



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux : applications en Antarctique et au Québec

Ludovic BRUCKER

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Composition du jury :

Frédérique Rémy	Directeur de Recherche, CNRS/LEGOS	Rapporteur
Giovanni Macelloni	Directeur de Recherche, CNR/IFAC	Rapporteur
Pierre Etchevers	Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, CEN/Météo France	Examinateur
Jean-Pierre Wigneron	Directeur de Recherche, INRA/EPHYSE	Examinateur
Michel Fily	Professeur d'Université, UJF/LGGE	Directeur de thèse
Ghislain Picard	Maitre de Conférences, UJF/LGGE	Directeur de thèse

Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS
Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
54, rue Molière - Domaine Universitaire BP 96
38402 Saint-Martin d'Hères Cedex FRANCE



CENTRE D'APPLICATIONS ET DE
RECHERCHES EN TÉLÉDÉTECTION



Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux : applications en Antarctique et au Québec

Ludovic BRUCKER

Les travaux de recherche menés aux Québec (Canada) ont été réalisés dans le cadre d'une collaboration avec le Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL, Université de Sherbrooke).

L. Brucker a ainsi pu participer aux travaux de terrain lors de deux séjours à Sherbrooke, du 26 septembre au 8 novembre 2007 et du 13 février au 10 avril 2008. Alain Royer (Professeur à l'Université de Sherbrooke et Directeur du CARTEL) a co-encadré cette partie du travail concernant l'analyse de la neige saisonnière au Québec.

Ces travaux ont été financés par le Conseil National de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) dans le cadre du Programme canadien de l'Année Polaire Internationale en collaboration avec Environnement Canada (subvention de A. Royer). La collaboration LGGE-CARTEL a bénéficié du soutien d'un projet de Coopération Franco-Québécoise et de la Fondation Jacques Cartier.

Université de Sherbrooke
Centre d'applications et de recherches en télédétection
2500 Bd Université, Sherbrooke, Qc J1K 2R1 CANADA

Remerciements

Les travaux menés au cours de ces trois années de recherches, labellisés Projet National de Télédétection Spatiale, ont été financés par le Projet National de Télédétection Spatiale, l'Agence Nationale de la Recherche et le Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche. De plus, la collaboration avec le Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection a été soutenue par la Fondation Jacques Cartier.

Je tiens également à exprimer mes remerciements à Jean-Marc Barnola et Christophe Genthon pour avoir contribué au financement des écoles d'été de Karthaus et de l'agence spatiale européenne.

L'objectif initialement fixé et la ligne de conduite proposée par Michel Fily et Ghislain Picard m'ont permis d'évoluer de mois en mois pour acquérir de nouvelles expériences et connaissances, synthétisées dans ce manuscrit. Mes travaux ont pu être menés à bien grâce à leur encadrement et leurs différentes visions. Michel, Ghislain, je vous remercie pour le suivi dont j'ai bénéficié auprès de vous ; la culture que vous m'avez transmise me servira encore longtemps.

Les résultats présentés dans ce manuscrit ont été obtenus avec la collaboration de Jean-Marie Willemet (Centre d'Etudes de la Neige/Météo France) pour l'utilisation du modèle d'évolution de la neige Crocus, de Christian Mätzler (Institute of Applied Physics, Université de Bern, Suisse) qui nous a gracieusement fourni le modèle de transfert radiatif micro-onde MEMLS et Jasper Vrugt (Center for NonLinear Studies/Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, Etats-Unis) pour nous avoir donné le code DREAM pour l'application d'une méthode de Monte Carlo.

L'aspect modélisation seule n'est pas grand chose sans mesures *in situ*. En Antarctique, l'essentiel des mesures utilisées dans ces travaux a été fait par Laurent Arnaud (LGGE).

J'adresse aussi mes remerciements aux rapporteurs et examinateurs de ma thèse pour avoir pris de leur temps à l'évaluation de mes travaux.

A ces remerciements d'usage, mais sincères, je souhaite chaleureusement remercier Alain Royer pour sa sympathie et son enthousiasme lors de notre collaboration. Grâce à toi Alain, mes séjours au CARTEL et au Québec ont été un vrai plaisir, même à Schefferville par -40°C .

Mes passages au Québec ont également été rendus exceptionnels par l'accueil de Roxane et Alex, ainsi que de leurs parents respectifs ! A quand la prochaine soirée au coin du feu avec les moustiques ? La prochaine journée de pêche sur glace ? bientôt j'espère... j'ai hâte de pogner à nouveau des éperlans gros de même là !

Que dire aussi de la coloc d'enfer dans laquelle j'ai séjourné, avec Hien (Vietnam), Kostia (Russie), et un local (du nord) Danny. Merci à vous trois pour cette ambiance hétéroclite. Bien sûr je n'oublie pas les bonnes bouffes et sorties avec Shems, Ovidiu et Aida, Yann... Changez rien vous êtes excellents.

J'adresse une dédicace spéciale à la gang de maîtrise avec qui j'ai entre autre partagé une nuit dans le camion CARTEL après 840 km (mais surtout à 40 km de Sherbrooke)... ben là, tu me crois tu, quand ta tank elle est vide, le van (le petit) y roule plus pan toute !

Du côté de Grenoble, merci à l'équipe Glacier pour m'avoir emmené en mission/balade sur les glaciers de ma p'tite vallée, c'était génial de les fouler d'une autre manière : avec une bouteille de gaz sur le dos! Cath, JC, Christine, Marie, Basile, Daphné, Isa merci à vous, et à tous les autres *thétards*, pour votre bonne humeur quotidienne. Olivier et Greg, c'est quand que l'on constitue une équipe pour le prochain triathlon? j'espère avant que vous ne passiez vétéran!!!

Mes derniers remerciements que je laisse sur le papier sont pour mon grand frère, pour nos trois années passées ensemble à la ville du lundi au vendredi ainsi que nos retours sans exception à la maison. Merci de m'avoir tiré ces derniers temps là haut au sommet de la montagne que ce soit à ski, à quatre pattes, avec ou sans pioche, ou encore à vélo. Enfin, merci à mes m'man et p'pa, c'est votre bonne ambiance autour de moi, de nous, qui nous permet d'avancer avec entrain.

Merci Lise pour ton agréable complicité...j'espère revenir bientôt.

Bonne lecture à ceux qui voudront tourner les pages suivantes.

Résumé

La cryosphère a un rôle essentiel dans le système climatique entre autre parce qu'elle réfléchit une fraction importante de l'énergie solaire parvenant à la surface de la Terre et qu'elle contient une grande quantité d'eau douce sous forme solide. Du fait de la grande sensibilité de la cryosphère aux variables climatiques comme la température et les précipitations, les différents éléments de la cryosphère, tels que la calotte polaire Antarctique et la neige saisonnière dans les régions subarctiques, sont des indicateurs du changement climatique global. Toutefois, nos connaissances des régions polaires restent limitées par un manque d'observation *in situ* qui s'explique par l'isolement de ces régions et les conditions météorologiques difficiles. L'analyse de ces observations éparses peut être renforcée grâce à la télédétection spatiale et ainsi réduire les incertitudes sur les tendances climatiques observées aux hautes latitudes. En effet, la télédétection permet des observations continues et à grande échelle des régions polaires et subpolaires.

La télédétection passive, en particulier dans le domaine spectral des micro-ondes, est adaptée à l'interprétation et au suivi des propriétés physiques du manteau neigeux. Effectivement, le rayonnement micro-onde émane du sol ou du manteau neigeux lui-même, puis se propage jusqu'à la surface. Ainsi, le rayonnement émergent contient de l'information sur les variations verticales des propriétés de la neige, telles que la température ou les propriétés de microstructure (taille de grains et densité). Ces trois propriétés de la neige déterminent l'émission micro-onde d'un manteau sec. Lorsqu'il est humide, la teneur en eau liquide devient par contre la propriété dominant l'émission. Les évolutions temporelles et les variations verticales de ces différentes propriétés sont définies par la métamorphose. Leur lien avec l'émission micro-onde est considéré dans le transfert radiatif.

Cette thèse a pour objectif d'expliquer l'émission micro-onde de la neige par voie de modélisation afin de comprendre l'évolution des principales propriétés physiques de la neige. Le transfert radiatif dans la neige a été calculé avec les modèles multicouches Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS) et MultiLayered Dense Media Radiative Transfer (DMRT-ML), s'appuyant sur des approches respectivement semi-empirique et théorique. Les profils stratigraphiques de la neige utilisés en entrée ont été mesurés, estimés de façon aléatoire, modélisés avec une relation simple de la métamorphose ou avec le modèle d'évolution thermodynamique de la neige Crocus.

Ces modèles et approches ont été appliqués sur deux types de manteau neigeux, permanent en Antarctique et saisonnier au Québec. Dans le premier cas, l'évolution temporelle de la température de brillance a été modélisée localement, à Dôme C, à partir de mesures *in situ* des propriétés de la neige. Dans cette approche, l'émissivité est modélisée à partir de mesures et reste par conséquent applicable localement. Pour modéliser l'émissivité à l'échelle de l'Antarctique, différents profils synthétiques de taille de grains et de densité ont été testés. Dans tous les cas, la variation verticale de la taille de grains est apparue déterminante pour prévoir l'émissivité en polarisation verticale. Cette sensibilité a été exploitée pour estimer à l'échelle du continent cette variable glaciologique importante. Le profil de densité et les propriétés de surface déterminent quant à eux l'écart entre les polarisations verticale et horizontale.

L'émission micro-onde d'un manteau saisonnier au Québec a également été abordée. La spécificité de l'étude est de prévoir l'évolution temporelle de la température de brillance avec un modèle d'évolution thermodynamique de la neige couplé à un modèle de transfert radiatif micro-onde, ici Crocus-MEMLS. Cette approche a permis d'interpréter finement l'évolution temporelle des températures de brillance mesurées avec un radiomètre au sol et de mettre en doute certaines relations physiques du modèle Crocus. Les résultats ont mis en évidence la complexité du signal micro-onde pour des manteaux évoluant rapidement à des températures proches du point de fusion.

Abstract

The cryosphere has a key role in the climate system, among others because it reflects a significant fraction of solar energy reaching the Earth's surface and contains a large amount of fresh water in solid form. Because of the sensitivity of the cryosphere to climatic variables such as temperature and precipitation, the various elements of the cryosphere, such as the Antarctic ice cap and the seasonal snow over the subarctic regions, are indicators of global climate change. However, our knowledge of polar regions are limited by a lack of *in situ* observations reflecting the remoteness of these regions and the hard weather conditions. The analysis of these sparse observations can be enhanced through remote sensing to reduce uncertainties about climate trends observed at high latitudes. Indeed, remote sensing allows continuous and large-scale observations of polar and subpolar regions.

Passive remote sensing, especially in the microwave domain is suitable to interpret and monitor the physical properties of the snowpack. Indeed, the microwave radiation emanates from the ground or snow itself, and then propagates to the surface. Thus, the emerging radiation contains information on vertical variations of snow properties, such as temperature and microstructure properties (grain size and density). These three properties determine the snow microwave emission of a dry snowpack. For wet snowpacks, the liquid water content is the property which dominate the emission. The temporal evolution and vertical variations of these different properties are defined by the metamorphism. Their link with the microwave emission is considered by the radiative transfer.

This thesis aims at explaining the microwave emission from snow by forward modeling to understand the evolution of the main physical properties of snow. The radiative transfer in snow has been calculated with the multilayer model Microwave Emission Model of Layered Snowpack (MEMLS) and multilayered Dense Media Radiative Transfer (DMRT-ML), based on semi-empirical and theoretical approaches, respectively. The stratigraphic profiles of snow used as input were measured, randomly generated, modeled with a simple relationship of metamorphism or with the thermodynamic snow evolution model Crocus.

These models and approaches have been applied on two types of snow, permanent (Antarctica) and seasonal (Quebec). In the first case, the temporal evolution of brightness temperatures has been modeled locally, at Dome C, from *in situ* measurements of snow properties. Using this approach, the emissivity is modeled from measurements and is therefore applicable locally. To model the emissivity across Antarctica, various synthetic profiles of grain size and density were tested. In all cases, the vertical variation of grain size appeared crucial to predict the emissivity in vertical polarization. This sensitivity was used to estimate, at the continental scale, the grain size profile, an important glaciological variable. The density profile and surface properties determine the difference between vertical and horizontal polarizations.

The microwave emission of a seasonal snowpack in Quebec has also been discussed. The specificity of the study is to predict the timeseries of brightness temperatures with a coupled snow evolution-emission model, here Crocus-MEMLS. This approach allows to finely interpret the temporal evolution of the brightness temperatures measured with a surface based radiometer. In addition, this approach allows to doubt some physical relationships of Crocus. The results highlight the complexity of the microwave signal for snowpacks evolving rapidly at temperatures near the melting point.

Table des matières

1	Introduction	1
I	Prérequis et état de l'art	11
2	Les manteaux neigeux et leur métamorphose	13
2.1	Introduction	16
2.2	Les différents manteaux neigeux, saisonnier et permanent	17
2.3	Métamorphose d'un manteau neigeux	21
2.3.1	Métamorphose des grains en neige sèche	24
2.3.2	Métamorphose des grains en neige humide	24
2.4	La taille de grains	25
2.4.1	Le rayon optique	26
2.4.2	La longueur de corrélation	26
2.4.3	La surface spécifique	27
2.5	Modélisation de l'évolution de la neige	30
2.5.1	Etat de l'art	30
2.5.2	Le modèle Crocus	31
2.6	Conclusion	36
3	La télédétection spatiale par radiométrie micro-onde et le transfert radiatif de l'énergie émise par le manteau neigeux	39
3.1	Introduction	42
3.2	Les radiomètres micro-onde	44
3.2.1	Le radiomètre Special Sensor Microwave/Imager	45
3.2.2	Le radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System	46
3.2.3	L'influence de l'angle d'incidence des observations	46
3.3	Elements de la théorie du transfert radiatif	48
3.3.1	Principe de l'émission thermique naturelle	48
3.3.2	Equation du transfert radiatif	50
3.3.3	Constante diélectrique de la neige	51
3.4	Modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige	53
3.4.1	Etat de l'art	53
3.4.2	Le modèle MEMLS	54
3.4.3	Le modèle DMRT-ML	58
3.4.4	Les différences majeures entre MEMLS et DMRT-ML ; Etude de cas : le manteau homogène	60
3.5	Modèles de transfert radiatif micro-onde dans l'atmosphère	64
3.5.1	Modèle basé sur une atmosphère non diffusante	65
3.5.2	Le modèle RTTOV	66
3.6	Conclusion	66

II	Emission micro-onde en Antarctique	69
4	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C, à partir des propriétés physiques de la neige	75
4.1	Problématique et état de l'art	78
4.2	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec DMRT-ML	79
4.2.1	Description générale de l'étude et des principaux résultats	79
4.2.2	Article «Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C»	81
4.3	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec MEMLS	96
4.4	Validation du gradient de taille de grains par modélisation des températures de brillance et une approche de Monte Carlo	97
4.4.1	Une approche Monte Carlo pure appliquée à 18,7 GHz et 36,5 GHz avec MEMLS	98
4.4.2	Une approche avancée appliquée à quatre fréquences avec DMRT-ML	102
4.5	Conclusion et perspectives	103
5	Modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité à l'échelle de l'Antarctique	107
5.1	Problématique	110
5.2	Modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité à 19,3 et 37 GHz	111
5.2.1	Description des principaux résultats	111
5.2.2	Article «Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica»	112
5.2.3	Validation à Dôme C du profil de taille de grains déterminé par satellite avec la mesure de réflectance infrarouge	130
5.3	Modélisation de l'émissivité à 85,5 GHz	131
5.4	Estimation de la profondeur de pénétration	133
5.5	Conclusion et perspectives	135
6	Les variations spatiales et temporelles entre les polarisations du signal micro-onde	139
6.1	Introduction	142
6.2	Résultats	144
6.2.1	Variations spatiales d'émissivité	144
6.2.2	Variations temporelles de la température de brillance	149
6.3	Conclusion et Perspectives	156
III	Evolution et émission micro-onde de la neige saisonnière au Québec	159
7	Validation de Crocus par la modélisation de l'équivalent en eau de la neige en vue du couplage avec un modèle de transfert radiatif	167
7.1	Problématique	170
7.2	Modélisation de l'équivalent en eau de la neige	170
7.2.1	Principaux résultats	170
7.2.2	Article	172
7.3.3	Etude de sensibilité de l'équivalent en eau de la neige modélisé par Crocus	191
7.4	Conclusion et perspectives	193
8	Modélisation de la température de brillance avec les modèles couplés Crocus-MEMLS	195
8.1	Problématique et état de l'art	198
8.2	Les observations à SIRENE durant l'hiver 2007-08	200
8.2.1	Evolution de la hauteur de neige	200
8.2.2	Evolution de la température dans le sol	201
8.2.3	Evolution des températures de brillance à 19 GHz et 37 GHz	203
8.3	Spécificité du couplage Crocus-MEMLS	209
8.3.1	La taille de grains	209
8.3.2	L'émissivité du sol	209
8.4	Modélisation des températures de brillance avec Crocus-MEMLS	211

8.4.1	Analyse de l'évolution temporelle de la modélisation	211
8.4.2	Prévision des événements de fonte	215
8.4.3	Analyse de la métamorphose des grains en période sèche; Etudes de cas	219
8.5	Inversion de la taille de grains à partir de la température de brillance observée	223
8.6	Conclusion et perspectives	227
9	Conclusion et perspectives de la thèse	229
A	Liste des abréviations	255
B	Liste des symboles	257
C	Caractéristiques météorologiques moyennes des régions subarctiques étudiées	259
D	Carte de l'Antarctique	261
E	Analyse de la relation entre la morphologie des grains de neige et la réflectance infra-rouge mesurée par photographie	263
F	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance en Antarctique avec des modèles couplés de moyennes compléxités	281
G	Mise en évidence d'un biais dû aux zones de fonte dans la cartographie de l'accumulation de neige en Antarctique par télédétection micro-onde	299
H	Rapport d'étalonnage du radiomètre au sol, à la station SIRENE	307

Notes au lecteur

Dans ce manuscrit, les mots composés et couramment utilisés sont, dès qu'ils auront été expliqués lors de leur première apparition dans le texte, nommés par leur abréviation. L'ensemble des abréviations utilisées se trouve en Annexe A. Aussi, les termes «par exemple» et «c'est-à-dire» sont régulièrement employés, ils sont abrégés respectivement par «p. ex.» et «c.-à-d.».

A l'exception de l'introduction et de la conclusion du manuscrit ainsi que des préambules, chaque chapitre commence par un résumé de son contenu. Les références mentionnées dans le texte se trouvent à la fin du manuscrit (Page 261).

Plusieurs publications ont été écrites dans des journaux anglophones. Etant donné que plusieurs d'entre elles apparaissent dans le corps du texte, une section synthétise en français les principaux résultats de l'étude publiée.

Chapitre 1

Introduction

Le système climatique est composé de cinq grandes composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère. Chacune de ces cinq composantes possède un rôle important dans le système climatique, car le climat est une évolution complexe intra- et inter-composante. En effet, les composantes échangent entre elles de l'énergie et de la matière. Les échanges les plus rapides se produisent avec l'atmosphère, instable et dynamique, alors que l'hydrosphère – composée des océans, des mers, des lacs et des cours d'eau de surfaces et souterrains (Baede et al., 2007) – ainsi que la cryosphère – incluant toutes les surfaces glacées et enneigées de la Terre (glaciers, calottes polaires, glace de mer et icebergs) et les gélisols (Baede et al., 2007) – possèdent de grandes inerties thermique et dynamique.

Sur certaines régions de la Terre, la dynamique de la cryosphère est saisonnière. En moyenne, 14% de la surface de la Terre est recouverte par un manteau neigeux en février (Figure 1.1). Dans l'hémisphère nord, sur la période 1966-2004, le manteau neigeux couvre au minimum $1,9 \cdot 10^6$ km² et au maximum $46,8 \cdot 10^6$ km², soit 49% des terres émergées de l'hémisphère nord (Lemke et al., 2007; Robinson, 2008).

Les grandes étendues de la cryosphère jouent un rôle majeur dans le bilan radiatif de la Terre (p. ex. Groisman et al., 1994), puisqu'elles peuvent réfléchir plus de 80% du rayonnement solaire reçu à la surface de la planète. La cryosphère influence aussi le cycle hydrologique, car elle peut contenir, temporairement ou à long terme, un volume d'eau considérable. En effet, la neige saisonnière terrestre de l'hémisphère nord contient entre 5 km³ et 5000 km³ de glace (tableau 4.1, Lemke et al., 2007) et la calotte Antarctique contient environ $24,7 \cdot 10^6$ km³ de glace, soit plus de 85% du volume total des glaces terrestres. En terme d'élévation du niveau moyen des océans, les calottes polaires sont les plus gros réservoirs, elles représentent environ 64 m, dont 56,6 m sont attribués à l'Antarctique (Lemke et al., 2007).

Le climat évolue avec le temps sous l'influence de sa dynamique interne et par suite de forçages externes tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'activité solaire ou les forçages anthropiques. Le climat de la Terre a changé à de nombreuses reprises sur une très longue période de temps. Cependant, au cours de ces cents dernières années, une augmentation globale de la température moyenne de 0,74°C a été observée (Pachauri, 2007). Mais cette progression n'a pas été continue, sur les 50 dernières années, le rythme moyen du réchauffement, de 0,13°C par décennie, est presque le double de celui calculé pour le XX^e siècle (Organisation Météorologique Mondiale, 2009).

Le rapport d'évaluation 2007 du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) (IPCC, 2007) avance avec un degré de confiance élevé que les systèmes naturels liés à la cryosphère sont affectés par l'augmentation actuelle de la température globale, car il existe une multiplication des lacs glaciaires, une déstabilisation des sols dans les zones de pergélisol, un recul des glaciers de montagne ainsi qu'une diminution spatiale et temporelle du couvert de neige et de glace de mer. Toutefois, une incertitude existe sur l'évolution actuelle des températures en Antarctique (Turner et al., 2007).

Le climat d'une région se caractérise par ses conditions météorologiques moyennes et ses variabilités sur une période minimale de trente ans (définition de l'Organisation Météorologique Mondiale, OMM). Les principales grandeurs météorologiques de surface pour définir un climat sont la température, l'humidité, les précipitations, la pression et les propriétés relatives au vent (vitesse et direction).

Ainsi, pour quantifier avec de faibles incertitudes l'importance du réchauffement observé durant le dernier siècle, des méthodes d'observations ou d'études précises sont nécessaires. Ces méthodes sont les stations météorologiques, les modèles atmosphériques et climatiques (incluant les réanalyses météorologiques) et les observations par télédétection spatiale.

L'intérêt principal des stations météorologiques est une mesure directe de la variable météorologique. De plus, les mesures des grandeurs météorologiques de surface pour définir un climat sont relativement précises

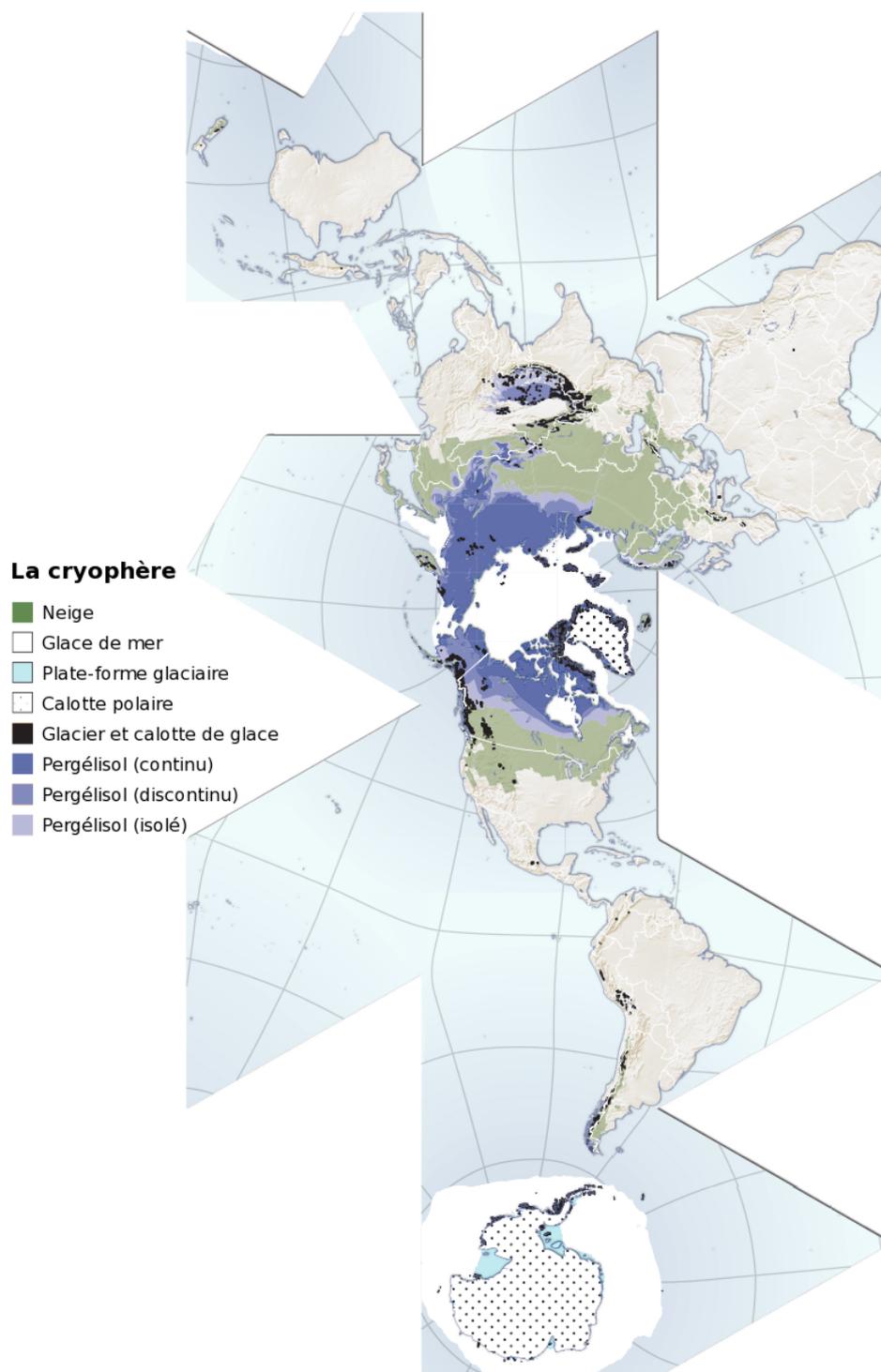


FIG. 1.1 – Planisphère représentant les principales composantes de la cryosphère*. *Image issue de <http://maps.grida.no/go/graphic/the-cryosphere-world-map>, crédit Hugo Ahlenius (UNEP/GRID-Arendal).*

* Dans l'hémisphère nord, l'extension du couvert de neige correspond à la moyenne des mois de février entre 1966 et 2005, et dans l'hémisphère sud à la moyenne des mois de août entre 1987 et 2003. L'extension de la glace de mer correspond dans l'hémisphère nord à la moyenne des mois de mars entre 1979 et 2003, et dans l'hémisphère sud à la moyenne des mois de septembre entre 1979 et 2002.

dans un large domaine de validité, à l'exception des précipitations (Goodison, 1978, 1981; Yang et al., 1999). Cependant, dans les régions polaires et subpolaires, les conditions environnementales rendent difficiles les mesures météorologiques selon les normes de l'OMM. De plus, il est difficile d'exploiter les observations météorologiques car ces acquisitions sont très localisées. En effet, les régions polaires et subpolaires sont faiblement instrumentées. Par exemple, la majorité des stations météorologiques du Canada est située en dessous de 55°N (Brown et Braaten, 1998) et moins de 15 stations météorologiques sont recensées par l'OMM dans le nord de la province du Québec (Canada), d'une superficie de $1,6 \cdot 10^6$ km². En Antarctique, les stations météorologiques automatiques, au nombre de 90¹ pour $12,7 \cdot 10^6$ km², sont principalement localisées sur la périphérie du continent et le long des «routes» reliant la côte aux stations scientifiques (Figure 1.2). Pour comparaison, le nombre de stations synoptiques Météo France, où les mesures sont complétées par des observations humaines, est de 149² en France métropolitaine (d'une superficie inférieure à $0,55 \cdot 10^6$ km²).

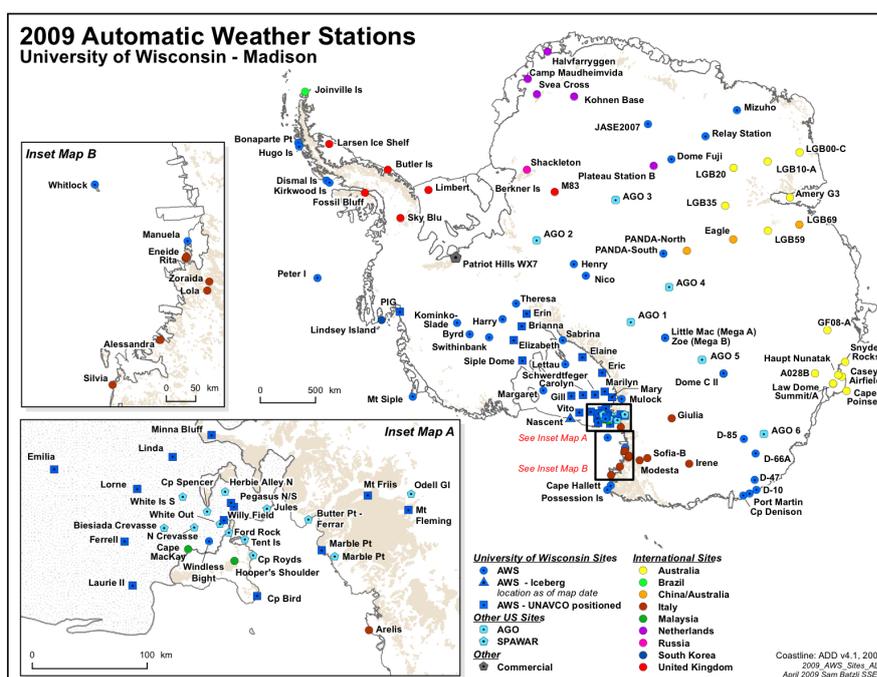


FIG. 1.2 – Carte de la localisation des stations météorologiques automatiques en Antarctique. *Figure extraite de <http://amrc.ssec.wisc.edu>.*

Pour palier au manque d'observation et pour compenser le problème récurrent de la résolution spatiale des observations météorologiques, une donnée complémentaire peut être apportée par les modèles atmosphériques ou climatiques. Ces modèles sont constitués d'un ensemble de paramétrisations physiques afin de reproduire les divers processus intra- et inter-composantes. L'analyse des modélisations permet un apport d'informations complémentaires afin d'interpréter l'évolution des observations passées et par la même estimer des projections pour l'avenir. Cependant, cette méthode ne dispense pas du besoin d'observations car les mesures sont nécessaires pour les validations des paramétrisations des modèles.

La modélisation présente trois intérêts essentiels, l'accès à un large nombre de variables météorologiques suivant les paramétrisations et la complexité du modèle, une bonne résolution spatiale pour l'étude des régions polaires (généralement voisine de 40 km × 40 km) ainsi qu'une bonne résolution temporelle (inférieure à 6

¹<http://uwamrc.ssec.wisc.edu/allAWS.txt>

²<http://climatheque.meteo.fr/aide/climatheque/reseauPostes/>

heures). Deux grandes familles de modèles sont utilisées, les modèles globaux, dont les calculs sont réalisés pour l'ensemble de la planète (p. ex. LMDZ4; Hourdin et al., 2006) et les modèles régionaux (p. ex. MAR; Gallée et Brun, 2001), dont les conditions météorologiques sont contraintes aux limites régionales du modèle par les réanalyses météorologiques (par exemple celles du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme ECMWF/ERA-40 (Uppala et 45 coauteurs, 2005) ou du centre national américain de prévisions environnementales NCEP/NARR; Mesinger et al., 2006). Dans certains cas, ces modélisations prennent en compte, par assimilation de données, les mesures des stations météorologiques et de plus en plus d'observations obtenues par télédétection spatiale.

La télédétection spatiale permet une observation à grande échelle avec des résolutions spatiale et temporelle adaptées aux études climatiques de la cryosphère (Bindschadler, 1998; König et al., 2001). La résolution spatiale varie de la dizaine de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres suivant le type d'instrument utilisé. La répétitivité de la mesure dépend également du type d'instrument et des caractéristiques de l'orbite du satellite ainsi que de la région d'étude. En général, hormis un disque sur les pôles non visibles, les régions polaires peuvent être observées plusieurs fois par jour avec des capteurs à large fauchée embarqués sur un satellite en orbite polaire.

Parmi la gamme de longueur d'onde (λ) utilisée en télédétection spatiale passive pour observer la Terre, seules les longueurs d'onde dans le domaine spectral de l'InfraRouge (IR) thermique ($3 \mu\text{m} < \lambda < 1000 \mu\text{m}$) et des micro-ondes ($0,1 \text{ cm} < \lambda < 30 \text{ cm}$) permettent une estimation de la température de la neige. Les instruments de mesure dans l'IR thermique sont utilisés pour estimer la température de surface de l'Antarctique et déduire la tendance climatique (Comiso, 2000; Steig et al., 2009). Cependant, la température ainsi estimée lorsqu'il n'y a pas de nuage est celle de la surface, elle présente donc une grande variabilité due à l'ensoleillement et à la nébulosité. Contrairement au Rayonnement ElectroMagnétique (REM) émis dans le domaine spectral de l'IR thermique, celui émis dans le domaine des micro-ondes est moins sensible à l'atmosphère. De plus, l'énergie mesurée dans le domaine des micro-ondes émane d'une épaisseur de neige bien plus grande que celle mesurée dans l'IR thermique. Typiquement, sur les calottes polaires, les premières dizaines de centimètres jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur de neige contribuent à l'émission micro-onde, alors que seuls les tous premiers millimètres du manteau sont sondés lors des mesures dans l'IR thermique. Ainsi, le REM micro-onde traverse différentes couches de neige avant d'émerger du manteau.

Par conséquent, l'émission et la propagation du REM micro-onde dans le manteau sont affectées par les évolutions verticales de la température de la neige et des différentes propriétés physiques du manteau, telles que la Teneur en Eau Liquide (TEL) et les propriétés de microstructures (la taille de grains et la densité). Or, le manteau évolue au cours du temps car il échange de l'énergie et de la matière avec l'atmosphère et le sol. Ainsi, la température de la neige change et entraîne une modification des propriétés physiques du manteau. Cette métamorphose engendre une évolution temporelle du REM émis.

L'énergie mesurée par les radiomètres micro-onde s'exprime par la température de brillance. La Figure 1.3 présente les évolutions temporelles, sur 15 années, de la température de brillance acquise à 37 GHz en polarisation verticale dans la région de Dôme C (Plateau de l'Antarctique de l'est, Annexe D) et la température de l'air mesurée par la station automatique de Dôme C. Bien que les évolutions temporelles de ces deux températures montrent des similitudes, leurs valeurs moyennes ainsi que les amplitudes des variations intra-annuelles sont différentes. Ces différences proviennent de l'émissivité micro-onde de la neige et de la profondeur de pénétration du REM dans le manteau.

Dans le cas simpliste d'un manteau isotherme, la température de brillance T_B est liée à la température de la neige T via l'émissivité e du manteau neigeux (Zwally, 1977), telle que :

$$T_B = e \cdot T. \quad (1.1)$$

Ainsi, la température de brillance contient des informations sur la température de la neige, qui évolue suivant les

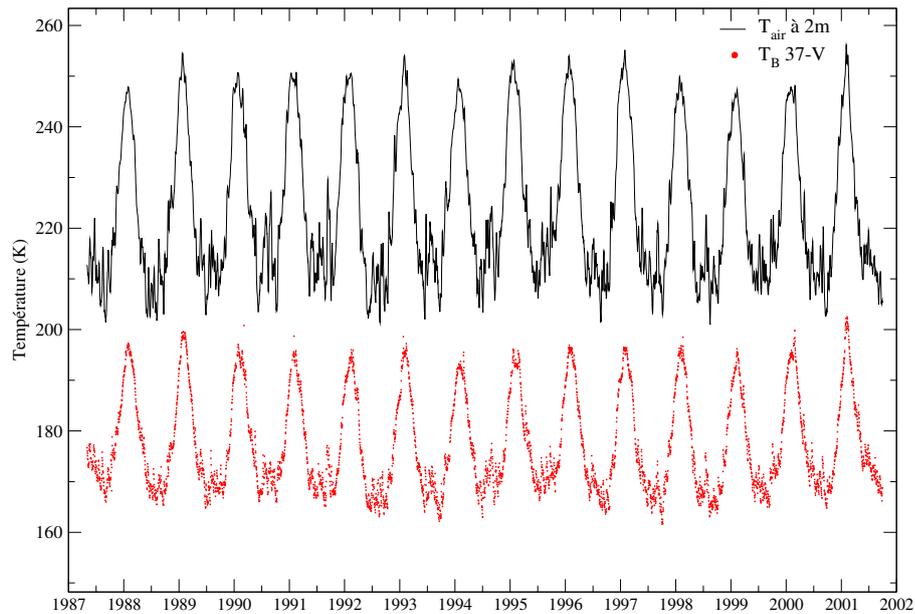


FIG. 1.3 – Evolutions temporelles, à Dôme C entre juin 1987 et 2002, de la température de l’air à 2 m mesurée par la station automatique (trait continu noir) et de la température de brillance acquise à 37 GHz en polarisation verticale mesurée par les radiomètres micro-ondes Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) F8, F11 et F13.

variations de températures de l’air et du sol et des différents échanges d’énergie et de chaleur. La température de brillance contient également des informations sur les autres propriétés de la neige, car l’émissivité dépend de l’évolution verticale des propriétés physiques du manteau. Dès lors, afin d’interpréter l’information sur la température de la neige, il est au préalable nécessaire de comprendre l’émissivité du manteau et par conséquent l’influence des propriétés de la neige.

A la différence des mesures des stations météorologiques et des calculs des modèles atmosphériques et climatiques, la télédétection micro-onde ne permet pas d’étudier directement des variables d’intérêt climatique. La complexité de l’utilisation des observations par télédétection réside dans «l’inversion» des propriétés du REM mesuré en des grandeurs météorologiques (p. ex. la température), climatiques (p. ex. l’accumulation de neige, l’Equivalent en Eau de la Neige (EEN), les extensions spatiale et temporelle de la fonte) ou glaciologiques (p. ex. l’évolution verticale de la taille de grains, la stratification en densité).

Les travaux de recherches réalisés depuis octobre 2006 et présentés dans ce manuscrit ont pour objectif d’expliquer l’émission micro-onde, la température de brillance et l’émissivité, de la neige, saisonnière et permanente, par la modélisation du transfert radiatif dans le manteau neigeux. Ces études doivent permettre de comprendre l’évolution du manteau et de retrouver les principales propriétés physiques de la neige contrôlant l’énergie micro-onde émise par le manteau. Ces études se placent en amont de l’observation climatique des régions polaires et subpolaires à partir de mesures acquises par télédétection spatiale passive dans le domaine spectral des micro-ondes.

Les résultats présentés dans les prochains chapitres se focalisent sur deux principaux types de manteau neigeux, un manteau permanent, celui de la calotte Antarctique, et un manteau saisonnier, situé au Québec (Canada).

Les observations radiométriques considérées sont réalisées, soit avec des capteurs spatiaux, les radiomètres Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) et Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing

System (AMSR-E), soit avec un radiomètre au sol basé à Sherbrooke (Québec, Canada). Les fréquences exploitées sont principalement celles voisines de 19 GHz et 37 GHz. Ces deux fréquences sont celles disponibles sur la plupart des radiomètres spatiaux depuis 1978. Toutefois, les mesures aux fréquences voisines de 6 GHz, 10 GHz et 89 GHz sont également étudiées. Les travaux portent sur les deux polarisations du REM, avec une prédominance pour la polarisation verticale.

L'émission micro-onde émise par la neige et mesurée par ces radiomètres est calculée avec des modèles de transfert radiatif multicouches. Ces modèles sont le Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS; Wiesmann et Mätzler, 1999) et un modèle basé sur la théorie du transfert radiatif en milieu dense (Dense Media Radiative Transfer, DMRT; Tsang et Kong, 2001).

Plusieurs approches de modélisation sont utilisées dans ce manuscrit. Tout d'abord le modèle de transfert radiatif est utilisé seul. Il est soit piloté par des données synthétiques, telles que des données aléatoires générées par des méthodes de Monte Carlo ou des paramétrisations simples de la métamorphose, soit par des mesures *in situ* des propriétés de la neige. Ensuite, le modèle électromagnétique est couplé avec un modèle multicouche d'évolution du manteau neigeux. Il est alors piloté par les profils stratigraphiques modélisés. Le modèle d'évolution de la neige utilisé est Crocus (Brun et al., 1992).

Ce manuscrit est composé de trois parties. La première partie est une présentation d'ensemble de l'évolution d'un manteau neigeux (Chapitre 2) et de son émission naturelle dans le domaine spectral des micro-ondes (Chapitre 3). Cette partie présente aussi un état de l'art de la modélisation de la neige et du transfert radiatif. La seconde partie porte sur les résultats de la modélisation de l'émission micro-onde en Antarctique (Chapitres 4 à 6). L'objectif est d'expliquer l'émission micro-onde avec des propriétés de microstructures stationnaires. Contrairement à la métamorphose des manteaux permanents des calottes polaires, la métamorphose d'un manteau saisonnier se déroule à une échelle de temps courte. La troisième partie prend en considération l'évolution temporelle de la métamorphose. La partie est dédiée aux travaux de modélisation de l'évolution du manteau neigeux saisonnier au Québec et de son émission avec des modèles couplés, développés et validés sur des manteaux saisonniers (Chapitres 7 et 8). L'intérêt est de lier l'évolution de l'émission micro-onde à l'évolution temporelle des propriétés physiques du manteau.

Partie I - Prérequis et état de l'art

Le Chapitre 2 résume les processus de métamorphose du manteau neigeux. La métamorphose est différente suivant les conditions climatiques de la région dans laquelle est localisé le manteau. Les différents types de manteaux étudiés sont présentés dans ce chapitre, ainsi que les principales propriétés physiques de la neige intervenant dans le transfert radiatif micro-onde. Ce chapitre présente également un état de l'art de la modélisation de l'évolution temporelle du manteau neigeux.

Le Chapitre 3 concerne l'émission micro-onde de la neige et le transfert radiatif à travers le manteau et l'atmosphère. Dans ce chapitre sont présentés les radiomètres micro-onde spatiaux utilisés ainsi que les principes physiques du transfert radiatif. Un état de l'art des modèles de transfert radiatif micro-ondes dans la neige et dans l'atmosphère est réalisé. Les deux modèles de transfert radiatif utilisés sont comparés pour le calcul de l'émission d'un manteau homogène.

Partie II - Emission micro-onde en Antarctique

Le Chapitre 4 présente la modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C. Dans ce chapitre le modèle de transfert radiatif est piloté par des mesures *in situ* de la taille de grains, de la

densité et de la température. La mesure de la taille de grains est effectuée par photographie IR. Cette méthode a été appliquée pour la première fois en Antarctique lors de ces mesures. L'évolution verticale de la taille de grains mesurée avec cette technique récente est validée avec des méthodes de Monte Carlo.

Le Chapitre 5 propose une explication des émissivités observées, à 19 GHz et 37 GHz en polarisation verticale, en considérant un grossissement de la taille de grains avec la profondeur. Cette étude, menée sur toutes les régions d'Antarctique où la fonte n'est pas observée (c.-à-d. sur les zones sèches), permet d'inverser le spectre d'émissivité en deux paramètres caractérisant le profil de taille de grains.

Le Chapitre 6 explore l'origine de l'écart entre les polarisations verticale et horizontale du signal micro-ondes. Les variations spatiales sont étudiées avec les émissivités et liées à l'impact de la stratification en densité. Les variations temporelles sont quant à elles analysées avec les températures de brillance et confrontées aux variations météorologiques et à l'évolution de l'état de surface.

Partie III - Evolution et émission micro-onde de la neige saisonnière au Québec

Le Chapitre 7 permet la validation de trois modèles multicouches d'évolution de la neige en vue du couplage avec un modèle de transfert radiatif. La validation est réalisée sur l'évolution de l'EEN. Tout d'abord l'étude est menée localement à Sherbrooke sur 4 années, puis à des sites subpolaires, échantillonnés lors d'une campagne de mesures réalisée en février 2008, dans le nord du Québec.

Le Chapitre 8 détaille la modélisation des températures de brillance avec les modèles couplés Crocus-MEMLS. Les résultats de la modélisation sont comparés à des mesures radiométriques au sol, au pas horaire et sur une saison complète. Le couplage Crocus-MEMLS permet de détecter les événements de fonte et d'analyser l'évolution de la métamorphose du manteau. La modélisation de la température de brillance avec une taille de grains estimée à partir de la température de brillance observée est également réalisée.

Le Chapitre 9 conclut les travaux de recherches présentés dans ce manuscrit et synthétise les travaux futurs envisageables à partir des résultats établis durant ce doctorat.

Première partie

Prérequis et état de l'art

Chapitre 2

Les manteaux neigeux et leur métamorphose

Sommaire

2.1	Introduction	16
2.2	Les différents manteaux neigeux, saisonnier et permanent	17
2.3	Métamorphose d'un manteau neigeux	21
2.3.1	Métamorphose des grains en neige sèche	24
2.3.2	Métamorphose des grains en neige humide	24
2.4	La taille de grains	25
2.4.1	Le rayon optique	26
2.4.2	La longueur de corrélation	26
2.4.3	La surface spécifique	27
2.5	Modélisation de l'évolution de la neige	30
2.5.1	Etat de l'art	30
2.5.2	Le modèle Crocus	31
2.6	Conclusion	36

Résumé

Le manteau neigeux couvre, en hiver, $46 \cdot 10^6$ km² de l'hémisphère nord et, tout au long de l'année, la quasi totalité de la calotte Antarctique, soit environ $12,3 \cdot 10^6$ km². La neige, présente sur ces grandes étendues, constitue une interface entre le sol et l'atmosphère. De par ses propriétés, la neige joue un rôle fondamental dans le système climatique, par exemple au niveau de la quantité d'énergie solaire réfléchie, et des ressources en eau. Les propriétés physiques du manteau neigeux, telles que la densité ou celles relatives à la taille et la forme des grains, évoluent continuellement avec le temps et la profondeur : c'est la métamorphose. La métamorphose dépend du vent, de la température et du gradient de température dans le manteau, elle dépend donc des conditions climatiques de la région. Le manteau peut être saisonnier (de type maritime, taïga ou toundra), tel que ceux étudiés au Québec entre Sherbrooke (45°N) et Kangirsuk (60°N), ou permanent sur les calottes polaires, en particulier en Antarctique. Les mesures et les modèles d'évolution de la neige permettent de quantifier et de prévoir l'évolution du manteau. La mesure de la taille des grains est délicate étant donné les nombreuses formes de grains de neige possibles (p. ex. cristaux de neige fraîche, grain fin, givre de profondeur). Ainsi, plusieurs variables sont utilisées pour quantifier la taille des grains (le rayon optique, la longueur de corrélation, la surface spécifique), elles sont décrites dans ce chapitre. Pour prévoir l'évolution verticale des propriétés de la neige, seuls trois modèles existent (Crocus, SNTherm et SNOWPACK). Pour ce faire, ils prennent en compte l'ensemble des échanges énergétiques, de matière et de quantité de mouvement avec l'atmosphère et les processus physiques internes au manteau. Dans nos études relatives à la modélisation de l'évolution temporelle et spatiale de l'équivalent en eau de la neige ainsi que l'énergie émise dans le domaine des micro-ondes avec un modèle de transfert radiatif couplé, il est nécessaire d'utiliser un de ces trois modèles multicouches. Une description approfondie de Crocus est présentée dans ce chapitre.

2.1 Introduction

Le manteau neigeux couvre de grandes étendues de terres et de glaces (Tableau 2.1). La plus grande superficie de neige permanente se trouve dans l'hémisphère sud, sur le continent Antarctique ($12,3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) et, en hiver, sur la glace de mer environnante (environ $19 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). Dans l'hémisphère nord, hors Groenland, l'extension du manteau neigeux est au minimum de $1,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ en août et peut atteindre jusqu'à $46,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ en février, soit presque 50% des terres émergées de l'hémisphère nord (Lemke et al., 2007). Le Groenland couvre $2,16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, dont la majorité est enneigée tout au long de l'année. Enfin, la glace de mer en Arctique présente une évolution saisonnière moins marquée que dans l'hémisphère sud, avec une extension minimale moyenne de $7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ et maximale de $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Lemke et al., 2007).

TAB. 2.1 – Superficie et équivalent en terme d'élévation du niveau des mers de cinq composantes de la cryosphère. Pour les composantes saisonnières (neige continentale et glace de mer), les valeurs moyennes minimales et maximales sont indiquées. (Tableau adapté de la table 4.1, Lemke et al., 2007).

Composante de la cryosphère	Superficie (10^6 km^2)	Equivalent en terme d'élévation des mers (m)
Neige continentale (hémisphère nord)	1,9 – 45,2	0,001 – 0,01
Glace de mer	19 – 27	~ 0
Plate-formes glaciaires	1,5	~ 0
Calotte polaire Groenland	1,7	7,3
Calotte polaire Antarctique	12,3	56,6

Sur ces grandes étendues, la présence d'un manteau neigeux constitue une interface dynamique avec l'atmosphère. Le manteau évolue en échangeant de l'énergie, de la matière et des quantités de mouvement avec l'atmosphère. Il joue ainsi un rôle important dans le climat local, et à grande échelle dans le système climatique, avec des rétroactions liées à l'albédo (p. ex. Groisman et al., 1994), l'isolation thermique (Stieglitz et al., 2003; Zhang, 2005) et l'humidité des sols.

L'albédo correspond au rapport entre les énergies réfléchie (rayonnement ascendant) et incidente (rayonnement descendant) (Henderson-Sellers et Hughes, 1982). L'albédo peut être spectral, à une longueur d'onde donnée, ou large bande, lorsque les valeurs sont intégrées sur un domaine spectral. Par définition, sa valeur est comprise entre 0 et 1.

L'albédo bolométrique du rayonnement solaire, c.-à-d. la valeur large bande où les rayonnements descendants et ascendants sont intégrés dans toutes les directions, est en moyenne de 0,3 pour la Terre. Mais, il avoisine 0 pour l'eau, et peut varier de 0,9 à 0,7 respectivement pour de la neige fraîche (Wiscombe et Warren, 1980; Wendler et Kelley, 1988) et agée (Warren et Wiscombe, 1980), jusqu'à 0,6 lors de la fonte (Armstrong et Brun, 2008). Dans la suite de ce chapitre (Section 2.4.3), il est montré que l'albédo spectral de la neige, pour des longueurs d'onde entre 850 et 1310 nm, est principalement déterminé par la taille des grains.

L'albédo est un paramètre important dans le système climatique et la cryosphère est une des composantes, avec l'atmosphère et ses nuages, à fort albédo. Une diminution de l'extension du manteau neigeux entraînerait une augmentation de l'énergie absorbée par la surface terrestre, soit une cause fortement probable de l'amplification du réchauffement climatique dans les régions polaires (Serreze et Francis, 2006; Déry et Brown, 2007).

L'ensemble des échanges neige-atmosphère se produit par rayonnement, de courtes et grandes longueurs d'onde, via les flux turbulents de chaleur et de masse (p. ex. le transfert de vapeur d'eau), de même que par les flux de quantité de mouvement (p. ex. van den Broeke et al., 2005). Ces échanges sont liés au bilan des flux et au bilan de masse du manteau neigeux. Ces bilans, résumés par exemple dans Armstrong et Brun (2008), sont utilisés par les modèles d'évolution de la neige présentés dans la Section 2.5 pour déterminer l'évolution de

la température dans le manteau. La température de la neige, avec les précipitations et le vent, conditionnent la structure du manteau neigeux ainsi que l'évolution de ses propriétés physiques (p. ex. la taille de grains, la densité, l'albédo et la conductivité thermique), c'est la métamorphose.

La capacité à modéliser l'évolution temporelle du manteau neigeux en réponse aux conditions météorologiques est importante dans plusieurs domaines géophysiques, de par l'interaction de la cryosphère avec les différentes composantes du système climatique, et également pour des applications humaines telles que la prévision du risque d'avalanche (Durand et al., 1999), de l'état des routes (Bouilloud et Martin, 2006) et la gestion des barrages hydroélectriques (Savary et al., 2004). En Antarctique, la connaissance de l'évolution temporelle et spatiale du manteau permet par exemple, c'est le cas dans cette thèse, d'interpréter le Rayonnement ElectroMagnétique (REM) micro-onde émis par la neige pour estimer des variables glaciologiques (p. ex. la taille de grains, la conductivité thermique) et, à terme, la température du manteau. Dans l'hémisphère nord, la connaissance de la métamorphose de la neige permet par exemple d'estimer l'équivalent en eau¹ du manteau (cette variable présente un intérêt climatique et économique).

Actuellement, les estimations de l'équivalent en eau de la neige et de la température, possibles avec des observations satellites, des modèles climatiques et d'évolution de la neige, peuvent être améliorées avec une utilisation combinée de la modélisation et des observations par télédétection passive dans le domaine spectral des micro-ondes (p. ex. Durand et al., 2009).

Dans cette thèse, à la fois des modèles d'évolution de la neige et des modèles de transfert radiatif micro-onde ont été utilisés. L'objectif de ce chapitre est d'introduire les principales causes et conséquences de la métamorphose de la neige. Dans un premier temps, les principaux types de manteaux étudiés, saisonnier au Québec et permanent sur la calotte Antarctique, sont succinctement présentés (Section 2.2). Ensuite, les évolutions de trois propriétés de la neige d'intérêt dans le transfert radiatif micro-onde, la densité, la température et la taille des grains de neige sont décrites (Section 2.3). Cette description est générale, valable pour un manteau saisonnier et permanent. Les grains de neige peuvent avoir une forme complexe (p. ex. dendritique, face plane, gobelet, agglomérat), ce qui rend difficile la mesure de leur taille. Ainsi, différentes variables existent pour quantifier la taille des grains, elles sont exposées dans la quatrième section (Section 2.4). Enfin, la dernière section de ce chapitre se concentre sur la modélisation du manteau neigeux avec une présentation de l'état de l'art et une description plus particulière du modèle thermodynamique d'évolution de la neige Crocus.

2.2 Les différents manteaux neigeux, saisonnier et permanent

Lorsque les températures restent positives suffisamment longtemps dans l'année, la neige fond et le manteau est dit saisonnier. Lorsqu'elle ne fond pas intégralement, la neige s'accumule avec celle des années précédentes, c'est un manteau permanent. Ces deux types de manteaux sont étudiés dans ce manuscrit.

Les manteaux saisonniers étudiés se trouvaient dans la province du Québec (Canada) entre les latitudes 45°N (Sherbrooke) et 60°N (Kangirsuk) (Figure 2.1). Suivant l'axe sud-nord étudié, il y a une évolution du climat avec la latitude et les températures diminuent. L'effet de la température est visible sur la végétation ainsi que sur les précipitations (Figure 2.2). Quelques caractéristiques météorologiques moyennes, établies entre le 1^{er} octobre 2007 et le 30 avril 2008, sont listées en Annexe C.

Selon la classification des manteaux neigeux saisonnier proposée par Sturm et al. (1995), basée sur trois variables climatiques (la température, les précipitations et le vent) ainsi que sur les propriétés du manteau

¹L'équivalent en eau représente, par mètre carré, la hauteur équivalente en eau liquide du manteau neigeux (Colbeck et al., 1993).

(l'épaisseur, la stratigraphie et le type de grain), les manteaux sont répartis en 7 classes : toundra, taïga, alpin, prairie, maritime, éphémère et montagne.

Les manteaux neigeux de Sherbrooke et de Sept-Iles sont de type maritime (figure 10(b), Sturm et al., 1995), caractérisés par des températures proches de 0°C, tant à la surface qu'à la base du manteau. Ils peuvent être épais (0,75 à 5 m) avec des couches de glace et des zones de percolation marquées. Cependant, au cours de la saison ces manteaux ont présenté les caractéristiques stratigraphiques d'un manteau de type alpin (froid et épais avec une alternance de couches plus ou moins denses et une présence de givre de profondeur² fréquente). Le manteau de Schefferville se trouve dans une région de transition et correspond à la classe taïga, manteau froid d'une épaisseur de 0,3 à 1,2 m, composé, en fin d'hiver, de 50 à 80% de givre de profondeur. Les manteaux au Nord de Schefferville (55°N) sont de type toundra, peu épais (0,1 à 0,75 m), froids et principalement stratifiés par l'action du vent.

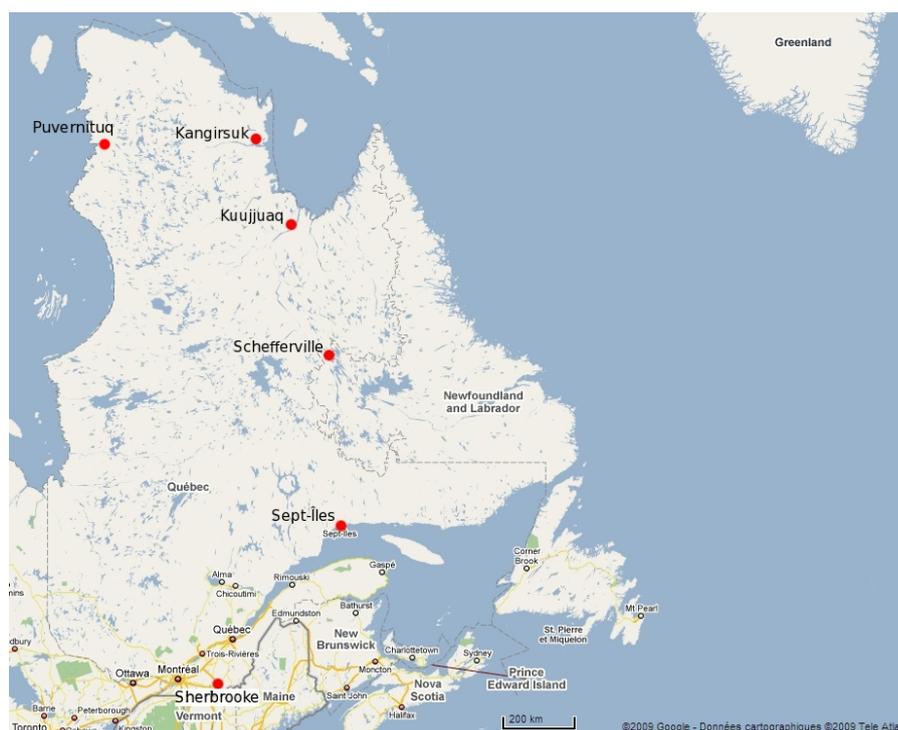


FIG. 2.1 – Carte du Québec (Canada) avec la localisation des sites échantillonnés (ronds rouges) dans le cadre du projet «Variability and Change in the Canadian Cryosphere : a contribution to State and Fate of the Cryosphere» en février 2008, durant l'Année Polaire Internationale.

Le manteau permanent considéré est celui de la calotte Antarctique avec un intérêt particulier pour Dôme C (75°06'S, 123°21'E) sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est (une carte de l'Antarctique est disponible en Annexe D). A Dôme C, les températures sont très basses (-55°C en moyenne annuelle) et les précipitations sont rares et faibles (39 kg m⁻² an⁻¹; Frezzotti et al., 2005). La vitesse du vent est également faible (inférieure à 6 m s⁻¹) car le site est situé sur un dôme, en amont des vents catabatiques (Parish et Bromwich, 1987; van Lipzig et al., 2004; Parish et Bromwich, 2007). Une photographie de l'horizon visible à Dôme C est présentée sur la Figure 2.3. Les manteaux permanents ne sont pas considérés dans la classification de Sturm et al. (1995).

²Le givre de profondeur est un grain facetté et creux. La métamorphose des grains est présentée dans la Section 2.3.



FIG. 2.2 – Photographies du paysage vers Sept-Iles ($50,3^{\circ}\text{N}$), Schefferville ($54,8^{\circ}\text{N}$), entre Kuujjuaq et Kangirsuk et vers Kangirsuk (60°N) (de haut en bas). Photographies prises par A. Langlois (CARTEL) et L. Brucker (LGGE).



FIG. 2.3 – Vue de l’horizon depuis Dôme C. *Photographie prise par J.-C. Gallet (LGGE) durant l’été austral 2008-2009.*

2.3 Métamorphose d'un manteau neigeux

La métamorphose est un ensemble de phénomènes physiques (mécanique et thermodynamique) affectant les évolutions temporelle et verticale des propriétés d'un manteau neigeux (hauteur, taille de grain, densité, etc). Dans nos études, concernant tant la modélisation du REM émis par le manteau neigeux que l'évolution de l'équivalent en eau de la neige, la connaissance de la métamorphose est importante. En effet, les grains de neige diffusent le REM, et la variation verticale de la taille de grains est la principale propriété de la neige sèche contrôlant l'émissivité (Chapitre 5). La métamorphose est également importante car elle définit l'évolution du manteau neigeux, principalement à travers les flux de vapeur d'eau.

Après sa chute³, la neige se dépose sur un sol dépourvu de neige ou déjà recouvert. A partir de ce moment, elle va contribuer au manteau neigeux. Un cristal de neige peut se sublimer, fondre ou suivre une métamorphose continue. Si les cristaux ne disparaissent pas après leur dépôt au sol, ils vont s'accumuler pour former des couches de neige aux propriétés différentes qui vont venir s'empiler les unes sur les autres pour former un assemblage hétérogène que l'on appelle manteau neigeux (Colbeck, 1991).

La métamorphose modifie la taille et la forme des grains de neige, la densité, les propriétés mécaniques et toutes les autres propriétés physiques telles que l'albédo et la conductivité thermique (p. ex. Colbeck, 1982, 1983). Les propriétés importantes dans le transfert radiatif micro-onde sont détaillées dans la suite de ce manuscrit.

La densité

Par abus, le terme «densité» est ici utilisé pour désigner la masse volumique de la neige, nous l'exprimerons donc en kg m^{-3} . La densité de la neige ρ peut également être exprimée par deux variables adimensionnelles, la fraction volumique f (Equation 2.1) et la porosité Φ (Equation 2.2).

$$f = \frac{\rho}{\rho_{\text{glace}}} \quad (2.1)$$

$$\Phi = 1 - f \quad (2.2)$$

La densité est une propriété physique du manteau couramment mesurée. Elle est de l'ordre de 30 à 150 kg m^{-3} pour de la neige fraîche, puis augmente jusqu'à environ 500 kg m^{-3} dans un manteau saisonnier. Les croûtes de vent ou de regel peuvent présenter des densités élevées de 700 kg m^{-3} (Armstrong et Brun, 2008). La densité de la glace pure (ρ_{glace}) est de 917 kg m^{-3} à 0°C.

Aux moyennes latitudes, la densité augmente globalement avec la profondeur, par compaction et métamorphose des grains. En effet, lorsque le gradient de température, entre la surface et le sol, est supérieure à 20 K m^{-1} , la formation de givre de profondeur devient possible dans la partie basse du manteau (Marbouty, 1980). Les densités de givre de profondeur sont de l'ordre de 300-350 kg m^{-3} .

Aux hautes latitudes nord, où le gradient de température est extrêmement intense (avec des valeurs fréquemment supérieures à 100 K m^{-1} ; Sturm et al., 1995), le profil de densité dans le manteau est par contre relativement constant (Sturm et Benson, 1997). La densification des basses couches par compaction est compensée par d'importants flux de vapeur d'eau ascendants, générant des pertes de masses. Cette perte de masse dans la partie basse du manteau permet de former du givre de profondeur à 200 kg m^{-3} (Sturm et Benson, 1997; Taillandier et al., 2006), c.-à-d. moins dense que celui observé lorsque le gradient de température est moins

³Cette thèse ne s'intéresse pas aux différents processus de formation des cristaux de glace ayant lieu dans l'atmosphère. Seule la neige une fois déposée au sol est étudiée.

intense.

Sur les calottes polaires, la neige se transforme lentement par densification en névé⁴ puis en glace. A Dôme C, la densité moyenne du manteau sur les trois premiers mètres est de 350 kg m^{-3} .

La température

La conductivité thermique de la neige contrôle la vitesse à laquelle la chaleur se propage dans le manteau. La conductivité thermique de la neige, de $0,03 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour une neige fraîche ou le givre de profondeur à $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour une croûte de vent (Sturm et al., 1997; Sturm et Benson, 1997; Sturm et al., 2002), est faible comparée à celle de la glace ($2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Cet aspect résulte de la densité de la neige où la présence d'air ($0,023 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) est importante. Avec les faibles valeurs de conductivité thermique de la neige, le flux de chaleur met ainsi un certain temps à se propager dans le manteau et il en résulte l'établissement d'un gradient de température vertical (Colbeck, 1989). Ce gradient de température est initié par les différents processus de réchauffement et de refroidissement entre la surface et la base du manteau.

Dans le sud du Québec, à Sherbrooke, les conductivités thermiques mesurées sont comprises entre $0,04 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ et $0,08 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, avec une moyenne de $0,06 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (mesures réalisées par L. Arnaud, LGGE). Les densités associées à ces mesures sont de 110 à 320 kg m^{-3} . Au nord du Québec, à Kuujuaq, la gamme de conductivité thermique mesurée est plus large ($0,03\text{-}0,13 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et la moyenne est de $0,07 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (L. Arnaud) alors que la gamme de densité est plus restreinte ($180\text{-}300 \text{ kg m}^{-3}$). La température à la base du manteau diminuait le long du transect sud-nord, de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ à Sherbrooke et Sept-îles, à -2 et $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ à Schefferville jusque $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ dans la tundra.

A Dôme C, la moyenne des mesures de conductivités thermiques sur le premier mètre est de $0,13 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (L. Arnaud). La gamme de conductivités thermiques est de $0,05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à $0,17 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ avec des densités de la neige comprises entre 260 et 400 kg m^{-3} .

Sur les calottes polaires, la variation saisonnière de température est atténuée en une dizaine de mètres. A partir de 12 m de profondeur environ, la température représente la température moyenne annuelle du site. A Dôme C, elle vaut $218,47 \pm 0,28 \text{ K}$ ⁵.

La particularité du profil de température sur les calottes est d'avoir un gradient de température qui s'inverse au cours des saisons. En été, le rayonnement solaire chauffe la partie haute du manteau et le gradient de température est positif. En hiver, les couches de surfaces se refroidissent par transfert radiatif alors que les couches en profondeur se réchauffent dû au temps de propagation de la chaleur. Le gradient de température est alors négatif.

L'évolution de température dans le manteau est importante car la glace a une tension de vapeur fortement dépendante de la température. Ainsi, la présence du gradient de température va permettre des échanges de vapeur d'eau entre les grains de neige et les différentes couches du manteau. Ces échanges provoquent des transformations morphologiques importantes, via des actions thermodynamiques (microscopique et macroscopique). En plus de ces actions thermodynamiques, l'action mécanique de compaction contribue à la métamorphose des grains de neige.

Les grains de neige

Dans les descriptions suivantes, sur l'évolution de la forme et de la taille des grains, il sera fait référence à 5 types de grains (Figure 2.4) associés aux principales étapes de la métamorphose de la neige sèche : neige fraîche,

⁴Les densités dans le névé sont généralement supérieures à 550 kg m^{-3} .

⁵La température moyenne annuelle à 21 m de profondeur a été mesurée à $218,34 \pm 0,01 \text{ K}$, soit très légèrement inférieure à celle à 12 m.

particule reconnaissable, grain fin, grain à face plane, givre de profondeur (gobelet).

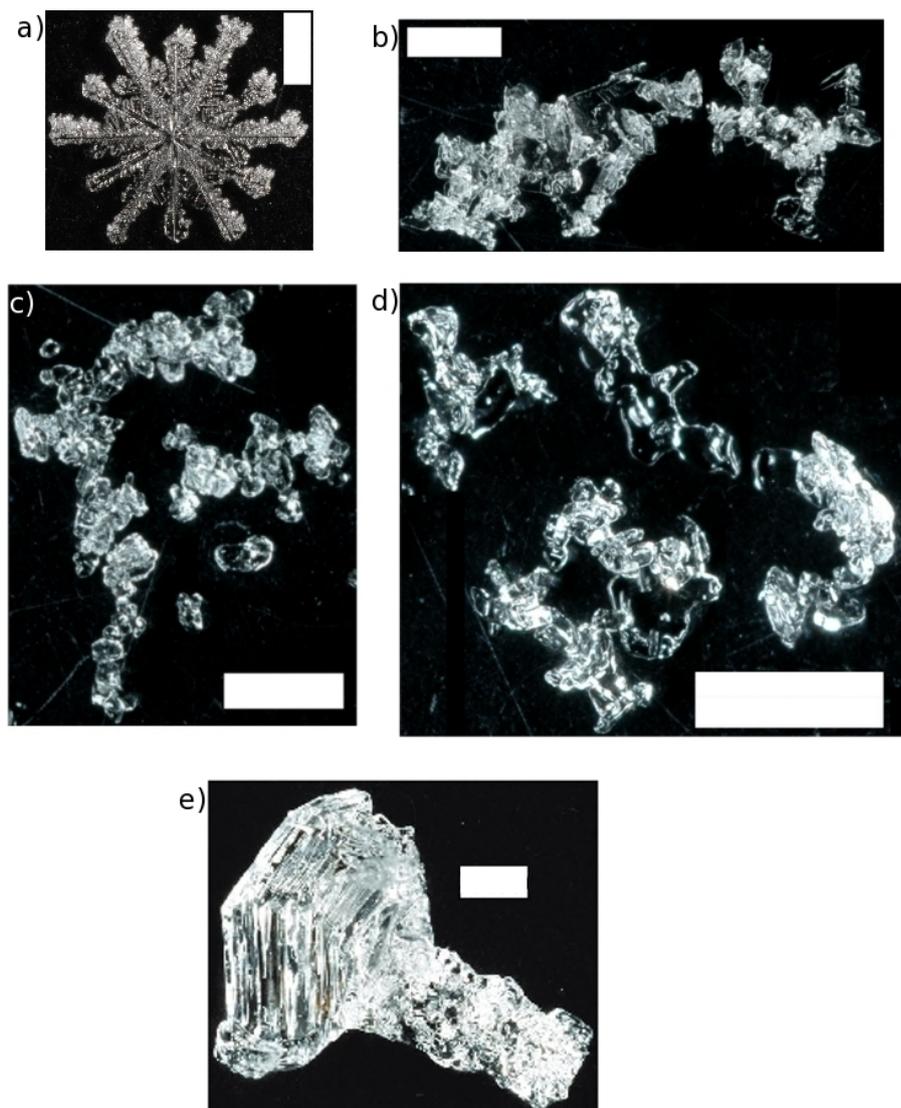


FIG. 2.4 – Macro-photographies des 5 principaux types de cristaux et grains de neige sèche, présentées dans l'ordre de la métamorphose : a) neige fraîche (cristal dendritique), b) particule reconnaissable, c) grain fin, d) grain à face plane et e) givre de profondeur. La longueur de la barre blanche correspond à 1 mm. *Ces photographies ont été prises par J.-C. Gallet (LGGE).*

L'action mécanique est la première action qui intervient dans la métamorphose de la neige. Elle est généralement rapide et se traduit par une destruction des cristaux de neige fraîche (sous forme dendritique, de colonne ou d'aiguille) en particules dont la forme précipitante initiale est encore reconnaissable (particule reconnaissable). L'action mécanique peut être provoquée par une compaction due au poids des couches supérieures ou par le vent, elle est associée à une augmentation de la densité.

L'action thermodynamique est une action de métamorphose continue qui dure pendant toute l'existence du manteau neigeux et les évolutions qui en dépendent sont lentes. L'action thermodynamique permet des échanges de vapeur d'eau à deux échelles distinctes, microscopique (à l'échelle du grain), grâce au gradient

de rayon de courbure du grain, et macroscopique (à l'échelle du manteau), grâce au gradient de température dans le manteau. Dans les deux cas, ces échanges de matière résultent d'une recherche permanente d'équilibre thermodynamique entre la phase solide et gazeuse dans le cas de la neige sèche, auxquelles peut se rajouter la phase liquide pour une neige humide.

L'action thermodynamique macroscopique, induite par le gradient de température, domine l'action microscopique dans la plupart des manteaux neigeux (Legagneux, 2003) et entraîne des flux de vapeur d'eau entre les couches de neige, modifiant ainsi leur microstructure. La vitesse de croissance des grains dépend du flux de vapeur d'eau et par conséquent du gradient de température.

Deux régimes distincts augmentent la taille des grains de neige au cours du temps, suivant que la neige soit sèche ou humide. La métamorphose de la neige est très différente dans ces deux régimes, mais les processus de ces deux tendent à faire grossir les plus gros grains au détriment des petits.

2.3.1 Métamorphose des grains en neige sèche

Dans un manteau sec, les deux actions thermodynamiques (microscopique et macroscopique) agissent. Le gradient de température est le moteur de la métamorphose thermodynamique macroscopique et sa valeur détermine l'évolution de la forme des cristaux.

D'une manière générale, les cristaux de neige fraîche évoluent vers des formes arrondies ou anguleuses. Après avoir subi une première action mécanique destructive plus ou moins importante, les grains de neige fraîche ou de particules reconnaissables se transforment en grains fins plus ou moins sphériques. Si les flux de vapeur sont suffisamment intenses, les cristaux évoluent en grains à faces planes. Cette évolution morphologique entraîne une perte de cohésion partielle entre les grains. Lors d'un gradient de température intense, supérieure à 20 K m^{-1} (Marbouty, 1980), les grains à face planes peuvent évoluer pour former du givre de profondeur. Ces cristaux ainsi obtenus n'ont aucune cohésion entre eux et seule la fonte peut les faire disparaître, cette transformation est irréversible.

Lorsque les températures sont basses, durant la nuit polaire ou lors d'un fort refroidissement nocturne par temps clair, du givre de surface peut se former par condensation de vapeur d'eau atmosphérique. Cette particularité a été observée dans les régions étudiées.

2.3.2 Métamorphose des grains en neige humide

Une couche de neige peut être rendue humide par percolation d'eau provenant des couches supérieures générée par fusion ou apportée par la pluie. En métamorphose humide, la couche de neige est isotherme et proche de 0°C . L'humidité de la neige se quantifie par la Teneur en Eau Liquide (TEL). La TEL est le moteur de la métamorphose en neige humide, elle est d'autant plus rapide que la TEL est élevée.

Sous l'effet des forces de capillarité, l'eau se localise aux points de contact des grains ainsi que dans les zones concaves sous forme de film. Alors, la cohésion de capillarité remplace la cohésion de frittage (cohésion mécanique, accentuée par le vent) et lors d'un regel une solidification se produit. La chaleur de solidification dégagée fond les petits grains environnants au profit des plus gros qui grossissent et s'arrondissent. Ces grains se regroupent généralement en agglomérats (Figure 2.5(a)).

Le refroidissement nocturne d'un manteau contenant une couche humide entraîne la solidification de ces agglomérats (Figure 2.5(b)) et la formation d'une couche de regel dure et cohésive.

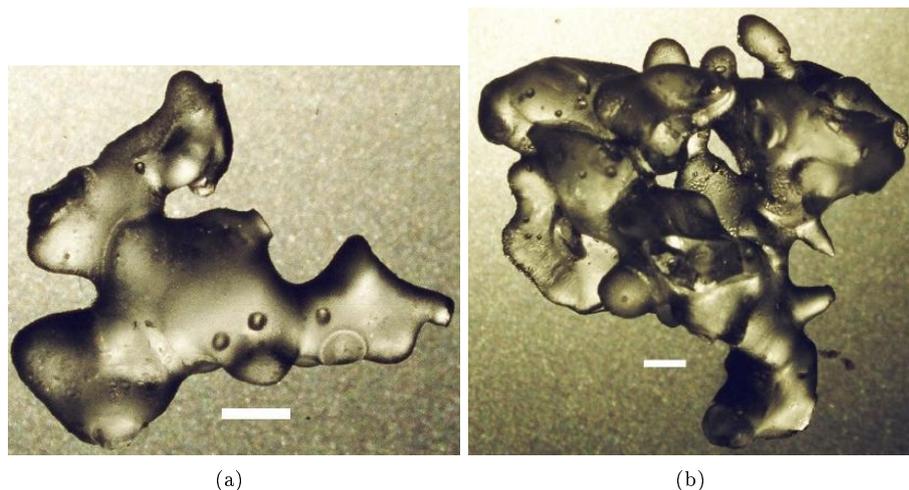


FIG. 2.5 – Macro-photographies de grains de neige humides (a) et regelés (b). La longueur de la barre blanche correspond à 1 mm. Photographies de F. Dominé (LGGE).

Quelque soit la métamorphose, sèche ou humide, elle se traduit par des évolutions de la taille, de la forme et de l'agencement des grains de neige et modifie également les autres propriétés physiques du manteau telles que la densité, la conductivité thermique et l'albédo. La section suivante présente les différentes variables utilisées pour quantifier la taille des grains de neige.

2.4 La taille de grains

La taille de grains d'une couche de neige homogène est définie par la taille moyenne des grains caractéristiques de la couche. Si différents types de grains sont présents, la moyenne de la taille pour chacun des types doit être mesurée (Colbeck et al., 1993). Or, la forme des grains de neige est très variable (Figures 2.4 et 2.5) et cela rend la mesure de leur taille difficile. D'autant plus qu'elle peut dépendre de l'observateur. Il existe de nombreuses variables pour quantifier la taille des grains. Dans les paragraphes suivants sont présentées les variables les plus usuelles (p. ex. l'extension maximale du grain, le rayon moyen) et celles utilisées dans les prochains chapitres, le rayon optique, la longueur de corrélation et la surface spécifique, pour piloter les différents modèles de transfert radiatif.

La mesure de l'extension maximale du grain pour quantifier sa taille est la méthode recommandée par Colbeck et al. (1993). Une autre méthode, largement utilisée, consiste à mesurer le rayon moyen des grains. Mais, à cause de la forme variable des grains, la définition du rayon moyen est une notion complexe (Aoki et al., 2000). Plusieurs interprétations ont été proposées pour quantifier le rayon moyen (Dobbins et Stephens Jizmagian, 1966; Wiscombe et Warren, 1980; Pollack et Cuzzi, 1980; Grenfell et al., 1981; Aoki et al., 1998; Lesaffre et al., 1998; Aoki et al., 2000; Fierz et Baunach, 2000; Nakamura et al., 2001; Gay et al., 2002), parmi ces dernières on compte :

- la moitié de la plus grande dimension de la particule de neige ;
- la moitié de la plus courte dimension de la particule de neige non-sphérique ;
- le rayon du disque dont la surface est équivalente à celle de la section de la particule de neige non-sphérique ;
- la moyenne des rayons de courbure positifs de la périphérie du grain ;
- le rayon d'une sphère dont le volume est équivalent à celui de la particule de neige ;
- le rayon d'une sphère dont le rapport de la surface sur le volume est équivalent à celui de la particule de neige non-sphérique.

Dans ce manuscrit, les variables rayon optique, longueur de corrélation et surface spécifique, sont utilisées. Dans les modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige utilisés dans nos études, la taille des grains est quantifiée soit par la longueur de corrélation (p. ex. avec le Microwave Emission Model of Layered Snowpack MEMLS ; présenté dans le Chapitre 3 Section 3.4.2), soit par le rayon d'une sphère lorsque les grains sont représentés par cette géométrie (p. ex. avec le modèle Dense Media Radiative Transfer DMRT ; présenté dans le Chapitre 3 Section 3.4.3).

2.4.1 Le rayon optique

Le rayon optique d'un grain r_{opt} est le rayon d'une sphère qui possède les mêmes propriétés de diffusions optiques que le grain en question (Mätzler, 2002). Cette notion de taille de grains optique est très utilisée en transfert radiatif de la neige dans le visible et l'IR (Grenfell et Warren, 1999). Toutefois, il a été montré que la paramétrisation des grains par des sphères est simplificatrice (Kokhanovsky et Zege, 2004; Picard et al., 2009). Pour pallier à cette simplification, de nouvelles représentations des grains sont proposées, notamment avec des imbrications de sphères (Kokhanovsky et Zege, 2004; Tse et al., 2007).

2.4.2 La longueur de corrélation

Si la neige est considérée comme un milieu isotrope, d'air et de glace, elle peut être décrite statistiquement par une fonction d'auto-corrélation (Mätzler, 1997). La longueur de corrélation, principal paramètre de la fonction d'auto-corrélation (Debye et al., 1957), est définie théoriquement comme étant la pente de la fonction d'auto-corrélation pour une élongation nulle. Elle représente la distribution des distances pour qu'à partir d'une position quelconque dans la couche de neige il y ait un changement de milieu (Figure 2.6).

Il existe deux autres méthodes alternatives pour mesurer la longueur de corrélation d'un échantillon de neige (Mätzler, 2002), la longueur d'interception (à partir des mesures stéréologiques) et la relation avec le rapport surface sur volume du grain de neige.

Il n'existe pas de relation unique entre la longueur de corrélation et la taille/forme des grains et la densité. Habituellement, la longueur de corrélation est reliée au rayon optique et à la densité par l'Equation 2.3 (Mätzler, 2002).

$$p_c = \frac{4}{3} \cdot (1 - f) \cdot r_{opt} \quad (2.3)$$

La longueur de corrélation est une variable descriptive de la structure de la neige essentielle dans le calcul de la diffusion électromagnétique (p. ex. Wiesmann et al., 1998). La longueur de corrélation est utilisée dans les modèles de transfert radiatif basés sur l'approximation de Born (Mätzler, 1998) et la théorie des fortes fluctuations (Stogryn, 1984).

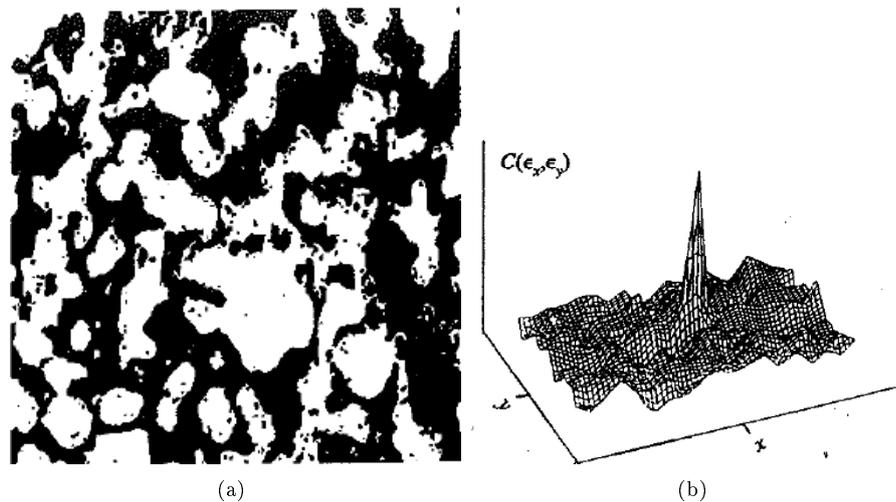


FIG. 2.6 – (a) Image d'un échantillon de neige digitalisée, les parties noires et blanches représentent respectivement l'air et la glace. (b) Fonction de corrélation associée à l'image (a), (figures 3.7 et 3.8, Jin, 1994)

2.4.3 La surface spécifique

La surface spécifique (notée par la suite SSA pour désigner le terme anglophone *Specific Surface Area*) d'un matériau finement divisé comme la neige correspond à la surface accessible aux gaz par unité de masse (Legagneux et al., 2002). Elle s'exprime en $m^2 kg^{-1}$ selon la relation suivante :

$$SSA = \frac{S}{\rho_{glace} \cdot V}, \quad (2.4)$$

où S et V sont respectivement la surface et le volume de glace. La surface spécifique est inversement proportionnelle au rayon optique du grain :

$$SSA = \frac{3}{\rho_{glace} \cdot r_{opt}}. \quad (2.5)$$

Comme nous l'avons vu dans la Section 2.3, l'action de la métamorphose sur les cristaux de neige entraîne un grossissement des grains au cours du temps. Cela se traduit donc par une diminution de la surface spécifique de la neige (p. ex. Legagneux et al., 2003, 2004).

La surface spécifique et la longueur de corrélation sont reliées au rayon optique. En combinant les Equations 2.3 et 2.5, il vient :

$$SSA = \frac{4 \cdot (1 - f)}{\rho \cdot p_c}. \quad (2.6)$$

Il existe plusieurs méthodes de mesure de la SSA basées sur des mesures bidimensionnelles des grains de neige, la stéréologie (p. ex. Arnaud et al., 1998), ou tridimensionnelles. Ces dernières consistent soit à déterminer la surface du grain de neige accessible au méthane gazeux à 77 K (Legagneux et al., 2002), soit à analyser des images acquises par tomographie aux rayons X (Flin et al., 2003; Barnola et al., 2004; Kerbrat et al., 2007) ou

à mesurer la réflectance des grains de neige dans le domaine spectral du proche IR (Domine et al., 2006; Matzl et Schneebeli, 2006; Painter et al., 2007; Gallet et al., 2009).

La méthode la plus ancienne est la stéréologie, elle consiste à dériver des informations tridimensionnelles à partir d'une étude bidimensionnelle (Underwood, 1970). Cette méthode, appliquée à la neige (p. ex. Perla et al., 1986; Arnaud et al., 1998), consiste à analyser des coupes bidimensionnelles d'échantillons de neige (Figure 2.6(a)) prélevés puis conservés dans un produit limitant la métamorphose. Par une succession de traitement d'image il est possible de déterminer la SSA de l'échantillon (Matzl, 2006, chapitre 2 *Stereological measurements of the Specific Surface Area (SSA)*).

Une méthode plus récente utilise la mesure de la réflectance de la neige dans l'IR (Domine et al., 2006; Matzl et Schneebeli, 2006). La Figure 2.7 montre l'évolution de la réflectance entre 300 nm et 2500 nm pour trois valeurs de SSA. Plus la surface spécifique est grande (c.-à-d. des grains avec un faible rayon optique), plus la réflectance est élevée. La meilleure sensibilité de la réflectance IR à la taille des grains se situe dans la gamme de longueurs d'onde comprise entre 850 et 1310 nm. Pour des longueurs d'onde inférieures à 850 nm, la réflectance devient sensible aux impuretés.

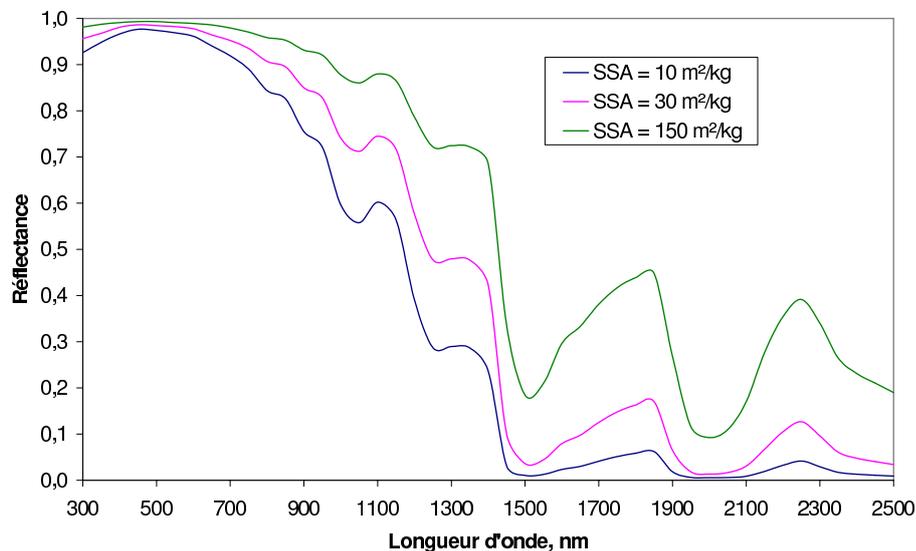


FIG. 2.7 – Réflectance de la neige dans le domaine spectral 300-2500 nm pour trois valeurs de SSA, 150, 30 et $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ (de haut en bas). *Evolutions modélisées par J.-C. Gallet (LGGE) avec le modèle DISORT.*

Avec un radiomètre optique de terrain, il a été montré que les mesures de SSA dérivées de la réflectance IR sont bien corrélées avec les SSA mesurées par adsorption de méthane à 77 K (Domine et al., 2006). Des études sont également en cours pour confirmer cette bonne corrélation avec une sphère intégrante (Gallet et al., 2009).

L'ensemble des méthodes précédemment décrites requiert systématiquement un prélèvement de neige pour la mesure. Actuellement, une seule méthode permet de déterminer des profils de surfaces spécifiques continues sans prélèvement. Elle est basée sur la mesure de la réflectance proche IR avec un appareil photographique modifié (Matzl et Schneebeli, 2006).

Cette dernière méthode est exploitée dans le Chapitre 4 pour modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C. Elle a aussi été utilisée au Québec lors de la campagne de mesure réalisée dans le cadre de l'Année Polaire Internationale (Annexe E Langlois et al., Soumis 2009). Les paragraphes suivants détaillent le protocole de cette mesure, utilisée dans la suite du manuscrit.

La photographie proche infrarouge

L'appareil photographique utilisé pour mesurer la réflectance proche IR de la face d'un puits de neige est un réflex Canon 400D modifié. Le filtre qui sélectionne les longueurs d'onde visibles a été remplacé par un filtre qui limite les longueurs d'onde d'entrées à celles comprises entre 850 et 1100 nm.

Tout d'abord le puits est creusé afin que le soleil n'éclaire pas la face à photographier. Un soin particulier est porté à la préparation de cette face pour qu'elle ne soit ni concave, ni convexe. Si une ombre est présente sur la face du puits, les réflectances mesurées et les SSA déduites sont alors sous-estimées. La face est donc soigneusement préparée avec une lame ou une scie lorsque les couches de neige sont denses ou ont subi un cycle de fonte-regel.

Une fois la face du puits préparée, au minimum quatre paires de références calibrées (Spectralon 50% et 99%) sont positionnées aux quatre coins de la face. Ces références servent à calibrer la mesure de la réflectance de la neige. L'appareil est placé à environ 1,5 m de la face du puits, avec un système d'optique d'une focale de 24 mm. L'ouverture est conservée constante à F/2,8 alors que le temps d'exposition est déterminé pour chaque puits selon l'éclairement ambiant.

La Figure 2.8 présente le dispositif utilisé avec l'emplacement des références calibrées ainsi que des barres en Téflon pour contrôler l'évolution verticale de la luminosité.

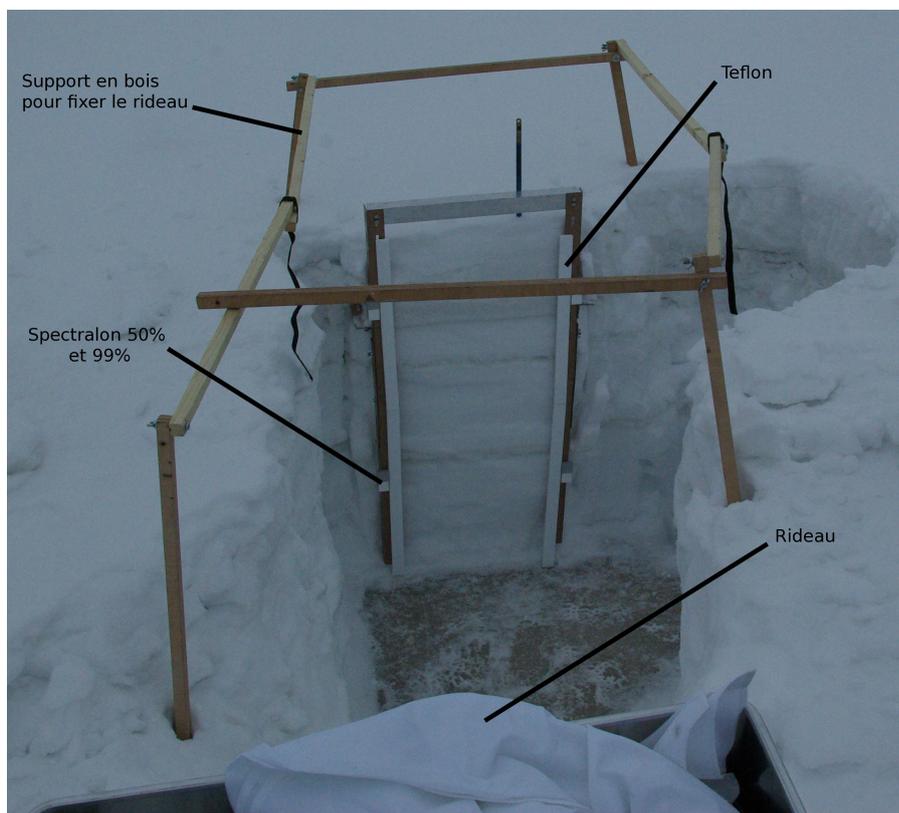


FIG. 2.8 – Photographie du dispositif pour mesurer la réflectance IR de la face du puits avec un appareil photographique modifié. Les photographies sont prises sous une lumière diffuse obtenue avec un rideau translucide placé sur le support en bois. Sur la face du puits sont placées des références calibrées (Spectralon 50% et 99%) ainsi que des barres de Téflon. *Photographie prise le 27 février 2008 à Sept-Iles, Québec (L. Brucker).*

Une photographie d'un panneau homogène à réflectance connue, placé devant la face du puits, est également prise afin de corriger les variations verticales et horizontales d'éclairement ambiant présentes sur la face du

puits. Toutes ces photographies sont prises sous un éclairage diffus obtenu à l'aide d'un rideau translucide.

Pour l'exploitation des photographies, il existe des relations théoriques et empiriques pour calculer la SSA à partir de la mesure de la réflectance. Trois relations sont utilisées et discutées dans le Chapitre 4.

2.5 Modélisation de l'évolution de la neige

De nombreuses thématiques s'intéressent à la modélisation de la métamorphose de la neige dans le contexte météorologique (pour l'interprétation des échanges énergétiques); climatique (pour déterminer l'extension du couvert neigeux, les échanges hydrologiques, le bilan de masse des calottes polaires et des glaciers); glaciologique (pour comprendre le piégeage des bulles d'air considérées comme des archives glaciaires et ainsi estimer la profondeur où se déroule la fermeture des pores afin de limiter l'incertitude lors des datations – conversion profondeur-année); d'estimation de risque (prévision du risque d'avalanche, évolution de l'état des routes).

2.5.1 Etat de l'art

Un intérêt certain pour modéliser l'évolution de la neige a entraîné le développement de nombreux modèles au cours des 40 dernières années pour une large gamme d'applications. Ainsi la complexité des modèles est très variable, du simple schéma de sol avec des paramètres constants jusqu'à des modèles multi-couches intégrant des processus de métamorphose. Une description et analyse de 23 modèles sur différents types de manteau ont été faites durant le premier projet d'intercomparaison des modèles de neige Snow Model Intercomparison Project 1 (SnowMIP 1) (Etchevers et al., 2002; Etchevers et al., 2004). Dans cette étude, les modèles ont été classés en 4 niveaux de complexité :

1. très simple (modèle monocouche, bilan énergétique simplifié);
2. simple (modèle monocouche, bilan énergétique détaillé);
3. complexe (modèle au moins bicouche);
4. très complexe (modèle multicouche, intégrant des processus de métamorphose).

Seuls trois modèles sont classés niveau 4 : Crocus, SNTherm et SNOWPACK. Dans la fin des années 1980, le Centre d'Etude de la Neige (Centre National de Recherches Météorologiques) a développé Crocus, le premier modèle d'évolution physique de la neige (Brun et al., 1989, 1992). A suivi le modèle SNTherm de l'US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) (Jordan, 1991) puis en 1999 c'est le modèle SNOWPACK du WSL Institute for Snow and Avalanche Research qui a été présenté (Lehning et al., 1999; Bartelt et Lehning, 2002).

Ces trois modèles classés très complexes décomposent le manteau en plusieurs couches et appliquent à chacune d'elles l'équation de conservation de la masse et de l'énergie. Les modèles Crocus et SNOWPACK ont été initialement développés pour la prévision du risque d'avalanche dans les Alpes. SNTherm a été pensé à des fins d'ingénierie et de recherches météorologiques et hydrologiques (p. ex. pour l'étude de la température de la neige et de la fonte), une de ses spécificités est la modélisation du transport de la vapeur d'eau dans le manteau.

SNOWPACK est le plus récent des modèles de niveau 4, il est intégralement décrit dans Bartelt et Lehning (2002), Lehning et al. (2002b) et Lehning et al. (2002a). Ces articles abordent la paramétrisation des flux, de la microstructure, de la formation et de l'évolution des couches fines du manteau ainsi qu'une méthode de forçage météorologique. En effet, SNOWPACK permet d'assimiler les hauteurs mesurées afin de modifier les précipitations. Il permet également d'estimer une densité de la neige fraîche à partir des conditions météorologiques. En comparaison, Crocus ne permet qu'une paramétrisation de la densité de la neige fraîche en fonction de la vitesse du vent et de la température de l'air. Le formalisme des lois de métamorphose utilisé dans SNOWPACK

est similaire à celui implémenté dans le modèle Crocus.

Dans cette thèse, la modélisation de la neige permet d'estimer l'évolution temporelle de l'équivalent en eau de la neige et d'alimenter un modèle de transfert radiatif micro-onde. Afin de considérer l'évolution verticale des propriétés physiques de la neige, les modèles requis doivent être en mesure de prévoir toute la stratigraphie du manteau neigeux, de l'évolution de la hauteur jusqu'à l'évolution de la taille des grains. Ainsi, seuls les modèles de niveau 4, multicouches et intégrant des paramétrisations de la métamorphose, peuvent être utilisés ici. Dans cette thèse, le modèle Crocus a été choisi car il permet d'accéder à toutes les variables nécessaires et a déjà été utilisé dans la modélisation du manteau neigeux en Antarctique (p. ex. Dang et al., 1997; Genthon et al., 2008). De plus ce choix a été renforcé dans le cadre d'une collaboration avec J.-M. Willemet et P. Etchevers (Centre d'Etudes de la Neige, Centre National de Recherches Météorologiques, Grenoble).

Une comparaison des modélisations de l'équivalent en eau de la neige au Québec a été faite en utilisant les trois modèles de niveau 4 listés ci-dessus (Langlois et al., 2009). Les modélisations avec SNOWPACK ont été réalisées par A. Langlois (CARTEL) et celles avec SNTherm par J. Kohn (CARTEL), les résultats sont présentés dans le Chapitre 7.

2.5.2 Le modèle Crocus

Le modèle d'évolution thermodynamique de la neige Crocus a été développé pour la prévision du risque d'avalanche. Crocus est utilisé en mode opérationnel depuis 1992 sur les massifs montagneux français. Il permet de modéliser à la fois le bilan d'énergie en surface et l'évolution interne du manteau. Il est présenté dans deux papiers : Brun et al. (1989) décrivent l'évolution énergétique et massique du manteau, et Brun et al. (1992) présentent la paramétrisation des lois de métamorphose des grains de neige.

Les variables d'entrées

Crocus est un modèle unidimensionnel, c.-à-d. que le manteau neigeux est considéré comme un empilement de couches parallèles. L'évolution du manteau est calculée à partir des conditions météorologiques et de son état précédent. Les variables météorologiques d'entrée, requises au pas horaire, sont :

- la température de l'air ;
- la vitesse du vent ;
- l'humidité relative ;
- les précipitations, quantité et phase (solide, liquide ou mixte) ;
- le rayonnement infrarouge incident ;
- le rayonnement solaire incident direct ($S_{dir} \downarrow$) ;
- le rayonnement solaire incident diffus ($S_{diff} \downarrow$) ;
- la nébulosité.

Les principaux processus

Crocus modélise la plupart des processus affectant l'évolution du manteau neigeux avec un pas de temps de 15 minutes. Les variables de température, vent et d'humidité sont interpolées de l'heure au quart d'heure alors que les rayonnements restent constants sur l'heure. Pour les précipitations, la répartition est optionnelle. A chaque pas de temps, le profil de température dans le manteau est résolu afin de calculer 1) les échanges

d'énergie et de masse entre chaque couche, et 2) la métamorphose des grains de neige, l'albédo et la percolation. Crocus gère également la remontée d'eau, depuis le sol dans le manteau, par capillarité. Cette eau est ensuite disponible pour former une croûte de regel suivant la température de la couche.

Plus en détail, dans un premier temps Crocus calcule les propriétés physiques du manteau utiles pour déterminer le profil de température (p. ex. le coefficient de conduction, la capacité calorifique, le coefficient d'extinction du rayonnement courte longueur d'onde). Ensuite sont déterminées les variations de masse dues aux flux de chaleur. Les échanges se font avec la couche de surface, si cette dernière n'est pas suffisante, il y a soit agrégation soit disparition du manteau.

Pour éviter des états thermodynamiques impossibles, il existe une correction des anomalies (p. ex. si une température de la neige est supérieure à celle de fusion de l'eau ou une température inférieure à 0°C avec une présence d'eau liquide dans la couche). Ces corrections entraînent un changement de phase suivi, si besoin, d'une agrégation des couches concernées. L'eau liquide, dans le manteau neigeux, percole si la couche est complètement saturée en eau liquide. L'eau de fonte est évacuée à la base du manteau. Lors du regel, il y a une densification et un amincissement de la couche.

S'en suit une étape clef de Crocus, la métamorphose des grains et le tassement mécanique des couches. Il existe un continuum de la taille de grains dans Crocus grâce à deux types de grains, les grains dendritiques et les grains non-dendritiques. Pour chacun de ces types, Crocus fait évoluer à chaque fois deux variables, la dendricité/sphéricité si les grains sont dendritiques ou la sphéricité/taille s'ils sont non-dendritiques. De plus, Crocus distingue la métamorphose en neige sèche et neige humide. Si la neige est sèche, trois paramétrisations sont possibles en fonction du gradient de température (faible, moyen ou fort). Pour la densification, le tassement suit une loi de viscosité adaptée selon le type de grains.

En dernier lieu sont calculés les bilans thermiques et de masses (dus aux précipitations et aux flux de chaleur). La neige fraîche est ajoutée juste avant le réarrangement du profil stratigraphique par dédoublement ou par agrégation. L'agrégation se fait en fonction de l'épaisseur de chaque couche, supérieure ou inférieure, ayant les caractéristiques stratigraphiques les plus proches.

Les variables de sorties

À l'issue de ces calculs, le profil modélisé est disponible au pas horaire et contient au maximum 50 couches dont chacune est définie par :

- l'épaisseur ;
- la température ;
- la densité ;
- la Teneur en Eau Liquide (TEL) ;
- le type et la taille des grains (dendricité/sphéricité ou sphéricité/taille) ;
- la variable historique des grains⁶ ;
- la date de formation.

