne terrain a été menée conjointement par l'Université de Sherbrooke, Environnement Canada, l'Université Wilfried Laurier, l'Université d'Edinburgh et l'Université de Northumbria en mars 2018. Je m'y suis jointe afin de réaliser des mesures de stratigraphie de la neige (snowpits) et de températures de brillance.



SnowEx 2020

Campagne de terrain internationale avec mesures de neige au sol et mesures aéroportées menée par la NASA à Grand Mesa (Colorado) en janvier et février 2020, j'ai eu la chance d'y participer pour effectuer des mesures de SSA de la neige pour l'ensemble de la communauté scientifique impliquée (21 institutions américaines et 3 canadiennes dont l'Université de Sherbrooke).

Cambridge Bay

Village de l'Arctique canadien, situé sur l'île Victoria, je m'y suis rendue dans le cadre d'une campagne du GRIMP en mars 2019 afin de réaliser des mesures de stratigraphie de la neige (snowpits) et de températures de brillance.