Les validations de Crocus

Crocus a été validé en de nombreux sites français (Martin et al., 1994; Martin, 1995). Il a été depuis appliqué à d'autres régions et d'autres classes de manteaux neigeux : en Antarctique (Dang et al., 1997; Genthon et al.,

⁶La variable historique est un indicateur de la présence à un moment donné de grains à face plane et/ou d'eau liquide

2008), dans les Andes boliviennes (Lejeune et al., 2003), dans le sous-bassin de la rivière La Grande (Québec) qui est une région de transition entre la taïga et la toundra dominée par une forêt ouverte (Savary et al., 2004), à Fairbanks (Alaska, Etats-Unis) (Jacobi et al., Soumis). La paramétrisation de la métamorphose de Crocus a également été appliquée au Groenland (Lefebvre et al., 2003). Enfin, le Modèle Atmosphérique Régional MAR intègre Crocus dans son schéma de sol Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer scheme, SISVAT (Gallée et Brun, 2001).

Une étude de sensibilité de Crocus en Antarctique a été réalisée dans le cadre de Polar Snow. Cette étude a mis en évidence deux difficultés en région polaire (Martin, 2005). 1) La densité de la neige fraîche est sous-estimée. Crocus modélise la densité de la neige fraîche avec une paramétrisation de la température de l'air et du vent. Cette paramétrisation est empirique, elle a été calibrée au col de Porte (1300 m dans les Alpes). 2) La métamorphose des grains dendritiques n'est pas possible. Seuls les grains à faces planes et le givre de profondeur peuvent grossir. En effet, la variabilité des précipitations et le fort gradient de température permettent de modéliser des couches de givre de profondeur.

Au lieu de reproduire ici une liste exhaustive des paramétrisations utilisées par ce modèle, disponible dans les articles de références (Brun et al., 1989, 1992), la suite de ce chapitre porte uniquement sur les paramétrisations «sensibles» du modèle. Les paramétrisations dites «sensibles» sont celles qui ont nécessité une attention particulière au cours des travaux présentés dans les chapitres suivants. Il s'agit à la fois de celles relatives aux variables météorologiques requises en entrée du modèle (la nébulosité, la décomposition du rayonnement solaire global en rayonnement direct et diffus, la détermination de la phase des précipitations) et celles relatives aux processus (albédo, métamorphose, tassement).

La nébulosité

La nébulosité est la fraction de la voûte céleste occultée par les nuages, elle s'exprime en dixième dans Crocus. La nébulosité est exploitée par le modèle pour calculer la répartition du rayonnement solaire direct/diffus dans les trois bandes spectrales utilisées dans le calcul de l'albédo.

La nébulosité est une variable peu mesurée qui, dans nos études, a dû être estimée. Cependant, son estimation à partir de la seule connaissance des paramètres météorologiques est délicate.

Des méthodes complexes existent pour estimer la couverture nuageuse, telles que la relation de Berlianda entre les radiations grandes longueurs d'onde ascendantes et descendantes, la température et l'humidité de l'air (Lejeune et al., 2003).

Une autre approche développée par Wagnon (1999) compare la radiation solaire globale mesurée à deux valeurs théoriques maximale et minimale. Lorsque le rayonnement mesuré atteint la valeur théorique maximale, le ciel est clair, s'il atteint la valeur minimale alors la nébulosité est totale. Entre ces deux seuils extrêmes, la relation suppose que la nébulosité varie linéairement en fonction de la radiation solaire globale.

Dans le Chapitre 7, la sensibilité de l'équivalent en eau du manteau modélisée en fonction de la nébulosité est présentée, en étudiant les deux cas extrêmes (un ciel clair et une nébulosité totale) et un cas intermédiaire avec une paramétrisation binaire basée sur une valeur seuil de l'humidité de l'air et la présence ou non de précipitation. Cette dernière paramétrisation permet une bonne modélisation de la date de disparition du manteau saisonnier au printemps (Chapitre 7).

La répartition du rayonnement solaire incident direct et diffus

Crocus distingue en entrée le rayonnement solaire direct et diffus. Cette distinction intervient dans le calcul de l'albédo et s'avère particulièrement importante au printemps. En effet, une diminution de l'albédo à cette saison augmente l'énergie absorbée par le manteau et accélère la fonte.

Les mesures dont nous disposons sont celles de la radiation globale à courte longueur d'onde. Il faut donc à partir de la mesure globale décomposer le rayonnement solaire en une fraction provenant directement du Soleil sur le manteau et une autre provenant de manière diffuse.

Tout comme pour l'estimation de la nébulosité, différentes méthodes peuvent être utilisées pour décomposer le rayonnement solaire (p. ex. Bindi et al., 1992; de la Casinière, 2003; Lejeune et al., 2003). Il est possible, pour un site donné, de calculer les rayonnements théoriques globaux de la radiation directe et diffuse en prenant en compte l'absorption gazeuse, la diffusion moléculaire et celle due aux aérosols ainsi que l'atténuation due à l'atmosphère, l'isotropie du rayonnement diffus du ciel, l'influence de la nébulosité et des masques due à l'horizon visible.

Toutes les méthodes requièrent la nébulosité comme variable. Or cette variable n'a pas été mesurée mais elle a été paramétrée de manière binaire. Il ne semble donc pas raisonnable dans notre cas d'utiliser des paramétrisations de la répartition directe/diffuse trop évoluées.

Par conséquent, une relation empirique simple, fonction de la nébulosité, a été utilisée (relation de Collares et Rabl) :

$$S_{diff} \downarrow = (0,2 + 0,8 \cdot \text{nébulosité}) \cdot S_{total \text{ mesuré}} \quad (2.7)$$

$$S_{dir} \downarrow = S_{total \text{ mesuré}} - S_{diff} \downarrow \quad (2.8)$$

Les précipitations

Les précipitations sont décrites en entrée de Crocus par la quantité et la phase, c.-à-d. s'il s'agit de pluie, ou à l'opposé de neige sèche ou encore d'un évènement précipitant mixte composé d'une fraction d'eau liquide. La taille/forme des grains de neige fraîche résultant de la précipitation est définie par défaut et est fixe.

Les précipitations sont dites «sensibles» pour trois raisons distinctes : leur fréquence, leur phase et la forme des grains de neige fraîche.

La fréquence des précipitations Si la précipitation est faible, la couche de neige fraîche formée en surface est trop fine pour perdurer et se retrouve agrégée à la couche inférieure sans formation d'une nouvelle couche. L'agrégation est pondérée par la hauteur des deux couches, ainsi la fine couche de surface agrégée n'influence quasiment pas les propriétés de la couche inférieure.

Cela pose problème lors de la modélisation du manteau en Antarctique, et en particulier sur le Plateau où l'accumulation est très faible. Pour l'Antarctique, nous avons modifié la fréquence des précipitations. Une précipitation ne pouvait avoir lieu que lorsqu'elle formerait une nouvelle couche pérenne en surface (cela représente une précipitation d'environ un millimètre).

La phase des précipitations En plus de la difficulté à mesurer la quantité des précipitations neigeuses, il faut obtenir une information sur la phase des précipitations. La variable d'entrée du modèle est la fraction d'eau liquide de la précipitation.

Sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est cet aspect ne pose pas de problème car les températures sont basses et les précipitations sont toujours solides. Par contre dans un climat plus tempéré, en présence d'un manteau saisonnier où l'épaisseur est une propriété importante du manteau, l'estimation de la phase des précipitations est capitale et requiert une attention particulière. De plus, comme nous l'avons vu, il existe deux types de métamorphose, celle en neige sèche et celle en neige humide. Il est donc important d'estimer au mieux la fraction d'eau liquide de la précipitation, afin d'utiliser les lois de métamorphose les plus appropriées.

Lors de la modélisation du manteau saisonnier, nous avons testé plusieurs paramétrisations de la phase en fonction de la température. Celle que nous avons retenue ne considère pas les précipitations de neige humide,

ce qui est également le cas du modèle SNOWPACK. Ici, la distinction entre une précipitation solide et liquide se fait à partir d'une température de l'air supérieure à 2°C (Chapitre 7).

La taille/forme des grains de neige fraîche Par défaut, la neige fraîche est dendritique, donc décrite par le couple dendricité/sphéricité. Or, en Antarctique, les températures sont toujours très froides et les grains de type dendritiques dans Crocus ne parviennent pas à se métamorphoser malgré la présence de fort gradient de température. Ainsi dans le cas de l'Antarctique, nous avons défini la neige fraîche comme des grains fins, c.-à-d. non-dendritique. Ce qui peut se justifier par le fait que cette neige est toujours soufflée, donc morphologiquement proche des grains fins.

La métamorphose des grains

Dans Crocus, les grains sont définis par deux variables liées, la dendricité/sphéricité pour des grains dendritiques ou la sphéricité/taille optique pour des grains non-dendritiques. La **dendricité** est une variable qui décrit l'aspect étoilé du grain alors que la **sphéricité** décrit le rapport des grains ronds sur ceux anguleux. La dendricité ne peut que diminuer durant la métamorphose et lorsqu'elle atteint sa limite basse, les grains de neige sont soit des grains fins s'ils sont sphériques, soit facettés s'ils sont anguleux (variable de sphéricité nulle) ou alors dans un état intermédiaire suivant leur sphéricité (Figure 2.9).

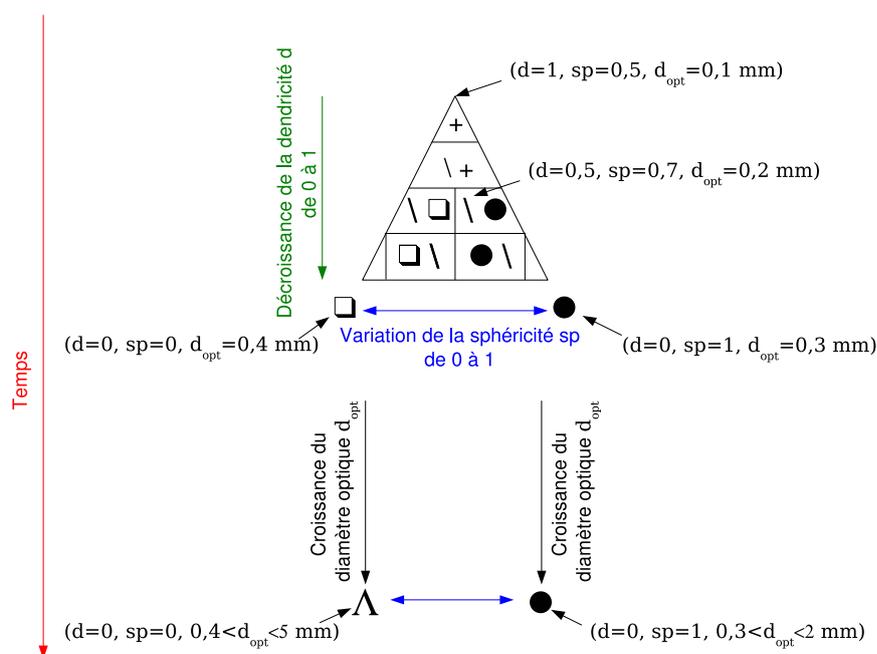


FIG. 2.9 – Evolution des variables de la taille de grains de Crocus, dendricité/sphéricité et sphéricité/taille, au cours de la métamorphose. d , sp et d_{opt} symbolise respectivement la dendricité, la sphéricité et le diamètre optique. Les symboles permettent le lien entre les variables descriptives continues de Crocus et la classification des grains de neige de Colbeck et al. (1993). Cette figure a été adaptée de la figure 1 de Brun et al. (1992).

Crocus distingue la métamorphose de la neige sèche et humide et, dans les deux cas, des lois de métamorphose différentes sont utilisées suivant que la neige soit dendritique ou non-dendritique. La métamorphose en neige sèche dépend de la valeur du gradient de température suivant qu'il soit faible ($< 5 \text{ K m}^{-1}$), moyen (compris entre 5 et 15 K m^{-1}) ou fort ($> 15 \text{ K m}^{-1}$). La métamorphose en neige humide est une fonction de la TEL.

Enfin, différentes paramétrisations de la métamorphose sont utilisées suivant l'historique des métamorphoses précédemment subies par les grains de la couche. Six valeurs de variable historique sont possibles :

1. Grain à caractère anguleux ;
2. Grain étant en contact pour la première fois avec de l'eau liquide mais n'ayant pas eu de caractère anguleux ;
3. Grain étant en contact pour la première fois avec de l'eau liquide mais ayant eu auparavant un caractère anguleux ;
4. Grain ayant subi au moins un cycle gel/dégel mais n'ayant pas eu de caractère anguleux avant la première humidification ;
5. Grain ayant subi au moins un cycle gel/dégel et ayant eu un caractère anguleux avant la première humidification ;
0. Autres cas.

Ces paramétrisations de la métamorphose sont semi-empiriques et ont été déduites à partir d'expériences en laboratoire et *in situ* (Brun et al., 1992). Elles ne sont pas nécessairement précises pour la métamorphose en neige humide (Chapitre 8). De plus, ces lois n'ont pas été validées en Antarctique où les températures dans le manteau sont très basses, le gradient de température important dans le premier mètre et les durées de métamorphoses très longues (pluriannuelles).

L'albédo

Crocus permet une paramétrisation du «vieillissement» de la couche de surface, dû aux par exemple aux poussières, et qui se traduit par une diminution de son albédo dans le visible. En Antarctique, il y a peu de poussières et la neige reste longtemps exposée en surface à cause de la très faible accumulation.

Lors de l'utilisation de Crocus en Antarctique, cette paramétrisation du vieillissement est supprimée, car elle entraîne rapidement un albédo proche de 0,65. Ainsi une grande quantité d'énergie est absorbée dans le manteau et une perte de masse se produit.

Pour la modélisation des manteaux saisonniers, cette paramétrisation est conservée et inchangée.

La densification

Crocus modélise la densification par un tassement mécanique dû au poids des couches supérieures. Il considère la neige comme un fluide très visqueux, la loi de tassement est basée sur une viscosité Newtonienne dépendant de la température, de la densité et du type de grain. Crocus ne modélise pas la densification par le vent.

Nous avons constaté une sous-estimation de la densification sur une neige saisonnière. Nous n'avons pas d'autre suggestion mise à part celle déjà proposée par Savary et al. (2004) qui est l'ajustement du coefficient de viscosité.

2.6 Conclusion

Quelque soit le type de manteau neigeux, permanent ou saisonnier, la métamorphose de la neige résulte essentiellement du gradient de température. S'en suit habituellement une croissance des grains et une densification. Au cours de nos travaux, la variation verticale de la taille de grains dans le manteau est quantifiée avec

une méthode récente basée sur la mesure de la réflectance dans le proche IR par photographie. Cette mesure permet de quantifier la SSA de la neige.

Pour modéliser la métamorphose, le modèle multicouche Crocus, intégrant des processus physiques internes au manteau est utilisé. Ce modèle a été validé sur de nombreux sites saisonniers et a déjà été utilisé sur des manteaux neigeux polaires. Malgré quelques paramétrisations «sensibles», concernant notamment des variables d'entrée, telles que la phase des précipitations ou la nébulosité, Crocus est approprié pour les modélisations menées dans cette thèse. En effet, les évolutions temporelle et verticale des principales propriétés du manteau contrôlant l'émission micro-onde, la TEL et la taille de grains, sont prévues. La qualité des relations qui définissent ces évolutions dans Crocus sera évaluée lors du couplage avec un modèle de transfert radiatif. Dans ce manuscrit, les résultats de la modélisation du manteau neigeux saisonnier sont présentés dans la Partie III (Chapitres 7 et 8).

Chapitre 3

La télédétection spatiale par radiométrie micro-onde et le transfert radiatif de l'énergie émise par le manteau neigeux

Sommaire

3.1	Introduction	42
3.2	Les radiomètres micro-onde	44
3.2.1	Le radiomètre Special Sensor Microwave/Imager	45
3.2.2	Le radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System	46
3.2.3	L'influence de l'angle d'incidence des observations	46
3.3	Elements de la théorie du transfert radiatif	48
3.3.1	Principe de l'émission thermique naturelle	48
3.3.2	Equation du transfert radiatif	50
3.3.3	Constante diélectrique de la neige	51
3.4	Modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige	53
3.4.1	Etat de l'art	53
3.4.2	Le modèle MEMLS	54
3.4.3	Le modèle DMRT-ML	58
3.4.4	Les différences majeures entre MEMLS et DMRT-ML; Etude de cas : le manteau homogène	60
3.5	Modèles de transfert radiatif micro-onde dans l'atmosphère	64
3.5.1	Modèle basé sur une atmosphère non diffusante	65
3.5.2	Le modèle RTTOV	66
3.6	Conclusion	66

Résumé

La télédétection micro-onde passive de la neige consiste à mesurer les propriétés du Rayonnement ElectroMagnétique (REM) émis naturellement par le manteau neigeux et l'atmosphère. Les observations spatiales considérées ici sont acquises par les radiomètres Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) et Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E), à plusieurs fréquences entre 6,9 GHz et 89 GHz et deux polarisations, verticale et horizontale. Dans le cas de la neige sèche, l'émission micro-onde est principalement gouvernée par trois propriétés de la neige, la taille de grains, la densité et la température. Lorsque le manteau est humide, l'émission est par contre dominée par la teneur en eau liquide. Dans le domaine des micro-ondes, la neige est un milieu à faibles pertes diélectriques, ainsi le REM se propage à travers le manteau. Lorsque l'épaisseur de neige est faible, le manteau diffuse le REM émis par le sol alors que sur les calottes polaires la neige émet et diffuse le rayonnement.

Pour interpréter les observations satellites et estimer des propriétés physiques de la neige, il est nécessaire d'utiliser un transfert radiatif. Le transfert radiatif permet de calculer les termes d'émission d'énergie, de diffusion et d'absorption du REM à partir des propriétés du manteau. Ces calculs sont intégrés dans des modèles de transfert radiatif, de manière semi-empirique ou théorique.

Dans les études de cette thèse, le transfert radiatif à travers le manteau neigeux a été calculé avec les modèles multicouches Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS) et MultiLayered Dense Media Radiative Transfer (DMRT-ML). Or ces modèles calculent le transfert radiatif jusqu'à la surface du manteau alors que les satellites réalisent des mesures au sommet de l'atmosphère. Pour comparer les observations et les modélisations au même niveau, le calcul de transfert radiatif à travers l'atmosphère a été considéré soit avec un modèle basé sur une atmosphère non diffusante soit avec un modèle considérant l'ensemble des processus d'absorption et diffusion du REM dans l'atmosphère (RTTOV).

3.1 Introduction

La télédétection de la Terre représente la technologie et la méthodologie qui permet de mesurer à distance l'énergie d'un Rayonnement ElectroMagnétique (REM) issu d'une ou plusieurs composantes du système climatique. L'interprétation des propriétés de ce REM mesuré, à une fréquence, une polarisation et un angle d'incidence donnés, permet de déduire des propriétés géophysiques du milieu observé afin d'améliorer nos connaissances sur son état et son évolution. Cela requiert toutefois une bonne connaissance des sources de REM ainsi que de leurs interactions avec le milieu sondé (p. ex. l'eau, la neige, la végétation) et les milieux traversés (p. ex. l'atmosphère et tous ses constituants solides, liquides et gazeux).

Pour décrire les phénomènes observés localement ou à l'échelle continentale, les capteurs embarqués sur les satellites sont des outils présentant plusieurs avantages. En effet, suivant l'orbite du satellite et le type d'instrument, les capteurs embarqués offrent une vision globale avec des résolutions spatiales et temporelles appropriées à l'étude de nombreux phénomènes géophysiques. De plus, leurs observations sont possibles au dessus des régions à accès difficiles telles que les régions polaires.

Il existe deux grandes familles de capteurs : les systèmes émetteur et récepteur (télédétection active) et les systèmes uniquement récepteurs (télédétection passive). **Les systèmes actifs** disposent d'une source artificielle émettant un REM dans une longueur d'onde donnée, ils mesurent l'énergie rétrodiffusée dans la direction du récepteur. Les RADAR et LIDAR –RADio et LIght Detection And Ranging– sont des systèmes actifs. **Les systèmes passifs**, tels que les radiomètres, mesurent uniquement le REM émis naturellement par les milieux observés, à une fréquence et un angle d'incidence donnés.

Les travaux présentés dans cette thèse exploitent des observations dans le domaine spectral des micro-ondes, avec un fort intérêt pour les fréquences voisines de 19 GHz et 37 GHz (bandes K et Ka respectivement). Les fréquences proches de 6, 10 et 85 GHz (c.-à-d. les bandes C, X et W) sont également abordées mais de manière moins approfondie.

Le domaine des micro-ondes, dont les fréquences sont comprises entre 0,3 GHz et 300 GHz (c.-à-d. des longueurs d'onde respectivement entre 1 m et 1 mm), est utilisé tant en télédétection active que passive, pour des études concernant l'atmosphère (p. ex. pour observer les évolutions du champ de vapeur d'eau, des précipitations, du vent; Phalippou, 1996), l'hydrosphère (p. ex. pour estimer la salinité des océans; Yueh et al., 2001; Reul et al., 2009), la biosphère et la lithosphère (p. ex. pour déterminer l'humidité; Mattia et al., 2003; Saleh et al., 2007; Wigneron et al., 2004) ou encore la cryosphère (p. ex. pour suivre l'évolution de la glace de mer, de l'équivalent en eau de la neige, de la température, du bilan de masse des calottes polaire; Bindshadler, 1998; König et al., 2001).

Les capteurs actifs dans les micro-ondes, tels que les altimètres embarqués sur les satellites ERS-2¹ et ENVISAT, les diffusiomètres (QuikSCAT) et les RADAR à synthèse d'ouverture (RADARSAT et ALOS) ont une fréquence fixe comprise entre 1,4 GHz et 13,6 GHz (bande L et Ku) suivant les capteurs. La résolution spatiale des capteurs actifs est haute (inférieure au kilomètre) et meilleure qu'en télédétection passive, en particulier pour les radars à synthèse d'ouverture où elle est de l'ordre de la vingtaine de mètres.

L'écho mesuré au zénith par les altimètres permet d'observer la topographie de la surface des calottes (Rémy et al., 2001; Legrésy et al., 2005) pour l'estimation des variations de volume de glace. De plus, avec les capteurs actifs, il est possible d'estimer des propriétés de surface, telles que la rugosité (Rémy et Minster, 1991) et l'accumulation de neige (Drinkwater et al., 2001), et des propriétés de la neige, comme la taille de grains et la densité (Lacroix et al., 2008; Lacroix, 2007). D'autres capteurs actifs sont également utilisées pour des applications de dynamique glaciaire (p. ex. l'interférométrie RADAR à synthèse d'ouverture; Rignot et al., 2008).

¹Pour simplifier le texte, les capteurs sont appelés par leur acronyme. Les noms complets sont disponibles dans le Glossaire (Annexe A).

Les capteurs passifs dans les micro-ondes, utilisés pour l'analyse de la cryosphère, sont les radiomètres qui mesurent le REM avec un angle d'incidence fixe et aux polarisations verticale et horizontale (p. ex. SSM/I et AMSR-E), avec une agilité angulaire et un mélange de polarisation (p. ex. AMSU-A; Kongoli et al., 2003, 2004), et les radiomètres polarimétriques (p. ex. Windsat) (p. ex. Narvekar et al., 2007; Li et al., 2008). Les radiomètres SSM/I et AMSR-E sont présentés dans la Section 3.2.

Le REM émis naturellement dans le domaine des micro-ondes par la neige est intéressant pour étudier l'évolution temporelle et verticale du manteau neigeux. En effet, contrairement aux autres domaines du spectre électromagnétique, le rayonnement micro-onde se propage dans la neige et provient de sous la surface. Ainsi, il est sensible à l'évolution verticale des propriétés de la neige sur plusieurs mètres d'épaisseur (Ulaby et al., 1986). Les principales propriétés du manteau qui ont un rôle sur le REM émis sont connues (Surdyk, 2002; Grody, 2008) et l'eau liquide est le facteur dominant. Dans le cas de la neige sèche, la taille de grains, la densité et la température sont les principales propriétés qui gouvernent l'émission micro-ondes (p. ex. Ulaby et al., 1986; Tsang et al., 2000b).

Un avantage majeur des radiomètres micro-onde, contrairement à ceux opérant dans le visible et l'IR, est que le REM n'est pas affecté par les variations d'ensoleillement (jour/nuit et nébulosité) et est, à certaines fréquences, faiblement perturbé par l'atmosphère. De plus, une série temporelle de données longue de 31 ans est actuellement disponible avec ces capteurs. Cependant leurs mesures ont une dépendance combinée à plusieurs propriétés du manteau neigeux. Elles dépendent à la fois de la température et des propriétés de microstructure de la neige (p. ex. la taille de grains, la densité). Il est difficile de dissocier la contribution de ces deux composantes. Ainsi, avant de parvenir à retrouver une propriété de la neige, par exemple la température de la neige, à partir de la mesure du REM, il est nécessaire d'approfondir nos connaissances sur l'influence des propriétés physiques du manteau sur la mesure du REM micro-onde.

Les mesures avec les radiomètres micro-onde ont été utilisées pour étudier les variabilités climatiques de l'Antarctique (Schneider et Steig, 2002; Schneider et al., 2004), pour compléter des séries temporelles de la température de l'air (Shuman et Stearns, 2001), et aussi pour estimer des propriétés glaciologiques, p. ex. la rugosité de surface (Long et Drinkwater, 2000), la diffusion thermique de la neige (Koenig et al., 2007) et l'accumulation de neige (Winebrenner et al., 2001; Arthern et al., 2006). Ils servent également à l'estimation de l'équivalent en eau de la neige saisonnière continentale (p. ex. Pardé et al., 2007) et sur la glace de mer (p. ex. Langlois et al., 2008) ainsi qu'à délimiter les zones de fonte des calottes polaires (p. ex. Zwally et Fiegles, 1994; Torinesi et al., 2003; Mote et Anderson, 1995) et des régions subarctiques (p. ex. Apgar et al., 2007).

Au vu des avantages de la radiométrie micro-onde, les observations du manteau neigeux acquises par télédétection spatiale avec les radiomètres SSM/I et AMSR-E sont considérées ici. Ce travail de thèse contribue à la compréhension du REM micro-onde émis par le manteau neigeux et a pour finalité l'estimation de la température du manteau en Antarctique et l'équivalent en eau de la neige en région subarctique.

La seconde section de ce chapitre est centrée sur la présentation des radiomètres micro-onde utilisés dans nos études (les radiomètres Special Sensor Microwave/Imager SSM/I et Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System AMSR-E). L'interprétation du REM émis par le manteau neigeux nécessite l'utilisation de la théorie de transfert radiatif, elle est présentée dans la troisième section. La quatrième section est consacrée à l'état de l'art des modèles de transfert radiatif dans la neige, avec une description des deux modèles utilisés, le modèle Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS) et le modèle Dense Media Radiative Transfer (DMRT-ML). Les émissivités modélisées par ces deux modèles sont ensuite comparées dans une étude de cas, définie par un manteau homogène. La dernière section de ce chapitre (Section 3.5) concerne

la modélisation du transfert radiatif atmosphérique pour propager le REM modélisé à la surface du manteau au sommet de l'atmosphère. Deux modèles de transfert radiatif dans l'atmosphère ont également été utilisés, l'un est relativement simple et basé sur une atmosphère non diffusante et l'autre considère tout le transfert radiatif atmosphérique (RTTOV).

3.2 Les radiomètres micro-onde

L'un des premiers radiomètres micro-onde mis en orbite a été l'Electrically Scanned Microwave Radiometer (ESMR) lancé en 1972, c'était un instrument mono-canal (19 GHz en polarisation verticale). Le premier radiomètre multi-canal était le Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), il a été opérationnel de 1978 à 1987. Depuis son lancement, il n'y a pas eu d'interruption de la mesure du REM aux fréquences voisines de 18 et 37 GHz, aux deux polarisations (verticale et horizontale) et à la fréquence voisine de 21 GHz en polarisation verticale. La continuité des mesures est assurée, sans interruption notable jusqu'à aujourd'hui, par toute une série de radiomètres Spatial Sensor Microwave/Imager (SSM/I) dont le premier a été mis en orbite en 1987. Une nouvelle génération de radiomètre a été mise en orbite en 2002 avec l'Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E). Ce radiomètre permet à nouveau des mesures aux basses fréquences (6 et 10 GHz), qui étaient également disponibles sur SMMR.

Les fréquences de mesure proches de 6, 10, 18 et 37 GHz sont généralement utilisées pour étudier le sol et les propriétés dans le manteau neigeux, car elles sont moins sensibles à l'atmosphère que les fréquences proches de 22 et 57 GHz qui se trouvent respectivement dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau et de l'oxygène moléculaire (Figure 3.1). Les fréquences plus élevées, voisines de 85 GHz, bien qu'affectée par la bande d'absorption de l'oxygène, permettent aussi d'étudier la partie du manteau neigeux proche de la surface.

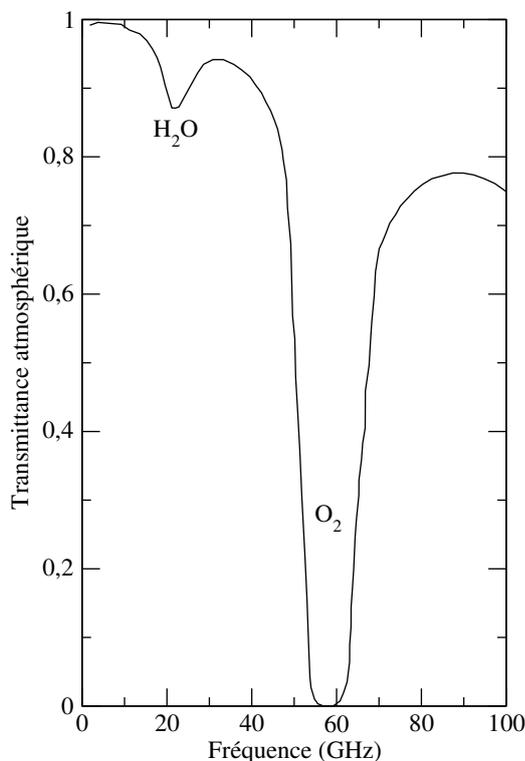


FIG. 3.1 – Transmittance atmosphérique représentant les fenêtres et les bandes d'absorption entre 1 et 100 GHz.

Les radiomètres mesurent le REM émis, depuis la surface vers le sommet de l’atmosphère, dans une certaine direction. L’angle entre la surface et la direction de propagation du REM correspond à l’angle d’incidence, il est proche de 53° pour les radiomètres micro-ondes.

La longue série de données micro-onde ininterrompue depuis plus de 30 ans est un atout remarquable pour l’étude d’indicateurs climatiques tels que la température de la neige en Antarctique, l’évolution de l’équivalent en eau de la neige dans les régions subarctiques, l’extension de la glace de mer, etc. Mais, le REM mesuré sur la période 1978 à nos jours a été acquis par au moins quatre capteurs (SMMR, SSM/I F8, F11 et F13). Ces différents radiomètres n’ont pas les mêmes caractéristiques (fréquence, angle d’incidence, etc) et leurs orbites ne sont pas exactement les mêmes, ainsi l’heure d’observation d’une même zone n’est pas constante (Picard et Fily, 2006). Pour une analyse précise lors d’études climatiques sur la période 1978 à nos jours, il est nécessaire de considérer des paramètres de calibration entre les différents capteurs (p. ex. Abdalati et al., 1995). En se basant sur les courtes périodes de mesures communes, Jezek et al. (1991) ont calculé la régression linéaire pour tous les canaux «communs» de SMMR et SSM/I F8. Un travail similaire a été fait entre les SSM/I F8 et F11 (Abdalati et Steffen, 1995). Les différences de températures de brillance entre les SSM/I F11 et F13 sont insignifiantes grâce aux caractéristiques d’orbite très similaires des deux satellites (Liu et al., 2006).

Au cours de ce travail, nous avons exploité les données de deux générations de radiomètres, celles mesurées par SSM/I et AMSR-E. Les données issues des capteurs SSM/I F8, F11 et F13 ont été utilisées en moyenne sur une longue période (1987-2002) et non en série temporelle. Ainsi aucun ajustement n’a été considéré. Un radiomètre au sol a également été utilisé, il est décrit dans la présentation des instruments de la station SIRENE en préambule de la Partie III (Page 181).

3.2.1 Le radiomètre Special Sensor Microwave/Imager

Le radiomètre Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) a été placé sur plusieurs satellites Defense Meteorological System Program (DMSP), F8, F10, F11, F13, F14 et F15. SSM/I F8 a été mis en orbite en juin 1987, les suivants assurent une continuité des mesures. SSM/I F13 et F15 sont toujours opérationnels. L’orbite des DMSP est circulaire, approximativement à orbite polaire et héliosynchrone (le satellite survole toujours un lieu donné à la même heure locale).

SSM/I mesure le REM, avec un angle d’incidence sur Terre de $53,1^\circ$, dans 7 canaux, dont 6 aux deux polarisations, pour les fréquences 19,35, 37,0 et 85,5 GHz. A 22,23 GHz, seule le REM en polarisation verticale est mesurée (Hollinger et al., 1990). La fauchée de ce capteur est d’environ 1400 km, cela permet une bonne couverture journalière des régions polaires. Seuls deux cercles de 266 km de rayon ($2,4^\circ$ de latitude) centrés sur chacun des pôles ne sont pas observés. Typiquement, à Dôme C ($75^\circ 06'S$, $123^\circ 21'E$), 7 mesures sont quotidiennement réalisées par un même capteur.

La résolution spatiale des radiomètres dépend de la fréquence de mesure. Plus la fréquence est élevée, plus la résolution spatiale est fine (Tableau 3.1). Deux types de résolution sont présentées dans le Tableau 3.1, la résolution de la mesure et celle du produit. Pour la résolution réelle de la mesure, la notion d’empreinte au sol à -3 dB est utilisée. Pour la résolution du produit, lorsque les mesures sont traitées en température de brillance et projetées sur une grille, la notion de taille de pixel carré est utilisée. La tâche au sol des mesures de SSM/I varie de $13 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ à 85,5 GHz jusqu’à $43 \text{ km} \times 69 \text{ km}$ à 19,35 GHz (Tableau 3.1).

Toutes les données acquises depuis l’espace que nous avons utilisées au cours de nos travaux sont extraites de produits de hauts niveaux² distribués par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Les données utilisées proviennent de mesures interpolées sur une grille en projection stéréographique polaire avec un plan tangent à

²Par opposition aux données disponibles rapidement après l’acquisition des mesures et qui n’ont pas subi la même qualité de traitement.

TAB. 3.1 – Caractéristiques de la résolution spatiale des radiomètres SSM/I (à gauche) (Hollinger et al., 1990) et AMSR-E (à droite) pour chaque fréquence (et longueur d'onde λ) de mesure. L'empreinte au sol à -3 dB est donnée le long de la trace du radiomètre (largeur \times longueur). Aussi, la meilleure résolution spatiale du produit délivré par le NSIDC est donnée (c'est la distance d'un côté d'un pixel carré).

SSM/I				AMSR-E			
Fréquence (GHz)	λ (mm)	Empreinte (km \times km)	Résolution spatiale km	Fréquence (GHz)	λ (mm)	Empreinte (km \times km)	Résolution spatiale km
				6,925	43,29	41 \times 71	12,5
				10,65	28,18	25 \times 46	12,5
19,35	15,5	43 \times 69	25	18,7	16,03	15 \times 25	12,5
22,234	13,5	40 \times 50	25	23,8	12,60	18 \times 31	12,5
37,0	8,1	29 \times 37	25	36,5	8,21	8 \times 14	12,5
85,5	3,5	13 \times 15	12,5	89,0	3,37	4 \times 6	6,25

l'ellipsoïde à 70° de latitude afin de minimiser les distorsions des régions avec la latitude. La taille des pixels varie de 5 km \times 5 km jusqu'à 25 km \times 25 km suivant le capteur et la fréquence (Tableau 3.1). La résolution spatiale ainsi obtenue est supérieure à celle de l'empreinte au sol. Il est par conséquent important, pour des études locales, d'analyser la variabilité des mesures avec les pixels voisins.

3.2.2 Le radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System

L'Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E), embarqué sur la plateforme Aqua, est un radiomètre 12 canaux, 6 fréquences (6,9 GHz, 10,7 GHz, 18,7 GHz, 23,8 GHz, 36,5 GHz et 89,0 GHz) dont les mesures sont disponibles depuis mai 2002. Les mesures d'AMSR-E sont également réalisées avec une fauchée voisine de 1400 km. L'angle d'incidence de la mesure de 54,8° est légèrement supérieur à celui de SSM/I.

Il existe trois produits de température de brillance de haut niveaux : le produit ascendant, le produit descendant et le produit journalier. Les produits ascendant et descendant sont des moyennes des mesures acquises au dessus de coordonnées géodésiques proches lors des orbites ascendantes et descendantes. Le produit journalier est quant à lui une moyenne des produits ascendant et descendant (Cavaliere et al., 2004).

La tâche au sol des mesures d'AMSR-E varie de 4 km \times 6 km à 89 GHz jusque 41 km \times 71 km à 6,9 GHz. Pour des fréquences similaires, la résolution d'AMSR-E est environ deux fois meilleures que celle de SSM/I (Tableau 3.1).

3.2.3 L'influence de l'angle d'incidence des observations

L'angle d'incidence des observations utilisées est proche de 53° ; 53,1° pour SSM/I et 54,8° pour AMSR-E. Cette valeur est particulière pour l'étude de la neige car elle est voisine de l'angle de Brewster pour l'interface³ neige-air. A l'angle de Brewster, la réflexion de la polarisation verticale est nulle pour une interface lisse.

Les coefficients de réflexion spéculaire dépendent de la densité de la neige, ils sont calculés avec les équations

³Par interface, nous entendons un changement de constante diélectrique, dans un manteau neigeux cela se traduit par un changement de densité.

de Fresnel⁴ pour un manteau homogène, c.-à-d. une couche de neige aux propriétés constantes avec la profondeur et dont la surface est lisse. Pour des densités comprises entre 350 et 450 kg m⁻³, le REM polarisé verticalement présente un minimum de réflexion pour des angles d'incidences entre 52 et 54° (Figure 3.2). Ainsi le REM est quasi-intégralement transmis à travers l'interface neige-air, ce qui n'est pas le cas pour le rayonnement polarisé horizontalement où le coefficient de réflexion n'est jamais faible (Figure 3.2).

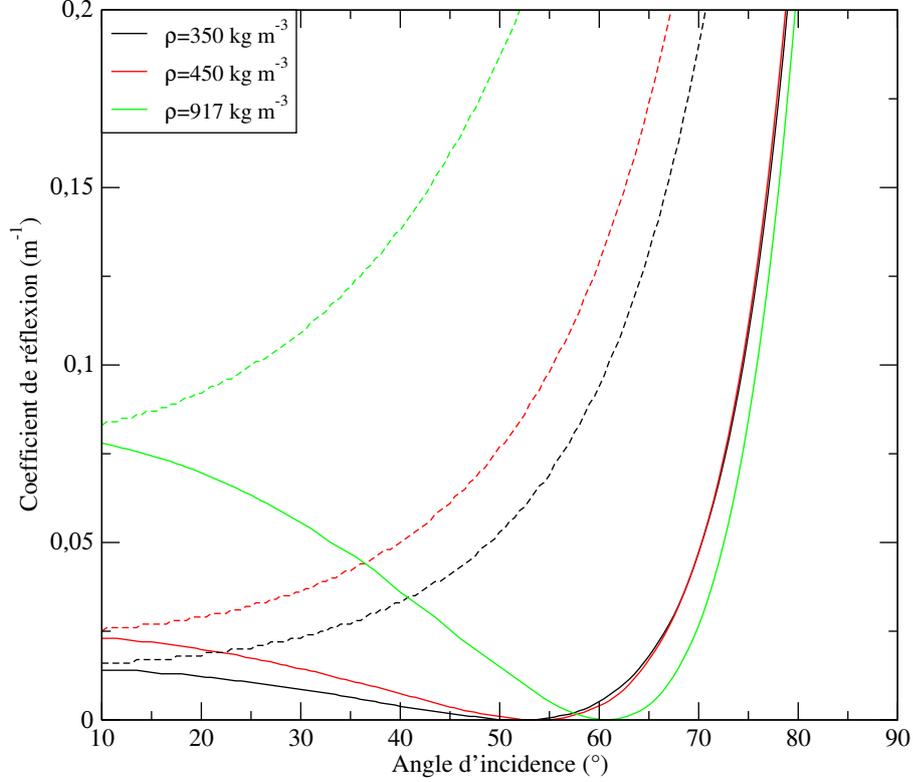


FIG. 3.2 – Evolution des coefficients de réflexion de l'onde polarisée horizontalement (courbe pointillée) et verticalement (courbe continue) en fonction de l'angle d'incidence pour différentes densités (350, 450 et 917 kg m⁻³).

Par conséquent, à des angles voisins de 53°, l'énergie du REM mesurée en polarisation verticale est supérieure à celle en polarisation horizontale. En conséquence, la densité est la propriété physique du manteau qui influence l'écart entre les polarisations. Ainsi, les croûtes de vent ou de glace, telles que celles que nous avons observées dans le sud du Québec (Chapitre 8, Section 8.2.3), accentuent l'écart entre les deux polarisations (p. ex. Mätzler et al., 1984; Mätzler, 1994).

Les travaux réalisés au cours de cette thèse cherchent à expliquer l'influence des variations verticales des pro-

⁴Les coefficients de réflexions spéculaires pour les polarisations horizontale (γ_h) et verticale (γ_v) dépendent de la constante diélectrique de l'air (ϵ_{air}) et de la neige (ϵ_{neige}) ainsi que de l'angle d'incidence θ (Born et Wolf, 1980) :

$$\gamma_h = \left(\frac{\cos(\theta) - \sqrt{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} - \sin^2(\theta)}}{\cos(\theta) + \sqrt{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} - \sin^2(\theta)}} \right)^2$$

$$\gamma_v = \left(\frac{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} \cdot \cos(\theta) - \sqrt{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} - \sin^2(\theta)}}{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} \cdot \cos(\theta) + \sqrt{\frac{\epsilon_{neige}}{\epsilon_{air}} - \sin^2(\theta)}} \right)^2$$

propriétés de la neige sur le REM mesuré. Il est par conséquent préférable d'utiliser la polarisation la moins sensible à la surface du manteau, car elle est susceptible de changer rapidement avec les conditions météorologiques. Pour cela, ces travaux se focalisent sur la polarisation verticale.

3.3 Elements de la théorie du transfert radiatif

La théorie du transfert radiatif permet de modéliser l'émission et l'évolution du REM à travers un milieu. Dans notre cas, nous considérons la propagation du REM à travers la neige et l'atmosphère.

Lors de la propagation du REM, trois processus d'interactions peuvent avoir lieu avec la matière (Figure 3.3) : la réflexion, l'absorption et la transmission.

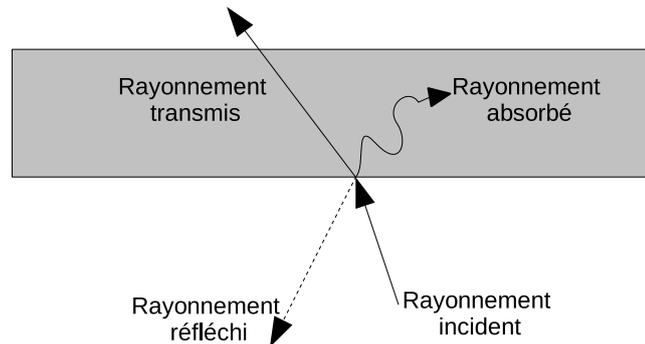


FIG. 3.3 – Schématisation des trois processus possibles lors de l'interaction du REM avec un milieu naturel.

La réflexion Le coefficient de réflexion γ_r est défini comme le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue.

L'absorption Le coefficient d'absorption γ_a est le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue. L'absorption augmente l'énergie interne du corps. Cette énergie absorbée est réémise à une longueur d'onde différente, proportionnelle à la température moyenne du corps.

La transmission Le coefficient de transmission γ_t est le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie reçue.

D'après la loi de conservation de l'énergie (Equation 3.1), ces trois coefficients ont une valeur comprise entre 0 et 1 et leur somme est égale à 1.

$$\gamma_a + \gamma_r + \gamma_t = 1 \quad (3.1)$$

Pour modéliser le REM émis ainsi que sa propagation, il nous faut également définir les équations qui gouvernent l'émission du corps noir.

3.3.1 Principe de l'émission thermique naturelle

Un REM est émis naturellement par tout corps dont la température est supérieure à 0 K. La production de REM provient de l'agitation thermique des molécules.

Le corps noir

Un corps noir est un corps théorique qui absorbe la totalité du rayonnement qu'il reçoit. Il ne réfléchit et ne transmet aucune radiation, ainsi $\gamma_r = \gamma_t = 0$ et $\gamma_a = 1$. L'intensité de l'énergie émise par un corps noir I_λ^o dépend de sa température T et de la longueur d'onde du REM émis (loi de Planck, Equation 3.2).

$$I_\lambda^o(T) = \frac{a_\lambda b_\lambda}{e^{\frac{a_\lambda}{T}} - 1} \quad (3.2)$$

Avec :

- $b_\lambda = \frac{2c\mathcal{K}}{\lambda^4}$;
- $a_\lambda = \frac{hc}{\lambda\mathcal{K}}$;
- h , la constante de Planck ($6,6625 \cdot 10^{-34}$ J s) ;
- \mathcal{K} , la constante de Boltzman ($1,38 \cdot 10^{-23}$ J K⁻¹) ;
- c , la célérité de la lumière dans le vide ($3 \cdot 10^8$ m s⁻¹).

Dans le domaine des micro-ondes le terme $\frac{a}{T}$ est très inférieur devant 1 et il devient possible d'utiliser le développement limité de l'exponentielle au premier ordre, il s'agit de l'approximation de Rayleigh-Jeans. Avec cette approximation l'Equation 3.2 devient :

$$I_\lambda^o(T) = b_\lambda \cdot T. \quad (3.3)$$

Cette linéarité permet d'écrire le transfert radiatif en terme de température de brillance, plus qu'en terme d'intensité.

La neige

A la différence du corps noir, les milieux observés dans la nature, tels que la neige, n'absorbent pas toute l'énergie reçue, ils en transmettent, et/ou en réfléchissent une partie. Les trois phénomènes de réflexion, d'absorption et de transmission peuvent avoir lieu, ainsi $\gamma_r \neq 0$, $\gamma_t \neq 0$ et $\gamma_a < 1$.

Par conséquent l'intensité de l'énergie émise par la neige (I'_λ) est inférieure à celle émise par un corps noir (I_λ^o) exposé au même rayonnement incident. L'émissivité e_λ , définie par l'Equation 3.4, décrit la capacité d'un corps à émettre de l'énergie. Sa valeur est comprise entre 0 et 1.

$$e_\lambda = \frac{I'_\lambda(T)}{I_\lambda^o(T)} \quad (3.4)$$

Pour un corps réel à la température T , la loi de Planck s'énonce de façon analogue à l'Equation 3.3. Ainsi, il vient la définition de la température de brillance (T_B ; Equation 3.5) : la température de brillance est la température qu'aurait un corps noir pour émettre la même intensité d'énergie que le milieu en question (p. ex. Zwally, 1977). La température de brillance dans le domaine des micro-ondes pour un corps isotherme s'écrit :

$$T_B(\lambda) = e_\lambda \cdot T. \quad (3.5)$$

Cette dernière équation est applicable au milieu isotherme, or la neige est un milieu stratifié où un gradient de température est observé durant la majorité de son existence. Il est donc nécessaire de considérer une équation du transfert radiatif pour calculer l'émissivité et la température de brillance à partir des propriétés physiques du manteau neigeux.

3.3.2 Equation du transfert radiatif

L'équation du transfert radiatif décrit les transferts d'énergie par REM et lie la quantité d'énergie diffusée, absorbée et transmise par un milieu. L'équation de base est celle de la conservation de l'énergie. Chaque terme de l'équation du transfert radiatif est spectral mais l'indice λ est sous-entendu dans la suite.

Pour poser l'équation du transfert radiatif, un milieu avec un grand nombre de particules est considéré ainsi qu'un volume cylindrique centré en \bar{r} et de longueur dl dans la direction \hat{s} (Figure 3.4). Dans le cylindre, trois processus de transfert radiatif sont présents :

- l'extinction, c.-à-d. l'absorption et la diffusion du REM provenant de la direction \hat{s} vers une autre direction (\hat{s}');
- l'émission \mathcal{E} des particules contenues dans le volume;
- la diffusion bistatique des particules de la direction \hat{s}' vers la direction \hat{s} .

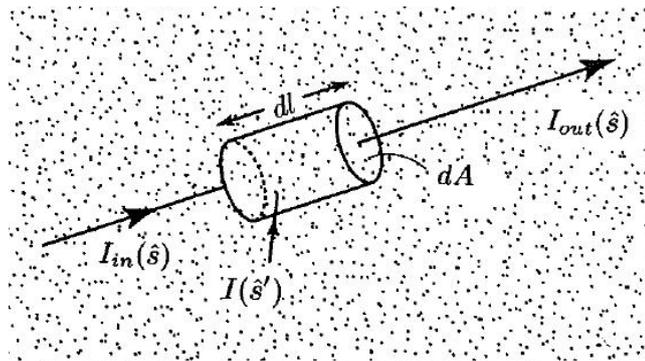


FIG. 3.4 – Représentation d'un milieu rempli d'un grand nombre de particules où se trouve un volume cylindrique, de longueur dl , contenant des particules. I est l'intensité énergétique interagissant avec le volume. Le volume cylindrique a son axe dans la direction \hat{s} (figure 7.1.1, Tsang et al., 2000b).

Ainsi, le volume peut gagner de l'énergie de trois façons :

1. lorsque l'énergie entre dans le volume le long de l'axe \hat{s} du cylindre $I_{in}(\hat{s})$;
2. lorsque l'énergie entrant dans le volume par toutes les directions $I(\hat{s}')$ est diffusée par le volume vers l'axe du cylindre. Cette énergie dépend de la fonction de phase P qui exprime la part d'énergie incidente de la direction \hat{s}' diffusée vers la direction \hat{s} ;
3. lorsque les particules contenues dans le volume émettent de l'énergie dans la direction \hat{s} à partir d'énergie thermique.

Le volume peut également perdre de l'énergie lorsque l'énergie sort du cylindre dans la direction \hat{s} ($I_{out}(\hat{s})$) ou quand l'énergie est absorbée ou diffusée par le volume.

Ces gains et pertes d'énergie sont liés par l'équation du transfert radiatif (équation 7.1.6a, page 262, Tsang et al., 2000b) :

$$\frac{d}{ds}I(\bar{r}, \hat{s}) = -\gamma_e I(\bar{r}, \hat{s}) + \mathcal{E}(\bar{r}, \hat{s}) + \int_{4\pi} d\Omega' P(\hat{s}, \hat{s}') I(\bar{r}, \hat{s}') \quad (3.6)$$

Avec l'utilisation de l'approximation de Rayleigh-Jeans, l'équation du transfert radiatif dans les micro-ondes s'écrit (équation 7.1.14, page 263, Tsang et al., 2000b) :

$$\frac{d}{ds}I(\bar{r}, \hat{s}) = -\gamma_e I(\bar{r}, \hat{s}) + \gamma_a \frac{\mathcal{K}T}{\lambda^2} + \int d\Omega' P(\hat{s}, \hat{s}') I(\bar{r}, \hat{s}') \quad (3.7)$$

L'Equation 3.7 peut être généralisée à l'équation du transfert radiatif vectorielle (équation 7.2.1, page 269, Tsang et al., 2000b) pour considérer la polarisation du REM (c.-à-d. les quatres paramètres de Stockes) :

$$\frac{d\bar{I}(\bar{r}, \hat{s})}{ds} = -\bar{\gamma}_e \bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) + \gamma_{ag} \bar{I}(\bar{r}, \hat{s}) + \bar{J}_e(\theta, \phi) + \int_{4\pi} d\Omega' \bar{P}(\bar{r}, \hat{s}, \hat{s}') \cdot \bar{I}(\bar{r}, \hat{s}') \quad (3.8)$$

Les notations \bar{X} et $\bar{\bar{X}}$ symbolisent respectivement le vecteur et la matrice X. \bar{P} est la matrice de phase qui indique les contributions de la direction \hat{s}' vers la direction \hat{s} . $\bar{\gamma}_e$ est la matrice d'extinction et γ_{ag} est le coefficient d'absorption du milieu contenant les particules.

L'équation du transfert radiatif (Equation 3.8) posée ici est générale, applicable à la neige et à l'atmosphère. Suivant le milieu, les termes d'émission d'énergie, de diffusion et d'absorption sont différents. Dans le cas de la neige, en première approximation la diffusion est principalement reliée à la taille de grains et à la densité, alors que l'absorption est principalement contrôlée par la densité de la neige, à travers la constante diélectrique. Cette constante est décrite dans la section suivante.

3.3.3 Constante diélectrique de la neige

La constante diélectrique ϵ est un nombre complexe (Equation 3.9) qui décrit la réponse du milieu à un champ électrique.

$$\epsilon = \epsilon' + j \cdot \epsilon'' \quad (3.9)$$

La partie réelle de la constante diélectrique (ϵ') est également nommée permittivité et la partie imaginaire (ϵ'') le terme de perte, car elle contrôle les pertes par absorption dans le milieu. De plus, il a été montré précédemment que ϵ intervient aussi dans le coefficient de réflexion γ_r calculé, dans le cas d'une réflexion spéculaire, avec les coefficients de Fresnel.

La neige peut être considérée comme des inclusions de glace dans un milieu d'air. Ainsi, pour paramétrer la constante diélectrique de la neige, il est généralement fait appel à une constante diélectrique effective (ϵ_{eff}) tenant compte :

- de la constante diélectrique de chaque constituant (la glace et l'air) ;
- de leur fraction volumique ;
- de leur distribution spatiale ;
- de leur orientation par rapport à la direction du champ incident.

Il est nécessaire d'utiliser une constante diélectrique effective qui soit la constante diélectrique d'un milieu fictif ayant le même comportement en atténuation que le milieu considéré (Polder et van Santen, 1946). Ce sont les relations de mélanges diélectriques qui permettent de relier la constante diélectrique des inclusions de glace à celle de l'air (p. ex. Polder et van Santen, 1946; Sihvola et al., 1985; Sihvola et Kong, 1988).

Généralement pour la constante diélectrique de l'air, la partie réelle est considérée égale à 1 et la partie imaginaire nulle (Mätzler, 2006). Pour la constante diélectrique de la glace, la partie réelle est indépendante de la fréquence dans le domaine des micro-ondes et faiblement dépendante de la température T (Mätzler, 2006) :

$$\epsilon'_{glace} = 3,1884 + 9,1 \cdot 10^{-4} \cdot (273,15 - T). \quad (3.10)$$

Cette relation est valable pour des températures comprises entre 243 K et 273 K. Or, en moyenne annuelle la température de la neige sur le Plateau de l'Antarctique est de 218 K. Nous avons assumé l'hypothèse d'une évolution linéaire de la constante diélectrique aux basses températures, afin d'utiliser cette relation en Antarctique.

La partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace ϵ''_{glace} est, quant à elle, fonction de la fréquence et dépend plus largement de la température que la partie réelle. ϵ''_{glace} augmente avec la fréquence et avec la température (Figure 3.5). Les valeurs sont comprises entre 10^{-4} à 5 GHz et 10^{-3} à 35 GHz à 190 K et entre $5 \cdot 10^{-4}$ à 5 GHz et $12 \cdot 10^{-3}$ à 35 GHz à 260 K (Mätzler, 2006).

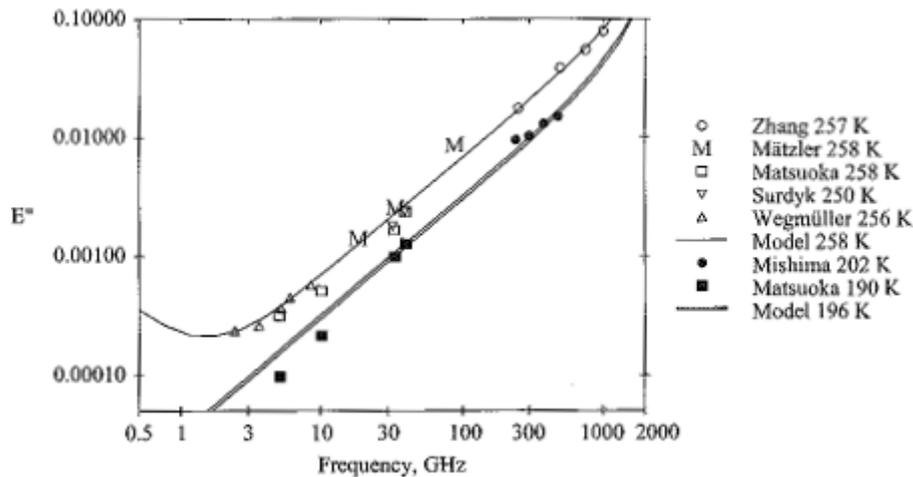


FIG. 3.5 – Comparaison de la partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace (ϵ''_{glace}) mesurée (symboles) et calculée (lignes) pour des fréquences comprises entre 0,5 et 2000 GHz à 196 K (symboles ouverts) et 258 K (symboles pleins). *Figure extraite de Mätzler (2006) (Fig 5.11 p. 459).*

Pour la neige sèche, la partie réelle de la constante diélectrique effective varie entre 1,2 et 2,8 suivant la densité et la partie imaginaire varie entre 10^{-4} et 10^{-2} . Ces valeurs issues des relations de mélange ont été confirmées, sous certaines conditions, par les mesures pour des valeurs de températures supérieures à 233 K (Cumming, 1952; Tiuri, 1982; Hufford, 1991; Mätzler, 2006). Les mesures aux basses fréquences (1,4 GHz, bande L) et aux très basses températures sont délicates et peu nombreuses. De plus, il a été montré que la forme des particules de glace peut influencer la valeur de la constante diélectrique effective (Mätzler, 1996).

Pour l'eau, la constante diélectrique, et surtout la partie imaginaire, dans le domaine de fréquence qui nous concerne est très largement supérieure à celle de la glace ($\epsilon_{eau} > 8$ Meissner et Wentz, 2004) et elle domine la constante diélectrique effective de la neige humide. En présence d'un manteau humide, le REM est très rapidement atténué et l'onde se propage peu dans le manteau. Cette propriété est utilisée pour estimer la durée

et l'extension de la fonte de la neige (p. ex. Picard et Fily, 2006; Picard et al., 2007).

En définitive, la neige sèche est un milieu à faible perte, ce qui permet au REM de se propager à travers le manteau. En télédétection passive, l'énergie émise par le manteau neigeux provient de sous la surface. La notion de profondeur de pénétration est souvent utilisée, elle représente la profondeur à laquelle l'énergie émise en surface est atténuée de e^{-1} , soit d'environ 63%. Typiquement, à Dôme C la profondeur de pénétration à 37 GHz est de 0,8 m et à 19 GHz de 3,7 m (Picard et al., 2009). La partie réelle de la constante diélectrique dépend de la densité de la neige et la partie imaginaire dépend de la fréquence et de la température.

Les différents modèles de transfert radiatif se distinguent par leur paramétrisation des constantes diélectriques et des relations de mélange pour calculer une constante diélectrique effective de la neige.

3.4 Modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige

Les modèles de transfert radiatif dans la neige sont fondamentaux pour améliorer notre compréhension des processus physiques de l'interaction entre le REM et le manteau neigeux, afin d'interpréter les mesures radiométriques obtenues par télédétection spatiale ou réalisées au sol. Plusieurs modèles sont proposés dans la littérature pour paramétrer les relations entre les propriétés de la neige (température, taille de grains, densité, TEL⁵) et la température de brillance.

Un modèle de transfert radiatif est constitué de deux composantes. La première composante permet le calcul des termes d'émission, d'absorption et de diffusion à partir des propriétés de la neige. La seconde composante est celle qui résout l'équation du transfert radiatif à proprement dit, c.-à-d. la propagation de l'énergie à travers les différentes couches de neige. Un modèle est caractérisé par chacune de ces deux composantes. Pour résoudre la seconde composante (la propagation du REM à travers les couches), il existe plusieurs techniques, par exemple, des méthodes itératives, la méthode DIScrete Ordinate Radiative Transfer (DISORT) (Jin, 1994), la théorie deux flux et six flux (Wiesmann et Mätzler, 1999).

3.4.1 Etat de l'art

Les modèles de transfert radiatif peuvent être classifiés en deux types selon qu'ils soient semi-empiriques ou théoriques.

Les modèles semi-empiriques combinent la théorie du transfert radiatif avec des relations obtenues en liant les observations micro-ondes aux mesures des propriétés physiques de la neige. Par exemple, les mesures peuvent être utilisées pour paramétrer le coefficient de diffusion de la neige. Les deux principaux modèles semi-empiriques sont TKK (anciennement appelé HUT, Pulliainen et al., 1999) et le Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS, Wiesmann et Mätzler, 1999; Mätzler et Wiesmann, 1999).

Les modèles théoriques n'utilisent pas de données expérimentales et sont entièrement basés sur des relations théoriques plus ou moins simplifiées. Deux principaux modèles théoriques sont utilisés, l'un est basé sur la théorie des fortes fluctuations (Strong Fluctuation Theory (SFT), Stogryn, 1986) et l'autre sur la théorie du transfert radiatif dans les milieux denses (Dense Media Radiative Transfer (DMRT), Tsang et al., 2000a).

Il existe deux différences majeures entre les deux modèles semi-empiriques TKK et MEMLS. TKK est mono-couche, il traite la neige comme une unique couche homogène, alors que MEMLS permet de décrire le manteau par une infinité de couches, le temps de calcul étant le facteur limitant. La seconde différence, également présente entre SFT et DMRT, est la variable utilisée en entrée du modèle pour décrire la taille des grains de neige. TKK

⁵TEL : Teneur en Eau Liquide.

et DMRT utilise le rayon de grains sphériques alors que MEMLS et SFT requiert la longueur de corrélation⁶.

Ces quatre modèles sont les plus utilisés en modélisation du transfert radiatif micro-onde dans la neige. Ils ont été comparés, par Tedesco et Kim (2006), aux fréquences de 19 et 37 GHz sur six des sept classes de manteaux neigeux de la classification de Sturm et al. (1995), toundra, taïga, alpin, prairie, maritime et éphémère (les caractéristiques de ces manteaux sont présentées dans le Chapitre 2, Section 2.2). Les modèles ont été comparés suivant la variable utilisée en entrée pour décrire la taille des grains de neige, ainsi TKK est comparé avec DMRT et MEMLS avec SFT.

Pour un angle d'incidence fixé à 50°, toutes les modélisations à 19- et 37- V et H⁷, à l'exception de la modélisation du manteau de type taïga à 37-V, montrent une sous-estimation systématique de la température de brillance calculée avec TKK comparé à DMRT. D'une manière générale, les températures de brillance modélisées à 19-V sont inférieures d'environ 18 K. A 37-V les différences entre les deux modèles sont plus ou moins marquées suivant le type de manteau, de 15 K pour un manteau de type prairie à 35 K pour un manteau éphémère. Pour le manteau de type taïga la température de brillance modélisée à 37-V avec TKK est supérieure d'environ 12 K à celle prévue par DMRT.

La comparaison des modèles MEMLS et SFT ne montre pas de tendance systématique. A 19-V les différences de température de brillance entre MEMLS et SFT sont comprises entre -15 K et 10 K. A 37-V les différences fluctuent de presque 0 K (pour un manteau de type taïga) jusqu'à 40 K (pour un manteau classifié toundra).

Ces comparaisons concernent des modèles complets, c.-à-d. comprenant les deux composantes du transfert radiatif. Malgré les larges différences entre les températures de brillance présentées par Tedesco et Kim (2006), ces quatre modèles sont largement utilisés.

Dans notre étude, les problématiques sont de comprendre l'importance des variations verticales des variables physiques du manteau neigeux Antarctique (c.-à-d. épais et fortement stratifié) en modélisant l'énergie micro-onde émise, et également de coupler le modèle de métamorphose de la neige Crocus à un modèle de transfert radiatif.

Nous avons choisi d'utiliser un modèle de type semi-empirique et un modèle théorique afin de pouvoir confronter et corroborer les résultats. Aussi, pour pallier au problème de la conversion longueur de corrélation/taille de grains, nous avons utilisé deux modèles aux variables «taille de grains» différentes. Le modèle monocouche TKK ne permet pas de répondre aux objectifs de cette thèse car un modèle multicouche est nécessaire. Les modèles MEMLS et DMRT ont été utilisés, ils sont détaillés dans la suite.

3.4.2 Le modèle MEMLS

Cette partie s'appuie principalement sur les deux articles Wiesmann et Mätzler (1999) et Mätzler et Wiesmann (1999), ainsi que sur les notes techniques de MEMLS (Mätzler, 2004; Mätzler et Wiesmann, 2007). Elle décrit les paramétrisations du modèle MEMLS version 3.1 d'avril 2007. La principale nouveauté de cette version est une nouvelle paramétrisation des constantes diélectriques de la glace et de l'eau avec notamment une dépendance en salinité pour le calcul du transfert radiatif dans la neige qui repose sur la glace de mer. MEMLS-v3.1 permet une sélection du type de grains de neige considéré dans le calcul des constantes diélectriques effectives utilisées lors du calcul du coefficient de diffusion avec l'approximation de Born. J'ai codé ce choix optionnel et cela a été implémenté, par C. Mätzler, dans cette nouvelle version de MEMLS.

⁶La longueur de corrélation est définie dans le Chapitre 2, Section 2.4.2. La longueur de corrélation et le rayon optique sont liés par $p_c = \frac{4}{3} \cdot (1 - f) \cdot r_{opt}$.

⁷Dans la suite la notation f-p est utilisée pour faire référence au canal à la fréquence f et à la polarisation p (V ou H pour la polarisation Verticale ou Horizontale). Ainsi le canal 19 GHz en polarisation verticale est noté 19-V.

Le manteau neigeux, en entrée du modèle, est constitué d'un empilement de couches planes (non rugueuses), dont chacune est décrite par six variables :

- la densité (kg m^{-3}) ;
- la longueur de corrélation exponentielle (mm) ;
- l'épaisseur (cm) ;
- la température (K) ;
- la TEL volumique (%) ;
- la salinité (partie par milliard).

MEMLS modélise la température de brillance et l'émissivité d'un manteau neigeux aux fréquences comprises entre 10 et 100 GHz. La limite spectrale dépend de la taille de grains, car le calcul de la diffusion est basé sur la diffusion de Rayleigh, valable lorsque les grains ont une taille très inférieure à la longueur d'onde. Cette diffusion est proportionnelle à λ^{-4} . Pour utiliser MEMLS à des fréquences plus élevées, il faut veiller à rester dans le domaine de Rayleigh (c.-à-d. des petits grains de neige). Le modèle est valable pour des longueurs de corrélation comprises entre 0,05 mm et 0,3 mm. Avec l'utilisation de l'approximation de Born, MEMLS a été validé jusqu'à des longueurs de corrélation de 0,71 mm, ce qui correspond à du gros givre de profondeur.

La gamme de densité est $100\text{-}700 \text{ kg m}^{-3}$. Ainsi, MEMLS peut être utilisé pour modéliser la température de brillance d'un manteau constitué de croûte de vent ou de regel.

Le calcul du transfert radiatif

Dans MEMLS, le calcul de la propagation du REM est basé sur les théories 6-flux et 2-flux. Le coefficient de diffusion est calculé dans six directions, c.-à-d. dans les deux sens des trois axes de la couche de neige. Puis, il est décomposé en coefficient de rétrodiffusion et de diffusion croisée. Enfin, ces coefficients 6-flux sont ramenés à des coefficients 2-flux. Cette simplification est possible dans le cas de couche plane parallèle (Mätzler, 2004).

Pour le calcul du coefficient de réflexion aux interfaces, les équations de Fresnel sont généralement utilisées sauf lorsque l'épaisseur de la couche de neige est voisine de la longueur d'onde. Dans cette configuration, la couche est cohérente et il existe des effets d'interférence électromagnétique. Ces effets sont pris en compte dans le modèle.

La longueur de corrélation exponentielle

La variable «taille de grains» utilisée par MEMLS est la longueur de corrélation exponentielle (p_{exp}).

La longueur de corrélation p_c , présenté dans le Chapitre 2 Section 2.4.2, et la longueur de corrélation p_{exp} ont montré expérimentalement des valeurs différentes (Mätzler, 2002) :

$$p_{exp} = \beta \cdot p_c, \text{ avec } \beta = 0,75. \quad (3.11)$$

La longueur de corrélation étant reliée théoriquement au rayon optique (Mätzler, 2002) par l'Equation 3.12, il est important de connaître l'origine de la valeur de β pour calculer la longueur de corrélation exponentielle de MEMLS.

$$p_{exp} = \frac{4}{3} \cdot \beta \cdot (1 - f) \cdot r_{opt} \quad (3.12)$$

Le coefficient de passage β a été déterminé à partir du modèle MEMLS et de mesures de longueur de corrélation réalisées sur une carotte de neige extraite à Dôme C (Alley, 1980). La valeur 0,75 a été obtenue par calibration des températures de brillance modélisées par MEMLS-v2 et celles observées à 19 GHz par le radiomètre ESMR. La valeur de β a été confirmée par le même auteur (C. Mätzler) lors d'une étude indépendante conduite sur de la neige saisonnière alpine (Mätzler, 2002).

Cependant, le calcul de la diffusion est réalisé avec l'approximation de Born où une erreur dans la paramétrisation des constantes diélectriques effectives a été trouvée dans la version 2 de MEMLS (depuis l'erreur a été corrigée et MEMLS est actuellement en version 3). La valeur β de 0,75 doit donc être considérée comme un ordre de grandeur, elle sera ajustée par la suite.

La constante diélectrique effective

Pour calculer la constante diélectrique effective (ϵ_{eff}), MEMLS offre trois paramétrisations suivant les types de grains. Une relation est empirique pour représenter la neige naturelle, une autre considère les grains sphériques alors que la dernière considère du givre de profondeur (des cristaux creux).

La Figure 3.6 montre l'évolution de la partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige en fonction de la densité pour les trois paramétrisations possibles. Les valeurs calculées avec la paramétrisation considérant le givre de profondeur sont, comparées aux deux autres paramétrisations, quasiment supérieures d'un facteur 2 pour des densités voisines de 300 kg m^{-3} . L'évolution de la paramétrisation empirique et de celle relative aux grains sphériques sont très similaires pour des densités inférieures à 350 kg m^{-3} , et identiques au-delà de 500 kg m^{-3} . La paramétrisation empirique repose sur le calcul d'un facteur de dépolarisation (Polder et van Santen, 1946) et présente un seuil en densité à 500 kg m^{-3} , il est nettement marqué (Figure 3.6).

Le givre de profondeur est un type de grain particulier qui ne représente pas la majorité des grains présents dans les manteaux étudiés. Dans ce travail, nous avons considéré la paramétrisation relative aux sphères afin de conserver une continuité dans la valeur de la partie imaginaire de la constante diélectrique effective.

Le coefficient de diffusion

Pour le coefficient de diffusion, MEMLS permet plusieurs paramétrisations 6-flux basées, soit sur des relations empiriques (fonction de la densité et/ou de la longueur de corrélation), soit sur une approche théorique via l'approximation de Born améliorée (Mätzler, 1998). Il existe au total 12 paramétrisations dont 11 empiriques. L'évolution de l'émissivité à 37 GHz d'un manteau homogène⁸ en fonction de la longueur de corrélation est présentée Figure 3.7 pour les 12 paramétrisations. Toutes les paramétrisations montrent une décroissance plus ou moins marquée de l'émissivité lorsque la longueur de corrélation augmente. L'évolution de la courbe en rouge et avec les symboles carrés correspond à la paramétrisation non-empirique (approximation de Born améliorée).

Avec l'approximation de Born améliorée, avant intégration sur les six directions, le coefficient de diffusion est calculé avec l'Equation 3.13 (équation 32, Mätzler, 1998) :

$$\gamma_s \approx 2p_{exp}k^4 \cdot f(1-f) \left| \frac{(\epsilon_{glace} - \epsilon_{air})(2\epsilon_{eff} + \epsilon_{air})}{2\epsilon_{eff} + \epsilon_{glace}} \right|^2 \quad (3.13)$$

Avec :

⁸Un manteau homogène est une couche de neige semi-infinie aux propriétés physiques constantes avec la profondeur. Ce type de manteau est régulièrement utilisé au cours du manuscrit.

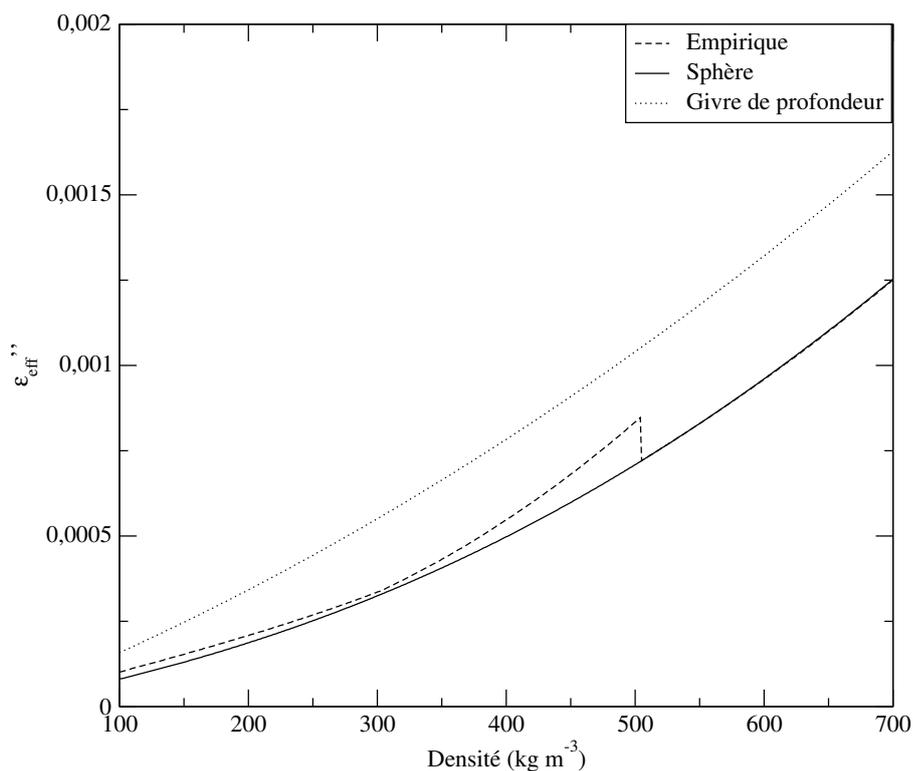


FIG. 3.6 – Evolution de la partie imaginaire de la constante diélectrique effective de la neige modélisée par MEMLS suivant trois types de paramétrisations, une empirique pour représenter la neige naturelle, et deux semi-empiriques avec des géométries de grains représentant des sphères ou du givre de profondeur (des cristaux creux).

- p_{exp} la longueur de corrélation exponentielle;
- k le nombre d'onde ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$);
- f la fraction volumique.

Tout au long de ce travail, nous avons choisi de calculer le coefficient de diffusion 6-flux à partir de l'approximation de Born améliorée. Ce choix a été fait lors de la comparaison avec le modèle théorique DMRT-ML. DMRT est présenté dans la section suivante et la comparaison entre MEMLS et DMRT-ML se trouve dans la Section 3.4.4.

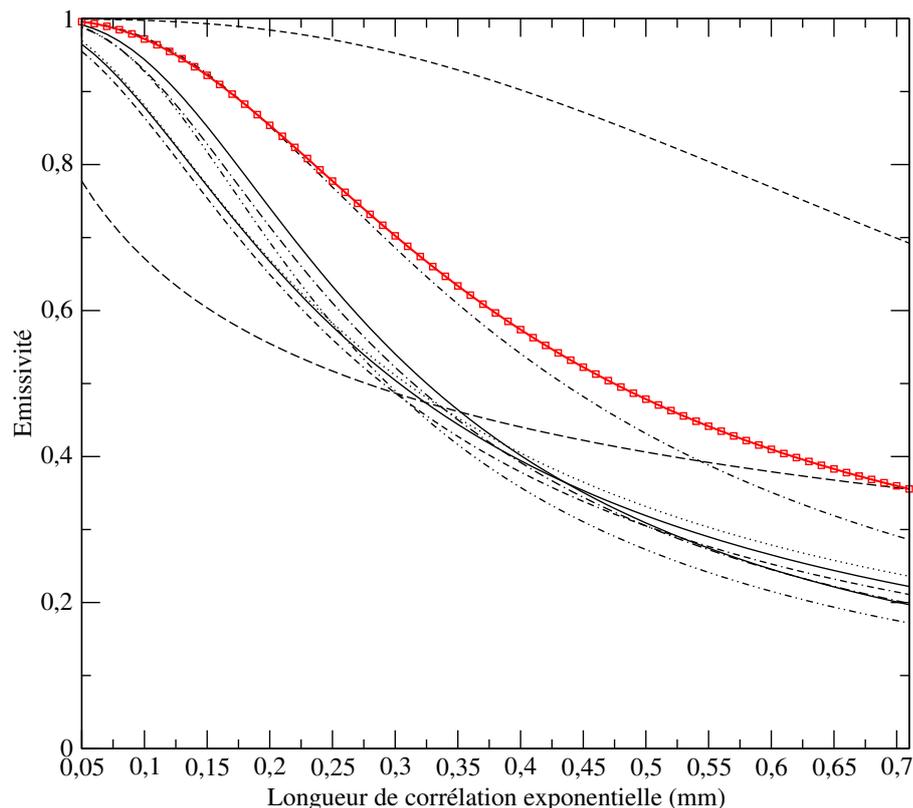


FIG. 3.7 – Evolution de l'émissivité d'un manteau neigeux homogène en fonction de la longueur de corrélation pour les 11 paramétrisations empiriques du coefficient de diffusion (courbes noires) et la paramétrisation théorique basée sur l'approximation de Born améliorée (courbe rouge avec les carrés).

3.4.3 Le modèle DMRT-ML

La théorie du transfert radiatif en milieu dense est utilisée tant en télédétection micro-ondes active que passive et appliquée avec le modèle DMRT à des manteaux neigeux saisonnier et permanent (Tsang et al., 2000a, 2007; Liang et al., 2008; Macelloni et al., 2001, 2007; Tedesco et al., 2006; Grody, 2008). DMRT a également été appliqué à de la neige qui repose sur la glace de mer (West et al., 1993).

Dans le domaine des micro-ondes, la distance entre les grains de neige est inférieure à la longueur d'onde. Ainsi, l'hypothèse de diffusion indépendante des cristaux de glace n'est pas valable et l'équation du transfert radiatif conventionnelle ne peut pas être appliquée. Cet aspect est considéré dans la théorie DMRT, qui constitue la première composante du modèle.

Tout d'abord, nous décrivons la première composante du modèle, celle qui permet, à partir des propriétés physiques de la neige, de calculer les coefficients d'extinction et d'absorption ainsi que la matrice de phase. Puis nous décrivons la seconde composante, celle qui permet de calculer la propagation de l'énergie transmise à travers le manteau. Dans le modèle multicouche développé au LGGE (G. Picard), le calcul de la propagation du REM est réalisé avec la méthode DIScrete Ordinate Radiative Transfer DISORT (Jin, 1994).

Ci-après est posée l'équation du transfert radiatif micro-onde utilisée par DMRT en télédétection passive (Equation 3.14, équation 7.6.1, Tsang et Kong (2001)). Elle présente la même forme mathématique que l'équation du transfert radiatif conventionnel (Equation 3.7).

$$\cos\theta \frac{\partial \bar{I}(z, \theta)}{\partial z} = -\gamma_e \bar{I}(z, \theta) + \gamma_e (1 - \tilde{\gamma}_r) \bar{CT}(z) + \frac{3}{8} \gamma_s \int_0^\pi \sin(\theta') \cdot \bar{P}(\theta, \theta') \cdot \bar{I}(z, \theta') d\theta' \quad (3.14)$$

$\bar{I}(z, \theta)$ et $\bar{I}(z, \theta')$ représentent l'énergie dans le manteau à la profondeur z vers la direction θ et θ' . $\bar{P}(\theta, \theta')$ est la matrice de phase, elle décrit la fraction de REM issue de la direction θ' et diffusée dans la direction θ . $\bar{CT}(z)$ représente l'émission des sphères de glace (Tsang et Kong, 2001; Liang et al., 2006). Le coefficient d'extinction γ_e est lié à l'albédo de diffusion simple⁹ $\tilde{\gamma}_r$ et au coefficient de diffusion γ_s (Equation 3.15, équation 6.4.43 dans Tsang et Kong, 2001).

$$\tilde{\gamma}_r = \frac{\gamma_s}{\gamma_e} \quad (3.15)$$

L'équation du transfert radiatif conventionnel est invalide dans le cas d'un milieu dense car la distance entre les grains de neige est inférieure à la longueur d'onde. Cela est corrigé dans la théorie du transfert radiatif en milieu dense. Les propriétés d'émission d'un milieu homogène sont définies par trois paramètres : le coefficient d'absorption, le coefficient de diffusion et la matrice de phase. Ces paramètres sont déduits de la constante de propagation du champ électrique dans la neige, où la neige est considérée comme un milieu dense composé de sphère de glace dans de l'air. Toutes les sphères de glace possèdent la même constante diélectrique. Dans la limite des basses fréquences et des petites tailles de sphères (c.-à-d. $2\pi r/\lambda < 1$ avec r le rayon et λ la longueur d'onde), une solution analytique peut être calculée pour la constante de propagation. La constante de propagation dépend de la constante diélectrique de la glace, et elle peut être résolue en utilisant le premier ordre de l'approximation Quasi-Cristalline avec potentiel cohérent ainsi que l'approximation de Percus-Yevick pour des sphères qui ne forment pas d'agglomérat (Tsang et Kong, 2001).

Chaque couche de neige constituant le manteau en entrée du modèle est définie par son épaisseur, le rayon de grain sphérique, la densité et la température. Dans le modèle, le contenu en eau liquide n'est pas une variable d'entrée et DMRT-ML ne peut donc qu'être utilisé pour un manteau sec. Le manteau est constitué d'un empilement de couches planes, non rugueuses.

La constante de propagation effective

Dans DMRT-ML, la constante de propagation effective K est utilisée pour déterminer la constante diélectrique effective du milieu. C'est par conséquent un nombre complexe ($K = K' + iK''$) dont la partie réelle, fonction de la diffusion, est très supérieure à la partie imaginaire, fonction de l'absorption.

K est relié au coefficient d'extinction γ_e (théorème optique, Equation 3.16, équation 6.4.44 ; Tsang et Kong, 2001).

$$K = K' + i \frac{\gamma_e}{2} \quad (3.16)$$

⁹Le terme anglais pour dénommer $\tilde{\gamma}_r$ est «single scattering albedo».

L'expression de la constante de propagation K est :

$$K^2 = k^2 + \frac{f(k_s^2 - k^2)}{1 + \frac{k_s^2 - k^2}{3K_0^2}(1-f)} \cdot \left\{ 1 + i \cdot \frac{2}{9} \frac{K_0 r^3 (k_s^2 - k^2)}{1 + \frac{k_s^2 - k^2}{3K_0^2}(1-f)} \frac{(1-f)^4}{(1+2f)^2} \right\} \quad (3.17)$$

Où k_s et k sont respectivement le nombre d'onde des sphères de glace et du milieu environnant (l'air), f est la fraction volumique occupée par les particules de glace. K_0 est la constante de propagation des ondes cohérentes lorsque la diffusion est ignorée ($r=0$), K_0 est obtenu mathématiquement par la solution au premier ordre de K (Jin, 1994).

Le calcul de la propagation du REM

La méthode implémentée dans DMRT-ML pour calculer la propagation du REM à travers les couches de neige du manteau est basée sur la méthode DIScrete Ordinate Radiative Transfer DISORT (chapitre 2, *Numerical approach to the VRT equation*, Jin, 1994). Cette méthode permet de considérer les diffusions multiples dans le manteau neigeux dans plusieurs directions.

Lors des simulations que j'ai réalisées, le transfert radiatif était calculé dans 32 directions.

3.4.4 Les différences majeures entre MEMLS et DMRT-ML ; Etude de cas : le manteau homogène

Les deux modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige que nous avons utilisés, semi-empirique et théorique, possèdent des différences dans les deux composantes du modèle. Tout d'abord les variables d'entrée ne sont pas identiques, en particulier les variables taille de grains. MEMLS considère la longueur de corrélation alors que la théorie DMRT quantifie la taille de grains par le rayon de grain sphérique. Aussi, le modèle DMRT-ML, utilisé dans nos études, ne considère pas l'eau liquide et ne peut donc pas être utilisé en présence de fonte. Une différence importante concerne la seconde composante des modèles, le calcul de la propagation du REM. MEMLS utilise une simplification en basculant de la théorie 6-flux à 2-flux alors que DMRT-ML considère 32 flux dans nos simulations.

Afin de comparer les deux modèles, les émissivités modélisées par MEMLS et DMRT-ML sont étudiées dans le cas d'un manteau homogène.

Evolution en fonction de la taille des grains

Comme MEMLS et DMRT-ML n'utilisent pas la même variable de taille de grains, nous cherchons tout d'abord à estimer approximativement une relation entre la longueur de corrélation exponentielle de MEMLS et le rayon de grain sphérique utilisé par DMRT-ML. La longueur de corrélation a tout d'abord été convertie en rayon optique à partir de l'Equation 3.12 proposée par Mätzler (2002) :

$$r_{opt} = \frac{3}{4} \cdot p_{exp} \cdot [\beta(1-f)]^{-1} \quad (3.18)$$

La constante β permet la conversion entre la longueur de corrélation et la longueur de corrélation exponentielle utilisée par MEMLS. Nous avons utilisé la valeur 0,75 (Mätzler, 2002). Lors des simulations suivantes, le manteau neigeux a une densité constante de 350 kg m^{-3} .

La Figure 3.8 montre les évolutions des émissivités à 19 et 37 GHz en polarisation verticale pour les deux modèles en fonction du rayon des grains. Avec l'approximation de Born améliorée de MEMLS et DMRT-ML, l'émissivité diminue lorsque la taille des grains augmente. Une telle évolution représente le spectre normal d'émissivité observé pour la neige (Mätzler, 1994; Grody, 2008). Mais lorsque la longueur de corrélation est convertie en rayon optique avec $\beta=0,75$, les émissivités modélisées avec MEMLS ne correspondent pas à celles modélisées avec DMRT-ML (Figure 3.8). La valeur du coefficient β de 0,75 n'est donc pas satisfaisante pour lier le rayon optique au rayon requis par DMRT-ML. Un facteur d'ajustement doit être considéré.

Lorsque les longueurs de corrélation sont converties en rayon optique puis multipliées par 4,1, une évolution similaire des émissivités en fonction des rayons est obtenue avec les deux modèles (Figure 3.8).

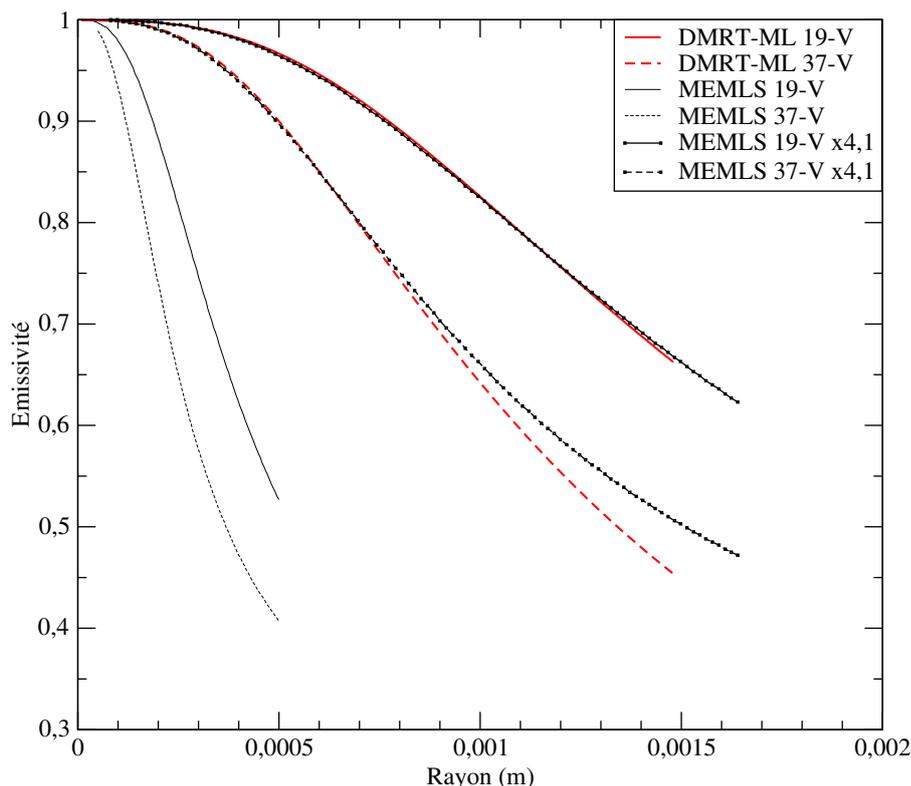


FIG. 3.8 – Evolution de l'émissivité d'un manteau neigeux homogène en fonction de la taille des grains, modélisée avec MEMLS (courbes noires) et DMRT-ML (courbes rouges). La conversion longueur de corrélation - rayon optique avec $\beta=0,75$ rapporte des rayons optiques sous estimant beaucoup l'émissivité (courbes noires sans symbole) par rapport à DMRT-ML. En multipliant le rayon optique ainsi calculé par 4,1, des émissivités assez similaires sont modélisées avec MEMLS (courbes noires avec symboles) et DMRT-ML (courbes rouges).

Une autre manière de visualiser les résultats des deux modèles en s'affranchissant de cette représentation en fonction de la taille de grains est un graphe de l'émissivité à 37 GHz en fonction de celle à 19 GHz (Figure 3.9).

La Figure 3.9 confirme que les deux modèles prévoient une tendance similaire de l'évolution de l'émissivité à 19 et 37 GHz lorsque la taille des grains d'un manteau homogène augmente.

La dépendance en taille de grains de DMRT-ML et MEMLS est similaire. Pour comparer le rayon de DMRT-ML et la longueur de corrélation exponentielle de MEMLS, il est nécessaire de convertir cette dernière variable en rayon optique puis de la multiplier par 4,1 lorsque la densité est de 350 kg m^{-3} .

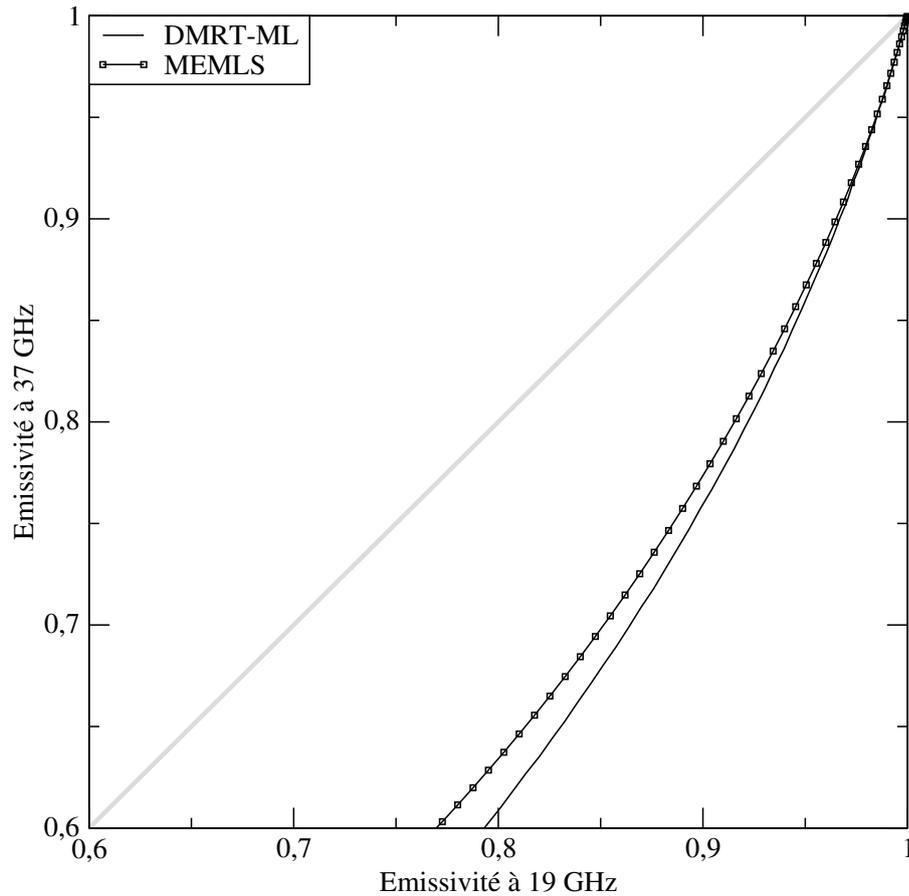


FIG. 3.9 – Evolution des émissivités en polarisation verticale à 37 GHz en fonction de celle à 19 GHz pour différentes tailles de grains. Lorsque la taille de grains est petite, les émissivités sont élevées aux deux fréquences. Lorsque la taille de grains augmente, les émissivités diminuent (Figure 3.8).

Evolution en fonction de la densité

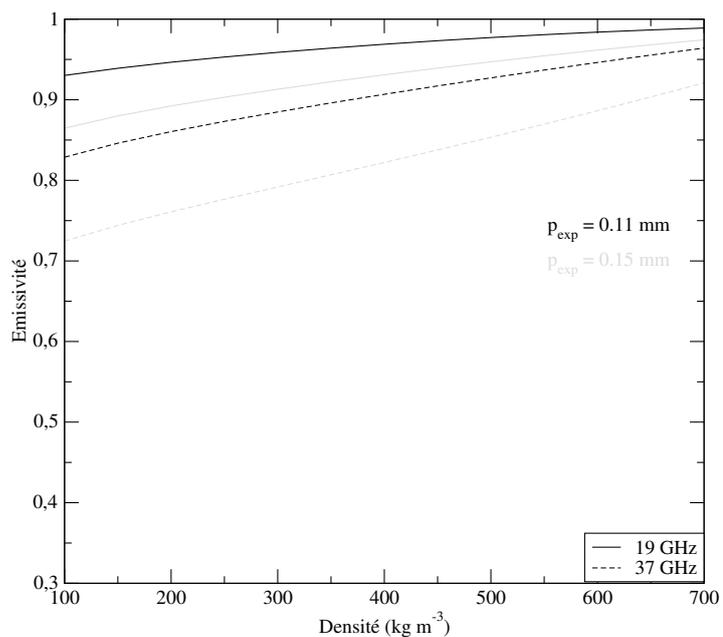
Avec les deux modèles, l'émissivité d'un manteau homogène augmente lorsque la densité augmente (Figure 3.10). Les tailles de grains utilisées ici ont été ajustées pour que les émissivités à 350 kg m^{-3} soient similaires.

DMRT-ML montre une dépendance à la densité plus importante que MEMLS, dans toute la gamme de densité.

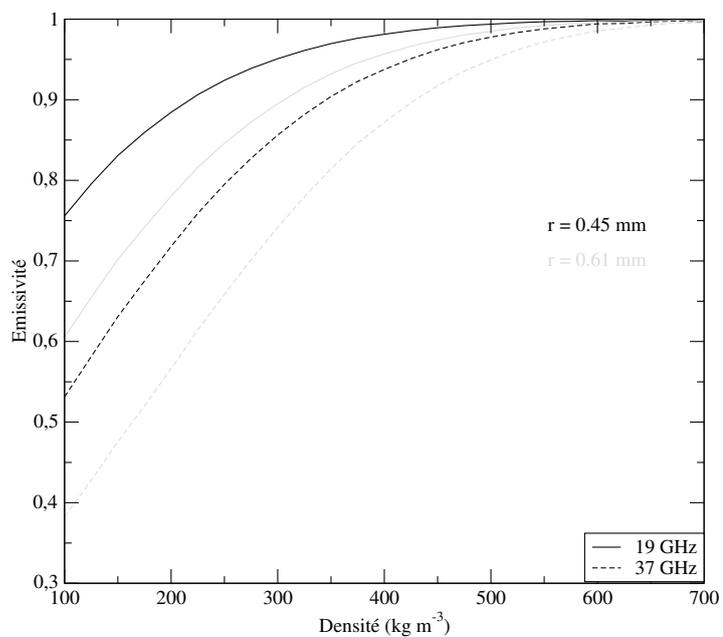
Cette importante dépendance à la densité s'explique essentiellement par les termes $(1 - f)$ à forte puissance dans l'équation de la constante de propagation effective utilisée dans DMRT-ML (Equation 3.17). De plus, les résultats de MEMLS sont ici obtenus à longueur de corrélation constante alors que ceux de DMRT-ML sont à rayon constant. Il existe un facteur $(1 - f)$ entre ces deux variables.

Evolution en fonction de la température

L'émissivité d'un manteau homogène augmente avec la température, du fait de l'augmentation de la partie réelle de la constante diélectrique de la glace avec la température. La dépendance en température des modèles MEMLS et DMRT-ML est similaire (Figure 3.11) car les deux modèles utilisent la même paramétrisation de la constante diélectrique de la glace.



(a) MEMLS



(b) DMRT-ML

FIG. 3.10 – Evolution des émissivités en polarisation verticale à 19 GHz (trait continu) et 37 GHz (trait interrompu) modélisées avec MEMLS (a) et DMRT-ML (b) en fonction de la densité, pour deux tailles de grains. La température du manteau est de 224 K.

En conclusion, dans le cas d'un manteau homogène, les émissivités modélisées avec MEMLS et DMRT-ML présentent les mêmes dépendances en fonction de la taille de grains et de la température. Dans la suite de ce manuscrit, les températures de brillance modélisées avec les deux modèles pour un manteau neigeux hétérogène sont comparées (Chapitre 4).

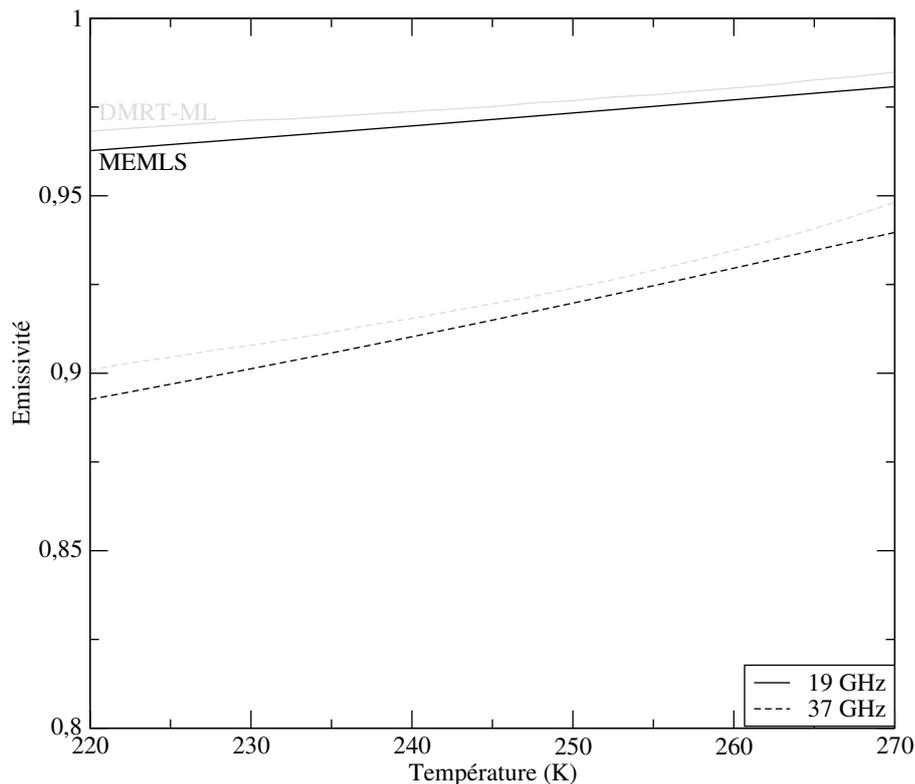


FIG. 3.11 – Evolution des émissivités en polarisation verticale à 19 GHz (trait continu) et 37 GHz (trait interrompu) modélisées avec MEMLS (noir) et DMRT-ML (gris) en fonction de la température. La densité du manteau est de 350 kg m^{-3} , le rayon de DMRT-ML égal 0,45 mm et la longueur de corrélation exponentielle vaut 0,11 mm.

3.5 Modèles de transfert radiatif micro-onde dans l'atmosphère

Les modèles de transfert radiatif dans la neige, présentés dans la Section 3.4, permettent de modéliser l'émissivité ou la température de brillance à la surface du manteau neigeux. Or, les mesures par télédétection spatiale se font au «sommet de l'atmosphère»¹⁰ où le REM a subi des atténuations et émissions. Afin de comparer les modélisations du REM émis par la neige et les observations du système neige-atmosphère dans les conditions les plus similaires, il est nécessaire de calculer le transfert radiatif à travers l'atmosphère.

L'atmosphère est composée de plusieurs constituants gazeux (p. ex. la vapeur d'eau, le dioxygène et le diazote) et solides (p. ex. les aérosols et les précipitations). Ces constituants sont déterminants dans l'absorption du REM dans les 4 à 5 km d'atmosphère au dessus de la surface (Rosenkranz, 1992).

Les effets de l'atmosphère sur le REM ont été étudiés à partir de travaux de modélisation (Clough et al., 2005; Liebe et al., 1991). Il a été montré que l'atmosphère est quasi transparente aux fréquences voisines de 6 GHz et 10 GHz. C'est vers 22 GHz et 57 GHz que l'atmosphère a le plus d'influence sur la température de brillance, à cause de la proximité de la bande d'absorption de la vapeur d'eau et de l'oxygène. Vers 19 GHz et 37 GHz, il y a une fenêtre atmosphérique, c.-à-d. une influence de l'atmosphère peu marquée. Ce sont aux hautes fréquences, 85,5 et 89 GHz, que les effets de l'atmosphère sont les plus importants (Figure 3.1).

En condition de ciel clair, la taille des particules des principaux composants gazeux, influençant le REM micro-onde, est bien inférieure à la longueur d'onde. Ainsi dans le domaine des micro-ondes, la diffusion peut

¹⁰Ce terme est consacré en télédétection spatiale.

être négligée et l'atténuation atmosphérique résulte principalement de l'absorption. Cependant, en présence de nuage et de précipitation la diffusion peut devenir non négligeable.

Bien que l'atmosphère froide et sèche de l'Antarctique perturbe peu les fréquences utilisées dans nos études, elle n'est toutefois pas négligeable. Ainsi sans correction atmosphérique, il est possible d'observer des tendances du spectre d'émissivité différentes entre deux fréquences. Aussi, pour retrouver avec la meilleure précision possible des propriétés de surface, il est donc nécessaire de s'affranchir de l'atmosphère. Pour cela, le calcul du transfert radiatif dans l'atmosphère est réalisé.

Deux modèles ont été utilisés durant cette thèse. Le premier modèle considère une atmosphère non diffusante (Rosenkranz, 1998) alors que le second utilise une modélisation complète du transfert radiatif (modèle RTTOV, Saunders et al., 1999).

3.5.1 Modèle basé sur une atmosphère non diffusante

Une première approximation consiste à considérer une atmosphère non diffusante. Les coefficients de transmission considérés sont ceux proposés par Rosenkranz (1998). Cette approximation a déjà été utilisée pour estimer la contribution de l'atmosphère sur les températures de brillance de la neige (Tedesco et Wang, 2006; Picard et al., 2009).

Dans le Chapitre 5, ce modèle est utilisé pour corriger les émissivités de la neige déduites des mesures SSM/I. Les profils des variables atmosphériques ont été extraits des réanalyses météorologiques ERA-40 (Uppala et 45 coauteurs, 2005). L'Equation 3.19 est la base de ce modèle.

$$e = \frac{T_B - T_B^{atmo \uparrow} - t \cdot (T_B^{atmo \downarrow} + t \cdot T_B^{cosmic})}{t \cdot T_{air} - t \cdot (T_B^{atmo \downarrow} + t \cdot T_B^{cosmic})} \quad (3.19)$$

T_B est la température de brillance mesurée au sommet de l'atmosphère, $T_B^{atmo \uparrow}$ et $T_B^{atmo \downarrow}$ sont les composantes ascendante et descendante de la température de brillance atmosphérique et t est la transmittance. La transmittance est calculée à partir de l'épaisseur optique (τ) avec les relations de Rosenkranz (1998) qui dépendent du profil de température et d'humidité de l'atmosphère. $T_B^{cosmique}$ est le rayonnement cosmique dans le domaine des micro-ondes, la valeur est constante à 2,75 K. Les variables sont calculées pour un angle d'incidence θ de 53,1°, c.-à-d. que la neige est considérée comme diffuseur spéculaire, ce qui n'est que partiellement vérifié (Karbou et Prigent, 2005; Mätzler et Rosenkranz, 2007), avec les équations suivantes :

$$t = \prod_{j=1}^{60} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (3.20)$$

$$T_B^{atmo \uparrow} = \sum_{i=1}^{60} (1 - e^{-\tau(p_i)/\cos\theta}) T_i \prod_{j=i+1}^{60} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (3.21)$$

$$T_B^{atmo \downarrow} = \sum_{i=1}^{60} (1 - e^{-\tau(p_i)/\cos\theta}) T_i \prod_{j=i}^{i-1} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (3.22)$$

Pour illustrer l'influence moyenne de l'atmosphère en Antarctique, les émissivités sont calculées sur la période 1987-2002 pour chaque pixel du continent, hors des zones de fonte délimitées par Picard et al. (2007). Le calcul sans correction atmosphérique est basé sur l'Equation 3.5 alors que celui avec correction est réalisé avec l'Equation 3.19. Les Figures 3.12(a) et 3.12(b) représentent les émissivités calculées respectivement sans et avec correction atmosphérique.

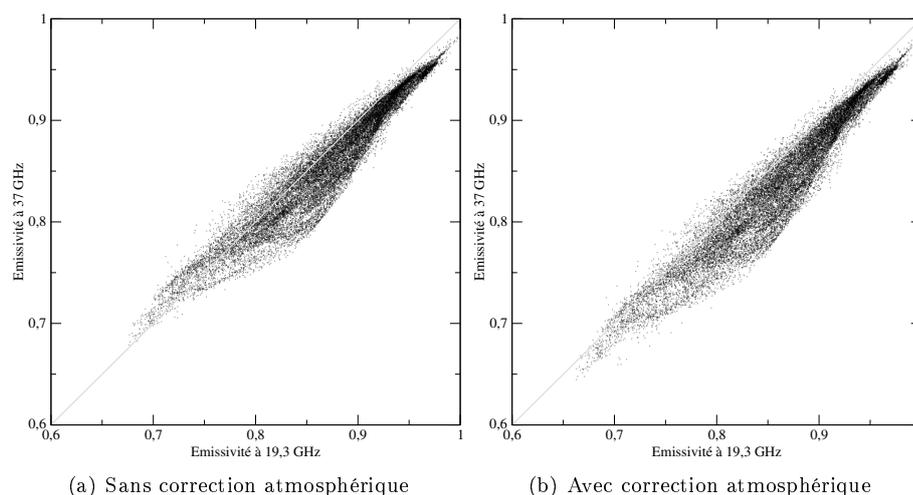


FIG. 3.12 – Émissivité moyenne, à 37 GHz en fonction de celle à 19,3 GHz, de chaque pixel observé hors des zones de fonte en Antarctique. Les émissivités sont calculées sans (a) et avec (b) correction atmosphérique.

Après correction atmosphérique les émissivités sont plus faibles de 0,0065 et 0,0171 à 19,3 et 37 GHz. La contribution de l’atmosphère étant plus importante à 37 GHz, l’allure du spectre avant et après correction est par conséquent différente. Par exemple, après correction il y a moins d’émissivité au-dessus de la droite identité (droite grise sur la Figure 3.12).

3.5.2 Le modèle RTTOV

RTTOV-9.1¹¹ est un modèle de transfert radiatif dans l’atmosphère, il permet le calcul de l’énergie réfléchie, absorbée et transmise par l’atmosphère. Il a été conçu pour une utilisation opérationnelle en prévision météorologique. RTTOV permet de modéliser la transmission atmosphérique dans l’IR et le domaine des micro-ondes. Il est intégralement décrit par Saunders et al. (1999) et dans le guide utilisateur (Saunders et al., 2008).

Les variables d’entrée du modèle comprennent, au minimum, les profils atmosphériques de température et de vapeur d’eau. Les profils de concentration des autres gaz sont optionnels, ils sont surtout important dans l’IR. RTTOV requiert également en entrée l’émissivité de la surface à la fréquence considérée. Lors de nos utilisations, l’émissivité du manteau neigeux a été prédéfinie aux différentes fréquences sans utiliser le modèle de surface intégré à RTTOV. Les profils des variables atmosphériques ont été extraits des réanalyses météorologiques ERA-40.

Nous avons utilisé le modèle RTTOV pour modéliser l’évolution temporelle de la température de brillance au sommet de l’atmosphère à Dôme C (Chapitre 4).

3.6 Conclusion

Les fréquences micro-ondes considérées dans nos études, voisines de 6 GHz, 10 GHz, 19 GHz, 37 GHz et 89 GHz, sont faiblement perturbées lors de leur propagation à travers l’atmosphère. De plus, comparé aux domaines spectraux du visible et de l’IR, les mesures dans le domaine des micro-ondes ne sont pas affectées par les conditions d’ensoleillement et de nébulosité. Ces observations satellites permettent aussi une bonne

¹¹L’acronyme RTTOV signifie, en anglais, Radiative Transfert TIROS Operational Vertical Sounder, où TIROS correspond à Television and infrared observing satellite.

couverture quasi-journalière¹² des régions polaires depuis plus de trente ans. De plus, la mesure des propriétés du REM par télédétection micro-onde passive permet d'analyser l'évolution du manteau neigeux, car les mesures radiométriques sont sensibles aux principales propriétés de la neige : la TEL, la taille de grains et la densité. L'eau liquide domine l'absorption micro-onde lorsque le manteau est humide. Dans le cas d'un manteau sec, les grains de neige diffusent le REM et la taille de grain est la principale propriété à contrôler l'émissivité. La densité est également une propriété importante du manteau sec car elle contrôle l'absorption du REM. Elle contrôle également l'écart entre les polarisations verticale et horizontale du fait que l'angle d'incidence des mesures radiométriques considérées dans nos études, voisin de 53° , soit proche de l'angle de Brewster pour la polarisation verticale. Ainsi, les propriétés de la neige en surface du manteau influencent peu la propagation du REM en polarisation verticale, ce qui n'est pas le cas du REM en polarisation horizontale.

L'émission micro-onde, l'émissivité et la température de brillance, est calculée dans nos travaux avec des modèles de transfert radiatif multicouches à base semi-empirique (MEMLS) et théorique (DMRT-ML). Afin de comparer finement les valeurs prévues par ces modèles à celles mesurées au sommet de l'atmosphère par les radiomètres SSM/I et AMSR-E, le transfert radiatif atmosphérique est également considéré.

Les deux modèles de transfert radiatif dans la neige utilisés dans nos études ont des variables «taille de grains» en entrée différentes. MEMLS requiert la longueur de corrélation et DMRT-ML utilise le rayon de grains sphériques. Toutefois, dans le cas simpliste d'un manteau homogène lorsque la taille des grains augmentent, l'évolution de l'émissivité à 19 GHz et 37 GHz est modélisée de manière similaire par MEMLS (avec l'approximation de Born améliorée) et DMRT-ML. Cependant, nous verrons dans le chapitre suivant, où l'évolution temporelle de la température de brillance émise par un manteau stratifié est modélisée, que les résultats de modélisation ne sont pas semblables avec les deux modèles.

Le modèle DMRT-ML ne permet pas actuellement de modéliser l'énergie émise lorsque le manteau est humide. Ce modèle est donc uniquement appliqué dans les Chapitres 4 et 5 relatifs à l'Antarctique. Le modèle semi-empirique MEMLS est par contre utilisé sur les manteaux polaire et saisonnier, dans les Chapitres 4 à 6 et dans le Chapitre 8.

¹²Le radiomètre SSMR fonctionnait seulement tous les deux jours.

Deuxième partie

Emission micro-onde en Antarctique

Préambule de la Partie II

Pour estimer des variables climatiques et glaciologiques, les mesures radiométriques acquises par télédétection spatiale semblent être un compromis intéressant entre la résolution spatiale des mesures, la durée des séries de données et l'épaisseur de neige sondée. Cependant, ces mesures sont à la fois sensibles à la température et à l'émissivité du manteau, c.-à-d. ses propriétés de microstructure, telles que la taille de grains et la densité. Dans cette partie, la température de brillance est tout d'abord modélisée en liant température et émissivité puis l'émissivité seulement est modélisée.

Dans le Chapitre 4 sont modélisées les évolutions temporelles des températures de brillance avec les modèles de transfert radiatif multicouches présentés dans le chapitre précédent. Ces modèles sont pilotés par des mesures continues de la température de la neige et des mesures ponctuelles de la taille de grains et de la densité. Ainsi, à la fois la température et l'émissivité de la neige sont issues de mesures *in situ*. Cette approche permet d'analyser finement l'émission du manteau, mais, de par la nécessité des mesures, une telle approche ne peut être réalisée que localement, à Dôme C.

La modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance à l'échelle continentale a été réalisée par Picard et al. (2009). Cette étude à laquelle j'ai participé, disponible en Annexe F, est réalisée avec un modèle de complexité inférieure aux modèles d'évolution de la neige et de transfert radiatif présentés dans les Chapitres 2 et 3. Ce modèle, nommé Snow Dynamic and Emission Model (SDEM), est un modèle couplé constitué d'un schéma de surface, d'un calcul de la diffusion thermique dans le manteau et d'un transfert radiatif micro-onde dans la neige et l'atmosphère. De par sa simplicité SDEM ne peut pas intégrer tous les processus et doit faire appel à des paramètres ajustés. Notamment l'émissivité du manteau est estimée car SDEM considère le manteau neigeux homogène et constant.

En conciliant les simplifications du SDEM et les différents ajustements, la température de brillance est modélisée à l'échelle continentale, hors des zones où de la fonte est observée, avec une erreur quadratique moyenne, à 19 GHz et 37 GHz, faible comprise entre 1,4 K et 3 K. Ces résultats fournissent la preuve, qu'il est possible de calculer au premier ordre la température de brillance au dessus des zones sèches des calottes polaires en supposant une émissivité constante. Or, l'émissivité est estimée dans le SDEM et elle ne repose sur aucune relation physique entre l'émission micro-onde et les propriétés de microstructure du manteau.

L'objectif du Chapitre 5 est d'établir le lien entre les émissivités observées à l'échelle continentale et les propriétés stratigraphiques du manteau neigeux. Ce travail est réalisé sur la polarisation verticale uniquement.

Les résultats présentés dans le chapitre suivant, utilisant les mesures stratigraphiques, dans lequel le manteau est homogène, ainsi que les résultats du SDEM, ont révélé des erreurs systématiquement plus fortes en polarisation horizontale que verticale. Le Chapitre 6 analyse cet aspect en étudiant les liens entre les propriétés du manteau et les écarts entre les polarisations verticale et horizontale.

Chapitre 4

Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C, à partir des propriétés physiques de la neige

Sommaire

4.1	Problématique et état de l'art	78
4.2	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec DMRT-ML	79
4.2.1	Description générale de l'étude et des principaux résultats	79
4.2.2	Article «Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C»	81
4.3	Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec MEMLS	96
4.4	Validation du gradient de taille de grains par modélisation des températures de brillance et une approche de Monte Carlo	97
4.4.1	Une approche Monte Carlo pure appliquée à 18,7 GHz et 36,5 GHz avec MEMLS	98
4.4.2	Une approche avancée appliquée à quatre fréquences avec DMRT-ML	102
4.5	Conclusion et perspectives	103

Résumé

L'énergie du rayonnement électromagnétique émis par la neige est mesurée par les radiomètres micro-onde et quantifiée par la température de brillance. La température de brillance dépend du profil de température dans le manteau ainsi que du profil des propriétés physiques de la neige, essentiellement la taille de grains et la densité.

Dans cette étude, plus de deux années d'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C, sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est, ont été modélisées aux fréquences de 18,7 GHz et 36,5 GHz. Les modèles de transfert radiatif micro-onde dans la neige, Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS) et Dense Media Radiative Transfer-MultiLayers (DMRT-ML), sont utilisés avec en entrée soit des profils stratigraphiques mesurés *in situ*, soit générés aléatoirement avec des méthodes de type Monte Carlo. Les profils de température, taille de grains et de densité ont été mesurés avec une haute résolution verticale. L'originalité des mesures est de déterminer le profil de surface spécifique à partir de mesure de la réflectance infrarouge de la neige avec un appareil photographique. Cette technique récente a été appliquée pour la première fois en Antarctique, durant l'été austral 2006-07. La détermination de la surface spécifique à partir de la réflectance infrarouge est considérée avec trois relations.

Les températures de brillance modélisées sont comparées avec les mesures du radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E). Suivant les ajustements de taille de grains considérés entre le rayon optique et le rayon de grain sphérique de DMRT-ML (ou la longueur de corrélation de MEMLS), la température de brillance est modélisée avec une excellente précision. Avec DMRT-ML, l'erreur quadratique moyenne à 18,7 GHz et 36,5 GHz est inférieure à 1 K en 2007 et 2008. La majorité de cette erreur est expliquée par une surestimation de la température de brillance à 36,5 GHz en été.

4.1 Problématique et état de l'art

Sur les calottes polaires, hors des zones de fonte, l'énergie micro-onde émise par le manteau neigeux dépend du profil de température dans la neige ainsi que du profil de taille de grains et de densité. Ces trois propriétés sont en principe suffisantes pour modéliser à un instant donné la température de brillance du manteau. Pour modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance, il faudrait, en plus, connaître les évolutions temporelles de ces trois propriétés. Dans ce travail, seul l'évolution temporelle de la température est considérée, l'hypothèse d'un profil de taille de grains stationnaire est appliquée aux propriétés de microstructure.

La problématique de ce chapitre est de modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance, en polarisation verticale et à plusieurs fréquences, avec des modèles de transfert radiatif conduits par des mesures des propriétés de la neige réalisées à Dôme C¹.

A notre connaissance, une seule étude de ce type a été réalisée en Antarctique, également à Dôme C (Macelloni et al., 2007). Macelloni et al. (2007) utilisent un profil de température mesuré avec 11 thermomètres répartis sur les dix premiers mètres de neige. Le profil de taille de grains a été mesuré par la méthode usuelle de quantification de la dimension maximale des grains par analyse visuelle (Colbeck et al., 1993). Ces mesures de taille de grains ont été validées par des photographies prises en mode macroscopique. Enfin, la mesure du profil de densité, qui est une mesure répandue, est échantillonnée avec une résolution verticale moyenne d'une dizaine de centimètres. Ces deux dernières propriétés ont été mesurées dans un puits jusqu'à 4 m de profondeur. En dessous de cette profondeur, la densité est mesurée sur une carotte de neige alors que le profil de taille de grains est estimé avec une relation de métamorphose, dont la taille de grains initiale est ajustée.

L'évolution temporelle des températures de brillance modélisées en polarisation verticale par Macelloni et al. (2007), entre janvier 2005 et octobre 2005, possèdent une erreur quadratique moyenne (RMSE²) de 1,18 K et 2,7 K, respectivement à 18,7 GHz et 36,5 GHz. Cette étude modélise également les fréquences 6,9 GHz et 10,7 GHz, avec des RMSE de 0,73 K et 0,82 K.

Pour répondre à la problématique, connaissant l'état de l'art associé, un objectif supplémentaire de ce chapitre est d'estimer avec quelle précision il est possible de modéliser la température de brillance en utilisant des nouvelles mesures de température et de microstructure de la neige, réalisées avec une meilleure résolution verticale. La description des mesures utilisées dans cette étude, ainsi que les principaux résultats obtenus avec DMRT-ML, sont présentés dans la section suivante (Section 4.2). Ces travaux ont été soumis à *Journal of Glaciology*, l'article est présenté dans la Section 4.2.2. La Section 4.3 présente la modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec MEMLS. La dernière section de ce chapitre valide le profil de taille de grains mesuré par réflectance IR de la neige. Les profils de taille de grains «possibles» pour modéliser avec une faible erreur les évolutions temporelles des températures de brillance aux fréquences de AMSR-E (6,9 GHz, 10,7 GHz, 18,7 GHz et 36,5 GHz) sont estimés par des méthodes de Monte Carlo.

¹Dôme C (75°06'S, 123°21'E, 3240 m d'altitude) est situé sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est.

²RMSE signifie Root Mean Square Error, c'est l'acronyme anglais pour définir l'erreur quadratique moyenne.

4.2 Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec DMRT-ML

4.2.1 Description générale de l'étude et des principaux résultats

Les données de température de la neige, de densité et de taille de grains, utilisées dans cette étude, ont été mesurées par Laurent Arnaud, Eric Lefebvre et Hélène Brunjail (LGGE) durant l'été austral 2006-07. La température de la neige est mesurée avec 35 thermomètres inter-calibrés dont la précision relative est $\pm 0,01$ K. Le profil est mesuré toutes les heures jusqu'à 21 m de profondeur. Lors de la mise en place du système en novembre 2006, 14 thermomètres se trouvaient dans les deux premiers mètres sous la surface. Les thermomètres sont espacés de 0,1 m jusqu'à 0,6 m de profondeur, puis de 0,2 m jusqu'à 2 m (Figure 4.1). Ainsi, le profil de température est mesuré avec un très bon échantillonnage vertical et temporel.

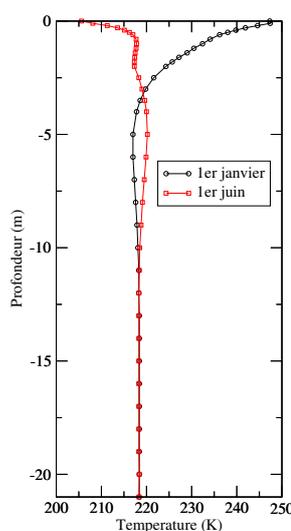


FIG. 4.1 – Profils de température mesurés avec 35 thermomètres à Dôme C le 1^{er} janvier 2007 (ronds) et le 1^{er} juin 2007 (carrés), jusqu'à 21 m de profondeur.

La densité et la taille de grains ont été mesurées dans un puits, jusqu'à 3 m de profondeur. La densité est mesurée en pesant la masse de neige contenue dans des couteaux à neige de 309 cm^3 et 456 cm^3 . Le profil est continu et mesuré alternativement sur des hauteurs de 2 et 3 cm (Figure 4.2). En dessous de cette profondeur, les données utilisées proviennent de mesures réalisées sur une carotte de neige forée en 2004. L'évolution de ce profil de densité est comparable à celle mesurée indépendamment par Macelloni et al. (2007).

Contrairement à la température et à la densité, la taille de grains est une propriété de la neige difficile à mesurer (Chapitre 2, Section 2.4). La méthode utilisée ici pour quantifier de manière continue la taille des grains repose sur la mesure de la réflectance de la neige dans le proche IR avec un appareil photographique. Cette méthode développée par Matzl et Schneebeli (2006) et présentée dans le Chapitre 2 (Section 2.4.3), a été appliquée en Antarctique pour la première fois durant l'été austral 2007 (Brunjail et al., 2009).

La mesure de la réflectance IR donne accès à la surface spécifique de la neige (SSA^3). Actuellement, la méthode de mesure par photographie IR possède une incertitude estimée à 10% selon Matzl et Schneebeli (2006). En raison des variations d'éclairement diffus entre plusieurs photographies et de la qualité de la relation pour convertir la réflectance IR (ω) en surface spécifique, il est fort probable que la mesure soit entachée d'une

³SSA signifie Specific Surface Area, c'est l'acronyme anglais pour dénomer la surface spécifique. Ce terme est défini dans le Chapitre 2, Page 13.



FIG. 4.2 – Photographie du puits de neige creusé à Dôme C durant la saison 2006-07 pour mesurer la densité et la réflectance IR. *Photographie prise par L. Arnaud.*

incertitude plus large mais reste une amélioration par rapport aux méthodes traditionnelles. Pour considérer l'incertitude de la relation de conversion entre la réflectance et la surface spécifique, trois relations $SSA(\omega)$ sont étudiées. Les deux premières relations sont empiriques et ont été établies soit à partir de données uniquement mesurées à Dôme C, soit mesurées dans les Alpes et à Dôme C, afin de constituer une relation sur un grand nombre de mesures. La troisième relation est, quant à elle, théorique (Kokhanovsky et Zege, 2004; Picard et al., 2009a) et s'appuie sur une idéalisation de la forme des grains de neige. La variabilité de la surface spécifique

entre les trois relations $SSA(\omega)$ est d'environ 30% sur les trois premiers mètres (Section 4.2.2).

Les évolutions temporelles des températures de brillance sont modélisées avec les modèles DMRT-ML (Section 4.2.2) et MEMLS (Section 4.3). Les résultats de modélisation sont comparés avec les mesures du radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E) à 18,7 GHz et 36,5 GHz, en polarisation verticale et horizontale.

Tout d'abord, le modèle DMRT-ML est directement alimenté avec la taille de grains estimée par photographies IR, c.-à-d. avec le rayon optique. Par rapport à AMSR-E, les températures de brillance modélisées sont très fortement surestimées (24 K). De plus, l'amplitude du cycle annuel est inférieure aux observations. Ces deux constatations s'expliquent par une diffusion trop faible du Rayonnement ElectroMagnétique (REM) donc par des tailles de grains trop petites. La différence conceptuelle entre le rayon optique et le rayon de grains sphériques utilisé par DMRT-ML peut être à l'origine de ces effets.

Dans un second temps, un facteur d'ajustement α est considéré entre la taille de grains estimée par photographies IR et celle utilisée en entrée par le modèle DMRT-ML. Les résultats sont nettement améliorés. La RMSE moyenne (Equation 4.8) à 18,7 GHz et 36,5 GHz est comprise entre 1,4 K et 3,3 K suivant la relation $SSA(\omega)$ utilisée.

Dans un dernier temps, une étude de sensibilité de la température de brillance à la taille de grains en dessous de trois mètres, profondeur maximale à laquelle les photographies IR ont été acquises, est réalisée. Avec une taille de grains appropriée en dessous de 3 m de profondeur ($r^z > 3m$), la série temporelle de température de brillance est modélisée avec une excellente précision. La RMSE moyenne est alors comprise entre 0,92 K et 1,15 K suivant la relation $SSA(\omega)$ utilisée.

La moyenne des RMSE à 18,7 GHz pour les trois relations est de 0,37 K, celle à 36,5 GHz est de 1,43 K. L'ajustement des paramètres α et $r^z > 3m$, faite sur l'année 2007, a été validée sur l'année 2008 pour laquelle on obtient une RMSE moyenne de 0,77 K, c.-à-d. légèrement inférieure à celle de 2007. L'erreur entre les températures de brillance modélisées et celles observées est dominée par une surestimation à 36,5 GHz d'environ 2 K en été (de mi-décembre à début février). Les origines de cette surestimation ont été cherchées en analysant l'influence de l'atmosphère avec le modèle de transfert radiatif atmosphérique RTTOV, mais il en résulte que les variations saisonnières atmosphériques ne permettent pas de l'expliquer. Il s'agit probablement de l'influence de la métamorphose près de la surface.

4.2.2 Article «Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements»

Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements

Submitted to *Journal of Glaciology* in July 2009

Ludovic Brucker¹, Ghislain Picard¹, Laurent Arnaud¹, Jean-Marc Barnola¹, Martin Schneebeli², Hélène Brunjail¹, Eric Lefebvre¹ and Michel Fily¹

¹Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, France.

²WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos, Switzerland.

Abstract

Microwave radiometers are used to study the evolution of the temperature over polar regions. The measurements, expressed as brightness temperature, depend on the depth profiles of snow temperature, snow density and snow structure. The observed time series of microwave brightness temperature at Dome C, East Antarctic Plateau, are modeled with a multi-layer microwave emission model, based on the dense media radiative transfer theory. The model uses *in situ* high-resolution vertical profiles of temperature, snow density and grain size. The modeled time series of brightness temperature at 18.7 GHz and 36.5 GHz are compared to the Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS observations. The snow grain size profile is derived from near infra-red (NIR) reflectance measured by photography in the range 850-1100 nm. This method was applied in Antarctica for the first time during the austral summer 2006-2007. To establish the snow grain size profile from the NIR reflectance and the specific surface area of snow, two empirical and a theoretical relationships were tested. Whatever relationship used, the modeled brightness temperatures were over-estimated, and the grain size profile had to be scaled to increase the scattering by snow grains. Using a scaling factor and a constant snow grain size below 3 m depth, up to where the NIR photographs were available, brightness temperatures are explained with a root mean square error close to 1 K. Most of this error is due to a seasonal bias and an over-estimated brightness temperature in summer.

Introduction

To analyze trends in the Antarctic climate, accurate observations are necessary. These observations cannot only be extracted from the current network of meteorological stations, mainly located at coastal sites, and due to the

sparsity of the stations (Turner et al., 2005; Steig et al., 2009). Remote sensing, in particular in the microwave domain, is the only way to observe spatially resolved variations of the polar climate.

Microwave radiometers can be used to study the temporal and spatial evolution of the temperature over polar regions because they measure several times per day the thermal radiation emitted by the snowpack. The radiometer measurement, expressed as brightness temperature (T_B), is in dry snow mostly related to the vertical distribution of snow temperature and to the vertical profile of snow microstructure properties, as snow grain size and snow density, which govern the emissivity (Zwally, 1977; Surdyk, 2002).

Efforts to predict snow brightness temperature and emissivity, using radiative transfer models such as MEMLS (Wiesmann et Mätzler, 1999), TKK (previously HUT) (Pulliainen et al., 1999) or DMRT (Tsang et al., 2000), driven by snow measurements, are growing, both for seasonal snow (e.g. Macelloni et al., 2001; Tedesco et al., 2006; Tedesco et Kim, 2006; Liang et al., 2007; Lemmetyinen et al., 2009) and for perennial snow (Macelloni et al., 2007).

Here we modeled the microwave brightness temperature at Dome C (75°06'S - 123°21'E, 3240 m a.s.l) on the East Antarctic Plateau using a model, based on the dense media radiative transfer (DMRT) theory, driven by *in situ* snow temperatures and microstructure profiles. The frequencies used are 18.7 GHz and 36.5 GHz at vertical and horizontal polarization.

In a previous study, Macelloni et al. (2007) computed time series of brightness temperature at Dome C by driving a microwave emission model with snow measurements. The time series of brightness temperature from January to October were modeled with a root mean square error (RMSE) of 1.18 K and 2.7 K at 18.7 GHz and 36.5 GHz, respectively. This relatively high RMSE may be explained by the inaccuracy of the snow grain size profile. Indeed, snow grain size profile strongly influences the microwave emissivity (e.g. Wiesmann et al., 1998; Mounirou Toure et al., 2009; Brucker et al., Soumis 2009), and hence highly resolved and quantitative measurements are crucial to model emissivity accurately.

Contrary to snow density and temperature, snow grain size is difficult to measure. The definition of grain size is not obvious owing to the wide variety of snow grain structures, caused by the large structural diversity, partially concave shape, and large ratio between length and thickness (e.g. Colbeck et al., 1993; Painter et al., 2007).

In Macelloni et al. (2007), the snow grain size was taken as the maximum dimension of the prevalent grain for each snow layer according to Colbeck et al. (1993). The grain size profile was measured by visual inspection using a hand lens and traditional macro photographs of grains. But, these measurements lacked repeatability and did not infer the effective grain used for radiative transfer modeling (Painter et al., 2007).

A physically more sensible way to define grain size is by specific surface area (SSA) (Giddings et Lachapelle, 1961; Grenfell et Warren, 1999), i.e. the total surface area of the air-ice interface per unit of mass (expressed in $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$). In the particular case of independent spheres, the SSA is related to the optical radius r_{opt} (Grenfell et Warren, 1999) :

$$r_{opt} \hat{=} \frac{3}{\rho_{ice} \cdot SSA}, \quad (4.1)$$

where ρ_{ice} is the ice density (917 kg m^{-3}).

The SSA of snow can be measured by different methods, in two dimensions as stereology (Perla et al., 1986; Arnaud et al., 1998) and in three dimensions by methane adsorption (Legagneux et al., 2002), X-ray tomography (Barnola et al., 2004; Flin et al., 2003; Kerbrat et al., 2008) and snow reflectance in the near and short infrared (Domine et al., 2006; Matzl et Schneebeli, 2006; Painter et al., 2007; Gallet et al., 2009). All methods, except near infrared (NIR) photography, are point measurements.

NIR-photography (Matzl et Schneebeli, 2006; Langlois et al., Soumis 2009) measures the integrated re-

flectance, over a broad range of about 850-1100 nm, with high spatial resolution. Using relationships between reflectance and SSA, measured by stereology, this method allows to quantify the vertical profile of SSA (Matzl et Schneebeli, 2006). In addition empirical or theoretical relationships can be used. The NIR-photography method is most convenient to our purpose, because it is a method that allows continuous profiling of optical radius. It was applied for the first time in Antarctica during our measurements.

In this paper, we use NIR-photography to derive optical radius and we used density and temperature profiles measured with a high vertical resolution. These measurements are used to drive the multi-layer microwave radiative transfer model DMRT-ML, to compute the brightness temperature.

Methods

Microwave data

Microwave observations considered in this study were acquired at 18.7 GHz and 36.5 GHz by the Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E). The daily-averaged brightness temperatures, extracted from the “AMSR-E/Aqua Daily L3 12.5 km Brightness Temperature, Sea Ice Concentration, and Snow Depth Polar Grids” dataset provided by the US National Snow and Ice Data Center (NSIDC), with a spatial resolution of 12.5 km \times 12.5 km, are used. According to AMSR-E webpage, the total sensor error is 0.66 K at 100 K and changes with temperature to 0.68 K at 250 K.

The dataset contains, for every day, the average of the daily-averaged ascending orbits and daily-averaged descending orbits (Cavalieri et al., 2004). At Dome C, due to the sun-synchronous, near polar orbit, there are typically 7 passes per day between 2 PM and 12 PM, local time.

Measurements of snow properties

Snow temperature

Snow temperature profiles were routinely recorded every hour, down to 21 m, with 35 probes since November 2006. Initially, in the top two meters of the snowpack, there were 14 probes (every 0.1 m down to 0.6 m depth and every 0.2 m down to 2 m). All probes were intercalibrated with a relative accuracy of ± 0.01 K, the absolute precision is ± 0.03 K.

To model accurately the microwave radiation emitted by the snowpack, the depth of the temperature profile needs to be known over time, because the upwelling radiation stems from various depth, which are at different temperatures. To estimate the annual amount of accumulated snow above the temperature probes, the daily variations of snow temperatures in January 2007 and January 2008 were compared. These variations are related to the 24 hour cycle of solar radiation in austral summer and they rapidly decrease with increasing depth (Brandt et Warren, 1997).

In January 2007, the temperature probe T0 was set near the surface and T1 0.1 m below the surface. Mean and standard deviation of snow temperatures measured in January 2007 and 2008 by the T0 and T1 probes are reported in Table 4.1. The standard deviation measured with T1 in 2007 (3.45 K) are similar to those measured with T0 (3.72 K) one year later (Table 4.1).

From standard deviation of snow temperature measurements 0.1 m apart, we estimated a snow accumulation above the sensors of about 0.1 m between January 2007 and 2008. Such an amount of snow accumulation is in agreement with snow accumulation measurements at Dome C (Urbini et al., 2008). Consequentially, the snow temperature probes, used to drive the DMRT-ML model, are continuously buried at a rate of 0.1 m a⁻¹ with respect to the original depth in January 2007.

Table 4.1: Mean and standard deviation (σ) of snow temperatures (in K) measured in January 2007 and 2008 with T0 and T1, near the surface and 0.1 m depth in January 2007.

Probe	January, 2007		January, 2008	
	Mean	σ	Mean	σ
T0	244.95	6.94	243.69	3.45
T1	242.94	3.72	242.33	2.28

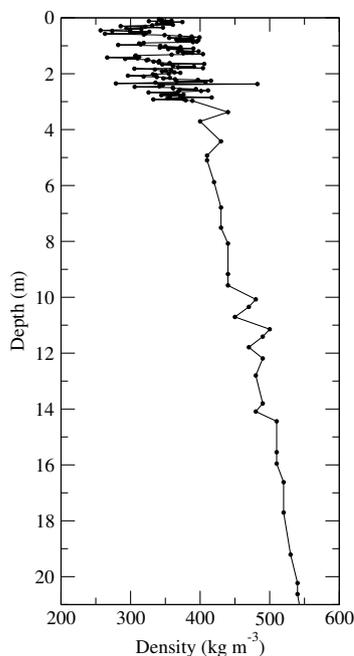


Figure 4.3: Snow density profile measured, at Dome C, used to drive the DMRT-ML model. Down to 3 m depth snow density was measured in a snow pit with a 2-3 cm vertical resolution. Below, measurements were done on a snow core.

To compare the modeled brightness temperatures at the time when the satellite made the observations, we averaged the 2-hourly profile temperatures between 2 PM and 12 PM and used this averaged value.

Snow density

Snow density was measured in December 2006 in a snowpit from the surface down to 3 m depth with a 2-3 cm vertical resolution. Below 3 meters, the density was measured on a snow core down to 21 m depth (Fig. 4.3 and 4.4a). Mean snow density of the top 3 m is 350 kg m^{-3} and density reaches 550 kg m^{-3} at 21 m.

Snow grain size

The snow grain size profile was derived from NIR reflectance, measured by photography. The method is adapted from Matzl et Schneebeli (2006). Three NIR photographs were taken to cover a 0.6 m wide and 3 m deep snowpit wall (Fig. 4.4b). To convert pixel intensity into reflectance (ω), eight panels of two target references (Spectralon 50% and 99%) were evenly distributed on the snow wall. All the measurements were made under diffuse light conditions. The camera was a modified Canon 400D for NIR-photography in the wavelength range 850-1100 nm, with a fixed zoom lens (EF 24 mm, $f=2.8$).

After the photography, snow samples were taken from the wall of the snowpit for stereological measurements of the SSA to establish, at Dome C, a relationship between NIR reflectance and SSA (Brunjail et al., 2009).

The following empirical relationship is only based on height data measured at Dome C, it is referred hereinafter as DC (Eq. 4.2).

$$\text{DC} \quad : \quad \text{SSA} = 0.0034 \cdot e^{9.901 \cdot \omega} \quad (4.2)$$

However, few measurements are available from Dome C, hence two other relationships were used in this paper. The first is the combined set from the Alps (Matzl et Schneebeli, 2006) and Dome C (referred hereinafter as ADC; Eq. 4.3). For the DC and ADC relationships, the unit of SSA was converted from m^{-1} to $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ by dividing by the ice density. The latter relationship is based on a theoretical model (Kokhanovsky et Zege, 2004) adapted by Picard et al. (2009a) (referred hereinafter as KZ04; Eq. 4.4).

$$\text{ADC} \quad : \quad \text{SSA} = 0.0397 \cdot e^{7.046 \cdot \omega} \quad (4.3)$$

$$\text{KZ04} \quad : \quad \text{SSA} = b^2 \cdot \gamma \cdot \frac{486}{49 \cdot \rho_{ice} \cdot \log(\omega)^2} \quad (4.4)$$

$$\gamma = 2 \cdot k \cdot n_{ice} = \frac{4 \cdot \pi}{\lambda \cdot 1.34 \cdot 10^{-7}} \quad (4.5)$$

The ice absorption coefficient (γ) is given by Equation 4.5, where k is the wave number and n_{ice} the imaginary part of the ice refraction index taken from Warren et al. (2008). γ was computed at a wavelength (λ) of 850 nm on the assumption that this is the most dominant wavelength under natural light. KZ04 refers to the factor b that depends solely on snow grain shape (Picard et al., 2009a). The range of possible b -values is 3.39-4.07, associated to perfectly cubic and spherical grains respectively (Picard et al., 2009a). In the case of the Antarctic snow, we used the average between these two types of grains, and set $b=3.7$.

The three relationships between NIR reflectance and SSA (DC, ADC and KZ04) were used to calculate the SSA profile. DC, ADC and KZ04 all show the same trend in SSA, however, the difference is around 30% (Fig. 4.4c). Averaged SSA values over the profile are 12, 13 and $9.8 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$ for DC, ADC and KZ04, respectively. The theoretical KZ04 relationship gave the lowest values of SSA.

These three relationships are used to study the validity of the method to model brightness temperature. Our objective is not to explain the correlation, or the difference, between the relationships.

Figure 4.4b shows that ω had a decreasing trend with depth, corresponding to a decrease of SSA (Fig. 4.4c) and a corresponding increase in optical radius (Fig. 4.4d). Since no NIR photograph is available below 3 m depth, a constant SSA of $9.8 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$ was assumed below this depth. This value was measured at 4 m depth on a snow core using the stereological method.

Snow microwave emission modeling

To predict microwave brightness temperature, we used a multi-layer electromagnetic model (DMRT-ML) based on the DMRT theory (Tsang et Kong, 2001). The DMRT theory has been extensively applied, with single and multi-layered configuration, to study active and passive remote sensing of both seasonal and perennial snow (e.g. Tsang et al., 2000, 2007; Liang et al., 2008; Macelloni et al., 2007; Grody, 2008) and snow over sea ice (e.g. West et al., 1993).

The model assumes that snow is composed of ice spheres. The effective dielectric constant is solved using the first-order Quasi-Crystalline Approximation and the Percus-Yevick pair distribution for nonsticky grains, i.e. grains which do not form aggregates (Tsang et Kong, 2001). The computation is valid in the limit of low frequency and small sphere radius r (i.e. $2\pi r/\lambda < 1$). DMRT is in agreement with numerical solutions of Maxwell equations in three dimensional simulations (NMM3D-DMRT) up to density about 275 kg m^{-3} (Liang et al., 2006; Tsang et al., 2008a). However, this is lower than the typical density of snow at Dome C.

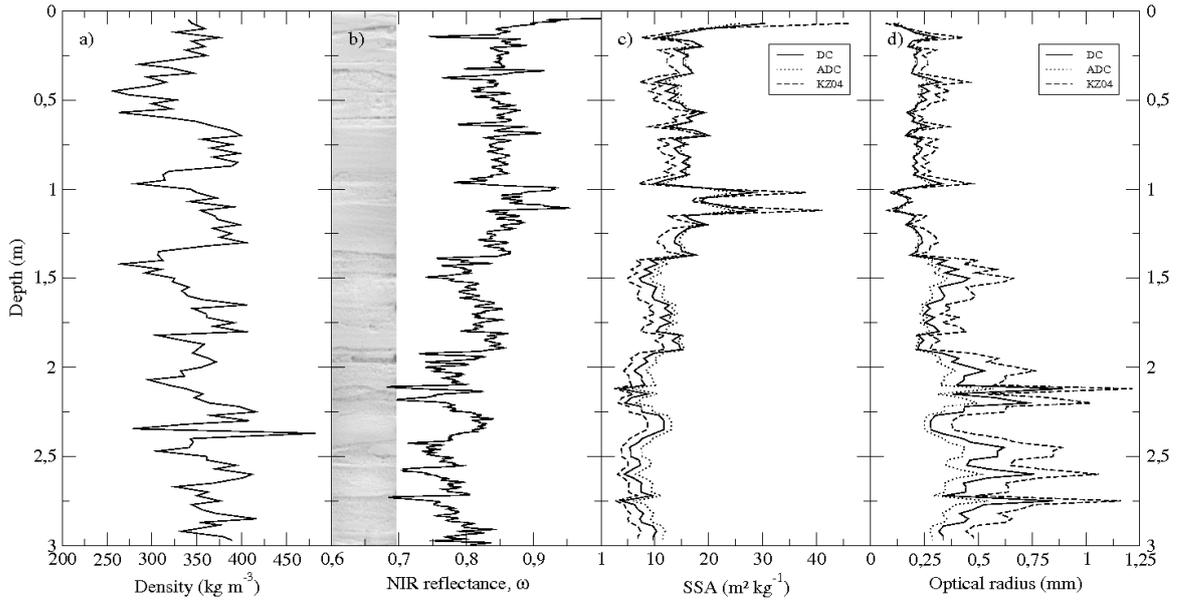


Figure 4.4: Profiles of measured snow microstructure properties down to 3 m depth : a) snow density, b) NIR photograph of the snowpit wall and NIR reflectance (ω), c) Specific Surface Area of snow derived from the three relationships (DC, ADC and KZ04) and d) derived optical radius computed from the 3 SSA profiles and Equation 4.1.

The propagation of the radiation through the snowpack is computed using the discrete ordinate radiative transfer (DISORT) method (Jin, 1994). DMRT-ML accounts for multiple scattering between layers. The layers are plane, parallel and thicker than the wavelength so that interferences due to multiple reflections are negligible. The thickness of snow layer ranges, in this study, between 0.02 m and 1 m. Each layer is fully characterized by its thickness, effective radius, density and temperature.

Atmospheric microwave emission modeling

DMRT-ML computes top-of-snowpack brightness temperature. To estimate satellite observations at top-of-atmosphere, atmospheric attenuation and emission due to water vapor and gas constituents need to be accounted for (Rosenkranz, 1992). They are evaluated using the radiative model RTTOV-9.1 (Saunders et al., 1999; Saunders et al., 2008) driven by the temperature and water vapor concentration profiles extracted from ECMWF ERA-40 meteorological reanalysis (Uppala et al., 2005).

Results and Discussion

Direct modeling with measured snow grain size profile

The effective radius profile used to drive DMRT-ML was directly derived from SSA computed using the DC relationship. Figure 4.5a shows the modeled time series of brightness temperature. Results are greatly over-estimated at both frequencies (about 28 K). In addition, the amplitudes of the annual cycle are weaker than in the observations. At 36.5 GHz, the modeled amplitude is 20 K whereas the observed amplitude of the annual cycle is 30.1 K.

These two differences, between observed and modeled time series of brightness temperature, indicate that volume scattering was under-estimated and penetration depth was over-estimated (i.e. the modeled radiation

stems from deeper depth than the observed radiation). Results are similar for the two other relationships, ADC and KZ04. As a conclusion, the model expects larger grains than those directly derived from SSA.

The poor accuracy of the modeled brightness temperature may be explained either by some uncertainty of the SSA profile, or by the snow grain parameter used for microwave radiative transfer modeling. Indeed, in microwave radiative transfer the snow microstructure could also be describe with the correlation length (e.g. Wiesmann et al., 1998; Mounirou Toure et al., 2009), a parameter related to optical radius and density (Mätzler, 2002). Further work is needed to relate SSA to the effective radius used in microwave model.

Therefore, the effective radius profile was scaled by a factor α to drive DMRT-ML :

$$r^{DMRT} = \alpha \cdot r_{opt}. \quad (4.6)$$

Calibrated snow grain size profile

The value of α was found by minimizing the mean RMSE between the observed and modeled time series of brightness temperature (T_B^{AMSRE} and T_B^{mod} , respectively) at frequency ν , using the Nelder-Mead simplex method (Lagarias et al., 1998). $RMSE_\nu$ is calculated so that :

$$RMSE_\nu = \sqrt{N^{-1} \sum_i^N (T_{B\nu, i}^{AMSRE} - T_{B\nu, i}^{mod})^2}, \quad (4.7)$$

where N is the number of days when valid satellite observations and temperature records were both available ($N=345$ in 2007). The mean RMSE is then calculated as follows :

$$RMSE = \sqrt{0.5 \cdot (RMSE_{18.7}^2 + RMSE_{36.5}^2)}. \quad (4.8)$$

The minimization gives α equal to 2.50, 2.85 and 1.89 for the DC, ADC and KZ04 relationships, respectively. Such large values of α increase significantly the effective radius profile used to drive the model compared to the one derived from NIR photographs used in the previous section with $\alpha=1$.

We noticed previously that the simple theoretical relationship KZ04 gave the lowest mean averaged SSA values over the profile ($9.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$). As a consequence to increase the effective radius profile, the lowest multiplicative fitting parameter α corresponds to KZ04 relationship.

The differences depending on the relationship used have probably different causes. For instance, the KZ04 relationship does not consider the broad-band response of the camera. This relationship only considers the shortest wavelength of the range measured with our camera (850-1100 nm). This assumption would make it probable to have a low SSA, as NIR reflectance mostly decreases with increasing wavelength between 850 and 1100 nm. This results indicates that additional measurements, with a more detailed protocol, are necessary. DC relies on relatively few points, but has probably the smallest error, as the technique used is directly related to the measured snow. ADC has the largest sample size. However, the camera used was slightly different, as well for the stereological measurements. We are not able at this point to minimize these uncertainties.

Figure 4.5b shows the modeled brightness temperature with DMRT-ML driven by a scaled effective radius profile. For the three relationships, modeled time series of brightness temperatures have a magnitude similar as the observed time series. However, over the year, brightness temperatures are mainly over-estimated at 18.7 GHz, whereas they are under-estimated at 36.5 GHz. These effects are stronger for ADC than for DC and KZ04.

The lowest mean RMSE (1.41 K) was obtained for DC (Table 4.2). The largest difference ($T_B^{mod} - T_B^{AMSRE}$) was -2.9 K at 36.5 GHz in mid-September 2007 when the snowpack was warming. Another large difference, of

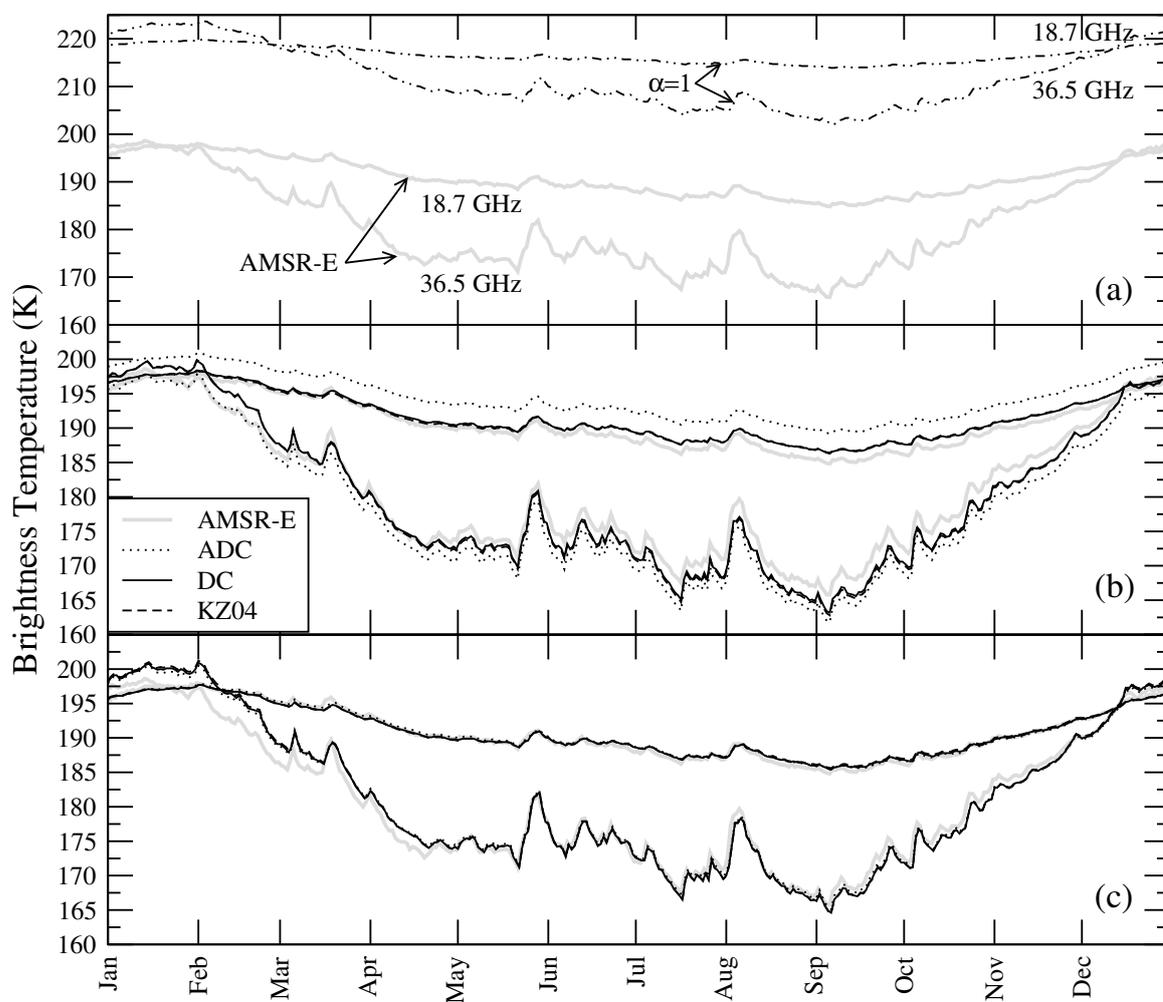


Figure 4.5: Observed (grey curves) and modeled time series of vertically-polarized brightness temperature at Dome C in 2007 at 18.7 GHz and 36.5 GHz using : (a) DC and $\alpha = 1$, (b) the three relationships (DC, ADC and KZ04) with a calibrated α (see Table 4.2) and (c) the three relationships with a calibrated α and a calibrated snow grain size below 3 m depth (see Table 4.3).

the order of 1.5-2.6 K, appeared in February 2007. At 18.7 GHz, the difference was usually close to 0.5 K during the first half of the year (until mid-June) and close to 1.4 K until mid-October, later the difference decreased to 0.5 K. Modeling results with KZ04 are similar, mean RMSE=1.54 K.

For ADC, brightness temperature at 18.7 GHz was strongly over-estimated (RMSE_{18.7}=3.60 K) and at 36.5 GHz was largely under-estimated (RMSE_{36.5}=2.95 K). For ADC only, errors at 18.7 GHz are larger than at 36.5 GHz (Table 4.2).

Nevertheless, the low RMSE as calculated here with DC and KZ04, using a calibrated multiplicative fitting parameter to increase volume scattering, showed that the modeling brightness temperatures were improved compared to previous results (Macelloni et al., 2007).

Table 4.2: Estimated scaling factor α and RMSE (in K) between observed and modeled brightness temperature, in 2007 for the three relationships, DC, ADC and KZ04. The snow grain size below 3 m depth was fixed to SSA=9.8 m² kg⁻¹, the equivalent $r^{z>3m}$ is given for all cases.

Relationship	α	$r^{z>3m}$	RMSE _{18.7}	RMSE _{36.5}	RMSE
DC	2.50	0.83	0.94	1.76	1.41
ADC	2.85	0.95	3.60	2.95	3.29
KZ04	1.89	0.63	0.94	1.96	1.54

So far, the grain size below 3 m depth was assumed constant. In the next section, the sensitivity of brightness temperature to this value was analyzed.

Sensitivity to snow grain size below 3 m depth

The 18.7 GHz channel has a penetration depth deeper than 3 m at Dome C (Sherjal et Fily, 1994; Macelloni et al., 2007). Thus, to assess the influence of using a constant and relatively uncertain grain size below 3 m ($r^{z>3m}$), the sensitivity of this parameter was evaluated for the 18.7 GHz frequency.

Figure 4.6 illustrates the large sensitivity of the model to the choice of $r^{z>3m}$, while α is kept constant. To model brightness temperature at 18.7 GHz with a RMSE lower than 0.5 K, $r^{z>3m}$ must be define with an uncertainty lower than 0.03 mm. This narrow range of effective radius suggests that very detailed and precise vertical snow grain size measurements are required to accurately predict the brightness temperature at 18.7 GHz and lower frequencies.

From this finding, in the following, α and $r^{z>3m}$ are jointly estimated by minimizing the mean RMSE (Eq. 4.8). For the three relationships, the scaling factor α (Table 4.3) is lower than for the previous estimates shown in Table 4.2. And the lower mean RMSE were predicted with $r^{z>3m}$ equal to 0.93 mm, 1.14 mm and 0.80 mm for DC, ADC and KZ04, respectively. These effective radius were larger than those considered in the previous section, where SSA=9.8 m² kg⁻¹.

Table 4.3: Same as in Table 4.2, using a joint estimate of α and $r^{z>3m}$.

Relationship	α	$r^{z>3m}$	RMSE _{18.7}	RMSE _{36.5}	RMSE
DC	2.44	0.93	0.36	1.46	1.06
ADC	2.71	1.14	0.32	1.26	0.92
KZ04	1.83	0.80	0.43	1.57	1.15

As a result, whatever relationship, the time series of modeled brightness temperature showed a very good agreement with the observations (Fig. 4.5c). The lowest mean RMSE is predicted for ADC, and is 0.92 K (Table 4.3). The highest RMSE is 1.15 K for KZ04.

Whatever frequency, the amplitudes of the annual cycle as well as the variations at shorter time scales, due to rapid air temperature increases, were accurately modeled. For instance, over July and August, the mean

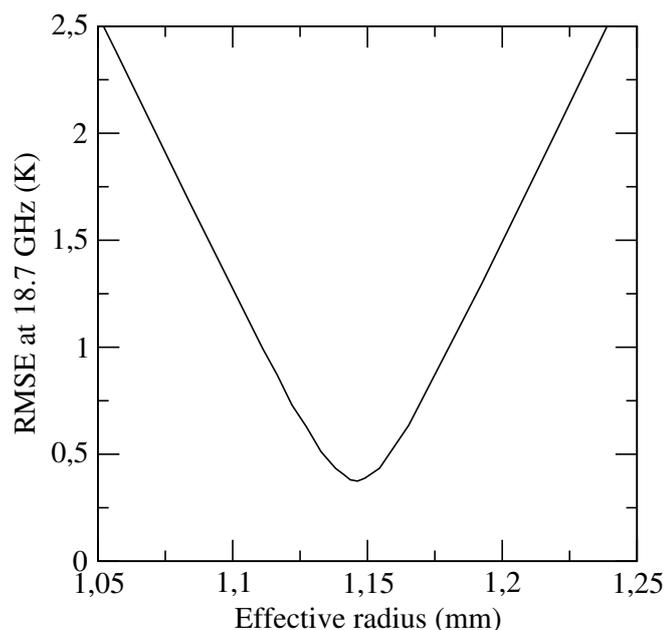


Figure 4.6: RMSE at 18.7 GHz as a function of $r^z > 3m$.

RMSE for ADC is 0.46 K and 0.53 K at 18.7 GHz and 36.5 GHz, respectively. These errors are in the range of the uncertainty of the AMSR-E sensor. The low RMSE of our method showed that the modeling of emissivities and of penetration depths were precisely predicted.

In Figure 4.5c, the main disagreement appeared in summer (January to mid-February) and corresponded to an over-estimated brightness temperature. This fact is independent of the relationship used.

Validation in 2008 and 2009

The modeling done with the best parameters for 2007 was validated by predicting brightness temperatures for an independent period between January 2008 and March 2009. The validation was done for the 3 relationships.

In the period from January 2008 to March 2009, compared to the observations, the amplitudes of the annual cycle were accurately predicted at both frequencies (Fig. 4.7). Temperature variations in winter were also precisely modeled, in particular at 36.5 GHz. But, as shown in Figure 4.5c, the larger disagreement occurred in summer at 36.5 GHz with a maximum over-estimated brightness temperature of 2.3 K.

A new bias appeared during spring 2008. This bias was weak and corresponded to a temporal shift of 2 days. It may be explained by the assumption of a constant snow accumulation during the year. Seasonal bias between observed and modeled brightness temperatures are analyzed in detail in the next section.

The lowest mean RMSE calculated with the entire year 2008 was for ADC, and equaled 0.77 K ($RMSE_{18.7}=0.39$ K and $RMSE_{36.5}=1.01$ K). These results gave a slightly better performance in 2008 than in 2007 (mean $RMSE=0.92$ K).

Using our method, the time series of brightness temperature at 18.7 and 36.5 GHz frequencies at vertical polarization were predicted, during 27 months, with a mean RMSE lower than 0.92 K. Owing to the accuracy of the AMSR-E radiometer, lower errors would be in the range of uncertainties of the measure, close to 0.7 K. The low values of RMSE calculated here in 2008 are good considering the assumption of stationary metamorphism. Indeed, density and NIR reflectance were measured in December 2006 and used throughout the period from January 2007 to March 2009.

It is worth noting that the snow properties were sampled in one 0.6 m wide snowpit, whereas the satellite

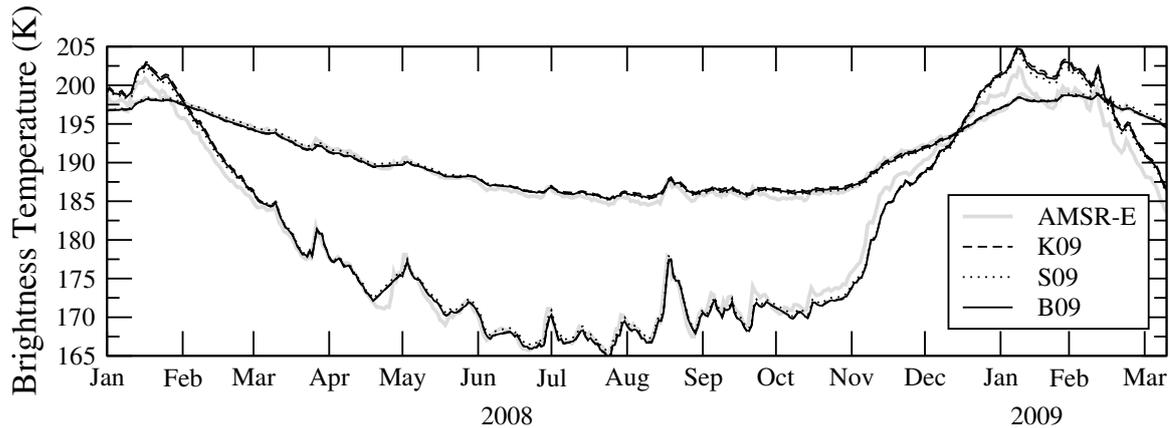


Figure 4.7: Observed (grey curves) and modeled time series of vertically-polarized brightness temperature at Dome C between January 2008 and March 2009 at 18.7 GHz and 36.5 GHz using an optimized snow grain size profile (i.e. a calibrated α and $r^{z>3m}$) for each relationships (DC, ADC and KZ04).

field-of-view dimensions of AMSR-E is $15 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ and $8 \text{ km} \times 14 \text{ km}$ at 18.7 GHz and 36.5 GHz, respectively. Though the spatial variability around Dome C seems moderate (Macelloni et al., 2007), it is not clear if one snowpit is sufficient to represent the whole pixel in this area.

Detailed analysis of the seasonal bias

Most of the error in Figures 4.5c and 4.8 results from seasonal variations. In order to clearly show the small seasonal bias, the modeled brightness temperatures are plotted against the observed ones (Fig. 4.8), for 2007 and 2008, and for each frequency, using the ADC relationship.

At 36.5 GHz, the bias in autumn and spring were weak and slightly different in 2007 and 2008 (Fig. 4.8b and 4.8d). In contrast, at 18.7 GHz, the bias was very small for the two years (Fig. 4.8a and 4.8c).

The microwave radiation mostly emanates from a frequency-dependent penetration depth. In the East Antarctic Plateau, the penetration depth ranges between 0.74-2 m at 37 GHz, and between 2-5.5 m at 19 GHz (Sherjal et Fily, 1994; Surdyk, 2002; Macelloni et al., 2007; Picard et al., 2009b). At the snow depth senses at 36.5 GHz, a large snow temperature gradient is measured (Brandt et Warren, 1997). Hence, the vertical variations in snow temperature is large, about 1.7 to 2 K between snow temperatures recorded at 0.6 m and 0.8 m depth in June and January 1st. Thus, the modeled seasonal bias may be explained by the invalid assumption of a constant snow accumulation during the year (0.1 m a^{-1}).

This explanation is conceivable to investigate the seasonal bias, but we were not able to give proof of the summer over-estimation in Figure 4.8. To investigate the origin of the summer over-estimation, we analyzed the part of the atmosphere. Top-of-atmosphere brightness temperatures were computed with the atmospheric radiative transfer model RTTOV.

At Dome C, top-of-atmosphere brightness temperatures were, all year round, higher than top-of-snowpack brightness temperatures. The atmosphere adds 2 K at 18.7 GHz and between 1 K to 5 K at 36.5 GHz. The most important point is that, at 36.5 GHz, the offset for the 3 winter months (June, July and August) is about 4.5 K, whereas in summer (December, January and February), it is about 3.5 K. Thus, the offset between top-of-snowpack and top-of-atmosphere brightness temperature is higher in winter than in summer, which suggests that variations in atmospheric properties cannot reasonably explain the summer over-estimation of modeled brightness temperatures.

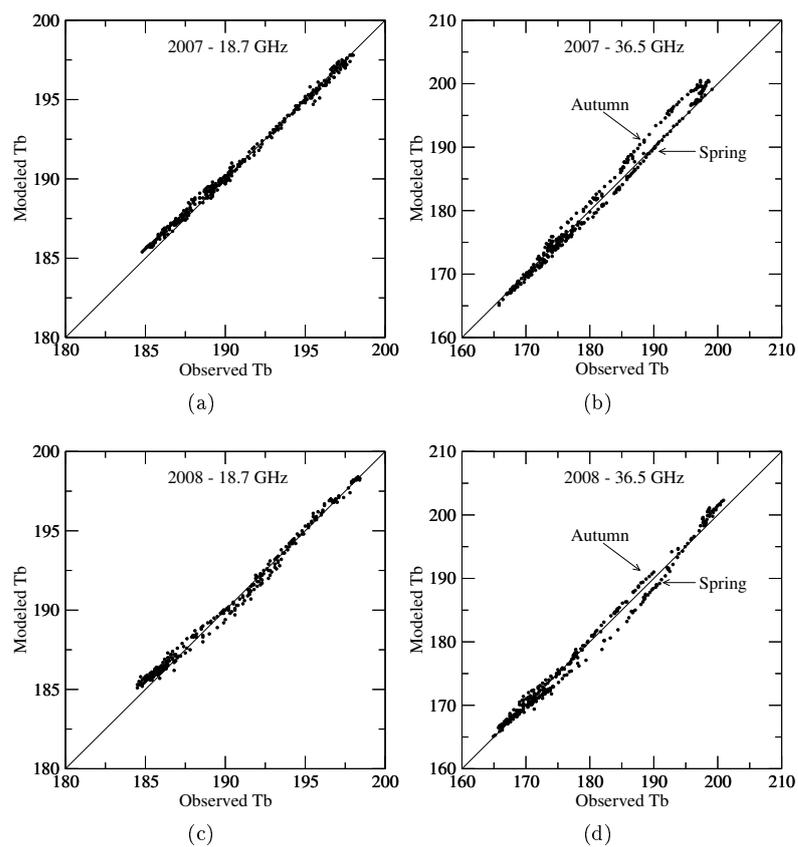


Figure 4.8: Modeled brightness temperature as a function of the observed ones, during the year 2007 (first row) and 2008 (second row), at 18.7 GHz (left panels) and 36.5 GHz (right panels).

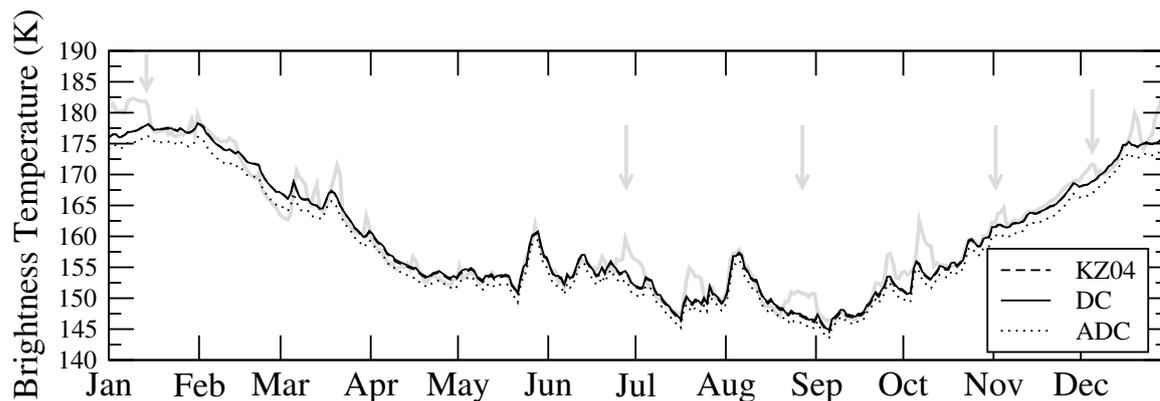


Figure 4.9: Observed (grey curves) and modeled time series of horizontally-polarized brightness temperature at Dome C between in 2007 at 36.5 GHz using parameters in Table 4.3 and all relationships (DC, ADC and KZ04). The arrows indicate locations where a change in surface properties of the snowpack occurred.

Horizontally-polarized brightness temperature

The model was run in 2007 using the three relationships (DC, ADC and KZ04) and the parameters from Table 4.3. The modeled time series of horizontally-polarized brightness temperature, at 36.5 GHz, are shown in Figure 4.9.

For the DC and KZ04 relationships, the magnitude of the modeled time series of brightness temperature was correctly predicted ($RMSE_{36.5}$ is 2.01 K for DC and 2.07 K for KZ04). For ADC, the modeled brightness temperatures are systematically under-estimated ($RMSE_{36.5}$ is 2.97 K).

Most the error came from incorrect predictions of the majority of the rapid brightness temperature variations (e.g. shown by grey arrows in Figure 4.9). Only few observed brightness temperature variations were predicted with a correct amplitude. The assumption of no temporal variations in surface properties may explain some of the unpredicted variations (e.g. surface hoar formation, Shuman et Alley, 1993).

Time series of brightness temperature at 18.7 GHz (not shown) were modeled with a $RMSE_{18.7}$ between 7.9 and 10.2 K, for the three relationships.

These large errors are explained by the fact that the penetration depth at 18.7 GHz is 4.27-5.5 m deep (Sherjal et Fily, 1994; Macelloni et al., 2007), and the snow density profile was only measured with a high vertical resolution down to 3 m. Indeed, microwave observations are acquired at an incident angle where the surface reflection is weak at vertical polarization. However, this is not the case at horizontal polarization, which is thus more influenced by the vertical variations of snow density.

These modeling results indicated that density measurements below 3 m depth were too coarse to predict the horizontally-polarized brightness temperature at 18.7 GHz.

Conclusions

A two-year long time series of vertically-polarized brightness temperature, at 18.7 GHz and 36.5 GHz at Dome C, were predicted using a multi-layer electromagnetic model (DMRT-ML) driven by new snow measurements of temperature, density and grain size. The main novelty is to derive the snow grain size profile from vertical NIR photographs of a snowpit wall. The optical radius profile was measured down to 3 m depth with a millimeter scale vertical resolution. Three relationships were tested to convert the vertical NIR reflectance profile into SSA and then into sphere radius profile. None has appeared to be significantly better than the other, but the

empirical relationship ADC was slightly better and allowed accurate modeling results. This relationship has the largest sample size.

In a first step, the snow grain size below 3 m depth was kept constant to the measured value at 4 m depth. Considering the effective radius profile without any adjustment, results show a large over-estimation of brightness temperatures (RMSE \simeq 28 K).

In a second step, the effective radius profile was increased by a constant factor of about 1.89-2.85. Results were significantly improved (RMSE \simeq 1.5 K). This demonstrates that SSA derived from NIR-photography is able to provide profiles with a correct order of magnitude. Nevertheless, the precise link with the microwave effective radius still needs to be clarified.

In a third step, the sensitivity of the snow grain size below 3 m depth was evaluated. With a calibrated scaling factor and snow grain size below 3 m depth, brightness temperatures were accurately predicted (RMSE \simeq 1 K), whatever relationship between NIR reflectance and SSA, was used. Modeled brightness temperatures at 18.7 GHz had still a large sensitivity below 3 m depth, to the grain size at vertical polarization, and to the density variations at horizontal polarization. We conclude from these simulations that spatially highly resolved profiles are necessary to estimate precisely brightness temperature. We can also not exclude an effect on brightness temperature from the many non-horizontal snow layer boundaries, which occur frequently at Dome C. Future measurements of SSA, density and stratigraphy need to address these points.

Acknowledgments

This work was supported by the French remote sensing program (Programme National de Télédétection Spatiale), the programs INSU-CNRS (LEFE NIEVE and Méso équipement Glacio Concordia) and the project of the Agence Nationale de la Recherche (ANR-07-VULN-013 VANISH). The authors would like to thank CNES for funding for the program API-THORPEX-CONCORDIASI and the French polar institute IPEV for the logistical support. MS was supported by a grant from SATW "Germaine de Staël".

4.3 Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance avec MEMLS

L'étude présentée dans la Section 4.2 a été initiée avec le modèle semi-empirique MEMLS. L'évolution temporelle de la température de brillance modélisée avec MEMLS est présentée dans cette section pour évaluer les différences entre les deux modèles.

Afin de ne pas alourdir la présentation des résultats, l'évolution temporelle de la température de brillance est modélisée avec une seule relation $SSA(\omega)$, celle proposée par Kokhanovsky et Zege (2004), comme utilisée dans la Section 4.2.2 (Equation 4.4). Aussi, uniquement la meilleure modélisation est présentée (c.-à-d. avec un ajustement des paramètres α et $r^z > 3m$). Les conclusions sont toutefois similaires avec les autres relations.

Le meilleur ajustement pour minimiser la RMSE moyenne applique un facteur d'ajustement α de 2,08 entre le rayon optique estimé par photographies IR et la longueur de corrélation exponentielle utilisée par MEMLS (Equation 4.9). La longueur de corrélation exponentielle en dessous de 3 m est égale à 0,17 mm.

$$p_{exp} = \alpha \cdot (1 - f) \cdot \frac{1}{SSA} \quad (4.9)$$

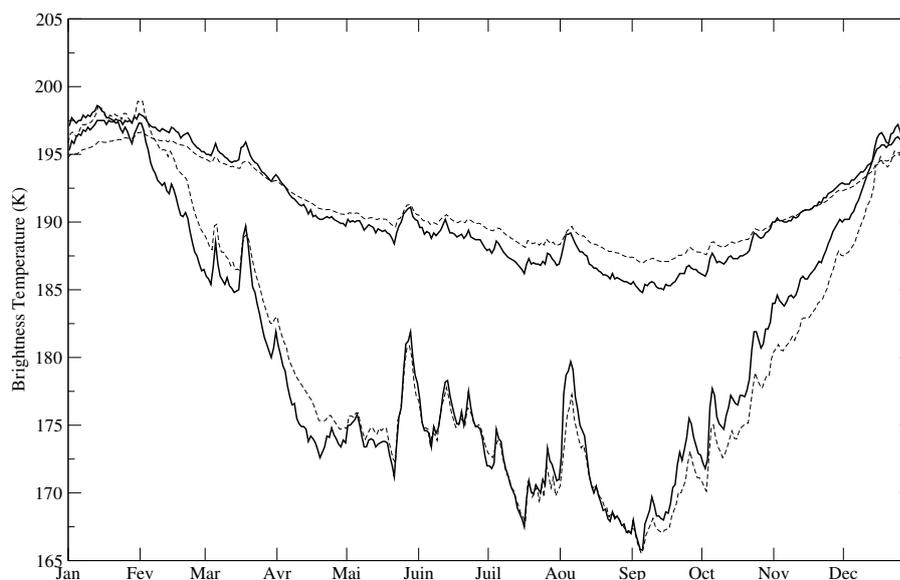


FIG. 4.10 – Evolution temporelle de la température de brillance observée avec AMSR-E (trait continu) et modélisée par MEMLS (trait interrompu), à 18,7 GHz (en haut) et 36,5 GHz (en bas). Le profil stratigraphique de taille de grains utilisé par MEMLS provient des photographies IR.

Les résultats pour l'année 2007 sont montrés sur la Figure 4.10. Le cycle annuel de température de brillance modélisé par MEMLS ne reproduit pas les observations. A 18,7 GHz, la température de brillance est surestimée d'avril à novembre et sous-estimée le reste de l'année. La surestimation hivernale est de 1 à 2 K et la sous-estimation estivale est d'environ 1,5 K. A 36,5 GHz, les températures de brillance modélisées sont surestimées lors de la diminution des températures à l'automne⁴ et sous-estimées au printemps lors du réchauffement du

⁴ Afin de ne pas alourdir le texte, nous nommons les saisons telles que nous les connaissons dans les régions tempérées, bien que l'étude se déroule à Dôme C. Ainsi, le l'automne commence fin mars, l'hiver fin juin, le printemps fin septembre et l'été fin décembre.

manteau. Pour l'année 2007, la température de brillance est modélisée avec une RMSE moyenne de 2,38 K.

En Antarctique, dans les dix premiers mètres de neige, le gradient de température s'inverse suivant les saisons (Figures 4.1 et 4.11). En été, les températures sont plus chaudes dans la partie haute du manteau qu'en profondeur. Alors, qu'en hiver c'est l'inverse, les températures sont plus froides dans la partie haute qu'en profondeur.

Cette variation de température permet d'affirmer que le REM modélisé avec MEMLS provient d'une profondeur plus importante que celui observé avec le satellite. En effet, à 36,5 GHz MEMLS intègre des températures plus chaudes en fin d'été et à l'automne (février-avril), d'où la surestimation de la température de brillance, et des températures plus froides de septembre à décembre, d'où la sous-estimation modélisée au printemps et au début de l'été. A 18,7 GHz, la profondeur de pénétration plus importante implique la sous-estimation de la température de brillance en été et la surestimation en hiver.

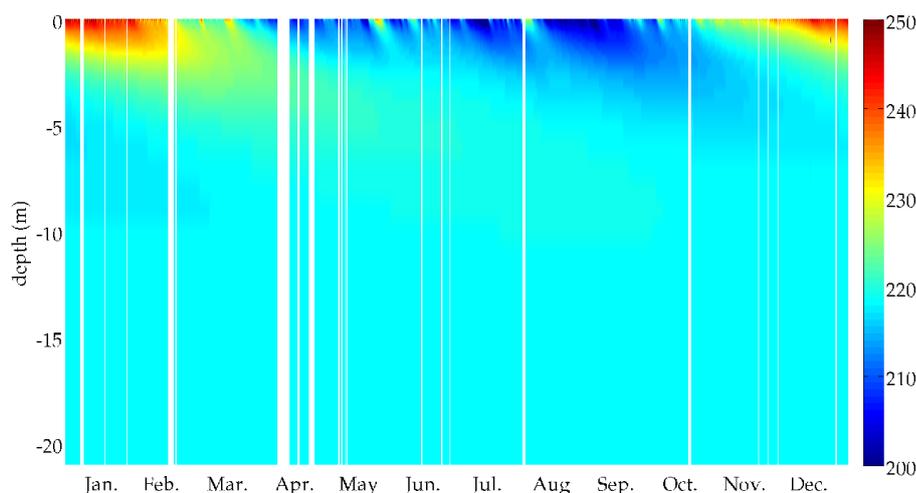


FIG. 4.11 – Evolution horaire de la température de la neige (en Kelvin) à Dôme C au cours de l'année 2007, de la surface jusqu'à 21 m de profondeur. Les traits blancs verticaux sont des manques dans la série de mesures.

L'évolution temporelle de la température de brillance modélisée avec MEMLS présente des biais saisonniers marqués qui sont modélisés à 18,7 GHz et 36,5 GHz. Alors qu'avec DMRT-ML ils sont faibles à 36,5 GHz et négligeables à 18,7 GHz (Figure 4.8). Par conséquent, une erreur quadratique moyenne plus faible est calculée avec DMRT-ML, c'est donc ce modèle qui a été choisi pour publier les travaux. Cependant, il reste intéressant d'analyser les résultats de MEMLS, notamment pour de possibles améliorations du modèle.

En effet, la moyenne annuelle de la température de brillance (liée au premier ordre au produit de l'émissivité et de la moyenne annuelle de la température de la neige) est bien prévue par MEMLS. La différence entre la moyenne annuelle modélisée et observée est de 0,33 K à 18,7 GHz et de -0,18 K à 36,5 GHz. Ces faibles écarts correspondent à une différence de 0,001 entre les émissivités modélisées et observées. C'est donc l'évolution temporelle qui est mal modélisée avec MEMLS, à cause des mauvaises profondeurs de pénétration. Une origine possible peut provenir d'une sous-estimation de la diffusion.

4.4 Validation du gradient de taille de grains par modélisation des températures de brillance et une approche de Monte Carlo

Dans les sections précédentes, pour modéliser avec une faible RMSE l'évolution temporelle de la température de brillance à plusieurs fréquences, il a été nécessaire de considérer un facteur d'ajustement α entre la taille

de grains estimée par photographies IR et celle utilisée en entrée des modèles électromagnétiques, ainsi qu'une taille de grains pour la partie basse du manteau (en dessous de 3 m). La nécessité du facteur d'ajustement révèle une incompatibilité entre les mesures directes et la donnée nécessaire en entrée des modèles, mais il ne change en rien la tendance du profil de taille de grains.

Les photographies IR acquises à Dôme C montrent une diminution de la réflectance avec la profondeur (Figure 4.4) qui correspond à une augmentation de la taille de grains.

Ici, le gradient de taille de grains mesuré par photographies IR est validé avec des méthodes statistiques et la modélisation de la température de brillance. Pour réaliser cette validation, des profils de taille de grains sont estimés par des méthodes de Monte Carlo afin de modéliser les évolutions temporelles des températures de brillance avec une faible RMSE.

Pour la température et la densité, les mêmes mesures que précédemment sont exploitées.

Dans cette section, deux approches de Monte Carlo sont utilisées. La première est une méthode de Monte Carlo pure, c.-à-d. que le meilleur profil de taille de grains est cherché aléatoirement dans un espace défini, alors que la seconde méthode est plus évoluée, il y a une réorientation des tirages de taille de grains afin de converger efficacement vers les bonnes solutions. La première approche a été utilisée avec le modèle MEMLS et les fréquences 18,7 GHz et 36,5 GHz (Section 4.4.1). La seconde a été utilisée avec le modèle DMRT-ML et les fréquences 6,9 GHz, 10,7 GHz, 18,7 GHz et 36,5 GHz (Section 4.4.2).

4.4.1 Une approche Monte Carlo pure appliquée à 18,7 GHz et 36,5 GHz avec MEMLS

La méthode Monte Carlo mise en oeuvre ici consiste à tirer aléatoirement un profil de taille de grains puis à modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance avec MEMLS, à 18,7 GHz et 36,5 GHz. Les profils de température et de densité utilisés sont ceux mesurés, ils sont considérés comme des vérités terrain.

Au total 1 600 000 profils ont été générés aléatoirement. Pour chacun d'entre eux, l'évolution temporelle de la température de brillance a ensuite été calculée. La qualité du profil de taille de grains est évaluée avec l'erreur quadratique moyenne entre la température de brillance modélisée et celle observée avec AMSR-E à 18,7 GHz et 36,5 GHz (Equation 4.8).

Dans la suite de cette section relative à MEMLS, le terme «taille de grains» est utilisé par simplification pour désigner la longueur de corrélation exponentielle.

Caractéristique du profil de taille de grains

11 tailles de grains sont tirées aléatoirement, suivant une loi uniforme, dans la gamme 0,05 - 0,3 mm. Chacune de ces 11 tailles de grains est attribuée à une profondeur définie pour constituer le profil jusqu'à 10 m (Figure 4.12). En dessous de 10 m, la taille est constante et égale à la taille à 10 m.

La Figure 4.13 présente tous les profils de taille de grains pour lesquels la RMSE moyenne de l'évolution de la température de brillance, en 2007, est inférieure à 3 K. Parmi les 1 600 000 profils générés, seuls 150 correspondent à ce critère. Ces 150 profils montrent tous une augmentation de la taille des grains sur les trois à quatre premiers mètres (Figure 4.13).

En dessous de 4 m, toute la gamme de taille de grains initiale (0,05 - 0,3 mm) est équiprobable. Cet aspect s'explique par les profondeurs de pénétration des deux canaux utilisés. A Dôme C, la profondeur de pénétration est estimée à 0,8 m à 37 GHz et 3,7 m à 19 GHz (Chapitre 5, Section 5.4). Ainsi, la fraction d'énergie provenant d'en dessous de 4 m de profondeur et qui émane à la surface du manteau est faible. Par conséquent, l'information sur la taille de grains portée par le REM à ces fréquences n'est plus suffisante pour contraindre le profil en dessous de la profondeur de pénétration.

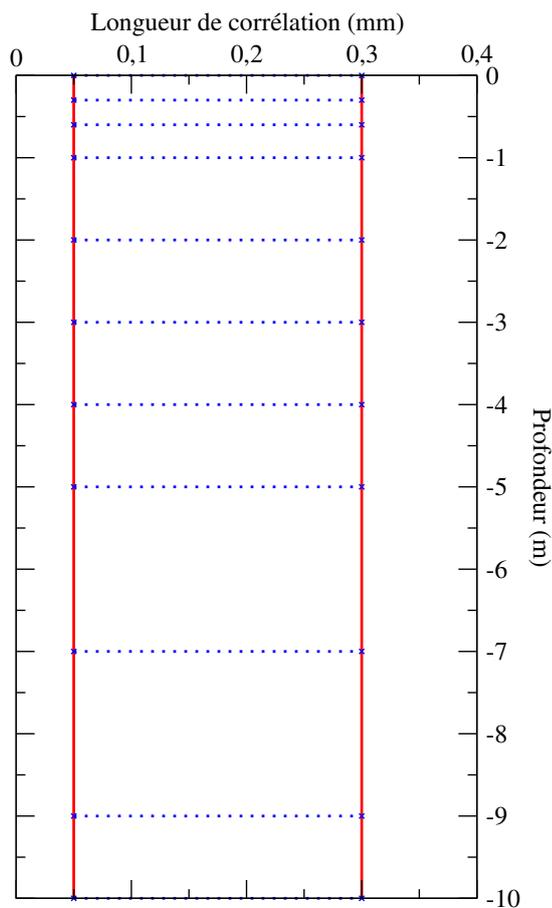


FIG. 4.12 – Caractéristiques du profil de taille de grains utilisé par la méthode de Monte Carlo pure. La gamme de taille de grains possible lors de l'estimation du profil est 0,05 mm - 0,3 mm, et est représentée par les lignes verticales rouges. Les lignes horizontales en pointillé bleues représentent la répartition des profondeurs auxquelles sont tirées aléatoirement les tailles de grains.

Sur les trois premiers mètres de profondeur, les tendances des profils de taille de grains, résultant de la méthode de Monte Carlo, sont similaires à celles mesurées par photographie IR (Figure 4.14).

Sur la Figure 4.14, la courbe bleue correspond au profil de longueur de corrélation utilisé dans la Section 4.3, déduit des photographies IR et pondéré du facteur d'ajustement α de 2,08, la droite rouge est sa régression linéaire.

Le gradient de taille de grains mesuré par photographies IR est correctement prévu par un tirage de taille de grains aléatoire. Bien que la tendance générale de la taille de grains avec la profondeur soit bonne, les fines couches où des grandes tailles de grains sont mesurées, ne peuvent pas être prévues du fait de la faible résolution verticale du profil de taille de grains utilisée ici.

L'évolution temporelle des températures de brillance modélisées avec MEMLS et le meilleur profil aléatoire de taille de grains présente une RMSE de 2,44 K (Figure 4.15). Cette RMSE est légèrement supérieure à celle prévue à partir du profil de taille de grains déterminé avec les photographies IR (2,38 K). De plus, les conclusions sont les mêmes qu'à la Section 4.3, c.-à-d. qu'à 18,7 GHz il y a une surestimation récurrente en hiver et une sous-estimation le restant de l'année, alors qu'à 36,5 GHz les températures de brillance modélisées sont surestimées en fin d'été et l'automne puis sous-estimées dès le printemps (Figure 4.15).

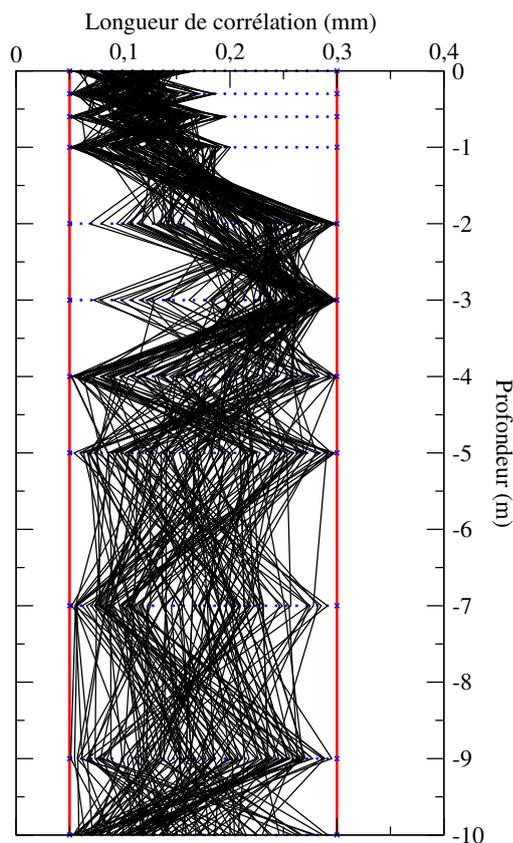


FIG. 4.13 – Résultat de l'estimation des profils de taille de grains par la méthode de Monte Carlo, afin que l'évolution temporelle de la température de brillance soit prédite avec une RMSE moyenne inférieure à 3 K. 150 profils sont présentés.

Malgré des tentatives d'optimisation, la méthode de Monte Carlo pure est coûteuse en temps de calcul et peu efficace (1 600 000 profils calculés pour en conserver environ 150!). Cette méthode ne peut donc pas être utilisée pour contraindre tout le profil de taille de grains sur une trentaine de mètres en ajoutant l'information fournie par les autres fréquences d'AMSR-E (6,9 GHz et 10,7 GHz). Il est nécessaire de considérer des méthodes de Monte Carlo plus avancées, comme l'algorithme Differential Evolution Adaptive Metropolis (DREAM). C'est l'objectif de la section suivante.

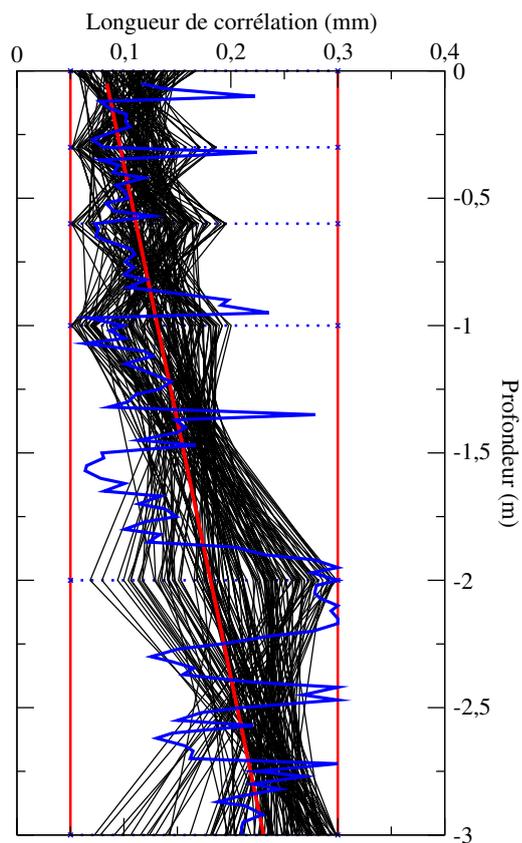


FIG. 4.14 – Evolution de la taille des grains estimée par la méthode de Monte Carlo sur les trois premiers mètres, ainsi que l'évolution du profil de taille de grains dérivée de la mesure de réflectance IR (profil bleu). La régression linéaire de ce dernier profil est présentée en rouge.

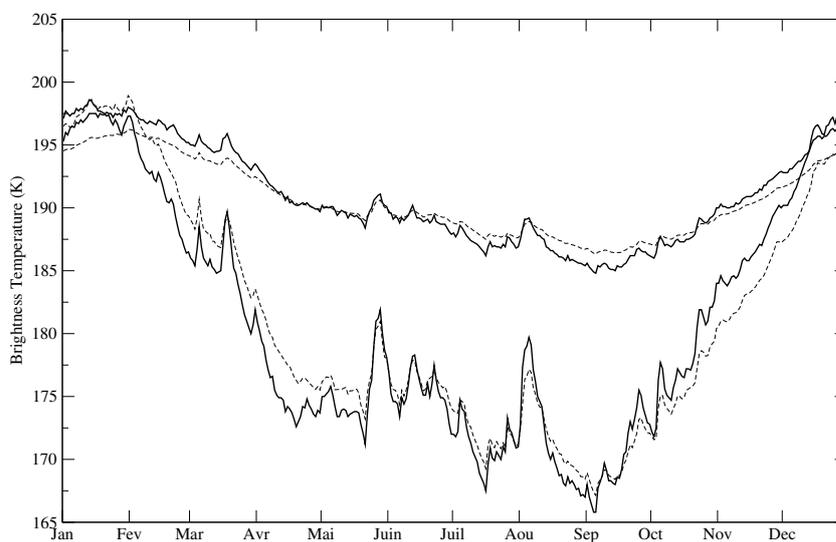


FIG. 4.15 – Evolution temporelle de la température de brillance observée avec AMSR-E (trait continu) et modélisée par MEMLS (trait interrompu), à 18,7 GHz (en haut) et 36,5 GHz (en bas). Contrairement à la Figure 4.10, le profil de taille de grains utilisé ici est estimé par une méthode de Monte Carlo.

4.4.2 Une approche avancée appliquée à quatre fréquences avec DMRT-ML

La méthode de Monte Carlo pure utilisée dans la section précédente n'exploite pas les différents tirages de taille de grains, pour converger vers les meilleurs profils. La méthode utilisée dans cette section permet une estimation efficace d'un ensemble de solutions possibles, car chaque profil adéquat est réutilisé pour estimer d'autres profils similaires adéquats. Cette méthode, nommée Differential Evolution Adaptive Metropolis (DREAM⁵; Vrugt et al., 2008) est une amélioration de Shuffled Complex Evolution Metropolis (SCEM-UA; Vrugt et al., 2003), déjà utilisée par Harlow (2009) pour estimer des profils de longueur de corrélation d'entrée de MEMLS pour des manteaux sur la glace de mer. DREAM permet une estimation efficace de la densité de probabilité *a posteriori*.

Dans cette section, les fréquences d'AMSR-E dans les fenêtres atmosphériques (6,9 GHz, 10,7 GHz, 18,7 GHz et 36,5 GHz) sont utilisées pour contraindre le profil de taille de grains. La fréquence 89 GHz n'est pas considérée car la longueur d'onde (3,4 mm) devient proche de la taille des grains et par conséquent la diffusion de Rayleigh implémentée actuellement dans DMRT-ML n'est pas adaptée.

Caractéristique du profil de taille de grains

A Dôme C, les profondeurs de pénétrations des canaux à 6,9 GHz et 10,7 GHz sont d'environ 21 m et 13 m (Macelloni et al., 2007). Le profil de taille de grains est estimé à partir de 22 tailles de grains réparties jusqu'à 28 m de profondeur (Figure 4.16). La gamme de taille de grains utilisée est 0,1 mm - 2 mm.

Le profil de taille de grain moyen obtenue avec DREAM montre une croissance significative des grains jusqu'à 12 m de profondeur. La taille de grains évolue de 0,44 mm proche de la surface jusqu'à 0,94 mm à 12 m. En dessus de cette profondeur, la barre d'incertitude associée aux tailles de grains estimées sont grandes et indiquent que le profil de taille de grains n'est plus contraint par les observations de température de brillance.

⁵L'algorithme DREAM, codé en Matlab, nous a été donné par Jasper Vrugt (Center for Nonlinear Studies, Los Alamos National Laboratory).

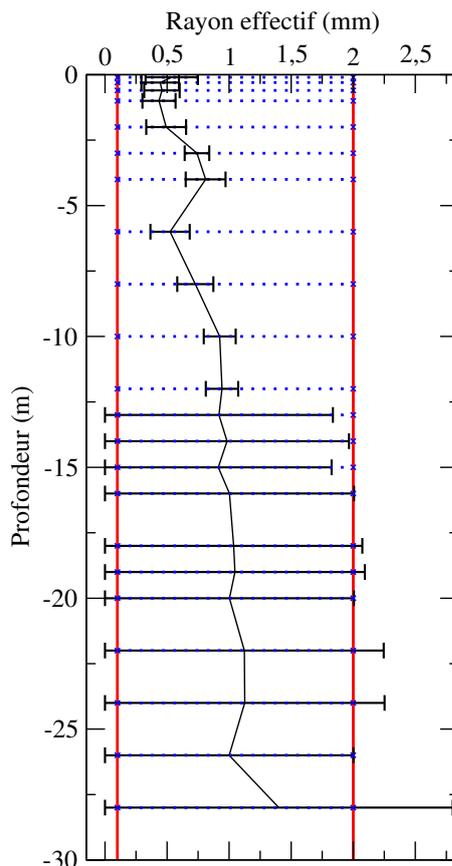


FIG. 4.16 – Evolution de la taille de grains moyenne avec la profondeur. Les barres d’incertitude représentent l’écart-type des 295 profils moyennés. La gamme de taille de grains possible lors de l’estimation avec DREAM est représentée par les lignes verticales rouges. Les lignes horizontales en pointillé bleues représentent la répartition des profondeurs auxquelles sont tirées aléatoirement les tailles de grains.

4.5 Conclusion et perspectives

Conclusion

L’évolution temporelle de la température de brillance a été modélisée à Dôme C, à 18,7 GHz et 36,5 GHz aux deux polarisations, avec DMRT-ML et MEMLS. La meilleure modélisation des températures de brillance est obtenue avec DMRT-ML, la RMSE moyenne à 18,7 GHz et 36,5 GHz atteint 0,92 K sur une année. Avec DMRT-ML et les profils stratigraphiques mesurés *in situ*, avec une haute résolution verticale, l’évolution de la température de brillance, à 18,7 GHz et 36,5 GHz en polarisation verticale, est modélisée avec une RMSE moyenne inférieure à 1 K, sur une durée supérieure à 27 mois. Une telle erreur est faible par rapport à l’incertitude de la mesure du radiomètre AMSR-E, de 0,5 K. Avec MEMLS, la RMSE moyenne plus élevée qu’avec DMRT-ML (2,38 K). De plus, des biais saisonniers marqués sont visibles, ils résultent d’une mauvaise profondeur de pénétration induite par une sous-estimation de la diffusion.

Quelques soient les modèles de transfert radiatif utilisés, DMRT-ML ou MEMLS, et quelques soient les approches utilisées pour les piloter, mesures *in situ* ou génération aléatoire de taille de grains, une surestimation de la température de brillance en été est modélisée. Cette surestimation est principalement marquée à 36,5 GHz. Pour modéliser l’évolution temporelle de la température de brillance sur une année complète, un profil constant de taille de grains et de densité a été utilisé, seules les variations temporelles de la température de la neige

ont été considérées. La non prise en compte de l'évolution temporelle des propriétés de la neige peut expliquer le manque de précision de la température de brillance modélisée en été (une surestimation 2 K à 36,5 GHz). A cette période de l'année, les gradients de température dans les premiers centimètres et le premier mètre du manteau sont très importants, impliquant des flux de vapeur d'eau et par conséquent une évolution de la taille de grains et donc un changement d'émissivité. La surestimation de la température de brillance ne résulte pas des variations saisonnières atmosphériques, comme vérifiée avec le modèle RTTOV.

Pour la modélisation correcte des températures de brillance, un facteur d'ajustement, de 1,83 avec DMRT-ML et de 2,08 avec MEMLS, a dû être appliqué à l'ensemble du profil de taille de grains mesuré par réflectance IR. Une hypothèse possible pour justifier de telles valeurs est de considérer une seule taille de grains par couche de neige alors qu'en réalité les couches de neige contiennent une distribution de taille de grains (p. ex. Flanner et Zender, 2006). Cependant, le facteur d'ajustement appliqué dans notre étude ne modifie pas le gradient de taille de grains mesuré par photographie IR. En effet, le gradient a été validé à la fois avec DMRT-ML et MEMLS en estimant des profils de taille de grains par des méthodes statistiques.

Les faibles RMSE obtenues dans ce chapitre ont été possibles grâce au modèle de transfert radiatif théorique DMRT-ML, où la propagation du REM est calculée dans plusieurs directions, et à la résolution verticale des mesures. En effet, 14 thermomètres étaient présents dans les deux premiers mètres de neige, la densité a été mesurée sur des épaisseurs de 2 et 3 cm jusqu'à 3 m de profondeur, et enfin, les mesures du profil des tailles de grains ont été déterminées de manière continue à partir de la SSA mesurée par réflectance IR avec un appareil photographique. Cette dernière mesure a permis de constater une augmentation de la taille de grains avec la profondeur. La profondeur des mesures, limitée aux trois premiers mètres de neige, est le principal défaut de ces mesures à hautes résolutions verticales. En effet, les profils de taille de grains et de densité ce sont avérés trop peu profonds pour modéliser correctement la température de brillance à 18,7 GHz. Ces constats ont été confirmés par une analyse de sensibilité à la taille des grains en dessous de 3 m de profondeur et par les RMSE élevées en polarisation horizontale à 18,7 GHz (de 8 K à 10 K), alors qu'elles sont correctes à 36,5 GHz (environ de 2 K).

Perspectives

Les résultats présentés jusqu'ici sont focalisés sur les fréquences 18,7 GHz et 36,5 GHz, du fait de la profondeur des mesures disponibles. Ce constat a motivé le développement de l'instrument Profile of Snow Specific Surface area (POSSSUM). Il permet de quantifier de manière continue la surface spécifique de la neige à partir de mesures de réflectance IR, à 1310 nm, dans un trou de forage. Ainsi des mesures jusqu'à 20 mètres de profondeur sont possibles. Une validation de POSSSUM a été réalisée dans les Alpes au cours de l'hiver 2008-09 (Champollion, 2009) et de nouvelles mesures de surfaces spécifiques avec POSSSUM sont planifiées à Dôme C. Ces mesures en profondeur serviront à continuer ce travail de modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance sur les basses fréquences d'AMRS-E.

La modélisation des températures de brillance aux hautes fréquences des radiomètres AMSR-E ou Advanced Microwave Sounding Unit A et B (AMSU-A et AMSU-B), p. ex. à 89 GHz et 150 GHz, présente un intérêt pour améliorer la détection des précipitations sur les calottes polaires et les régions arctiques (Grody, 2008). Cependant, une modélisation correcte de ces hautes fréquences semble encore éloignée car l'essentiel de l'énergie mesurée provient des couches de neige proches de la surface, où les propriétés de la neige évoluent rapidement suivant les conditions météorologiques. De plus, pour modéliser ces fréquences, il est nécessaire de considérer un modèle dont la diffusion est basée sur la théorie de Mie. Aussi, il sera nécessaire d'investiguer l'effet de la distribution de taille de grains, plutôt que de considérer une taille unique par couche de neige telle que cela est fait actuellement (Harlow, 2008).

L'érosion de la neige est possible à partir d'un vent de 5 à 10 ms^{-1} (p. ex. Budd et al., 1966). La neige se redépose ensuite plus loin et crée de la rugosité de surface (p. ex. des «barchan dunes» et des «sastrugi» Massom et al., 2001) qui évolue temporellement dans l'empreinte du radiomètre. Afin d'évaluer si la rugosité peut s'avérer significative sur les dômes ou dans des régions davantage exposées aux vents catabatiques, elle pourra être considérée dans la modélisation des températures de brillance. Les modèles de rugosité sont largement utilisés pour la télédétection de l'océan ou des sols (p. ex. Johnson et al., 1994; Kuria et al., 2007), et ils sont maintenant appliqués à la neige (Jiang et al., 2007; Tsang et al., 2008a,b). De plus, des mesures de rugosités de la surface du manteau deviennent disponibles (p. ex. Lacroix et al., 2008). Les modèles les plus communs sont la théorie des petites perturbations (Small Perturbation Model, Yueh et al., 1988) pour les rugosités de taille comparable à la longueur d'onde, l'approximation de Kirchoff et ses dérivées, la physique optique et la géométrie optique, le Integral Equation Model (IEM) (Fung, 1994). Il peut être envisagé d'utiliser un modèle de rugosité, p. ex. de type Advanced Integral Equation Model (AIEM; Chen et al., 2003). Les modélisations des températures de brillances pourront être évaluées à différents angles d'incidence et différentes polarisations avec les mesures du radiomètre AMSU-A à 31,4 GHz. AMSU-A mesure la température de brillance avec des angles de balayage compris entre $\pm 48,5^\circ$ par rapport à l'angle zénithal et avec un mélange des polarisations.

L'étude réalisée ici a permis la modélisation de la température de brillance dans le sens direct, à partir de mesures *in situ* des propriétés de la neige dont le profil vertical de température. Les mesures actuellement disponibles permettent une modélisation dans le sens direct avec une faible RMSE. Ainsi, ces mesures peuvent être utilisées pour des travaux d'inversion de la température de brillance en température de la neige. Cette inversion à Dôme C constituerait une première étape vers l'estimation de la température à plus grande échelle en Antarctique à partir de la télédétection micro-onde passive.

Chapitre 5

Modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité à l'échelle de l'Antarctique

Sommaire

5.1	Problématique	110
5.2	Modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité à 19,3 et 37 GHz	111
5.2.1	Description des principaux résultats	111
5.2.2	Article «Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica»	112
5.2.3	Validation à Dôme C du profil de taille de grains déterminé par satellite avec la mesure de réflectance infrarouge	130
5.3	Modélisation de l'émissivité à 85,5 GHz	131
5.4	Estimation de la profondeur de pénétration	133
5.5	Conclusion et perspectives	135

Résumé

Au premier ordre, la moyenne annuelle de la température de brillance est le produit de l'émissivité du manteau neigeux et de la moyenne annuelle de la température de l'air. L'émissivité dépend quant à elle des propriétés de microstructure du manteau. L'objectif de ce chapitre est de déterminer les variations spatiales de ces propriétés afin d'expliquer les émissivités observées à 19,3, 37 et 85,5 GHz en polarisation verticale, en Antarctique. Les émissivités observées à 19,3 GHz et 37 GHz ont des valeurs très proches, à $\pm 0,05$. Cette observation est inattendue car les neiges saisonnières ont majoritairement un spectre «normal» d'émissivité, c.-à-d. une émissivité qui diminue fortement lorsque la fréquence augmente.

Les propriétés de microstructure du manteau considérées en entrée des modèles de transfert radiatif, DMRT-ML et MEMLS, sont idéalisées et définies, soit par une méthode aléatoire, soit par une paramétrisation simple. Nous expliquons les spectres d'émissivité observés en Antarctique par la forte stratification du manteau. Plusieurs évolutions de profil stratigraphique ont été analysées. Les résultats montrent qu'une croissance des grains avec la profondeur est une caractéristique stratigraphique nécessaire et minimale pour prédire l'ensemble des émissivités observées à 19,3, 37 et 85,5 GHz, à l'échelle continentale.

En paramétrant le profil de la taille de grains croissant avec deux paramètres, les émissivités à 19,3 et 37 GHz sont parfaitement modélisées. Ainsi, il devient possible d'inverser le spectre d'émissivité observé en deux variables descriptives du profil (la taille de grains proche de la surface et le gradient de taille de grains). Les tendances de l'évolution spatiale des deux variables inversées sont analysées et validées avec des mesures *in situ* réalisées lors de traversés scientifiques, et avec une relation semi-empirique de la métamorphose de la neige, conduit par des modèles climatiques. Aussi, la validation à Dôme C est réalisée avec les mesures de réflectance infrarouge acquises avec un appareil photographique.

A partir des profils de taille de grains inversés et validés sur une partie du continent, les profondeurs de pénétration des rayonnements électromagnétiques à 19,3 et 37 GHz ont été estimées.

5.1 Problématique

Dans le cas de la neige sèche, ce sont les propriétés de microstructure qui contrôlent l'émissivité du manteau (Chapitre 3). Sous l'hypothèse simplificatrice d'un manteau isotherme, la température de brillance est liée à la température de la neige et à l'émissivité (Zwally, 1977). Avec pour objectif d'estimer la température de la neige à l'échelle de l'Antarctique, à partir des mesures de température de brillance micro-onde, il est au préalable nécessaire de comprendre la contribution de l'émissivité à la température de brillance.

Le chapitre précédent expose des travaux de modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance en un point de la calotte Antarctique, Dôme C. Le présent chapitre décrit la modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité, c.-à-d. le rapport entre la moyenne annuelle de la température de brillance et celle de l'air.

La problématique de ce chapitre est de comprendre quelles propriétés de microstructure du manteau, et quelles évolutions verticales, gouvernent les variations spatiales d'émissivité micro-onde en Antarctique, hors des zones de fonte.

Pour illustrer la problématique, les émissivités sont calculées sous l'hypothèse d'un manteau isotherme dont la température est la température moyenne de l'air sur la période 1987-2002, réanalysée par le centre européen de prévisions météorologiques (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF, ERA-40). Le détail exact du calcul des émissivités est présenté dans la Section 5.2.2. Les émissivités sont déduites des observations moyennes des radiomètres SSM/I à 19,3 GHz et 37 GHz en polarisation verticale sur la même période (Figure 5.1 de l'article, Page 116).

Les Figures 5.1(a) et 5.1(b) montrent des variations spatiales d'émissivité très similaires à 19,3 GHz et 37 GHz. Les émissivités sont élevées en Terre de la Reine Maud¹, supérieures à 0,95 (Tableau 5.1). Elles sont hautes près des régions côtières (p. ex. en Terre de Wilkes) et diminuent vers le Plateau de l'Antarctique de l'Est, avec des valeurs typiques à Dôme C de 0,84 et 0,77, respectivement à 19,3 GHz et 37 GHz. Quelques régions présentent des émissivités particulièrement basses, inférieures à 0,7 (p. ex. en Terre Victoria et dans les zones atypique où des mégadunes et des surfaces vitrifiées par le vent ont été observées; Fahnestock et al., 2000; Frezzotti et al., 2002a,b).

TAB. 5.1 – Valeurs typiques des émissivités déduites des observations de SSM/I à 19,3 GHz et 37 GHz en polarisation verticale, pour quelques régions de l'Antarctique.

Région	Emissivité	
	19,3 GHz	37 GHz
Terre de Mary Byrd	0,96 - 0,98	0,95 - 0,97
Terre de Wilkes	0,93 - 0,94	0,91 - 0,92
Terre de la Reine Maud	0,81 - 0,82	0,77 - 0,78
Dôme C	0,84	0,77
Terre Victoria	0,69 - 0,72	0,69 - 0,72
Megadune	0,67 - 0,68	0,67 - 0,68

La Section 5.2.1 synthétise les principaux résultats, obtenus avec le modèle DMRT-ML, de l'article soumis à *Journal of Glaciology*, en juin 2009, et présenté dans la Section 5.2.2. La Section 5.3 présente une validation supplémentaire ainsi que des études complémentaires réalisées avec MEMLS.

¹Le nom des régions se trouve en Annexe D ou en anglais sur la Figure 5.2, Page 117.

5.2 Modélisation de l'évolution spatiale de l'émissivité à 19,3 et 37 GHz

5.2.1 Description des principaux résultats

Suite aux conclusions du chapitre précédent sur la capacité de DMRT-ML à modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C avec une faible erreur, la modélisation des émissivités moyennes observées à grande échelle en Antarctique est également menée avec DMRT-ML.

Cette partie résume les principaux résultats de l'article présenté dans la Section 5.2.2.

Les émissivités observées en Antarctique ont des valeurs très similaires à 19,3 et 37 GHz (Figure 5.1 et Tableau 5.1). Ce constat est inhabituel par rapport aux autres types de surfaces enneigées, tels que les manteaux saisonniers, où les émissivités à 37 GHz sont généralement inférieures à celles à 19 GHz car la diffusion par les grains augmente avec la fréquence.

Trois types de spectre d'émissivité sont possibles :

- Le spectre normal** L'émissivité diminue lorsque la fréquence augmente ;
- Le spectre plat** L'émissivité est identique ou faiblement variable aux proches fréquences ;
- Le spectre anormal** L'émissivité augmente lorsque la fréquence augmente.

En Antarctique, parmi les trois types de spectres possibles, seulement des spectres plats et anormaux sont observés. Un spectre anormal est observé sur 5% des zones sèches du continent.

Les émissivités modélisées avec un manteau homogène, c.-à-d. une couche de neige semi-infinie aux propriétés physiques constantes avec la profondeur, diminuent lorsque la taille de grains augmente. Cette caractéristique s'explique par la dépendance de la diffusion des grains de neige à la longueur d'onde, ainsi la diminution de l'émissivité lorsque la taille de grains augmente est davantage marquée à 37 GHz qu'à 19,3 GHz. Il en résulte que les émissivités modélisées avec un manteau homogène présentent un spectre normal et ne peuvent pas avoir des émissivités similaires à 19,3 et 37 GHz. Il est donc nécessaire de considérer un manteau hétérogène pour expliquer les émissivités observées en Antarctique. Nous avons étudié les variations de densité et de taille de grains.

Tout d'abord, les émissivités de manteaux composés de variations aléatoires de densité avec une taille de grains constante ont été modélisées. Seuls quelques manteaux générés de la sorte permettent d'expliquer des émissivités similaires aux deux fréquences, mais une analyse de leur profil montre une décroissance systématique de la densité avec la profondeur. Une telle évolution du profil de densité n'est pas réaliste. Par conséquent, les variations de densité ne permettent pas d'expliquer les émissivités en Antarctique.

Ensuite, des variations aléatoires de taille de grains avec une densité constante ont été testées. Dans ce cas, l'ensemble de la gamme d'émissivité observée peut être modélisé. La majorité des manteaux générés qui ont des émissivités similaires aux deux fréquences présente une croissance de la taille de grains avec la profondeur. Cette constatation est en accord avec la métamorphose de la neige et les mesures par photographie infrarouge faites à Dôme C (Chapitre 4).

A partir de ce constat, nous avons testé une relation de croissance des grains idéalisée mais facilement caractérisée par deux paramètres (Equation 5.2), la taille de grains proche de la surface et le gradient de taille de grains avec la profondeur. Dans cette relation, le rayon des grains r^n évolue linéairement avec la profondeur et des valeurs de n égales à 1, 2 et 3 ont été considérées. Seules les croissances avec $n = 1$ et $n = 2$ permettent d'expliquer des émissivités à 37 GHz supérieures à celles à 19,3 GHz, c.-à-d. un spectre anormal d'émissivité.

La définition du profil de taille de grains avec deux paramètres offre la possibilité d'inverser les émissivités afin de retrouver ces deux paramètres descriptifs du profil. Les variations spatiales de ces paramètres sont étudiées. D'une façon générale, les tailles de grains dans la partie haute du manteau augmentent avec l'altitude.

Les grains sont plus petits dans les régions côtières que sur le Plateau, où l'accumulation de neige est moins importante. L'évolution des grains avec la profondeur montre des variabilités spatiales un peu plus complexes. La croissance est minimale dans les régions vers la Terre de Mary Byrd, et faible dans les régions côtières. Quelques régions telles que le bassin du glacier Lambert ainsi que deux zones en Terre Victoria et Terre de la Reine Maud ont quant à elles des croissances de grains avec la profondeur élevées.

La tendance de l'évolution spatiale des deux paramètres inversés a été validée avec des mesures *in situ* réalisées lors de traversées scientifiques, et avec une relation semi-empirique de la métamorphose de la neige. Cette relation, basée sur l'exponentielle d'Arrhenius, requiert la température et l'accumulation moyenne annuelle du site. Ces deux variables climatiques ont été estimées avec le modèle atmosphérique régional MAR et le modèle climatique global LMDZ4.

Enfin, l'inversion de la taille de grains proche de la surface a également été comparée avec d'autres inversions de mesures satellitales réalisées dans l'infrarouge. Mais cette dernière comparaison montre une évolution spatiale différente, expliquée par une profondeur de pénétration du rayonnement émis plus courte que dans les micro-ondes, et par conséquent davantage sensible à la surface où les grains n'ont pas encore subi de métamorphose significative.

Les détails de ces résultats sont présentés dans la Section 5.2.2.

5.2.2 Article «Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica»

Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica

Submitted to *Journal of Glaciology* in June 2009

Ludovic Brucker ¹, Ghislain Picard ¹ and Michel Fily ¹

¹Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, France.

Abstract

Spaceborne microwave radiometers are attractive to observe the Antarctic climate because their measurements are related to the surface temperature. However, the conversion is not obvious and strongly depends on the emissivity through snow properties. The difficulty to predict the snow property profile at the Antarctic scale is the main bottleneck toward the retrieval of accurate climate information from microwave radiometers. This paper aims at explaining the vertically-polarized emissivity at 19.3 GHz and 37 GHz derived from brightness temperatures acquired by the Special Sensor Microwave/Imager and physical temperature from the ERA-40 reanalysis. In Antarctica, the emissivity is very close at 19.3 GHz and 37 GHz whereas a decrease with the frequency is expected. To explain this phenomenon, we consider various profiles of snow grain size and density and predict the emissivity using a Dense Media Radiative Transfer model. The results show that the emissivities cannot be explained by modeling constant profiles of grain size and density. Heterogeneous snowpacks need to be considered. We first test random variations of snow density and grain size with depth and second monotonic and continuous variations in snow grain size. In both cases, we show that an overall increase of the snow grain size with depth is a requirement to match the observed emissivity in Antarctica. In addition, two parameters characterizing the snow grain profile are retrieved from the observed emissivities and compared with 1) in-situ measurements of grain size at various locations in East Antarctica, 2) grain size estimated using visible spaceborne radiometers and 3) a semi-empirical relationship of the grain growth. This last comparison shows a reasonable agreement, better than those found with the two other datasets.

Introduction

High latitude regions of the Earth play an important role in the climate system and are critical areas to survey climate change (Lemke et al., 2007). But acquiring accurate observations in these remote regions remain challenging. In Antarctica, accurate observations are crucial to provide the current state and trends of the climate with a good confidence. Such observations can be obtained from meteorological stations and spaceborne sensors. Investigation of the Antarctic climate change using only ground-based meteorological observations is limited by the sparsity of the stations (Turner et al., 2005). In contrast, remote sensing provides synoptic estimates of climatic variables such as surface temperature (Comiso, 2000; Shuman et Stearns, 2001; Shuman et

Comiso, 2002; Schneider et Steig, 2002; Schneider et al., 2004; Steig et al., 2009), snow accumulation (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006) and the extent and duration of surface melting (Picard et al., 2007). Remote sensing also allows to estimate glaciological properties such as snow grain size at the surface (Scambos et al., 2007), snow thermal diffusivity (Koenig et al., 2007), surface roughness (Long et Drinkwater, 2000), etc.

In the microwave range, radiometers measure the thermal radiation emitted by the snowpack (expressed as brightness temperature). Brightness temperature is in a first approximation the product of snow temperature and emissivity (Zwally, 1977). Retrieval of accurate snow temperature is in principle possible but is currently limited by uncertainties in the snow emissivity. Most factors influencing the snow emissivity in the microwave range are identified (Surdyk, 2002; Grody, 2008). Snow wetness is the dominant factor but its effect is limited to coastal regions in Antarctica (Picard et Fily, 2006). In regions where snow is dry, grain size and density have the most important influence (e.g. Tsang et al., 2000b). This suggests that knowledge of snow grain size and its variations with depth are required to interpret microwave data (Zwally, 1977). The emissivity is little dependent of the surface roughness (azimuth angle) (Rémy et Minster, 1991; Shuman et al., 1993; Long et Drinkwater, 2000) and snow temperature (Surdyk, 2002). The vertical variations of density due to the stratification are especially important for the horizontal polarization (Mätzler et al., 1984; West et al., 1994; West et al., 1996). Moreover, the emissivity depends on the observation configuration, i.e., the frequency, incidence angle (e.g. Prigent et al., 2000).

At microwave frequencies, dry-snow is a low loss media and the radiation penetrates deep within the snowpack. Penetration of microwaves in snow is limited by losses due to scattering and absorption and hence is frequency-dependent. In Antarctica, penetration depth ranges between 0.1 m and 2 m at 37 GHz, and between 1 and 7 m at 19 GHz for snow grain sizes between 1 and 0.2 mm (e.g. Sherjal et Fily, 1994; Surdyk, 2002; Macelloni et al., 2007; Picard et al., 2009). Modeling the emissivity from measured or estimated snow properties at various locations in Antarctica has been addressed in several studies. Zwally (1977) and Comiso et al. (1983) computed the 19 GHz emissivity at 4 sites, using radiative transfer models and measured snow grain size profiles. The influence of snow grains scattering and reflection by density stratification on microwave emission at frequencies lower than 6.6 GHz were studied at Plateau station (West et al., 1994), using a multi-layered model based on Dense Media Radiative Transfer (DMRT) theory (Tsang et al., 2000a). Conclusion of this study suggests that scattering and reflection processes are important at low frequencies whereas the emissivity at higher frequencies is dominated by snow grain scattering. The emissivities at vertical and horizontal polarizations were computed using a model based on the strong fluctuation theory (Stogryn, 1986) and driven by random profiles of snow properties at three different sites (Surdyk et Fily, 1995). The snowpack was assumed isothermal whereas snow density and snow grain size profiles were defined by the superposition of a linear increase with depth and random fluctuations. These snowpacks were used to reproduce the observed frequency dependence (i.e., the spectral signature) as well as the differences between the two polarizations. Studies focusing on modeling observed timeseries of brightness temperature from measured snow properties have been only addressed at Dome C by Macelloni et al. (2007) and Brucker et al. (Soumis 2009) using DMRT models.

In contrast, modeling the emissivity at the Antarctic scale has received little attention because measured snow properties are too sparse with respect to the large spatial variations of the snowpack properties. The objective of the present study is to explain the emissivity variations at large scale in Antarctica by electromagnetic modeling. To overcome the lack of measurements, our approach consists in estimating numerically the snow properties compatible with the observed emissivities. The particular aim of this study is to investigate and explain the flat spectral signature observed in the majority of the Antarctic continent. Indeed, Grody et Basist (1997) and Rosenfeld et Grody (2000) classified snow microwave spectral signature into *normal* and *anomalous* spectra, using multi-frequency measurements from spaceborne passive microwave sensors. The *normal* spectrum is a decrease of the emissivity with increasing frequency (Rosenfeld et Grody, 2000) due to the dominant effect

of scattering by snow grain that increases with increasing frequency. The *anomalous* snow spectrum is the opposite trend and was observed in stratified Alpine snow between the 85 GHz channel and the 19 or 37 GHz ones (Mätzler et al., 1982), in Central Siberia at the end of the winter (Rosenfeld et Grody, 2000) and in southern Greenland (Grody et Basist, 1997). In the present paper, we notice that emissivities calculated from the brightness temperatures acquired by the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) at 19.3 and 37 GHz have very close values in most Antarctica with respect to other regions. This signature is intermediate between *normal* and *anomalous* and is called “flat” hereinafter. The signature is even *anomalous* over few areas, i.e., the emissivity is larger at 37 GHz than at 19 GHz.

In the present paper, we explain the vertically-polarized emissivities at 19.3 and 37 GHz observed in Antarctica, using electromagnetic modeling based on the DMRT theory. The model is driven by various homogeneous and heterogeneous snowpacks. The heterogeneous snowpacks are defined with either random variations or monotonic and continuous variations with depth. In the latter case, the two parameters characterizing the snow grain profile (i.e., the snow grain size near the surface and the vertical grain size gradient) are retrieved for each $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ pixel in the Antarctic dry zone. These parameters are compared with in-situ grain size measurements, visible remote sensing estimates of grain size and a simple snow metamorphism relationship between the snow grain size growth and key climatic properties (air temperature and snow accumulation).

This study considers only two frequencies (19.3 GHz and 37 GHz) and the vertical polarization. Other frequencies available on SSM/I (22.2 GHz and 85.5 GHz) are also sensitive to external factors of the snowpack structure such as the atmospheric water vapor (22.2 and 85.5 GHz) or the surface state (85.5 GHz). The vertical polarization is selected because SSM/I brightness temperatures are acquired at 53.1° incident angle (Hollinger et al., 1990) close to Brewster’s angle and is thus less affected by surface reflection and stratification than at horizontal polarization (Rémy et Minster, 1991; West et al., 1996). The region of interest is limited to the dry-snow zone (Picard et Fily, 2006) in order to avoid the complex influence of liquid water or ice layers (e.g. Magand et al., 2008). At last, our study deals with annual mean emissivities, computed from annual mean brightness temperatures and air temperature over 15 years (1987-2002). By this calculation, the variations of the azimuth angle of observation with respect to the main roughness direction (Long et Drinkwater, 2000) are moderated.

The paper is organized as follow : in the next section, we present the calculation of the emissivity from SSM/I observations and describe our electromagnetic model (DMRT-MultiLayer). Then, we present the spatial variations and the spectral signature of the emissivity in Antarctica. In the subsequent section, we attempt to explain these features with the DMRT-ML model considering homogeneous and heterogeneous snowpacks. And then, snow grain size profile parameters are retrieved and briefly analyzed at the Antarctic scale. These results are compared and discussed with respect to *in situ* and optical spaceborne estimates of grain size, and with prediction from a simple metamorphism relationship driven by climate models. Our conclusions are reported in the last section.

Methods

Microwave data

Brightness temperatures were extracted from the “DMSP SSM/I Daily Polar Gridded Brightness Temperature” dataset (version 2), distributed at a spatial resolution of $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ by the National Snow and Ice Data Center (Maslanik et Stroeve, 1990). The dataset includes the 19.3 GHz and 37 GHz channels, at vertical polarization, acquired by the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) onboard the Defense Meteorological Satellites Program (DMSP) F8, F11 and F13.

Top-of-snowpack emissivities are computed from these top-of-atmosphere observations assuming a none scattering atmosphere (Rosenkranz, 1998, see also Tedesco et Wang (2006) and Picard et al. (2009)) using :

$$e_{obs} = \frac{T_B^{SSMI} - T_B^{atmo \uparrow} - t \cdot (T_B^{atmo \downarrow} + t \cdot T_B^{cosmic})}{t \cdot T_{air} - t \cdot (T_B^{atmo \downarrow} + t \cdot T_B^{cosmic})}. \quad (5.1)$$

T_B^{SSMI} is the mean annual brightness temperature measured by SSM/I for the period 1987 - 2002 and T_{air} is the mean annual air temperature extracted from the ECMWF ERA-40 reanalysis (Uppala et al. 45 coauteurs, 2005) for the same period. The transmittance t , the upward ($T_B^{atmo \uparrow}$) and downward ($T_B^{atmo \downarrow}$) atmospheric brightness temperatures are calculated from the atmospheric attenuation computed using Rosenkranz (1998)'s model driven by the temperature and moisture profiles from the ERA-40 reanalysis. T_B^{cosmic} is the cosmic background brightness temperature at microwave wavelengths (equal to 2.75 K).

In spite of the dry polar atmosphere over the East Antarctic Plateau, the top-of-snowpack emissivity calculated with Equation (5.1) is about 0.007 higher at 19.3 GHz and 0.018 higher at 37 GHz than those calculated at the top-of-atmosphere when neglecting the atmosphere (Picard et al., 2009). Hereinafter, all emissivities are at vertical polarization and for sake of clarity, the emissivities estimated from Equation (5.1) are called observed emissivities.

Microwave emission modeling

The electromagnetic model used in this study is based on the Radiative Transfer equation and Dense Media theory (Tsang et Kong, 2001). The DMRT theory has been extensively used to study active and passive remote sensing of seasonal and perennial snow (Tsang et al., 2000a, 2007; Liang et al., 2008; Macelloni et al., 2001, 2007; Tedesco et al., 2006; Grody, 2008) and snow over sea ice (West et al., 1993).

Snow is assumed as a medium composed of ice spheres. The effective dielectric constant of the medium is solved using the first-order Quasi-Crystalline Approximation and the Percus-Yevick pair distribution for nonsticky particles (i.e., particles which do not form aggregates) (Tsang et Kong, 2001). This computation is valid in the limit of low frequency and/or small particle size (i.e., $2\pi r/\lambda < 1$ with r the sphere radius and λ the wavelength). The DMRT theory is in agreement with numerical solutions of Maxwell equations in three dimensional simulations (NMM3D-DMRT) up to fractional volume about 30% and deviates above (Liang et al., 2006; Tsang et al., 2008).

We developed a Multi-Layered DMRT model (DMRT-ML) able to calculate brightness temperature and emissivity of a layered snowpack. Each layer is characterized by a thickness, snow grain size (sphere radius), density and temperature. The emission and the propagation of the radiations through the snowpack are computed for 32 directions using the DIScrete Ordinate Radiative Transfer (DISORT) method (Jin, 1994). This method accounts for multiple scattering between layers. Layers are much thicker than the wavelength (i.e., 1.55 cm at 19.3 GHz) so that interferences are neglected. The snow-air interface and the interfaces between the layers are assumed smooth.

To confirm our results computed with DMRT-ML and presented in the next section, emissivities were also computed with the Microwave Emission Model of Layered Snowpack MEMLS (Wiesmann et Mätzler, 1999), version 3. MEMLS is semi-empirical model and it differs from DMRT-ML in the way it calculates 1) the scattering coefficient (i.e., the improved Born approximation (Mätzler, 1998; Mätzler et Wiesmann, 1999) instead of DMRT theory) and 2) the propagation of the radiation through the snowpack (i.e., the six-flux theory instead of the DISORT method). In addition in MEMLS, the snow grain size is quantified by the correlation length (Mätzler, 2002).

Results

Emissivities derived from observations

The observed vertically-polarized emissivities at 19.3 GHz and 37 GHz frequencies derived from Equation (5.1) range between 0.64 and 0.98 in the Antarctic dry-snow zones (Fig. 5.1(a) and 5.1(b)). At both frequencies, the spatial variations are similar. The emissivity reaches its highest values in Mary Byrd Land (West Antarctica, see Figure 5.2) at both frequencies (about 0.97). In Wilkes Land, the emissivity tends to decrease with the altitude (from 0.95 to 0.92), whereas the emissivities in Dronning Maud Land are quite uniform with values similar as those observed on the East Antarctic Plateau (about 0.83). Two regions are characterized by very low emissivities, about 0.70 - 0.72, in the sector 0-30°E (Dronning Maud Land) and 0.65 - 0.70 in the sector 100-150°E (South of 75°S in Vitoria Land). In those regions, snow dunes and glazed surfaces were reported (Fahnestock et al., 2000; Frezzotti et al., 2002a,b).

Throughout this paper, plots of the emissivity at 37 GHz as a function of the emissivity at 19.3 GHz (both at vertical polarization) are presented in order to visualize the spectral signature. This visualization is called 19-37 GHz space hereinafter.

The observed emissivities calculated using Equation (5.1) are presented in a 19-37 GHz space in Figure 5.3(b). Every dot corresponds to one 25 km × 25 km pixel in the Antarctic dry-snow zone. The most remarkable feature in Figure 5.3(b) is that the observed emissivities are correlated and relatively close to the 1:1 line, the difference between emissivities at both frequencies does not exceed 0.05. These differences are smaller than those observed with a surface based radiometer between 19 and 37 GHz over a seasonal snowpack (larger than 0.1 for deep snow, about 0.13 for both intermediate deep snow and a snowpack with a bottom crust, until a difference of 0.25 for a snowpack with a thick crust) (fig. 1i, 1j, 1m and 1n, Mätzler, 1994).

The 1:1 line is a rigorously frequency-independent spectrum. *Anomalous* spectra are located above the 1:1 line and *normal* spectra are well below the 1:1 line. We call the Antarctic characteristic spectrum a flat spectrum. Moreover, a limited number of dots (about 5% of the dry-snow zones) corresponds to *anomalous* spectra (reported in Figure 5.2).

The next three sections aim at explaining the Antarctic flat spectrum by electromagnetic modeling. We first calculate the emissivity of homogeneous snowpacks and show that this configuration is incompatible with the observations. Then, we consider layered snowpacks and test two different kinds of profiles : 1) random variations of grain size and density and 2) monotonic and continuous variations.

Homogeneous snowpack

Figure 5.3(a) shows the emissivity of a homogeneous snowpack (i.e., a semi-infinite layer whose snow properties are constant) as a function of the snow grain radius, at 19.3 GHz (continuous curve) and 37 GHz (dashed curve). The calculation is performed with DMRT-ML and a snow density of 350 kg m⁻³.

The emissivity decreases with increasing snow grain size and increasing frequency. The decrease of emissivity is due to scattering by snow grains that prevent the thermally emitted radiations to escape from the snowpack. The decrease of emissivity as a function of the frequency is sharp because the grains are small with respect to the wavelength (Rayleigh scattering), leading to a dependence in the fourth power of the frequency. Hence, for a same snow grain size, the scattering is more intense at 37 GHz than at 19.3 GHz. As an example, the difference between the emissivities at 19.3 and 37 GHz is about 0.08 for snow grain radius of 0.5 mm and larger for larger snow grains (e.g., up to 0.18 for sphere radius of 0.9 mm).

The same results are presented in a different way on a 19-37 GHz space (Fig. 5.3(b)) in order to emphasize the spectral signature. Whatever the model (DMRT-ML or MEMLS) and whatever the density (300 or 400 kg m⁻³),

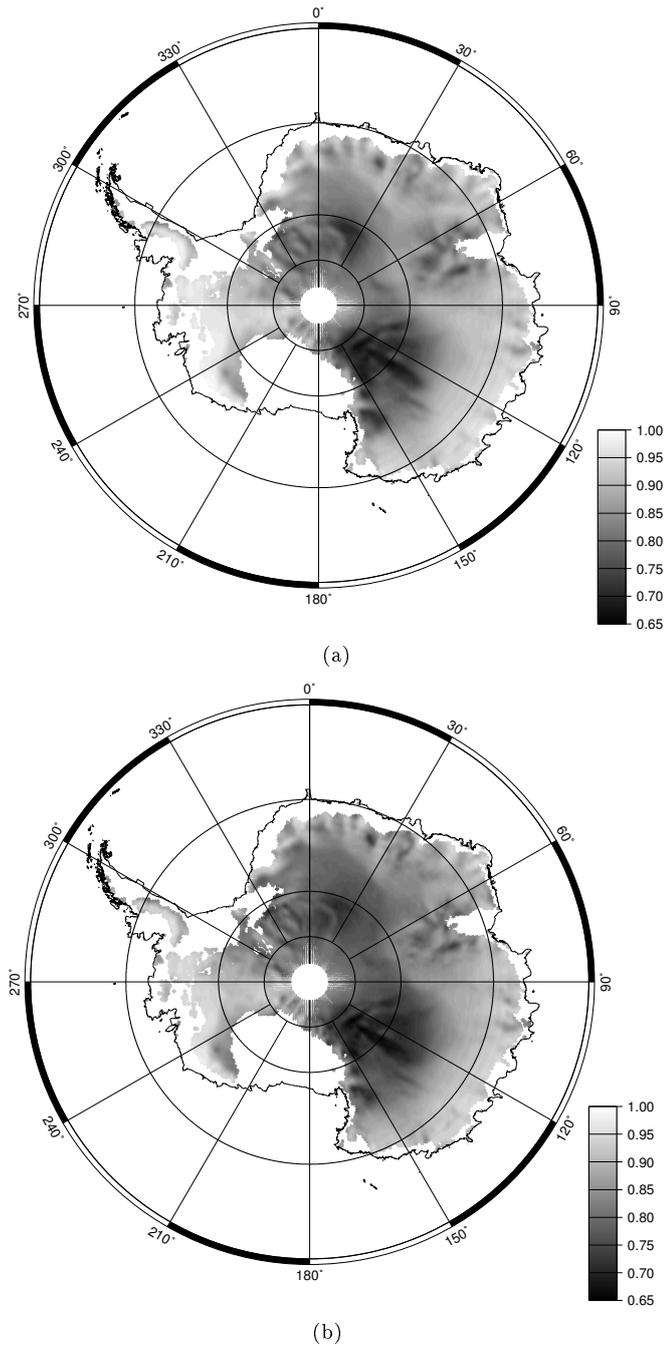


Figure 5.1: Maps of averaged emissivities at vertical polarization, 19.3 GHz (a) and 37 GHz (b) based on Equation (5.1). Regions where melt occurred are masked (in white). No data are available South of 87.8°.

the modeled emissivities of a homogeneous snowpack have much higher values at 19.3 GHz than at 37 GHz and are located far below the 1:1 line in the 19-37 GHz space. This spectral behavior is the *normal* spectrum of snow in most regions on Earth. In Figure 5.3(b), it is clear that the observed and modeled emissivities encompass different regions in the 19-37 GHz space. Hence, we conclude that the hypothesis of a homogeneous snowpack is inadequate to explain the emissivities at both 19.3 and 37 GHz frequencies in Antarctica.

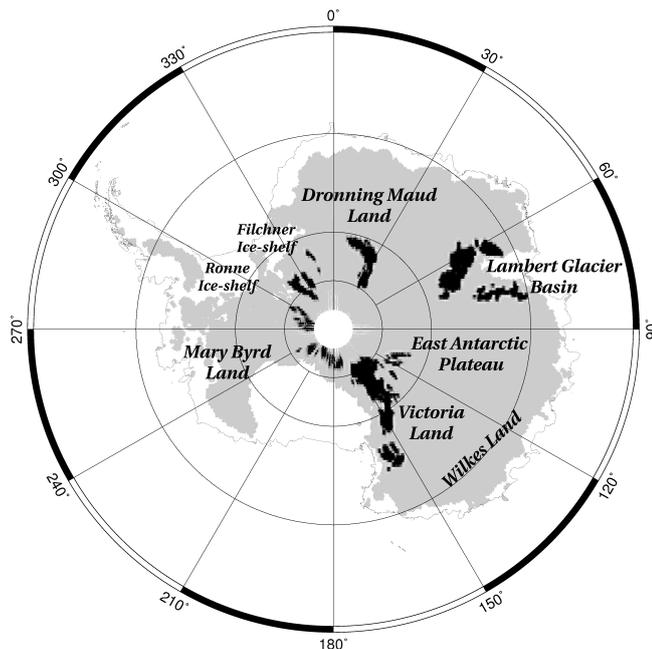


Figure 5.2: Map of regions where the snowpack emits with an *anomalous* snow spectrum (dark zones), i.e., the emissivity is higher at 37 GHz than at 19.3 GHz.

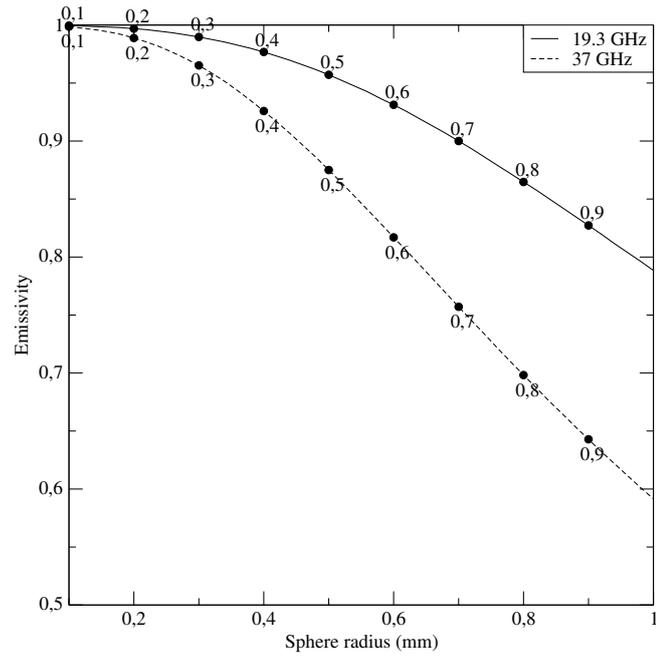
Randomly generated heterogeneous snowpack

The Antarctic snowpack is known to be layered and usually presents large and discontinuous variations of snow grain size and density (e.g. Alley, 1987, 1988) over the depth from which the radiations emanate, i.e., 0.1-2 m at 37 GHz and 1-7 m at 19 GHz for snow grain sizes ranging typically between 1 and 0.2 mm (Sherjal et Fily, 1994; Surdyk, 2002; Macelloni et al., 2007; Picard et al., 2009). This suggests a calculation of the emissivity based on randomly generated heterogeneous snowpack.

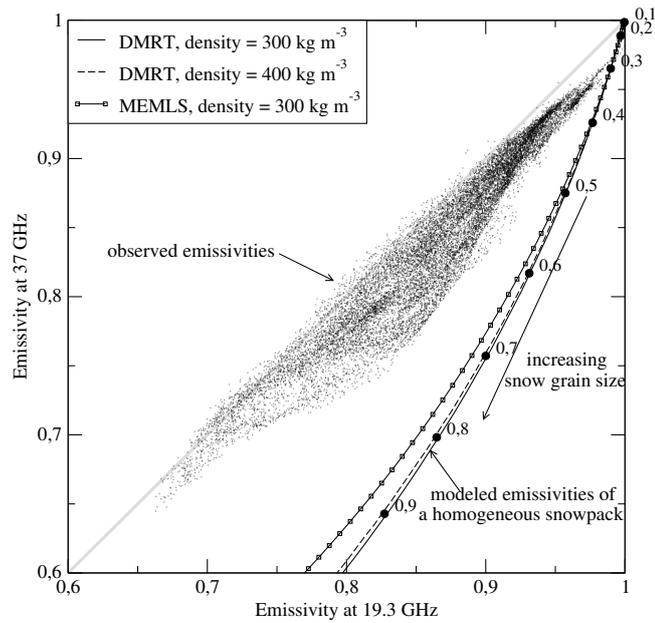
We first consider random variations of snow density with a fixed snow grain size (0.7 mm). For this fixed grain size, 25000 random snowpacks composed of 15 layers are generated as follows : the thickness of each layer is randomly selected and then normalized so that the total depth is 10 m. Thus, the thickness ranges between 0.1 m and 2.5 m. The density in each layer is drawn from a uniform distribution between 200 and 500 kg m^{-3} . Finally, the emissivities for each of the 25000 realizations are calculated with DMRT-ML and are reported in Figure 5.4.

The results indicate that density variations have a moderate effect on the vertically-polarized emissivities and that most generated snowpacks present a *normal* spectrum similar to that of homogeneous snowpacks. Similar results are obtained for a fixed snow grain size of 0.3 mm. Only a limited number of the modeled emissivities overlaps the region of observed emissivities in the 19-37 GHz space. However in these cases, the density profile is always decreasing with increasing depth. This is obviously unrealistic (e.g. Li et Zwally, 2004) and leads to the conclusion that density variations alone are not able to explain the observed emissivities at the Antarctic scale.

Second, we consider random variations of snow grain size (drawn from the uniform distribution 0.1-1.4 mm) with a fixed snow density (350 kg m^{-3}). Figure 5.5 presents the results in the 19-37 GHz space. The region covered by the modeled emissivities is wide, due to the strong sensitivity of the emissivity to grain size (Zwally, 1977; Surdyk, 2002; Grody, 2008). The region is even wider than the observed emissivities which indicate that only a subset of the generated snowpacks matches the observations. To investigate the peculiarity of these



(a)



(b)

Figure 5.3: (a) Modeled vertically-polarized emissivities for homogeneous snowpacks as a function of snow grain radius at 19.3 GHz (continuous curve) and 37 GHz (dashed curve). Grain size in mm is annotated on the curves. The density is 350 kg m^{-3} . (b) Emissivity observed in the Antarctic dry-snow zone at 37 GHz as a function of the emissivity at 19.3 GHz (dots). Same for modeled emissivities (curves) for homogeneous snowpacks with grain size ranging from 0.1 to 1 mm. The different curves corresponds to two DMRT-ML calculations with snow density of 300 kg m^{-3} (continuous curve) and 450 kg m^{-3} (dashed curve) and to one MEMLS calculation with snow density of 300 kg m^{-3} (squared dots).

snowpacks, we have classified the 25000 generated snowpacks depending on whether the grain size increases with increasing depth or not. The contours reported in Figure 5.5 enclose the snowpacks in each of these two

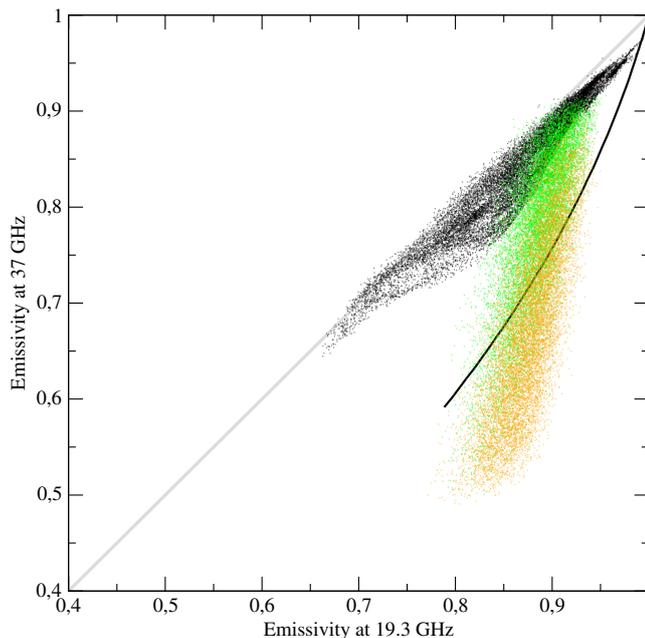


Figure 5.4: Modeled emissivities at vertical polarization for snowpacks with a fixed snow grain size (0.7 mm) and 15 random variations of snow density in the first 10 meters. Snowpacks were classified in two categories depending on the increase (orange color) or decrease (green color) of the density trend with depth. The plain curve represents the emissivity of homogeneous snowpacks (DMRT-ML calculation, grain size of 0.1 to 1 mm, see Figure 5.3). Black dots are the observed emissivities.

categories. The snowpacks with a negative grain size gradient (i.e., a decrease in snow grain size with increasing depth) have clearly emissivities located near or below the curve of the homogeneous snowpacks (i.e., present normal snow spectra). In contrast, modeled emissivities located near the observed emissivities in the 19-37 GHz space correspond mostly to snowpacks with a positive grain size gradient (i.e., an increase in snow grain size with increasing depth). For example, to match the typical observed emissivities in Wilkes Land (0.92 and 0.90 at 19.3 GHz and 37 GHz, respectively) the snow grain size increases from 0.3 mm in the 0-1 m layer to about 0.6 mm in the 3-4 m layer.

This result shows that the majority of the modeled emissivities near or above the 1:1 line corresponds to snowpacks with a positive grain size gradient. We conclude that the flat spectrum of the snow in Antarctica mainly results from the fact that snow grain size increases with increasing depth, which is realistic.

Heterogeneous snowpack with a monotonic and continuous increase in snow grain size

Though random variations of snow properties seem realistic with respect to measured profiles in the numerous snowpits dug in Antarctica, they may not be representative of the snowpack at the satellite field of view (brightness temperature are distributed at a spatial resolution of $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$) and their characteristics are statistically difficult to interpret. In the present section, we consider a different approach with idealized snowpack profiles and characterized by two simple parameters.

The profiles are supposed monotonic and continuous with snow grain size profiles given by analytical relationships. We consider three different parameterizations of the snow grain size r profiles, from the surface up to 10 m deep, so that :

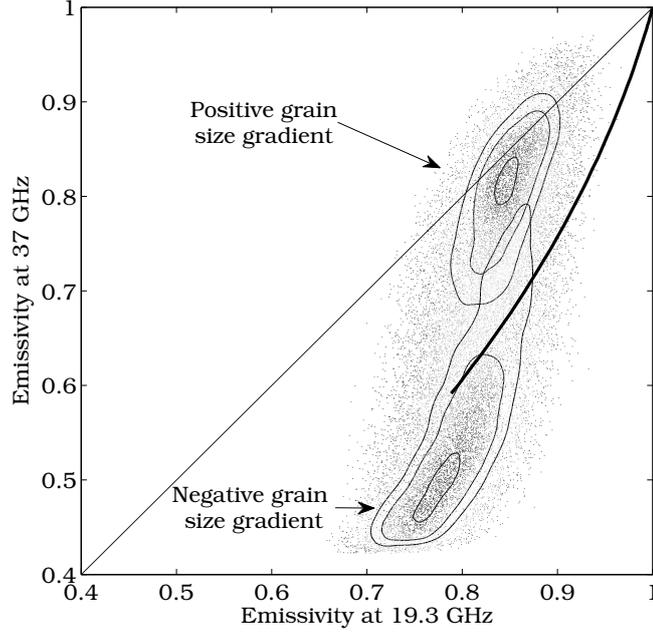


Figure 5.5: Modeled vertically-polarized emissivities for snowpacks with a fixed density and random variations of snow grain sizes. Snowpacks were classified in two categories depending on the increase or decrease of the grain size trend with depth, (i.e., positive and negative grain size gradient). Contour lines represent three various levels of density dots for the two types of snow grain size profiles. The plain curve represents the emissivity of homogeneous snowpacks (DMRT-ML calculation, density of 350 kg m^{-3} , see Figure 5.3).

$$r^n = r_{near\ surf}^n + Q_n \cdot z \quad (5.2)$$

where $r_{near\ surf}$ is representative of a mean snow grain size in the upper part of the snowpack (see Validations and Discussion), n is the growth exponent (equal to 1, 2 or 3) and Q_n is the snow grain size gradient. Q_n is positive so that grain size increases as a function of depth. The emissivities are calculated assuming a constant snow density of 350 kg m^{-3} .

The three parameterizations ($n=1, 2$ and 3) result in emissivities reported in Figures 5.6 (a, b and c). These graphs show the emissivity variations in the 19-37 GHz space as a function of $r_{near\ surf}$ and Q_n . The black curve corresponds to homogeneous snowpacks, i.e., $Q_n=0$, with $r_{near\ surf}$ ranging from 0.1 mm to 1 mm. Each red dashed curve corresponds to increasing grain size gradient Q_n for given value of $r_{near\ surf}$. The figures show that for increasing grain size gradient Q_n , the departure from the homogeneous snowpack curve increases, and the difference between the emissivity at 19.3 and 37 GHz decreases. The difference can decrease up to be null (i.e., to represent a flat spectrum at the intersection between the red curves and the 1:1 line) and can even be negative (i.e., to represent an *anomalous* spectrum, when the red dashed curves are above the 1:1 line) for $n=1$ and 2 only.

In addition and most importantly, the region covered by the red curves overlaps the space of the observations for $n=1$ and 2 only (Fig. 5.6(a) and 5.6(b)). It means that a linear increase in grain radius with increasing depth ($n=1$, Fig. 5.6(a)) or of the grain surface area ($n=2$, Fig. 5.6(b)) are able to explain nearly every observed emissivities over Antarctica, whereas a linear increase of the snow grain volume ($n=3$, Fig. 5.6(c)), as suggested in Zwally (1977), is able to explain flat spectrum but not *anomalous* spectrum. It is worth noting that similar

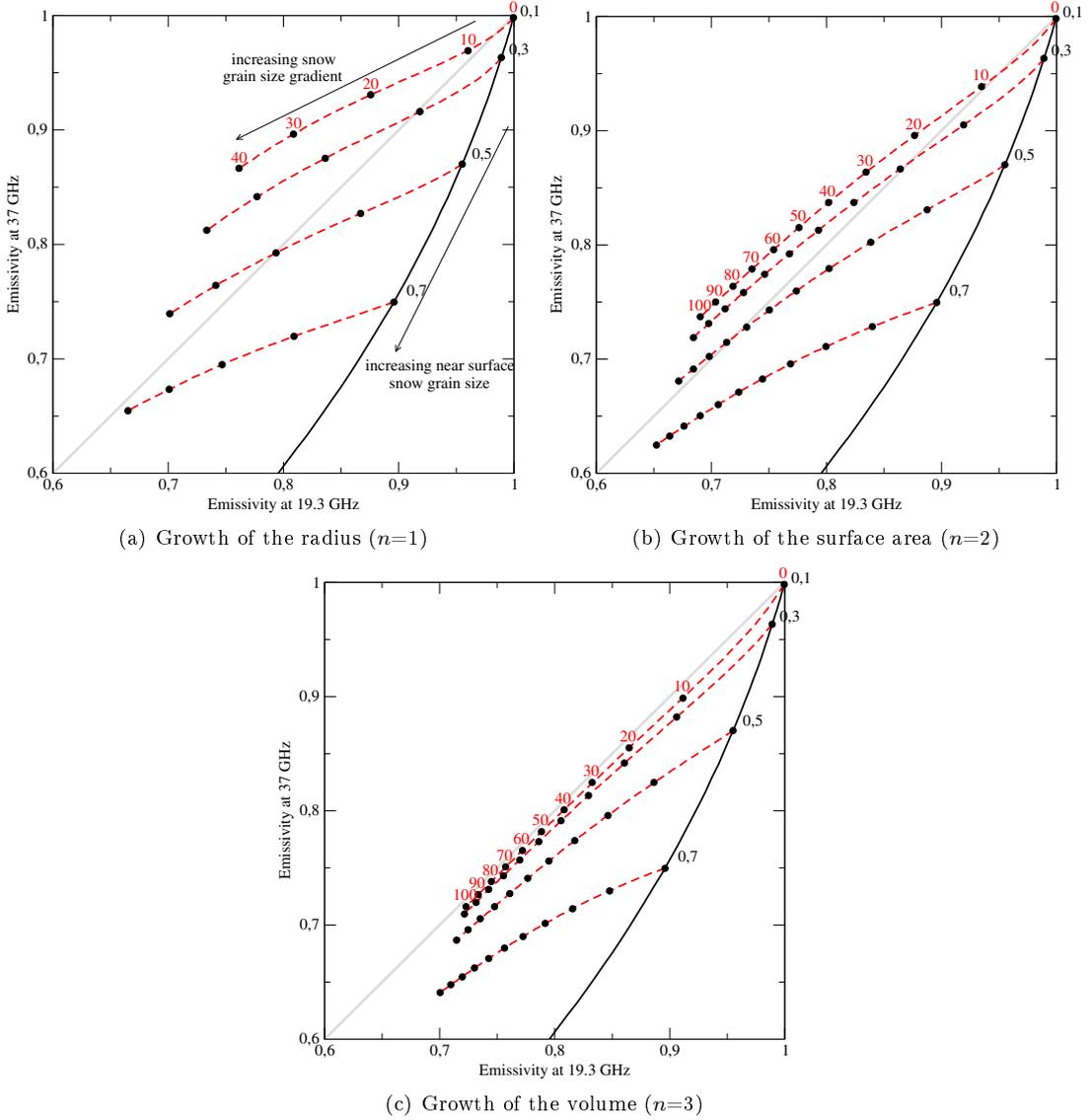


Figure 5.6: Modeled emissivities of homogeneous snowpacks (black plain curve) and of snowpack with linear increase of the snow grain radius 5.6(a), grain surface area 5.6(b) and grain volume 5.6(c). The dashed red curves represent an increase of the grain size gradient for a given near-surface snow grain size (see Equation (5.2)). Annotated values along the dashed curve is Q_n in $\mu\text{m}^2 \text{m}^{-1}$, and along the homogeneous curve is the near-surface grain size in mm.

results are obtained with MEMLS and its correlation length parameter (not shown).

Furthermore, using the simple parameterization in Equation (5.2) with either $n=1$ or 2, there is a unique couple of snow grain size profile parameters ($r_{near\ surf}$, Q_n) for nearly every couple of emissivities observed at 37 and 19.3 GHz in Antarctica. This property is used to map $r_{near\ surf}$ and Q_n in the dry-snow zone given the observed emissivities. To do this in practice, we consider a linear increase of the grain surface area ($n=2$), the snowpack has a constant temperature equal to the annual mean air temperature at the pixel location derived from ERA-40 and the density is 350 kg m^{-3} . The retrieval works well excepted in regions where the emissivities are less than about 0.70, i.e., 1% of the dry-snow zone. This is owing to the fail of the Rayleigh assumption for large grains used in DMRT-ML for the scattering computation. Moreover, although the retrieval works in

heterogeneous regions (e.g., mountainous regions and blue ice areas (Bintanja, 1999; Winther et al., 2001)), the retrieved profile parameters must be considered with caution as regards their meanings.

Maps of the snow grain radius near the surface ($r_{near\ surf}$) and the snow grain size gradient (Q_2) are shown in Figures 5.7(a) and 5.7(b), respectively. The overall tendency is an increase of the grain size from the periphery of the continent towards the interior and especially towards the ridge of the East Antarctic Plateau (Fig. 5.7(a)).

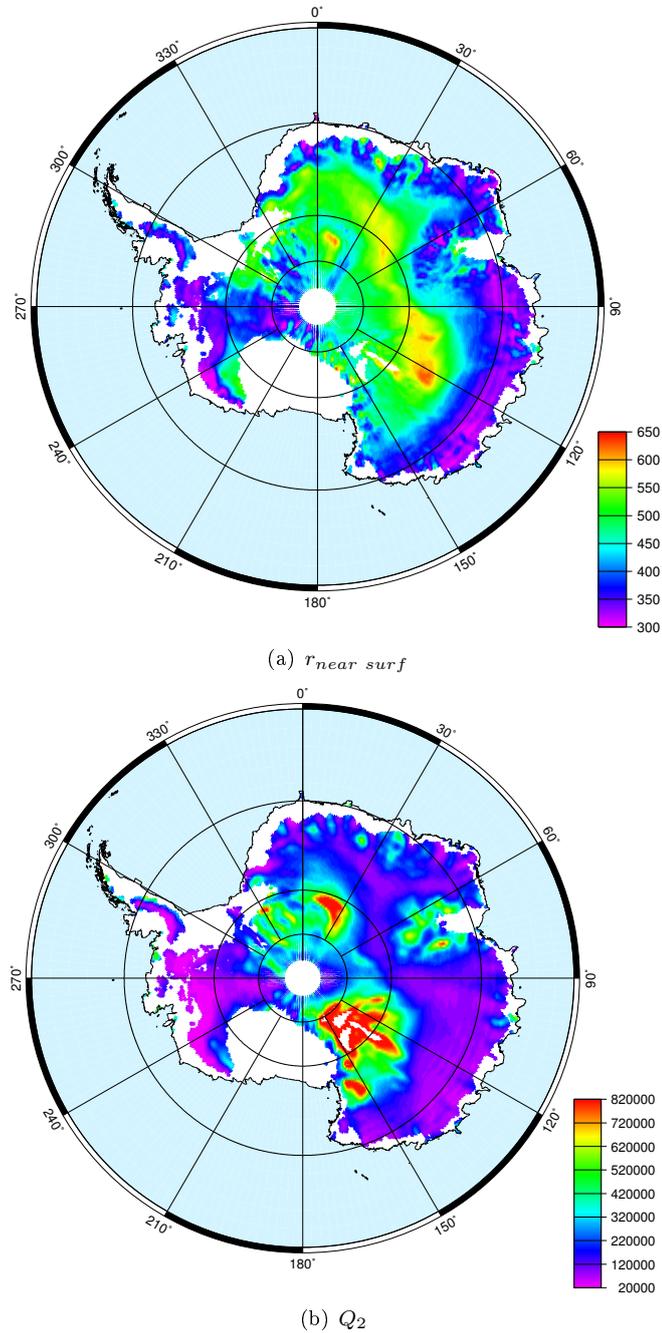


Figure 5.7: Maps of the near-surface grain size (in μm) (a) and of the grain size vertical gradient Q_2 (in $\mu\text{m}^2\text{m}^{-1}$) (b) in the Antarctic dry-zones derived from the 19.3 GHz and 37 GHz vertically-polarized emissivities.

Snow grain size gradient (Fig. 5.7(b)) presents more complex patterns. The gradient is nearly null in Mary

Byrd Land (in violet color). It is weak near the coasts in Wilkes Land and Dronning Maud Land and increases southward up to the East Antarctic ridge. The Lambert Glacier basin presents large gradient and the largest gradients are found in East Antarctica in the regions southward of the ridge near Dronning Maud Land and in Victoria Land. These areas are characterized by the lowest emissivities found in Antarctica (Fig. 5.1).

Validations and Discussion

The two important results found in the previous section are validated and discussed in the present section. The first result is that the emissivity spectra observed in Antarctica are related to the increase of grain size with increasing depth and the second is that microwave observations at two frequencies provide a mean to estimate the snow grain size profile.

The growth of snow grains with increasing depth in Antarctica was known for a long time and has been reported by numerous measurements (e.g. Gow, 1969; Koerner, 1971; Picciotto et al., 1971; Stephenson, 1971; Alley et al., 1982; Nishimura et Maeno, 1985; Alley, 1987; Alley et Bentley, 1988; Dahe et al., 1988; Albert et al., 2000; Gay et al., 2002; Kärkäs et al., 2002; Gow et al., 2004; Rick et Albert, 2004). This is explained by a general trend of the metamorphism processes (e.g., temperature gradient), promoting the growth of the larger grains at the expense of the smaller ones (Colbeck, 1983). The result is an increase of the mean grain size over time, and hence over depth.

Quantitatively, a simple metamorphism theory (e.g. Gow, 1969) assumes a general linear increase of the grain surface area with time such as :

$$r^2 = r_0^2 + K \cdot t \quad (5.3)$$

where r_0 is the initial grain size and K is the grain growth rate. By assuming in addition that the snow accumulation is constant over time and the densification is negligible, the latest equation is equivalent to the snow grain size profile used in the present study, Equation (5.2) with the exponent $n=2$.

It was shown, by generating a snow grain network and analyzing its evolution using a Monte Carlo method, that a more general law is possible (Anderson et al., 1984; Srolovitz et al., 1984) :

$$r^n = r_0^n + K \cdot t. \quad (5.4)$$

In this equation, growth exponent n less than 2 was excluded (Anderson et al., 1984; Srolovitz et al., 1984). This excludes the case $n=1$ that is however compatible with the observed emissivities.

In addition, with the observed emissivities, we found that $n=3$ is incompatible with the *anomalous* snow spectra observed in some regions. We thus favor $n=2$ and used this value for the quantitative estimation of the profile parameters. The following sections attempt a comparison of our retrieved grain size profiles with measurements or previous estimation from satellite.

Comparison with *in situ* measurements

It is worth noting first that comparison of the retrieved profiles (i.e., the near-surface snow grain size and the gradient) with ground measurements is difficult because of representativeness issue. Indeed, the scale of measurements in a snowpit is very different from the SSM/I pixel (25 km × 25 km). Moreover, grain size measured by visual inspection and/or photography is quantified by diverse dimensions (e.g., the maximum

dimension of the prevalent grains (Colbeck et al., 1993), axis length, eccentricities, mean convex radii, etc (Gay et al., 2002)) and are sometimes subjective, although the grain size observed in microwave remote sensing is neither not well defined too (see for instance Mätzler, 2002).

At least for these two reasons, a detailed and quantitative analyze is impossible. Nevertheless, we provide here a broad comparison with *in situ* measurements acquired along traverses, as the same method was used over a wide distance and presents therefore a consistency in space. Most of these data are summarized in Surdyk et Fily (1993).

Between Mc Murdo (78°S - 154.2°E) and South Pole, large grains near the surface and very large grains near 2 m deep were observed (Giovinetto, 1963). In these regions, the retrieved profiles also present large grains near the surface (Fig. 5.7(a)) and the largest snow grain size gradients found in Antarctica (Fig. 5.7(b)).

In Wilkes Land along the 69°S parallel, grain sizes were reported to be fairly constant between 112° and 131°E, and the increase of grain between the surface and 2 m deep was weak (Goodwin, 1988; Surdyk et Fily, 1993). The profiles retrieved by satellite in Wilkes Land agree with these characteristics, the gradient is weak and the grain size near the surface is moderate.

Between Mirny (66.55°S - 93.02°E) and Vostok (78.48°S - 106.82°E) the grain sizes near the surface are small and almost constant along the traverse. This is in disagreement with the retrieved near-surface grain sizes that increase from the coast to the Plateau. However, the snow grain measured at 2 m deep in snow grows from the coast (from 800 km inland) to the Plateau, hence, owing to the constant grain size near the surface, an increase of the snow grain size gradient is measured from the coast towards the Plateau. Such a trend is observed by satellite in Figure 5.7(b).

In the Lambert Glacier basin, depth hoar (large grain) was measured over a wide zone South of 73°S (Higham et Craven, 1997). There are depth hoar layers in the near-surface and some pervasive layers over a few meters creating large gradient of grain size. Retrieved snow profile properties agree well with these observations.

In the mega dune region, located between 120-150°E and southward of 75°S, measurements show a strong increase of the grain size with increasing depth (Albert et al., 2004; Courville et al., 2007) and agree well with the satellite observations in Figure 5.7(b). Note that in this area, the grain sizes are so large that the DMRT-ML calculation may fail. In practice, the maximum size is about 1.3 mm for calculations at 19.3 GHz (this excludes emissivities less than about 0.7). These areas are reported in white in Figure 5.7.

These comparisons with measured grain size along several traverses are qualitative but indicate that spatial variations of the retrieved snow grain properties are generally realistic in East Antarctica.

Comparison with other dataset of snow grain size retrieved by satellite

The comparison with snow grain size retrieved by visible and infrared satellite sensors is technically easier because the spatial coverage is similar. However, there is no agreement between retrieved snow grains in the microwave range and in the solar-spectrum. In particular, a general decrease in surface snow grain size from the coast towards the East Antarctic Plateau is observed with the sensor Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER) (Mondet, 1999), Along Track Scanning Radiometer (ATSR-2) (Mondet, 1999), Landsat Thematic Mapper (Bourdelle et Fily, 1993) and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (Scambos et al., 2007). Our results show the opposite trend.

This apparent discrepancy may be explained by the large difference of penetration depths in the microwave range and the solar-spectrum. In the near-infrared, which is typically used to estimate surface snow grain size, the penetration is several centimeters. In contrast, microwave at 37 GHz penetrate an order of magnitude deeper (several decimeters), and although we consider profiles with a theoretical grain size at the surface called "the near-surface grain size", this parameter is indeed representative of the first decimeters. Hence, microwave

sensors sense snow that has already experienced metamorphism for several months near coasts and at least one or two years on the Plateau, whereas infrared sensors sense recently fallen fresh snow.

This explanation is confirmed when considering the two layers of retrieved snow grain size using MODIS (Jin et al., 2008). The study shows a high temporal variation in surface snow grain size and unclear spatial patterns. Furthermore, the grain size retrieved, in particular in the bottom layer (below 5 mm), always appears smaller near the coast than in the interior of the continent (fig. 9, Jin et al., 2008). This specific point is in agreement with our microwave observations. However, this interpretation is difficult because the retrieval is based on one observation per month and limited by the presence of clouds.

Comparison with grain size estimated by snow metamorphism theory and driven by climatic data

Since the microwaves sense snow prone for a long time to metamorphism, mostly lead in Antarctic by temperature-gradient (Li et Zwally, 2004), it is worth considering, here, complex thermodynamic snow models (e.g., Crocus (Brun et al., 1992)) to calculate the grain size, and especially the vertical gradient of the grain size. Here, we consider a simple calculation that assumes 1) the grain growth rate depends on the air temperature in the form of an Arrhenius-type relationship (Colbeck, 1991; Brun et al., 1992) and 2) the age of a grain increase is linearly related to its depth and the snow accumulation rate. Hence, the vertical gradient of grain size Q^{clim} is computed from climatic data as follows :

$$Q^{clim} = \frac{K_0 e^{-\frac{E}{RT}}}{\pi Accu}, \quad (5.5)$$

where T is the mean annual air temperature and $Accu$ the mean annual snow accumulation (in mm yr^{-1}), R is the gas constant ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), E is the activation energy equals here to 48570 J mol^{-1} (Gow, 1969). K_0 is a constant rate established for the isothermal crystal growth and equal to $6.75 \cdot 10^7 \text{ mm}^2 \text{ yr}^{-1}$ (Gow, 1969; Alley et al., 1982). We apply Equation (5.5) and its constants in grain kinetic growth conditions.

The temperature T and snow accumulation rate $Accu$ are extracted from climate model calculations. In order to avoid model-specific results, we consider two different models, 1) the Modèle Atmosphérique Régional (MAR) (Gallée et Schayes, 1994; Gallée, 1995) based on a detailed physical representation of the polar meteorological processes (Gallée et Brun, 2001) (spatial resolution of 40 km), and 2) the general circulation model LMDZ4 (Hourdin et al., 2006) with a grid zoomed over Antarctica (resolution of 60 km) (Krinner et Genthon, 1997; Krinner et al., 2007).

The maps of Q^{clim} obtained from both models are presented in Figure 5.8. The comparisons with the retrieved grain size gradient Q_2 (Fig. 5.7(b)) show similar spatial variations. In particular, low values of the grain size gradient (i.e., nearly homogeneous snowpack) is observed in Mary Byrd Land in all the maps. Comparable spatial trends are also observed from Dronning Maud Land to Wilkes Land following the ridge. Patterns located in Dronning Maud Land, in Victoria Land and in regions southward of Ronne and Filchner ice-shelves ($300\text{-}330^\circ\text{E}$) are predicted by MAR and retrieved with the microwave but the magnitude and the precise location are slightly different. Both maps (Fig. 5.7(b) and 5.8(a)) show strong gradients of grain size in the Lambert Glacier basin ($60^\circ\text{E}\text{-}70^\circ\text{S}$) and southward of Talos Dome (area near $80^\circ\text{S}\text{-}160^\circ\text{E}$). We can notice that the snow mega dune region in Dronning Maud Land is wider with the microwave retrievals than with MAR. In addition, some discrepancies are visible over the drainage basins in Transantarctic mountains where microwave measurements are likely inaccurate due to the presence of mixed pixel (rock and snow) and complex topography.

The same general patterns are predicted by the LMDZ4 model (Fig. 5.8(b)). Nevertheless, the region of

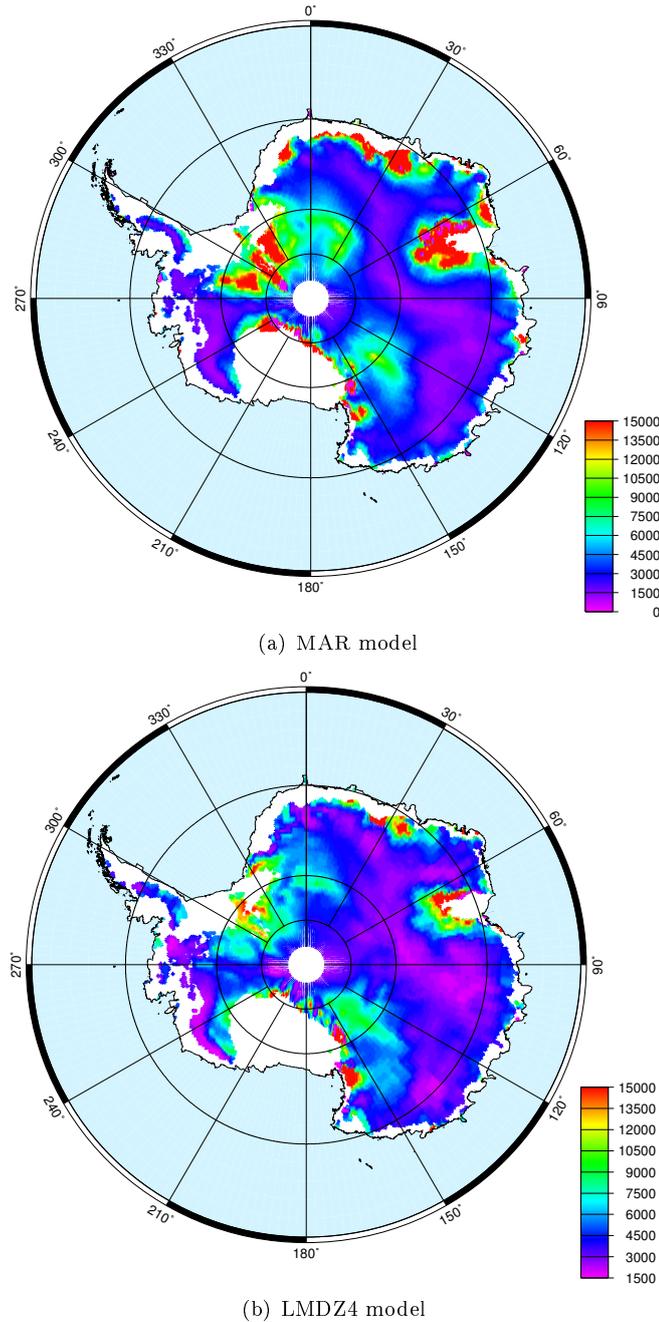


Figure 5.8: Map of the gradient of grain size Q^{clim} ($\mu\text{m}^2 \text{m}^{-1}$) deduced from metamorphism theory (Equation (5.5)) and using climatic data from the MAR model (a) and the LMDZ4 model (b).

weak gradient located between Mary Byrd Land and South Pole have a lower extent than those retrieved by microwave. Moreover, the position and the extent of the area with large gradient in Dronning Maud Land are different.

A more quantitative analysis show that the magnitude of the snow grain size gradient is different between those retrieved by microwave observations and the prediction with the climate models, but this is probably explained by the use of the constants K_0 and E in the case of growth dominated by temperature gradient instead of isothermal conditions.

As a whole and given the strong assumptions, the spatial variations of grain size gradient computed with an Arrhenius-type relationship and climatic data present a reasonable agreement with those estimated from microwave observations.

Conclusions

This paper examines the vertically-polarized microwave emissivity in the Antarctic dry-snow zones at 19.3 GHz and 37 GHz. In contrast with most dry-snow covered areas on Earth, the emissivities in Antarctica have close values at 19.3 GHz and 37 GHz. This weak frequency dependence, considered here as a flat spectrum, results from the heterogeneity of the Antarctic snowpack in the first meters. More precisely, using a multi-layered electromagnetic model (DMRT-ML) and different methodologies to construct snowpacks, we show that an increase of snow grain size with depth is the most realistic snowpack structure able to explain the observed emissivities, and in particular the flat spectrum. Neither homogeneous snowpacks nor vertical variations of the snow density lead to emissivities comparable with the observations. Many *in situ* measurements confirm that grain size increases with depth but the fact that this is a necessary condition to explain the microwave emissivities everywhere in Antarctica (at least in the dry zones) is new.

Next, considering that the snow grain profile follows a simple analytical relationship, we were able to retrieve two parameters of the profile from the observed emissivities at 19.3 GHz and 37 GHz. Namely, these parameters are the near-surface grain size (representative of the grain size in the first top decimeters) and the vertical gradient of the grain size. The validation of the retrieval is difficult but we show a general agreement between the spatial variations of the retrieved parameters and *in situ* measurements of grain size along various traverses in East Antarctica. The retrieved snow grain size gradient patterns are also in agreement with the grain growth rate computed with an Arrhenius-type relationship and modeled climatic variables governing the snow metamorphism. However, the comparison with grain size estimated by spaceborne sensors in the solar-spectrum (e.g., MODIS) show very large discrepancies. We explain them by the difference of sensing depth between the sensors.

The present study is limited to 19.3 GHz and 37 GHz observations at vertical polarization which provide, in the first meters of the snowpack only, information on the grain size. By including in the future additional observations at lower frequencies available from the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E, 6.9 GHz and 10.7 GHz) or the Soil Moisture and Ocean Salinity radiometer (SMOS, 1.4 GHz), the grain size profile might be characterized at a greater depth, typically tens of meters. Moreover, the addition of the horizontally-polarized emissivities should provide information on the density profile and especially the vertical variability of the density. Also, the retrieved snow grain size profile parameters presented in this paper could be used to investigate other glaciological properties.

Acknowledgements

This work was funded by the French remote sensing program Programme National de Télédétection Spatial (CNRS-CNES), the project of the Agence Nationale de la Recherche ANR-07-VULN-013 VANISH and by the program LEFE INSU-CNRS (NIEVE). We thank H. Gallée and G. Krinner for kindly providing the climate model data. Furthermore, we would like to thank C. Mätzler for the MEMLS code.

5.2.3 Validation à Dôme C du profil de taille de grains déterminé par satellite avec la mesure de réflectance infrarouge

Dans l'article présenté dans la section précédente, les profils de taille de grains inversés ont été validés avec des mesures *in situ* disponibles sur une grande échelle spatiale (p. ex. le long des routes scientifiques). Dans cette section, une validation locale est réalisée à Dôme C avec la mesure récente de réflectance infrarouge de la face d'un puits de neige.

Les détails spécifiques du protocole de cette mesure sont présentés dans le Chapitre 2, Section 2.4.3, et les détails de la détermination du rayon optique à partir de la mesure de réflectance infrarouge se trouvent dans le Chapitre 4, Section 4.2.2.

Sur la Figure 5.9 sont présentés le profil de taille de grains mesuré ainsi que le profil estimé par inversion du spectre d'émissivité observé à Dôme C.

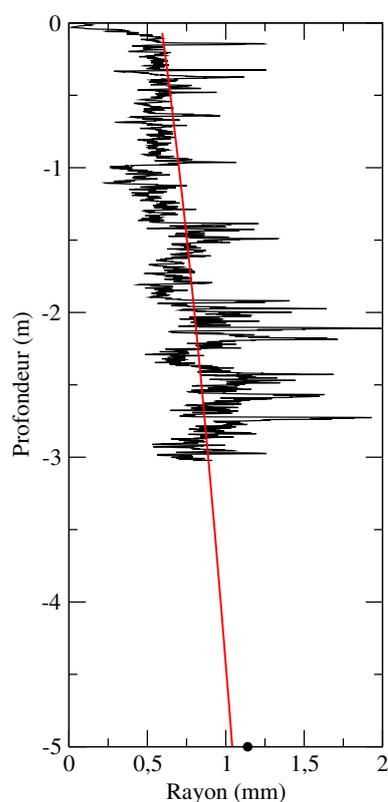


FIG. 5.9 – Profil du rayon effectif déduit des photographies IR prises à Dôme C jusqu'à 3 m de profondeur (courbe noire), et utilisé pour modéliser les températures de brillance avec DMRT-ML dans le Chapitre 4. Le point noir à 5 m correspond à la taille de grains en dessous de 3 m de profondeur estimée lors du test de sensibilité (Chapitre 4). Le profil déduit de l'inversion du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz correspond à la droite rouge.

L'augmentation de la taille de grains, dans les trois premiers mètres de neige, est correctement prévue. Proche de la surface, sur les dix premiers centimètres, le profil mesuré montre une importante augmentation de la taille de grains qu'il n'est pas possible de retrouver avec l'inversion du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz. Les profondeurs de pénétration de ces fréquences ne sont pas assez sensibles à cette partie du manteau. L'évolution dans ces dix premiers centimètres illustre bien l'emploi du terme «taille de grains proche de la surface», utilisé tout au long de ce chapitre, et non pas «à la surface».

Cette comparaison avec des mesures récentes et continues du profil de taille de grains renforce la validation de la méthode mise en place pour inverser les spectres d'émissivité.

5.3 Modélisation de l'émissivité à 85,5 GHz

Suite aux conclusions du Chapitre 3, le modèle DMRT-ML a été utilisé pour publier les résultats majeurs de ce chapitre. Toutefois des études complémentaires ont été menées auparavant avec MEMLS, elles sont présentées dans cette section et dans la suivante.

Le profil de longueur de corrélation exponentielle a été estimé avec la même méthodologie que dans la Section 5.2.2, c.-à-d. à partir d'une croissance définie par l'Equation 5.6 et d'un spectre d'émissivité.

$$p_{exp}^2(z) = p_{exp, near surf}^2 + Q_2 \cdot z \quad (5.6)$$

Il est intéressant de noter qu'une croissance de la longueur de corrélation exponentielle avec un exposant 3 ne permet pas d'expliquer un spectre anormal d'émissivité dans l'espace 19-37 GHz. Ce résultat est similaire avec le modèle DMRT-ML (Section 5.2.2).

Dans cette section, l'émissivité à 85,5 GHz est modélisée à partir du profil de taille de grains déduit des émissivités observées à 19,3 et 37 GHz.

En considérant un manteau neigeux dont la taille de grains au carrée augmente linéairement avec la profondeur (Equation 5.6), l'émissivité à 19,3 et 37 GHz est, comme avec DMRT-ML, très bien prévue (Figure 5.10). A partir du profil de taille de grains ainsi déterminé, il est possible de calculer l'émissivité à 85,5 GHz.

Comparées aux émissivités à 19,3 et 37 GHz, celles à 85,5 GHz sont mal calculées (Figure 5.10). Le coefficient de corrélation, entre les observations et les prévisions, est de 0,81, alors qu'il est supérieur à 0,999 aux deux fréquences les plus basses.

Seules les fortes émissivités à 85,5 GHz sont modélisées avec un faible biais. Elles sont observées dans les régions à forte accumulation de neige, où la croissance des grains dans la partie haute du manteau est faible. Ailleurs, il en résulte qu'une estimation linéaire du profil de taille de grains à partir des fréquences 19,3 et 37 GHz est inadaptée pour une bonne prévision des émissivités à 85,5 GHz.

Les profondeurs de pénétration sont différentes en fonction de la fréquence. Typiquement, en Antarctique, elles sont de $3,9 \pm 1,2$ m à 19 GHz et de $1 \pm 0,3$ m à 37 GHz (Section 5.4). A 85,5 GHz, les profondeurs de pénétration sont inférieures, $0,22 \pm 0,06$ m. Ainsi, le profil de taille de grains estimé avec les fréquences 19,3 et 37 GHz ne contraint pas assez la partie proche de la surface. Or, l'évolution des grains dans cette partie du manteau est bien distincte de celle en profondeur (Figure 5.9). Il y a une rupture dans le gradient de taille de grains, du fait du gradient de température lié aux cycles journalier et saisonnier d'ensoleillement et à l'effet du vent.

De meilleurs résultats sont obtenus lorsque la fréquence de l'émissivité à calculer est encadrée par les fréquences ayant servi à estimer le profil. Ainsi, il a été possible de prévoir les émissivités à 37 GHz, à partir d'un profil de taille de grains déterminé par les fréquences 19,3 et 85,5 GHz, avec un coefficient de corrélation de 0,98. Néanmoins, la paramétrisation linéaire de l'évolution de la taille de grains avec la profondeur montre ici ces limites.

Ce propos est illustré à Dôme C, la Figure 5.11 montre le profil de taille de grains contraint par les émissivités à 85,5 et 37 GHz, donc essentiellement sensible au premier mètre de neige, et le profil de taille de grains contraint par les émissivités à 37 et 19,3 GHz, sensible aux propriétés de grains plus en profondeur.

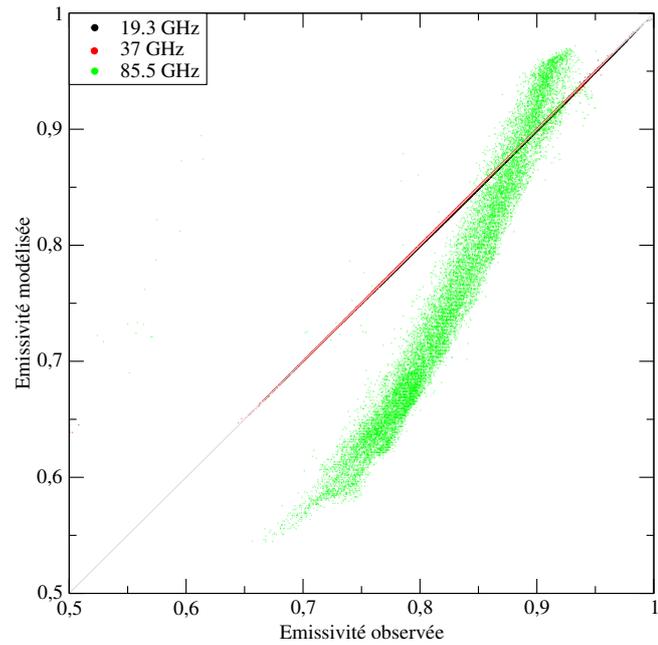


FIG. 5.10 – Graphique des émissivités modélisées, à partir du profil de taille de grains déduit de l'inversion du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz, en fonction de celles observées, à 19,3 (noir), 37 (rouge) et 85,5 GHz (vert).

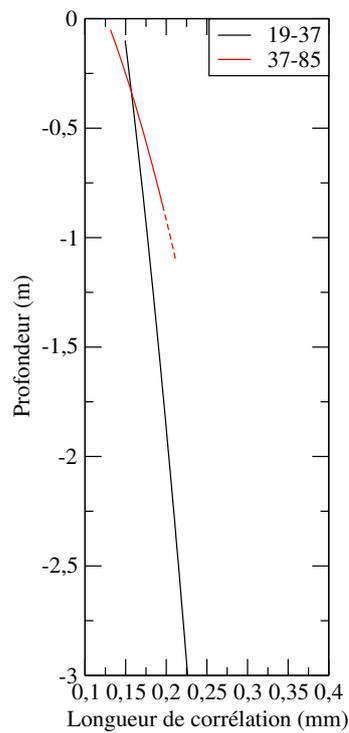


FIG. 5.11 – Profil de longueur de corrélation déduit du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz (noir) et du spectre d'émissivité à 37 et 85,5 GHz (rouge).

Le gradient de taille de grains déduit du spectre 37-85 GHz est plus important que celui déterminé par le spectre 19-37 GHz. Cette différence confirme le gradient de taille de grains plus fort dans la partie proche de la surface qu'en profondeur.

5.4 Estimation de la profondeur de pénétration

Suivant la région, l'énergie du REM mesurée n'émane pas de la même profondeur dans le manteau neigeux. L'estimation de la profondeur de pénétration permet de connaître l'épaisseur de neige observée dans les différentes régions. L'objectif de cette section est d'exploiter les profils de taille de grains déduits du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz pour calculer les profondeurs de pénétration aux deux fréquences.

Un état de l'art des profondeurs de pénétration calculées en Antarctique à partir d'observation par télédétection micro-onde passive est présenté dans le Tableau 5.4. La profondeur de pénétration a été estimée en seulement quelques endroits de l'Antarctique. Hors plate-forme glaciaire, elles sont de l'ordre de 20 m à 6 GHz, 10 m à 10 GHz, 3,5 m à 19 GHz et 0,6 m à 37 GHz. Les valeurs varient suivant la méthode, mais les différents calculs réalisés par un même auteur rapportent bien des profondeurs de pénétration plus grandes en périphérie du continent que sur le Plateau.

TAB. 5.2 – Résumé des profondeurs de pénétration en Antarctique, à plusieurs fréquences en polarisation verticale, calculées à partir de mesures passives.

Région	Fréquence (GHz)					Référence
	6	10	19	22	37	
Terre Victoria (Mégadunes) (82,12°S, 130,46°E, 2750 m)	2,2	1,2	0,5		0,01	Surdyk et Fily (1995)
Plate-forme glaciaire de Ross (82,18°S, 166,58°E, 50 m)	3,8	1,7	0,6		0,02	Surdyk et Fily (1995) ^a
Lettau (82,59°S, 174,27°W, 55 m)			1,03	0,54	0,23	Sherjal et Fily (1994)
Vostok (78,46°S, 106,87°E, 3844 m)			2,17		0,28	van der Veen et Jezek (1993)
Terre de Wilkes (69,15°S, 126,90°E, 2300 m)	22,8	9,6	3,6		0,3	van der Veen et Jezek (1993)
Dôme C (74,50°S, 123,00°E, 3280 m)	21	13,2	4,27	2,69	0,74	Sherjal et Fily (1994) Macelloni et al. (2007)
Mizuho (74,35°S, 44,28°E, 2250 m)	17,5	10,2	2,4		0,8	Rott (1989)
Base Camp (74,75°S, 12,40°W, 1200 m)	21,7	10,4	3,2		0,85	Rott et al. (1993) Rott et al. (1993)
Plateau Station (79,2°S, 40,5°E, 3624 m)	18,0	11,5	4,0		0,9	Rott (1989)
Echelle continentale			0,3 - 7 ^c		0,1 - 2,3 ^c	Picard et al. (2009)

^aCette région peut être localisée dans une zone de fonte (Torinesi et al., 2003).

^bMacelloni et al. (2007) notent que leur valeur est supérieure à celle généralement calculée à Dôme C.

^cCes valeurs de profondeurs de pénétration sont relatives, car elles incluent un terme de conductivité thermique.

Méthode

En considérant une croissance de la taille de grains, le spectre d'émissivité observé à 19,3 et 37 GHz est très bien modélisé, tant avec DMRT-ML (Section 5.2.2) qu'avec MEMLS (Section 5.3). La méthodologie utilisée pour calculer la profondeur de pénétration exploite le profil de taille de grains inversé avec MEMLS. Le coefficient

d'extinction (γ_e) a été calculé pour chaque couche de neige i avec l'Equation 5.7. Ensuite, le profil d'atténuation du REM dans le manteau \mathcal{A} est calculé avec l'Equation 5.8.

$$\gamma_e = \gamma_s^{6-flux} + \gamma_a^{2-flux} \quad (5.7)$$

$$\mathcal{A} = \prod_i e^{\gamma_{e,i} \frac{h_i}{\cos \theta_i}} \quad (5.8)$$

h est l'épaisseur de la couche et θ l'angle d'incidence. La profondeur de pénétration correspond à la profondeur à laquelle le profil d'atténuation atteint une valeur de e^{-1} .

Les profondeurs de pénétration ainsi calculées sont comprises entre 1,6 m et 9,8 m à 19,3 GHz (Figure 5.12(a)), et entre 0,43 m et 2,25 m à 37 GHz (Figure 5.12(b)). Les régions côtières, où l'accumulation est importante, présentent une grande profondeur de pénétration aux deux fréquences. Les plus courtes profondeurs de pénétration ont été calculées dans les régions où les estimations donnent de gros grains proches de la surface et une forte croissance (p. ex. en Terre Victoria, Terre de la Reine Maud, glacier Lambert). Ces régions correspondent aux zones de faibles émissivités. Les signatures spatiales des profondeurs de pénétration sont les mêmes aux deux fréquences.

Ce calcul des profondeurs de pénétration à l'échelle de l'Antarctique et à deux fréquences fixe l'ordre de grandeur de l'évolution spatiale de l'épaisseur de neige observée par les capteurs micro-ondes. Ainsi, les profils des propriétés de la neige estimés à partir de l'émissivité à plusieurs fréquences sont relatifs par rapport à la profondeur de pénétration.

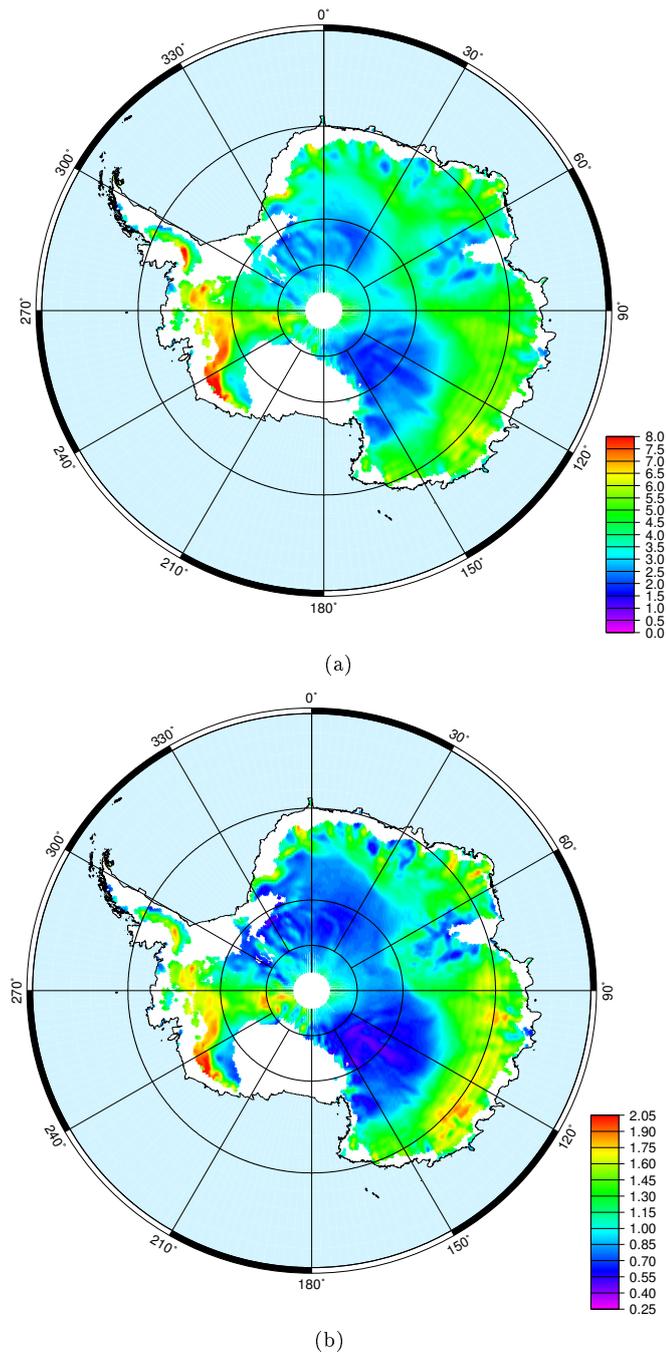


FIG. 5.12 – Carte des profondeurs de pénétration (en mètre) à 19,3 GHz (a) et 37 GHz (b) calculées avec MEMLS et le profil de longueur de corrélation déduit du spectre d'émissivité à 19,3 et 37 GHz.

5.5 Conclusion et perspectives

Conclusion

Les émissivités, calculées à partir des températures de brillance observées par les radiomètres SSM/I et la température de l'air extraite des réanalyses ERA-40, présentent majoritairement (à 95%) un spectre plat aux fréquences 19,3 et 37 GHz. Le spectre normal, prédit par un manteau homogène, n'est pas observé. Ainsi, les

caractéristiques stratigraphiques d'un manteau homogène sont inadaptées pour prédire les émissivités observées en Antarctique. Afin d'expliquer le spectre observé de manière réaliste, la condition minimale nécessaire est une augmentation de la taille de grains avec la profondeur. Une telle évolution est en accord avec les lois de la métamorphose et de nombreuses mesures *in situ* ont confirmé qu'une croissance des grains avec la profondeur est toujours observée.

A partir d'une croissance linéaire du profil de taille de grains, il a été possible de modéliser l'ensemble du spectre d'émissivité, plat et anormal, observé à 19,3 et 37 GHz. Seules les plus faibles émissivités n'ont pas été calculées, car les grandes tailles de grains nécessaires ne sont pas valables dans le calcul de la diffusion du REM, basé sur une diffusion de Rayleigh.

Dans ce travail, en plus d'avoir modélisé les émissivités à partir d'une croissance des grains, le spectre d'émissivité a pu être inversé pour retrouver les deux paramètres descriptifs du profil de taille de grains, la taille de grains proche de la surface et le gradient de taille de grains. La relation de croissance, simple, utilisée dans notre étude permet de considérer une tendance réaliste du profil de taille de grains. En effet, les évolutions spatiales des deux paramètres inversées ont été validées par des mesures *in situ*. Cette validation a été délicate car les mesures sont éparpillées et la variable de taille de grain mesurée n'est pas toujours identique et peut dépendre de l'observateur. La présence du gradient de taille de grains dans le manteau est, au premier ordre, lié aux conditions climatiques de la région dans laquelle il se trouve. Il a pu être validé avec une relation de métamorphose semi-empirique, basée sur l'exponentielle d'Arrhenius, dont la température et l'accumulation de neige ont été extraites des modèles climatiques.

La modélisation des émissivités à d'autres fréquences que celles ayant servi à déterminer le profil de taille de grains n'est pas performante. La description du profil de taille de grains avec une seule paramétrisation linéaire depuis la surface n'est pas suffisante, car le gradient de taille de grains semble être plus marqué proche de la surface qu'en profondeur. Cet aspect, également mis en évidence par l'inversion des émissivités, est en accord avec l'évolution réelle de la taille de grains mesurée par photographie IR à Dôme C. Elle s'explique probablement par le gradient de température journalier, présent dans les 10 à 20 premiers centimètres, et par le vent.

Perspectives

La validation des profils de taille de grains inversés doit être renforcée, spatialement et en profondeur. Pour cela, il est nécessaire d'utiliser une méthode de mesure indépendante de l'utilisateur. Les mesures de surfaces spécifiques réalisées avec le nouvel instrument Profile of Snow Specific Surface area (POSSSUM) permettront une validation objective de ce travail. Les mesures seront dans un premier temps être réalisées à Dôme C puis lors de la campagne de mesures dans le cadre du projet Vulnerability of the ANTArctic Ice SHeet and its atmosphere² (VANISH), prévue en Terre Adélie et sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est.

Notre étude montre que le gradient de taille de grains est une condition nécessaire pour prévoir correctement les émissivités. Pour le moment, le gradient de taille de grains a été validé avec une relation de métamorphose semi-empirique. Sa modélisation avec un modèle thermodynamique d'évolution de la neige (p. ex. Crocus) constitue une perspective importante en vue du couplage d'un tel modèle avec un modèle de transfert radiatif micro-onde afin de calculer l'évolution temporelle de la température de brillance en Antarctique.

Dans la conclusion, il a été mentionné qu'un profil linéaire n'est pas valable pour expliquer toute la gamme de fréquence, il est par conséquent nécessaire de proposer une nouvelle évolution linéaire ou de déterminer un autre type d'évolution de la taille de grains avec la profondeur. Ces nouveaux profils devront permettre de modéliser les émissivités de toutes les fréquences du radiomètre AMSR-E.

²Ce projet est coordonné par M. Fily et financé par l'Agence Nationale de la Recherche

La dernière perspective consiste à modéliser les émissivités en polarisation horizontale. La polarisation verticale est ici pleinement expliquée par l'évolution de la taille de grains, la considération de la densité devrait donner les clefs d'une explication plus complète des spectres d'émissivité.

Chapitre 6

Les variations spatiales et temporelles entre les polarisations du signal micro-onde

Sommaire

6.1	Introduction	142
6.2	Résultats	144
6.2.1	Variations spatiales d'émissivité	144
6.2.2	Variations temporelles de la température de brillance	149
6.3	Conclusion et Perspectives	156

Résumé

A l'angle d'incidence des observations radiométriques, vers 53° , la réflexion du REM à l'interface neige-atmosphère est quasiment nulle en polarisation verticale. Mais, elle est importante en polarisation horizontale. Dans le cas d'une réflexion spéculaire, le coefficient de réflexion est lié à la constante diélectrique des milieux constituant l'interface où se produit la réflexion. Pour la neige, le coefficient de réflexion est ainsi fonction de la densité.

Lors de la propagation du REM à travers le manteau, l'onde se réfléchit sur les interfaces entre les couches de neige de différentes densités et à la surface, entre la neige et l'atmosphère. La différence entre les polarisations verticale et horizontale est dominée par l'interface de surface, où la discontinuité des constantes diélectriques est la plus importante. Ainsi, l'analyse des deux polarisations permet de mettre en évidence l'évolution des propriétés de surface et la stratification en densité du manteau.

L'écart entre les polarisations des mesures radiométriques est composé de deux composantes, une moyenne et une fluctuante. L'écart moyen est largement supérieur à celui fluctuant. De plus, en Antarctique, l'écart moyen entre les polarisations est plus important à basse fréquence lorsque la profondeur de pénétration est importante. La partie fluctuante a quant à elle des évolutions marquées à toutes les fréquences. Les variations peuvent être rapides, telles que celles généralement observées en été. Ces variations sont principalement liées aux changements de propriétés de surface du manteau, densité et rugosité.

6.1 Introduction

En plus de sa fréquence, le REM est caractérisé par sa polarisation. La forme d'une polarisation peut être elliptique (Figure 6.1), circulaire ($\chi=45^\circ$, Figure 6.1), ou linéaire ($\chi=0^\circ$, Figure 6.1). La polarisation d'une onde électromagnétique caractérise une direction privilégiée du champ électrique \vec{E} oscillant dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. Ainsi, suivant l'orientation de \vec{E} , la polarisation linéaire est soit verticale $\psi=90^\circ$, soit horizontale, $\psi=0^\circ$ ou $\psi=180^\circ$ (Figure 6.1).

Les radiomètres micro-onde traditionnels SSM/I et AMSR-E mesurent l'intensité électromagnétique d'une onde linéaire, en polarisations verticale et horizontale.

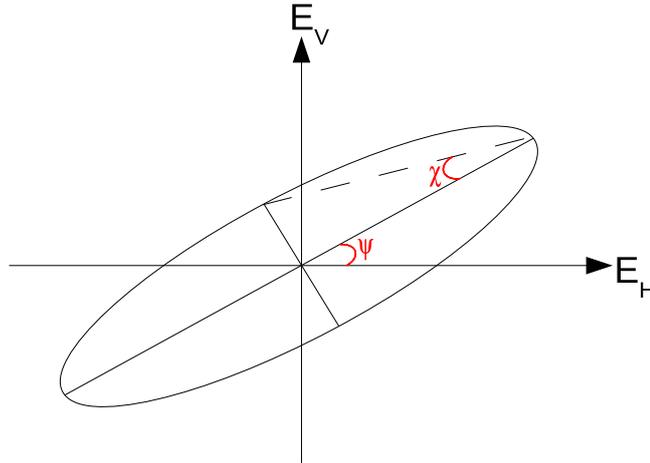


FIG. 6.1 – Schématisation de la forme d'une polarisation, elliptique, circulaire ($\chi=45^\circ$) ou linéaire ($\chi=0^\circ$). Lorsque l'onde est linéaire, la polarisation est verticale pour $\psi=90^\circ$ ou horizontale pour $\psi=0^\circ$ ou $\psi=180^\circ$.

Les chapitres 4 et 5 de ce manuscrit sont principalement centrés sur les modélisations temporelle et spatiale de la polarisation verticale. Le présent chapitre aborde une analyse préliminaire de l'écart entre les polarisations verticale et horizontale. L'ensemble des analyses exposées ici est prospectif.

L'intensité électromagnétique émise par le manteau neigeux n'est pas identique dans chacune des polarisations. En effet, parmi les trois processus d'interaction possibles avec la matière lors de la propagation du REM (la réflexion, l'absorption et la transmission), la réflexion et la transmission affectent la polarisation du REM. Cette interaction dépend à la fois de la polarisation du REM et de son angle d'incidence par rapport à la surface.

Les analyses présentées dans ce chapitre se basent sur l'hypothèse d'une réflexion spéculaire entre les couches de neige de différentes densités ainsi qu'à la surface neige-atmosphère. C'est également l'hypothèse utilisée par les modèles de transfert radiatif MEMLS et DMRT-ML. L'influence de la rugosité et de l'atmosphère modifient également les polarisations du REM, mais ces aspects ne sont pas étudiés ici.

Lors d'une réflexion spéculaire, il existe un angle particulier où la réflexion est minimale et où par conséquent l'énergie émise est maximale, c'est l'angle de Brewster. Cet effet existe uniquement sur la polarisation verticale. L'angle de Brewster dépend des constantes diélectriques des milieux constituant l'interface où se produit la réflexion (Voir Chapitre 3, Section 3.2.3 et Figure 3.2 Page 51).

La problématique de ce chapitre est d'étudier l'influence des propriétés de la neige sur l'écart entre les polarisations verticale et horizontale des mesures radiométriques en Antarctique.

Dans cette introduction, le cas idéalisé du manteau homogène est considéré pour présenter l'influence de la densité de la neige sur l'écart entre les polarisations. Dans le cas d'un manteau neigeux homogène, il existe une seule réflexion, elle a lieu à l'interface avec l'atmosphère (Figure 6.2).

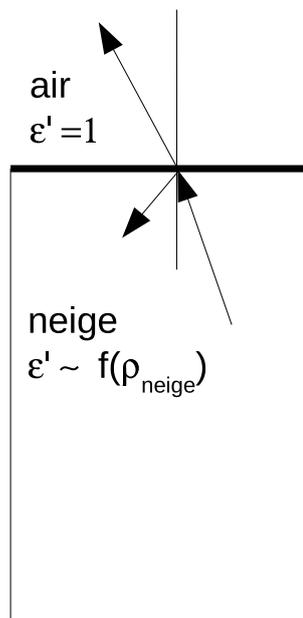


FIG. 6.2 – Représentation d'un manteau dont la densité est constante et où la seule interface, discontinuité de constante diélectrique ϵ , est avec l'atmosphère. ϵ' est la partie réelle de la constante diélectrique.

Lorsque la réflexion est spéculaire, le coefficient de réflexion peut être calculé avec les équations de Fresnel. Dans ce cas, l'angle de Brewster dépend des constantes diélectriques de l'air et de la neige, essentiellement déterminées par la densité dans le cas de la neige sèche (Chapitre 3, Section 3.3.3). Pour des densités comprises entre 350 et 450 kg m^{-3} , le coefficient de réflexion de la polarisation verticale est minimal aux angles d'incidence entre 52 et 54° (Figure 3.2). Ainsi, les angles d'incidence des observations des radiomètres SSM/I et AMSR-E, respectivement de $53,1^\circ$ et $54,8^\circ$, sont proches de l'angle de Brewster pour l'interface neige-atmosphère dans la gamme de densité de la neige généralement observée.

Avec les équations de Fresnel et les relations de la constante diélectrique de la neige utilisée dans le modèle MEMLS, l'écart entre les polarisations verticale et horizontale a été calculé. Plus la densité de la neige à l'interface avec l'atmosphère est grande, plus l'écart entre les polarisations est important (Figure 6.3). La densité d'un manteau homogène conditionne donc l'écart d'émissivité entre les polarisations.

L'écart entre les polarisations est de $0,017$ à 150 kg m^{-3} , il atteint $0,1$ vers 500 kg m^{-3} (Figure 6.3). L'écart double entre 350 et 500 kg m^{-3} . Il existe donc une forte dépendance de l'écart entre les polarisations due à la densité du manteau. Notons que cet écart est légèrement supérieur à l'angle d'incidence d'AMSR-E que de SSM/I. A 350 kg m^{-3} , la différence pour les deux angles d'incidence est seulement de $0,0064$.

Dans ce chapitre sont présentés et analysés les écarts observés entre les polarisations avec le radiomètre AMSR-E. Les observations satellites montrent deux aspects distincts. L'écart entre les polarisations possède une composante moyenne, fonction de la fréquence, et une composante plus faible temporellement fluctuante, quasi indépendante de la fréquence. Ces deux aspects sont étudiés respectivement à travers les variations spatiales d'émissivité (Section 6.2.1) et les variations temporelles de température de brillance (Section 6.2.2).

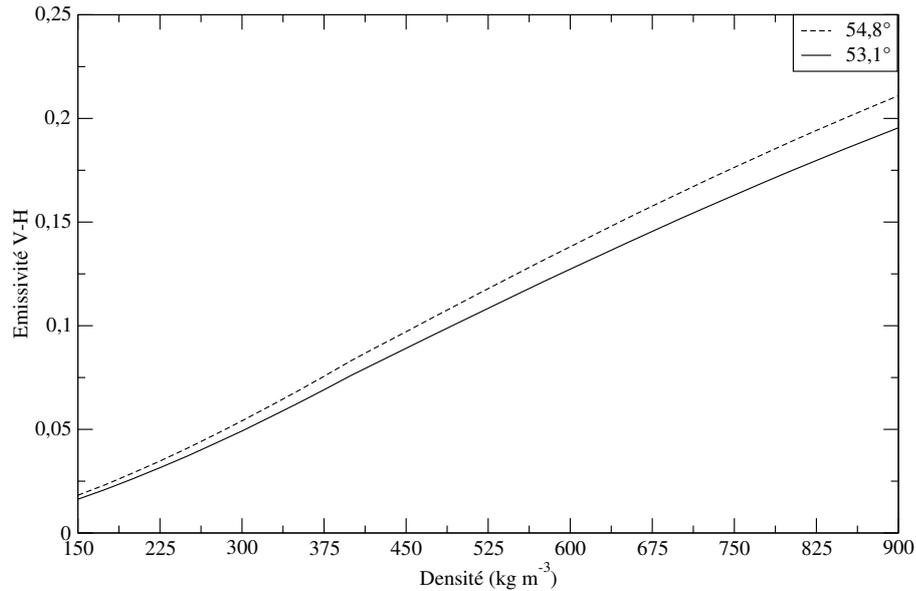


FIG. 6.3 – Evolution de l'écart d'émissivité entre les polarisations verticale et horizontale, pour un manteau homogène, en fonction de la densité. L'évolution est calculée avec les équations de Fresnel pour un angle d'incidence de 53,1° (SSM/I) et 54,8° (AMSR-E).

6.2 Résultats

6.2.1 Variations spatiales d'émissivité

Pour tout le continent Antarctique, les émissivités sont calculées à partir des moyennes annuelles des températures de brillance acquises par le radiomètre AMSR-E, et des réanalyses de la température de l'air (Chapitre 3, Section 3.5.1).

Les écarts observés sont présentés sur les Figures 6.4 à 6.8, pour chaque fréquence du radiomètre AMSR-E dans les fenêtres atmosphériques (6,9, 10,7, 18,7, 36,5 et 89 GHz), sous forme de carte et d'histogramme. Le long des Monts Trans-Antarctique, les observations n'ont pas été masquées, elles sont toutefois à considérer avec précaution car ces régions sont hétérogènes (p. ex. une forte topographie, une présence de rocher).

A l'échelle de l'Antarctique, le mode de l'écart entre les polarisations est de 0,083, 0,12, 0,15, 0,145 et 0,14 respectivement à 89, 36,5, 18,7, 10,7 et 6,9 GHz. Jusqu'à 18,7 GHz, le mode de l'écart entre les polarisations augmente lorsque la fréquence diminue. Ensuite, une stabilisation du mode est observée mais les Figures 6.4(b) à 6.8(b) mettent en évidence un élargissement des histogrammes lorsque la fréquence diminue.

Géographiquement, les évolutions spatiales de l'écart entre les polarisations ne sont pas comparables à toutes les fréquences (Figures 6.4(a) à 6.8(a)). A l'exception de la fréquence 6,9 GHz, l'écart maximal entre les polarisations est observé dans trois régions, en Terre de Marie Byrd, Terre de la Reine Maud et entre Pôle Sud et la plate-forme glaciaire de Ross. La zone à fort écart en Terre de la Reine Maud est très localisée à 89 GHz et s'élargit aux autres fréquences. Sur deux autres petites zones, au sud du bassin du glacier Lambert (74°S, 72°E) et au début de la Péninsule (75°S, 293°E), sont également observées de larges écarts. A 6,9 GHz, relativement aux valeurs observées à cette fréquence, aucun écart important est présent en Terre de la Reine Maud. Par contre, une petite zone se distingue en Terre de Coast (à l'Ouest de Terre de la Reine Maud).

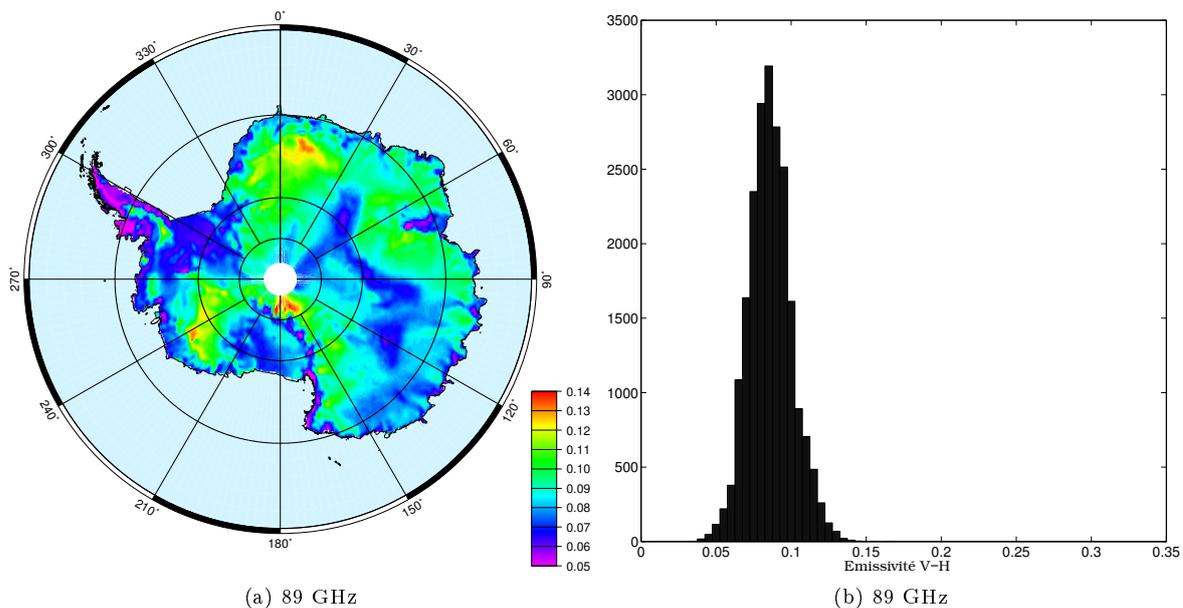


FIG. 6.4 – Carte (a) et histogramme (b) des écarts moyens entre les émissivités polarisées verticalement et horizontalement à 89 GHz.

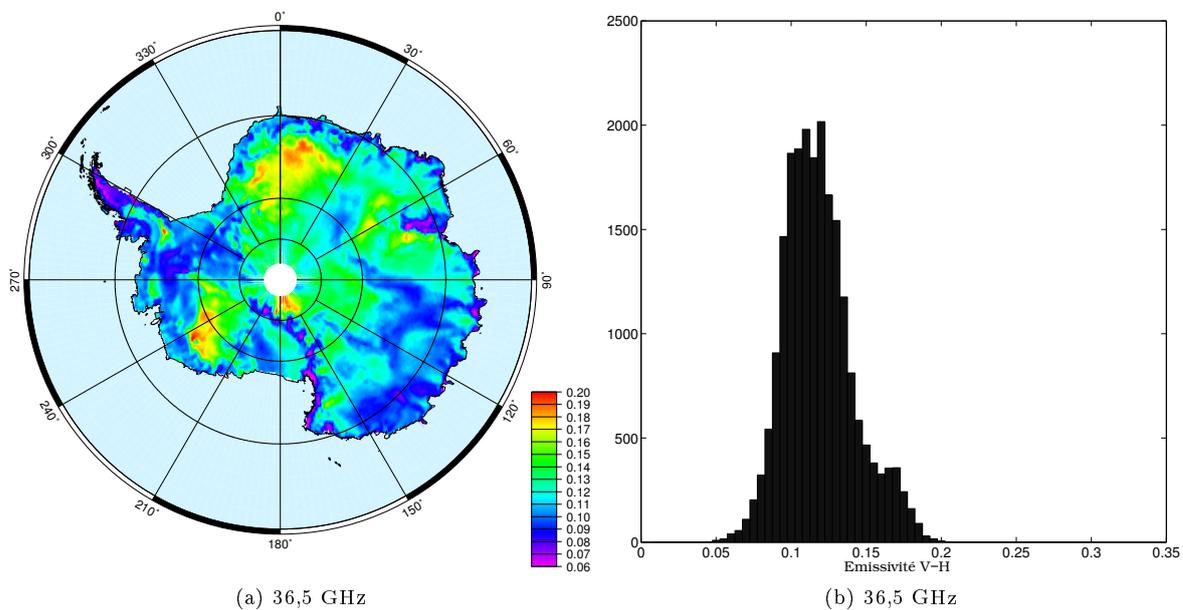


FIG. 6.5 – Même figure que la 6.4 pour la fréquence 36,5 GHz.

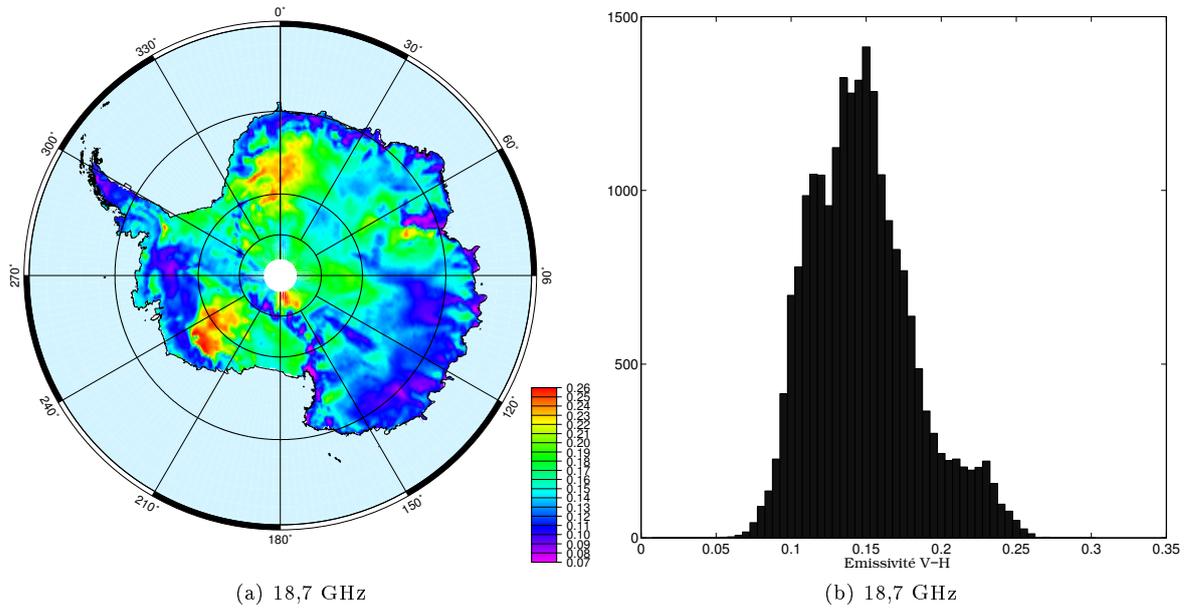


FIG. 6.6 – Même figure que la 6.4 pour la fréquence 18,7 GHz.

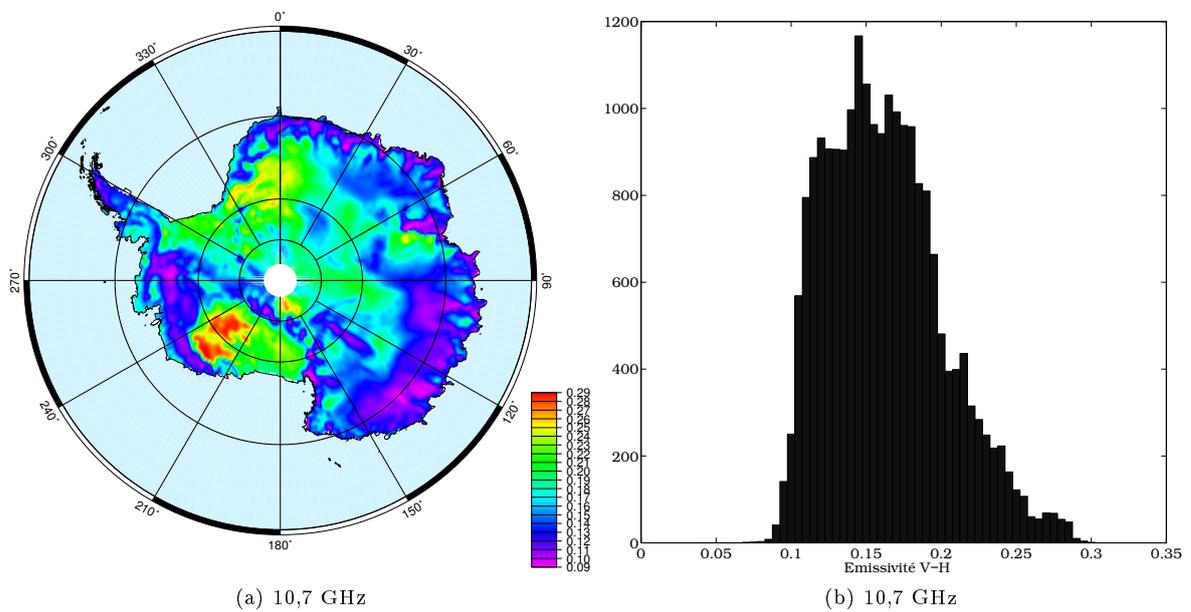


FIG. 6.7 – Même figure que la 6.4 pour la fréquence 10,7 GHz.

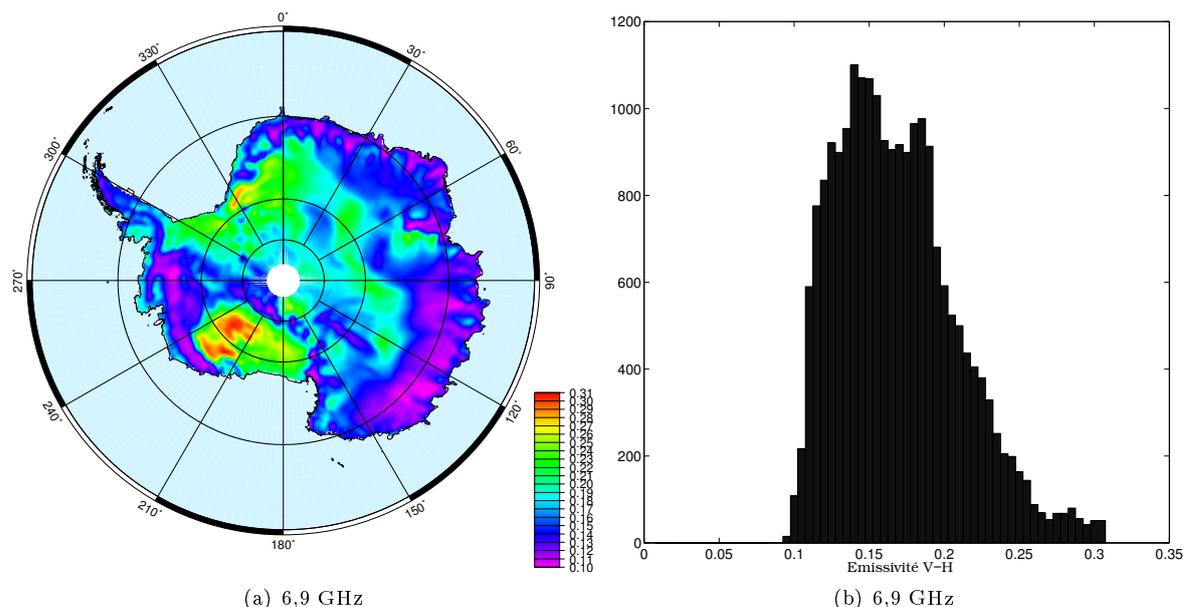


FIG. 6.8 – Même figure que la 6.4 pour la fréquence 6,9 GHz.

A toutes les fréquences, l'écart minimal se trouve dans le bassin du glacier Lambert. A 89 et 36,5 GHz, la Péninsule Antarctique et le Plateau de l'Antarctique sont également des régions où de faibles écarts sont observés (Figure 6.4(a) à 6.5(a)). Ces deux régions sont très différentes. La Péninsule est située à une extrémité du continent et, hors de la chaîne montagneuse, cette zone est au niveau de la mer, elle subit donc une longue période de fonte annuelle (Torinesi et al., 2003). Le Plateau est quant à lui en haute altitude, supérieure à 4000 m, et ne subit pas de fonte. Sur le Plateau se trouve la ligne de crête des dômes (Bamber et al., 2009).

La Figure 6.4a montre clairement qu'à 89 GHz les faibles écarts sont bien localisés le long de la ligne de crête. Alors qu'à 6,9 GHz (Figure 6.8a), ce sont de grands écarts qui sont relativement bien localisés le long de cette ligne. L'interprétation, suivant les fréquences, de la valeur de l'écart ainsi que l'évolution spatiale est menée dans les paragraphes suivants.

Interprétation

Les écarts d'émissivité observés à 89 GHz (0,04-0,14) sont inférieurs à ceux des autres fréquences. Les faibles écarts à 89 GHz, peuvent être expliqués avec l'hypothèse d'un manteau dont la densité est constante, donc par la seule interface neige-atmosphère (Figure 6.3). Cette hypothèse est possible car la profondeur de pénétration à cette fréquence est courte, donc le REM ne sonde pas un grand nombre de changement de densité. A Dôme C, par exemple, une densité de 340 kg m^{-3} explique l'écart observé de 0,066 à 89 GHz. Cette valeur est réaliste (Figure 4.4a, Page 87) ; les mesures sont généralement comprises entre 320 et 350 kg m^{-3} (J.-C., Gallet, communication personnelle).

Mais, aux autres fréquences, les écarts observés (jusqu'à 0,3) ne peuvent pas être uniquement expliqués par l'interface de surface (Figure 6.3), car une forte densité de surface de 500 kg m^{-3} ne crée qu'un écart de 0,1 entre les polarisations (Figure 6.3). Une corrélation a été observée, en Terre Adélie, entre l'écart à 37 GHz et l'intensité du vent ainsi que la rugosité estimée par altimétrie (Rémy et Minster, 1991). Dans cette étude, les régions où les vents catabatiques sont importants présentent un faible écart entre les polarisations de la fréquence 37 GHz. La bonne corrélation obtenue entre l'écart entre les polarisations et la rugosité montre que cette dernière tend à réduire l'écart entre les polarisations (Rémy et Minster, 1991). Ainsi, ni la densité de surface, ni la rugosité

ne permettent d'expliquer les écarts entre les polarisations observées aux fréquences inférieures à 89 GHz.

Il est par conséquent nécessaire de rechercher les origines de l'écart en profondeur dans le manteau. En effet, les Figures 6.4 à 6.8 confirment le lien, présenté par Fily et Benoist (1991) et Surdyk et Fily (1995), de l'écart entre les polarisations avec l'accumulation et la stratification du manteau. Car les Figures 6.4 à 6.8 mettent clairement en évidence que l'écart entre les polarisations augmente également lorsque la fréquence diminue. Or, la profondeur de pénétration augmente lorsque la fréquence diminue (Figure 6.9). Ainsi, plus le REM provient d'en profondeur, plus il rencontre des changements de densité qui augmentent par conséquent l'écart entre les polarisations.

Cet aspect est également mis en évidence dans le Chapitre 4 où la moyenne annuelle de la température de brillance en polarisation horizontale à 18,7 GHz est mal prévue avec les mesures de densité disponibles, alors qu'elle l'est correctement à 36,5 GHz. L'explication réside dans la résolution verticale des mesures de densité, elles n'ont été mesurées que sur les trois premiers mètres avec une résolution verticale élevée de 2-3 cm. En dessous de 3 m, l'échantillonnage est moins fréquent, le nombre d'interface mesurées est donc inférieur à celui traversé par le REM à 18,7 GHz.

La stratification en densité du manteau et même en particulier les croûtes denses (Mätzler et al., 1984) sont donc importantes pour la modélisation de la polarisation horizontale.

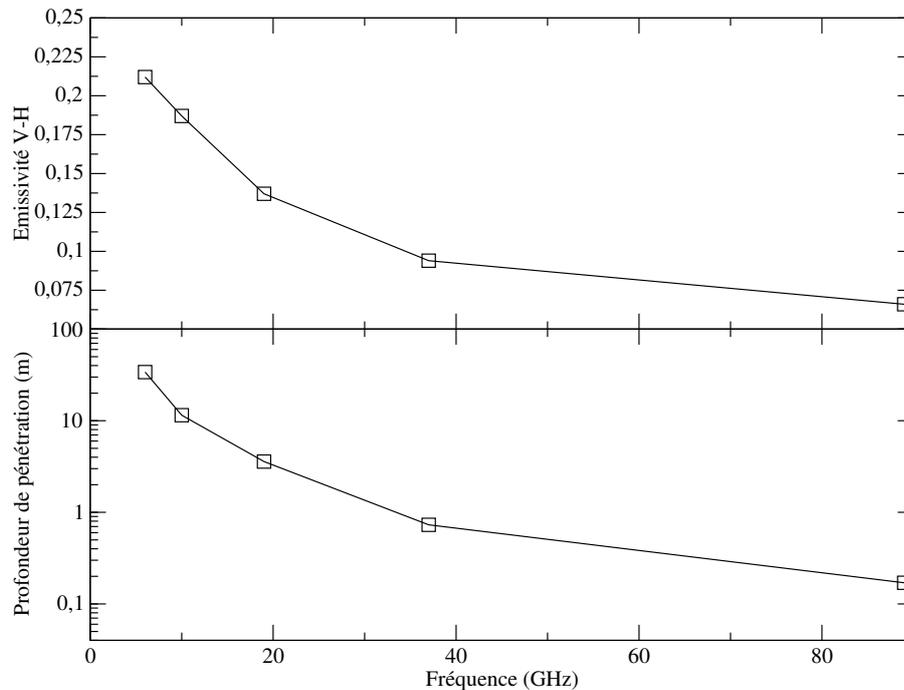


FIG. 6.9 – Spectre, à Dôme C, de l'écart d'émissivité entre les polarisations verticale et horizontale (en haut) et de la profondeur de pénétration (en bas).

Les variations spatiales décrites précédemment montraient, sur la ligne de crête, de faibles écarts à 89 GHz. Ce faible écart à haute fréquence s'explique par la densité de la neige en surface non compactée par le vent. En effet, sur la ligne de crête la vitesse et la présence du vent sont faibles, le vent catabatique n'existe pas (Parish et Bromwich, 1987; van Lipzig et al., 2004; Parish et Bromwich, 2007). De plus, la profondeur de pénétration est plus faible sur le Plateau que dans les régions côtières (Chapitre 5, Section 5.4). Alors que la large différence entre les polarisations à 6,9 GHz résulte de la faible accumulation annuelle de neige et d'une stratification mar-

quée.

Pour valider notre interprétation, l'écart entre les polarisations a été calculé avec MEMLS, en considérant une stratification en densité du manteau. Avec une alternance de couche de neige de densité de 350 et 450 kg m⁻³, cinq couches par mètre suffisent à créer un écart entre les polarisations de 0,09 et 0,15 respectivement à 37 et 19 GHz. Des valeurs similaires peuvent également être prévues avec un nombre de couches plus important et des variations de densité plus faibles. Ces écarts sont proches des modes présentés sur les histogrammes à 36,5 et 18,7 GHz, et ils sont modélisés avec des valeurs réalistes de densité.

Application

Des études ont mis à profit la télédétection micro-onde passive pour réévaluer les cartes d'accumulation de neige, en Antarctique (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006) et au Groenland (Winebrenner et al., 2001). L'effet de la stratification en densité sur le rapport de polarisation est utilisé pour interpoler les mesures d'accumulation de neige en Antarctique afin d'améliorer l'échantillonnage spatial *in situ* (Arthern et al., 2006).

L'interpolation développée par Arthern et al. (2006) est basée sur la température moyenne annuelle, estimée par télédétection spatiale dans l'infrarouge, et sur l'écart entre les polarisations des températures de brillance mesurées à 6,9 GHz par AMSR-E. Il est également fait l'hypothèse d'un lien entre l'accumulation de neige et le nombre de couches à différentes densités.

En 2007, une étude menée au LGGE a montré que l'interpolation de l'accumulation de neige, via les micro-ondes, est correcte dans les zones sèches, mais présente des désaccords dans les zones où de la fonte est observée. Dans cette étude, l'écart entre les polarisations a été modélisé avec le modèle MEMLS pour confirmer qu'en présence de couche de regel dans le manteau (alternance de couches plus ou moins denses), l'écart entre les polarisations est accentué (Magand et al., 2008). Cette étude, disponible en Annexe G, a permis de conclure qu'une utilisation des données radiométriques sur des zones de fonte ne peuvent pas être utilisées pour une estimation de l'accumulation de neige.

6.2.2 Variations temporelles de la température de brillance

L'analyse temporelle, présentée dans cette section, est menée sur deux sites du Plateau de l'Antarctique de l'Est, Dôme C et Vostok (76,7°S, 105,6°E).

Description des observations à Dôme C

A Dôme C, l'écart annuel moyen d'émissivité entre les polarisations verticale et horizontale correspond à un écart moyen de température de brillance d'environ 48, 42, 31, 21 et 1,5 K à respectivement 6,9, 10,7, 18,7, 36,5 et 89 GHz. En plus de cet écart moyen, les évolutions temporelles des températures de brillance montrent des variations très rapides, aux échelles journalière et hebdomadaire, entre les polarisations verticale et horizontale. En considérant, à chaque fréquence ν , le rapport de température de brillance $R_{V/H}^\nu$ entre la polarisation verticale et la polarisation horizontale (Equation 6.1), ces variations ont une amplitude marquée à toutes les fréquences (Figure 6.10).

$$R_{V/H}^\nu = \frac{T_{B, V}^\nu}{T_{B, H}^\nu} \quad (6.1)$$

Sur les séries temporelles de $R_{V/H}^\nu$, des variations cycliques sont observées. Elles ont lieu chaque été, généralement entre décembre et mi-février. Cette cyclicité présente deux particularités. Premièrement, elle est

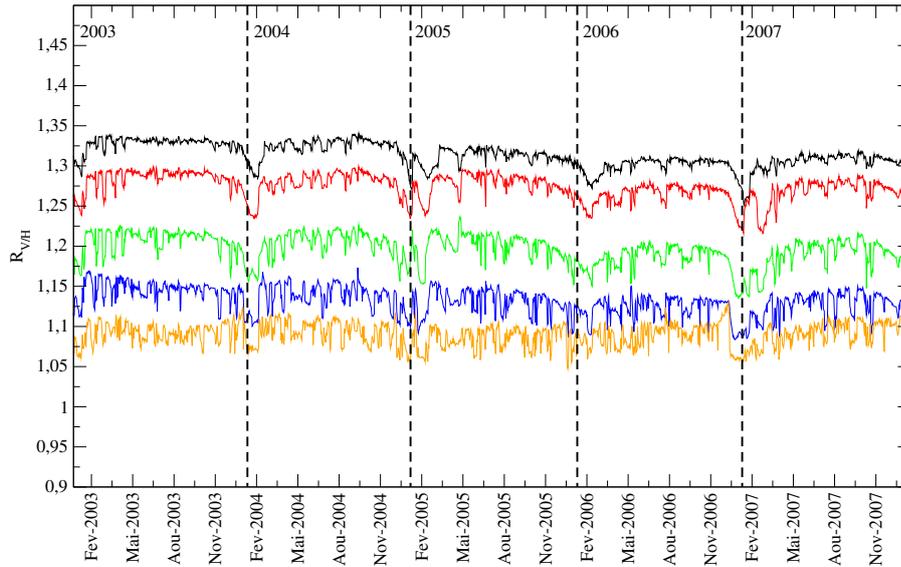


FIG. 6.10 – Evolution temporelle, à Dôme C entre 2003 et 2007, du rapport entre les températures de brillance polarisées verticalement et horizontalement, à 6,9, 10,7, 18,7, 36,5 et 89 GHz (de haut en bas).

caractérisée par de fortes variations dont la diminution du rapport est lente (typiquement une dizaine de jours) alors que l'augmentation est rapide (p. ex. une journée). Deuxièmement, les faibles valeurs de rapport restent observées durant une à trois semaines, ce qui n'est pas le cas des autres variations ponctuelles se produisant au cours de l'année.

Ces variations présentent la particularité de se produire en même temps, à toutes les fréquences (Figures 6.10 et 6.11). Il n'y a pas de délai temporel entre les fréquences à courte et longue profondeur de pénétration. Cette constatation permet d'exclure un effet thermique dans le manteau neigeux. En effet, les profondeurs de pénétration aux basses fréquences sont supérieures à 10 m à Dôme C (Macelloni et al., 2007) et la vitesse de propagation de l'onde thermique dans la neige est lente (Chapitre 2).

Les variations présentées ici ont été mesurées par le radiomètre AMSR-E. Les observations du radiomètre SSM/I F15 montrent exactement les mêmes évolutions temporelles (p. ex. à 19 GHz; Figure 6.12), ce qui permet d'exclure une altération artificielle de la mesure telle qu'une erreur du capteur, un problème de calibration ou de traitement de données. La Figure 6.3 montre que $R_{V/H}^V$ est plus faible à l'angle d'incidence de SSM/I que de AMSR-E. Un rapport plus faible correspond à un écart plus faible, ainsi les différences de niveau du rapport entre les polarisations de SSM/I et AMSR-E résident en partie dans la différence entre les angles d'incidence des deux mesures (Figure 6.3).

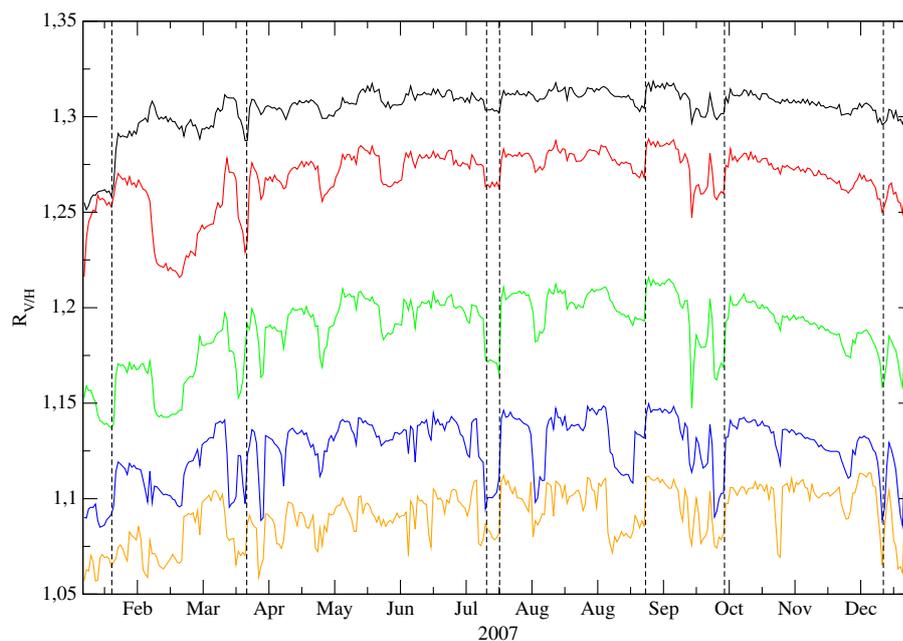


FIG. 6.11 – Zoom de la Figure 6.10 sur l'année 2007.

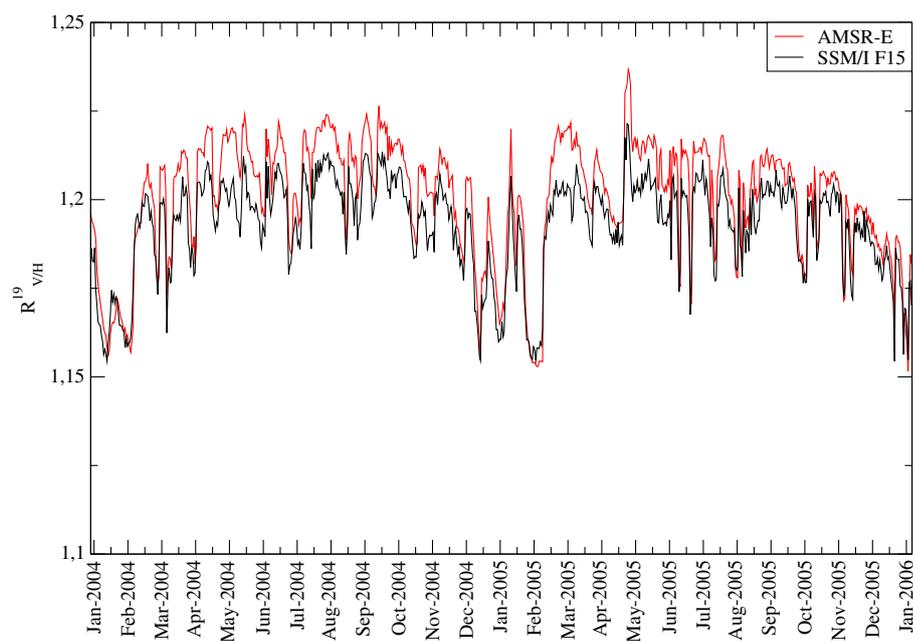


FIG. 6.12 – Evolutions temporelles, à Dôme C entre 2004 et 2006, du rapport entre les températures de brillance polarisées verticalement et horizontalement, à 19,3 et 18,7 GHz, mesurées respectivement par SSM/I F15 (noir) et AMSR-E (rouge).

Interprétation

Dans cette étude, les variations du rapport observées en 2007 sont comparées aux variations de vitesse et de direction du vent mesurées par la station automatique de Dôme C¹, ainsi qu'à des mesures de hauteur d'une

¹La station automatique de Dôme C se trouve environ à 2,5 km de la station Concordia.

sonde à ultra-sons². Les observations radiométriques de cette année ont été analysées et modélisées en détail dans le Chapitre 4.

Le nombre de variations de $R_{V/H}^v$ au cours de l'année est important, elles ne sont pas toutes étudiées, seules sept sont notées sur la Figure 6.11 et les figures suivantes afin d'illustrer les liens avec les observations *in situ*.

A chaque variation importante du rapport de polarisation est associée une variation de la vitesse ou de la direction du vent (Figure 6.13). Ces variations sont bien en phase, sans délai temporel. Par contre, cette analyse préliminaire ne semble pas montrer de lien évident entre les propriétés du vent et le sens de la variation du rapport entre les polarisations. En effet, une augmentation de la vitesse du vent peut faire augmenter ou diminuer le rapport entre les polarisations verticale et horizontale (Figure 6.13).

La Figure 6.14 compare les variations du rapport entre les polarisations et des mesures acquises par un sonar commercial. Ce capteur à ultra-sons mesure deux informations, la distance capteur-surface et un facteur de qualité fonction de l'intensité de l'écho de retour.

Avec ces observations, les variations temporelles sont également en phase. Mais là encore, aucune tendance systématique n'est visible dans le sens des variations.

Parmi les fortes variations cycliques habituellement observées en été sur le Plateau, un évènement particulièrement fort a également été détecté avec l'altimètre ENVISAT à Vostok durant l'été 2005 (Lacroix et al., 2009). L'étude de Lacroix et al. (soumise) combine la télédétection micro-onde active et passive pour l'analyse de la forte et rapide variation observée par les deux capteurs. La variation observée avec ENVISAT, tant à 3,2 GHz (bande S) qu'à 13,6 GHz (bande Ku), est une augmentation du coefficient de rétrodiffusion. Avec le radiomètre AMSR-E, la variation est une augmentation de $R_{V/H}^v$ à toutes les fréquences.

L'analyse des mesures radiométriques montre qu'entre le 1^{er} avril et le 30 novembre 2004, le rapport entre les polarisations est relativement stable. La moyenne de $R_{V/H}$ est 1,307, 1,260, 1,193, 1,148 et 1,097, respectivement à 6,9, 10,7, 18,7, 36,5 et 89 GHz. S'en suit une diminution lente de $R_{V/H}$ à partir du 5 décembre jusque mi-janvier. Les valeurs restent ensuite stables à une moyenne de 1,255, 1,218, 1,156, 1,119 et 1,068, respectivement à 6,9, 10,7, 18,7, 36,5 et 89 GHz. Le 14 février 2005, elles augmentent brusquement pour atteindre une valeur moyenne sur la période entre le 15 février et le 31 mars 2005 de 1,315, 1,274, 1,209, 1,162 et 1,089, respectivement aux fréquences croissantes. La diminution de $R_{V/H}$ est donc très lente comparée à l'augmentation qui suit la période où les valeurs restent stables et faibles pendant quatre semaines. Après la rapide augmentation, les valeurs de $R_{V/H}$ sont supérieures à celles observées avant la diminution estivale.

L'ensemble de ces variations se produit simultanément à toutes les fréquences du radiomètre et de l'altimètre. Cette constatation permet d'orienter l'origine de la variation vers une évolution des propriétés de surface du manteau neigeux.

L'origine de cette variation est investiguée avec les mesures météorologiques de la station automatique de Vostok. Les augmentations du coefficient de rétrodiffusion de l'altimètre et du rapport entre les polarisations du radiomètre sont associées à une variation des propriétés éoliennes. A partir du 10 janvier 2005 et pendant plus d'un mois et demi, la direction du vent diffère de 120° par rapport à la direction moyenne mesurée sur les périodes antérieure et postérieure. De plus, les mesures de la station automatique montrent que la vitesse du vent a augmenté dès le 13 février pour atteindre un maximum de 11 ms⁻¹. Cette vitesse est élevée par rapport aux deux mois précédents où aucune mesure de vitesse n'excède 6 m s⁻¹. Les données météorologiques n'indiquent pas de précipitation durant cette période.

L'ensemble de ces observations *in situ*, à Dôme C et Vostok, confirme une conclusion du Chapitre 3, c.-à-d. que l'origine des variations du rapport entre les polarisations est liée aux propriétés de surface du man-

²Les données de hauteur mesurées par la sonde à ultra-sons proviennent de L. Arnaud et J.-M. Barnola, LGGE, communication personnelle.

teau. Ces propriétés peuvent être la densité de la neige et la rugosité.

Des évolutions similaires de $R_{V/H}^\nu$ (c.-à-d. une diminution lente suivi d'une augmentation rapide) ont été observées à 19,3 et 37 GHz dans la partie centrale du Groenland (Shuman et Alley, 1993; Shuman et al., 1993). Les auteurs attribuent cette évolution à la formation de givre de surface.

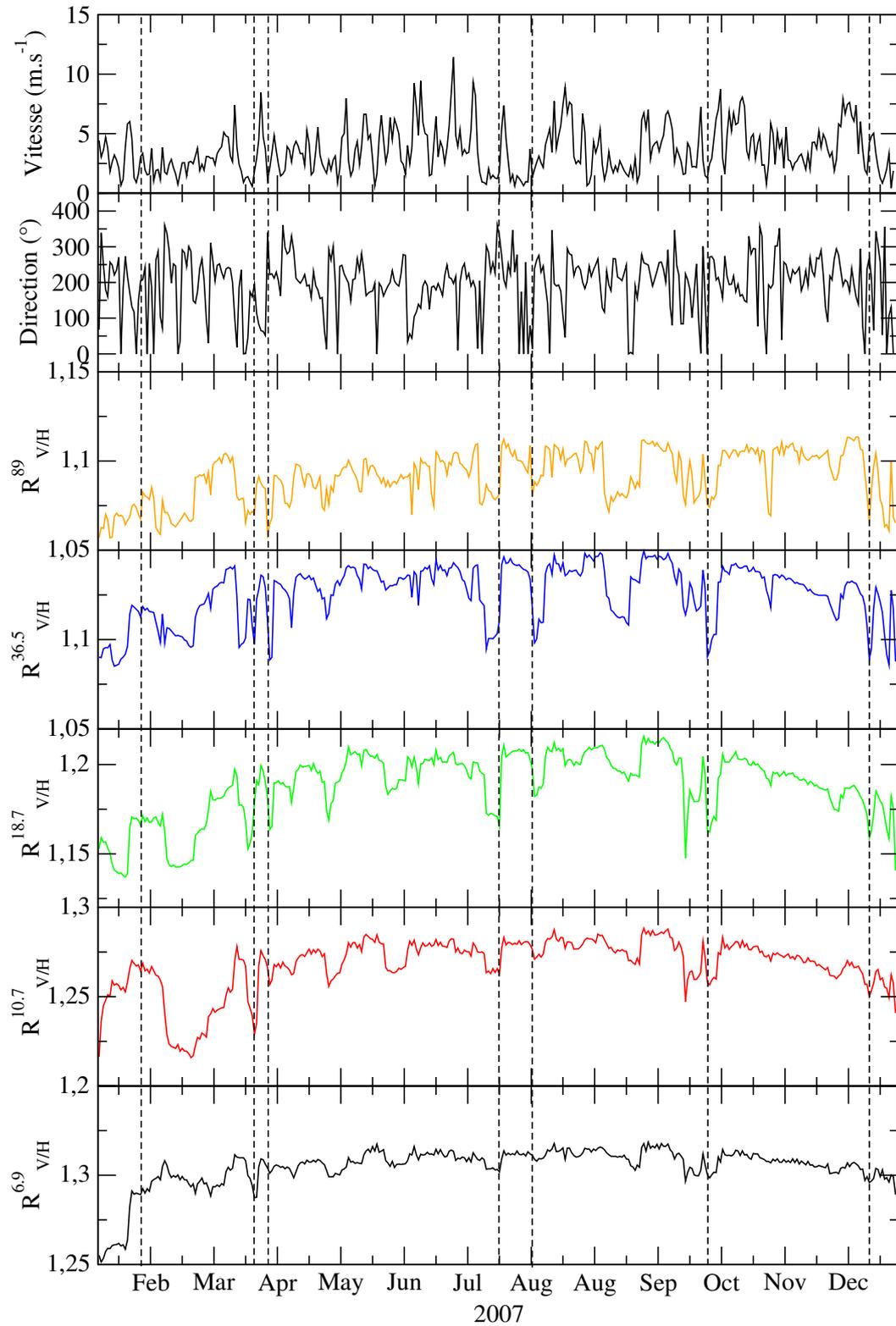


FIG. 6.13 – Evolution temporelle en 2007 de la vitesse et direction du vent mesurées par la station automatique de Dôme C (les deux panneaux du haut). Les panneaux suivant correspondent au rapport de températures de brillance.

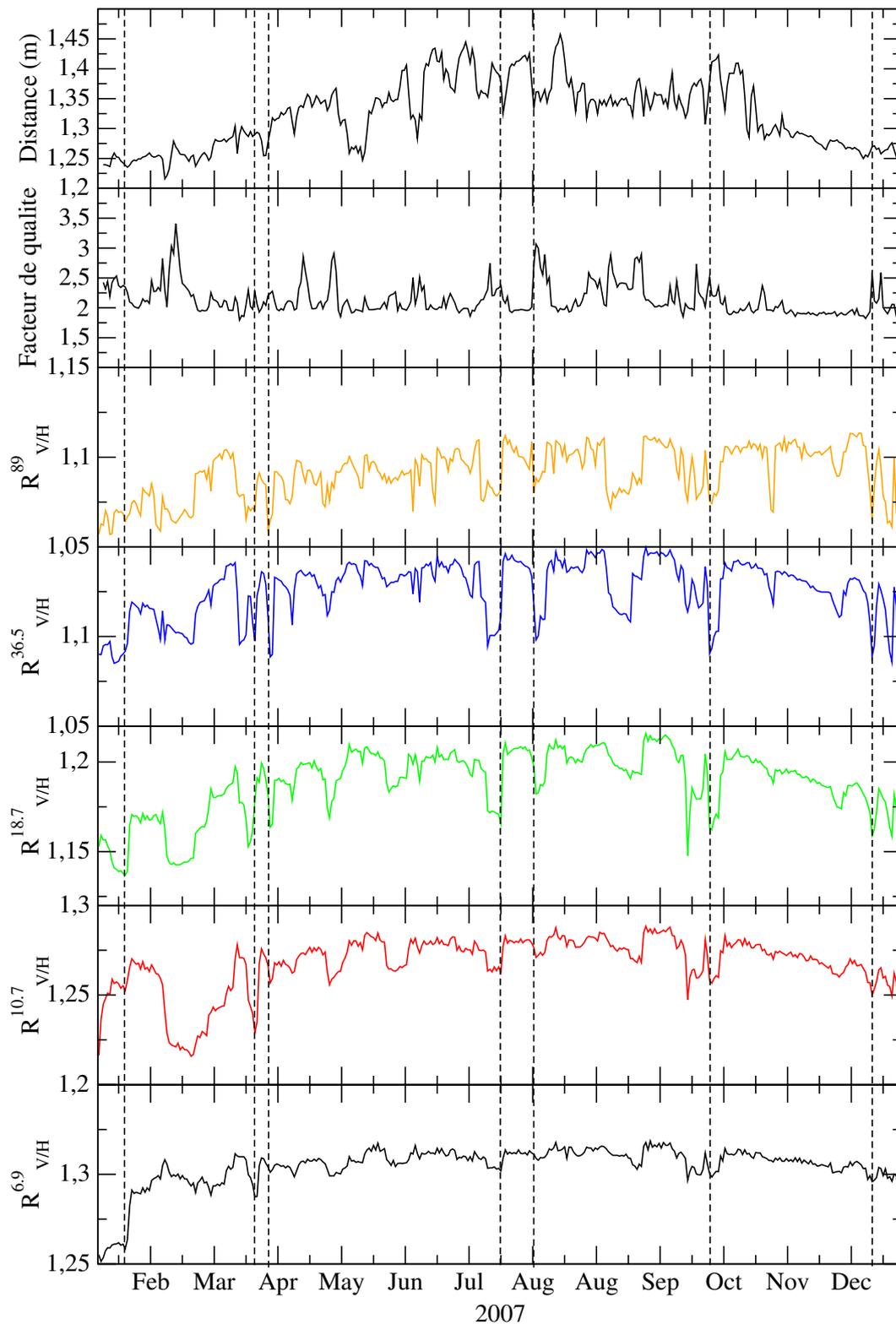


FIG. 6.14 – Evolution temporelle en 2007 de la distance capteur-surface et du facteur de qualité mesurés par un capteur à ultra-sons à Dôme C (les deux panneaux du haut). Les panneaux suivant correspondent au rapport de températures de brillance.

6.3 Conclusion et Perspectives

Conclusion

Ce chapitre est essentiellement prospectif, une large partie est dédiée à la présentation des évolutions spatiales et temporelles des observations micro-onde. Les interprétations exposées, basées sur un processus de réflexion spéculaire, restent à investiguer plus en détail.

L'écart entre les polarisations mesuré par télédétection micro-onde, contient deux composantes, une moyenne et une fluctuante. La composante moyenne augmente lorsque la fréquence diminue, c.-à-d. quand la profondeur de pénétration augmente. Cet effet est attribué à la stratification en densité du manteau. En effet, les variations de densité représentent des discontinuités de constantes diélectriques, d'où une augmentation de l'écart entre les polarisations verticale et horizontale. De plus, il a été vérifié que les écarts observés peuvent être modélisés avec MEMLS et un manteau stratifié en densité.

L'écart moyen entre les polarisations est largement supérieur aux variations temporelles d'écart. Les variations temporelles se produisent à différentes échelles de temps, l'écart peut fortement changer en une journée ou au contraire évoluer progressivement. Ces variations temporelles sont caractérisées par une cyclicité observée chaque été sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est, à toutes les fréquences de AMSR-E (de 6,9 GHz à 89 GHz). Lors de ces variations estivales, la diminution de l'écart entre les polarisations est lente (hebdomadaire) alors que l'augmentation qui s'en suit est brusque, elle se produit en une journée. Seuls les faibles écarts entre les polarisations observées en été durent pendant plusieurs semaines. Sur le reste de l'année, les faibles écarts entre les polarisations ne sont observés que ponctuellement.

Ces variations rapides ont été comparées à des mesures de vitesse et de direction de vent, ainsi qu'à des mesures d'un capteur de hauteur à ultra-sons. Chaque variation importante de la vitesse ou de la direction du vent affecte les mesures de la sonde à ultra-sons ainsi que l'écart entre les températures de brillance mesurées aux deux polarisations, mais le lien physique n'a pas été établi. Dans un cas particulièrement intense, observé à Vostok, la brusque augmentation de l'écart entre les polarisations fin d'été a également été corrélée avec une augmentation du coefficient de rétrodiffusion de l'altimètre ENVISAT. Les variations temporelles de l'écart entre les polarisations mesuré par télédétection micro-onde passive résultent d'une évolution des propriétés de surface de la neige, fort probablement de la densité et de la rugosité. La formation de givre de surface puis sa métamorphose sont les hypothèses plausibles avancées par Shuman et Alley (1993).

Perspectives

Tel qu'annoncé, ce travail est préliminaire et n'étudie pas en détail l'ensemble des origines possibles pour justifier l'amplitude des variations temporelles observées. Il est nécessaire de comprendre plus en détail l'origine des différentes variations, afin d'expliquer les différences d'amplitude entre les fréquences et les événements ainsi que le léger décalage temporel parfois visible entre les basses et hautes fréquences de AMSR-E. Pour cela, l'analyse approfondie, non pas du produit journalier, mais de l'ensemble des mesures acquises en orbite ascendante et descendante, sera requise afin de d'évaluer l'influence de l'observation à différentes azimuth.

Pour approfondir l'analyse des variations, il est également complémentaire de considérer les autres capteurs, actif et passif, tels que l'altimètre (p. ex. ENVISAT), le diffusiomètre (p. ex. QuikSCAT) et les radiomètres AMSU-A et AMSU-B. Dans le cas de la télédétection passive, les évolutions spatiales et temporelles des deux dernières composantes du vecteur de Stokes (Li et al., 2008) pourront également être analysées en utilisant les mesures de WindSat.

Ensuite, avec une meilleure compréhension de l'influence des propriétés de la neige en surface, il devrait être possible d'exploiter les variations entre les polarisations tout d'abord pour détecter des événements de

précipitation puis pour quantifier leur intensité.

Troisième partie

Evolution et émission micro-onde de la neige saisonnière au Québec

Préambule de la Partie III

La connaissance de l'évolution de l'Equivalent en Eau de la Neige (EEN) est importante dans les études climatiques et la gestion des ressources en eau dans les régions couvertes de neige en hiver. Par conséquent, la nécessité d'estimation robuste et à grande échelle de l'EEN a contribué au développement de modèles hydrologiques (p. ex. Slater et al., 2007) et d'évolution thermodynamique de la neige (Chapitre 2, Section 2.5) ainsi qu'au développement d'algorithmes d'estimation à partir d'observation satellite (Chang et al., 1987). En effet, contrairement aux mesures *in situ* de l'EEN, les estimations par modélisation et télédétection spatiale sont continues dans le temps et dans l'espace.

La prévision de l'évolution de l'EEN par la modélisation du manteau est limitée par les incertitudes sur les données météorologiques d'entrée. Effectivement, quelque soit le niveau de complexité des modèles, ils requièrent tous au minimum la hauteur des précipitations et la température de l'air. Or, la hauteur des précipitations est difficile à quantifier (Yang et al., 1999), tant avec des mesures que par des prévisions numériques, et son incertitude est accentuée dans les régions où de forts vents sont présents (Goodison, 1978, 1981). De plus, au Canada ces mesures sont inégalement réparties car la majorité des stations météorologiques est située en dessous de 55°N (Brown et Braaten, 1998).

La télédétection spatiale micro-onde seule présente également des limitations pour l'estimation de l'EEN. L'estimation par satellite repose généralement sur des algorithmes empiriques établis entre la température de brillance à deux fréquences et des mesures *in situ* de hauteur et d'EEN (Chang et al., 1987, 1997). Ce type d'algorithme établi pour une région donnée, utilisant des coefficients constants, a une bonne performance restreinte aux régions où il a été développé. Les algorithmes empiriques avec des coefficients dynamiques permettent quant à eux une meilleure application à grande échelle (Kelly et Chang, 2003; Foster et al., 2005).

Les algorithmes d'estimation de l'EEN ont été testés sur différents types de régions, tels que les prairies canadiennes, la taïga, la toundra (Derksen et al., 2003, 2005) et il a été montré que plusieurs limitations découlent de ces approches empiriques. Une difficulté dans l'estimation de l'EEN à l'échelle globale avec les radiomètres micro-onde est l'effet de saturation (Sturm et al., 1993; Kelly et al., 2003). Pour chaque fréquence, il existe une quantité d'EEN¹ au-delà de laquelle toute augmentation n'affecte plus la température de brillance. De plus, l'usage d'une seule relation empirique par type de manteau neigeux limite la performance de l'algorithme car les propriétés physiques de la neige évoluent au cours de la saison (p. ex. Hall, 1987; Mätzler, 1987; Tait et Armstrong, 1996). En effet, la métamorphose des grains de neige (en particulier en givre de profondeur) entraîne un changement d'émissivité. Cette variation d'émissivité constitue une source d'erreur importante dans les algorithmes d'estimation de l'EEN (p. ex. Hall et al., 1991; Derksen et al., 2000).

Pour palier à cet ensemble de limitations, il a été développé des méthodes empiriques (p. ex. Josberger et Mognard, 2002; Grippa et al., 2004), des méthodes statistiques (p. ex. Davis et al., 1993) et des méthodes basées sur une modélisation physique de l'émission micro-onde (p. ex. Pulliainen et al., 1999; Wilson et al., 1999; Guo et al., 2003). Avec les méthodes de modélisation, il a été montré que l'assimilation de données *in situ* d'EEN dans des modèles de transfert radiatif permet d'augmenter significativement la qualité des estimations de l'EEN ou de l'épaisseur du manteau (Pulliainen, 2006). L'assimilation de mesures radiométriques dans un modèle couplé d'évolution du manteau neigeux et de transfert radiatif micro-onde permet également une estimation robuste de l'EEN (Pardé et al., 2007; Durand et al., 2008a,b, 2009). Toutefois, avant d'assimiler des mesures *in situ* d'EEN ou des mesures radiométriques, il est nécessaire d'évaluer la précision de la modélisation de la température de brillance dans le sens direct.

La Partie III s'inscrit dans le cadre de l'estimation de l'EEN, dans les régions subarctiques, par combinaison de la modélisation du manteau neigeux et de la télédétection micro-onde passive. L'objectif concerne uniquement

¹ Actuellement, les algorithmes utilisées possèdent un seuil vers 0,1 m (Dong et al., 2007). Ce point peut être amélioré avec le radiomètre AMSR-E et une combinaison des hautes et basses fréquences (Derksen, 2008).

la modélisation directe de l'évolution temporelle de la température de brillance à partir de données météorologiques. Pour cela, deux étapes sont nécessaires. Tout d'abord, les caractéristiques stratigraphiques du manteau sont modélisées avec le modèle d'évolution thermodynamique de la neige Crocus. Puis, les profils modélisés sont utilisés par le modèle de transfert radiatif micro-onde MEMLS pour calculer la température de brillance.

Pour répondre à l'objectif présenté, les prévisions de Crocus ont tout d'abord été validées sur trois saisons (Chapitre 7). Cette validation a été faite sur le Site Interdisciplinaire de Recherche en Environnement Extérieur (SIRENE), présenté dans la suite de ce préambule. Ensuite, les modèles couplés Crocus-MEMLS ont été appliqués. Les températures de brillance modélisées sont comparées avec celles mesurées par un radiomètre au sol. Les caractéristiques de ce radiomètre sont également présentées dans ce préambule.

Le Site Interdisciplinaire de Recherche en Environnement Extérieur

L'ensemble des mesures réalisées à Sherbrooke, durant les hivers 2004-05, 2005-06 et 2007-08, ont été conduites à SIRENE², géré par le CARTEL (Université de Sherbrooke). La station SIRENE (45,37°N, 71,92°O, 250 m d'altitude) est située sur le campus de l'Université de Sherbrooke, dans une clairière clôturée de 5600 m². Le site est équipé d'une station météorologique et de systèmes de mesures de l'évolution de la neige. Un radiomètre micro-onde (Figures III.1 et III.2) a été installé durant l'hiver 2007-08.

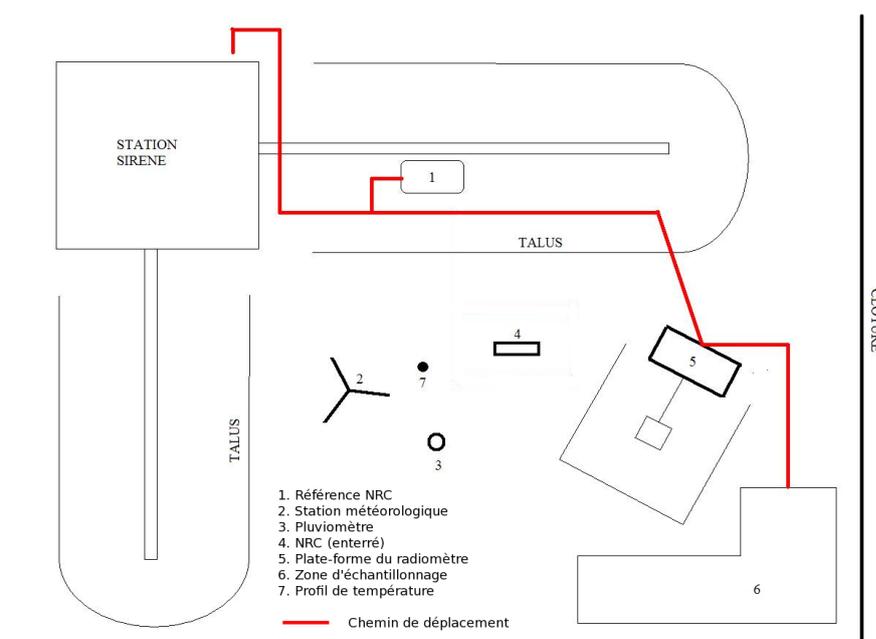


FIG. III.1 – Plan de la station SIRENE pour la saison 2007-08. Image adaptée de A. Langlois, communication personnelle.

Les mesures météorologiques

La station météorologique permet les mesures de la température de l'air et de l'humidité à 2 m ainsi que de la pression et des flux d'énergie incidents dans les courtes et grandes longueurs d'onde. La vitesse et la direction du vent ont été mesurées à 3 m de hauteur au cours des deux premières saisons (2004-05 et 2005-06). Ces

²<http://www.usherbrooke.ca/cartel/outils/materiel/stationSIRENE.htm>

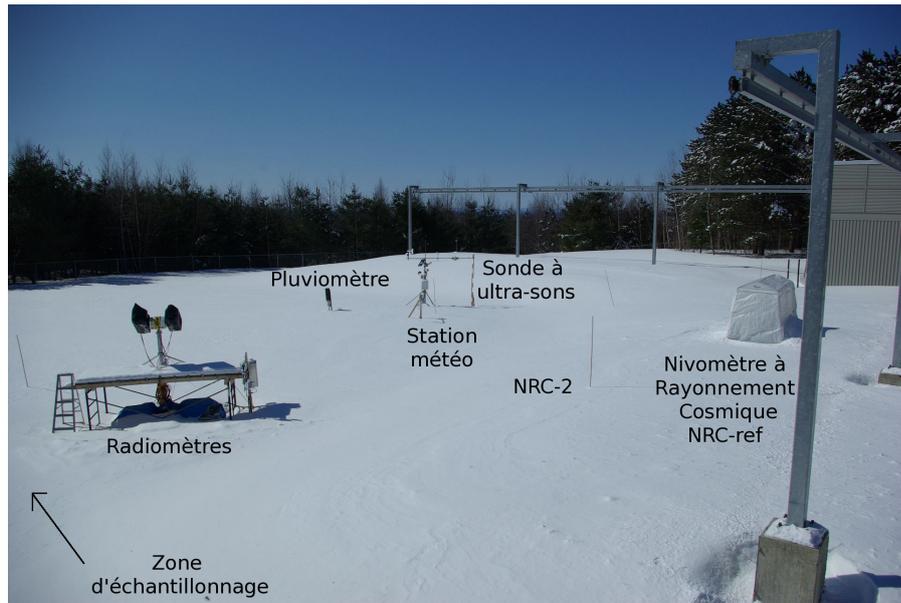


FIG. III.2 – Photographie de la disposition des instruments de mesures de la station SIRENE. Le Nivomètre à Rayonnement Cosmique (NRC) NRC-2 est enterré. Photographie prise le 23 mars 2008.

mesures sont réalisées toutes les trente secondes. La hauteur d'eau précipitée est mesurée avec un pluviomètre à auget basculant chauffé.

Ces données météorologiques acquises durant les trois hivers ont permis de valider les réanalyses du modèle North American Regional Re-analyses (NARR) pour la région de Sherbrooke (Chapitre 7).

Les mesures nivologiques

Des mesures manuelles d'épaisseur, de température, de densité et de taille de grains (extension maximale) ont été réalisées au cours des hivers. Les mesures de hauteur et de densité ont été complétées par des mesures d'EEN avec un carottier de 7 cm de diamètre. En fin d'hiver 2008, à partir du 5 mars, des mesures de réflectance IR dans des puits de neige ont également été faites par photographie pour quantifier l'évolution du profil de la taille de grains.

En plus des stratigraphies manuelles, trois instruments sont dédiés au suivi du manteau neigeux : une sonde à ultra-sons pour mesurer l'épaisseur, un Nivomètre à Rayonnement Cosmique (NRC) pour quantifier l'EEN et un ensemble de thermocouples pour mesurer la température tous les 2 cm, de 1 m au dessus du sol jusqu'à 6 cm dans le sol. Ces trois instruments n'ont été disponibles qu'au cours de l'hiver 2007-08.

Les mesures radiométriques

Les mesures de température de brillance ont été acquises avec un radiomètre au sol (Asmus et Grant, 1999), en polarisations verticale et horizontale à 19 GHz et 37 GHz. Il était posé à 2,17 m au dessus du sol, soit au minimum à plus de 1,5 m de la surface du manteau (Figure III.2). L'angle d'incidence était fixé à 53°, proche des angles d'incidence des radiomètres SSM/I et AMSR-E. Ainsi, l'empreinte au sol de la mesure commence 2,3 m en avant de la plate-forme sur laquelle était installé le système. L'empreinte au sol est d'environ 2 m.

Les mesures ont été acquises toutes les minutes entre le 21 novembre 2007 et le 4 avril 2008. L'étalonnage des mesures permet d'établir une relation entre le voltage et la température de brillance, il s'effectue à partir de deux sources de température. La source froide est soit de l'azote liquide ou le ciel clair, alors que la source

chaude est de la mousse aux propriétés proches d'un corps noir dans le domaine spectral des micro-ondes. Deux étalonnages du radiomètre ont été réalisés avec de l'azote liquide, en début et fin d'hiver. Ceux au cours de l'hiver ont été réalisés avec des mesures de température de brillance du ciel. La dérive des canaux au cours de la saison est disponible en Annexe H.

Les mesures de ce radiomètre au sol sont exploitées dans le Chapitre 8 pour valider les températures de brillance prévues par les modèles couplés Crocus-MEMLS.

Chapitre 7

Validation de Crocus par la modélisation de l'équivalent en eau de la neige en vue du couplage avec un modèle de transfert radiatif

Sommaire

7.1	Problématique	170
7.2	Modélisation de l'équivalent en eau de la neige	170
7.2.1	Principaux résultats	170
7.2.2	Article	172
7.3.3	Etude de sensibilité de l'équivalent en eau de la neige modélisé par Crocus	191
7.4	Conclusion et perspectives	193

Résumé

Pour modéliser la température de brillance à partir d'un modèle d'évolution de la neige couplé à un calcul de transfert radiatif, il est au préalable nécessaire d'évaluer la qualité de la modélisation des propriétés globales du manteau. Bien que l'évaluation soit ici centrée sur l'EEN, celles de l'évolution verticale des propriétés du manteau sont également abordées. Dans ce chapitre, les modèles exploités sont Crocus dans sa version originale et dans sa version couplée avec le modèle Interactions Sol, Biosphère et Atmosphère (ISBA), SNTherm et SNOWPACK. Ces modèles sont tout d'abord évalués à la station SIRENE (Sherbrooke) sur les saisons 2004-05, 2005-06 et 2007-08. Puis, ils sont testés aux plus hautes latitudes le long du transect sud-nord réalisé dans le cadre de l'Année Polaire Internationale en février 2008.

Pour réaliser ces évaluations, locales et dans les régions subarctiques, les modèles ont été pilotés à partir de deux jeux de données météorologiques. L'un est constitué des mesures de la station SIRENE et l'autre des réanalyses NARR. A Sherbrooke, ces deux jeux de données sont fortement corrélés. Seules les précipitations mesurées et présentes dans les réanalyses montrent un faible coefficient de corrélation.

Dans l'ensemble les prévisions de l'évolution temporelle de l'EEN sont bonnes avec les deux jeux de données météorologiques. L'erreur quadratique moyenne sur l'EEN est toutefois plus faible à partir des réanalyses météorologiques ce qui s'explique par la difficulté de la mesure des précipitations, d'autant plus lorsqu'il s'agit de neige. Aussi, parmi les différents modèles évalués, Crocus prévoit systématiquement le plus faible EEN. Enfin, tous les modèles s'avèrent incapable de prévoir les fines couches de glace présente dans le manteau.

Toutes les données météorologiques requises par Crocus ne sont pas mesurées. Pour la modélisation de l'EEN, une analyse de la sensibilité à plusieurs variables d'entrée a été réalisée à SIRENE pour la saison 2007-08. Les résultats montrent que 1) la phase des précipitations est une des variables d'entrée les plus sensibles pour la modélisation de l'EEN avec Crocus ; 2) l'EEN modélisé est indépendant de la nébulosité et 3) le vieillissement de la couche de surface impacte la durée de vie du manteau au printemps.

7.1 Problématique

Dans les régions subarctiques, où le manteau neigeux est saisonnier, l'émission micro-onde mesurée par les radiomètres émane essentiellement du sol et est diffusée par la neige. L'émission micro-onde aux basses fréquences (typiquement inférieures à 10 GHz) d'un sol couvert d'un manteau neigeux sec est principalement gouvernée par les propriétés du sol car les profondeurs de pénétration à ces fréquences sont grandes. Aux plus hautes fréquences, le rôle joué par la diffusion de volume dans le manteau augmente et l'émission devient sensible aux propriétés globales du manteau telles que l'EEN (Hofer et Schanda, 1978; Hofer et Mätzler, 1980).

La propagation de l'onde électromagnétique à travers l'épaisseur de neige est sensible à toutes les propriétés physiques de la neige (Chapitre 3). Ainsi, pour modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance du manteau à partir de données météorologiques, il est nécessaire de considérer un modèle d'évolution de la neige multicouche, intégrant des processus de métamorphose. Les trois modèles classifiés «très complexes» (Chapitre 2), Crocus, SNTherm et SNOWPACK sont considérés dans ce chapitre. Les modélisations avec SNTherm et SNOWPACK ont été réalisées respectivement par J. Kohn et A. Langlois (CARTEL). J'ai constitué la base de données météorologiques mesurées à SIRENE pour les différentes saisons et j'ai réalisé les modélisations de Crocus. Crocus a également été utilisé dans sa version couplé avec le modèle Interactions Sol, Biosphère et Atmosphère (ISBA) par J.-M. Willemet (CEN, Météo France). Ces modèles d'évolution de la neige constituent la première composante des modèles couplés pour la modélisation de la température de brillance à partir de données météorologiques.

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer la performance des modèles d'évolution de la neige multicouches à la station SIRENE afin de valider leur utilisation pour un couplage avec un modèle de transfert radiatif.

L'évaluation de l'EEN peut également être réalisée à l'échelle régionale, les données météorologiques utilisées pour modéliser l'évolution du manteau neigeux proviennent, en plus des mesures de la station SIRENE, des réanalyses météorologiques NARR pour différentes régions du Québec. Les modélisations des évolutions de l'EEN avec les différentes données météorologiques et les différents modèles sont présentés dans les sections suivantes. La Section 7.2.1 synthétise les principaux résultats de l'article accepté par le *Journal of Hydrometeorology*, en juin 2009, et présenté dans la Section 7.2.2. Comme toutes les données météorologiques requises en entrée de Crocus n'ont pas été mesurées, les sensibilités à plusieurs variables et paramétrisations de Crocus dites «sensibles» sont illustrées dans la Section 7.3.3. Elles ont permis de déduire des méthodes simples pour compléter les données météorologiques d'entrée du modèle.

7.2 Modélisation de l'équivalent en eau de la neige

7.2.1 Principaux résultats

La capacité des modèles Crocus, Crocus-ISBA, SNTherm et SNOWPACK à prévoir l'évolution de l'équivalent en eau des manteaux saisonniers a été testée à partir de deux jeux de données météorologiques. L'un est constitué des mesures réalisées à la station SIRENE et l'autre a été extrait des réanalyses météorologiques NARR pour la région de Sherbrooke.

Les évolutions temporelles de ces deux jeux de données, constitués des principales variables météorologiques requises en entrée des modèles, ont montré une bonne adéquation entre elles. La corrélation entre les températures de l'air mesurées et réanalysées sont excellentes, supérieures à 0,9 durant les trois hivers étudiés, tout comme la corrélation des quantités de flux d'énergie incidente à courte longueur d'onde. La quantité de flux

d'énergie incidente à grande longueur d'onde ainsi que l'humidité relative de l'air sont également bien prévues par les réanalyses, le coefficient de corrélation est compris entre 0,6 et 0,94. Par contre, les hauteurs des précipitations mesurées et réanalysées diffèrent grandement, le coefficient de corrélation varie de 0,35 à 0,42 suivant les hivers. En effet, des événements de précipitation semblent être sous-estimés par le pluviomètre de la station SIRENE. Par exemple début décembre 2005, un écart de 40 mm équivalent eau est présent entre les réanalyses et les mesures. Cependant, les hauteurs des précipitations cumulées en fin d'hiver sont relativement similaires (Figure 7.3). La relativement bonne qualité des réanalyses météorologiques à SIRENE permet donc de compléter les coupures dans les séries de mesures.

Les modélisations de l'évolution de l'EEN ou de la hauteur de neige avec des données météorologiques mesurées ou réanalysées ont été comparées à des mesures manuelles sur les saisons 2004-05 et 2005-06 et à la mesure du NRC durant la saison 2007-08. À partir des données météorologiques mesurées, les résultats de modélisation montrent des évolutions de la hauteur et de l'EEN correctes pour les trois modèles, mais la performance est variable suivant les hivers. L'erreur quadratique moyenne sur l'EEN est comprise entre 12,5 mm et 96,2 mm pour un EEN maximal de l'ordre de 264 mm. Pour tous les hivers, les meilleures prévisions ont été obtenues avec les réanalyses NARR, ce qui se traduit par une erreur quadratique sur l'EEN inférieure de 3 mm à 29 mm par rapport aux modélisations avec les mesures météorologiques. L'amélioration la plus marquée concerne l'hiver 2006-07, due au large écart entre les précipitations mesurées et réanalysées. Ainsi, la comparaison des modélisations de l'EEN obtenues avec les mesures météorologiques et les réanalyses permet de confirmer que la mesure du pluviomètre est principalement sous-estimée. Il existe cependant des épisodes particuliers à la fois non présents dans les réanalyses et mal mesurés, tel qu'en janvier 2008 (Figures 7.8). En définitive, l'utilisation des réanalyses météorologiques NARR permet une bonne modélisation de l'évolution de la hauteur ou de l'EEN à SIRENE.

Parmi les trois modèles utilisés, Crocus est le plus performant pour déterminer la date de disparition du manteau neigeux, alors que SNTerm et SNOWPACK prolongent sa période d'existence. Pour Crocus, l'erreur quadratique moyenne sur l'EEN est comprise entre 12,5 mm et 46,2 mm. Les résultats de Crocus et Crocus-ISBA sont similaires sur la saison 2004-05 où ils ont été comparés, la RMSE est respectivement de 12,5 mm et 12,7 mm. Crocus s'est également avéré être plus sensible que les deux autres modèles aux événements chauds ou aux précipitations liquides ayant eu lieu au cours de la saison. Dans l'hiver, c'est le seul modèle à fondre complètement le manteau. Cette sensibilité entraîne régulièrement une légère sous-estimation de l'EEN.

L'analyse des profils de densité, lorsque l'EEN est maximal avant la fonte printanière en 2005 et 2008, indique une performance limitée des modèles à prévoir la bonne variation verticale. Bien qu'en 2005 les profils de Crocus se produisent dans la gamme de densité observée, en 2008, tous les modèles sous-estiment la densité dans la moitié haute du manteau. De plus, les modèles ont montré leur incapacité à prévoir les croûtes de regel et leur développement au cours de l'hiver 2008.

La performance des modèles à prévoir l'EEN a également été validée spatialement au cours de l'hiver 2007-08 dans quatre régions subarctiques entre 50,3°N et 60°N. Pour cette analyse régionale, les modèles ont été utilisés dans la même configuration qu'à Sherbrooke (45,37°N). Pour les sites de Schefferville, Kuujuaq et Puvirnituq (Figure 7.1), tous les modèles prévoient un EEN dans la barre de variabilité des mesures. Par contre, à Sept-Iles, les prévisions sont fortement sous-estimées, probablement à cause d'une sous-estimation des précipitations par les réanalyses NARR utilisées en entrée.

Sur l'ensemble des trois saisons analysées à SIRENE, la prévision de l'EEN est bonne quelque soit le jeu de données météorologiques utilisé en entrée des modèles. Cette conclusion constitue uniquement une première validation pour coupler les modèles Crocus, SNTerm ou SNOWPACK à un modèle de transfert radiatif micro-onde. La validation sur l'EEN doit en effet être complétée par l'analyse des variables stratigraphiques influençant l'émission micro-onde, telles que l'évolution verticale de la TEL ou de la taille de grains.

7.2.2 Article

Note au lecteur : La numérotation des sections de l'article est indépendante de celle du chapitre.

Simulation of Snow Water Equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada

Accepted in *Journal of Hydrometeorology* in June 2009

Alexandre Langlois¹, Ludovic Brucker², Jacqueline Kohn¹, Alain Royer¹, Chris Derksen³, Patrick Cliche¹, Ghislain Picard², Jean-Marie Willemet⁴, and Michel Fily¹

¹ Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, Québec, Canada.

² Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, France.

³ Climate Research Division, Environment Canada, Toronto, Ontario, Canada.

⁴ Centre d'Etude de la Neige, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France, Grenoble, France.

Abstract

Snow cover plays a key role in the climate system by influencing the transfer of energy and mass between the soil and the atmosphere. In particular, snow water equivalent (SWE) is of primary importance for climatological and hydrological processes and is a good indicator of climate variability and change. Efforts to quantify SWE over land from spaceborne passive microwave measurements have been conducted since the 1980s but a more suitable method has yet to be developed for hemispheric-scale studies, and tools such as snow thermodynamic models allow a better understanding of the snow cover and can potentially significantly improve existing snow products at the regional scale.

In this study, the use of three snow models (SNOWPACK, Crocus and SNTherm) driven by local and reanalysis meteorological data for the simulation of SWE is investigated temporally through three winter seasons and spatially over intensively sampled sites across Northern Québec. Results show that the SWE simulations are in agreement with ground measurements through three complete winter seasons (2004-2005, 2005-2006 and 2007-2008) in southern Québec, with higher error for 2007-2008. The correlation coefficients between measured and predicted SWE values ranged between 0.72 and 0.99 for the three models and three seasons evaluated in southern Québec. In subarctic regions, predicted SWE driven with the North American Regional Reanalysis (NARR) data fall within the range of measured regional variability. NARR data allow snow models to be used regionally, and this paper represents a first step for the regionalization of thermodynamic multi-layered snow models driven by reanalysis data for improved global SWE evolution retrievals.

1 Introduction

Snow is an important element of the cryosphere as it controls both conductive and radiative exchanges across the interface between land surface and atmosphere (e.g. Male et Granger, 1981; Brun et al., 1989; Gustafsson

et al., 2001). Geophysical and thermophysical properties of snow are known to be sensitive to climate variability and change and are of primary importance for hydrological and climatological processes (e.g. Rango, 1980; Schultz et Barrett, 1989; Albert et al., 1993), especially in the northern hemisphere where 40% of the land surface is influenced by seasonal snow. The strongest signs of warming climate have been observed over the recent few decades and a detailed examination of snow properties is now required given its impact on surface energy balance (Lemke et al., 2007). Specifically, spatial and temporal variations of snow state variables (snow water equivalent, SWE, in particular) are significant, yet complicated indicators of a changing climate as they integrate temperature, precipitation, blowing snow etc (e.g. Pomeroy et al., 2004). Snow cover also plays an important role in how other cryospheric elements (such as permafrost) respond to climate change (Zhang, 2005). One of the main challenges remains determining the spatial and temporal variability in SWE due to the scarcity of existing ground data, the logistical constraints of fieldwork in snow covered regions, and uncertainties in existing satellite retrieval algorithms (e.g. Guo et al., 2003; Derksen et al., 2005; Skaugen, 2007).

The use of regional reanalysis data as inputs to drive the snow models can address the spatial limitations of driving the models with station data because the spatial coverage of meteorological towers per unit area in Canada is sparse, approximately 25 stations per 100,000 km² (Metcalfe et Goodison, 1993). Spatially continuous snow model output coupled with microwave emission models, in turn, can contribute to improved understanding of regional SWE variability. Several snow multilayered models have been developed for various applications such as avalanche simulations and mass balance studies (e.g. Brun et al., 1992; Lehning et al., 2002). Other studies have already produced operational SWE simulations based on meteorological and satellite observations (e.g. Liang et al., 1994; Rutter et al., 2008). Among them, the Variable Infiltration Capacity (VIC) macroscale hydrologic model (Cherkauer and Lettenmaier, 1999) and the National Operational Hydrologic Remote Sensing Centre (NOHRSC) snow model (Rutter et al., 2008) do produce SWE simulations, however, their application to northern latitudes has yet to be validated. Extensive studies on the comparison of different snow models available were conducted in the Snow Model Intercomparison Project (SnowMIP and SnowMIP2) (Essery et Yang, 2001; Rutter et al., 2009) using ground measurements from France, Canada, Switzerland and the United States of America (Etchevers et al., 2004). Results from this work are available through multiple research papers (<http://www.cnrn.meteo.fr/snowmip/>). Other regional work using hydrological models found that several models can provide fair SWE simulations, but uncertainties remain from differences between modeled/measured precipitation (e.g. Slater et al., 2007), and temperatures especially in mountainous and northern regions (e.g. Szeto et al., 2008). Models such as SNOWPACK and Crocus were initially developed for avalanche forecasting, but also produce accurate mass balance information (such as SWE). Results showed that the models mentioned above did provide reasonable simulations of snow water equivalent for the various study regions (Etchevers et al., 2004).

While satellite microwave brightness temperatures exhibit strong sensitivity to the scattering properties of terrestrial snow, SWE retrieval solutions based solely on empirical relationships between microwave brightness temperature and SWE remain elusive. Data assimilation approaches, however, that can include a physical snowpack model coupled with a radiative transfer scheme are one possible solution. With this goal in mind, this study evaluates the feasibility of driving a physical snowpack model with reanalysis data. For that purpose, highly detailed snow models must be used since they produce detailed snowpack information far beyond bulk properties like density, depth, and SWE. Radiometric models require stratigraphy and grain size information that these physical models produce. In the future, uncertainty in model simulated SWE can be reduced by incorporating passive microwave observations.

Thus, the purpose of this paper is not to compare model performance in SWE prediction, but rather to evaluate the performance of driving thermodynamic multi-layered snow models with reanalysis data with regards to SWE predictions. We specifically chose to assess the potential of improvement of such models as

they interactively integrate metamorphism (snow grain size evolution), a key component of passive microwave emission that is the long-term goal of this study. The specific objectives are to: a) compare North American Regional Reanalysis, NARR (Mesinger, 2004) with ground-based meteorological measurements in order to use the reanalysis data as input data to three snow models (SNOWPACK, Crocus and SNTherm), b) validate the SWE simulations from the three models (driven by both NARR and in-situ meteorological observations) with field measurements for three different winter seasons (2004-2005, 2005-2006 and 2007-2008), c) apply the methods from b) to three intensively ground sampled sites spanning the boreal forest (50°N) to taïga and open tundra (60°N) in northern Québec, Canada in order to determine spatial performance characteristics of the reanalysis-driven models.

2 Data and methods

2.1 SIRENE station and measurements (Temporal analysis)

The Site Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur (SIRENE) from the Centre d'Application et Recherches en Télédétection (CARTEL), is located on the Université de Sherbrooke campus (45.37°N, 71.92°W) and is representative of regional land cover characteristics (Fig. 7.1). The site is open (approximately 75 x 75 m), and surrounded by mixed deciduous and coniferous forest, protecting the sampling area from strong winds.

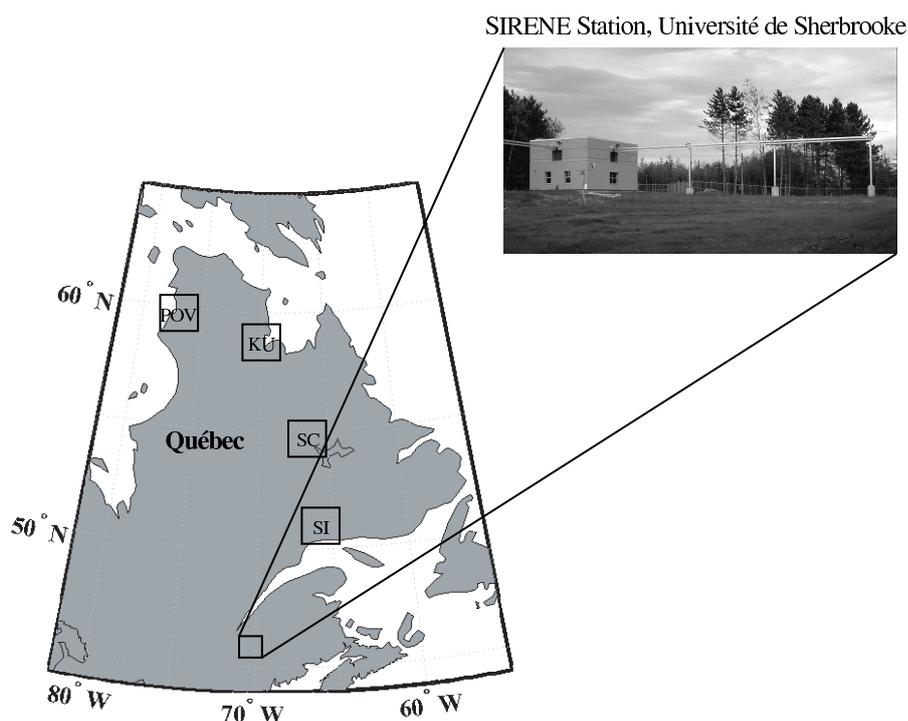


Figure 7.1: Map of study regions.

The station is fully equipped with a meteorological tower and various snow measurement devices (all at 2 m height except for an anemometer at 3 m). Basic meteorological data were collected every 30 seconds for the duration of the experiment. Incoming solar radiation was measured with a LI-COR pyranometer LI200SZ with a precision of +/- 5% at an operating temperature range of -40 to +65°C. Incoming longwave radiation was measured using a Kipp & Zonen CG1 pyrgeometer with an accuracy of +/- 10% and temperature range between -40 to +80°C. Wind speed, gust and direction were available through an RM Young 05103-10 anemometer with

a published accuracy of $\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$. A Campbell Scientific CS500 probe measured air temperature and relative humidity at an accuracy of $\pm 3\%$ and surface temperatures were measured using an Everest 4000.3 infrared sensor at $8\text{-}14 \mu\text{m}$ ($\pm 0.5^\circ\text{C}$). Finally, precipitation was measured using a Campbell Scientific CS705 tipping bucket rain gauge with a funnel extension for snowfall measurements. There is no information on precipitation phase as the measurements are precipitated amount of water. One can only make assumptions on the phase given air temperature measured at the station. Finally, during 2007-2008, a cosmic particles counter (NRC) was installed at the station allowing direct hourly measurements of SWE. The system was developed by Electricité de France (EDF) in collaboration with the Centre National de Recherche Scientifique (CNRS) and Météo-France. The NRC counts the number of particles emitted mainly by the Sun which interact directly with water (independent from phase). The ratio between incident count (reference over snow surface) and absorbed (sensor at snow/soil interface) allows the calculation of the amount of water (i.e. SWE).

Three winter seasons were analysed in this paper. Snowpits were conducted at SIRENE station on a weekly basis from January 7th to March 21st 2005, from January 9th to March 6th in 2006 and from December 11th to April 8th in 2007-2008. Each year, an undisturbed area was dedicated to snow sampling (approx. $10 \times 40 \text{ m}$). The snowpits were excavated facing south to avoid any direct illumination of the snow wall and layered profiles of SWE were conducted. Snow samples were extracted at 3 cm intervals from the surface to the snow/soil interface with a 200 cm³ density cutter. Each sample was weighed using a Pesola light series scale to obtain density. SWE was then calculated for each layer as a function of density and thickness and was expressed in mm:

$$\text{SWE} = \frac{\text{thickness} \cdot \rho_s}{\rho_w} \equiv \frac{\text{m} \cdot \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}}{\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} \equiv \text{mm} \quad (7.1)$$

where ρ_s and ρ_w are the density of snow and water respectively.

2.2 North American Regional Reanalysis (NARR)

As mentioned in the introduction, all three snow models require meteorological input information in order to produce snow cover information. Meteorological data from ground-based towers usually provide good accuracy; however often present difficulties with regional studies given their sparse distribution, especially in sub-polar and polar regions. Regional re-analysis data such as NARR from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Environmental Modeling Center (EMC) represent a good alternative¹. The horizontal resolution is 0.3 degrees (approximately 32 km) and the temporal resolution is 8 times daily (every 3 hours). The description of input parameters available from NARR and required by each of the three snow models is given in Table 7.1.

2.3 Snow Models

All three models (SNOWPACK, Crocus and SNTherm) are multi-layered thermodynamic models (one-dimensional). The temporal evolution of simulated snow properties are driven by surface meteorological conditions. Therefore, hourly meteorological input data are required and highlighted in Table 7.1.

2.3.1 SNOWPACK

The model does not require reflected shortwave and emitted longwave radiation to estimate SWE values, but does require basic meteorological information such as air temperature, relative humidity, wind speed and precip-

¹<http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/rrean/>

Description	Units	SIRENE	SNOWPACK	Crocus	SNTherm
Date		X	X	X	X
Air Temp.	°C or K	X	X	X	X
Rel. Hum.	0-1 or %	X	X	X	X
Wind Speed	m s^{-1}	X	X	X	X
Wind dir.	°	X	X ^a		
SWd (direct)	W m^{-2}	X	X	X	X
SWd (diffuse)	W m^{-2}			X	
SWu	W m^{-2}		X ^a		X ^a
LW or Cloudiness	W m^{-2} 0-1	X	X	X	X
Tsurf	°C or K	X	X ^a		
Snow/soil Temp.			X ^a		
Precipitations	kg m^{-2} or mm	X	X	X	X
Phase of precip.				X	X

Table 7.1: Input meteorological parameters required by SNOWPACK, Crocus and SNTherm.

^aOptional parameters

itations and incoming shortwave and longwave radiations. SNOWPACK solves the partial differential equations governing snow mass and energy fluxes using a Lagrangian finite element implementation (Bartelt et Lehning, 2002; Lehning et al., 2002). Thermophysical processes of interest in SWE studies such as phase change; water vapour transport (i.e. metamorphism) and loss (runoff, evaporation and sublimation) are included. The details on the internal models will not be given here as further details can be found elsewhere (Lehning et al., 2002; Bartelt et Lehning, 2002). Both snow surface and soil interface temperatures are only required if the user chooses Dirichlet boundary conditions. When used with a partial differential equation, the Dirichlet boundary conditions specify the values a solution needs to take on the boundary of the domain. In our application, this condition is used when surface temperatures are below 0°C. Otherwise, the model adjusts automatically to Neumann conditions where values that the derivative of a solution is to take on the boundary of the domain are specified. The main difference between Dirichlet and Neumann conditions is that the former specifies the value of the function on a surface, whereas the Neumann conditions specify the normal derivative of the function on a surface.

Model settings are specified given the input data availability. Two main types of output data can be visualized through a user-friendly software (SN-GUI), namely scalar and vector data (Spreitzhofer et al., 2004). The scalar data is related to individual layers of the snowpack such as SWE, whereas vector data are attributed to layered parameters, such as the simulated vertical profiles of snow density, temperature, grain size and shape etc. The amount of layers varies given predicted snow depth. The transition between solid and liquid precipitation occurs at 1.2°C.

2.3.2 Crocus

The Crocus model was developed by the Centre d'Etude de la Neige (CEN, Météo-France) and extensively validated in Alpine conditions. The model was initially developed to simulate alpine seasonal snow and to assist in avalanche risk assessment; but it has since been used in various snow applications such as polar snow over ice sheets (Dang et al., 1997; Genthon et al., 2007). The input data are similar to SNOWPACK, with the exception of diffuse shortwave radiation and precipitation phase requirements (Table 7.1). Crocus has been described in detail by Brun et al. (1989, 1992), so only a brief description of the model is given here.

Crocus computes the surface energy balance, including turbulent and latent heat exchanges as well as

reflected shortwave radiation, surface and internal mass and energy fluxes. The model can compute up to 50 layers, parallel to the slope, through which mass and energy exchanges are accounted for given physical processes (e.g. absorption of solar radiation, heat diffusion using an effective thermal conductivity depending on snow density, surface fluxes exchange, dry and wet snow metamorphism, mechanical snow settlement, internal melting, percolation of liquid water and refreezing, etc.). Each snow layer is characterized by its thickness, temperature, density, liquid water content, snow crystal characteristics and age. Phase changes are also taken into account and snow densification and metamorphism are parameterized, affecting mass/energy transfers and changing surface albedo. Crocus has been calibrated at the measurement site Col de Porte in the French Alps (Brun et al., 1992) where meteorological conditions are very different from SIRENE (e.g. precipitation and air temperature). To improve the ground flux, Crocus-ISBA model has been tested at the SIRENE site, only for 2004-2005. The model is constituted by coupling two one-dimensional models: the land surface Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) model (Noilhan et Planton, 1989; Boone et al., 2000) and the snow model Crocus. Soil properties are adapted to the site but not the vegetation (site considered without vegetation). The mass and energy exchanges between soil and snow are explicitly simulated. Although wind erosion is a component of the snow cover surface mass balance and metamorphism, it is not accounted for in Crocus. The phase of precipitations depends on the air temperature: below 2°C precipitation is considered as dry snow, above which all precipitation is liquid (there is no wet snow fall). The output data of interest includes layered profiles of snow geophysical properties.

2.3.3 SNTherm

The SNTherm model is a one-dimensional mass and energy balance model that predicts temperature profiles within snow and frozen soil. The model uses meteorological observations of air temperature, relative humidity, wind speed, precipitation and, if available, measured values of solar and incoming infrared radiation (Table 7.1). SNTherm was first introduced in order to predict surface temperature (Jordan, 1991). The model subdivides snow and soil layers into infinite control volumes so that a numerical solution can be obtained. As for SNOWPACK and Crocus, SNTherm takes into account the energy balance to compute net radiation. The model is initialized using snow temperature profiles and/or soil and requires the following characteristics for each layer: number of nodes, material code (snow, clay, sand, etc), quartz content, and roughness length. The user supplies the initial nodal volume values: temperature, elemental control volume thickness, bulk water density and snow grain diameter. The output is the predicted surface and air temperatures. Optional output includes predicted temperature at the snow/ground interface. A more detailed output is available at hourly intervals at each node: temperature, phase, bulk liquid content, density, thickness, grain size and thickness. The threshold temperature for phase of precipitation is 0.15°C.

2.4 Regional snow sampling (Spatial analysis)

Snow measurements acquired during the Canadian International Polar Year project ‘Variability and Change in the Canadian Cryosphere’ were analyzed in order to compare measured SWE with predicted values from the three models. Four teams were located across a South to North transect over Québec in Sept-Iles (SI), Schefferville (SC), Kuujuaq (KU) and Puvirnituk (POV) respectively where high resolution sampling occurred throughout a field program conducted between February 18th - 29th 2008 (Fig. 7.1 and Table 7.2).

The SWE data were collected over large areas covering a wide range of snow conditions, terrain, and land cover. The total area covered and the number of SWE measurements are highlighted in Table 7.2.

Site	Lat Lon	Dates	N of measurements	Area (km × km)	Land cover
Sept-Iles (SI)	50.32°N 66.28°W	02-18-08 to 02-27-08	54	8×14	Dense boreal
Schefferville (SC)	54.86°N 66.70°W	02-19-08 to 02-25-08	214	8×14	Taïga
Kuujuuaq (KU)	58.13°N 68.53°W	02-18-08 to 02-26-08	155	5×8	Taïga and tundra
Puvirnituq (POV)	59.83°N 76.42°W	02-21-08 to 02-29-08	7062	8×10	Tundra

Table 7.2: Study sites from the IPY project.

3 Results and discussion

3.1 NARR and SIRENE comparison

As mentioned in Section 2, NARR data provide a good alternative to ground-based meteorological towers for input to snow models when spatially continuous output is required. Prior to using NARR data to drive the snow models, a comparison of the reanalysis with our ground-based measurements from SIRENE was performed. The following meteorological information (all required in SNOWPACK, Crocus and SNTherm) was compared for the three winter seasons: daily air temperature (at 2 m, °C), relative humidity (2 m, %), wind speed (10 m, m s^{-1}), incoming shortwave radiation (surface, W m^{-2}), incoming longwave radiation (surface, W m^{-2}) and 3-hour accumulated precipitation ($\text{mm}^{-3\text{h}}$ or $\text{kg m}^{-2}^{-3\text{h}}$).

Figure 7.2 displays an example of daily meteorological observations from both the SIRENE station and NARR data for the period October 1st 2004 to April 30th 2005 and Table 7.3 highlights the general statistics of the comparison for the three seasons analyzed.

Overall, the meteorological variables measured at the station and NARR agree quite well through each season. Strong correlation is found especially for air temperature and incident shortwave and longwave radiation, and weaker correlations found for precipitation (Table 7.3). No significant bias was observed other than issues with the 2005-2006 precipitation data, which will be discussed later in the paper. Overall, the results suggest that the NARR data are of sufficient quality to allow a user to ‘patch’ missing temporal information from meteorological towers as input to the snow models, or drive the models strictly with NARR data. Further evaluation of NARR data can be found at <http://www.cdc.noaa.gov/data/reanalysis/>.

Season	Tair		RH		SWd		LWd		Precip.	
	R ^a	RMSE (°C)	R ^a	RMSE	R ^a	RMSE (W m^{-2})	R ^a	RMSE (W m^{-2})	R ^a	RMSE (mm)
2004-2005	0.95	2.85	0.66	0.17	0.9	95.13	0.6	47.95	0.35	1.81
2005-2006	0.93	3.1	0.74	0.14	0.94	64.41	0.82	30.26	0.42	1.6
2007-2008	0.96	2.56	0.76	0.14	0.92	93.68	0.86	29.23	0.41	1.51

Table 7.3: Comparison between NARR and SIRENE meteorological data (correlation coefficient and root mean square error in mm).

^aall $p < 0.001$

It was shown in Table 7.3 that precipitation values from both NARR and the SIRENE station do not agree as strongly as the other meteorological input parameters. While the precipitation events are usually coincident, they are often of a different magnitude. We looked at accumulated precipitation in order to know the total amount of precipitation occurring at the station, as well as the timing and magnitude differences that could potentially explain discrepancies between measured and predicted SWE values (Fig. 7.3). In 2004-2005, accumulated precipitation was in close agreement throughout the season analyzed. No significant differences were observed and accumulated values were 531 and 500 mm for SIRENE and NARR respectively (Fig. 7.3a). In 2005-2006, the evolution of accumulated precipitation was similar, with an average offset of the order of 40

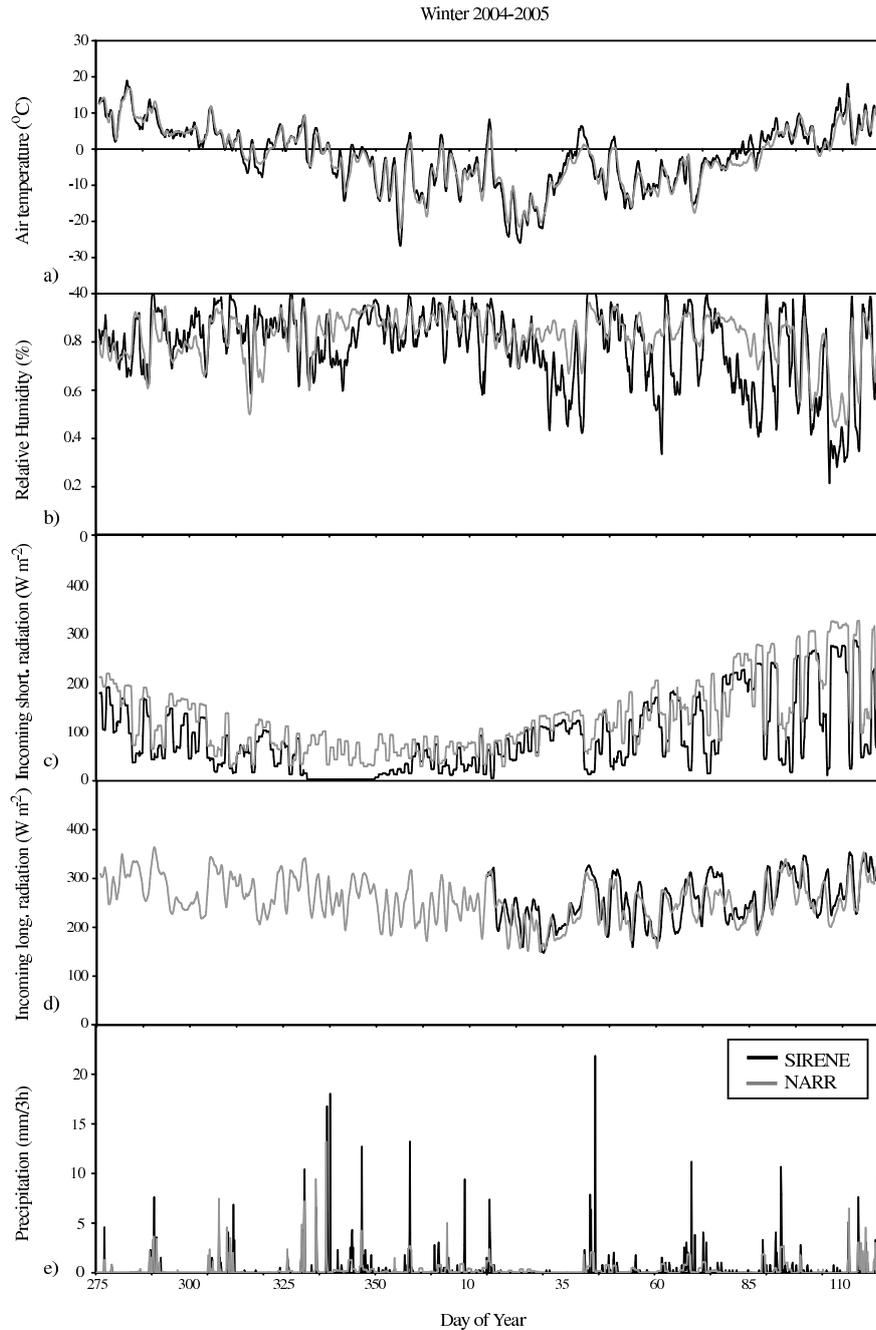


Figure 7.2: Temporal evolution of a) air temperature, b) relative humidity, c) incoming shortwave radiation, d) incoming longwave radiation and e) precipitation measured at the SIRENE station and from NARR data during the 2004-2005 winter season.

mm starting from day 335 where SIRENE most likely missed a precipitation event (Fig. 7.3b). No significant differences were observed in 2007-2008 where both NARR and the measurements remained in close agreement throughout the season. The largest differences were observed in the middle of the winter between days 1 and 60 approximately with measured difference of about 60 mm (Fig. 7.3c), explaining the smaller RMSE value from Table 7.3.

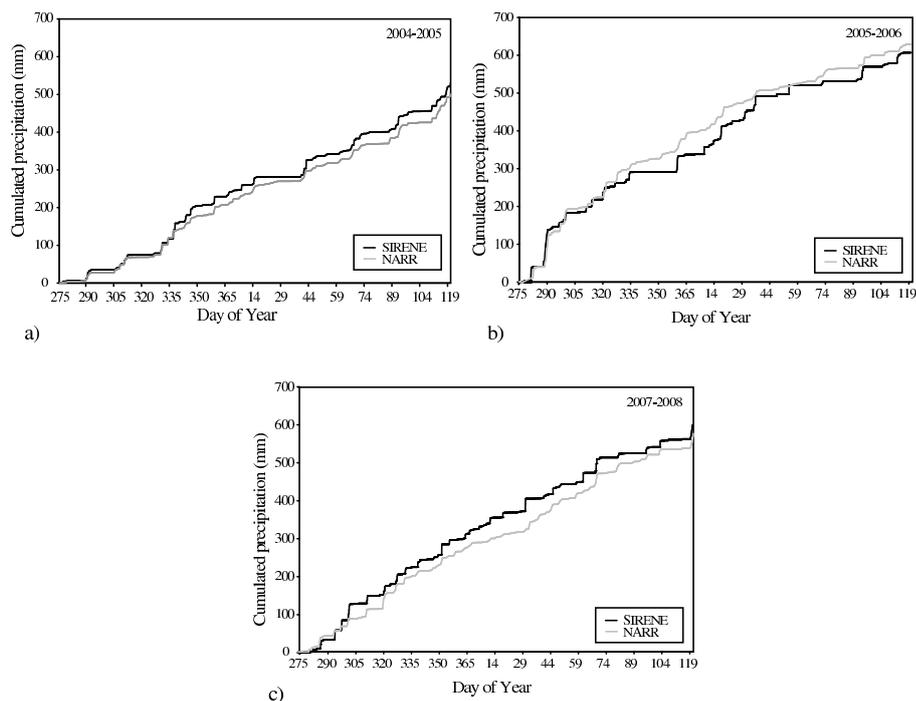


Figure 7.3: Temporal evolution of accumulated precipitation measured at the SIRENE station and from NARR during the a) 2004-2005, b) 2005-2006 and c) 2007-2008 winters.

3.2 Snow Water Equivalent modeling

3.2.1 Winter season 2004-2005

The SIRENE and NARR meteorological datasets were used to drive the three snow models. Figure 7.4a displays predicted SWE results using SIRENE meteorological information from all three snow models for the 2004-2005 winter season. The length of the observed accumulation or melt period (i.e. thickness of gray band) represents the duration between the first observations of accumulation (until ground is consistently covered with snow) and melting (until ground is consistently snow-free), observed at the Sherbrooke-A and Lennoxville Environment Canada weather stations both located approximately 10 km from the station. It is clear that all three models do estimate SWE reasonably well, given the usual warm conditions typical of what is found in the mid-latitudes, except for larger differences observed early in the season. Melting was observed in mid-January and all three models did adjust to lower SWE values onward until day 38. After that point, snow accumulation increased with measured SWE values reaching a maximum of 106 mm on day 76, which corresponds to an average rate of 2.4 mm day^{-1} . Throughout this period, all three models showed strong agreement between measured and predicted SWE values (Table 7.4). However, it appears that both SNOWPACK and SNTherm are not melting the snow cover rapidly enough in spring with respect to the '0' snow depth values recorded in Sherbrooke-A. Only Crocus matches measured '0' on day 93 (measured '0' on day 95 for Sherbrooke-A), whereas SNOWPACK and SNTherm are not 'snow free' until days 116 and 109 respectively.

Using NARR meteorological data, accurate results are also obtained, with all three models predicting higher SWE values early in the season (Fig. 7.3b). Stronger correlations are found between measured and modeled values for all three models (Table 7.5). Both SNOWPACK and Crocus agreed very well to the melting period between days 12 and 38 with an average overestimation of approximately 6 to 10 mm. The main improvement obtained using NARR data is that both SNOWPACK and SNTherm now agree with the measured values of '0'

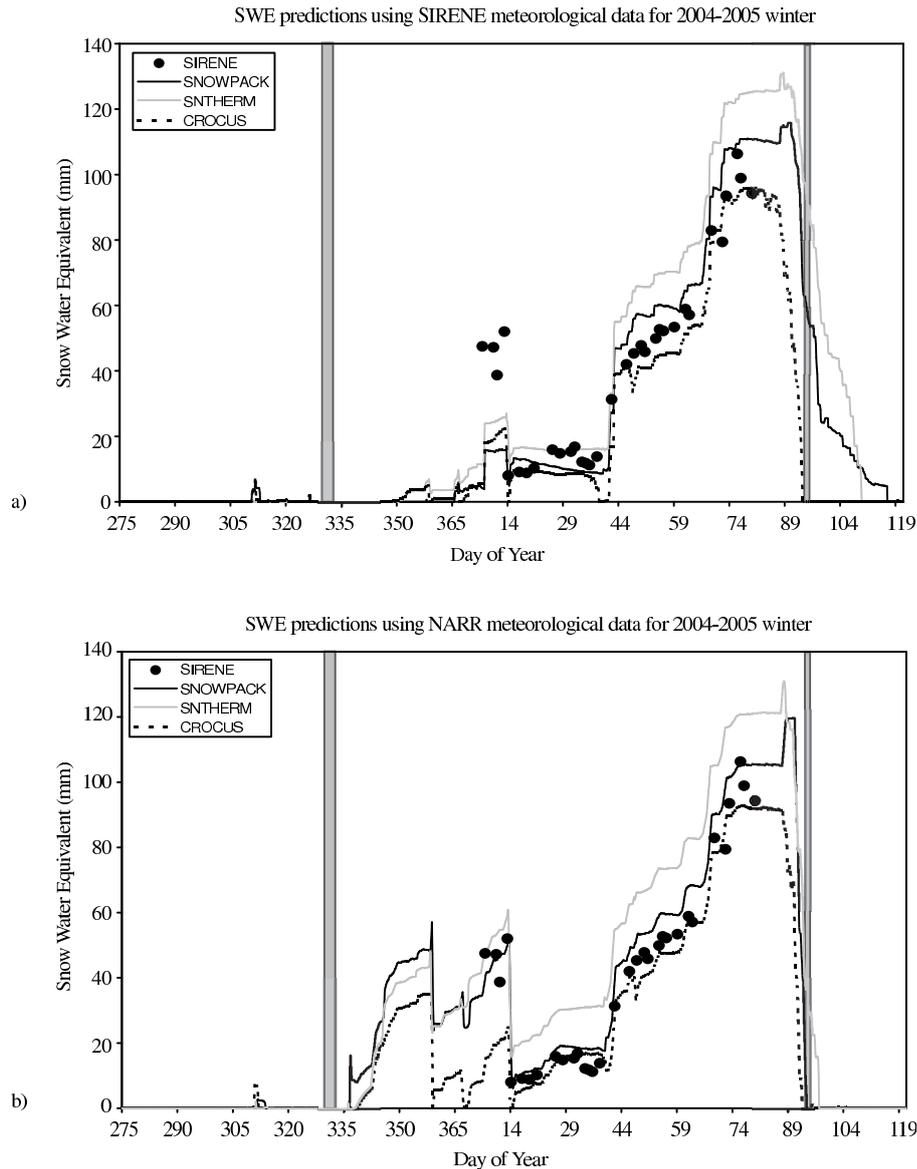


Figure 7.4: Snow water equivalent simulations from SNOWPACK, Crocus and SNTherm using a) SIRENE and b) NARR meteorological information for the 2004-2005 winter. Gray bars represent the duration between the first snow accumulation and melting observations from the Sherbrooke-A and Lennoxville Environment Canada weather stations.

SWE. All three models completely melt the snow cover within a few days of the observed day 95 (day 92 for Crocus, day 93 for SNOWPACK and day 97 for SNTherm).

For 2004-2005, Crocus was coupled with ISBA, to investigate the influence of the ground flux on SWE simulations. Results showed that simulations were also very good when using SIRENE meteorological data (R of 0.94); however SWE values were generally overestimated using NARR data (Table 7.4 and Table 7.5). The overestimation ranged between +20 and 30 mm (average of +27.6 mm) throughout the season, whereas the average difference without the ISBA coupling was approximately -5 mm using NARR data. For this particular season, it appears that simulations results using NARR data were better using only Crocus without ISBA (Table 7.5).

	SWE (mm) 2004-2005				Thickness (cm) 2005-2006 ^a			SWE (mm) 2007-2008 ^b		
	SNOWPACK	Crocus	Crocus-ISBA	SNTherm	SNOWPACK	Crocus	SNTherm	SNOWPACK	Crocus	SNTherm
Min	-43.31	-41.9	-41.5	-36.1	-25	-27	-3.4	-16.6	-83.9	-49.6
Max	23.8	10	19.6	38.2	22.1	12.1	109.3	254.7	44.9	160.8
Avg	-0.1	-7.9	-3.9	9	0.4	-3.1	45.8	71.2	-12.5	32.6
R	0.93	0.95	0.94	0.93	0.09	0.14	0.31	0.78	0.97	0.82
RMSE	14.5	12.5	12.7	18.3	10.4	9	57.6	96.2	22.9	55.9

Table 7.4: Comparison between measured and modelled SWE (mm) for SNOWPACK, Crocus, Crocus-ISBA and SNTherm during the 2004-2005, 2005-2006 and 2007-2008 winter seasons **using SIRENE meteorological data**.

^aCalculated for thickness measurements in cm

^bCalculated from NRC measurements

	SWE (mm) 2004-2005				Thickness (cm) 2005-2006 ^a			SWE (mm) 2007-2008 ^b		
	SNOWPACK	Crocus	Crocus-ISBA	SNTherm	SNOWPACK	Crocus	SNTherm	SNOWPACK	Crocus	SNTherm
Min	-7.6	-34	-2.5	1.1	-12	-12	-12	-61.7	-146.5	-101.1
Max	19.9	8.6	48	37.4	14.9	13.2	16.9	55	0.2	39.2
Avg	5.6	-5.4	27.6	18.1	2.3	1.5	2.3	5.4	-36.6	-4
R	0.99	0.95	0.95	0.98	0.86	0.84	0.85	0.97	0.86	0.93
RMSE	7.4	10.8	29.7	19.3	5.6	4.5	5.2	15.5	46.2	23.7

Table 7.5: Comparison between measured and modelled SWE (mm) for SNOWPACK, Crocus, Crocus-ISBA and SNTherm during the 2004-2005, 2005-2006 and 2007-2008 winter seasons **using NARR meteorological data**.

^aCalculated for thickness measurements in cm

^bCalculated from NRC measurements

3.2.2 Winter season 2005-2006

In 2005-2006, no density measurements were available for the comparison of SWE measurements with the model simulations. Hence, we used snow depth data from the Sherbrooke-A meteorological station (Environment Canada), which was compared to depth simulations by the three snow models as depicted in Figure 7.5a and b. Considering Sherbrooke-A snow depth data to be representative, it becomes obvious that using SIRENE data did not provide accurate thickness simulations (Table 7.4), but results show good agreement between the models and ground data using NARR data (Table 7.5) where the RMSE was 5.6, 4.5 and 5.2 cm for SNOWPACK, Crocus and SNTherm respectively. However, it is clear that problems occurred with SIRENE (Fig. 7.5a) data given the large underestimation early in the season until day 10 where all three models predicted no snow whereas the Sherbrooke-A station accumulated just over 30 cm.

Looking back at the meteorological data from SIRENE, it appears that the problem occurred with the precipitation data since simulations using NARR data provided more accurate snow depth (Fig. 7.5b). Although the correlation found in Table 7.3 between NARR and SIRENE precipitation values for 2005-2006 is comparable to 2004-2005, large differences were measured between SIRENE and NARR precipitation, especially between days 330 and 30 where snow first starts to accumulate explaining the large gaps observed on Figure 7.5a. Precisely, there is a period between days 330 and 360 where SIRENE measured no precipitation and NARR accumulated over 46 mm. Given the averaged air temperature during this period (-6.2°C), precipitations were most likely solid (i.e. underestimation in depth and SWE).

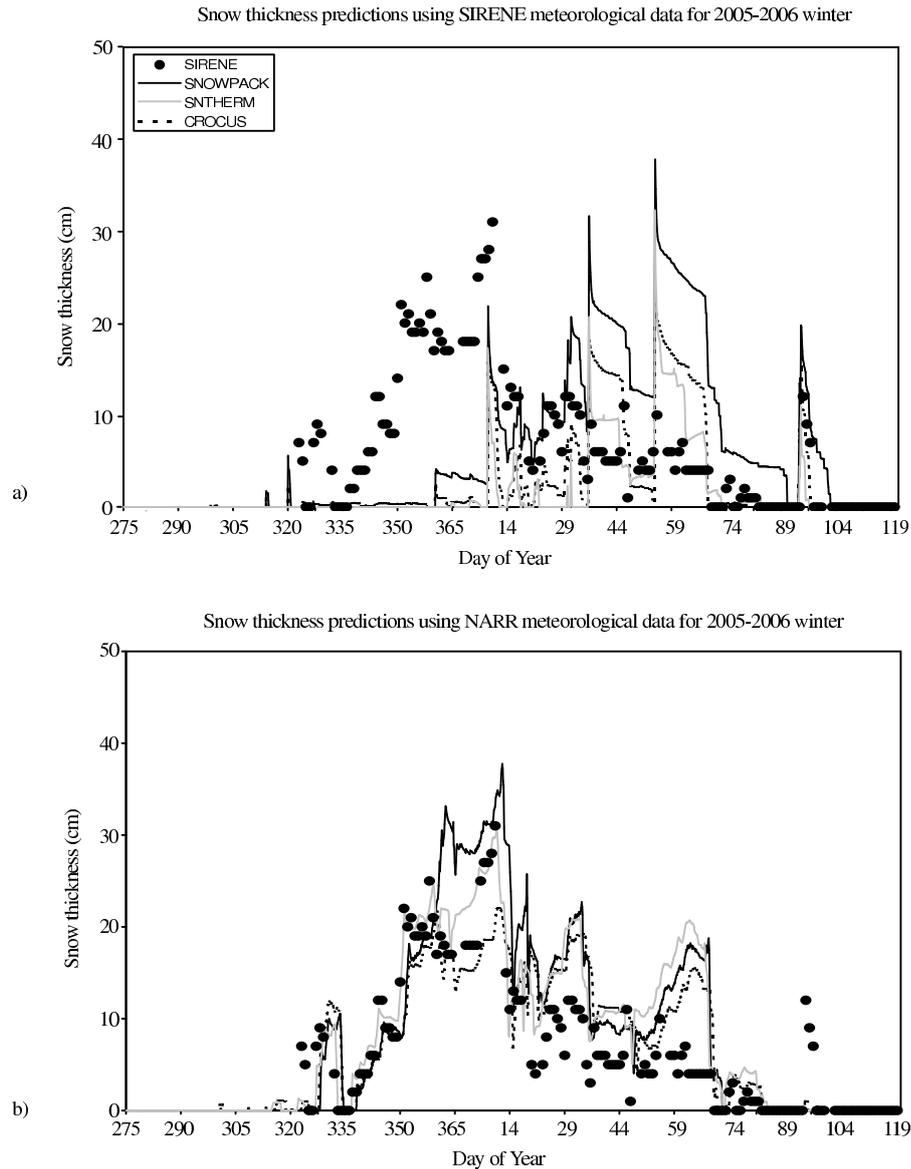


Figure 7.5: Snow thickness simulations from SNOWPACK, Crocus and SNTherm using a) SIRENE and b) NARR meteorological information for the 2005-2006 winter.

3.2.3 Winter season 2007-2008

In 2007-2008, accurate SWE simulations were observed using SIRENE data as input to the snow models (Fig. 7.6a and Table 7.4). All three models predicted SWE quite accurately from the first days of accumulation observed at Lennoxville (gray band) until a melting period measured around day 10. SWE decreased from 121 mm on day 5 to 13 mm on day 10 corresponding to a melting rate of -22 mm day^{-1} . SNOWPACK and SNTherm did respond to the melting, but at a weaker magnitude than observed with the NRC whereas Crocus captured the melt rate accurately when compared to the NRC measurements. Minimum values were observed on day 10 at 88, 21 and 80 mm for SNOWPACK, Crocus and SNTherm respectively. Afterwards, SNOWPACK did overestimate SWE compared to both NRC and snowpit measurements whereas SNTherm remained within the range of snowpit SWE values. SWE values from Crocus were slightly underestimated for a period between

days 45 and 90. The first day of observed '0' snow at Lennoxville station was day 98 (agreeing with Crocus), but at SIRENE station, the NRC suggested day 113, in agreement with SNTherm (Fig. 7.6a).

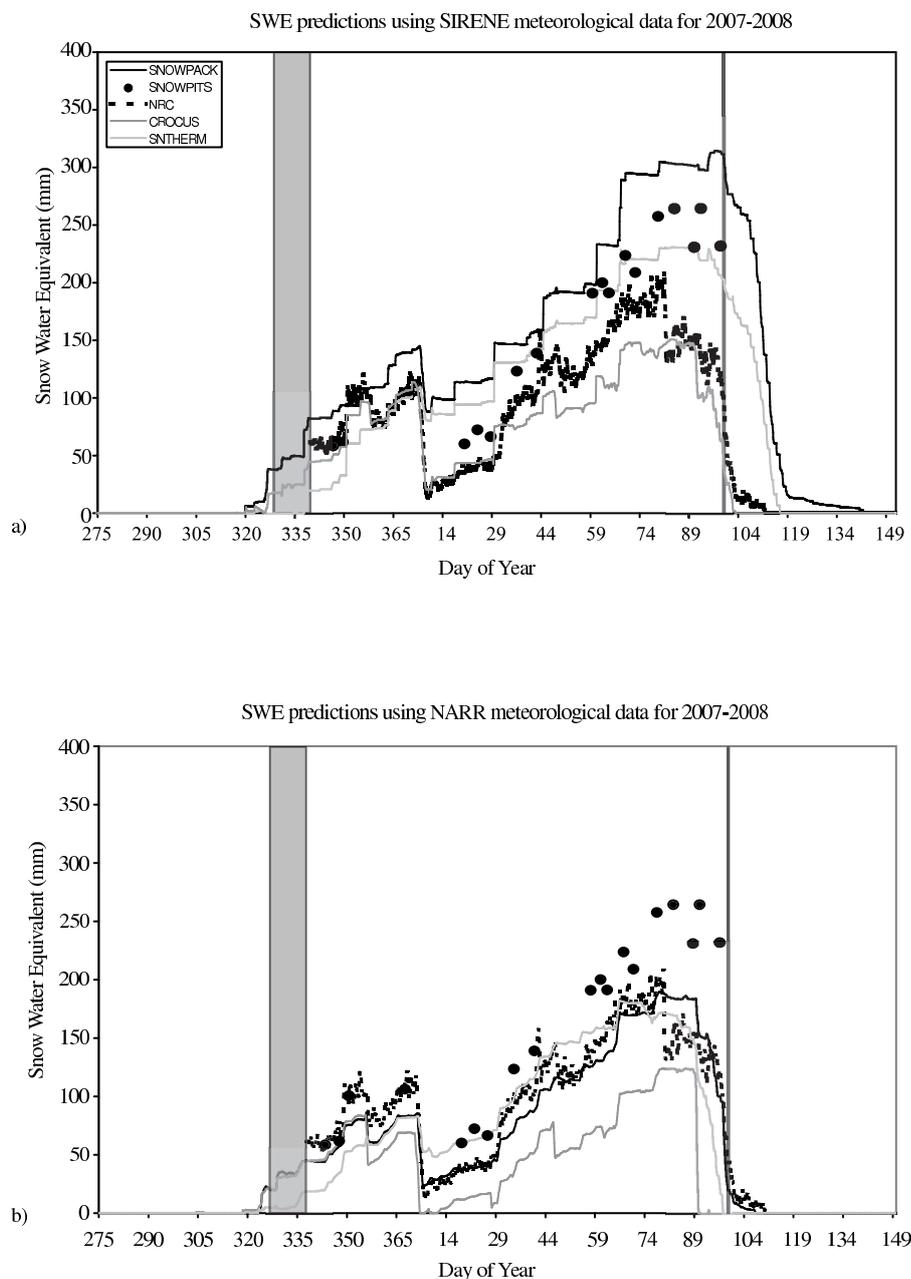


Figure 7.6: Snow water equivalent simulations from SNOWPACK, Crocus and SNTherm using a) SIRENE and b) NARR meteorological information for the 2007-2008 winter. Gray bars represent the duration between the first snow accumulation and melting observations from the Sherbrooke-A and Lennoxville Environment Canada weather stations.

Using NARR reanalysis data, SWE simulations were accurate throughout the winter period, especially when using SNOWPACK and SNTherm compared to NRC measurements (Fig. 7.6b and Table 7.5). The difference observed between snowpits and NRC SWE values is strictly due to the proximity of the site's fence near the sampling area, which preferentially accumulated snow as the season progressed (higher SWE values than NRC, which was away from any local disturbances). Both SNOWPACK and SNTherm did agree quite well with the

melting period mentioned earlier, where SNOWPACK followed the NRC values and SNTherm agreed better with snowpits measurements. Crocus did underestimate SWE during the melting period, and could not adjust to increasing SWE as measured by the NRC until the end of the season. From day 50 onward, SNOWPACK and SNTherm followed NRC values, and melted the snow cover completely on days 110, 92 and 100 for SNOWPACK, Crocus and SNTherm respectively (Fig. 7.6b).

3.3 Vertical profile comparison

From the results shown above, the simulated SWE for 2004-2005 and 2007-2008 are statistically significant in comparison to observations with R values ranging between 0.72 and 0.95 using SIRENE data and 0.92 to 0.99 with NARR data. We looked at the detailed vertical profiles of density from the models (driven by NARR), to see how well they correspond to snowpit values. The profiles from all three models were normalized to a thickness scale between 0 and 1 in order to facilitate the comparison given the small differences observed in simulated snow thickness. We present the comparison on days 76 of 2005 (March 15th) and 70 (March 10th) of 2008, where a snowpit was conducted and SWE values were maximum prior to melt, of particular relevance for numerous hydrological processes.

On day 76 2005, both SNOWPACK and Crocus agreed relatively well with measured snow density whereas SNTherm overestimated for this particular date (Fig. 7.7a). The modeled density profiles from SNOWPACK and Crocus agreed closely with observed profiles. SNOWPACK increased density from 98 to 322 kg m⁻³ whereas Crocus varied from 240 to 450 kg m⁻³ with a noticeable peak of 486 kg m⁻³ at 30 cm. In general, Crocus was closer to measured values that increased from 200 to 390 kg m⁻³. The profile given by SNTherm overestimated snow density at all layers. The overestimation was in the order of 100 kg m⁻³, along with overestimation in thickness caused high SWE values compared to the two other models as depicted on Figure 7.4b.

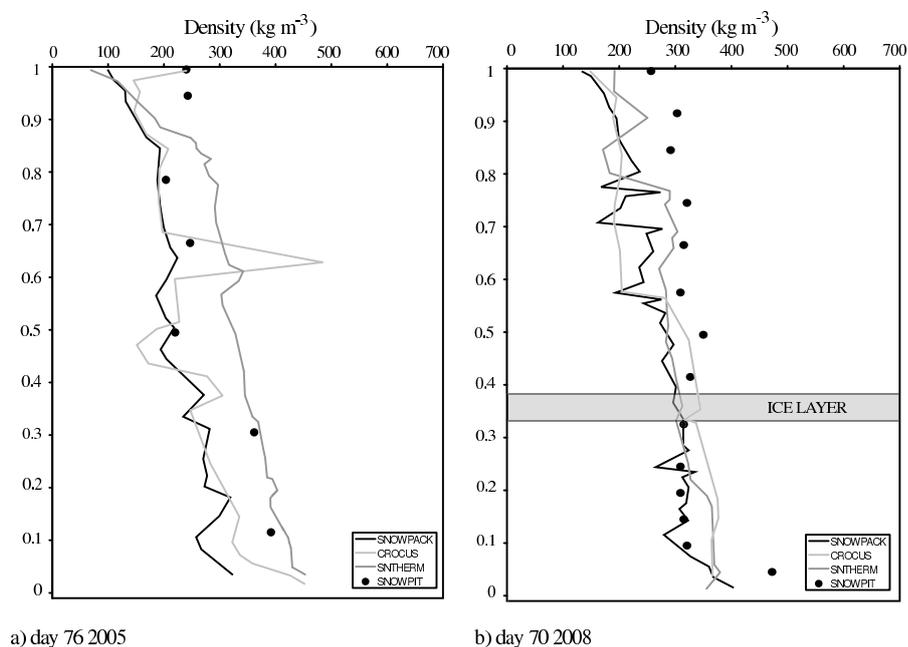


Figure 7.7: Modeled and measured vertical profile comparison of density for a) day 76 2005 and b) day 70 2008.

On day 70 of 2008, more measured density values were available to compare with predicted model results (Fig. 7.7b). All three models underestimated density between depths of 1 and 0.55. The strongest underestimation comes from Crocus that averages density at 200 kg m⁻³ compared to 299 kg m⁻³ for snowpit measurements.

For that particular depth range, SNOWPACK and SNTherm did better with averages of 213 and 260 kg m⁻³ respectively. For the depth range 0.55 to 0, Crocus matches well with measured data along with both SNOWPACK and SNTherm. We highlighted the presence of an ice layer that was observed during the sampling. The ice layer comes from a rain event that occurred earlier in the season, most likely late in January. It is obvious that the models do not predict such high density layers that can also result in slight overall underestimation of SWE. Overall, the underestimation of density values is translated to the lower predicted SWE in Figure 7.6b; however we showed that the agreement was better with the NRC SWE measurements. Unfortunately, no snowpits were conducted near the NRC (to avoid disturbance, hence no comparison can be made).

3.4 Regional application

A comparison of meteorological station measurements with NARR data near Sherbrooke has shown that regional reanalysis can be used in snow models to predict SWE. Validation of the method was conducted at the SIRENE station and predicted values agreed quite well with field measurements (both from snowpits and NRC). Hence, we applied the same methodology to field measurements made across Québec during International Polar Year supported activities during February 2008 (see Section 2 and Table 7.2). Intensive SWE sampling was conducted in four different ecological regions accounting for various vegetation and snow types.

The areas sampled varied between 40 and 112 km², where spatial variability is more representative of the NARR pixel size as opposed to the SIRENE station. Results show very high spatial variability in SWE with average values of 393±130 mm (33%) for the coastal station Sept-Iles (Fig. 7.8a), 210±62 mm (30%) for Schefferville, (Fig. 7.8b), 127±60 mm (47%) for Kuujuaq (Fig. 7.8c) and 121±84 mm (69%) for Puvirnituk (Fig. 7.8d). These ranges are consistent with vegetation controls on snow depth variability in forested regions, and topographic controls on snow depth variability in boreal and tundra regions (Derksen et al., 2005, 2009). However, their effect is not linear with latitude since great variations exist in measured stem volume and forest fraction. We measured stem volumes consistently below 100m³ m⁻² and forest fraction below 30% north of 53°N, where values were close to 400 m³ m⁻² and 100% at 50°N (data not shown here). Nonetheless, all three models predicted SWE within 1 standard deviation of measured ground data (except for Sept-Iles), with values close to the average for Schefferville, Kuujuaq and Puvirnituk. Predicted SWE values in Sept-Iles are overall underestimated. We looked at local precipitation data from the Environment Canada meteorological station at the Sept-Iles airport to determine if this is a matter of depth/density underestimation from the model, or precipitation underestimation from NARR. Accumulated precipitation suggests that NARR underestimated local precipitation quite significantly, however, issues with local gauge measurements are frequent and errors can be significant (Yang et al., 1999). Furthermore, because of its recent release, the strengths and weaknesses of NARR are largely undocumented. Although NARR provides much improved representation of precipitations when compared to other reanalysis products (Bukovsky et Karoly, 2007; Mesinger, 2004) identified some of the known weaknesses, such as precipitation inaccuracies over Canada. Some discontinuities along the U.S. - Canada border appear in the NARR datasets such as in the precipitation field (Luo et al., 2007). These can be attributed to the discontinuity across the border in the spatial density of rain gauge observations that were available to NCEP to construct the gridded analysis that was assimilated. The accumulated precipitation values were 753 mm for the meteorological data located at the airport whereas NARR gave 639 mm, a deficit of 114 mm. Furthermore, this difference should be larger in reality since two months were flagged as missing precipitation data (December 2007 and March 2008). Hence, it is fair to say that the large difference in Figure 7.8a is attributed to missing precipitation from NARR, given reasonable results from our other three IPY sites (Fig. 7.8b, c, and d). The reason for such underestimation from NARR at Sept-Iles, a coastal site, is still undetermined and would require further investigation by comparing precipitation datasets for previous years and see if the problem is recurrent. We looked at values from adjacent NARR pixels near Sept-Iles and the

offsets were similar.

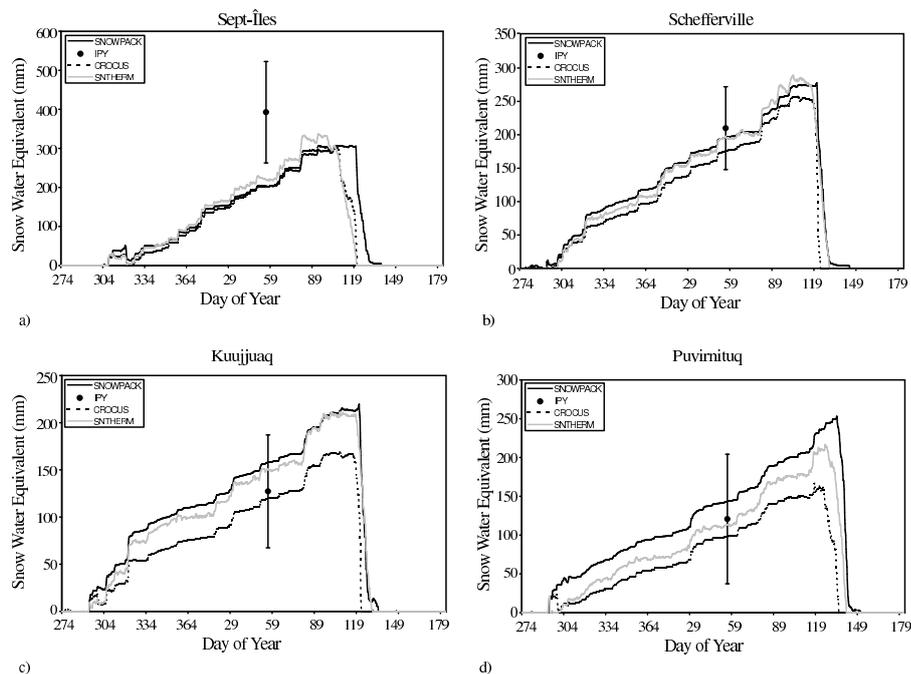


Figure 7.8: Comparison between predicted and measured SWE values in a) Sept-Îles, b) Schefferville, c) Kuujuaq and d) Puvirnituk using SNOWPACK during the IPY project.

4 Conclusions

4.1 NARR vs SIRENE meteorological information

This analysis has illustrated that NARR data agree closely with meteorological tower measurements in Sherbrooke, Québec, Canada. Typical information required in snow models such as air temperature, relative humidity and radiative fluxes were highly correlated between these two datasets through three consecutive winter seasons. Correlation coefficients ranged between 0.6 to 0.95 for those parameters. Larger differences were measured with regards to precipitations where their magnitude differed in some of the accumulation events (higher values from NARR). This could be explained through the usual uncertainties in precipitation gauge where measurement errors increase significantly with increasing wind speed (e.g. Goodison, 1978, 1981; Yang et al., 1999) as well as the difficulties in predicting precipitation through existing forecast systems, as shown at Sept-Île site for the 2007-2008 winter. However, for general mass balance work such as SWE studies, results are quite satisfying as the accumulated precipitations for both SIRENE and NARR are within 17% for 2004-2005 and 4% for 2007-2008.

4.2 SNOWPACK vs Crocus vs SNTherm for SWE simulation

It was shown that all three snow models delivered higher accuracy in SWE simulation when using NARR reanalysis data as input to the model simulations. Generally, in 2004-2005 and 2007-2008 both SNOWPACK and SNTherm improved SWE simulations using NARR data as Crocus performance remained stable using either SIRENE or NARR meteorological data. As for 2005-2006, snow depth was well predicted using NARR

data whereas significant underestimation occurred early in the season using SIRENE data. As mentioned in the introduction, the objective was not to conclude on the best model to be used, but rather investigate their respective utility for SWE retrieval using reanalysis data. The initial settings are different for each model, and thus one can perform better in different environments using basic data highlighted in Table 7.1. Thus, given results presented in this paper, it is fair to conclude that all three models do provide accurate SWE simulation using NARR data (RMSE ranging between 9 and 46 mm), making the coupling possible at wider scale where meteorological tower information is not available.

Using NARR data, we also predicted SWE in subarctic regions where ground meteorological data is very scarce to nonexistent in some cases (RMSE between simulated and measured SWE ranging between 5 and 49 mm). Figure 7.8 showed that the three snow models performed reasonably well in three regions where the predicted value was close to the average ground measurement. To the best of our knowledge, this represents the first validation of these models in those regions, and provides very promising results towards developing regional or global SWE estimates by driving snow models with atmospheric reanalysis datasets.

4.3 Future work

Then, it is envisaged to couple the snow model with passive microwave remote sensing in order to adjust the observed bias in simulations when the snow model are driven by inaccurate meteorological data (mainly bias in precipitation). Extensive work estimating snow thickness or SWE using passive microwave radiometry from satellite remote sensing has been conducted since the 1980s (e.g. Cavalieri et Comiso, 2000). Many of these studies have examined the relationship between SWE and passive microwave brightness temperature (e.g. Chang et al., 1982; Chang et al., 1987; Kunzi et al., 1982; Comiso et al., 1989; Walker et Goodison, 1993; Tait, 1998; Pulliainen et Hallikainen, 2001; Walker et Silis, 2002; Derksen et al., 2005; Pardé et al., 2007; Durand et al., 2008), but large uncertainties still remain. The comparison with ground measurements still represents the biggest challenge given the observed spatial variability of SWE at the scale of satellite measurements (over $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$).

Acknowledgements

This project was funded through the Government of Canada Program for International Polar Year, the National Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Collaboration Québec-France, Le Centre Jacques Cartier and the French Remote Sensing program (Programme National de Télédétection Spatiale). The authors would also like to thank Michael Lehning from the WSL Snow and avalanche Research SLF and Susan Frankenstein of the US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory and Pierre Etchevers from the Centre d'Etude de la neige - Météo France for providing the snow models and assistance in implementing the initial codes. Finally, special thanks to Stéphane Poirier from the CARTEL and Patrice Constaza and the DAI team from McGill University for their support with the NARR data.

Appendix 1

CARTEL:	Centre d'Applications et Recherches en Télédétection
CEN:	Centre d'Etude de la Neige
CNRS:	Centre National de Recherche Scientifique
EDF:	Electricité de France
EMC:	Environmental Modeling Center
IPCC:	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPY:	International Polar Year
ISBA:	Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere
KU:	Kuujjuaq
NARR:	North American Regional Reanalysis
NCEP:	National Centers for Environmental Prediction
NRC:	Nivomètre à Rayons Cosmiques
POV:	Puvirnituaq
SC:	Schefferville
SI:	Sept-Iles
SIRENE:	Site Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur
SnowMIP:	Snow Model Intercomparison Project
SWE:	Snow Water Equivalent

7.3.3 Etude de sensibilité de l'équivalent en eau de la neige modélisé par Crocus

Les analyses de sensibilité présentées dans cette section sont menées sur l'évolution temporelle de l'EEN à SIRENE au cours de la saison 2007-08 en complément de l'article (Section 7.2.2). Durant cette saison la modélisation de l'EEN peut être comparée à la mesure continue du NRC. De plus cette saison est étudiée en détail dans le chapitre suivant à travers l'émission micro-onde. L'ensemble des paramétrisations le plus adapté a été appliqué aux modélisations présentées dans l'article. Les études de sensibilité sont menées sur les variables d'entrée spécifiques à Crocus (Chapitre 2, Section 2.5.2), telles que la phase des précipitations et la nébulosité. Les sensibilités à la vitesse du vent et à la paramétrisation du vieillissement de la couche de surface sont également étudiées.

La phase des précipitations

La phase des précipitations permet d'indiquer la fraction d'eau liquide de l'évènement précipitant. Crocus peut accepter simultanément deux phases, ainsi les précipitations peuvent être constituée de neige sèche, de neige humide ou de pluie. Pour en étudier la sensibilité, trois paramétrisations de la phase des précipitations en fonction de la température de l'air ont été testées. Les deux premières considèrent un seuil de température en deça duquel la neige est sèche alors qu'au-delà la précipitation est totalement liquide. Ainsi, il n'existe pas de neige précipitante humide. Les paramétrisations $S^{0^\circ C}$ et $S^{2^\circ C}$ distinguent une précipitation neige sèche/pluie respectivement à $0^\circ C$, et $2^\circ C$. La troisième paramétrisation, $T^{-1/3^\circ C}$, permet d'augmenter linéairement la fraction d'eau liquide de la précipitation entre $-1^\circ C$ et $3^\circ C$. La Figure 7.9 montre l'évolution de l'EEN modélisée par Crocus pour ces trois paramétrisations de la phase des précipitations.

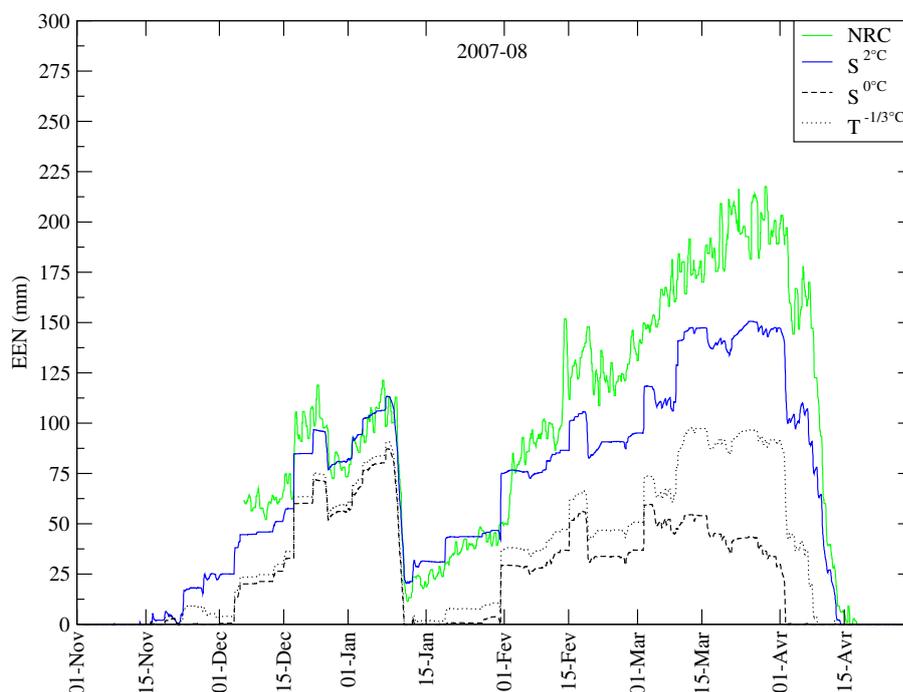


FIG. 7.9 – Evolution de l'EEN (en mm) mesurée par le NRC (trait vert) et modélisée par Crocus pour trois paramétrisations de la phase des précipitations, $S^{2^\circ C}$ (trait continu bleu), $S^{0^\circ C}$ (trait interrompu) et $T^{-1/3^\circ C}$ (trait pointillé).

Avec les paramétrisations $S^{0^\circ C}$ et $T^{-1/3^\circ C}$, les manteaux modélisés ne grossissent pas en accord avec les

observations (p. ex. de mi-janvier à début février). Mi-mars, les différences d'EEN entre les mesures du NRC et $\mathcal{S}^{0^\circ C}$ ou $\mathcal{T}^{-1/3^\circ C}$ sont supérieures à 130 mm et 90 mm, respectivement. Il en résulte que plus la paramétrisation de la phase des précipitations permet une fraction importante d'eau liquide à basse température plus l'EEN est faible. De plus, les évolutions de l'EEN modélisées avec $\mathcal{S}^{0^\circ C}$ et $\mathcal{T}^{-1/3^\circ C}$ ne permettent pas une estimation correcte de la date de disparition du manteau en fin de saison.

Au contraire, la paramétrisation $\mathcal{S}^{2^\circ C}$ permet de modéliser des valeurs d'EEN les plus proches des observations, ainsi qu'une bonne durée d'existence du manteau (Figures 7.6 et 7.9). La valeur seuil de $2^\circ C$ est proche de celle déterminée dans une étude spécifique sur la distinction neige/pluie (L'Hôte et al., 2004), bien que l'étude fût menée à haute altitude dans les Andes boliviennes.

La paramétrisation de la phase des précipitations $\mathcal{S}^{2^\circ C}$ a donc été choisie dans nos études.

La vitesse du vent

Le vent est une variable météorologique importante pour le calcul des échanges énergétiques avec l'atmosphère, or la station SIRENE se trouve dans une clairière et l'anémomètre est proche du bâtiment de la station ce qui peut affecter la mesure de la vitesse du vent. Afin d'évaluer la représentativité de cette mesure, différents ordres de grandeur de la vitesse du vent sont testés. La Figure 7.10 présente trois évolutions de l'EEN modélisées par Crocus à partir des vitesses de vent mesurées, divisées et multipliées par un facteur 2.

Il apparaît que plus la vitesse du vent augmente, plus l'EEN est faible. En effet, plus la vitesse du vent est élevée, plus le flux de chaleur latente est important et fait perdre de la masse au manteau. Lorsque la vitesse du vent est multipliée par deux, l'écart d'EEN par rapport aux mesures s'amplifie avec l'avancement dans la saison. Les variations d'EEN sont importantes suivant la vitesse du vent, un facteur 2 affecte d'environ 70 mm l'EEN mi-mars (Figure 7.10). L'évolution de l'EEN modélisée avec la vitesse du vent mesurée donne des résultats satisfaisants par rapport aux mesures. Ce test de sensibilité permet d'accorder une bonne confiance à la représentativité des mesures de vitesse du vent réalisées à SIRENE.

La nébulosité

La nébulosité est utilisée dans notre étude pour répartir le rayonnement solaire incident global en une composante directe et diffuse et par Crocus pour répartir le rayonnement diffus dans trois bandes spectrales pour le calcul de l'albédo. Plus la nébulosité augmente, plus les composantes diffuses du rayonnement solaire augmentent dans les bandes spectrales $0,8-1,5 \mu m$ et $1,5-2,8 \mu m$ (Willemet, 2008). Comme l'albédo de la neige dans le proche IR est plus faible que dans le visible, la nébulosité peut influencer la fonte du manteau. L'influence de la nébulosité sur l'évolution de l'EEN a par conséquent été étudiée.

Les résultats montrent que les évolutions de l'EEN pour deux cas extrêmes de nébulosité, un ciel toujours clair et ciel toujours couvert, ne présentent aucune différence notable au cours de la saison. Un très faible écart d'environ 0,5 mm d'EEN est modélisé avant la fonte du manteau. Cette indépendance de l'EEN à la nébulosité est propre aux conditions de rayonnement du site d'étude, car le rayonnement de courte longueur d'onde incident est trop faible pour une influence significative (communication personnelle, Y. Durand, CEN).

Il en résulte qu'une relation basique paramétrisée en fonction de l'humidité de l'air et de la présence de précipitation est ici largement suffisante. La nébulosité a été considérée totale lorsque l'humidité relative est supérieure à 85% ou lorsque des précipitations sont enregistrées. Dans toutes les autres situations, la nébulosité est nulle.

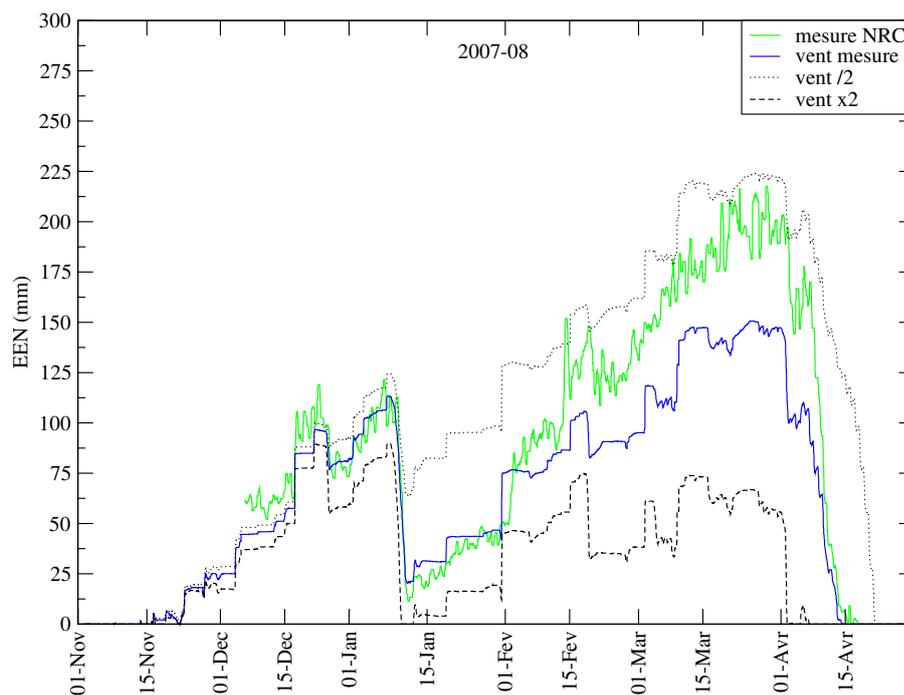


FIG. 7.10 – Evolution de l'EEN (en mm) mesurée par le NRC (trait vert) et modélisée par Crocus pour trois vitesses de vent différentes : mesurée (trait continu), divisée par 2 (trait pointillé) et multipliée par 2 (trait interrompu).

Le vieillissement de la couche de surface

Dans Crocus, l'albédo de la bande $0,3-0,8\mu\text{m}$ diminue avec l'âge de la couche de surface pour simuler l'apport d'aérosol, de suie ou encore d'épave de conifère. La relation développée dans les Alpes est fonction de la pression atmosphérique moyenne du site de sorte que le vieillissement soit plus intense à basse altitude. L'influence de cette relation a été évaluée à la station SIRENE, située dans une clairière à 250 m d'altitude.

A SIRENE, une modélisation de l'EEN sans vieillissement de la couche de surface prolonge de 7 jours la durée du manteau au printemps. Or la relation par défaut permet une prévision performante de la date de disparition du manteau (Section 7.2.2 ou Figure 7.9), elle a donc été conservée en l'état.

7.4 Conclusion et perspectives

Conclusion

La principale différence entre les données météorologiques mesurées ou issues de réanalyse réside dans la hauteur des précipitations. Cette variable météorologique est la seule à permettre au manteau de grossir de manière conséquente, mais c'est également la plus difficile à quantifier.

Le modèle d'évolution de la neige Crocus a montré une bonne performance quant à la modélisation de l'EEN au Québec. Il permet de prévoir des évolutions globales du manteau similaires aux observations *in situ* et à celles modélisées avec les modèles SNTherm et SNOWPACK. Bien que dans le modèle Crocus le seuil neige sèche/pluie soit le plus élevé des trois modèles utilisés, Crocus modélise systématiquement la plus petite quantité d'EEN (quelque soit la région et la saison d'étude). Cependant, par rapport aux observations d'ENN la modélisation de Crocus est bonne.

Suivant les saisons, Crocus a été validé sur la prévision de l'évolution temporelle de la hauteur ou de l'EEN. Mais ces propriétés globales du manteau ne représentent qu'un paramètre affectant l'émission micro-onde mesurée par les radiomètres. Les évolutions verticales de la TEL, de la taille de grains et de la densité sont également importantes, et parmi les trois modèles considérés, Crocus semble être le plus sensible à la présence d'eau liquide dans le manteau. En effet, il est le seul à permettre au manteau neigeux modélisé de fondre intégralement au cours de l'hiver.

La validation des profils stratigraphiques est complexe. La tendance de l'évolution de la densité et de la taille de grains avec la profondeur est bonne, mais les variabilités verticales ne sont pas toujours reproduites, notamment pour la densité (Section 7.2.2). Nos tentatives de validation des profils de taille de grains avec les mesures disponibles n'ont pas abouti et ne sont pas présentées. Par contre les profils de densité modélisés ne permettent pas systématiquement de générer des croûtes de glace telles que celle observée en 2008. Cette croûte résultait d'une précipitation liquide observée, suivie d'une période très froide. En fin d'hiver, cette croûte était une couche de glace de 4 cm. Le manque de forte discontinuité dans le profil de densité peut être limitant pour la modélisation des températures de brillance car la variation verticale de densité joue un rôle important (Chapitre 6).

Perspectives

Une validation approfondie des profils stratigraphiques, notamment de la TEL et du rayon optique modélisé par Crocus, doit constituer une perspective à ce travail car ce sont les deux principales variables affectant l'émission micro-onde.

Dans cette étude, Crocus a été utilisé dans les régions subarctiques avec les mêmes paramétrisations que celles utilisées à SIRENE, sur un manteau plus tempéré. Afin d'améliorer la modélisation de l'EEN des manteaux de type taïga et tundra, des analyses de l'influence du flux géothermique (Jacobi et al., Soumis) et de la compaction par le vent (Savary et al., 2004) doivent être réalisées. Aussi, la conductivité thermique de la neige paramétrée dans Crocus, issue de Yen (1981), n'est pas appropriée pour les manteaux des régions subarctiques (Sturm et al., 1997). La plupart des approches utilisées jusqu'à présent pour déterminer la conductivité thermique ne tiennent pas compte de l'évolution des propriétés de microstructure de la neige autre que la densité, ni explicitement des transferts de vapeur entre les couches.

La perspective majeure de ce travail de modélisation de l'évolution du manteau neigeux était le couplage avec un modèle de transfert radiatif, elle constitue l'objectif du chapitre suivant (Chapitre 8).

Chapitre 8

Modélisation de la température de brillance avec les modèles couplés Crocus-MEMLS

Sommaire

8.1	Problématique et état de l'art	198
8.2	Les observations à SIRENE durant l'hiver 2007-08	200
8.2.1	Evolution de la hauteur de neige	200
8.2.2	Evolution de la température dans le sol	201
8.2.3	Evolution des températures de brillance à 19 GHz et 37 GHz	203
8.3	Spécificité du couplage Crocus-MEMLS	209
8.3.1	La taille de grains	209
8.3.2	L'émissivité du sol	209
8.4	Modélisation des températures de brillance avec Crocus-MEMLS	211
8.4.1	Analyse de l'évolution temporelle de la modélisation	211
8.4.2	Prévision des évènements de fonte	215
8.4.3	Analyse de la métamorphose des grains en période sèche; Etudes de cas	219
8.5	Inversion de la taille de grains à partir de la température de brillance observée	223
8.6	Conclusion et perspectives	227

Résumé

Au cours de la saison 2007-08, des mesures météorologiques, nivologiques et radiométriques micro-onde ont été réalisées à la station SIRENE. Les températures de brillance mesurées présentent des évolutions temporelles complexes au cours de l'hiver avec des variations rapides résultant de nombreux événements de fonte. De plus, le manteau a intégralement fondu en janvier, laissant le sol découvert de neige pendant plusieurs jours.

A partir des mesures météorologiques et des modèles couplés Crocus-MEMLS, les évolutions temporelles des températures de brillance à 19 GHz et 37 GHz en polarisations verticale et horizontale sont modélisées sur la saison complète. La comparaison des températures de brillance modélisées avec les mesures radiométriques réalisées au sol à ces quatre canaux est menée au pas horaire.

Pour le couplage des modèles, un ajustement de la taille de grains a dû être réalisé, afin de lier le diamètre optique de Crocus à la longueur de corrélation exponentielle de MEMLS. De plus, les températures dans le sol ont évolué au cours de la saison car le manteau neigeux avait intégralement fondu au mois de janvier n'isolant ainsi plus le sol. L'évolution des températures dans le sol au cours de l'hiver a modifié son humidité, et a ainsi affecté l'émissivité du sol. Par conséquent, il a également été nécessaire d'ajuster l'émissivité du sol sur les trois régimes d'évolution distincts de la température du sol.

Les modèles couplés Crocus-MEMLS prévoient très bien la présence d'eau liquide dans le manteau, tant lors d'événements isolés de températures de l'air positives au cours de l'hiver que lors des cycles de fonte-regel quotidiens en fin de saison. Toutefois, la durée des événements de fonte est systématiquement surestimée, ce que nous expliquons par une limitation des vitesses de percolation et d'écoulement de l'eau liquide à la base du manteau. De plus, la fonte des basses couches due au flux géothermique engendre une présence prolongée d'eau liquide dans le manteau.

Lors des périodes sèches, Crocus-MEMLS reproduit bien l'évolution des températures de brillance résultant de la métamorphose des grains. De mi-janvier à début mars, la RMSE est comprise entre 2,8 K à 19-V et 6,9 K à 37-H. Cependant, lors des périodes sèches de fin de saison, où le manteau a subi des journées de fonte intensive, les températures de brillance modélisées sont fortement surestimées (de plus de 40 K). Cette surestimation provient d'une limitation de la croissance des gros grains du manteau humide modélisé par Crocus. Une inversion de la taille de grains à partir des températures de brillance observées et des modèles couplés a été réalisée pour confirmer cette limitation.

8.1 Problématique et état de l'art

La modélisation de l'évolution des propriétés stratigraphiques de la neige, couplée à la modélisation du transfert radiatif micro-onde dans le manteau, apporte une amélioration de l'estimation de l'EEN par télédétection spatiale (Durand et al., 2009). Lors de l'assimilation des températures de brillance, l'utilisation de modèles couplés permet de contourner les difficultés actuelles des algorithmes d'estimation de l'EEN, basés essentiellement sur des relations empiriques. En effet, en considérant des modèles complexes, multicouches, il devient possible de prendre en compte l'évolution verticale des propriétés du manteau et ainsi de considérer le changement d'émissivité de la neige lors de la métamorphose qui représente actuellement une source d'erreur importante dans les algorithmes d'estimation de l'EEN (p. ex. Hall et al., 1991; Derksen et al., 2000). Comme la mesure des précipitations de neige est souvent très imprécise, à cause du vent notamment (Groisman et Legates, 1994; Yang et al., 1999), la modélisation couplée est aussi une approche pertinente pour améliorer les précipitations analysées par les modèles de prévisions météorologiques ou hydrologiques (Reichle et al., 2002). Toutefois, avant d'inverser les modèles multicouches, il est essentiel d'évaluer avec quelle précision l'évolution temporelle de la température de brillance peut être prévue dans le sens direct à partir de données météorologiques. Aussi, il est essentiel d'identifier les défauts des modèles qu'il convient de résoudre par la physique plutôt que par l'assimilation des mesures radiométriques.

La problématique de ce chapitre est de modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance d'un manteau saisonnier à partir de données météorologiques et d'un modèle d'évolution de la neige couplé à un modèle de transfert radiatif micro-onde.

Plusieurs études ont modélisé la température de brillance d'un manteau saisonnier à partir de mesure stratigraphiques (p. ex. Wiesmann et Mätzler, 1999a; Macelloni et al., 2001; Tedesco et al., 2006; Tedesco et al., 2006; Tedesco et Kim, 2006; Jiang et al., 2007; Liang et al., 2007; Durand et al., 2008; Lemmetyinen et al., 2009). Ces études utilisent des mesures ponctuelles des propriétés de la neige et ne permettent donc pas une modélisation continue de la température de brillance.

A notre connaissance très peu d'études ont modélisé l'évolution temporelle de l'émission micro-onde du manteau neigeux saisonnier. Néanmoins, elles utilisent toutes des modèles couplés. Dans les Alpes, Wiesmann et al. (2000) ont modélisé les propriétés stratigraphiques du manteau avec les modèles SNTerm et Crocus et calculé l'émissivité de la neige avec MEMLS. Les émissivités prévues par ces modèles couplés à quatre fréquences entre 11 GHz et 94 GHz ont uniquement été évaluées pour deux dates dans la saison¹. Bien que plusieurs phases d'évolution aient été identifiées sur les séries temporelles d'émissivité modélisées, aucune mesure radiométrique continue n'était disponible pour valider l'évolution temporelle.

Les modèles Variable Infiltration Capacity (VIC; Liang et al., 1994) et DMRT ont également été couplés (Andreadis et al., 2008). Ils considèrent un manteau à une seule couche. Wójcik et al. (2008) ont également couplé VIC avec DMRT, MEMLS et Land Surface Microwave Emission Model (LSMEM; Gao et al., 2004), incluant le modèle de transfert radiatif TTK (Pulliainen et al., 1999). Le modèle VIC a été modifié afin de mieux prendre en compte la densification et la croissance des grains en métamorphose de neige sèche et humide. Certaines modifications, telles que la densification, ont été réalisées par l'ajustement des coefficients des paramétrisations. La modélisation couplée présentée par Andreadis et al. (2008) a été comparée à une vingtaine de mesures ponctuelles obtenues dans le Colorado et le Wyoming durant les campagnes Cold Land Processes Field Experiment (CLPX) de 2002 et 2003. La moyenne des RMSE entre les températures de brillance mesurées et modélisées est de 13 K. Les résultats de modélisation de Wójcik et al. (2008) sont quant à eux comparés au

¹Les comparaisons ont été faites avec un manteau sec le 19 décembre et le 17 janvier, donc relativement tôt dans la saison.

radiomètre spatial AMSR-E.

L'analyse de modèles couplés en période de fonte a été réalisée par Cagnati et al. (2004) et Macelloni et al. (2005). Dans ces deux études, l'évolution de la neige a été modélisée avec Physically based Distributed Snowmelt Model (PDSM; Ranzi et Rosso, 1991) et le modèle de transfert radiatif était bicouche et basé sur la théorie des fortes fluctuations (Stogryn, 1986). Dans le modèle PDSM la métamorphose des grains de neige n'est pas prise en compte. Ainsi, les études réalisées avec ce modèle supposent une taille de grains constante au cours des cycles de fonte-regel (Cagnati et al., 2004; Macelloni et al., 2005). Ces travaux montrent la forte dépendance de la température de brillance à la Teneur en Eau Liquide (TEL) dans le manteau. Plus la quantité d'eau liquide augmente, plus la température de brillance augmente.

Pour chacun de ces couplages, un ajustement de la taille de grains a été nécessaire. Dans le couplage Crocus-MEMLS réalisé par Wiesmann et al. (2000), un ajustement linéaire a été appliqué entre le diamètre optique modélisé par Crocus et la longueur de corrélation exponentielle requise par MEMLS. Cet ajustement est fonction du type de grain de Crocus (dendritique ou non). Lors des études avec PDSM la taille de grains constante au cours des cycles de fonte-regel a été ajustée sur l'ensemble de la période concernée.

Les températures de brillance modélisées avec des modèles couplés par Durand et al. (2009) ne sont pas évaluées dans le sens direct.

L'originalité de l'étude présentée dans ce chapitre est de comparer en continu et sur une saison complète les évolutions temporelles des températures de brillance observées avec un radiomètre au sol et modélisées avec des modèles multicouches d'évolution stratigraphique de la neige et d'émission micro-onde. Cette étude est menée à la station SIRENE à partir des données mesurées par les instruments présentés dans le préambule de la Partie III (Page 177). Les mesures radiométriques ont été acquises à 19 GHz et 37 GHz aux deux polarisations. La modélisation puis la comparaison sont réalisées en moyenne horaire de novembre à avril. Ces périodes incluent différentes conditions météorologiques, différents régimes thermiques du sol et différentes évolutions morphologiques du manteau. En effet, l'hiver 2007-08 a été rythmé par des événements chauds et de la fonte amplifiée par des précipitations liquides. Tous ces phénomènes rendent difficile l'interprétation des évolutions des températures de brillance. Sans l'aide des modèles couplés, cette interprétation aurait été très délicate. Les modèles couplés ont permis d'aider à comprendre l'origine des variations de températures de brillance.

Les modèles couplés sont Crocus et MEMLS. Ils sont présentés respectivement dans les Chapitres 2 (Section 2.5.2) et 3 (Section 3.4.2). L'ensemble des variables d'entrée de Crocus proviennent des observations météorologiques. Les entrées du modèle MEMLS sont issues des profils stratigraphiques modélisés par Crocus. De façon similaire aux études précédentes, un ajustement est nécessaire entre le rayon optique modélisé par Crocus et la longueur de corrélation exponentielle utilisée par MEMLS.

La suite de ce chapitre est composée de six sections. La Section 8.2 décrit les évolutions des mesures réalisées au cours de la saison 2007-08 à la station SIRENE. La Section 8.3 expose les détails du couplage Crocus-MEMLS, notamment pour l'ajustement de la taille de grains entre les deux modèles ainsi que l'estimation de l'émissivité du sol. La Section 8.4 présente les résultats de la modélisation des températures de brillance avec Crocus-MEMLS. Les profils stratigraphiques utilisés sont ceux obtenus avec Crocus dans le Chapitre 7. Les séries temporelles de température de brillance modélisées sont interprétées pour prévoir les événements de fonte (Section 8.4.2) et pour analyser la croissance des grains au cours de l'hiver (Section 8.4.3). La Section 8.5 présente une estimation de la taille de grains du manteau sec à partir de la température de brillance observée à 37-V. A la fin de ce chapitre sont tirées les conclusions et perspectives de l'étude.

8.2 Les observations à SIRENE durant l'hiver 2007-08

L'hiver 2007-08 a été rythmé par de nombreuses périodes chaudes, entraînant des événements de fonte. Plusieurs de ces événements ont été amplifiés par des précipitations liquides. Cette situation a rendu les évolutions du manteau et des températures de brillance particulièrement complexes. Ainsi, avant de présenter l'évolution des températures de brillance et d'interpréter les résultats de modélisation, il est nécessaire de comprendre l'évolution de la hauteur du manteau et de la température dans le sol. En effet, le REM micro-onde mesuré par le radiomètre émane du sol puis est diffusé à travers le manteau neigeux. L'émission du sol est gouvernée par son état (gelé ou non) et sa TEL. De par le rôle isolant du manteau, l'état du sol et son évolution thermique sont liés à l'épaisseur de neige. Dans cette section, sont successivement présentées les évolutions de la hauteur de neige, des températures dans le sol et des températures de brillance observées.

8.2.1 Evolution de la hauteur de neige

La hauteur de neige a été mesurée en continu avec une sonde à ultra-sons placée à côté de la station météorologique. Son évolution au cours de la saison 2007-08 est présentée sur la Figure 8.1. L'évolution de l'équivalent en eau est présentée dans le chapitre précédent Figure 7.6a (Page 203). Le manteau s'est formé durablement le 26 novembre pour disparaître définitivement le 10 avril. L'épaisseur maximale de 0,65 m a été atteinte le 22 mars. Durant une période de trois jours, du 9 au 11 janvier, le manteau avait intégralement fondu et le sol n'était plus couvert de neige. Cette courte période sans neige implique de fortes variations de températures dans le sol et une modification de son émissivité (Section 8.2.2), par conséquent elle impacte les mesures radiométriques.

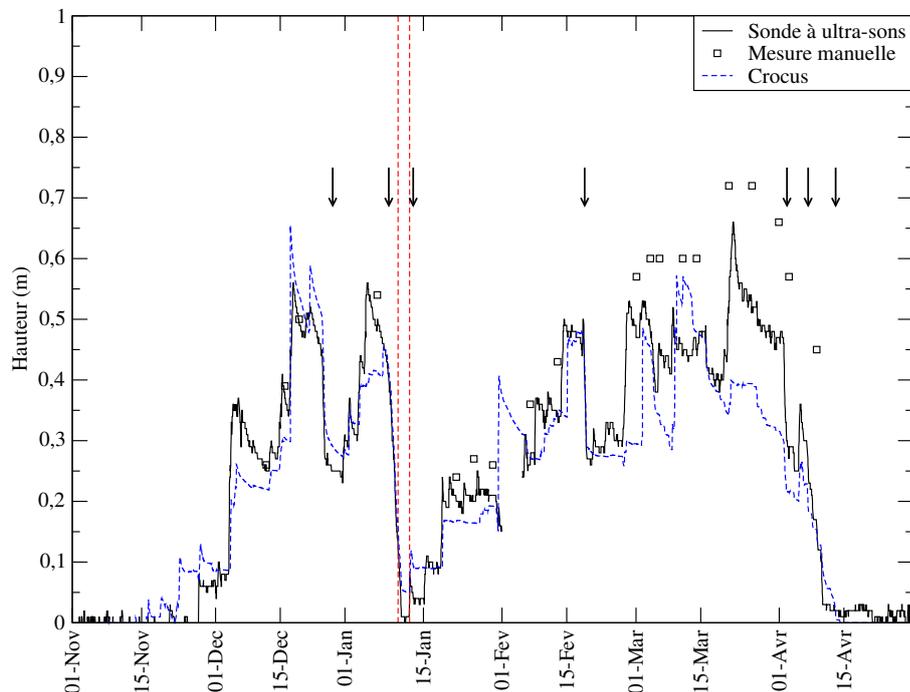


FIG. 8.1 – Evolution de la hauteur de neige (en m) mesurée avec la sonde à ultra-sons (trait continu) et lors des mesures stratigraphiques (carré). Les flèches représentent les principaux événements de pluie. Les deux droites verticales discontinues délimitent les trois jours pendant lesquels le sol n'était pas couvert de neige. Il y a une interruption de la mesure de la sonde à ultra-sons du 1^{er} au 5 février. La hauteur modélisée par Crocus, issue de la modélisation du Chapitre 2, est également présentée (trait interrompu bleu).

Les rapides diminutions d'épaisseur de neige (représentées par les flèches sur la Figure 8.1) sont liées à des précipitations liquides. La fonte totale du manteau au mois de janvier est amorcée par une période chaude puis amplifiée par une précipitation liquide. En effet, les deux jours précédant la disparition du manteau, les températures de l'air² sont comprises entre 2,5°C et 11,8°C (Figure 8.3a). Le refroidissement nocturne était par conséquent insuffisant pour le regel du manteau.

En fin de saison, les différences de hauteur entre les mesures manuelles réalisées dans les puits de neige et les mesures de la sonde à ultra-sons s'expliquent par la proximité de la clôture du site³ (Figure III.1, Page 180). Cette accumulation de neige artificielle est propre à la zone d'échantillonnage. Au niveau de l'empreinte du radiomètre micro-onde la hauteur de neige est semblable à celle enregistrée par la sonde à ultra-sons.

8.2.2 Evolution de la température dans le sol

Le manteau neigeux isole le sol des variations de température atmosphérique (Zhang, 2005). A la latitude de la station SIRENE, le manteau permet également au sol de rester à des températures positives grâce au flux géothermique. A SIRENE, le sol est composé à 48,5% de sable, 33,7% de limon et 17,8% d'argile (communication personnelle, Lambert, M.) et il est recouvert de gazon. Suivant l'épaisseur du manteau et la fréquence considérée, des radiomètres au sol ont déjà été exploités pour distinguer les différents régimes de l'évolution du sol (Hofer et Mätzler, 1980; Schanda et al., 1983). Idéalement, pour estimer l'émissivité du sol il faut connaître son état : gelé ou non gelé. Dans ce dernier cas, l'émissivité est essentiellement déterminée par la TEL dans le sol. Mais la TEL n'était pas mesurée durant la saison. Par conséquent, seul l'état du sol peut être inféré des températures. Les températures du sol ont été mesurées avec cinq thermomètres répartis jusqu'à 0,1 m sous la surface (Figure 8.2). La Figure 8.3 montre l'évolution de la température de l'air et celle du sol à 4 cm de profondeur. L'évolution thermique dans le sol est caractérisée par trois régimes distincts (Figures 8.2 et 8.3b) :

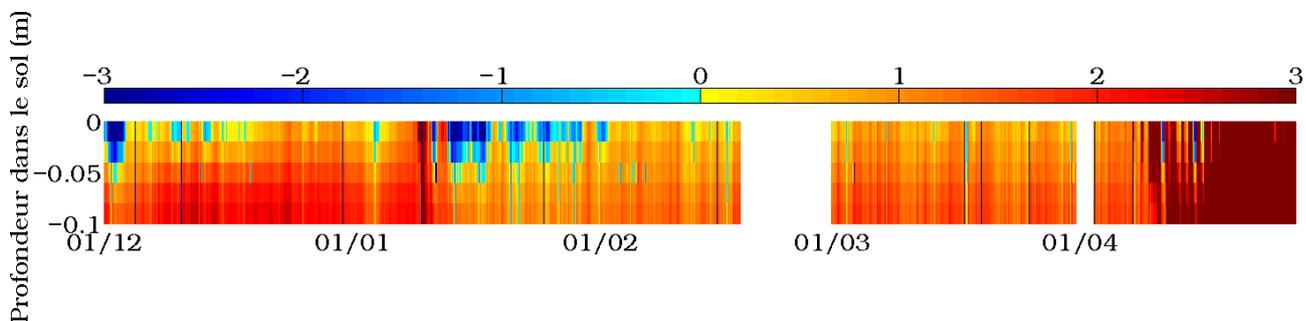


FIG. 8.2 – Evolution temporelle de la température dans le sol (en °C) jusqu'à 0,1 m de profondeur du 1^{er} décembre au 28 avril. Les deux zones blanches correspondent à une interruption de la mesure, du 19 février au 1^{er} mars et du 1^{er} au 3 avril.

1. **de début décembre au 9 janvier.** Ce régime est caractérisé par des températures du sol chaudes. A 4 cm et 6 cm dans le sol, elles sont en moyenne de 1,4°C et 1,9°C.

²Dans ce chapitre, les températures de l'air et du sol sont exprimées en degré Celsius, alors que les températures de brillance sont exprimées en Kelvin.

³A partir du mois de mars, l'écart maximal des mesures d'épaisseur manuelles par rapport à la sonde à ultra-sons est de 0,15 m (Figure 8.1). Cette surestimation des mesures manuelles s'explique par la localisation de la zone d'échantillonnage, situé au minimum à moins d'un mètre du grillage clôturant le site. Ainsi, au cours de l'hiver, il existe une redistribution de neige plus élevée près de la clôture et par conséquent les hauteurs mesurées sur la zone d'échantillonnage sont plus grandes que celles mesurées au milieu du site.

2. **du 9 janvier jusqu'à fin janvier.** Cette période débute par trois jours sans neige en surface. Durant ces journées, le sol a subi deux fortes variations de température en réponse aux variations de température de l'air. Le sol s'est tout d'abord rapidement réchauffé (températures maximales supérieures à 5°C , Figures 8.2 et 8.3b) puis a gelé. Ainsi, lorsque le manteau neigeux s'est à nouveau formé, le sol était froid et s'est retrouvé isolé des futures variations de températures de l'air. L'évolution au cours des semaines suivantes montre un réchauffement progressif du sol dû au flux géothermique. Du 15 au 20 janvier la température moyenne à 4 cm de profondeur est $0,5^{\circ}\text{C}$ alors que la moyenne du 5 au 10 février est $0,9^{\circ}\text{C}$.

3. **de début février au 10 avril.** Ce dernier régime thermique avant la disparition définitive du manteau est caractérisé par des températures stables, $1,1 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$, résultant directement de l'augmentation de l'épaisseur de neige et son effet isolant (Figure 8.1).

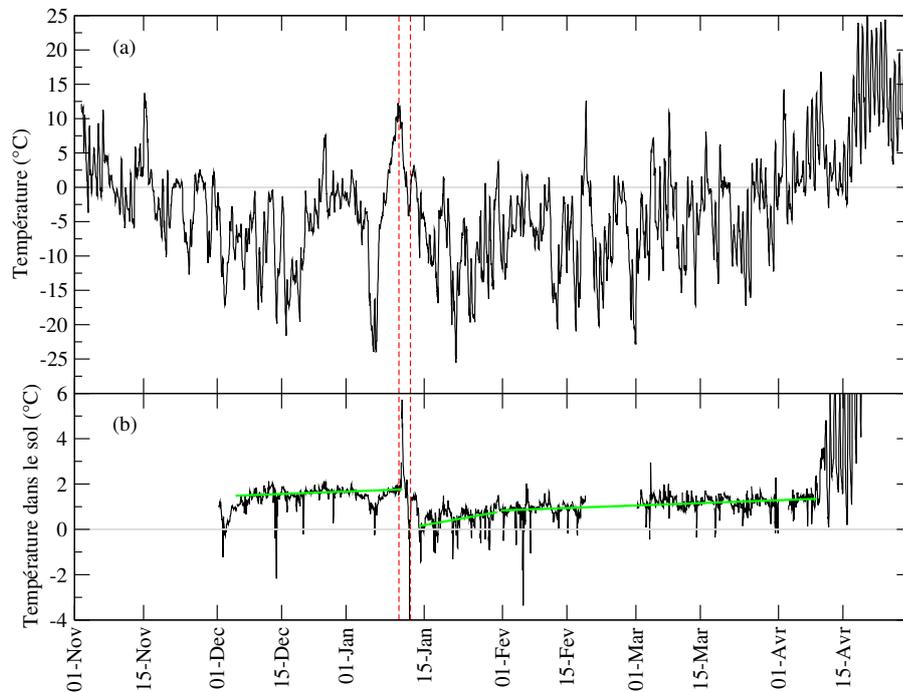


FIG. 8.3 – Evolutions de la température de l'air mesurée à 2 m (a) et de la température mesurée à 4 cm dans le sol (b).

En faisant l'hypothèse que les variations d'émissivité d'un sol non gelé sont dominées par les variations de TEL, il est raisonnable de penser que plus la température du sol est élevée plus il existe une fonte basale du manteau augmentant ainsi la TEL du sol et par suite son émissivité. Suivant cette hypothèse, la variation de température moyenne entre les différents régimes d'évolution implique une variation d'émissivité du sol. Ces trois principaux régimes d'évolution de la température modifient l'émissivité du sol et par conséquent l'énergie micro-onde émergeant de la surface. Ces variations doivent être prises en compte lors de la modélisation de la température de brillance. L'émissivité du sol a été estimée à travers le coefficient de réflexion du sol (Section 8.3.2).

8.2.3 Evolution des températures de brillance à 19 GHz et 37 GHz

Les températures de brillance ont été mesurées à partir d'un radiomètre au sol, dont les caractéristiques sont présentées dans le préambule de la Partie III (Page 181). D'une manière très générale, les évolutions des températures de brillance sont marquées par de fortes et rapides variations visibles aux deux fréquences et aux deux polarisations (Figures 8.4 et 8.5). Ces variations se produisent soit ponctuellement ou de manière cyclique en fin de saison. Les valeurs maximales mesurées sont d'environ 260 K à 19 GHz et 270 K à 37 GHz et sont égales aux deux polarisations. Ces fortes valeurs sont présentes dès que le manteau est humide, c.-à-d. lors d'un évènement de fonte induit par des températures de l'air positives, des précipitations liquides ou de la fonte basale due au flux géothermique. Lorsque le sol est recouvert de neige, les valeurs minimales de température de brillance diminuent au cours de la saison. Les températures de brillance minimales mesurées en fin de saison sont, en polarisation verticale, de 195 K à 19 GHz et 158 K à 37 GHz (Figure 8.4) et, en polarisation horizontale, de 157 K et 136 K (Figure 8.5). La dynamique du signal est par conséquent plus importante à 37 GHz qu'à 19 GHz et plus importante en polarisation horizontale que verticale. Cet aspect s'explique par une diffusion de volume due aux grains plus importante à 37 GHz qu'à 19 GHz (voir par exemple l'évolution de l'émissivité en fonction de la taille de grains d'un manteau homogène présenté dans l'étude de cas du Chapitre 3, Section 3.4.4).

Les évolutions des températures de brillance ne sont pas intuitives et les variations temporelles se produisent à différentes échelles de temps. De plus, le fonte complète du manteau début janvier a modifié la tendance des évolutions. L'interprétation sur la saison complète nécessite de distinguer quatre phases d'évolution. Etant donné qu'elles sont similaires aux deux polarisations (Figures 8.4 et 8.5), la description ci-dessous s'appuie essentiellement sur la polarisation verticale (Figure 8.4).

La phase A (de fin novembre au 9 janvier) commence par trois fortes variations de températures de brillance, caractéristiques d'une neige humide et qui correspondent bien à des températures de l'air positives. Ensuite, à partir du 1^{er} décembre, la phase A est caractérisée par une augmentation des températures de brillance à 37 GHz bien que la hauteur du manteau augmente. L'augmentation très progressive de la température de brillance à 37 GHz est suivie, à partir du 8 décembre, d'une période de deux semaines où les valeurs restent constantes, $256,7 \pm 2,3$ K. A 19 GHz la température de brillance reste par contre quasiment constante tout au long de la phase A, $245,4 \pm 2,1$ K. Une brusque diminution de température de brillance est toutefois visible à 19 GHz. Cet évènement particulier a eu lieu le 23 décembre, il est annoté «1» sur les Figures 8.4 et 8.5 (c et d) et il est détaillé plus loin dans cette section.

La phase B (du 9 au 11 janvier) correspond à la fonte progressive du manteau et à la période sans neige au sol. Dans la suite de ce chapitre, les températures de brillance de cette phase avec un sol dépourvu de neige ne sont pas étudiées.

La phase C (du 12 janvier au 15 mars) est caractérisée par une diminution de la température de brillance lente interrompue des augmentations fortes et rapides des évènements de fonte rapide. Du 13 au 18 janvier, la température de brillance à 37-V augmente continuellement de 242 K à 255 K alors que celle à 19-V reste stable (entre 248 K et 250 K). Ensuite la température de brillance à 37-V se maintient constante autour de 250 K bien que l'épaisseur de neige augmente fortement (elle a doublé à partir du 18 janvier et atteint à cette période 0,2 m). Cette évolution ressemble à celle de la phase A mais avec une augmentation de la température de brillance moins marquée (à 37-V, l'amplitude est de 13 K contre plus de 24 K lors de la phase A).

De février à début mars, l'évolution de la température de brillance est caractérisée par une décroissance marquée de tous les canaux (12 K, 45 K, 31 K et 49 K respectivement à 19-V, 37-V, 19-H et 37-H). Cette diminution de la température de brillance est entrecoupée d'évènements pendant lesquels les températures de

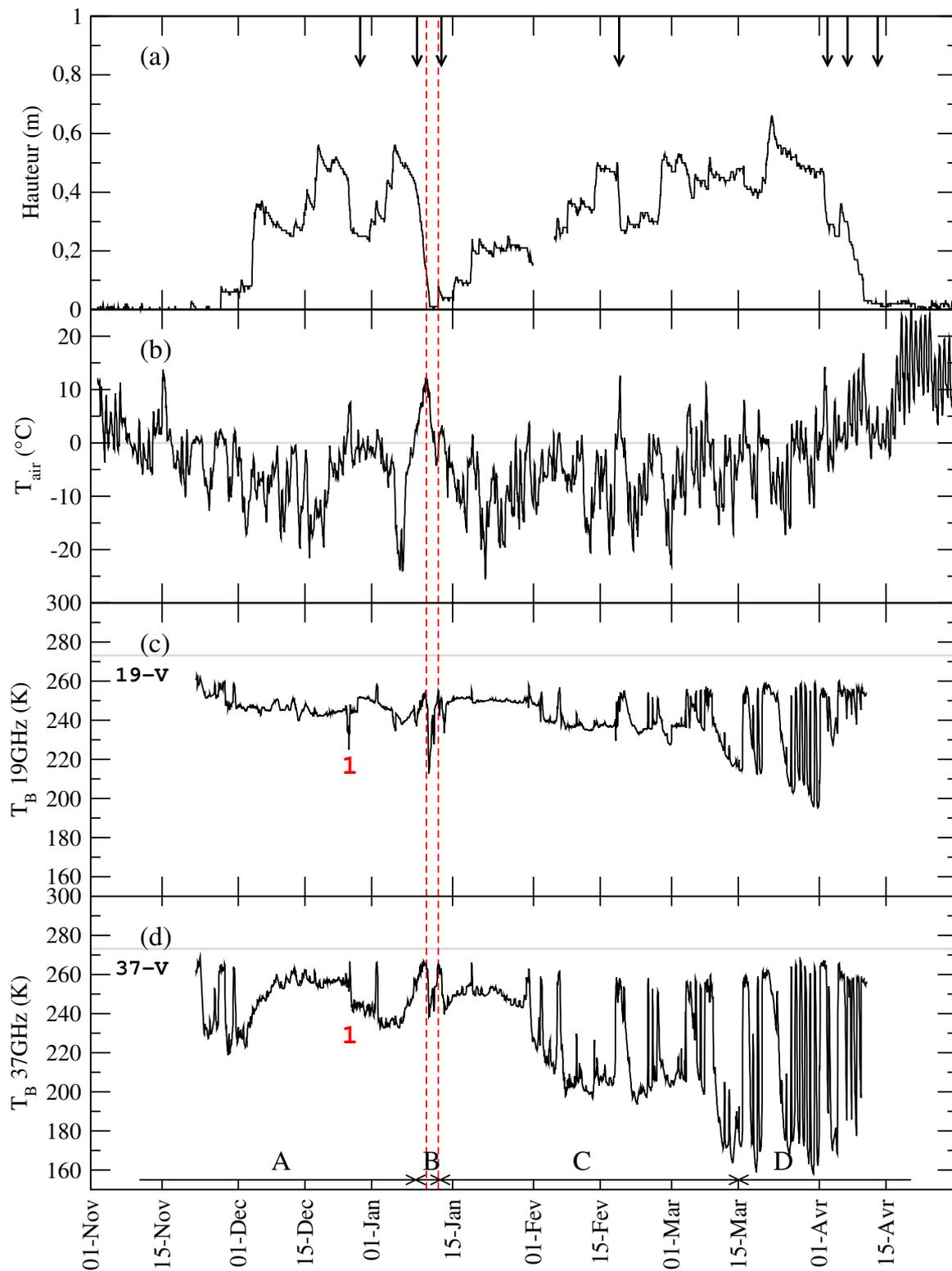


FIG. 8.4 – Evolutions temporelles de la hauteur de neige mesurée par la sonde à ultra-sons (a), de la température de l'air (b) et des températures de brillance mesurées par le radiomètre au sol à 19 GHz (c) et 37 GHz (d) **en polarisation verticale**.

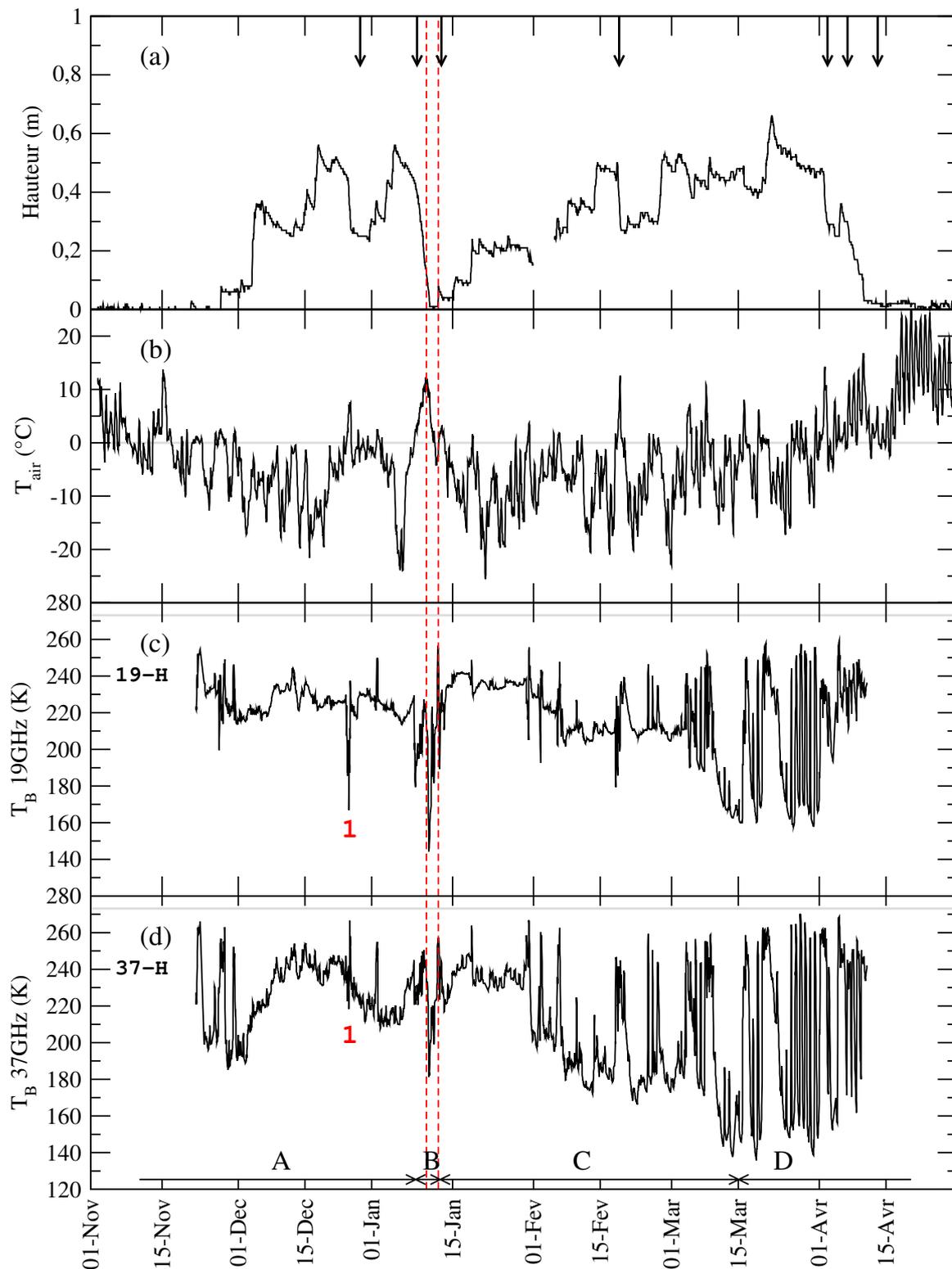


FIG. 8.5 – Evolutions temporelles de la hauteur de neige mesurée par la sonde à ultra-sons (a), de la température de l'air (b) et des températures de brillance mesurées par le radiomètre au sol à 19 GHz (c) et 37 GHz (d) **en polarisation horizontale**.

brillance sont fortes (supérieures à 256 K à 37-V) et correspondent à un manteau humide dû à des périodes où les températures de l'air sont positives ou des précipitations contenant une fraction liquide. Après chaque événement de fonte, la température de brillance diminue jusqu'à atteindre des valeurs généralement plus faibles que celle précédant l'évènement.

La phase D (du 15 mars au 10 avril) est constituée de cycles de fonte-regel journaliers. Les plus faibles températures de brillance de la saison sont observées au cours des périodes sèches de cette phase. Par conséquent, l'amplitude des variations de températures de brillance est élevée aux deux fréquences et particulièrement à 37 GHz.

L'impact des croûtes de regel et des couches de glace dans le manteau

Durant l'hiver 2007-08, des croûtes de regel (dense et à forte cohésion) se sont formées dans le manteau. Certaines ont évolué jusqu'à se transformer en couche de glace de plusieurs centimètres d'épaisseur. Nous développons ici l'évènement particulier de la phase A (annoté «1» sur les Figures 8.4 et 8.5) et l'évolution globale des croûtes de glace qui se sont formées au cours de la phase C.

Durant la journée du 23 décembre, les températures de brillance chutent tout d'abord de 7,2 K, 2,7 K, 23,8 K et 8,9 K respectivement à 19-V, 37-V, 19-H et 37-H. Puis elles augmentent soudainement 4 heures plus tard de 7,8, 10,2, 24,1 et 31,6 K respectivement à 19-V, 37-V, 19-H et 37-H. A 19 GHz, la diminution puis l'augmentation qui s'en suit sont du même ordre de grandeur, ce qui n'est pas le cas à 37 GHz où l'augmentation de température de brillance est supérieure à la diminution, notamment en polarisation horizontale (Figure 8.5d). La température de l'air maximale de la journée est de 7,2°C et une précipitation est enregistrée, ainsi la forte augmentation à 37 GHz correspond à un évènement de fonte. Mais à 19 GHz, la variation de températures de brillance mesurées par le radiomètre ne correspond pas à celle habituellement observée lors d'un évènement de fonte. Nous avons vérifié que cette variation n'est pas associée à une manipulation du radiomètre pour une calibration. Les calibrations les plus proches ont eu lieu le 19 et le 25 décembre. De plus, dès la fin du pic de fonte observé à 37 GHz, les températures de brillance à cette fréquence deviennent particulièrement basses (par exemple en polarisation verticale elles sont de 234 K, alors qu'elles étaient de 242 K avant l'évènement). A 19 GHz, aucune variation de température de brillance n'est visible avant et après l'évènement. Aussi, des évolutions de l'écart entre les fréquences (Figure 8.6a) et entre les polarisations (Figure 8.6b) sont observées. A la fin de l'évènement de fonte, l'écart entre les températures de brillance en polarisations verticale et horizontale est de 21,1 K à 19 GHz et 14,0 K à 37 GHz. 48 heures plus tard, l'écart entre les polarisations est de 21,5 K à 19 GHz et 21,9 K à 37 GHz. En peu de temps, il y a donc eu une augmentation voisine de 8 K de l'écart entre les polarisations à 37 GHz, et l'écart est devenu similaire aux deux fréquences. Cet effet sur les polarisations est caractéristique d'une formation de croûte dense en surface. Cependant, aucune mesure stratigraphique n'a été réalisée entre le 18 décembre et le 4 janvier pour valider cette hypothèse.

Une épaisse couche de glace a été observée dans le manteau durant une longue partie de l'hiver. Les observations réalisées à SIRENE indiquent que cette couche de glace s'est formée entre après le 31 janvier et avant le 4 février. Les données météorologiques montrent que le 30 janvier les températures de l'air sont positives pendant plusieurs heures (12 h), et que la température maximale de l'air est de 3,3°C. Par conséquent de la fusion s'est produite. En fin de journée du 30 janvier, des précipitations ont été enregistrées avec des températures de l'air comprises entre 0,6°C et -5,7°C. La température moyenne entre le 31 janvier et le 1er février est de -9,1°C avec une température maximale de -3,9°C. Avec ces évolutions, une épaisseur de neige humide du manteau a été recouverte de neige fraîche et la rapide diminution des températures de l'air dès les heures suivantes a engendré un regel dans le manteau, formant ainsi la croûte de regel qui a perduré et grossi ensuite. Les observations radiométriques permettent de préciser ce scénario de formation de la croûte de regel. En effet, une brusque et

importante variation de l'écart entre les polarisation est visible le 1^{er} février (Figure 8.6b).

Les mesures stratigraphiques permettent de suivre l'évolution de la croûte de regel et sa mutation en couche de glace. Le 6 février, le manteau contient deux croûtes de regel à 0,34 m et 0,29 m. 6 jours plus tard elles mesurent respectivement 2 cm et 4 cm d'épaisseur. Fin février, la première croûte de regel, maintenant à 0,3 m, ne semble pas avoir évoluée. Par contre, la croûte initialement à 0,29 m est déjà une couche de glace bien formée, la partie dense et compacte, entre 0,17 m et 0,24 m, s'étend sur 7 cm dont 3 cm sont de la glace. L'augmentation de la densité est visible sur l'écart entre les polarisations et le gradient de polarisations, où une augmentation continue est observée tout le mois de février. Le 10 mars, le manteau contient trois croûtes de regel supplémentaires, entre 0,5 cm et 2 cm d'épaisseur, situées à 0,59 m, 0,51 m et 0,45 m. Le 8 avril, la couche de glace mesure encore 3,5 cm d'épaisseur et plusieurs centimètres de par et d'autre ont une densité élevée (supérieure à 450 kgm^{-3}). Ces croûtes typiques des régions subarctiques ont un impact fort sur les températures de brillance et doivent être prises en compte pour l'estimation de l'EEN, surtout si la polarisation horizontale intervient.

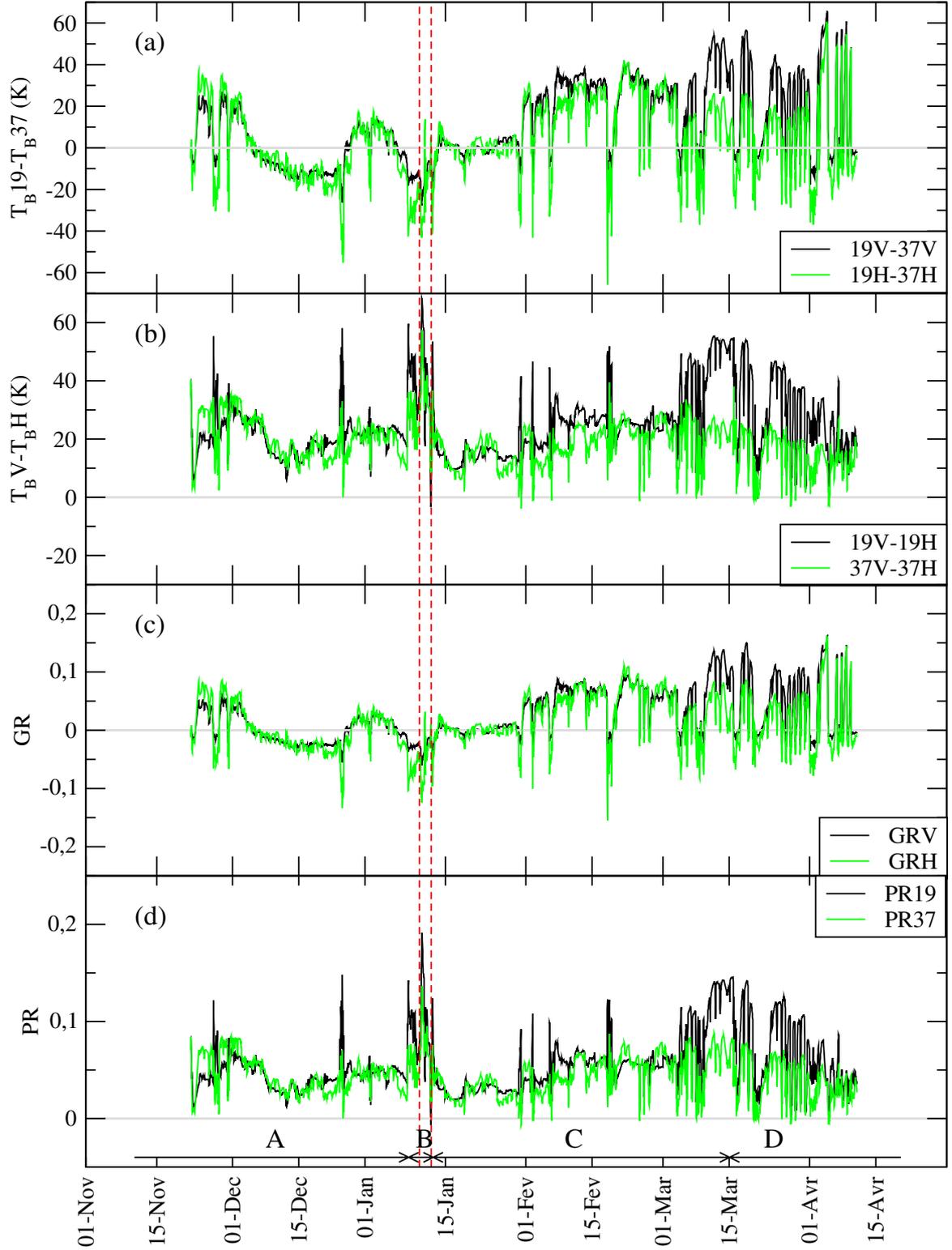


FIG. 8.6 – Evolutions temporelles de l'écart entre les fréquences (a), l'écart entre les polarisations (b), du gradient de fréquence GR^* (c) et du gradient de polarisation PR^* (d).

Le gradient de fréquence et le gradient de polarisation ne sont pas discutés dans le texte, toutefois leurs évolutions sont présentées par soucis de complétude du manuscrit.

$$* GR = \frac{T_{B,p}^{19} - T_{B,p}^{37}}{T_{B,p}^{19} + T_{B,p}^{37}}$$

$$* PR = \frac{T_{B,v}^{19} - T_{B,h}^{19}}{T_{B,v}^{19} + T_{B,h}^{19}}$$

8.3 Spécificité du couplage Crocus-MEMLS

Afin d'interpréter plus en détail les différentes phases présentées dans la section précédente, les modèles couplés Crocus-MEMLS ont été utilisés. Toutes les variables du profil stratigraphique nécessaires à MEMLS sont modélisées par Crocus. Cependant, la variable relative à la taille de grains est différente. Crocus prévoit le diamètre optique à partir des variables dendricité/sphéricité si les grains sont dendritiques et sphéricité/taille s'ils sont non-dendritiques. MEMLS requière la longueur de corrélation exponentielle. La méthode utilisée dans ce travail pour lier ces deux variables est présentée dans la section 8.3.1.

En plus des données stratigraphiques, l'émissivité du sol doit être fournie à MEMLS. Or, Crocus ne modélise aucune propriété relative au sol au contraire de Crocus-ISBA qui calcule l'évolution de la température et de la teneur en eau dans le sol. Mais ces résultats de modélisation n'ont pas été complètement exploités, seuls les profils stratigraphiques du manteau neigeux modélisé par Crocus-ISBA ont été analysés. Ainsi, la valeur de l'émissivité du sol a été ajustée en fonction de la mesure des températures dans le sol (Section 8.3.2).

8.3.1 La taille de grains

Dans le couplage Crocus-MEMLS réalisé par Wiesmann et al. (2000), le diamètre optique d_{opt} des grains modélisé par Crocus a été converti en longueur de corrélation exponentielle p_{exp} sans prendre en compte la densité. Deux relations de conversion, fonction du type de grain, ont été paramétrées pour des grains dendritiques et non dendritiques, telles que :

$$p_{exp} = \begin{cases} d_{opt} \cdot 0,4 & \text{si grains dendritiques} \\ d_{opt} \cdot 0,3 & \text{si grains non dendritiques.} \end{cases}$$

Dans notre étude, la conversion entre le diamètre optique et la longueur de corrélation exponentielle est calculée avec l'Equation 8.1.

$$p_{exp} = \frac{2}{3} \cdot \beta \cdot (1 - f) \cdot d_{opt} \quad (8.1)$$

Elle découle directement de l'Equation 3.12 (Section 3.4.2), et prend en compte la densité de la neige à travers la fraction volumique f . La valeur du coefficient β est ajustée par minimisation de la RMSE entre les températures de brillance mesurées et modélisées avec les modèles couplés à 37-V du 13 au 18 février. Cette période a été choisie car elle est exempt d'évènement de fonte et le manteau est épais, environ 0,47 m, ainsi l'impact de l'interface sol-neige est faible par rapport aux autres périodes. La meilleure RMSE est obtenue pour $\beta=0,63$. Pour des densités de la neige comprises entre 100 kg m^{-3} et 400 kg m^{-3} , le coefficient $\frac{2}{3} \cdot \beta \cdot (1 - f)$ varie donc de 0,4 à 0,25. Une neige d'une densité de 100 kg m^{-3} est une neige fraîche donc par défaut de type dendritique dans Crocus, ainsi ces valeurs sont comparables à celles utilisées par Wiesmann et al. (2000).

8.3.2 L'émissivité du sol

MEMLS considère le sol comme une surface non transparente au REM micro-onde et l'émissivité du sol est décrite par $1 - r_p^\nu$, où r_p^ν est le coefficient de réflexion de l'interface sol-neige à la fréquence ν et à la polarisation p . MEMLS requiert en entrée la valeur du coefficient de réflexion r_p^ν .

Une première approche consiste à évaluer un ordre de grandeur des coefficients de réflexion durant une période sans neige par l'Equation 8.2 :

$$r_p^\nu = 1 - \frac{T_{B,p}^\nu}{T_{sol} + 273,15}, \quad (8.2)$$

où $T_{B,p}^\nu$ est la température de brillance et T_{sol} la température du sol. La température du sol est supposée isotherme et égale à la température mesurée à 6 cm de profondeur.

Les mesures de température du sol n'ont commencé que début décembre alors que le sol était déjà recouvert d'une dizaine de centimètres de neige. En fin d'hiver les mesures radiométriques ont été arrêtées dès la disparition du manteau. Par conséquent, les quelques jours sans neige mi-janvier ont été choisis pour calculer les coefficients de réflexion. Durant cette période, les coefficients de réflexion en polarisation verticale varient fortement (Figure 8.7), de 0,035 à 0,187 à 19 GHz et de 0,015 à 0,122 à 37 GHz. Ces fortes et très rapides variations découlent de la présence d'eau liquide au sol due à la pluie du 10 janvier. Les valeurs de r_p^ν établis sur cette période n'ont donc pas permis une modélisation correcte des températures de brillance durant les autres périodes de la saison (résultat non montré).

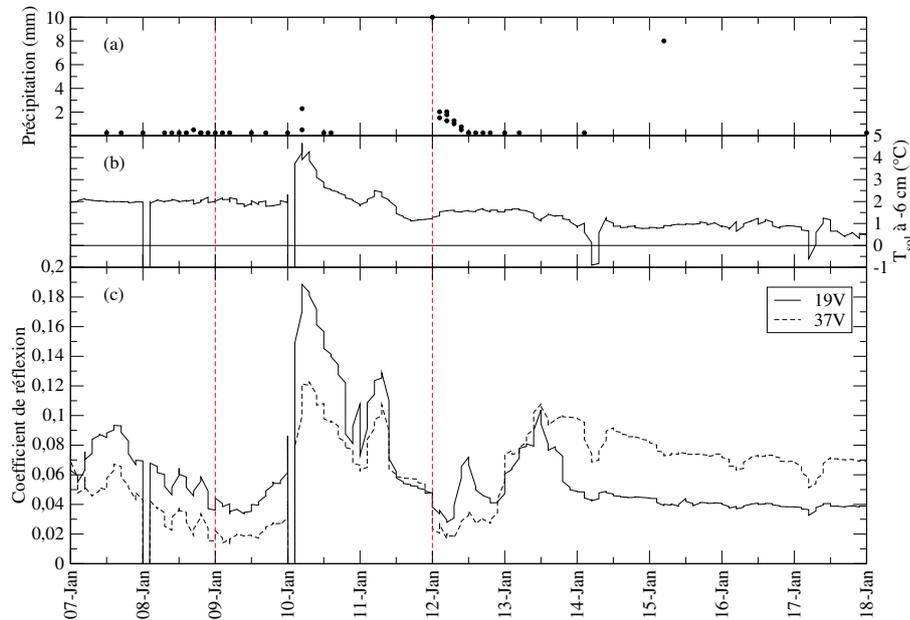


FIG. 8.7 – Evolutions sur la période du 7 au 18 janvier de la quantité de précipitation mesurée (a), de la température à 6 cm de profondeur dans le sol (b) et des coefficients de réflexion calculés avec l'Equation 8.2 (c).

Une seconde approche consiste à ajuster la valeur des coefficients de réflexion. Etant donné les trois régimes thermiques du sol au cours de l'hiver (Figures 8.2 et 8.3), il est peu raisonnable de considérer une émissivité du sol constante tout au long de la saison. La valeur de r_p^ν est donc ajustée pour les trois régimes présentées dans la Section 8.2.2, avec pour dates charnières le 13 janvier, juste après la réapparition du manteau neigeux, et le 30 janvier, lorsque la température apparaît stable. Les différentes valeurs des coefficients de réflexion ajustées⁴ sont présentées dans le Tableau 8.1.

Des valeurs de l'ordre de 0,05-0,1 sont usuelles (Wiesmann et Mätzler, 1999b; Mätzler, 2004). Pour des angles d'incidence variant de 20° à 70°, Wegmuller et Matzler (1999) ont mesuré des valeurs de r_V^ν et r_H^ν respectivement dans la gamme $\sim 0-0,38$ et $\sim 0-0,5$. Les ajustements réalisés dans notre étude sont compris dans ces gammes

⁴L'ajustement a été réalisé manuellement et indépendamment à chaque canal afin de définir un niveau moyen de température de brillance modélisé similaire à celui observé.

TAB. 8.1 – Valeurs des coefficients de réflexion estimées pour chaque canal sur les trois régimes d'évolution de la température dans le sol.

Canal	r_p^v		
	avant le 13 janvier	du 13 au 30 janvier	après le 30 janvier
19-V	0,1	0,07	0,12
37-V	0,1	0,01	0,15
19-H	0,2	0,1	0,22
37-H	0,05	0,05	0,45

de mesure, bien que les coefficients de réflexion augmentent avec l'angle d'incidence. Les valeurs ajustées en polarisation horizontale à partir du 30 janvier sont par contre trop fortes (Tableau 8.1). Elles compensent le manque d'une couche de glace dans la modélisation du manteau neigeux (Section 8.4.3).

8.4 Modélisation des températures de brillance avec Crocus-MEMLS

8.4.1 Analyse de l'évolution temporelle de la modélisation

Les températures de brillance modélisées à 19 GHz et 37 GHz à partir des profils de Crocus et avec les caractéristiques détaillées dans la section précédente sont montrées sur les Figures 8.8 et 8.9, respectivement pour les polarisations verticale et horizontale. Tout comme les observations, les évolutions temporelles des températures de brillance modélisées pour chaque canaux mettent également en évidence quatre phases au cours de la saison. D'un point de vue général, la phase A est mal prévue, particulièrement à 37-V, alors que la phase C est plutôt bien reproduite ainsi que la phase D où sont présents les cycles de fonte quotidiens.

Lors des événements de fonte, les valeurs maximales de températures de brillance modélisées sont proches de la limite de 273,15 K en polarisation verticale et elles varient entre 260 K et 270 K en polarisation horizontale. Ainsi, au cours des événements de fonte des phases A et C, l'amplitude des températures de brillance modélisées est surestimée, car les observations ont des valeurs maximales inférieures aux prévisions. Cette surestimation est d'environ 17 K à 19-V et 5 K à 37-V.

Au maximum de l'évènement de fonte, les températures de brillance modélisées en polarisation verticale présentent une saturation pendant plusieurs heures (Figure 8.8) alors qu'en polarisation horizontale des pics de courtes durées sont modélisés (Figure 8.9). Ainsi, la durée des événements de fonte est systématiquement surestimée avec Crocus-MEMLS. Une analyse plus fine est présentée dans la Section 8.4.2.

Hors des événements de fonte, les principales différences sont visibles au cours des phases A et D. Sur la phase A, l'évolution temporelle est mal modélisée alors que sur la phase D ce sont les valeurs de température de brillance qui sont mal prévues. Durant la phase C, les variations lentes, telles que la diminution de température de brillance dès début février, sont mieux reproduites que sur les autres phases. Par exemple au début de la phase A, l'augmentation de température de brillance à 37-V à partir du 1^{er} décembre est correctement modélisée, mais les températures de brillance diminuent dès le 6 décembre alors que les observations montrent une augmentation continue. Au cours de la phase D, l'amplitude des températures de brillance modélisées est grandement sous-estimée, de plus de 60 K à 37-V. Il en résulte que la dynamique du signal modélisé pendant la phase fonte-regel est inférieure de 60% à 80% par rapport aux observations. Néanmoins, les variations sont largement suffisantes pour distinguer un manteau sec d'un manteau humide (Section 8.4.2). Sur la phase C, un faible écart entre les températures de brillance observées et modélisées est visible à 37-V durant 9 jours (du

14 au 23 janvier), alors qu'à 37-H l'évolution est mieux prévue. Cette période est analysée en détail dans la Section 8.4.3.

La suite de ce chapitre porte essentiellement sur la température de brillance à 37-V, car cette fréquence est davantage sensible aux propriétés de la neige.

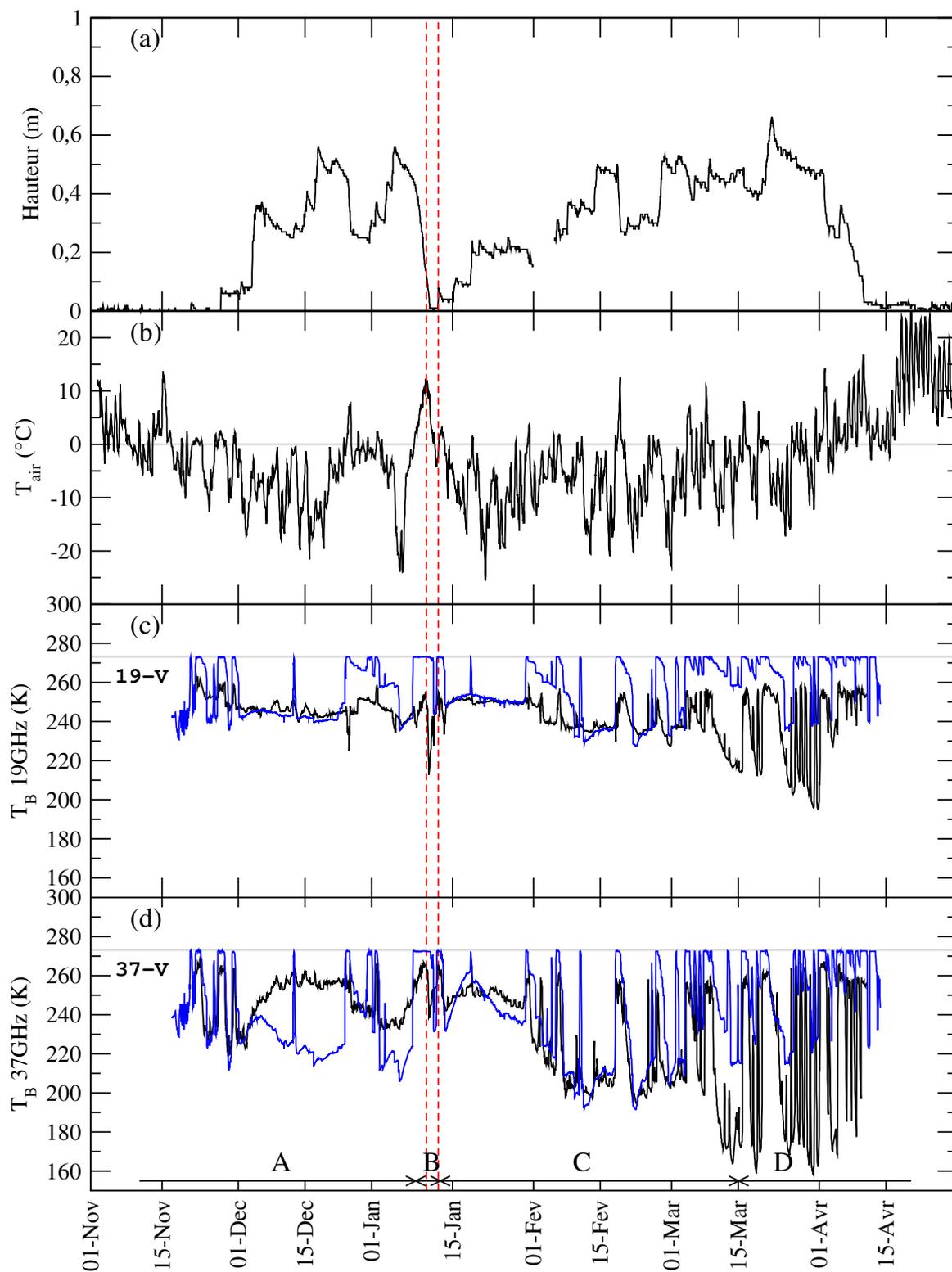


FIG. 8.8 – Evolution sur la saison 2007-08 de la hauteur de neige (a), de la température de l'air (b) et des températures de brillance observées (courbes noires) et modélisées avec Crocus-MEMLS (courbes bleues) **en polarisation verticale** à 19 GHz (c) et 37 GHz (d).

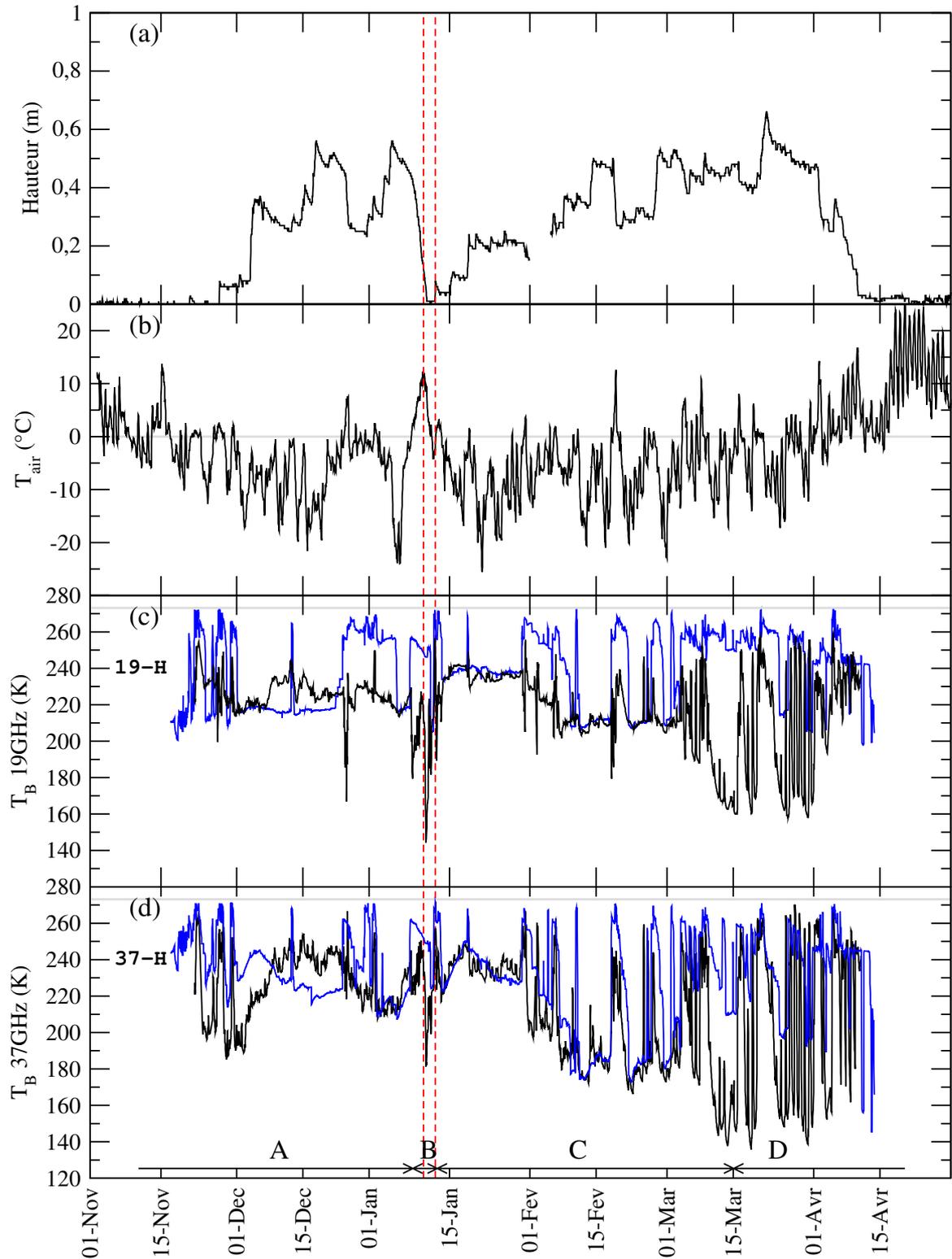


FIG. 8.9 – Evolution sur la saison 2007-08 de la hauteur de neige (a), de la température de l'air (b) et des températures de brillance observées (courbes noires) et modélisées avec Crocus-MEMLS (courbes bleues) **en polarisation horizontale** à 19 GHz (c) et 37 GHz (d).

8.4.2 Prédiction des événements de fonte

L'évolution du manteau au cours de la saison 2007-08 a été rythmée par des événements de fonte dont les principaux ont été amplifiés par des précipitations liquides (Figure 8.1). Dans cette section, la performance de la prédiction des événements de fonte a été évaluée sur toute la saison, et une analyse de l'évolution verticale de la TEL dans le manteau a également été menée.

La détection des événements de fonte modélisée est aisée car les températures de brillance modélisées sont proches de 273 K à 37-V. Par contre les températures de brillance observées n'atteignent pas toujours la même valeur maximale, elles dépendent du contenu en eau liquide dans le manteau (p. ex. Macelloni et al., 2005). Ici, un événement de fonte est détecté lorsque la température de brillance à 37-V subit une augmentation brusque durant au moins deux heures consécutives. Les performances de la prédiction des événements de fonte, à partir du canal 37-V, est présentée par une matrice de confusion (Tableau 8.2). Chaque colonne du tableau représente les événements prévus par Crocus-MEMLS, chaque ligne les événements observés. Un événement représente soit une journée avec une observation de fonte (manteau classifié «humide»), soit une journée avec un manteau sec (manteau classifié «sec»). La performance de la prédiction est tout d'abord évaluée sur la saison entière. Puis, afin de juger si elle n'est pas biaisée par les cycles de fonte-regel quotidiens en fin de saison, elle est aussi évaluée indépendamment sur la période novembre-mars (phases A, B et C), où les événements de fonte sont ponctuels, et sur la période de mars à la fin des mesures radiométriques (phase D), où la fonte est quotidienne.

Sur la saison complète, composée de 139 jours, 59 jours de fonte sont observés. Le couplage Crocus-MEMLS prévoit également 59 jours de fonte, dont 51 synchrones avec la mesure radiométrique. Cela représente une prédiction correcte de 86% des jours de fonte observés. Au total, sur les 139 jours de la saison, Crocus-MEMLS génère 16 erreurs, 8 sur la détection des jours de fonte et 8 sur celle des jours où le manteau observé est sec. Ainsi, sur un hiver, Crocus-MEMLS ne présente aucun biais systématique de détection de la fonte.

Sur les trois premières phases de la saison (113 jours au total), 31 jours de fonte ont été conjointement observés et modélisés. Le radiomètre a détecté 4 jours de fonte supplémentaires qui ne sont pas prévus par Crocus-MEMLS. A l'opposé, 8 jours de fonte sont prévus par Crocus-MEMLS alors que le radiomètre observe un manteau sec. Durant la phase D, quatre journées de fonte sur 24 ne sont pas modélisées par Crocus-MEMLS. Au cours de cette phase, il n'existe aucune erreur sur la prédiction des jours sans fonte. On peut conclure que les modèles couplés prévoient aussi bien les événements ponctuels que les événements cycliques. La performance sur la saison complète n'est donc pas biaisée par la phase D.

TAB. 8.2 – Matrice de confusion représentant le nombre de jours où le manteau est classifié humide ou sec à partir des observations et de Crocus-MEMLS pour la saison 2007-08 entière (en haut), au cours des phases A, B et C (au milieu) et de la phase D (en bas). L'analyse est réalisée avec le canal 37-V.

		Modélisé			
		Humide	Sec		
Observé	Humide	51	8	saison complète	
	Sec	8	72		
			Humide	Sec	phase A, B et C
	Humide	31	4		
	Sec	8	70		
			Humide	Sec	phase D
Humide	20	4			
Sec	0	2			

Les 8 erreurs où les modèles prévoient un jour de fonte alors que le manteau observé est sec proviennent de la surestimation des durées des événements de fonte. A plusieurs reprises au cours de l'hiver, Crocus-MEMLS montre des périodes où le manteau est continuellement humide alors que des pics de fonte ponctuels sont observés avec le radiomètre (Figures 8.8 et 8.9).

Les évolutions verticale et temporelle de l'humidité dans le manteau modélisées par Crocus confirment la présence prolongée d'eau liquide dans la neige, principalement dans les basses couches du manteau (Figure 8.10). Au vu des observations radiométriques, nous concluons que ceci est un défaut de Crocus. L'analyse approfondie des profils stratigraphiques de Crocus montre que les vitesses de percolation entre les couches et d'écoulement à la base du manteau sont trop lentes.

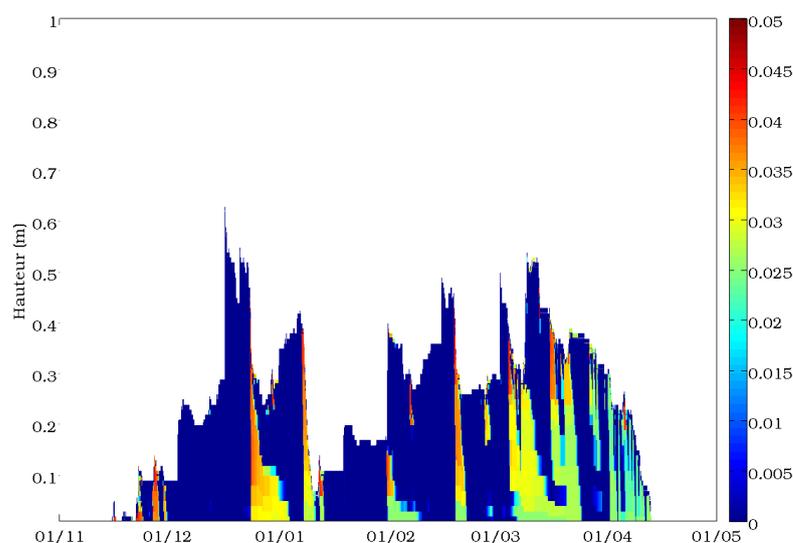


FIG. 8.10 – Evolutions verticale et temporelle de l'humidité (g cm^{-3}) dans le manteau modélisé par Crocus du 1^{er} novembre au 1^{er} mai.

En effet, la percolation de l'eau liquide dans Crocus repose sur une TEL maximale que peut contenir la couche de neige. Au delà de cette valeur, l'excédent percole dans la couche inférieure puis de couche en couche jusqu'à l'écoulement à la base du manteau. Par défaut, la TEL maximale d'une couche (TEL_{max}) correspond à 5% du volume des pores (Willemet, 2008), telle que :

$$TEL_{max} = 0.05 \cdot \rho_{eau} \cdot h \cdot (1 - f), \quad (8.3)$$

où h représente l'épaisseur de la couche de neige.

Cette modélisation conduit à une limitation de la vitesse à laquelle s'assèche le manteau. Pour l'illustrer deux cas d'étude sont présentés et analysés dans la suite avec la température de brillance à 37-V.

Cas 1 : épisode du 23 décembre

L'épisode du 23 décembre a déjà été discuté dans la Section 8.4.1, où il était annoté «1». Suite à la précipitation liquide du 23 décembre, un pic de fonte est observé durant 9 heures. Les températures de brillance observées retrouvent des valeurs typiques d'un manteau sec juste après ce pic de courte durée. Les températures

de brillance modélisées gardent quant à elles des valeurs élevées (constantes à 272 K) pendant plus de 16 heures (Figure 8.8 et un zoom sur la Figure 8.11). Ensuite la température de brillance diminue très lentement mais n'atteint pas le niveau de température d'un manteau sec tel que celui précédent l'évènement de fonte, d'environ 219 K (Figure 8.12).

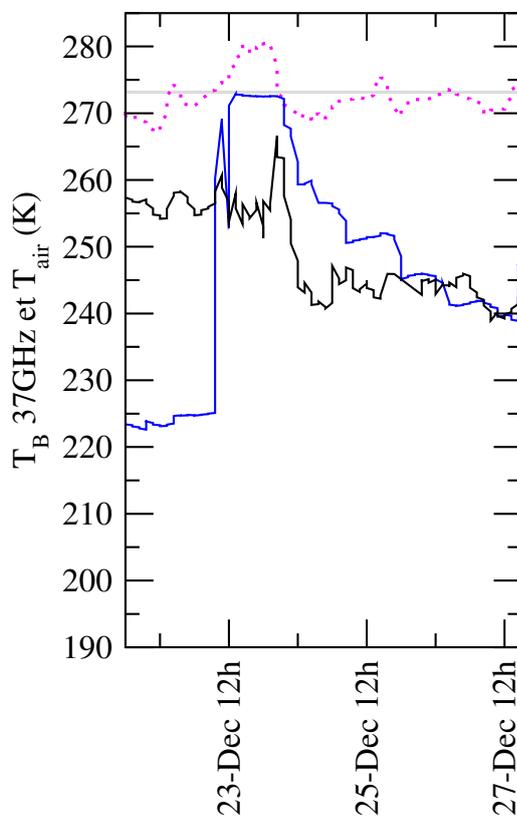


FIG. 8.11 – Evolution des températures de brillance observées (trait noir) et modélisées avec Crocus-MEMLS (trait bleu) en polarisation verticale à 37 GHz et de la température de l'air (trait pointillé).

Cette différence de durée s'explique par la TEL du manteau modélisée par Crocus. En effet, suite à la précipitation l'intégralité du manteau est humide à partir du 24 décembre, puis un écoulement d'eau continu est généré à la base du manteau. L'écoulement est ininterrompu jusqu'au 3 janvier. Les évènements de fonte qui ont eu lieu entre le 24 décembre et le 3 janvier n'ont pas contribué à l'écoulement à la base car l'eau liquide n'a pas percolé jusqu'aux couches de neige encore saturées en eau liquide suite à la précipitation du 23 décembre.

L'écoulement à la base du manteau a rapidement diminué de $2,6 \text{ mm h}^{-1}$, après la précipitation du 23 décembre, jusqu'à $0,06 \text{ mm h}^{-1}$, le 25 décembre. Ensuite, la diminution de l'écoulement est très lente et une épaisseur de 0,12 m à la base du manteau reste humide longtemps (Figures 8.10 et 8.12). La TEL dans ces basses couches ne montre aucune augmentation, ce qui exclut une remontée d'eau depuis le sol par capillarité.

L'intégralité du manteau, y compris les basses couches de neige, redevient sec le 3 janvier (Figure 8.12). Crocus a donc modélisé pendant 11 jours une percolation à travers le manteau dont l'épaisseur au 23 décembre était de 0,37 m. Toutefois, l'intégralité de l'eau écoulee ne provient pas que de la précipitation liquide du 23 décembre, la TEL dans les basses couches est également alimentée par la fonte de ces couches due au flux géothermique.

Une fois le manteau sec, la température de brillance modélisée à 37-V est de 205 K, soit sa valeur minimale depuis le 23 décembre (Figure 8.12). La diminution de température de brillance modélisée par les modèles cou-

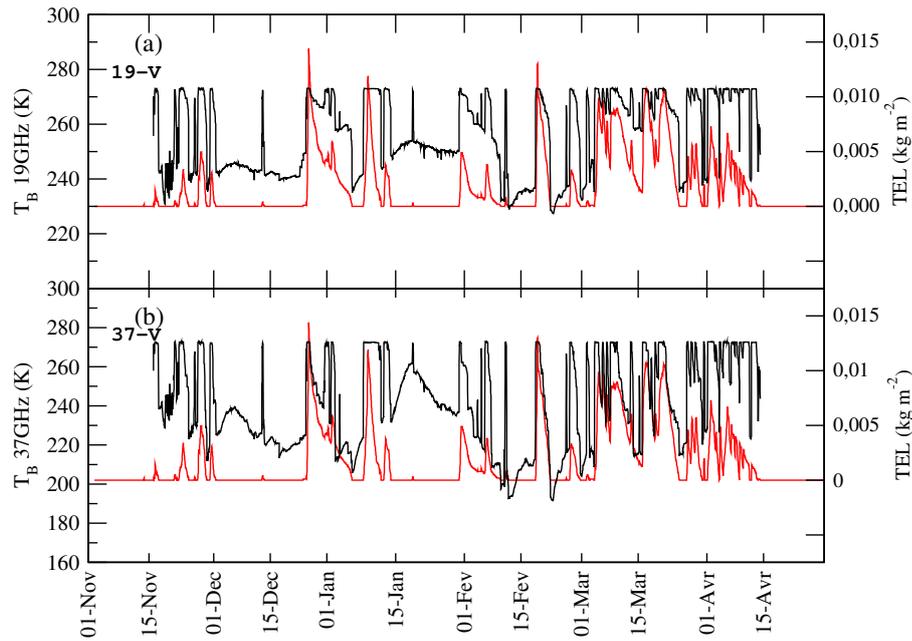


FIG. 8.12 – Evolutions des températures de brillance modélisées (noir) à 19 GHz (a) et 37 GHz (b) et de la TEL totale du manteau modélisée par Crocus (rouge).

plés suit la diminution de TEL dans le manteau. Le fait de retrouver une température de brillance modélisée de 205 K une fois le manteau intégralement sec alors qu'elle était de 219 K avant la fonte est lié au grossissement des grains par métamorphose de neige humide (Figure 8.13) et à l'augmentation de l'épaisseur du manteau suite aux chutes de neige entre le 28 décembre et le 3 janvier (p. ex. Figure 8.8a).

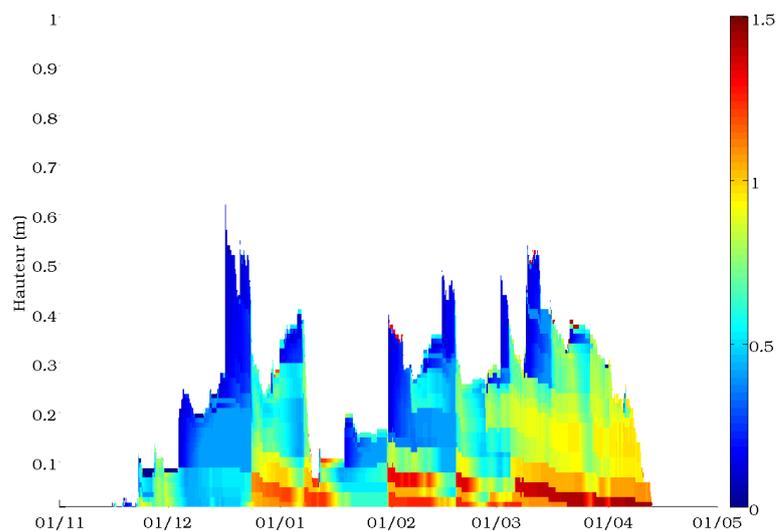


FIG. 8.13 – Evolutions verticale et temporelle du diamètre optique (mm) dans le manteau modélisé par Crocus du 1^{er} novembre au 1^{er} mai.

Cas 2 : épisode du 30 janvier

Le second cas d'étude s'est déroulé le 30 janvier où les températures de l'air mesurées sont supérieures à 3°C pendant 5 heures. Suite à cet événement de fonte, les basses couches du manteau restent humides jusqu'au 9 février alors que l'eau de fonte du 5 février (température de l'air supérieure à 1°C pendant 9h) a intégralement regelé dans le manteau dès le 7 février (Figure 8.10). Il y a donc eu de l'humidité dans le manteau pendant plus de 9 jours.

Nous avons testé de diminuer le pourcentage de TEL maximale des couches (TEL_{max}) à 1% du volume des pores afin d'augmenter la percolation de la TEL excédente dans les couches inférieures. Une très légère amélioration est obtenue pour quelques événements seulement. La TEL des basses couches à 1% du volume des pores domine le signal micro-onde modélisé. Aussi, l'analyse des profils stratigraphiques modélisés avec Crocus-ISBA⁵ a également été faite, mais sur cette saison l'évolution de la TEL est identique ce qui exclut un problème sur le flux géothermique. Enfin, les modèles couplés SNOWPACK-MEMLS et SNTherm-MEMLS à partir des profils stratigraphiques modélisés dans le Chapitre 7 ont été utilisés pour étudier la durée des événements de fonte. Une analyse préliminaire indique des durées d'évènement de fonte comparables entre Crocus et SNOWPACK, et une durée plus courte et donc plus réaliste avec SNTherm.

Dans la suite de cette étude, les périodes concomitantes de fontes observée et modélisée sont exclues afin d'étudier les températures de brillance de manteaux secs.

8.4.3 Analyse de la métamorphose des grains en période sèche ; Etudes de cas

Cette section est centrée sur l'analyse des périodes sèches de la phase C. En effet, la phase A montre une forte dépendance par rapport à la température du sol et est par conséquent mal modélisée, la phase B correspond à une période de fonte puis à un sol non recouvert de neige, et la phase D contient des cycles de fonte quotidiens. Aussi, cette section interprète l'évolution de la température de brillance avec l'évolution des propriétés de la neige, notamment la taille de grains. L'interprétation est faite à travers deux études de cas. La première étude détaille précisément une courte période de temps, deux semaines, alors que la seconde étude englobe toute la période sèche de la phase C, soit deux mois.

Cas 1 : interprétation de l'évolution de la température de brillance modélisée avec Crocus-MEMLS la dernière quinzaine de janvier

Après le 11 janvier, lorsque de la neige est à nouveau présente au sol, les températures de brillance à 37-V ne sont pas particulièrement bien modélisées. Crocus-MEMLS prévoit des tendances d'évolution très différentes des mesures (Figure 8.14d).

L'augmentation de la température de brillance prévue par les modèles couplés à partir du 14 janvier est associée à une décroissance du diamètre optique moyen⁶ calculé par Crocus. L'augmentation de température de brillance et la décroissance du diamètre optique moyen se poursuivent jusqu'au 19 janvier lorsqu'un événement de fonte se produit (Figure 8.14c). Ensuite, l'affaiblissement de température de brillance visible à la fin de l'épisode de fonte est lié à une croissance continue de la taille de grains modélisée par Crocus résultant au fort gradient de température dans le manteau.

En effet, à partir du 21 janvier et en deux jours, les températures de l'air ont diminué de -2°C à -25,6°C ce qui entraîne un très fort gradient de température dans le manteau. Ce fort gradient de température est possible car les températures du sol sont proches de 1°C (Figure 8.14b) et celles à la base du manteau voisines de -0,5°C.

⁵La modélisation avec Crocus-ISBA a été réalisée par J.-M. Willemet (CEN).

⁶Le diamètre optique moyen a été pondéré par l'épaisseur des couches.

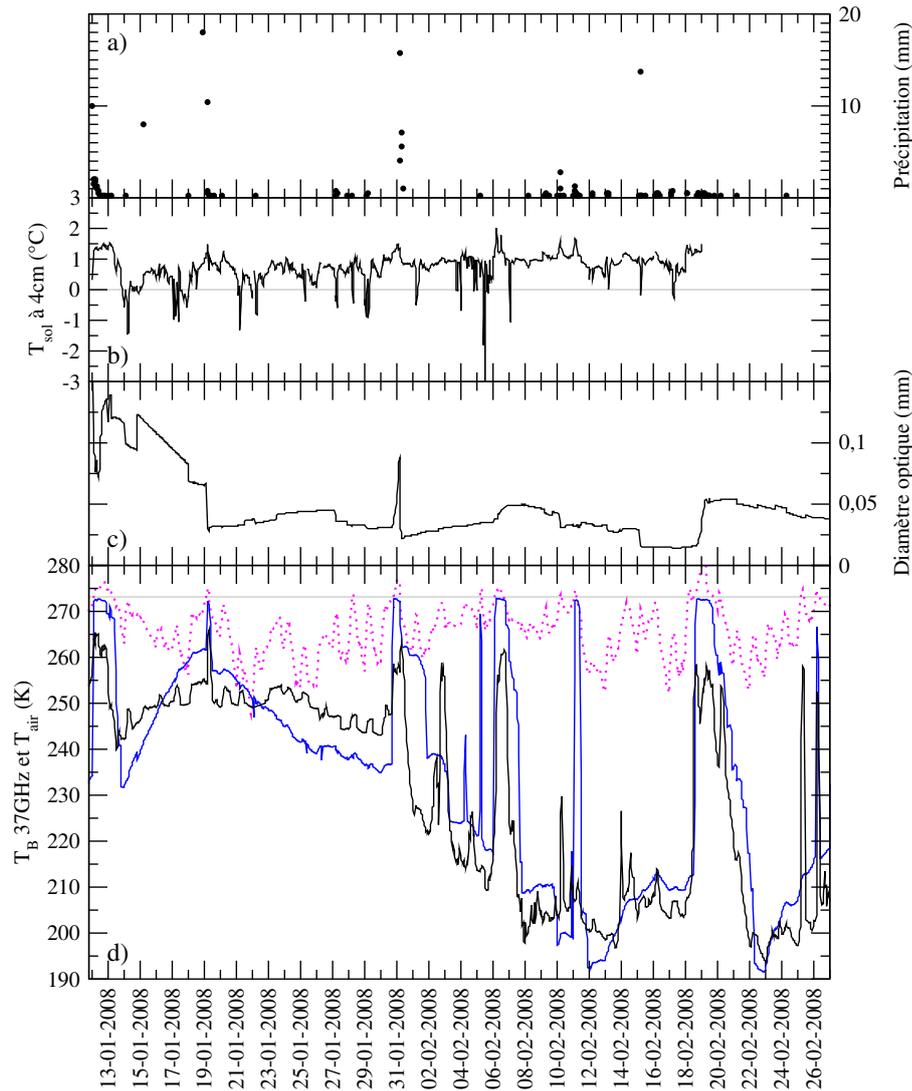


FIG. 8.14 – Evolutions, entre le 12 janvier et le 26 février 2008, de la hauteur d'eau précipitée (a), de la température à 4 cm dans le sol (b), du diamètre optique moyen des grains modélisé par Crocus (c), des températures de l'air (trait pointillé) et des températures de brillance mesurées (noir) et modélisées (bleu) (d).

L'intensité du gradient est renforcée par la faible épaisseur du manteau de 0,2 m. Ainsi, il existe un gradient de température dans le manteau de 130 K m^{-1} qui va intensifier la métamorphose.

Avec une analyse approfondie du profil stratigraphique modélisé par Crocus, il apparaît que les variables dendricité et sphéricité des grains «dendritiques» contenus dans une couche proche de la surface du manteau (de 1,5 cm d'épaisseur) diminuent heure par heure depuis sa formation le 18 janvier (Tableau 8.3). Une telle décroissance de ces deux variables correspond à la formation de grains à faces planes (Figure 2.9, Page 35) et à une augmentation du diamètre optique des grains. La diminution de température de brillance est donc liée à la croissance des grains à partir du 19 janvier.

Afin de compléter pleinement la description de cette étude de cas, il est intéressant de constater que la variation de température de brillance modélisée le 22 janvier est provoquée par une précipitation neigeuse. Cette variation est une chute rapide de -4 K, elle provient d'une augmentation importante et rapide de la longueur de corrélation. L'augmentation de la longueur de corrélation correspond soit à des grains de neige

TAB. 8.3 – Evolutions des caractéristiques, dendricité/sphéricité ou sphéricité/taille, des grains de neige contenues dans une couche de 1,5 cm d'épaisseur subissant une transition de grain «dendritique» à grain «non-dendritique». La couche s'est formée le 18 janvier.

Date	Grain «dendritique» dendricité/sphéricité	Grain «non-dendritique» sphéricité/taille	d_{opt} (mm)
20/01 0h	-32,71/79,77		0,25
21/01 0h	-16,20/63,26		0,30
22/01 0h	-5,13/52,19		0,33
22/01 6h	-3,02/50,08		0,34
22/01 12h	-0,05/47,11		0,35
22/01 13h		46,56/3,53	0,38

fraîche trop gros soit à une densité trop faible (Equation 3.12).

Ce problème est sûrement dû aux caractéristiques par défaut de dendricité/sphéricité⁷ des grains qui ne sont pas (et ne peuvent pas être) appropriées à toutes les précipitations neigeuses. La densité de la nouvelle couche de neige modélisée par Crocus est de 60 kg m^{-3} . Cette valeur est réaliste car la couche de neige s'est formée avec un vent très faible, d'une vitesse inférieure à $1,5 \text{ m s}^{-1}$, et une température de l'air de $-12,8^\circ\text{C}$. Cependant, la mesure de densité de surface réalisée à cette date est de 128 kg m^{-3} . Il faut toutefois être prudent avec cette mesure car la densité de la neige fraîche augmente rapidement après la chute. L'origine de la rapide variation de température de brillance résulte d'une longueur de corrélation trop grande lors de la précipitation neigeuse, mais nous ne pouvons pas incriminer la variable de Crocus qui en est à l'origine.

Contrairement aux observations, Crocus ne prévoit pas une disparition complète du manteau au cours de la saison (Figure 8.1). Pour se rapprocher des conditions réelles, nous discutons ici de l'impact d'une nouvelle modélisation initialisée le 11 janvier avec un sol sans neige. L'initialisation du manteau permet de redémarrer la simulation de la phase C avec un nouveau manteau neigeux dans lequel la métamorphose n'aurait pas encore agi. L'évolution de température de brillance est améliorée jusqu'à l'évènement de fonte du 19 janvier. Cependant, une couche de grains à face plane se forme comme dans la modélisation originale, due aux températures de l'air très froides et au gradient qui en résulte. Cette métamorphose implique la même évolution de température de brillance jusqu'à la fin janvier que celle modélisée sans l'initialisation de Crocus au 11 janvier. Par conséquent, aucune amélioration majeure n'est obtenue dans ce cas précis (résultat non présenté). Dans la suite, la modélisation sur la saison complète est donc conservée.

Cas 2 : interprétation de la diminution de la température de brillance de mi-janvier à fin mars avec Crocus-MEMLS ; mise en évidence de la croissance des grains

Dans ce cas d'étude, nous nous concentrons sur la métamorphose en période sèche. Les températures de brillance des phases C et D caractéristiques d'un manteau neigeux sec ont été conservées pour cette étude. La sélection des températures de brillance c'est faite en deux étapes. Tout d'abord, seules les dates où le manteau modélisé par Crocus est intégralement sec ont été conservées. Ces dates ont été appliquées aux températures de brillance modélisées et observées. Ensuite un traitement automatique a été fait sur les températures de brillance observées à 37-H afin d'éliminer plus finement les dates où le manteau contenait encore de l'eau liquide. Ce traitement très simple a consisté à éliminer les températures de brillance à 37-H supérieures à 250 K jusqu'au 1^{er} février et supérieures à 205 K après cette date. Dans notre étude, les températures de brillance considérées ont subi une sélection drastique afin de s'assurer qu'elles représentent l'émission d'un manteau sans TEL. Les

⁷Par défaut, la neige fraîche est modélisée avec une dendricité/sphéricité de -99/50, c.-à-d. un diamètre optique de 0,1 mm.

évolutions des températures de brillance observées et modélisées en polarisations verticale et horizontale sur un manteau sec sont présentées respectivement sur les Figures 8.15 et 8.16.

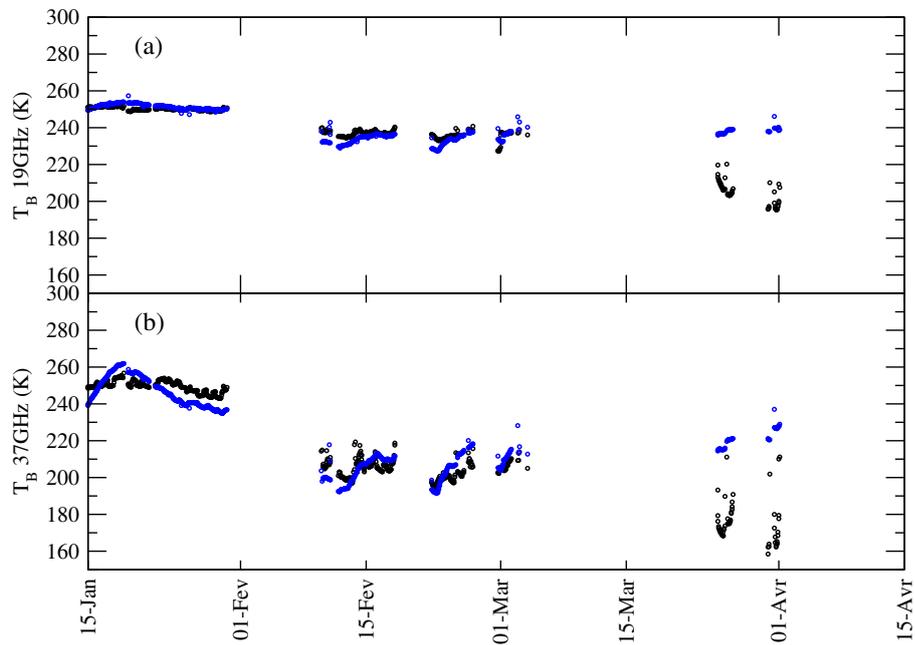


FIG. 8.15 – Evolution des températures de brillances observées (noir) et modélisées (bleu) à 19 GHz (a) et 37 GHz (b), **en polarisation verticale** sur les périodes de la phase C où le manteau neigeux est dans sa majorité sec.

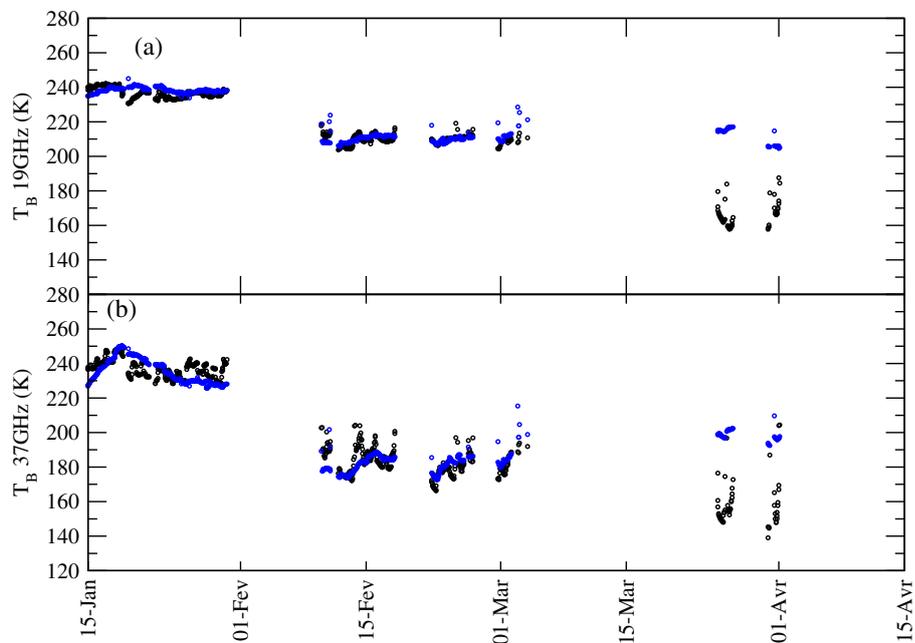


FIG. 8.16 – Evolution des températures de brillances observées (noir) et modélisées (bleu) à 19 GHz (a) et 37 GHz (b), **en polarisation horizontale** sur les périodes de la phase C où le manteau neigeux est dans sa majorité sec.

Quelque soit la fréquence et la polarisation, les températures de brillance observées ont diminué sur la période. Par exemple à 37-V, elle passe de 250 K à 164 K. Cette diminution s'est réalisée en deux fois. La première diminution s'est produite en quelques semaines de fin janvier à mi-février, elle est de 12 K, 42 K, 27 K et 56 K respectivement à 19-V, 37-V, 19-H et 37-H. La diminution est donc plus importante à 37 GHz et en polarisation horizontale. La seconde diminution se déroule entre le début et la fin du mois de mars, où les températures de brillance atteignent les valeurs les plus basses de la saison.

Sur l'ensemble des périodes conservées, la RMSE entre les températures de brillance observées et modélisées sont comprises entre 10,2 K à 19-V et 14,7 K à 37-V (Tableau 8.4). Par rapport à la polarisation verticale, la RMSE calculée pour la polarisation horizontale est inférieure de 3,8 K à 19 GHz et supérieure à 0,4 K à 37 GHz. Ces faibles différences de RMSE entre les polarisations s'expliquent essentiellement par l'ajustement des coefficients de réflexion à l'interface sol-neige (Section 8.3.2). En effet, les valeurs des coefficients de réflexion particulièrement élevées en polarisation horizontale dans la troisième partie de saison (Tableau 8.1) compensent l'absence de la couche de glace dans le profil stratigraphique modélisé par Crocus (Chapitre 7, Section 7.2.2). L'écart entre les polarisations qui devrait être induit par la couche de glace est par conséquent répercuté sur la réflexion à l'interface sol-neige. La forte stratification en densité impacte majoritairement la polarisation horizontale, lorsque les températures de brillance sont mesurées avec un angle d'incidence proche de 53° (Chapitre 6).

Etant donné que durant l'hiver 2007-08, Crocus ne prévoit pas la formation d'une couche de glace, il peut être envisagé, lors d'une étude complémentaire, d'ajouter une couche dense dans le profil stratigraphique modélisé par Crocus. Cela devrait augmenter l'absorption du REM et diminuer le niveau de température de brillance. De plus, en accentuant la discontinuité du profil de densité, la présence d'une couche de glace augmentera l'écart entre les polarisations. Ces effets restent à être quantifiés.

Si l'on focalise l'analyse sur la période entre mi-janvier et début mars, les températures de brillance modélisées aux quatre canaux présentent une diminution de leurs valeurs entre analogues aux observations. Entre le 15 janvier et le 3 mars, 643 heures ont été conservées pour calculer la RMSE entre les températures de brillance observées et modélisées. Les RMSE sont comprises entre 2,8 K et 6,9 K (Tableau 8.4). A 37-H la RMSE est inférieure d'un facteur 2 à celle obtenues par Andreadis et al. (2008) pour une vingtaine de mesures.

Les mesures stratigraphiques au cours de cette période montrent une augmentation de la gamme de taille de grains⁸. Fin janvier, la gamme de taille de grains maximale (1-2) est présente sur environ 3 cm d'épaisseur. Mi-février, la taille de grains maximale à la base du manteau est 2, sur environ 9 cm d'épaisseur. Les grains continuent de grossir dans le manteau, car mi-mars la gamme de taille de grains maximale mesurée est 1,5-2,5 sur environ 5 cm et plus de 10 cm de neige contiennent des grains de classe 1-2. La diminution de température de brillance observée est donc liée à une croissance des grains de neige.

La bonne variation de températures de brillance modélisée entre fin-janvier et début mars (Tableau 8.4) permet de conclure, qu'après des événements ponctuels de fonte, l'intensité de la métamorphose est bien prévue par Crocus.

Bien qu'après des événements ponctuels de fonte Crocus-MEMLS prévoit correctement la bonne température de brillance, dès que la fonte s'intensifie mi-mars, la température de brillance est fortement surestimée (de 43 K, 66 K, 39 K et 47 K respectivement à 19-V, 37-V, 19-H et 37-H). Cette surestimation s'explique par une limitation de la métamorphose de Crocus pour les gros grains. En effet, le diamètre optique des grains n'évolue quasiment plus au-delà de 1,1 mm, alors qu'à cette même période la taille de grains modélisée par SNOWPACK avoisine

⁸Seules les mesures de taille de grains réalisées lors des stratigraphies sont exploitées ici. Les mesures de réflectance dans le proche IR par photographie n'ont été réalisées qu'à partir du 5 mars, et la diminution de réflectance moyenne entre cette première mesure et celles du 13 mars n'est pas significative pour déduire une croissance de la taille de grains.

TAB. 8.4 – RMSE entre les températures de brillance observées et modélisées pour chaque canal, calculées à partir 15 janvier jusqu’au 31 mars ou jusqu’au 3 mars.

Canal	RMSE (K)	
	du 15 janvier au 31 mars	du 15 janvier au 3 mars
19-V	10,2	2,8
37-V	14,7	6,5
19-H	14,0	3,6
37-H	13,8	6,9

1,8 mm. Cette sous-estimation de la taille des grains entraîne une sous-estimation de la diffusion, qui se traduit par une surestimation de la température de brillance. Afin de valider cette affirmation, dans la section suivante, la taille de grains est inversée à partir des températures de brillance observées.

8.5 Inversion de la taille de grains à partir de la température de brillance observée

Lorsque le manteau est sec, les températures de brillance observées peuvent être inversées en une taille de grains. La méthode mise en œuvre ici consiste à modéliser par une approche directe la température de brillance en utilisant les profils de hauteur, de densité et de température prévus par Crocus. La taille de grains est quant à elle considérée homogène dans le manteau, et sa valeur est estimée par minimisation de la RMSE entre les températures de brillance observées et modélisées. Pour estimer des tailles de grains réalistes, cette méthode ne peut être appliquée que lorsque le manteau est sec. En effet, si le manteau est humide, et de surcroît non conjointement observé et modélisé, la méthode force une diminution ou une augmentation fictive de la taille de grains pour contraindre au maximum la température de brillance modélisée à celle observée. L’inversion est par conséquent réalisée sur toutes les périodes sèches de la saison. Elles ont été déterminées en appliquant la même méthode que dans le cas d’étude 2 de la section précédente (Page 8.4.3). L’inversion de la taille de grains est faite à partir de la température de brillance à 37 GHz, car elle est davantage sensible aux propriétés de taille de grains du manteau saisonnier que les canaux à 19 GHz. La polarisation verticale est considérée car elle est moins altérée par les variations verticales de densité dans le manteau que la polarisation horizontale.

L’inversion a été réalisée sur les 1300 heures entre le 1^{er} décembre et le 3 mars où le manteau est sec. La Figure 8.17a montre les évolutions de taille de grains exprimée en longueur de corrélation exponentielle. Globalement, l’évolution de la longueur de corrélation estimée montre une croissance des grains à partir de début janvier jusqu’en avril.

Sur le début de la phase A, l’estimation de la taille de grains ne fonctionne pas, quasiment toutes les longueurs de corrélation sont hors du domaine de validité de MEMLS. Par contre, l’inversion devient efficace à partir de la fin de la phase A, début janvier, et met en évidence une diminution de la longueur de corrélation plus marquée que celle estimée par Crocus. Les tailles de grains estimées au début de la phase C (dernière quinzaine de janvier) sont très inférieures, jusqu’à un facteur 3, à celles prévues par Crocus. Ensuite, l’évolution de la taille de grains estimée concorde bien jusque mi-mars avec la taille de grains moyenne modélisée par Crocus. Ce bon accord résulte de la bonne modélisation des températures de brillance à 37-V avec Crocus-MEMLS (Figure 8.15b). Par contre, début mars, l’inversion met en évidence des grains de neige plus gros. Au cours des deux périodes fin mars, la longueur de corrélation moyenne calculée à partir de Crocus est de 0,07 mm et 0,13 mm alors que celle inversée est en moyenne de 0,16 mm et 0,33 mm. L’évolution de la taille de grains inversée corrobore le fait que la limitation de la croissance des grains modélisée par Crocus est l’origine de la

sous-estimation de l'amplitude des températures de brillance sur les périodes sèches de fin de saison.

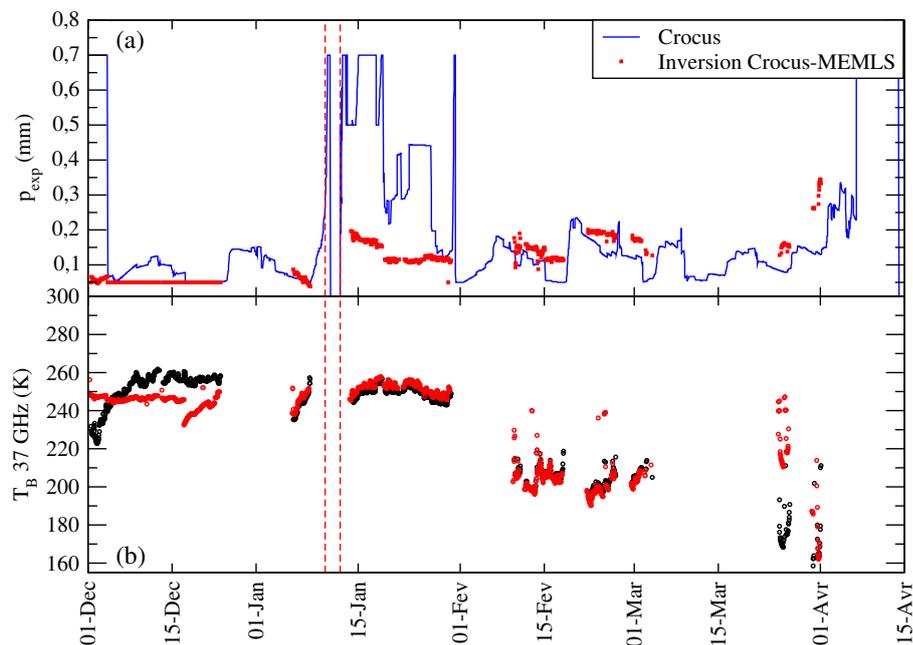


FIG. 8.17 – Evolutions temporelles de la longueur de corrélation exponentielle calculées à partir des profils de diamètre optique modélisés par Crocus (trait continu) et inversées à partir des températures de brillance observées, sur un manteau sec, en considérant un manteau homogène en taille de grains (carré) (a). Evolutions des températures de brillance observées (noir) et modélisées avec les modèles couplés Crocus-MEMLS et le profil de taille de grains uniforme estimé par inversion des observations (rouge) (b).

Pour illustrer la qualité de l'inversion, les températures de brillance sont modélisées à 37-V à partir de la longueur de corrélation exponentielle inversée et des profils de hauteur, densité et température modélisés par Crocus. L'évolution temporelle des températures de brillance est présentée pour toutes les périodes sèches de la saison sur la Figure 8.17b.

Sur le début la phase A, le calcul d'estimation de la taille de grains ne trouve pas de valeurs adéquates, par conséquent la température de brillance est aussi mal modélisée avec l'estimation de la taille de grains qu'avec Crocus-MEMLS. Par contre, sur la fin de la phase A, début janvier, les températures de brillance modélisée avec l'ajustement de taille de grains ont des valeurs similaires aux observations ce qui n'était pas le cas avec Crocus-MEMLS (Figure 8.8d). Sur la phase C l'amélioration est significative, la RMSE est de 3,2 K alors qu'elle était de 6,5 K avec Crocus-MEMLS (Tableau 8.4). Toutefois, sur les périodes sèches entre mi-janvier et début février, la nouvelle température de brillance modélisée est en permanence surestimée de 3 K. Il est probable qu'une mauvaise émissivité du sol limite la performance de l'inversion. En fin de saison, la méthode d'inversion augmente la taille de grains initialement prévue par Crocus afin d'abaisser les valeurs de températures de brillance calculées avec Crocus-MEMLS (Figure 8.15b) et ainsi mieux reproduire les températures de brillance observées fin mars. Par contre, le calcul des températures de brillance pour les périodes sèches vers le 24 mars n'est pas satisfaisant. Il est très probable que le manteau observé n'était pas parfaitement sec.

Jusqu'ici cette étude se focalisait sur la croissance des grains, il était par conséquent nécessaire de considérer un manteau neigeux le plus sec possible. Maintenant, nous évaluons jusqu'à quel niveau de précision il est possible de contraindre la température de brillance sur toute la saison, quelque soit la TEL du manteau, avec

la taille de grains comme unique paramètre libre. Avec une telle approche, une évolution réaliste de la taille de grains est intentionnellement omise.

La température de brillance modélisée à partir des profils de Crocus à l'exception de la taille de grain, estimée, est présentée à 37-V sur la Figure 8.18. Le forçage de la température de brillance avec la taille de grains inversée permet d'améliorer remarquablement la modélisation de l'évolution temporelle des températures de brillance à 37 GHz. Cependant, bien que la température de brillance soit forcée puis évaluée sur le même canal, il apparaît tout de même des périodes dans l'hiver où le seul ajustement de la taille de grains ne permet absolument pas de prévoir les températures de brillance observées. Les périodes où les températures de brillance restent mal modélisées sont une grande partie de la phase A et le début de la phase C. Au cours de ces deux périodes l'épaisseur du manteau est faible. Il apparaît donc qu'une autre propriété que la taille de grains influence notablement l'émission micro-onde émise depuis le sol jusqu'à la surface du manteau. Une prise en compte insuffisante de l'émissivité du sol est sans doute à l'origine des mauvaises prévisions de températures de brillance.

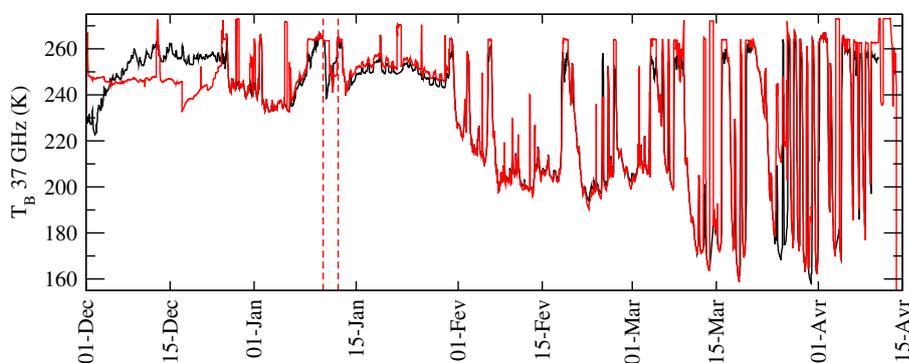


FIG. 8.18 – Evolution sur toute la saison de la température de brillance observées (noir) et modélisées avec les modèles couplés Crocus-MEMLS et le profil de taille de grains uniforme estimé par inversion des observations.

8.6 Conclusion et perspectives

Conclusion

Cette étude a permis d'évaluer la modélisation directe de la température de brillance d'un manteau saisonnier avec des modèles couplés multicouches d'évolution de la neige et de transfert radiatif micro-onde. Les observations au pas horaire et continues tout au long de l'hiver de la température de brillance à deux fréquences et deux polarisations a permis de valider le couplage Crocus-MEMLS. De plus, la modélisation des températures de brillance ont permis d'interpréter l'évolution des propriétés physiques du manteau. En outre, elle permet de pointer les anomalies de la modélisation du manteau et les limitations des modèles. Ainsi, les modèles couplés peuvent être mis à profit pour affiner les paramétrisations des modèles de neige.

Dans ces travaux, l'essentiel des problèmes ont été attribués à Crocus, une autre partie aux mesures météorologiques, notamment la hauteur des précipitations. Aucun problème n'a été identifié dans MEMLS car les incertitudes associées aux profils stratigraphiques dominant actuellement le signal micro-onde. Toutefois, il n'est par exemple pas exclu que la constante diélectrique effective utilisée dans MEMLS ait une dépendance trop élevée à la TEL.

La complexité de la métamorphose au cours de l'hiver 2007-08 à SIRENE, rythmée par des événements chauds et de la fonte amplifiée par des précipitations liquides, a restreint la performance des modèles couplés.

Certaines phases d'évolution au cours de la saison n'ont pas été correctement modélisées, telles que le début de saison, la durée des événements de fonte, l'évolution lors de la nouvelle formation du manteau mi-janvier et l'amplitude des variations de température de brillance en fin de saison. Cependant les différentes origines de ces divergences ont été identifiées. Par exemple, nous avons montré que la variation d'émissivité du sol, liée aux variations de TEL ou d'états (gelé ou non), est la première source d'erreur. Dans ces travaux, ces changements d'émissivité du sol ont été considérés avec trois ajustements au cours de la saison, suivant les trois régimes d'évolution de la température dans le sol. Nous avons également montré qu'après un événement de fonte, l'étendue du délai nécessaire aux températures de brillance modélisées pour atteindre à nouveau un niveau de température typique d'un manteau sec dépend de la vitesse de percolation de l'eau liquide entre les couches et de la TEL dans les basses couches du manteau modélisé par Crocus.

Dans ce chapitre, il a été démontré que Crocus-MEMLS est un couplage performant pour la prévision des événements de fonte. Sur la saison complète aucun biais n'a été mis en évidence dans la distinction journalière des manteaux sec et humide.

L'analyse des températures de brillance modélisées sur les périodes où le manteau est sec entre le 15 janvier et fin février indique une prévision raisonnable de l'intensité de la métamorphose. Cependant, la métamorphose semble être limitée dans le modèle lorsque le manteau subit de la fonte intensive avant de regeler. Cet aspect a été confirmé par l'inversion des températures de brillance, observées sur un manteau sec, en taille de grains.

Le forçage de la taille de grains estimée par inversion a permis d'améliorer la modélisation des températures de brillance à 37-V sur une large période de la saison.

Perspectives

Avec l'objectif d'améliorer la modélisation directe de la température de brillance micro-onde d'un manteau saisonnier, il est nécessaire de mieux prendre en compte l'évolution de l'émissivité du sol, notamment avec une meilleure connaissance du coefficient de réflexion sol/neige. Tant pour la modélisation des mesures radiométriques acquises au sol que depuis l'espace, les modèles couplés devront intégrer un modèle simple permettant le calcul du coefficient de réflexion du sol (Wegmuller et Matzler, 1999; Pulliainen et al., 1999).

Une amélioration significative des températures de brillance modélisées par Crocus-MEMLS peut être apportée avec une meilleure gestion de l'eau liquide dans le manteau. Ainsi, une plus longue période sèche sera prévue et exploitable pour analyser davantage l'évolution de la métamorphose.

Chapitre 9

Conclusion et perspectives de la thèse

Les travaux de recherches présentés dans ce manuscrit ont porté sur la modélisation et l'interprétation de l'émission micro-onde naturelle des manteaux neigeux en régions polaires (Partie II) et subpolaires (Partie III). La modélisation de l'émission micro-onde a permis d'interpréter l'évolution temporelle de la température de brillance (Chapitres 4 et 8) et les variations spatiales de l'émissivité (Chapitre 5). Ces modélisations ont été réalisées à partir des propriétés physiques de la neige (teneur en eau liquide, taille de grains, densité et température). Les profils verticaux de ces variables dans le manteau neigeux ont été obtenus par une vaste gamme d'approche : des mesures (Chapitre 4), des méthodes de Monte Carlo (Chapitre 4), des modélisations semi-empiriques de la métamorphose (Chapitre 5) ou finalement des modélisations physiques du manteau neigeux (Chapitre 8).

Toutes ces approches mises en œuvre ont permis d'améliorer notre interprétation de l'évolution du manteau neigeux. Quelque soit la fréquence et la polarisation, l'émission micro-onde permet assez facilement d'évaluer si un manteau neigeux contient de l'eau liquide. Dans le cas de la neige sèche, saisonnière ou permanente, l'émission micro-onde est essentiellement gouvernée par la taille de grains. Nous avons montré, en combinant plusieurs fréquences en polarisation verticale, qu'il est possible d'interpréter les variations verticales de la taille de grains dans le manteau. Par ailleurs, l'analyse fine des polarisations, notamment de leur écart, permet d'interpréter la stratification en densité d'un manteau neigeux et de dater la formation des croûtes de regel.

Dans les manteaux saisonniers étudiés (Langlois et al., 2009, Soumis 2009), les propriétés de microstructure de la neige évoluent aux mêmes échelles de temps que la température. Ainsi, l'émissivité du manteau, gouvernée par ses propriétés de microstructure (taille de grains et densité), doit être continuellement évaluée. Cet aspect est différent dans les manteaux des calottes polaires en zone de faible accumulation, car l'évolution verticale des propriétés de microstructure est plus lente que celle de la température. Par conséquent, l'émissivité du manteau peut être en première approximation considérée constante (Picard et al., 2009). Ce résultat a été mis à profit pour modéliser l'évolution temporelle de la température de brillance à Dôme C. Brucker et al. (Soumis 2009a) utilisent des mesures des propriétés physiques acquises à une date donnée et supposent les propriétés de microstructure stationnaires pendant plus de deux ans. Cette approche a permis une prévision de la température de brillance sur toute cette période avec une RMSE à 19 GHz et 37 GHz inférieure à 1 K. Lors de la généralisation de ces travaux à l'ensemble des zones sèches de l'Antarctique, Brucker et al. (Soumis 2009b) ont mis en évidence l'importance de la structure verticale du manteau et proposent un manteau neigeux typique permettant une explication physique des émissivités. Le résultat principal révèle que la croissance des grains avec la profondeur est la condition nécessaire et minimale pour prévoir les spectres d'émissivité observés. De plus, il a été possible de déterminer les caractéristiques du profil de taille de grains. Les variations spatiales de ces caractéristiques ont été validées avec des modèles climatiques. Aussi, à Dôme C le profil estimé est confirmé par la réflectance IR de la face d'un puits. Il serait intéressant de poursuivre cette validation par la modélisation physique du manteau afin d'aborder correctement la modélisation couplée de la température de brillance en Antarctique.

L'évolution de l'émission micro-onde a également été modélisée à partir du couplage d'un modèle d'évolution de la neige avec un modèle de transfert radiatif (Crocus-MEMLS). Cette approche permet de considérer l'évolution temporelle des propriétés physiques du manteau (Chapitre 7). Les résultats obtenus sur un manteau saisonnier ont permis de comprendre les évolutions des observations radiométriques et géophysiques à Sherbrooke, Québec (station SIRENE) ainsi que pointer des relations inadéquates dans le modèle de neige, notamment pour la percolation de l'eau liquide et la croissance des grains lors d'évènements de fonte intenses (Chapitre 8). Lorsque le manteau est sec, les températures de brillance en polarisation verticale ont été modélisées sur plus de 600 heures avec une RMSE inférieure à 3 K à 19 GHz et d'environ 6,5 K à 37 GHz.

Dans une étude préliminaire, ce couplage a aussi été appliqué en Antarctique et des difficultés avec le modèle d'évolution de la neige ont également été rencontrées (Chapitre 2). Les résultats obtenus à Dôme C (non présentés) font état d'une sous-estimation de la moyenne annuelle des températures de brillance et d'une forte

surestimation de l'amplitude des températures de brillance modélisées.

L'essentiel des travaux réalisés au cours de ce doctorat ont été menés sur les fréquences voisines de 19 GHz et 37 GHz. Ces fréquences permettent de sonder une épaisseur de neige pertinente sur les calottes polaires afin de déterminer des variables climatiques et glaciologiques d'intérêt. En effet, les profondeurs sondées s'échelonnent du premier mètre sous la surface à plusieurs mètres de profondeur et permettent à la fois d'obtenir des informations sur la température de la neige et sur l'évolution verticale des propriétés physiques du manteau.

Les nouvelles connaissances sur la structure du manteau présentées dans ce manuscrit apportent des éléments pour l'estimation de la température de la neige par inversion de la température de brillance micro-onde. Afin d'estimer la température de la neige, il sera nécessaire de considérer un modèle simple, composé d'un calcul de diffusion thermique et d'un transfert radiatif, permettant aisément son inversion. Nos travaux montrent clairement que la polarisation verticale est la plus appropriée pour estimer de l'information interne au manteau. En effet, nous avons mis en évidence que de nombreuses variations temporelles de températures de brillance acquises en polarisation horizontale résultent de changements à la surface de la neige, car ces variations se produisent simultanément aux différentes fréquences du radiomètre AMSR-E et en accord avec des variations météorologiques ou d'état de surface (Chapitre 6). Enfin, l'inversion pourra être réalisée sur plusieurs fréquences afin d'estimer des informations à différentes profondeurs.

Une autre perspective globale additionnelle à l'ensemble de ce travail de doctorat est d'étendre la compréhension des processus contrôlant l'émission aux autres fréquences micro-ondes, supérieures à 37 GHz et inférieures à 19 GHz. L'extension de la gamme de fréquence permettra d'étudier des spectres de température de brillance entre 6 GHz et 150 GHz. Ces spectres pourront être étendus à la très basse fréquence du radiomètre Soil Moisture and Ocean Salinity¹ (SMOS) de 1,4 GHz, pour sonder des profondeurs d'une centaine de mètre où la température est stable. L'intérêt scientifique de considérer l'ensemble du spectre micro-onde permettra d'étudier les phénomènes de surface, avec un intérêt particulier pour les précipitations de neige. En effet, les caractéristiques fréquence et hauteur des événements précipitants sont des variables météorologiques encore mal connues malgré leur rôle essentiel dans la composante du bilan de masse des calottes polaires et en conséquence sur le niveau des mers. La connaissance des propriétés relatives aux précipitations est également d'intérêt dans les régions subpolaires afin de poursuivre l'amélioration des estimations de l'équivalent en eau de la neige. La sensibilité de l'émission micro-onde aux différentes propriétés physiques internes ou en surface du manteau est un apport prometteur pour détecter les précipitations.

¹Le lancement du radiomètre SMOS est prévu vers le 2 novembre 2009.

Bibliographie

- Abdalati, W., Steffen, K., 1995. Passive microwave-derived snow melt regions on the Greenland ice sheet. *Geophys. Res. Lett.* 22, 787–790.
- Abdalati, W., Steffen, K., Otto, C., Jezek, K. C., 1995. Comparison of brightness temperatures from SSMI instruments on the DMSP F8 and FII satellites for Antarctica and the Greenland ice sheet. *Int. J. Remote Sens.* 16, 1223–1229.
- Albert, M., Shuman, C., Courville, Z., Bauer, R., Fahnestock, M., Scambos, T., 2004. Extreme firn metamorphism : impact of decades of vapor transport on near surface firn at a low-accumulation glazed site on the East Antarctic plateau. *Ann. Glaciol.* 39, 73–78.
- Albert, M. R., Hardy, J. P., Marsh, P., 1993. An introduction to snow hydrology and its integration with physical, chemical and biological systems. *Snow Hydrology : The Integration of Physical Chemical and Biological Systems*. John Wiley and Sons, Ltd.
- Albert, M. R., Shultz, E. F., Perron, Jr., F. E., 2000. Snow and firn permeability at Siple Dome, Antarctica. *Ann. Glaciol.* 31, 353–356.
- Alley, R., 1980. Densification and recrystallization of firn at Dome C, East Antarctica. Tech. Rep. Rep. 77, Ohio State Univ. Inst. Polar Stud.
- Alley, R., 1987. Texture of polar firn for remote sensing. *Ann. Glaciol.* 9, 1–4.
- Alley, R., 1988. Concerning the deposition and diagenesis of strata in polar firn. *J. Glaciol.* 34 (148), 283–290.
- Alley, R., Bentley, C., 1988. Ice-core analysis on the Siple coast of West Antarctica. *Ann. Glaciol.* 11, 1–7.
- Alley, R., Bolzan, J., Whillans, I., 1982. Polar densification and grain growth. *Ann. Glaciol.* 3, 7–11.
- Anderson, M., Srolovitz, D., Grest, G., Sahni, P., 1984. Computer simulation of grain growth-I : Kinetics. *Acta Metallurgica* 32 (5), 783–791.
- Andreadis, K. M., Liang, D., Tsang, L., Lettenmaier, D. P., Josberger, E. G., 2008. Characterization of Errors in a Coupled Snow Hydrology Microwave Emission Model. *J. Hydrometeorol.* 9, 149–+.
- Aoki, T., Aoki, T., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y., Nishio, F., 2000. Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.* 105, 10219–10236.
- Aoki, T., Aoki, T., Fukabori, M., Tachibana, Y., Nishio, F., Oishi, T., 1998. Spectral albedo observation on the snow field at Barrow, Alaska. *Polar Meteorol. Glaciol.* 12, 1–9.
- Apgar, J. D., Ramage, J. M., McKenney, R. A., Maltais, P., 2007. AMSR-E algorithm for snowmelt onset detection in sub-arctic heterogeneous terrain. *Hydrol. Process.* 21, 1587–1596.
- Armstrong, R. L., Brun, E. (Eds.), 2008. *Snow and Climate : Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. University of Colorado, Boulder.
- Armstrong, R. L., Chang, A., Rango, A., Josberger, E., 1993. Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies. *Ann. Glaciol.* 17, 171–176.
- Arnaud, L., Gay, M., Barnola, J.-M., Duval, P., 1998. Imaging of firn and bubbly ice in coaxial reflected light : a new technique for the characterization of these porous media. *J. Glaciol.* 44, 326–332.
- Arons, E. M., Colbeck, S. C., 1995. Geometry of heat and mass transfer in dry snow : A review of theory and experiment. *Rev. Geophys.* 33, 463–494.
- Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., Vaughan, D. G., 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.* 111 (10), 6107–+.

-
- Asmus, K. W., Grant, C., 1999. Surface Based Radiometer (SBR) Data Acquisition System. *Int. J. Remote Sens.* 20, 3125–3129.
- Baede, A. P. M., van der Linden, P., Verbruggen, A., 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. GIEC, Genève, Suisse, Ch. Annexe II : Glossaire, pp. 76–89.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L., Griggs, J. A., 2009. A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data - Part 1 : Data and methods. *The Cryosphere* 3 (1), 101–111.
- Barnola, J.-M., Pierritz, R., Goujon, C., Duval, P., Bollor, E., 2004. 3D reconstruction of the Vostok firn structure by X-ray tomography. *Data of Glaciological studies*, 97, 97, 80–84.
- Bartelt, P., Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part 1 : numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.* 35 (3), 123–145.
- Berger, A., Loutre, M.-F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *C. R. Geoscience* 336, 701–709.
- Bindi, M., Miglietta, F., Zipoli, G., 1992. Different methods for separating diffuse and direct components of solar radiation and their application in crop growth models. *Climate Res.* 2, 47–54.
- Bindschadler, R., 1998. Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.* 36, 79–104.
- Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C., Markus, T., 2005. Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 98 (4), 388–402.
- Bintanja, R., 1999. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophys.* 37 (3), 337–359.
- Bintanja, R., van den Broeke, M. R., 1996. The Influence of Clouds on the Radiation Budget of Ice and Snow Surfaces in Antarctica and Greenland in Summer. *International Journal of Climatology* 16, 1281–1296.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., Noilhan, J., 2000. The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme. *J. Appl. Meteorol.* 39, 1544–1569.
- Born, M., Wolf, E., 1980. *Principles of Optics Electromagnetic Theory of Propagation, Interference and Diffraction of Light*.
- Bouilloud, L., Martin, E., 2006. A Coupled Model to Simulate Snow Behavior on Roads. *J. Appl. Meteorol. and Climatol.* 45, 500–516.
- Bourdelle, B., Fily, M., 1993. Snow grain-size determination from Landsat imagery over Terre Adélie, Antarctica. *Ann. Glaciol.* 17, 86–92.
- Brandt, R. E., Warren, S. G., 1997. Temperature measurements and heat transfer in near-surface snow at the South Pole. *J. Glaciol.* 43, 339–351.
- Brown, R., Braaten, R., 1998. Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depth 1946-1995. *Atmosphere-Ocean* 36, 37–54.
- Brucker, L., Picard, G., Arnaud, L., Barnola, J., Schneebeli, M., Brunjail, H., Lefebvre, E., Fily, M., Soumis 2009a. Modeling time series of microwave brightness temperature at Dome C, Antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *J. Glaciol.*
- Brucker, L., Picard, G., Fily, M., Soumis 2009b. Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciol.*
- Brun, E., David, P., Dudul, M., Brunot, G., 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* 38 (128), 13–22.

- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Coléou, C., 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* 35 (121), 333–342.
- Brunjail, H., Arnaud, L., Schneebeli, M., Barnola, J., Duval, P., 2009. Micro-structure de la neige et du névé à Dôme Concordia. Tech. rep., Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement.
- Budd, W., Dingle, R., Radok, U., 1966. Studies in Antarctic meteorology. Ant. Res. Series 9. Washington, DC : American Geophysical Union, Ch. The Byrd Snow Drift Project : outline and basic results, pp. 71–134.
- Bukovsky, M. S., Karoly, D. J., 2007. A Brief Evaluation of Precipitation from the North American Regional Reanalysis. *J. Hydrometeorol.* 8, 837–+.
- Burke, J., Turnbull, D., 1952. Recrystallization and grain growth. *Metal Physics* 3 (220).
- Cagnati, A., Crepez, A., Macelloni, G., Pampaloni, P., Ranzi, R., Tedesco, M., Tomirotti, M., Valt, M., 2004. Study of the snow melt-freeze cycle using multi-sensor data and snow modelling. *J. Glaciol.* 50, 419–426.
- Cavalieri, D., Comiso, J., 2000. Algorithm Theoretical Basis Document for the AMSR-E Sea Ice Algorithm, Revised December 1. Landover, MD, USA : Goddard Space Flight Center.
- Cavalieri, D., Markus, K., Comiso, J., 2004. AMSR-E/Aqua Daily L3 12.5 km Brightness Temperature, Sea Ice Concentration, and Snow Depth Polar Grids V002, [2007-2008]. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Champollion, N., 2009. Mesure de la surface spécifique de la neige. Master's thesis, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Université Joseph Fourier.
- Chang, A., Foster, J., Hall, D., Rango, A., Hartline, B., 1982. Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold Reg. Sci. Technol.* 5 (3), 259–267.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L., Hall, D. K., 1987. Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Ann. Glaciol.* 9, 39–44.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L., Hall, D. K., Goodison, B. E., Walker, A. E., Metcalfe, J. R., Harby, A., 1997. Snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field campaign. *J. Geophys. Res.* 102, 29663–29672.
- Chen, C., Tsang, L., Guo, J. and Chang, A., Ding, K.-H., 2003. Frequency dependence of scattering and extinction of dense media based on three-dimensional simulations of Maxwell's equations with applications to snow. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 41 (8), 1844–1852.
- Chen, C.-T., Nijssen, B., Guo, J., Tsang, L., Wood, A., Hwang, J.-N., Lettenmaier, D., 2001. Passive microwave remote sensing of snow constrained by hydrological simulations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 39 (8), 1744–1756.
- Chen, K. S., Wu, T.-D., Tsang, L., Li, Q., Shi, J., Fung, A. K., 2003. Emission of rough surfaces calculated by the integral equation method with comparison to three-dimensional moment method simulations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 41, 90–101.
- Cherkauer, K. A., Lettenmaier, D. P., 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin. *J. Geophys. Res.* 104, 19599–19610.
- Clough, S., Shephard, M., Mlawer, E., Delamere, J., Iacono, M., Cady-Pereira, K., Boukabara, S., Brown, P., 2005. Atmospheric radiative transfer modeling : a summary of the AER codes. *J. Quant. Spectrosc. Ra.* 91 (2), 233–244.
- Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D., , Morris, E., 1993. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. Int. Commission Snow Ice Rep., IAHS.
- Colbeck, S. C., 1982. An Overview of Seasonal Snow Metamorphism. *Rev. Geophys.* 20, 45–61.

-
- Colbeck, S. C., 1983. Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.* 88, 5475–5482.
- Colbeck, S. C., 1989. Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration. *J. Glaciol.* 35, 23–29.
- Colbeck, S. C., 1990. Vapor-pressure dependence on temperature in models of snow metamorphism. *J. Glaciol.* 36, 351–353.
- Colbeck, S. C., 1991. The layered character of snow covers. *Rev. Geophys.* 29, 81–96.
- Comiso, J. C., 2000. Variability and Trends in Antarctic Surface Temperatures from In Situ and Satellite Infrared Measurements. *J. Climate* 13, 1674–1696.
- Comiso, J. C., Grenfell, T. C., Bell, D. L., Lange, M. A., Ackley, S. F., 1989. Passive microwave in situ observations of Winter Weddell Sea Ica. *J. Geophys. Res.* 94, 10891–10905.
- Comiso, J. C., Zwally, H. J., Saba, J. L., 1983. Radiative transfer modeling of microwave emission and dependence on firn properties. *Ann. Glaciol.* 3, 54–58.
- Courville, Z. R., Albert, M. R., Fahnestock, M. A., Cathles, L. M., Shuman, C. A., 2007. Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site. *J. Geophys. Res.* 112 (11), 2030–+.
- Cumming, W. A., 1952. The Dielectric Properties of Ice and Snow at 3.2 Centimeters. *J. Appl. Phys.* 23, 768–773.
- Dahe, Q., Young, N. W., Thwaites, R. J., 1988. Growth rate of crystals within the surface-snow/firn layer in Wilkes Land, East Antarctica. *Ann. Glaciol.* 11, 121–125.
- Dang, H., Genthon, C., Martin, E., 1997. Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *Ann. Glaciol.* 25, 170–176.
- Davis, C. H., Zwally, H. J., 1993. Geographic and seasonal variations in the surface properties of the ice sheets by satellite-radar altimetry. *J. Glaciol.* 39, 687–697.
- Davis, D. T., Chen, Z., Tsang, L., Hwang, J.-N., Chang, A. T. C., 1993. Retrieval of snow parameters by iterative inversion of a neural network. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 31, 842–852.
- de la Casinière, A. C., 2003. *Le rayonnement solaire dans l'environnement terrestre*. Publibook.
- Debye, P., Anderson, Jr., H. R., Brumberger, H., 1957. Scattering by an Inhomogeneous Solid. II. The Correlation Function and Its Application. *J. Appl. Phys.* 28, 679–683.
- Derksen, C., 2008. The contribution of AMSR-E 18.7 and 10.7 GHz measurements to improved boreal forest snow water equivalent retrievals. *Remote Sens. Environ.* 112 (5), 2701–2710.
- Derksen, C., LeDrew, E., Goodison, B., 2000. Temporal and spatial variability of North American prairie snow cover (1988-1995) inferred from passive microwave-derived snow water equivalent imagery. *Water Resour. Res.* 36, 255–266.
- Derksen, C., Sturm, M., Liston, G. E., Holmgren, J., Huntington, H., Silis, A., Solie, D., 2009. Northwest territories and nunavut snow characteristics from a subarctic traverse : Implications for passive microwave remote sensing. *J. Hydrometeorol.* 10, 448–463.
- Derksen, C., Walker, A., Goodison, B., 2003. A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave-derived snow water equivalent estimates in western Canada. *Remote Sens. Environ.* 88 (3), 271–282.
- Derksen, C., Walker, A., Goodison, B., 2005. Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest/tundra transition of western Canada. *Remote Sens. Environ.* 96 (3-4), 315–327.

- Derksen, C., Walker, A. E., Goodison, B. E., Strapp, J. W., 2005. Integrating In Situ and Multiscale Passive Microwave Data for Estimation of Subgrid Scale Snow Water Equivalent Distribution and Variability. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 43, 960–972.
- Déry, S. J., Brown, R. D., 2007. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback. *Geophys. Res. Lett.* 34, 22504–+.
- Dobbins, R., Stephens Jizmagian, G., 1966. Optical Scattering Cross Sections for Polydispersions of Dielectric Spheres. *Journal of the Optical Society of America* 56, 1345–+.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.-W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., Simpson, W. R., 2008. Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. and Phys.* 8 (2), 171–208.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., Casacchia, R., 2006. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.* 46 (1), 60–68.
- Dong, J., Walker, J. P., Houser, P. R., Sun, C., 2007. Scanning multichannel microwave radiometer snow water equivalent assimilation. *J. Geophys. Res.* 112 (11), 7108–+.
- Drinkwater, M. R., Long, D. G., Bingham, A. W., 2001. Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data. *J. Geophys. Res.* 106, 33935–33950.
- Durand, M., Kim, E. J., Margulis, S. A., 2008a. Quantifying Uncertainty in Modeling Snow Microwave Radiance for a Mountain Snowpack at the Point-Scale, Including Stratigraphic Effects. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 46, 1753–1767.
- Durand, M., Kim, E. J., Margulis, S. A., 2009. Radiance assimilation shows promise for snowpack characterization. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2503–+.
- Durand, M., Margulis, S. A., 2007. Correcting first-order errors in snow water equivalent estimates using a multifrequency, multiscale radiometric data assimilation scheme. *J. Geophys. Res.* 112 (11), 13121–+.
- Durand, M., Molotch, N. P., Margulis, S. A., 2008b. A Bayesian approach to snow water equivalent reconstruction. *J. Geophys. Res.* 113 (12), 20117–+.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., Martin, E., 1999. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecast. *J. Glaciol.* 45, 469–484.
- EPICA, c. m., 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628, 10.1038/nature02599.
- Essery, R., 1997a. Modelling fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over heterogeneous snow cover. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 123, 1867–1883.
- Essery, R., 1997b. Parameterization of fluxes over heterogeneous snow cover for GCMs. *Ann. Glaciol.* 25, 38–41.
- Essery, R., Etchevers, P., 2004. Parameter sensitivity in simulations of snowmelt. *J. Geophys. Res.* 109 (18), 20111–+.
- Essery, R., Yang, Z.-L., 2001. An overview of models participating in the snow model intercomparison project (SNOWMIP). *Proceedings of the SnowMIP Workshop, 11 July 2001, 8th Scientific Assembly of IAMAS, Innsbruck.*
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., Koren, V., Kowalczyk, E., Olga Nasonova, N., Pyles, R. D., Schlosser, A., Shmakin, A. B., Smirnova, T. G., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., Yang, Z.-L., 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Ann. Glaciol.* 38, 150–158.

-
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., V.Koren, Kowalczyk, E., Nasonova, N. O., Pyles, R. D., Schlosser, A., B.Shmakin, A., Smirnova, T., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., Yang, Z.-L., 2002. SnowMIP, an intercomparison of snow models : first results. In Stevens, J.R., ed. International Snow Science Workshop 2002, 29 September 4 October 2002, Penticton, British Columbia. Proceedings. Victoria, B.C., B.C. Ministry of Transportation. Snow Avalanche Programs, 353–360.
- Fahnestock, M. A., Scambos, T. A., Shuman, C. A., Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., Kwok, R., 2000. Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau : Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.* 27, 3719–3722.
- Fierz, C., Baunach, T., 2000. Quantifying grain-shape changes in snow subjected to large temperature gradients. *Ann. Glaciol.* 31, 439–444.
- Fily, M., Benoist, J.-P., 1991. Large-scale statistical study of SMMR data over Antarctica. *J. Glaciol.* 37 (125), 129–139.
- Flanner, M. G., Zender, C. S., 2006. Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.* 111 (10), 12208–+.
- Flin, F., Brzoska, J.-B., Lesaffre, B., Coléou, C., Pieritz, R. A., 2003. Full three-dimensional modelling of curvature-dependent snow metamorphism : first results and comparison with experimental tomographic data. *J. of Physics -London- D Applied Physics* 36 (10A), 49–54.
- Foster, J., Sun, C., Walker, J., Kelly, R., Chang, A., Dong, J., Powell, H., 2005. Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sens. Environ.* 94 (2), 187–203.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., La Marca, F., Urbini, S., 2002a. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica : new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* 34, 81–88.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., Urbini, S., 2002b. Snow megadunes in Antarctica : Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.* 107, 4344–+.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R., Fily, M., 2004. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Clim. Dynam.* 23, 803–813.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R., Fily, M., 2005. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.* 51, 113–124.
- Fung, A., 1994. Microwave scattering and emission models and their applications. Remote sensing library. Artech House.
- Gallée, H., G. G. h., Brun, E., 2001. Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Bound-Lay. Meteorol.* 99, 1–19.
- Gallée, H., 1995. Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea. *Antarctica. Mon. Wea. Rev.* 123, 2051–2069.
- Gallée, H., Schayes, G., 1994. Development of a three-dimensional meso-gamma primitive equations model. Katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay. *Antarctica. Mon. Wea. Rev.* 122, 671–685.
- Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. S., Picard, G., 2009. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere* 3 (2), 167–182.
- Gao, H., Wood, E., Drusch, M., Crow, W., Jackson, T., 2004. Using a Microwave Emission Model to Estimate Soil Moisture from ESTAR Observations During SGP99. *J. Hydrometeorol.* 5 (1), 49–63.
- Gay, M., Fily, M., Genthon, C., Frezzotti, M., Oerter, H., Winther, J., 2002. Snow grain size measurements in Antarctica. *J. Glaciol.* 48 (163).

- Genthon, C., Krinner, G., Castebrunet, H., 2008. Antarctic precipitation and climate change in the IPCC models : Horizontal resolution and margin vs plateau issues. *Ann. Glaciol.* 50.
- Genthon, C., Lardeux, P., Krinner, G., 2007. The surface accumulation and ablation of a blue ice area near Cap Prudhomme, Adélie Land, Antarctica. *J. Glaciol.* 53 (183), 635–645.
- Giddings, J. C., Lachapelle, E., 1961. Diffusion Theory Applied to Radiant Energy Distribution and Albedo of Snow. *J. Geophys. Res.* 66, 181–189.
- Giovinetto, M., 1963. Glaciological studies on the Mc Murdo-South Pole traverse, 1960-1961. Ohio State univ. Inst. Polar Stud. Rep. 7.
- Goodison, B. E., 1978. Accuracy of Canadian Snow Gage Measurements. *Journal of Applied Meteorology* 17, 1542–1548.
- Goodison, B. E., 1981. Compatibility of Canadian Snowfall and Snow Cover Data. *Water Resour. Res.* 17, 893–900.
- Goodwin, I., 1988. Firn core data from shallow drilling investigations in eastern Wilkes Land, east Antarctica. ANARE Reas. Notes (65).
- Goujon, C., Barnola, J.-M., Ritz, C., 2003. Modeling the densification of polar firn including heat diffusion : Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. *J. Geophys. Res.* 108, 4792–+.
- Gow, A., 1969. On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn. *J. Glaciol.* 8 (53), 241–252.
- Gow, A., Meese, D., Bialas, R., 2004. Accumulation variability, density profiles and crystal growth trends in ITASE firn and ice cores from West Antarctica. *Ann. Glaciol.* 39, 101–109.
- Grenfell, T. C., Maykut, G. A., 1977. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin. *J. Glaciol.* 18, 445–463.
- Grenfell, T. C., Perovich, D., Ogren, J., 1981. Spectral albedos of an alpine snowpack. *Cold Reg. Sci. Technol.* 4 (2), 121–127.
- Grenfell, T. C., Warren, S. G., 1999. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res.* 104, 31697–31710.
- Grippa, M., Mognard, N., Le Toan, T., 2004. Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge. *Remote Sens. Environ.* 98 (1), 35–44.
- Grody, N., 2008. Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements : Theory compared with Advanced Microwave Sounding Unit observations from 23 to 150 GHz. *J. Geophys. Res.* 113 (12), 22108–+.
- Grody, N., Basist, A., 1997. Interpretation of SSM/I measurements over Greenland. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 35 (2), 360–366.
- Groisman, P. Y., Karl, T. R., Knight, R. W., 1994a. Observed Impact of Snow Cover on the Heat Balance and the Rise of Continental Spring Temperatures. *Science* 263, 198–200.
- Groisman, P. Y., Karl, T. R., Knight, R. W., Stenchikov, G. L., 1994b. Changes of Snow Cover, Temperature, and Radiative Heat Balance over the Northern Hemisphere. *J. Climate* 7, 1633–1656.
- Groisman, P. Y., Legates, D. R., 1994. The Accuracy of United States Precipitation Data. *B. Am. Meteorol. Soc.* 75, 215–228.
- Guedj, S., 2008. Emissivités satellite versus modèle pour une meilleure assimilation des observations micro-ondes au-dessus de l'Antarctique. Master's thesis, Université Paul Sabatier.

-
- Guo, J., Tsang, L., Josberger, E. G., Wood, A. W., Hwang, J.-N., Lettenmaier, D. P., Mar. 2003. Mapping the spatial distribution and time evolution of snow water equivalent with passive microwave measurements. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 41, 612–621.
- Gustafsson, D., Stähli, M., Jansson, P.-E., 2001. The surface energy balance of a snow cover : comparing measurements to two different simulation models. *Theor. Appl. Climatol.* 70, 81–96.
- Hall, D., 1987. Influence of depth hoar on microwave emission from snow in northern Alaska. *Cold Reg. Sci. Technol.* 13 (3), 225–231.
- Hall, D. K., Martinec, J., 1985. *Remote Sensing of Ice and Snow*. London : Chapman and Hall.
- Hall, D. K., Sturm, M., Benson, C. S., Chang, A. T. C., Foster, J. L., Garbel, H., Chacho, E., 1991. Passive microwave remote and in situ measurements of arctic and subarctic snow covers in alaska. *Remote Sens. Environ.* 38 (3), 161–172.
- Harlow, R. C., 2008. The relationship between the mean radius of snow grains and snow correlation lengths ascertained from microwave scattering theory, iGARSS, Invited Sessions : Passive Microwave Remote Sensing of Terrestrial Snow.
- Harlow, R. C., 2009. Millimeter Microwave Emissivities and Effective Temperatures of Snow-Covered Surfaces : Evidence for Lambertian Surface Scattering. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 47 (7), 1957–1970.
- Henderson-Sellers, A., Hughes, N., 1982. Albedo and its importance in climate theory. *Progress in Physical Geography* 6 (1), 1–44.
- Higham, M., Craven, M., 1997. Surface mass balance and snow surface properties from the Lambert glacier basin traverses 1990-94. *Antarctic CRC* (9), pp. 129.
- Hofer, R., Mätzler, C., 1980. Investigations on snow parameters by radiometry in the 3- to 60-mm wavelength region. *J. Geophys. Res.* 85, 453–460.
- Hofer, R., Schanda, E., 1978. Signatures of snow in the 5 to 94 GHz range. *Radio Sci.* 13, 365–369.
- Hollinger, J., Pierce, J., Poe, G., 1990. SSM/I instrument evaluation. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 28 (5), 781–790.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Krinner, G., Levan, P., Li, Z.-X., Lott, F., 2006. The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dynam.* 27, 787–813.
- Hudson, D., Piepmeier, J., Long, D., 2007. Polarization Rotation Correction in Radiometry : An Error Analysis. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 45 (10), 3212–3223.
- Hufford, G., 1991. A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves* 12, 677–682.
- IPCC, 2007. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). Cambridge University Press.
- Jacobi, H., Domine, F., Simpson, W., Douglas, T., Sturm, S., Soumis. Simulation of the specific surface area of snow using a onedimensional physical snowpack model : Implementation and evaluation for subarctic snow in Alaska. *The Cryosphere*.
- Jamieson, B., 2006. Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release. *Rev. Geophys.* 44, 2001–+.

- Jezek, K. C., Merry, C., Cavalieri, D., Grace, S., Bedner, J., Wilson, D., Lampkin, D., 1991. Comparison between SMMR and SSM/I passive microwave data collected over the Antarctic ice sheet. Byrd Polar Res. Cent. Tech. Rep., Ohio State Univ., Columbus. 91-03.
- Jiang, L., Shi, L., Tjuatja, S., Dozier, J., Chen, K., Zhang, L., 2007. A parameterized multiple-scattering model for microwave emission from dry snow. *Remote Sens. Environ.* 111 (2-3), 357–366.
- Jin, Y., 1994. Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing. World Scientific.
- Jin, Z., Charlock, T., Yang, P., Xie, Y., Miller, W., 2008. Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica. *Remote Sens. Environ.* 112 (9), 3563–3581.
- Johnson, J., Kong, J., Shin, R., Yueh, S., Nghiem, S., Kwok, R., 1994. Polarimetric thermal emission from rough ocean surfaces. *J. Electromagnet. Wave* 8 (1), 43–59.
- Jordan, R., 1991. A one-dimensional temperature model for snow cover. Tech. rep., Special Report 91-6, US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), Hanover, NH, 49 pp.
- Josberger, E. G., Mognard, N. M., 2002. A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism. *Hydrol. Process.* 16, 1557–1568.
- Karbou, F., Prigent, C., 2005. Calculation of Microwave Land Surface Emissivity From Satellite Observations : Validity of the Specular Approximation Over Snow-Free Surfaces *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* 2, 311–314.
- Kärkäs, E., Granberg, H. B., Kanto, K., Rasmus, K., Lavoie, C., Leppäranta, M., 2002. Physical properties of the seasonal snow cover in Dronning Maud Land, East Antarctica. *Ann. Glaciol.* 34, 89–94.
- Kelly, R. E., Chang, A. T., Tsang, L., Foster, J. L., 2003. A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 41, 230–242.
- Kelly, R. E. J., Chang, A. T. C., 2003. Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data. *Radio Sci.* 38, 41–1.
- Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gäggeler, H. W., Ammann, M., Schneebeli, M., 2007. Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption : comparison and implications for surface smoothness. *Atmos. Chem. and Phys.* 7 (4), 10287–10322.
- Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gäggeler, H. W., Ammann, M., Schneebeli, M., 2008. Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption : comparison and implications for surface smoothness. *Atmos. Chem. and Phys.* 8, 1261–1275.
- Knowles, K. W., Savoie, M. H., Armstrong, R. L., Brodzik, M. J., 2008. AMSR-E/Aqua daily EASE-Grid T_B . Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Koenig, L. S., Steig, E. J., Winebrenner, D. P., Shuman, C. A., 2007. A link between microwave extinction length, firn thermal diffusivity, and accumulation rate in West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 112 (11), 3018–+.
- Koerner, R. M., 1971. A Stratigraphic Method of Determining the Snow Accumulation Rate at Plateau Station, Antarctica, and Application to South Pole-Queen Maud Land Traverse 2, 1965-66. *Antarctic Research Ser.* 16, 225–238.
- Koh, G., 1992. Dielectric Properties Of Ice And Snow At 26.5 To 40 GHz. pp. 820–822.
- Kokhanovsky, A., Zege, E., 2004. Scattering optics of snow. *Appl. Optics* 43 (7), 1589–1602.
- Kongoli, C., Grody, N. C., Ferraro, R. R., 2004. Interpretation of AMSU microwave measurements for the retrievals of snow water equivalent and snow depth. *J. Geophys. Res.* 109 (D18), 24111–+.

-
- Kongoli, C., Pellegrino, P., Ferraro, R. R., Grody, N. C., Meng, H., 2003. A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Geophys. Res. Lett.* 30 (14), 140000–1.
- König, M., Winther, J.-G., Isaksson, E., 2001. Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Rev. Geophys.* 39, 1–28.
- Krinner, G., Genthon, C., 1997. The Antarctic surface mass balance in a stretched grid general circulation model. *Ann. Glaciol.* 25, 73–78.
- Krinner, G., Guicherd, B., Ox, K., Genthon, C., Magand, O., 2007. Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century. *J. Climate.*
- Kunzi, K. F., Patil, S., Rott, H., 1982. Snow-Cover Parameters Retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 20, 452–467.
- Kuria, D., Koike, T., Lu, H., Tsutsui, H., Graf, T., 2007. Field-Supported Verification and Improvement of a Passive Microwave Surface Emission Model for Rough, Bare, and Wet Soil Surfaces by Incorporating Shadowing Effects. *IEEE T. Geosci. Remote* 45 (5), 1207–1216.
- Kwok, R., Comiso, J. C., 2002. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature : Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 29 (14), 140000–1.
- Lacroix, P., 2007. Apport de l’altimétrie radar spatiale à l’étude de la neige de la calotte polaire Antarctique. Ph.D. thesis, Université Toulouse II - Paul Sabatier, LEGOS.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legrésy, B., Blarel, F., Rémy, F., 2008a. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sens. Environ.* 112 (4), 1712–1729.
- Lacroix, P., Legresy, B., Remy, F., Blarel, F., Picard, G., Brucker, L., 2009. Rapid change of the snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sens. Environ.*
- Lacroix, P., Legrésy, B., Langley, K., Hamran, S., Kohler, J., Roques, S., Rémy, F., Dechambre, M., 2008b. In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler. *J. Glaciol.* 54 (187), 753–762.
- Lagarias, J., Reeds, J. A., Wright, M. H., Wright, P. E., 1998. Convergence Properties of the Nelder-Mead Simplex Method in Low Dimensions. *SIAM J. of Optimization* 9 (1), 112–147.
- Langlois, A., Brucker, L., Kohn, J., Royer, A., Derksen, C., Cliche, P., Picard, G., Willemet, J., Fily, M., 2009. Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada. *J. of Hydrometeorology.*
- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Picard, G., Brucker, L., Arnaud, L., Goïta, K., Fily, M., Soumis 2009. On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Reg. Sci. Technol.*
- Langlois, A., Scharien, R., Gelsetzer, T., Iacozza, J., Barber, D., Yackel, J., 2008. Estimating of snow water equivalent over first-year sea ice using AMSR-E and surface observations. *Remote Sens. Environ.* 112, 3656–3667.
- Lefebre, F., Gallée, H., van Ypersele, J.-P., Greuell, W., 2003. Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland) : A study of surface albedo. *J. Geophys. Res.* 108, 4231–+.
- Legagneux, L., 2003. Evolution de la microphysique du manteau neigeux. Surface spécifique et métamorphisme. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Legagneux, L., Cabanes, A., Domine, F., 2002. Measurement of the Specific Surface Area of 176 Snow Samples Using Methane Adsorption at 77 K. *J. Geophys. Res.* 107 (D17), 4335.

- Legagneux, L., Lauzier, T., Domin, F., Kuhs, W. F., Heinrichs, T., Techmer, K., 2003. Rate of decay of specific surface area of snow during isothermal experiments and morphological changes studied by scanning electron microscopy. *Can. J. Phys.* 81, 459–468.
- Legagneux, L., Taillandier, A.-S., Domine, F., 2004. Grain growth theories and the isothermal evolution of the specific surface area of snow. *J. Appl. Phys.* 95, 6175–6184.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, V., Zanife, O.-Z., 2005. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.* 95 (2), 150–163.
- Legrésy, B., Rémy, F., 1998. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.* 44, 197–206.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., 2002a. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part 3 : meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.* 35 (3), 169–184.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., Satyawali, P., 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part 2 : snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.* 35 (3), 147–167.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U., Zimmerli, M., 1999. SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Reg. Sci. Technol.* 30 (1-3), 145–157.
- Lejeune, Y., L'Hôte, Y., Chevallier, P., 2003. Instrumentation et constitution d'une base de données météorologiques et nivologiques dans les Andes ; station Charquini, 4795 m, Bolivie. Tech. rep., Météo France, Centre National de Recherche en Météorologie, Centre d'Etude de la Neige, Grenoble.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., Zhang, T., 2007. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, Ch. Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground.
- Lemmetyinen, J., Derksen, C., Pulliainen, J., Strapp, W., Toose, P., Walker, A., Tauriainen, S., Pihlflyckt, J., Karna, J.-P., Hallikainen, M., 2009. A Comparison of Airborne Microwave Brightness Temperatures and Snowpack Properties Across the Boreal Forests of Finland and Western Canada. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 47 (3), 965–978.
- Lesaffre, B., Brzoska, J., Coléou, C., Flin, F., Pieritrz, R., 2003. Images tridimensionnelles de neige : des prélèvements in situ aux fichiers de données volumiques. Tech. Rep. 22, Centre d'Etude de la Neige, Météo France.
- Lesaffre, B., Pougatch, E., Martin, E., 1998. Objective determination of snow-grain characteristics from images. *Ann. Glaciol.* 26, 112–118.
- L'Hôte, Y., Chevalier, P., Etchevers, P., Lejeune, P., Wagnon, P., 2004. Pluie ou neige dispositif de mesures pluviographiques dans les andes de bolivie et interprétation des enregistrements. *Journal des Sciences Hydrologiques* 49 (2).
- Li, J., Zwally, H. J., 2004. Modeling the density variation in the shallow firn layer. *Ann. Glaciol.* 38, 309–313.
- Li, L., Gaiser, P., Albert, M. R., Long, D. G., Twarog, E. M., 2008. WindSat Passive Microwave Polarimetric Signatures of the Greenland Ice Sheet. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 46, 2622–2631.
- Liang, D., Tse, K., Tan, Y., Tsang, L., Ding, K. H., 2006. Scattering and Emission in Snow Based on QCA/DMRT and Numerical Maxwell Model of 3Dimensional Simulations (NMM3D). *IEEE MicroRad*, 197–202.

-
- Liang, D., Xu, X., Tsang, L., Andreadis, K., Josberger, E., 2007. Modeling multi-layer effects in passive microwave remote sensing of dry snow using Dense Media Radiative Transfer Theory (DMRT) based on quasicrystalline approximation. In : Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International. pp. 1215–1218.
- Liang, D., Xu, X., Tsang, L., Andreadis, K. M., Josberger, E. G., 2008. The Effects of Layers in Dry Snow on Its Passive Microwave Emissions Using Dense Media Radiative Transfer Theory Based on the Quasicrystalline Approximation (QCA/DMRT). *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 46 (11), 3663–3671.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., Burges, S. J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99, 14415–14428.
- Liebe, H. J., Hufford, G. A., Manabe, T., 1991. A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1 THz. *Int. J. Infrared Milli.* 12, 659–675.
- Liu, H., Wang, L., Jezek, K. C., 2006. Spatiotemporal variations of snowmelt in Antarctica derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and Special Sensor Microwave Imager data (1978-2004). *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)* 111 (10), 1003–+.
- Loewe, F., 1956. Contributions to the glaciology of the Antarctic. *J. Glaciol.* 2 (19), 657–665.
- Long, D., Drinkwater, M., 2000. Azimuth variation in microwave scatterometer and radiometer data over Antarctica. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 38 (4), 1857–1870.
- Luo, Y., Berbery, E. H., Mitchell, K. E., Betts, A. K., 2007. Relationships between Land Surface and Near-Surface Atmospheric Variables in the NCEP North American Regional Reanalysis. *J. Hydrometeorol.* 8, 1184–+.
- Macelloni, G., Brogioni, M., Pampaloni, P., Cagnati, A., 2007. Multifrequency microwave emission from the dome-c area on the east antarctic plateau : Temporal and spatial variability. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 45 (7), 2029–2039.
- Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Brogioni, M., Ranzi, R., Crepaz, A., 2005. Monitoring of Melting Refreezing Cycles of Snow With Microwave Radiometers : The Microwave Alpine Snow Melting Experiment (MASMEX 2002 2003). *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 43, 2431–2442.
- Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Tedesco, M., 2001. Microwave emission from dry snow : a comparison of experimental and model results. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 39 (12), 2649–2656.
- Magand, O., Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Genthon, C., 2008. Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere* 2 (2), 109–115.
- Male, D. H., Granger, R. J., 1981. Snow Surface Energy Exchange. *Water Resour. Res.* 17, 609–627.
- Marbouty, D., 1980. An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. Glaciol.* 26, 303–312.
- Martin, E., 1995. Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises, application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Martin, E., 2005. Modélisation du manteau neigeux et applications dans les domaines du changement climatique et de l'hydrologie. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Martin, E., Brun, E., Durand, Y., 1994. Sensitivity of the French Alps snow cover to the variations of climatic variables. *Annales Geophysicae*, 469–477.
- Maslanik, J., Stroeve, J., 1990. DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures.
- Massom, R. A., Eicken, H., Haas, C., Jeffries, M. O., Drinkwater, M. R., Sturm, M., Worby, A. P., Wu, X., Lytle, V. I., Ushio, S., Morris, K., Reid, P. A., Warren, S. G., Allison, I., 2001. Snow on Antarctic sea ice. *Rev. Geophys.* 39, 413–445.

- Mattia, F., Toan, T. L., Picard, G., Posa, F. I., D'Alessio, A., Notarnicola, C., Gatti, A. M., Rinaldi, M., Satalino, G., Pasquariello, G., 2003. Multitemporal c-band radar measurements on wheat fields. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 41, 1551–1560.
- Matzl, M., 2006. Quantifying the stratigraphy of snow profiles. Ph.D. thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
- Matzl, M., Schneebeli, M., 2006. Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.* 52, 558–564(7).
- Mätzler, C., 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorol. Atmos. Phys.* 54, 241–260.
- Mätzler, C., 1997. Autocorrelation functions of granular media with free arrangement of spheres, spherical shells or ellipsoids. *J. Appl. Phys.* 81, 1509–1517.
- Mätzler, C., 2005. On the Determination of Surface Emissivity From Satellite Observations. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* 2, 160–163.
- Mätzler, C. (Ed.), 2006. *Thermal Microwave Radiation : Applications for Remote Sensing*. IET Electromagnetic Waves.
- Mätzler, C., Ramseier, R., Svendsen, E., 1984. Polarization effects in sea-ice signatures. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of OE-9* (5), 333–338.
- Mätzler, C., Rosenkranz, P. W., 2007. Dependence of Microwave Brightness Temperature on Bistatic Surface Scattering : Model Functions and Application to AMSU-A. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 45, 2130–2138.
- Mätzler, C., Schanda, E., Good, W., 1982. Towards the Definition of Optimum Sensor Specifications for Microwave Remote Sensing of Snow. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 20 (1), 57–66.
- Mätzler, C., Wiesmann, A., 1999. Extension of the Microwave Emission Model of Layered Snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sens. Environ.* 3 (70), 317–325.
- Meissner, T., Wentz, F. J., 2004. The Complex Dielectric Constant of Pure and Sea Water From Microwave Satellite Observations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 42, 1836–1849.
- Meissner, T., Wentz, F. J., 2006. Polarization Rotation and the Third Stokes Parameter : The Effects of Spacecraft Attitude and Faraday Rotation. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 44, 506–515.
- Mesinger, F., 2004. North American Regional Reanalysis : A long-term, consistent, high-resolution climate dataset for the North American domain, as a major improvement upon the earlier global reanalysis datasets in both resolution and accuracy. *B. Am. Meteorol. Soc.*
- Mesinger, F., Dimego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jovi, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., Shi, W., 2006. *B. Am. Meteorol. Soc.* 87, 343–360.
- Metcalfe, J. R., Goodison, B. E., 1993. Correction of Canadian winter precipitation data. Eighth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, 17-22 January 1993, Anaheim, California, 338-343.
- Mondet, J., 1999. Étude des paramètres de surface de la calotte polaire antarctique, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, à partir des données de l'instrument de télédétection POLDER. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, Laboratoire de Glaciologie et Géopysique de l'Environnement.
- Mote, T. L., Anderson, M. R., 1995. Variations in snowpack melt on the Greenland ice sheet based on passive-microwave measurements. *J. Glaciol.* 41, 51–60.
- Mounirou Toure, A., Goïta, K., Royer, A., Mätzler, C., Schneebeli, M., 2009. Near-infrared digital photography to estimate snow correlation length for microwave emission modeling. *Applied Optics* 48 (1).

-
- Mätzler, C., 1987. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Reviews* 2, 259–387.
- Mätzler, C., 1996. Microwave permittivity of dry snow. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 34 (2), 573–581.
- Mätzler, C., 1998. Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *J. Appl. Phys.* 83 (11), 6111–6117.
- Mätzler, C., 2002a. Relation between grain-size and correlation length of snow. *J. Glaciol.* 48 (162), 461–466.
- Mätzler, C., 2002b. Relation between grain size and correlation length of snow. AGU fall meeting, 1–4.
- Mätzler, C., 2004a. Notes on microwave radiation from snow samples and emission of layered snowpacks. Tech. rep., University of Bern, Research report.
- Mätzler, C., 2004b. Notes on microwave radiation from snow samples and emission of layered snowpacks. Tech. Rep. Research report No. 96-09, Institute of Applied Physics, University of Bern.
- Mätzler, C., 2004c. Notes on microwave radiation from snow samples and emission of layered snowpacks.
- Mätzler, C., Aebischer, H., Schanda, E., 1984. Microwave dielectric properties of surface snow. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of OE-9* (5), 366–371.
- Mätzler, C., Wiesmann, A., 2007. Documentation for MEMLS, Version 3. Tech. rep., University of Bern, Research report.
- Nakamura, T., Abe, O., Hasegawa, T., Tamura, R., Ohta, T., 2001. Spectral reflectance of snow with a known grain-size distribution in successive metamorphism. *Cold Reg. Sci. Technol.* 32 (1), 13–26.
- Narvekar, P., Heygster, G., Jackson, T., Bindlish, R., 2007. Polarimetric microwave emission from snow surfaces : 4th Stokes component analysis. In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*. pp. 762–765.
- Narvekar, P., Heygster, G., Tonboe, R., Jackson, T., 2008. Analysis of WindSat Data over Arctic Sea Ice. In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*. Vol. 5. pp. V –369–V –372.
- Narvekar, P. S., Heygster, G., Jackson, T. J., Bindlish, R., Li, L., 2006. Azimuthal variations in polarimetric microwave measurements observed over Dome C, Antarctica. In : *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*. Vol. 6410 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*.
- Nishimura, H., Maeno, N., 1985. Studies on structures and physical properties of snow on Mizuho Plateau, Antarctica. *Ann. Glaciol.* 6, 105–107.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Weather Rev.* 117, 536–+.
- Organisation Météorologique Mondiale (Ed.), 2009. Déclaration de l’OMM sur l’état du climat mondial en 2008. No. 1039.
- Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (Ed.), 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d’évaluation du Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Évolution du Climat. GIEC, Genève, Suisse.
- Painter, T., Molotch, N., Cassidy, M., Flanner, M., Steffen, K., 2007. Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size. *J. Glaciol.* 53 (180), 121–127.
- Pardé, M., Goïta, K., Royer, A., 2007. Inversion of a passive microwave snow emission model for water equivalent estimation using airborne and satellite data. *Remote Sens. Environ.* 111 (2-3), 346–356.

- Parish, T. R., Bromwich, D. H., 1987. The surface windfield over the Antarctic ice sheets. *Nature* 328, 51–54.
- Parish, T. R., Bromwich, D. H., 2007. Reexamination of the Near-Surface Airflow over the Antarctic Continent and Implications on Atmospheric Circulations at High Southern Latitudes*. *Mon. Weather Rev.* 135, 1961–+.
- Perla, R., Dozier, J., Davis, R. E., 1986. Preparation of serial sections in dry snow specimens. *J. Microscopy* 142 (1), 111–114.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Phalippou, L., 1996. Variational retrieval of humidity profile, wind speed and cloud liquid-water path with the SSM/I : Potential for numerical weather prediction. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 122, 327–355.
- Picard, G., 2002. Modélisation radar des couverts végétaux. Applications à la télédétection de couverts forestiers et agricoles. Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, CESBIO.
- Picard, G., Arnaud, L., Domine, F., Fily, M., 2009a. Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements : Numerical study of the influence of grain shape. *Cold Reg. Sci. Technol.* 56 (1), 10–17.
- Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Gallée, H., Krinner, G., 2009b. Modeling timeseries of microwave brightness temperature in Antarctica. *J. of Glaciol.*
- Picard, G., Fily, M., 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers : Correcting 26-years times series from changes in acquisition hours. *Remote Sens. Environ.* 104, 325–336.
- Picard, G., Fily, M., Gallée, H., 2007. Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glaciol.* 46, 29–34.
- Picciotto, A., Crozaz, G., De Breuck, W., 1971. Accumulation on the South Pole-Quenn Maud Land traverse, 1964-1968. *Antarctic Research Ser.* 16, 257–315.
- Polder, D., van Santen, J., 1946. The effective permeability of mixtures of solids. *Physica* 12 (5), 257–271.
- Pollack, J. B., Cuzzi, J. N., 1980. Scattering by nonspherical particles of size comparable to wavelength - A new semi-empirical theory and its application to tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.* 37, 868–881.
- Pomeroy, J., Essery, R., Toth, B., 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion : observations in a sub-arctic mountain catchment. *Ann. Glaciol.* 38, 195–201.
- Prigent, C., Wigneron, J.-P., Rossow, W. B., Pardo-Carrion, J. R., 2000. Frequency and angular variations of land surface microwave emissivities : can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 38, 2373–2386.
- Pulliainen, J., 2006. Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-Arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sens. Environ.* 101 (2), 257–269.
- Pulliainen, J., Hallikainen, M., 2001. Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations. *Remote Sens. Environ.* 75 (1), 76–85.
- Pulliainen, J. T., Grandell, J., Hallikainen, M. T., 1999. HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 37, 1378–1390.
- Rango, A., 1980. Operational applications of satellite snow cover observations. *Wat. Resour. Bull.* 16, 1066–1073.
- Rango, A., Itten, K. I., 1976. Satellite potentials in snowcover monitoring and runoff prediction. *Nordic Hydrology* 7 (4), 209–230.

-
- Ranzi, R., Rosso, R., 1991. A physically based approach to modeling distributed snowmelt in a small alpine catchment. *Snow Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, 141–150.
- Reichle, R. H., McLaughlin, D. B., Entekhabi, D., 2002. Hydrologic Data Assimilation with the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Weather Rev.* 130, 103–+.
- Rémy, F., Legresy, B., Testut, L., 2001. Ice Sheet And Satellite Altimetry. *Surveys in Geophysics* 22, 1–29.
- Rémy, F., Minster, J., 1991. A comparison between active and passive microwave measurements of the Antarctic ice sheet and their association with the surface katabatic winds. *J. Glaciol.* 37 (125), 3–10.
- Reul, N., Saux-Picart, S., Chapron, B., Vandemark, D., Tournadre, J., Salisbury, J., 2009. Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume. *Geophys. Res. Lett.* 36, 13607–+.
- Rick, U., Albert, M., 2004. Microstructure and permeability in the near-surface firn near a potential US deep-drilling site in West Antarctica. *Ann. Glaciol.* 39, 62–66.
- Rignot, E., Bamber, J., van den Broeke, M., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W., van Meijgaard, E., 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature*, 106–110.
- Robinson, D., 2008. Northern hemisphere continental snow cover extent : A 2008 update. Tech. rep., Rutgers University, Global snow lab.
- Rosenfeld, S., Grody, N., 2000. Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements. *J. Geophys. Res.* 105 (11), 14913–14925.
- Rosenkranz, P., 1992. Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 30 (5), 1081–1085.
- Rosenkranz, P., 1998. Water vapor continuum absorption : a comparison of measurements and models. *Radio Sci.* 33, 919–928.
- Rosenkranz, P. W., Mätzler, C., 2008. Dependence of AMSU-A Brightness Temperatures on Scattering From Antarctic Firn and Correlation With Polarization of SSM/I Data. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* 5, 769–773.
- Rott, H., 1989. Multispectral microwave signatures of the Antarctic ice sheet. *Microwave Radiomet. Remote Sens. Appl.*, 89–101.
- Rott, H., Sturm, K., Miller, H., 1993. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Ann. Glaciol.* 17, 337–343.
- Rutter, N., Cline, D., Li, L., 2008. Evaluation of the NOHRSC Snow Model (NSM) in a One-Dimensional Mode. *J. Hydrometeorol.* 9, 695–+.
- Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H., Douville, H., Dutra, E., Elder, K., Ellis, C., Feng, X., Gelfan, A., Goodbody, A., Gusev, Y., Gustafsson, D., Hellström, R., Hirabayashi, Y., Hirota, T., Jonas, T., Koren, V., Kuragina, A., Lettenmaier, D., Li, W.-P., Luce, C., Martin, E., Nasonova, O., Pumpanen, J., Pyles, R. D., Samuelsson, P., Sandells, M., Schädler, G., Shmakin, A., Smirnova, T. G., Stähli, M., Stöckli, R., Strasser, U., Su, H., Suzuki, K., Takata, K., Tanaka, K., Thompson, E., Vesala, T., Viterbo, P., Wiltshire, A., Xia, K., Xue, Y., Yamazaki, T., 2009. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). *J. Geophys. Res.* 114 (13), 6111–+.
- Saleh, K., Wigneron, J.-P., Waldteufel, P., de Rosnay, P., Schwank, M., Calvet, J.-C., Kerr, Y., 2007. Estimates of surface soil moisture over grass covers using L-band radiometry. *Remote Sens. Environ.* 109, 42–53.
- Saunders, R., Matricardi, M., Brunel, P., 1999. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 125, 1407–1425.

- Saunders, R., Matricardi, M., Geer, A., Rayer, P., 2008. RTTOV-9 science and validation report. Tech. rep., Met Office.
- Savary, S., Fortin, J., Bernier, M., Martin, E., 2004. Simulation of snowpack evolution, on the LG4 sub-basin of the La Grande river in northern Québec, using the CROCUS French snow model. *Rev. Sci. Eau* 17 (3), 395–417.
- Scambos, T., Haran, T., Fahnestock, M., Painter, T., Bohlander, J., 2007. MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets : continent-wide surface morphology and snow grain size. *Remote Sens. Environ.* 111, 242–257.
- Schanda, E., Matzler, C., Kunzi, K., 1983. Microwave remote sensing of snow cover. *International Journal of Remote Sensing* 4, 149–158.
- Schneider, D. P., Steig, E. J., 2002. Spatial and temporal variability of Antarctic ice sheet microwave brightness temperatures. *Geophys. Res. Lett.* 29 (20), 200000–1.
- Schneider, D. P., Steig, E. J., Comiso, J. C., 2004. Recent Climate Variability in Antarctica from Satellite-Derived Temperature Data. *J. Climate* 17, 1569–1583.
- Schultz, G. A., Barrett, E. C., 1989. Advances in remote sensing for hydrology and water resources management. Tech. rep., Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, 102 pp.
- Serreze, M. C., Francis, J. A., 2006. The Arctic Amplification Debate. *Climatic Change* 76 (3), 241–264.
- Sherjal, I., Fily, M., 1994. Temporal variations of microwave brightness temperatures over Antarctica. *Ann. Glaciol.* 20, 19–25.
- Shuman, C. A., Alley, R. B., 1993. Spatial and temporal characterization of hoar formation in central Greenland using SSM/I brightness temperatures. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2643–2646.
- Shuman, C. A., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., 1993. Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of the GISP2 site, Greenland. *Ann. Glaciol.* 17, 183–188.
- Shuman, C. A., Comiso, J. C., 2002. In situ and satellite surface temperature records in Antarctica. *Ann. Glaciol.* 34, 113–120.
- Shuman, C. A., Stearns, C. R., 2001. Decadal-Length Composite Inland West Antarctic Temperature Records. *J. Climate* 14, 1977–1988.
- Sihvola, A., Nyfors, E., Tiuri, M., 1985. Mixing formulae and experimental results for the dielectric constant of snow. *J. Glaciol.* 31, 163–170.
- Sihvola, A. H., Kong, J. A., 1988. Effective permittivity of dielectric mixtures. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 26, 420–429.
- Skaugen, T., 2007. Modelling the spatial variability of snow water equivalent at the catchment scale. *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 11, 1543–1550.
- Skvarca, P., Rack, W., Rott, H., Donángelo, T. I., 1999. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula : an overview. *National Institute Polar Research Memoirs* 18, 151–157.
- Slater, A. G., Bohn, T. J., McCreight, J. L., Serreze, M. C., Lettenmaier, D. P., 2007. A multimodel simulation of pan-Arctic hydrology. *J. Geophys. Res.* 112 (11), 4–+.
- Spreitzhofer, G., Fierz, C., Lehning, M., 2004. SNGUI : a graphical user interface for snowpack modeling. *Comput. Geosci.* 30, 809–816.
- Srolovitz, D., Anderson, M., Sahni, P., Grest, G., 1984. Computer simulation of grain growth-II : Grain size distribution, topology, and local dynamics. *Acta Metallurgica* 32 (5), 793–802.

-
- Steig, E. J., Schneider, D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C., Shindell, D. T., 2009. Warming of the antarctic ice-sheet surface since the 1957 international geophysical year. *Nature* 457, 459–462.
- Stephenson, P., 1967. Some considerations of snow metamorphism in the Antarctic ice sheet in the light of ice crystal studies. In *Oura*.
- Stephenson, P. J., 1971. Physics of Snow and Ice, chapter = Some considerations of snow metamorphism in the Antarctic ice sheet in the light of ice crystal studies. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, pp. 725–740.
- Stieglitz, M., Déry, S. J., Romanovsky, V. E., Osterkamp, T. E., 2003. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophys. Res. Lett.* 30 (13), 130000–1.
- Stogryn, A., 1984. Correlation Functions for Random Granular Media in Strong Fluctuation Theory. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 22, 150–154.
- Stogryn, A., 1986. A Study of the Microwave Brightness Temperature of Snow from the Point of View of Strong Fluctuation Theory. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 24, 220–231.
- Stroeve, J., Holland, M. M., Meier, W., Scambos, T., Serreze, M., 2007. Arctic sea ice decline : Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34, 9501–+.
- Stroeve, J. C., Markus, T., Maslanik, J. A., Cavalieri, D. J., Gasiewski, A. J., Heinrichs, J. F., Holmgren, J., Perovich, D. K., Sturm, M., 2006. Impact of Surface Roughness on AMSR-E Sea Ice Products. *IEEE T. Geosci. Remote* 44, 3103–3117.
- Sturm, M., Benson, C., 1997. Vapor transport, grain growth and depth hoar development in the subarctic snow. *J. Glaciol.* 43, 42–59.
- Sturm, M., Grenfell, T. C., Perovich, D. K., 1993. Passive microwave measurements of tundra and taiga snow covers in Alaska, U.S.A. *Ann. Glaciol.* 17, 125–130.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., Morris, K., 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.* 43, 26–41.
- Sturm, M., Holmgren, J., Liston, G. E., 1995. A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications. *J. Climate* 8, 1261–1283.
- Sturm, M., Perovich, D. K., Holmgren, J., 2002. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research (Oceans)* 107 (C10), 19–1.
- Surdyk, S., 1993. Etudes des signatures spectrales micro-ondes obtenues par télédétection sur la calotte polaire Antarctique. Comparaison avec des données de terrain et modélisation de l'émissivité de la neige. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Surdyk, S., 2002. Low microwave brightness temperatures in central Antarctica : observed features and implications. *Ann. Glaciol.* 34, 134–140.
- Surdyk, S., 2002. Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica : An analytical approach. *Remote Sens. Environ.* 80, 256–271.
- Surdyk, S., Fily, M., 1993. Comparison of the passive microwave spectral signature of the Antarctic ice sheet with ground traverse data. *Ann. Glaciol.* 17.
- Surdyk, S., Fily, M., 1995. Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach : application to the Antarctic ice sheet. *J. Geophys. Res.* 100 (C5), 8837–8848.
- Szeto, K. K., Tran, H., MacKay, M., Crawford, R., Stewart, E., 2008. Assessing water and energy budgets for the Mackenzie River Basin. *Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies. The Mackenzie GEWEX Experience*, Springer Berlin Heidelberg, 2008.

- Taillandier, A.-S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., Douglas, T. A., Severin, K., 2006. Evolution of the Snow Area Index of the Subarctic Snowpack in Central Alaska over a Whole Season. Consequences for the Air to Snow Transfer of Pollutants. *Environ. Sci. Technol.* 40 (24), 7521–7527.
- Tait, A., 1998. Estimation of snow water equivalent using passive microwave radiation data. *Remote Sens. Environ.* 64 (3), 286–291.
- Tait, A., Armstrong, R., 1996. Evaluation of SMMR satellite-derived snow depth using ground-based measurements. *Int. J. Remote Sens.* 17 (4), 657–665.
- Tedesco, M., Kim, E., 2006. Intercomparison of Electromagnetic Models for Passive Microwave Remote Sensing of Snow. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 44 (10), 2654–2666.
- Tedesco, M., Kim, E., Cline, D., Graf, T., Koike, T., Armstrong, R., Brodzik, M., Hardy, J., 2006. Comparison of local scale measured and modelled brightness temperatures and snow parameters from the CLPX 2003 by means of a dense medium radiative transfer theory model. *Hydrol. Process.* 20, 657–672.
- Tedesco, M., Kim, E. J., England, A. W., de Roo, R. D., Hardy, J. P., 2006. Brightness Temperatures of Snow Melting/Refreezing Cycles : Observations and Modeling Using a Multilayer Dense Medium Theory-Based Model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 44, 3563–3573.
- Tedesco, M., Wang, J., 2006. Atmospheric correction of AMSR-E brightness temperatures for dry snow cover mapping. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* 3 (3), 320–324.
- Tiuri, M. E., 1982. Theoretical and Experimental Studies of Microwave Emission Signatures of Snow. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 20, 51–57.
- Torinesi, O., Fily, M., Genthon, C., 2003. Variability and Trends of the Summer Melt Period of Antarctic Ice Margins since 1980 from Microwave Sensors. *J. Climate* 16, 1047–1060.
- Tsang, L., Chen, C., Chang, A. T. C., Guo, J., Ding, K. H., 2000a. Dense Media Radiative Transfer Theory Based on Quasicrystalline Approximation with Application to Passive Microwave Remote Sensing of Snow. *Radio Sci.* 35 (3), 741–49.
- Tsang, L., Kong, J. A., 2001. *Scattering of Electromagnetic Waves, vol. 3, Advanced Topics.* Wiley Intersci. and Hoboken, N. J.
- Tsang, L., Kong, J. A., Ding, K.-H., 2000b. *Scattering of electromagnetic Waves, vol. 1, Theories and Applications.* Wiley Intersci. and Hoboken, N. J.
- Tsang, L., Liang, D., Xu, X., Xu, P., 2008a. Microwave emission from snowpacks : modeling the effects of volume scattering, surface scattering and layering. *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, 1–4.
- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z. X., Cline, D., Tan, Y. H., 2007. Modeling active microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer(DMRT) theory with multiple scattering effects. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 45 (4), 990–1004.
- Tsang, L., Xu, P., Chen, K., 2008b. Third and fourth stokes parameters in polarimetric passive microwave remote sensing of rough surfaces over layered media. *Microw. Opt. Techn. let.* 50 (12), 3063–3069.
- Tse, K., Tsang, L., Chan, C. H., Ding, K. H., Leung, K. W., 2007. Multiple scattering of waves by dense random distributions of sticky particles for applications in microwave scattering by terrestrial snow. *Radio Sci.* 42.
- Turner, J., Colwell, S., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T., Carleton, A., Jones, P., Lagun, V., Reid, P., Iagovkina, S., 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.* 25, 279–294.
- Turner, J., Convey, P., Fahrbach, E., Hodgson, D., Bindschadler, R., Barrett, P., 2008. Antarctic climate change and the environment. *Scientific Committee on Antarctic Research, Ch. 1-The Antarctic Environment in the Global System*, p. 486.

-
- Turner, J., Overland, J. E., Walsh, J. E., 2007. An Arctic and antarctic perspective on recent climate change. *Int. J. Climatol.* 27, 277–293.
- Ulaby, F., Moore, R., Fung, A., 1986. *Microwave Remote Sensing*. 3. Artech house, Norwood, MA.
- Underwood, E. E., 1970. *Quantitative Stereology*. Addison-Wesley, Reading, Mass.
- Uppala, S., 45 coauteurs, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 131, 2961–3012.
- Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L., Fily, M., 2008. Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements. *Global Planet. Change* 60, 576–588.
- van den Broeke, M., van As, D., Reijmer, C., van de Wal, R., 2005. Sensible heat exchange at the Antarctic snow surface : a study with automatic weather stations. *Int. J. Climatol.* 25, 1081–1101.
- van der Veen, C. J., Jezek, K. C., 1993. Seasonal variations in brightness temperature for central Antarctica. *Ann. Glaciol.* 17, 300–306.
- van Lipzig, N. P. M., Turner, J., Colwell, S. R., van den Broeke, M. R., 2004. The near-surface wind field over the Antarctic continent. *Int. J. Climatol.* 24, 1973–1982.
- Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., Cooper, A. P. R., 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Climate* 12, 933–946.
- Velicogna, I., John, W., 2008. Greenland and Antarctic mass balance from GRACE. AGU Fall Meeting Abstracts, A4+.
- Velicogna, I., Wahr, J., 2005. Greenland mass balance from GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 32, 18505–+.
- Voronovich, A., 1999. *Wave scattering from rough surfaces*. Springer Series on Wave Phenomena.
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bouten, W., Sorooshian, S., 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 39 (8), 080000–1.
- Vrugt, J. A., ter Braak, C. J. F., Clark, M. P., Hyman, J. M., Robinson, B. A., 2008. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling : Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research* 44, 0–+.
- Vrugt, J. A., ter Braak, C. J. F., Gupta, H. V., Robinson, B. A., 2008. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*.
- Wagnon, P., 1999. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application a la relation glacier-climat*. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Walker, A. E., Goodison, B. E., 1993. Discrimination of a wet snowcover using passive microwave satellite data. *Ann. Glaciol.* 17, 307–311.
- Walker, A. E., Silis, A., 2002. Snow-cover variations over the Mackenzie River basin, Canada, derived from SSM/I passive-microwave satellite data. *Ann. Glaciol.* 34, 8–14.
- Warren, S. G., , Brandt, R. E., 2008. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : a revised compilation. *J. Geophys. Res.* 113 (D14220).
- Warren, S. G., Wiscombe, W. J., 1980. A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences* 37, 2734–2745.
- Wegmuller, U., Matzler, C., 1999. Rough bare soil reflectivity model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 37, 1391–1395.

- Wendler, G., Kelley, J., 1988. On the albedo of snow in Antarctica : a contribution to I.A.G.O. *J. Glaciol.* 34, 19–25.
- West, R., Tsang, L., Winebrenner, D., 1993. Dense Medium Radiative Transfer theory for two scattering layers with a Rayleigh distribution of particle sizes. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 31 (2), 436–437.
- West, R., Winebrenner, D., Tsang, L., 1994. The influence of layering and grain size on microwave emission from polar firn. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1994. IGARSS '94. Surface and Atmospheric Remote Sensing : Technologies, Data Analysis and Interpretation., International* 3, 1297–1299 vol.3.
- West, R. D., Winebrenner, D. P., Tsang, L., Rott, H., 1996. Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6 cm wavelength. *J. Glaciol.* 42 (140), 63–76.
- Wiesmann, A., Fiers, C., Mätzler, C., 2000. Simulation of microwave emission from physically modeled snow-packs. *Ann. Glaciol.*, 397–405.
- Wiesmann, A., Mätzler, C., 1999a. Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. *Remote Sens. Environ.* 3 (70), 307–316.
- Wiesmann, A., Mätzler, C., 1999b. Technical documentation and program listings for MEMLS 99.1.
- Wiesmann, A., Mätzler, C., Weise, T., 1998. Radiometric and structural measurements of snow samples. *Radio Sci.* 33 (2), 273–289.
- Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., Derosnay, P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M. J., Kruszewski, A., 2004. Soil Moisture Retrievals From Biangular L-Band Passive Microwave Observations. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* 1 (277–281).
- Wigneron, J.-P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M.-J., Richaume, P., Ferrazzoli, P., de Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J.-C., Grant, J., Guglielmetti, M., Hornbuckle, B., Mätzler, C., Pellarin, T., Schwank, M., 2007. L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model : Description and calibration against experimental data sets over crop fields. *Remote Sens. Environ.* 107, 639–655.
- Willemet, J.-M., 2008. The snow cover model CROCUS ; User's guide version 2.4. Tech. rep., CNRM/CEN.
- Wilson, L. L., Tsang, L., Hwang, J.-N., Chen, C.-T., 1999. Mapping snow water equivalent by combining a spatially distributed snow hydrology model with passive microwave remote-sensing data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 37, 690–704.
- Winebrenner, D. P., Arthern, R. J., Shuman, C. A., 2001. Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5-cm wavelength. *J. Geophys. Res.* 106, 33919–33934.
- Winther, J. G., Marint, M. J., Glen, E. L., 2001. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. *J. Glaciol.* 47, 325–334.
- Wiscombe, W. J., Warren, S. G., 1980. A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow. *J. Atmos. Sci.* 37, 2712–2733.
- Wójcik, R., Andreadis, K., Tedesco, M., Wood, E., Troy, T., Lettenmeier, D., 2008. Multimodel Estimation of Snow Microwave Emission during CLPX 2003 Using Operational Parameterization of Microphysical Snow Characteristics. *J. Hydrometeorol.* 9 (6), 1491–1505.
- Yan, B., Weng, F., Meng, H., 2008. Retrieval of snow surface microwave emissivity from the advanced microwave sounding unit. *J. Geophys. Res.* 113 (D19206).
- Yang, D., Goodison, B. E., Metcalfe, J. R., Louie, P., Leavesley, G., Emerson, D., Hanson, C. L., Golubev, V. S., Elomaa, E., Gunther, T., Pangburn, T., Kang, E., Milkovic, J., 1999. Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges. *Water Resources Research* 35, 491–508.

-
- Yen, Y.-C., 1981. Review of the thermal properties of snow, ice and sea ice. Tech. Rep. 81-10, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH.
- Yueh, H. A., Shin, R. T., Kong, J. A., 1988. Scattering of electromagnetic waves from a periodic surface with random roughness. *J. Appl. Phys.* 64, 1657–1670.
- Yueh, S. H., West, R., Wilson, W. J., Li, F. K., Njoku, E. G., Rahmat-Samii, Y., 2001. Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 39, 1049–1060.
- Zhang, T., 2005. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime : An overview. *Rev. Geophys.* 43, 4002–+.
- Zhang, T., Stamnes, K., Bowling, S. A., 1996. Impact of Clouds on Surface Radiative Fluxes and Snowmelt in the Arctic and Subarctic. *J. Climate* 9, 2110–2123.
- Zwally, H., 1977. Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.* 18 (79), 195–214.
- Zwally, H. J., Fiegles, S., 1994. Extent and duration of Antarctic surface melt. *J. Glaciol.* 40, 463–476.

Annexe A

Liste des abréviations

- ALOS	Advanced Land Observing Satellite
- AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer- Earth Observing System
- AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A
- AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B
- AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
- AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System
- AWS	Automatic Weather Station
- CARTEL	Centre d'Applications et de Recherches en TELédétection
- CLPX	Cold Land Processes Field Experiment
- DISORT	DIScrete Ordinate Radiative Transfer
- DMRT	Dense Media Radiative Transfer
- DMRT-ML	Dense Media Radiative Transfer model - MultiLayers
- DMSP	Defense Meteorological System Program
- DREAM	DiffeREntial Evolution Adaptive Metropolis
- ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts / Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
- EEN	Equivalent en Eau de la Neige
- ENVISAT	ENVIronmental SATellite
- ERS	European Remote Sensing satellite system
- ESMR	Electrically Scanned Microwave Radiometer
- GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
- GOME/2	Global Ozone Monitoring Experiment
- IR	InfraRouge
- ISBA	Interactions Sol, Biosphère et Atmosphère
- LGGE	Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
- LMDZ4	Modèle climatique développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique, LMD est le sigle du laboratoire et Z correspond à Zoom
- LSMEM	Land Surface Microwave Emission Model
- MAR	Modèle Atmosphérique Régional
- MEMLS	Microwave Emission Model of Layered Snowpacks
- MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- NCEP	National Centers for Environmental Prediction
- NARR	North American Regional Reanalysis
- NRC	Nivomètre à Rayonnement Cosmique
- NSIDC	National Snow and Ice Data Center
- OMM	Organisation Météorologique Mondiale
- POSSUM	Profile of Snow Specific Surface area
- QuikSCAT	Quick Scatterometer
- RADARSAT	RADAR SATellite

- READER	REference Antarctic Data for Environmental Research
- REM	Rayonnement ElectroMagnétique
- RMSE	Root Mean Square Error ; erreur quadratique moyenne
- RTTOV	modèle de transfert radiatif atmosphérique
- SDEM	Snow Dynamic and Emission Model
- SIRENE	Site Interdisciplinaire de Recherche en Environnement Extérieur
- SISVAT	Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer Scheme
- SSA	Specific Surface Area / Surface Spécifique des grains de neige
- SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
- SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
- SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
- T	Température
- TEL	Teneur en Eau Liquide
- VIC	Variable Infiltration Capacity

Annexe B

Liste des symboles

- \uparrow et \downarrow	Composante ascendante et descendante du rayonnement
- α	Facteur d'ajustement entre la taille de grain estimée par photographies IR et celle utilisée par les modèles de transfert radiatif
- β	Facteur d'ajustement entre p_c et p_{exp}
- γ_r	Coefficient de réflexion
- ϵ	Constante diélectrique
- θ	Angle d'incidence du REM
- λ	Longueur d'onde
- ν	Fréquence
- ρ	Densité de la neige
- ρ_{glace}	Densité de la glace (917 kg m^{-3})
- σ	Constante de Stephan-Boltzmann, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
- Φ	Porosité
- ω	Réflectance infrarouge mesurée avec un appareil photographique
- e	Emissivité micro-onde de la neige
- f	Fraction volumique de la neige
- k_T	Conductivité thermique
- p_c	Longueur de corrélation
- p_{exp}	Longueur de corrélation exponentielle, paramètre taille de grain d'entrée de MEMLS
- r	Rayon d'un grain sphérique
- r_{opt}	Rayon optique
- $r^{z>3m}$	Taille de grain constante en dessous de 3 m de profondeur
- S	Rayonnement solaire de courte longueur d'onde
- T_B	Température de brillance micro-onde de la neige
- TEL_{max}	Teneur en eau liquide maximal que peut contenir une couche de neige modélisée par Crocus

Annexe C

Caractéristiques météorologiques moyennes des régions subarctiques étudiées

Quatre sites au Québec ont été échantillonnés de manière intensive lors de la campagne de mesure dans le cadre du projet «Variability and Change in the Canadian Cryosphere : a contribution to State and Fate of the Cryosphere» en février 2008, durant l'Année Polaire Internationale. Les températures moyennes et les cumuls de précipitations de ces sites diminuent suivant l'axe sud-nord (Tableau C.1).

TAB. C.1 – Coordonnées des sites échantillonnés au Québec. Les données météorologiques de la température de l'air de la hauteur des précipitations correspondent respectivement à la moyenne et au cumul des réanalyses NARR calculés entre le 1^{er} octobre 2007 et le 30 avril 2008.

Site	Coordonnées latitude, longitude	Température (°C)	Cumul des précipitations (mm)	Equivalent en eau mesuré en février 2008 (mm)
Sherbrooke	45,37°N, 71,92°O	-0,7	577	136±15
Sept-Iles	50,32°N, 66,28°O	-6,4	555	393±130
Schefferville	54,86°N, 66,70°O	-13,3	357	210±62
Kuujuuaq	58,13°N, 68,53°O	-13,6	272	127±60
Puvirmituq	59,83°N, 76,42°O	-14,0	277	121±84

Annexe D

Carte de l'Antarctique



Annexe E

Analyse de la relation entre la morphologie des grains de neige et la réflectance infra-rouge mesurée par photographie

Cette étude a été soumise à *Cold Regions Science and Technology* :

Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Picard, G., Brucker, L., Arnaud, L., Harvey-Collard, P., Fily, M. et Goïta, K. On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs.

On the relationship between snow grain morphology and in-situ near infrared calibrated reflectance photographs

Submitted to *Cold Regions Science and Technology* in February 2009

Alexandre Langlois¹, Alain Royer¹, Benoît Montpetit¹, Ghislain Picard², Ludovic Brucker², Laurent Arnaud², Patrick Harvey-Collard¹, Michel Fily¹ and Kalifa Goïta¹

¹ Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, Québec, Canada.

² Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, France.

Abstract

Seasonal and permanent snow covers a significant portion of our planet, and its impact on climate is significant. Through specific thermophysical properties, snow controls radiative and turbulent fluxes between the ground and the atmosphere, but many aspects of the energy balance are poorly understood due to lingering uncertainties regarding snow properties, such as grain size in particular. Rapid and accurate measurement method has yet to be developed given the reality of field and laboratory logistical constraints, and the sensitivity of snow to any sort of manipulation.

In this paper, we investigate the relationship between snow grain morphology parameters measured from visible (traditional) snow grain photography and optical diameter estimated from Near-InfraRed (NIR) reflectance photographs of snow walls. A total of 49 snowpits were analyzed during our International Polar Year field campaign across a 1000 km South-to-North transect over Eastern Canada. We compared the NIR measurements with the theoretical snow albedo model of Kokhanovsky and Zege (2004). Results show the large difference between the snow specific surface area (SSA) of snow grains derived from snow albedo model and the geometrical (visual) diameter. From three different snow grain classes which can be distinguished from traditional photography, linkages can be made with shape factors required in the optical model in order to retrieve optical grain size from NIR photography.

1 Introduction

Snow, one of the most important elements of the cryosphere, covers up to 50% of Earth's landmasses during the winter season. Given its thermophysical properties, snow controls both radiative and turbulent exchanges between the ground and atmosphere, playing a crucial role on how the cryosphere reacts to climate change. Of particular relevance, net shortwave radiation is highly influenced by the presence or absence of snow on the ground. The high albedo of snow significantly reduces absorbed downwelling shortwave radiation particularly in the near infrared portion of the spectrum (Li et al., 2001), exerting a significant control on both melt timing and magnitude. Particularly, radiative transfer of shortwave energy is dominated by grain size and

shape (e.g. Warren, 1982; Zhou and Li, 2002). Furthermore, it is also well known that snow morphology affects thermal conductivity and diffusivity (e.g. Mellor, 1977; Sturm et al., 1997; Langlois and Barber, 2007). However, previous work highlighted the lack of knowledge with regards to snow morphology/metamorphism and improved observations are needed to correctly parameterize the effect of snow on global surface energy balance (Massom et al., 2001; Eicken, 2003; Matzl., 2006; Picard et al., 2008; Domine et al., 2008).

Hence, in order to properly evaluate the impact of snow on the changing cryosphere at global scales, it becomes necessary to improve the retrieval of snow grains size in current models and remote sensing signals given the lack of field measurements arising from the sampling constraints of such variable. Some of the literature suggests that, ‘grain size’ is poorly defined and measured with repeatability problems (e.g. Domine et al., 2006). Hence recent work focused on defining grain structure and morphology rather than ‘size’. Since the morphology is extremely variable and can change in the matter of hours (e.g. Colbeck, 1983; Arons and Colbeck, 1995; Domine et al., 2008, Langlois et al., 2008), validation of such models with accurate field measurements has yet to be done. Of particular relevance, most global snow mass balance algorithm make use of passive microwave radiative transfer principles, where large uncertainties are related to the poor definition of snow grains size profiles (e.g. Grenfell and Warren, 1999, Matzler and Wiesmann, 1999; Roy et al., 2004; Foster et al., 2005).

Snow grains morphology is controlled by snow metamorphism (e.g. Colbeck, 1982; Schneebeli and Sokratov, 2004). Snow grains change size and structure through different metamorphism mechanisms given dry or wet conditions. In dry conditions, temperature gradient metamorphism rises from the temperature difference between snow grains in the vertical direction whereas the warmer grains act as the source of mass in the vapor phase and the colder as a sink (e.g. Colbeck, 1983; Gubler, 1985). Large elongated grains (prisms) are usually found under these particular conditions, forming a ‘hoar’ layer typically found at the bottom, near the ground. Equilibrium metamorphism is also found in dry conditions where the bottom grains are at equilibrium with water vapor at a higher density than the upper grain. The high Specific Surface Area of snow (SSA), i.e. the ratio of surface area to volume, provides a lot of energy to induce microscale heat and mass transfer (e.g. Bader et al., 1939; Colbeck, 1982) changing the structure of the snow grain through a decrease in SSA (Cabanes et al., 2002). In wet saturated conditions, snow grains tend to be separated from each other and the smaller grains are melted from heat flow (colder melting temperature) while larger snow grains are expected to grow due to the adhesion of water to the cold ice crystals. However, in undersaturated conditions, clusters are formed leading to the aggregation of grains which can significantly affect radiative and energy transfer.

For many years, scientists have struggled to measure snow grains morphology parameters such as axis length, volume, area, and more recently optical diameter (d_{opt}). The optical grain diameter corresponds to the diameter of non-contracting spheres with the same surface area and the same ice volume as the snowpack under consideration, and thus with the same SSA (Grenfell and Warren, 1999). The fact that SSA can be directly converted to optical grain size was discussed by Mitchell (2002). The optical grain size can be estimated from Kokhanovsky and Zege (2004) such that : $d_{opt} = 6V/S$, where V and S are respectively the average volume and surface of grains. For monodispersed spheres, d_{opt} is equal to their diameter. But, for example, the effective size of long needles is quite small, because the optical diameter is close to the diameter of the needles; for disks of large diameter, the optical grain size could also be small, depending on their thickness (Mätzler, 1997). Stellar snow crystals can have a maximum extent of 1 cm, but their thickness is only 20 to 40 μm . Given the sensitivity of snow grain’s morphology to change in local temperature and wetness, field measurements usually contain large errors and laboratory experiments are long and natural conditions difficult to duplicate (Hoff et al., 1998; Domine et al., 2001). Snow grain optical diameter is very hard to measure on the field and requires thorough analysis through gas absorption techniques (Dominé et al., 2006) or stereological measurements (Matzl, 2006). Previous work did established a significant relationship between infrared reflectance and optical diameter, however the methods need further validation as they were developed in specific conditions and samples. Micro-

photographs of snow samples and individual grains have been widely used in numerous studies and results shown that the derived geometrical diameters (axis average, derived from projected surface) can provide fair estimates on metamorphism timing and magnitude (e.g. Colbeck, 1983 ; Langlois et al., 2008), but no significant information on morphology can be retrieved.

Promising results were recently obtained using infrared photography to determine snow grain optical diameter and SSA (Matzl and Schneebeli, 2006). Using a near infrared converted digital camera to acquire reflectance values of snow walls and stereological SSA measurements, SSA was obtained with R^2 of 0.91 (Matzl, 2006) from measured reflectance values. This method is quick and accurate where a full profile can be obtained in a matter of minutes rather than hours with typical snow micro-photographs. Furthermore, NIR photography also provides detailed information on snow macrostructure (layering information) such as wind and/or compaction layers, ice crusts which are critical in snow avalanche studies. Linkages between NIR reflectance parameter and the different snow grain size parameters need to be further explored.

Recent modeling work done by Kokhanovsky and Zege (2004) did provide accurate relationships between infrared reflectance and snow grains optical diameter (Picard et al., 2008). It was shown that a simple analytical model can be employed to calculate the infrared reflectance given different shape factors, but validation with field measurements is still required. Hence, the specific objectives of this paper are to a) establish a quick and accurate and calibrated NIR snow photography method, b) to derive snow grain optical diameter using the method in a) coupled with the modeling approach of Kokhanovsky and Zege (2004), c) to use traditional micro-photographs of snow grains in order to provide snow grain shape information required in the modeling approach, and d) to discuss the problem of shape analysis by comparing optical diameter values derived from b) with averaged geometrical diameter measured from c).

2 Background

Kokhanovsky and Zege (2004) developed a simple model which allows the determination of the spectral reflectance of snow and the effect of different snow grains size and shape is discussed in Picard et al., (2008). They obtained very good results using an exponential asymptotic analytical equation with fractal grains, with the argument that the spherical assumption leads to significant errors. However no validation with field measurements was conducted and we intend to do so later in this paper. Fig. E1 shows the spectral reflectance variation for various snow grain optical diameters and shape using the equation of Kokhanovsky and Zege (2004) :

$$R_\lambda = 100 \cdot \exp(-k_0 b \sqrt{\gamma \lambda d_{opt}}) \quad (\text{E.1})$$

$$R_i = \beta_i \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} s_i(\lambda) \cdot \exp(-k_0 b \sqrt{\gamma \lambda d_{opt}}) d\lambda \simeq \beta_i \cdot \exp(-\alpha_i \sqrt{d_{opt}}) \quad (\text{E.2})$$

where R_λ is the spectral reflectance (in %), R_i is the spectrally integrated reflectance over the band i , defined between (λ_1, λ_2) with a spectral sensitivity $s_i(\lambda)$, d_{opt} the optical diameter of snow grains : $d_{opt} = 6V/S$ as discussed above. The ice absorption coefficient (γ) is given such as $\gamma = kn_{ice}$ where k represents the wave number and n_{ice} the imaginary part of the refraction index. The ice refraction index spectrum was derived from Kou et al., (1994) after Perovich and Govoni (1991) and Warren (1984 ; 2008). The constant b represents the shape factor and accounts for various types of grains (i.e. non-sticky sphere, random sphere, cubic, faceted, fractal tetrahedrons, cylinders etc.) which values are discussed in Picard et al., (2008). Finally, k_0 is called the escape function and determines the angular distribution of light escaping from the semi-infinite non-absorbing snow layer with sources located at infinity inside a medium (van de Hulst, 1980). We note β and α the coefficients

defining the Kokhanovsky and Zege (2004) type model in the case of integrated band reflectance (Eq. E.2).

Fig. E1a shows the spectral snow reflectance as a function of the optical grain diameter, given a constant shape factor $b=4$. In the range of 800 to 1400nm, the reflectance is significantly sensitive to the grain size with an overall higher reflectance profile with smaller grains. In Fig. E1b, the spectral response is given for a constant optical diameter (d), using three different values of shape factor (b). Those b values encompass an extreme range of typical grains analyzed in laboratory conditions (Picard et al., 2008) where a b value of 3.2 corresponds to ‘hoar-type’ grains, 3.7 to averaged spherical/cylindrical grains and 4.3 to random spheres (non-clustered). This represents an extreme range of geometrically-perfect grains and is likely shorter in natural snow conditions (Gallet et al., 2008). Hence, the effect of shape can be important given a constant optical diameter and must be taken into consideration when modeling infrared reflectance.

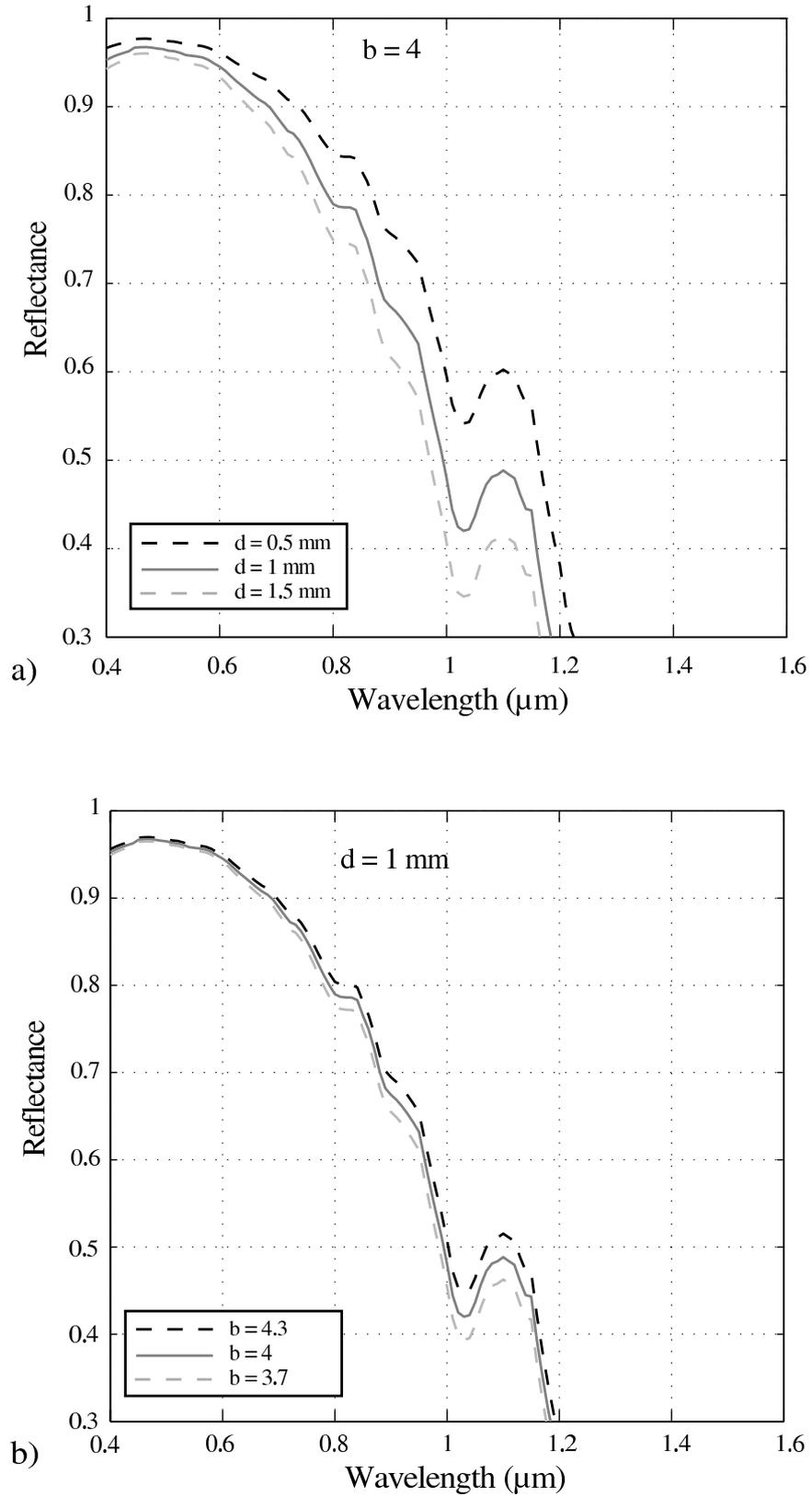


FIG. E1 – Spectral reflectance of snow a) for three different values of snow grain optical diameter, and for a constant shape factor (b) (Eq. E.1); b) for three different shape factors with constant optical diameter.

3 Data and methods

3.1 Study site

Data for this paper were collected over northern Québec, in February of 2008, during a two week Canadian International Polar Year (IPY) field campaign (project : ‘Variability and Change in the Canadian Cryosphere : A Canadian contribution to State and Fate of the Cryosphere’). Measurements of snow occurred over a great number of different ecological environments ranging from boreal forest, taïga and tundra (Québec, Canada). A large and unique snow dataset was acquired using a helicopter crew (24 sampling sites) along a 1 000 km South-North transect at a 40-km resolution, whereas more intensive sampling occurred over Schefferville (54.8°N 66.8°W, taïga and open woodland environment ; 14 sampling sites) and Kuujjuaq (58.1°N 68.6°W, tundra and open woodland environment ; 11 sampling sites). Table E.1 lists the location and date for each site where NIR measurements were taken.

TAB. E.1 – Stations coordinates for NIR photographs taken and snowpit measurements over North-Eastern Canada.

Site	Latitude °	Longitude °	Date
Schefferville	54.86 N	66.70 W	02-18 to 02-29
Kuujjuaq	58.13 N	68.53 W	02-18 to 02-29
Heli station 1	50.58 N	66.38 W	02-21
Heli station 2	50.99 N	66.45 W	02-21
Heli station 3	51.29 N	66.51 W	02-21
Heli station 4	51.65 N	66.58 W	02-21
Heli station 5	52.01 N	66.39 W	02-21
Heli station 6	52.22 N	66.44 W	02-21
Heli station 7	53.28 N	66.86 W	02-22
Heli station 8	53.38 N	66.85 W	02-22
Heli station 9	53.99 N	66.84 W	02-22
Heli station 10	54.36 N	66.83 W	02-22
Heli station 11	55.25 N	67.02 W	02-23
Heli station 12	55.69 N	67.25 W	02-23
Heli station 13	56.12 N	67.46 W	02-23
Heli station 14	56.54 N	67.67 W	02-23
Heli station 15	56.98 N	67.88 W	02-23
Heli station 16	57.41 N	68.09 W	02-23
Heli station 17	57.84 N	68.30 W	02-23
Heli station 18	58.06 N	71.95 W	02-24
Heli station 19	58.14 N	71.70 W	02-24
Heli station 20	58.18 N	70.74 W	02-24
Heli station 21	59.99 N	71.56 W	02-25
Heli station 22	59.77 N	71.64 W	02-25
Heli station 23	59.95 N	71.73 W	02-25
Heli station 24	59.32 N	71.82 W	02-25

3.2 Snow micro-photographs

Snow sub-samples (1 per vertical layer) were placed under a camera tripod and micro-photographs (‘traditional photography’) of snow grains were taken for each layer sampled. A total of 231 pictures of snow grains were taken coincidentally with NIR photography. From the snow grain pictures (approximately 10 grains per photo), the following parameters were measured for each picture : snow grain projected area (mm²), minor axis (mm) and major axis (mm). The length (in pixels) of the major or minor axis is defined from the ellipse that

has the same second-moments as the region corresponding to the projected area of the grain size. Snow grain photos were analyzed using a series of standard MatLab functions. From these measurements, several sizes can be defined, labeled as ‘geometrical diameters’ hereafter. Furthermore, along with the morphology parameters information mentioned above, we visually associated each layer photograph with three general classes of grain shape as suggested by Colbeck et al., (1990) :

Class 1 : Hoar grains (large grains)

Class 2 : Non-cohesive spheres (medium grains)

Class 3 : Cohesive spheres/crust (small grains)

3.3 Calibrated near infrared photography

3.3.1 Method description

Three IR-converted cameras were used throughout the field campaign. The first camera, used on the helicopter transect, was a Nikon AS-F DX with 18-70 mm zoom lens which was converted to an infrared camera at 750 nm (NIR filter placed in front of the Charge-Coupled Device/CCD). The second and third cameras used on Kuujuaq and Schefferville grids were Canon 400D with 18-55mm zoom lens. The cameras were modified for IR photography with additional IR filters at 850 nm and 1000 nm that were placed successively onto the lens since such camera transmission cut happens at 715 nm. All measurements were made under diffuse light conditions using a transparent blanket, avoiding direct solar illumination and the total sampling time requires about 10 to 15 minutes.

3.3.2 Calibration

We also used image normalization to correct aberrations from the infrared digital cameras by taking a picture of both, successively, the snow surface and a large reference homogeneous panel nearly lambertian covering the whole surface of the snow wall. This normalization approach also allows the correction of the illumination variation across the image. Both photos are taken rapidly, with a minimum time lag, and we assume that the solar radiation remains constant between them. Furthermore, for each snow picture, at least two reference targets (Spectralon panels 50 and 100) were placed on the snow wall in order to establish the linear reflectance relationship between the normalized digital number and the reference reflectance as shown on Fig. E2. A calibration of the camera was conducted prior to the field campaign in order to test the linearity between absolute reflectance of Spectralon targets and the relative intensity. The tests was conducted over a period of 5 days, and showed strong stability and repeatability in the relative intensity of photographs. The reference targets used were of 2, 20, 50, 75 and 100% known nominal reflectance placed onto the snow wall of seven different snowpits (Fig. E2).

In Fig. E2, the linear regression between relative intensity and NIR reflectance was $m=0.01$ with a slope of intercept of 0.03 and a R^2 of 0.9998. The Spectralon panels 2, 20, 50, 75 and 100% have a true reflectance of, respectively, 2, 22.7, 53.7, 76.8 and 98.8% (integrated through our camera spectral response) with a published accuracy of $\pm 0.5\%$ for 750 nm. This method was applied independently (i.e. with a specific site calibration equation) to each individual photograph on the field with targets of 100% and 50%. A linear relationship allows the determination of the calibrated reflectance (R) from the initial relative intensity (I_{rel}) measured from the infrared pictures such that :

Calibration results
February 8-12 2008

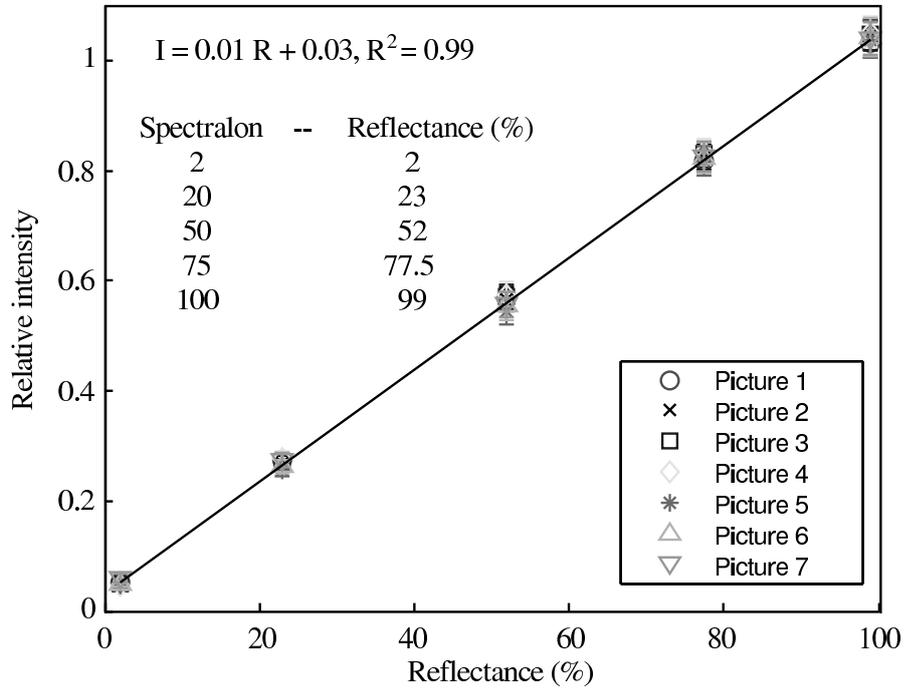


FIG. E2 – Correlation between relative intensity of NIR photographs with different standard reflectance targets at 2, 20, 50, 75 and 100% nominal reflectance.

$$R = mI_{rel} + m_0 \quad (E.3)$$

The m and m_0 parameters were determined for each picture, taking into account variations in lighting conditions.

3.3.3 Spectral normalization

Reflectance normalization between the cameras is first required in order to use reflectance results from 750, 850 and 1000 nm filters. Different reflectance values are obtained using the three wavelengths; hence the reflectance values were normalized at 840 nm, which is the frequency used by Matzl (2006). The normalization corrections were defined using the theoretical integrated reflectance equations using the Kokhanovsky and Zege (2004) model (Eq. E.2). The spectrally integrated reflectance were derived for each grain diameter within a wide range of 0 to 6 mm grain size with a mean constant value of $b = 4.0$ (typical of spherical grains, see Picard et al., 2008) for each filter (Fig. E3) and a linear relationship was fitted between 750, 850, and 1000 nm with 840 nm for this theoretical dataset.

This procedure effectively eliminates the systematic offset observed for the 750 nm filter measurements as compared to the 850 nm measurements considering the overall database. Regressions are then found to obtain an equivalent spectrally integrated 840 nm reflectance from our 750, 850 and 1000 nm filters measurements respectively :

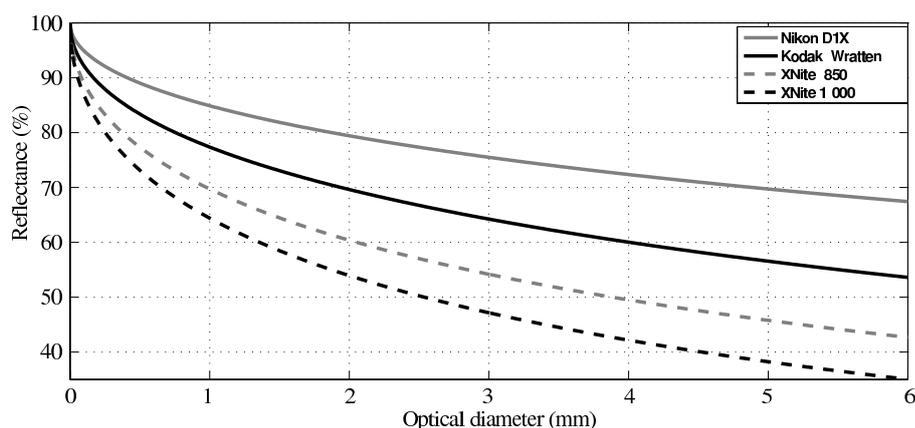


FIG. E3 – Spectrally integrated reflectance variation using four different NIR filters with regards to increasing snow grain optical diameters (shape factor of 4.0). The Kodak Wratten 87c was used by Matzl (2006).

$$R_{840} = 1.373R_{750} - 39.11 \quad (\text{E.4})$$

$$R_{840} = 0.8529R_{850} + 17.618 \quad (\text{E.5})$$

$$R_{840} = 0.7715R_{1000} + 27.225 \quad (\text{E.6})$$

In order to test this normalization procedure based on a theoretical model, we compared measurements acquired with the 850 and 1000 nm filters successively for the same snowpits. Fig. E4 shows that integrated reflectance in 1000 nm and 850 nm filters considering average values over 3-cm layers are well in agreement with the theoretical model (line in Fig. E4 : $R_{1000} = 1.3R_{850} - 3.1$). The noise could be due to slight differences in positioning of the two photographs when the filter is changed, and also due to uncertainties in the spectral response of the respective filters used (the CMOS/CCD sensitivity decreases rapidly above 1050 nm). Hence, this confirms that it is appropriate to rely on the regressions found above, for normalization of datasets. This spectral comparison also shows that, even if the 1000 nm filter is theoretically better for grain size discrimination (Domine et al., 2006), it is too close to the cut-off frequency of the CMOS/CCD and the 850 nm filter appears more appropriate.

3.3.4 Reflectance profiles

Each reflectance profile was associated with visible snow grain photographs as depicted on Fig. E5.

It appears that snow stratigraphy is well defined with infrared photography, and can be associated with detailed horizontal features such as melt (a) and wind crusts (a and b). Dense layers with small spherical grains appear in lighter tone (white) compared to less cohesive snow with large grains such as depth hoar (darker). In general, dense layers are associated to reflectance varying between 80-90%, whereas less dense layers vary between 70-80%. Associated snow grain photographs and class from layers of interest are also depicted.

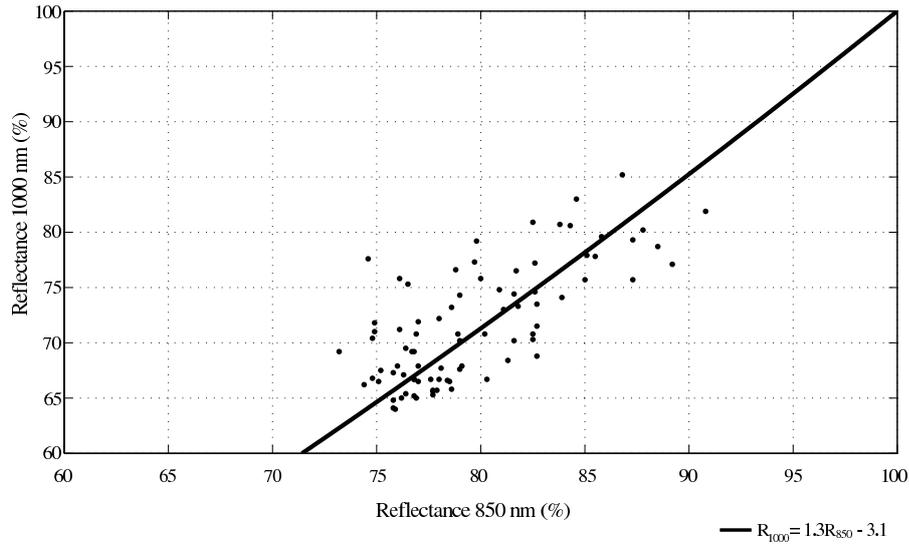


FIG. E4 – Measured offsets between the snow reflectance (averaged at 3-cm vertical resolution) acquired with 850nm and 1000nm filters, successively in the same snowpits. The line corresponds to the theoretical model using the Kokhanovsky and Zege (2004) reflectance equation E.2.

4 Results

4.1 Traditional snow micro-photographs

As mentioned earlier, several morphology parameters were extracted from the snow micro-photographs. Particularly, snow grain geometrical diameters from projected 2-D surface and major/minor axis were calculated for each snow class mentioned in section 3.2 (Table E.2).

TAB. E.2 – Averaged snow grain diameter values calculated from minor/major axis and projected area related with three different shape factors. Associated snow grain classes from Colbeck (1990) are also given.

Snow class	Diameter from area (mm)		Diameter from average axis (mm)		Colbeck (1990)
	Average	StDev	Average	StDev	
1	2.7	0.6	3.7	1.2	3b, 4a, 5a, 5b, 5c
2	2	0.6	2.8	0.9	3c, 4b, 4c
3	1.2	0.3	2	0.6	2a, 2b, 3a

The size distribution of the geometrical diameter derived from mean minor-major axis shows, in Fig. E6, a decrease in diameter from hoar-type grains (class 1), to small spheres sampled in compacted layer (class 3). The average diameter values decrease from 2.7 to 1.2 mm for diameter estimated from the projected area, and from 3.7 to 2 mm for values estimated from the minor/major axis average. The standard deviation is smaller in the first case, hence provides a better separation between the three classes as shown on Fig. E6.

The infrared profiles were compared to extracted snow grains geometrical diameters (from average minor-major axis) and compared with data from Matzl (2006). Results are depicted on Fig. E7 :

The associated snow class values from the snow grains photographs have different symbols, and one can see that greater diameters (class 1, o symbol) are associated with lower NIR reflectance, while smaller diameters (class 3, + symbol) correspond to higher reflectance. The dotted line represents the relationship found between snow grain geometrical diameter and reflectance from Matzl (2006). Our results suggest that the decrease in reflectance with increasing grain size tends to saturate, following a non-linear relationship for grains over 4 mm

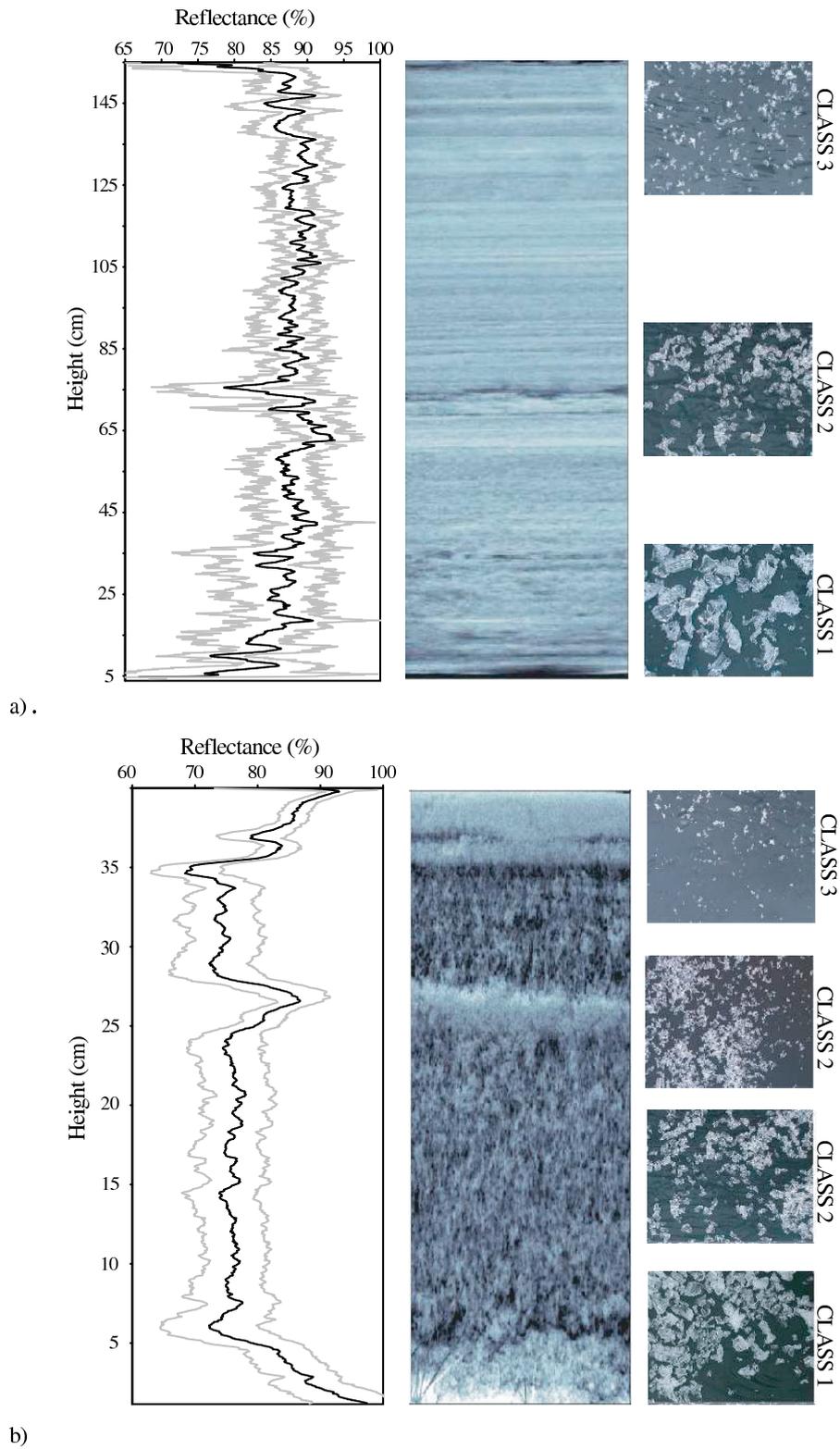


FIG. E5 – Distribution histogram of snow grain geometrical diameter for three different snow ‘class’.

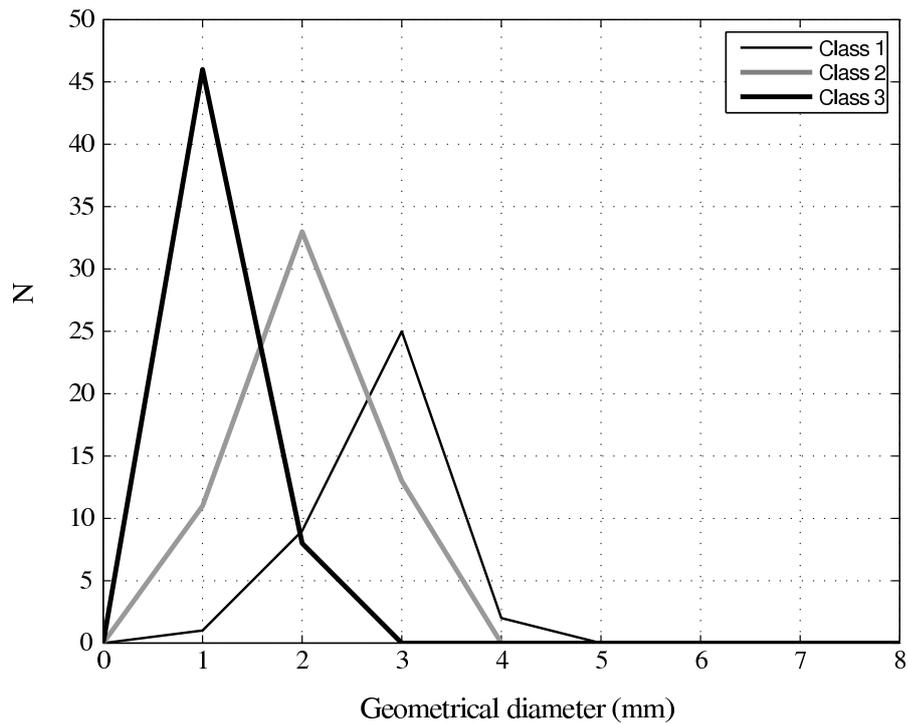


FIG. E6 – Example of vertical profiles of infrared reflectance with associated snow grain photography for a) thick snow in the region of Sept-Îles and b) thin snow in the region of Kuujuaq. The gray lines show the standard-deviation around the mean reflectance values calculated over the width of the photographs.

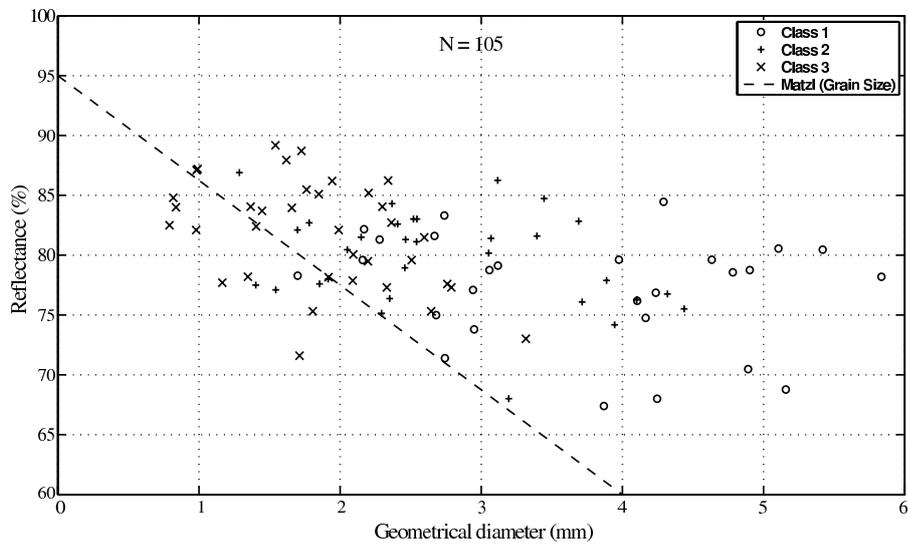


FIG. E7 – Relationship between measured NIR reflectance normalized to 840 nm versus measured snow grain geometrical diameter from the ‘traditional’ snow macro-photographs. The dotted line represents the same relation from Matzl, (2006).

in geometrical diameter, in agreement with the shape of the curve given by the Kokhanovsky and Zege (2004) model (see Fig. E3). This saturation effect comes from the fact that the analysis is performed at shorter IR wavelength (below 1 μm). The best sensitivity of NIR reflectance to snow grain size is around 1.3 μm (Fig. E1),

as confirm by Domine et al. (2006). Moreover, the correlation between the measured NIR reflectance and geometrical diameter (Fig. E7) is not very strong ($R^2 = 0.21$), as it was mentioned earlier that NIR reflectance is linked to optical diameter rather than geometrical diameter. However, Fig. E7 shows a decrease in reflectance with increasing geometrical diameter, a similar relationship that is observed with optical diameter despite the fact that those two morphology parameters are not theoretically linked. The vertical profiles of snow grains optical diameter is expected to be proportional to the geometrical diameter profile where large values are found deeper in the snow under metamorphism mechanisms (i.e. along with lower reflectance values). Besides the fact that there are uncertainties in measurements, the NIR reflectance is a function of optical diameter, while it is compared with a visual geometrical diameter in Fig. E7. These two parameters are different but related to some extent as discussed in the next section.

4.2 Optical vs geometrical diameter

The comparison between geometrical diameter obtained from traditional macrophotographs with optical diameter derived from NIR reflectance measurements using the reflectance model of Kokhanovsky and Zege (2004) needs to take into account the influence of shape factor (b) Eq. E.2. The comparison was conducted for two values of b encompassing a realistic distribution of shape usually found on the field (3.7 for big and less cohesive grains, and 4.3 for dense snow and small spheres) (Fig. E8). This range in retrieved optical diameter is such that the top of the ‘Y-bar’ corresponds to diameter calculated using $b=3.7$ and the bottom Y-bar corresponds to values calculated using $b=4.3$.

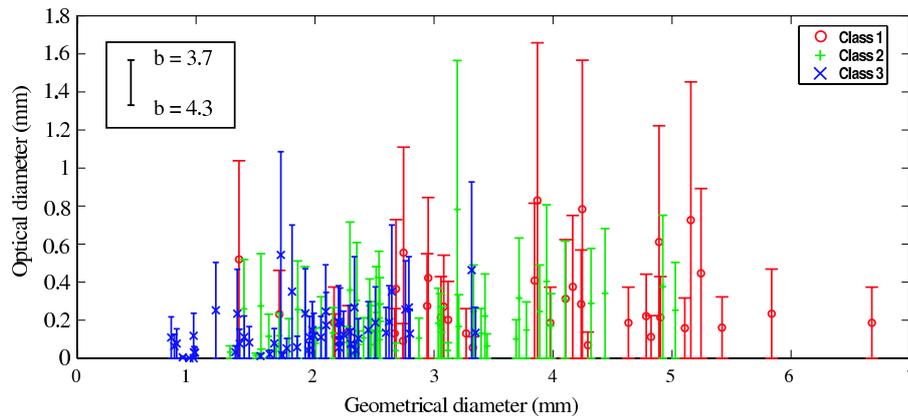


FIG. E8 – Comparison between the modeled retrieved optical diameters from NIR reflectance measurements versus measured geometrical diameters with respect to three different snow classes. The Y-bars correspond to the range of the shape factor ($b = 3.7$ and 4.3) used in the retrieval.

The Fig. E8 illustrates the difference in amplitude range between both those parameters (a mean ratio of the order of 15). It also shows the effect of the shape factor in the retrieval, the larger optical diameter, the more important effect of the snow grain shape. We assessed the hypothesis that the knowledge of geometrical diameter could contribute to improve the retrieval of the optical diameter from the NIR reflectance measurement. We compared the linear regression (R^2 values) considering all data points with the same mean b value ($b=4.0$) (i.e. without taking into account the snow classes) versus R^2 considering a specific b value for each snow class separately ($b=3.7$ for class 1, $b=4.0$ for class 2 and $b=4.3$ for class 3). Results show an improvement in R^2 of about 30% when we separate the dataset into the three snow classes discussed earlier in agreement with our hypothesis. However, it is difficult to establish a significant relationship between optical diameter, the shape factor and the geometrical diameter as derived in this study. We can see that there is a certain cluster distribution in the

data points as a function of their ‘class’, but a more precise method for geometrical diameter measurements is required so that thorough statistical analysis can be conducted.

4.4 Application

Using Eq. E.2, we calculated snow grain optical diameter profiles at stations located along our latitudinal transect using a b value of 4, which is an appropriate average given results presented in Fig. E8. Fig. E9 shows a sampling of several sites along the latitudinal transect as an example of the usefulness of such method for large regional application.

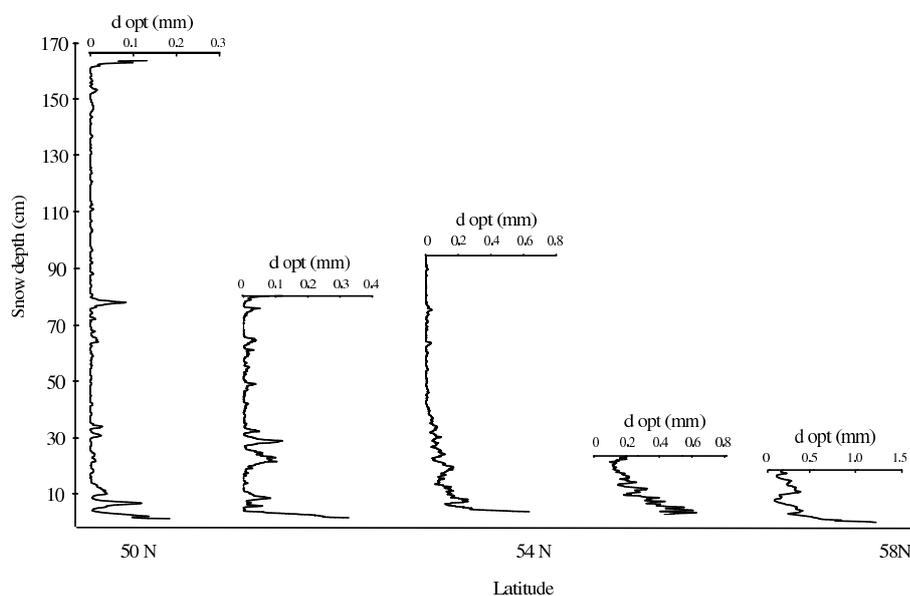


FIG. E9 – Examples of measured grain size profiles (optical diameter in mm), derived from near IR photos using Kokhanovsky and Zege (2004) model, over a South (50°N) to North (59°N) transect in North-Eastern Canada (February 2008).

The transect starts near 50°N, over dense boreal forestland. In the first snowpit (left, on Fig. E9), thick snow was measured and snow grain optical diameter varied between 0 and 0.3 mm. However, the bottom 4 cm was not available due to noise effects related to the proximity of the ground (branches, shrubs, roots, etc.). The remainder of the profile is rather stable, with an increase in grain diameter at about 75 cm. Looking back at the density profile and snow grain picture, this layer was associated with larger grain and higher density values ranging between 309 and 379 kg m⁻³. From what was noted in the snowpit was a transition between a very dense layers of small grains (above 80 cm) to granular and cohesive snow (below 80 cm). Generally, increasing grain diameter is measured near the bottom in response to temperature gradient metamorphism. From the snow ‘traditional’ photographs, those layers were associated with grain geometrical diameters from 2 to 4 mm. Finally, a shallow snowpit (right, on Fig. E9) was dug in the vicinity of Kuujuaq (Québec, 59°N) where we see two linear increases in grain optical diameter with respect to depth. From the traditional photographs, snow grain geometrical diameters were measured at 1.7 mm between 10 and 15 cm depth, 3.5 mm between 5 and 10 cm depth and 2.9 mm for the bottom.

5 Discussion and conclusion

The objective of this paper was to evaluate the usefulness of in-situ NIR photography using a modified commercial standard digital camera to characterize the snow grain size. Extracting diameter and morphology information from traditional snow grain pictures is rather long, while NIR photographs appears as a very rapid and robust method in the field, even under strong weather conditions, as we experienced during the IPY field campaign. Using a standard Styrofoam panel to normalize the relative digital number from raw camera images, we calibrated the photographs into absolute reflectance unit (between 0 and 100%) by using two Spectralon reference panels (50 and 100%) placed in the frame of the photograph. Under variable illumination conditions (from total cloud cover to clear sky conditions), and different solar zenith angles, the reproducibility of such a method is very good. Using the simple theoretical model of Kokhanovsky and Zege (2004), we also showed that it is possible to correct the signal acquired with different camera infrared filters in order to get comparable spectrally integrated responses. However, efforts need to be deployed in limiting bias in reflectance near both ground/snow and snow/air interfaces where reflectance were obviously too low. We showed that NIR photography provides pertinent information both for macro- and micro-scales snow properties. There is coherence between snow grain properties extracted from our ‘traditional’ micro-photographs and measured reflectance; however, the statistical relationship needs improvement. Since the reflectance is theoretically linked to optical grain size rather than a geometrical entity, the uncertainty comes from the traditional photographs analysis, where it is very difficult to accurately assess, from a vertical projected view, the geometrical size of considered isolated snow grain.

Assumptions on the shape of grains has to be done in order to determine the optical diameter using the Kokhanovsky and Zege (2004) reflectance model. The suggested shape factor (b) in this model Eq. E.2 has not been yet validated against field measurements. We suggest that it could be linked to different types of snow classes. Indeed, under most natural conditions within a dry snow cover, grains are generally rounded and/or elongated due to different metamorphism processes. Even for surface layers, once deposited, dendritic crystals undergo rapid metamorphism (destructive metamorphism) and are often redistributed by wind leading to much rounder grain (e.g. Arons and Colbeck, 1995). Therefore, in practice, it should be possible to associate size, type of snow and shape and we suggest reducing the observed types of grain shape to three main classes, as suggested by Colbeck et al., (1990). The shape factor b realistically ranges from about 3.7 (bigger grains) to 4.3 (smaller grains). This is confirmed by recent works from Gallet et al. (2008), showing that the IR reflectance (at 1310 nm in their case) is very well correlated with measured surface specific area (SSA) of different snow grain types. We have calculated from their results that the best fit with the Kokhanovsky and Zege (2004) model is obtained with a b factor of 4.24. (for $8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} < SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, corresponding to $0.8 \text{ mm} > d_{opt} > 0.1 \text{ mm}$, $SSA = S/(\rho_i V)$ where ρ_i is the ice density = 917 kg m^{-3}) We thus conclude that in-situ calibrated NIR photos, a rapid and robust method in the field, is an efficient mean for deriving a detailed vertical profile of snow grain optical diameter, with the assumption of known value of mean shape factor which can be associated to the type of snow observed in-situ. The combination with traditional grain size micro-photography can provide insight as to which value of b is appropriate.

Acknowledgements

This project was funded through the Canadian IPY project-Environment Canada, the National Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Collaboration Québec-France, Le Centre Jacques Cartier and the French Remote Sensing program (Programme National de Télédétection Spatiale). The authors would also like to thank Jean-Denis Giguère, Alexandre Roy, Sophie Crête-d’Avignon, Caroline Rivest,

Xavier Francoeur, Miroslav Chum, Patrick Harvey-Collard and Serge Langlois for helping authors to collect the data in harsh arctic winter conditions. Special thanks to Martin Dufour and Heli-Excel for making the ambitious helicopter transect possible, and to the McGill subarctic Research station staff for essential logistical support. Finally, sincere thanks to the Makivik Corporation for guidance, logistical support and field assistance throughout our study.

References

- Arons, E.M. and Colbeck, S.C., 1995. Geometry of heat and mass transfer in dry snow : A review of theory and experiment. *Reviews of Geophysics*, 33 : 463-493.
- Bader, H.P., Haefeli, R., Bucher, E., Neher, J., Eckel, O., Tharms, C. and Niggli, P., 1939. Snow and its metamorphism. U. S. Army Corps of Engineers Snow, Ice, and Permafrost Research Establishment Translation, 14 : 313 pp.
- Cabanes, A., Legagneux, L. and Domine, F., 2002. Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign. *Atmospheric Environment*, 36 : 2767-2777.
- Colbeck, S.C., 1982. An Overview of Seasonal Snow Metamorphism. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20 : 45-61.
- Colbeck, S.C., 1983. Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research*, 88 : 5475-5482.
- Colbeck, S.C., 1989. On the micrometeorology of surface hoar growth on snow in mountainous area. *Boundary-Layer Meteorology*, 44 : 1-12.
- Colbeck, S.C., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D. and Morris, E., 1990. The international classification for seasonal snow on the ground. International Commission on Snow and Ice and World Data Center A for Glaciology, Boulder, Colorado.
- Dominé, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.-W., Kokhanovsky, A.A., Lehning, M., Picard, G. and Simpson, W.R., 2008. Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 : 171-208.
- Dominé, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M. and Casacchia, R., 2006. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Regions Science and Technology*, 46 : 60-68.
- Dominé, F., Cabanes, A., Taillandier, A.-S. and Legagneux, L., 2001. Specific surface area of snow samples determined by CH₄ adsorption at 77 K and estimated by optical microscopy and scanning electron microscopy. *Environmental Science and Technology*, 35 : 771-780.
- Eiken, H., 2003. From the microscopic, to the macroscopic, to the regional scale : growth, microstructure and properties of sea ice. In : D.N. Thomas and G.S. Dieckmann (Editors), *Sea Ice : An Introduction to its Physics, Chemistry, biology and Geology*, Blackwell Science Ltd., Oxford, UK., pp. 22-81.
- Foster J.L., Sun C., Walker J.P., Kelly R., Chang J. and Powell, H., 2005. Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, 94 : 187-203.
- Gallet J.-G., Domine, F., Zender, C.S. and Picard, G., 2008. Rapid and accurate measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance at 1310 and 1550 nm, Accepted in *The Cryosphere Discussion*, EGU, 2009.
- Grenfell, T.C. and Warren, S.G., 1999. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *Journal of Geophysical Research*, 104 : 31697-31709.
- Gubler, H., 1985. Model for dry snow metamorphism by interparticle vapor flux. *Journal of Geophysical Research*, 90 : 8081-8092.
- Hoff, J.T., Gregor, D., Mackay, D., Wania, F. and Jia, C.Q., 1998. Measurement of the specific surface area of snow with the nitrogen adsorption technique. *Environmental Science and Technology*, 32 : 58-62.

- van de Hulst, H.C., 1980. Multiple light scattering : tables, formulas and applications. Academic, New York, 1980.
- Kokhanovsky, A.A. and Zege, E.P., 2004. Scattering optics of snow. *Applied Optics*, 43 : 1589-1602.
- Kou, L. Labrie, D. and Chylek, P., 1994. Refractive indices of water and ice in the 0.65- to 2.5-micron spectral range. *Applied Optics*, 32 : 3531-3540.
- Langlois, A. and Barber, D.G., 2007. Passive Microwave Remote Sensing of Seasonal Snow Covered Sea Ice. *Progress in Physical Geography*, 31 : 539-573.
- Li, W., Stamnes, K., Chen, B. and Xiong, X., 2001. Snow grain size retrieved from near-infrared radiances at multiple wavelengths. *Geophysical Research Letters*, 28 : 1699-1702.
- Massom, R.A., Eicken, H., Haas, C., Jeffries, M.O., Drinkwater, M.R., Sturm, M., Worby, A.P., Wu, X., Lytle, V.I., Ushio, S., Morris, K., Reid, P.A., Warren, S.G. and Allison, I., 2001. Snow on Antarctic sea ice. *Review of Geophysics*, 39 : 413-445.
- Matzl, M., 2006. Quantifying the stratigraphy of snow profiles. Ph.D. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich.
- Matzl, M. and Schneebeli, M., 2006. Areal measurement of specific surface area in snow profiles by near infrared reflectivity. *Journal of Glaciology*, 52 : 558-564.
- Mätzler, C., 1997. Autocorrelation function of granular media with free arrangement of spheres, spherical shells or ellipsoids. *Journal of Applied Physics*, 81 : 1509-1517.
- Mätzler, C. and Wiesmann, A., 1999. Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sensing of Environment*, 70 : 317-325.
- Mätzler, C., 1987. Applications of the interaction of microwaves with natural snow cover. *Remote Sensing Reviews*, 2 : 259-387.
- Mellor, M., 1977. Engineering Properties of Snow. *Journal of Glaciology*, 19 : 15-65.
- Mitchell, D.L., 2002. Effective diameter in radiative transfer : General definition, application, and limitation. *Journal of the Atmospheric Science*, 59 : 2330-2346.
- Perovich, D.K. and Govoni, J.W., 1991. Absorption coefficients of ice from 250 to 400 nm. *Geophysical Research Letters*, 18 : 1233-1235.
- Picard, G., Arnaud, L., Domine, F. and Fily, M., 2008. Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements : numerical study of the influence of grain shape. Accepted, *Cold Regions Science and Technology*.
- Roy, V., Goïta, K., Royer, A., Walker, A.E. and Goodison, B.E., 2004. Snow water equivalent retrieval in a Canadian boreal environment from microwave measurements using the HUT snow emission model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42 : 1850-1859.
- Schneebeli, M. and Sokratov, S.A., 2004. Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity. *Hydrological Processes*, 18 : 3655-3665.
- Sturm M., Holmgren, J., König, M. and Morris, K., 1997. The thermal conductivity of seasonal snow cover. *Journal of Glaciology*, 43 : 26-41.
- Warren, S.G., 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 23 pp.
- Warren, S.G., 1984. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Applied Optics*, 23 : 1206-1225.
- Warren, S.G. and Brandt, R.E., 2008. Optical constants of ice for the ultraviolet to the microwave : A revised compilation. *Journal of Geophysical Research*, 113 : D14220.
- Zhou, X. and Li, S., 2002. Phase functions of large snow melt clusters calculated using the geometrical optics method. IN *Proc. IEEE 2002 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, (IGARSS'02)*, Toronto, Canada, pp. 3576-3578.

Annexe F

Modélisation de l'évolution temporelle de la température de brillance en Antarctique avec des modèles couplés de moyennes complexités

Cette étude est publiée dans *Journal of Glaciology* (acceptée en novembre 2008) :
Picard, G., Brucker, L. and Fily, M. Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica. *Journal of Glaciology*, Vol. 55, N. 191, 537-551, 2009.

Note au lecteur : Une erreur de figure est présente dans l'article. La bonne figure 6b (Page 319) est disponible à la fin de cette Annexe F (Figure F1, Page 325).

Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica

G. PICARD, L. BRUCKER, M. FILY, H. GALLÉE, G. KRINNER

*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS (associé à l'Université Joseph Fourier – Grenoble I), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France
E-mail: ghislain.picard@lgge.obs.ujf-grenoble.fr*

ABSTRACT. This paper aims to interpret the temporal variations of microwave brightness temperature (at 19 and 37 GHz and at vertical and horizontal polarizations) in Antarctica using a physically based snow dynamic and emission model (SDEM). SDEM predicts time series of top-of-atmosphere brightness temperature from widely available surface meteorological data (ERA-40 re-analysis). To do so, it successively computes the heat flux incoming the snowpack, the snow temperature profile, the microwaves emitted by the snow and, finally, the propagation of the microwaves through the atmosphere up to the satellite. Since the model contains several parameters whose value is variable and uncertain across the continent, the parameter values are optimized for every 50 km × 50 km pixel. Simulation results show that the model is inadequate in the melt zone (where surface melting occurs on at least a few days a year) because the snowpack structure and its temporal variations are too complex. In contrast, the accuracy is reasonably good in the dry zone and varies between 2 and 4 K depending on the frequency and polarization of observations and on the location. At the Antarctic scale, the error is larger where wind is usually stronger, suggesting either that meteorological data are less accurate in windy regions or that some neglected processes (e.g. windpumping, surface scouring) are important. At Dome C, in calm conditions, a detailed analysis shows that most of the error is due to inaccuracy of the ERA-40 air temperature (~2 K). Finally, the paper discusses the values of the optimized parameters and their spatial variations across the Antarctic.

1. INTRODUCTION

Numerous efforts have been devoted to the retrieval of snow temperature from brightness temperature observed from space, either in the infrared (Key and others, 1997; Comiso, 2000) or at microwave frequencies (Shuman and others, 1995). Such observations have been available for nearly three decades from AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) in infrared (1982 onwards) and SMMR (scanning multichannel microwave radiometer) and SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) in microwave (1978 onwards). They present an important potential for climate studies, especially over ice masses. Retrieving accurate temperatures from these observations could complement the sparse meteorological station network available in Antarctica (Turner and others, 2005) and could also provide independent data to validate the current re-analysis (e.g. ECMWF ERA-40 (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) and NCEP/DOE-II (US National Centers for Environmental Prediction/US Department of Energy) (Kanamitsu and others, 2002; Uppala and others, 2005) or improve future analyses by assimilation.

Accurate temperature retrieval is difficult in the infrared and microwave domains. In the infrared, upwelling brightness temperature from snow is directly related to skin temperature (i.e. the temperature of the surface first few millimeters) because snow infrared emissivity is very close to unity and is known with sufficient accuracy (e.g. Key and others, 1997). However, measurements from space are perturbed by the atmosphere and are impossible in cloudy conditions. The clear-sky mean temperature is generally biased with respect to the 'all weather' mean temperature (Key and

others, 1997; Comiso, 2000). Furthermore, skin temperature can change very rapidly when the sky is partially overcast or in windy conditions, whereas observations from helio-synchronous satellites are acquired only a few times a day.

In the microwave domain, there are different difficulties. The relatively dry and cold atmosphere in the Antarctic (at least on the plateau), is nearly transparent to microwave, except at frequencies near the water-vapor and molecular-oxygen absorption lines (~22 and 57 GHz, respectively) and at high frequencies (≥ 85 GHz). Unlike infrared, microwaves emanate from the snow up to a few decimeters deep at 37 GHz (0.8 cm wavelength) or a few meters deep at 19 GHz (1.5 cm wavelength) when snow is dry (Surdyk, 2002). This has two important consequences for temperature retrieval.

The first consequence is because the snowpack is not isothermal in the region where microwaves originate and the heat diffusion is usually slow in snow (typically 2–10 m a⁻¹ for the annual temperature cycle; Schlatter, 1972; Surdyk, 2002). The vertical temperature profile within the snowpack results from the downward propagation of the temperature temporal variations at the surface. Since brightness temperature measured by satellite is a function of the temperature vertical profile in the footprint, the brightness temperature time series can be interpreted as a time convolution of the surface temperature time series (Koenig and others, 2007). Hence, accurate retrieval of surface temperature requires deconvolving the signal, at least for the rapid variations (monthly or faster). This is a difficult task as the convolution kernel depends on snow characteristics (e.g. snow conductivity (Sturm and others, 1997), density, microwave penetration depth) that vary spatially and sometimes temporally across the Antarctic.

The second consequence concerns the snow microwave emissivity which varies spatially and, in some places, temporally. The emissivity decreases as scattering in the snowpack increases or surface reflectivity increases. Scattering in dry snowpack mainly depends on the grain size, density and stratification, and these snow parameters can significantly vary spatially and temporally across the continent. Surface reflectivity depends on surface roughness and the azimuthal angle between the satellite and the main roughness orientation (Long and Drinkwater, 2000). Additionally, liquid water, due to melt in summer, radically changes the emissivity but this phenomenon remains limited to the Antarctic coast and ice shelves. On one hand, the spatial variations of emissivity can be exploited to retrieve surface properties such as accumulation over the ice sheets (Vaughan and others, 1999; Flach and others, 2005; Arthern and others, 2006, for Antarctica and for Greenland) or surface melting (Zwally and Fiegles, 1994; Picard and others, 2007). On the other hand, the emissivity variations limit the potential for retrieving accurate physical temperature.

Despite these two difficulties, microwave brightness temperature has been used as a proxy of the physical temperature. For instance, Schneider and Steig (2002) and Schneider and others (2004) interpreted empirical orthogonal functions of brightness temperature to map the Southern Annular Mode. Shuman and Stearns (2001) filled gaps in automatic weather station (AWS) temperature records with 37 GHz brightness temperature. In that study, brightness temperature was scaled up to account for the emissivity, but time convolution was ignored for simplicity.

Retrieving well-defined and accurate physical temperature from passive microwave observations at a continental scale is still challenging. It first requires estimation of the emissivity with high accuracy (e.g. better than ~ 0.01 , as this would correspond to 2 K) and, second, deconvolution of the passive microwave time series. One possible approach is to model the relationship between brightness temperature and surface meteorological temperature (and some other meteorological variables relevant for the surface heat transfer) and then invert this relationship. This requires a thermodynamic model predicting the evolution of the snow temperature profile from the surface meteorological conditions over the depth range of the passive microwave emanation (~ 10 m is adequate for 19 and 37 GHz). The thermodynamic model then needs to be coupled with an electromagnetic model predicting brightness temperature from the temperature profile.

Previous research has followed this approach using more or less complex models. Sherjal and Fily (1994) and Surdyk (2002) developed a simple yet analytical coupled model in which the linear thermal diffusion equation was forced by the annual cycle of air temperature. Brightness temperature time series were obtained by solving the radiative transfer equation with a first-order approximation. Sherjal and Fily (1994) interpreted brightness temperature time series at Dome C and Lettau station and proposed an inverse linear model to retrieve surface temperature. Similarly, Bingham and Drinkwater (2000) interpreted brightness temperature at several points on the Amery Ice Shelf, Dronning Maud Land, the Ronne Ice Shelf, Palmer Land, Thwaites Basin and Dome C. With the latter model, Flach and others (2005) inverted surface parameters in the Greenland dry zone.

However, temporal variations of temperature are not well represented by a single sinusoid in Antarctica because the

semi-annual oscillation is significant (Van den Broeke 1998). In order to use observed daily surface temperature instead of a sinusoidal cycle, Winebrenner and others (2004) analytically solved the linear heat diffusion equation and obtained a time-convolution integral, relating brightness temperature to surface temperature. The microwave emission was modeled with a first-order approximation, similar to that of Sherjal and Fily (1994) and Surdyk (2002). Winebrenner and others (2004) tested their model at Byrd Station and concluded that despite the model's apparent simplicity, brightness temperature estimated was remarkably accurate (~ 2 K root-mean-square error). All these studies consider snow temperature as the only evolving variable, and overall snowpack characteristics are assumed to be homogeneous and constant. In contrast, Wiesmann and others (2000) followed a more complex approach based on mechanistic modeling: the snow avalanche forecasting model *Crocus* (Brun and others, 1989) was coupled with the emission model MEMLS (Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (Mätzler and Wiesmann, 1999; Wiesmann and others, 1999)). The resulting coupled model predicts the evolution of several variables including temperature, grain size and density, and accounts for additional processes (e.g. metamorphism). It also considers stratified snowpacks which are the rule in Antarctica. *Crocus* and MEMLS were both developed for seasonal alpine snowpacks and have not been extensively validated in Antarctica (Dang and others, 1997; Genthon and others, 2007).

The mechanistic approach of Wiesmann and others (2000) is attractive because it accounts for all the relevant processes to predict brightness temperature and especially stratification. However, the coupled model is difficult to invert and its application in Antarctica is not straightforward (e.g. for *Crocus* (Dang and others, 1997)). The simple modeling approach by Winebrenner and others (2004) represents an alternative as it is more easily invertible and has been proven to be accurate enough at Byrd Station.

The present paper addresses the question of the accuracy that an intermediate-complexity model can achieve in predicting brightness temperature in Antarctica. With respect to previous studies, we develop a model that (1) runs at the continent scale using meteorological forcing from the global ECMWF ERA-40 re-analysis available up to August 2002 (Uppala and others, 2005) and (2) accounts for a larger number of processes than Surdyk (2002) or Winebrenner and others (2004) but is far less complex than the model of Wiesmann and others (2000). The model includes the following components:

Surface scheme. In previous work (except Wiesmann and others, 2000) the thermal diffusion in the snowpack was directly forced by the air or clear-sky surface temperature. This approximation may be valid to predict annual or monthly variations, but it is not accurate at a daily time-scale. The surface fluxes must be calculated, to account for the strong temperature inversion prevailing during the polar winter over most of Antarctica (Phillipot and Zillman, 1970). We use a surface scheme adapted from Essery and Etchevers (2004).

Thermal diffusion within the snowpack. The model assumes linear thermal diffusion in a homogeneous snowpack (as in previous studies, except Wiesmann and others, 2000) with boundary conditions provided by the surface scheme. The variations in snow structure due to

metamorphism, densification, new snowfall, and wind erosion are not taken into account.

Emission model. The model is very simple, and identical to previous studies (Sherjal and Fily, 1994; Surdyk, 2002; Winebrenner and others, 2004). The emissivity and the penetration depth are not predicted by the model and need to be estimated by optimization.

Atmospheric emission model. The atmospheric contribution at the daily time-step is computed by assuming non-scattering radiative transfer combined with absorption coefficients of Rosenkranz (1998) and upper-air humidity and temperature profiles from ERA-40. The atmospheric contribution is often neglected at 19 and 37 GHz. However, we found that upwelling brightness temperature on the high Antarctic plateau can reach significant values at 37 GHz (~12 K) with respect to the typical accuracy of 2 K achieved in the present study and by Winebrenner and others (2004).

The model is primarily designed for perennial snow, with low annual accumulation, flat terrain at the radiometer resolution (25–60 km) and no surface melting. These assumptions are representative of much of the inner Antarctic. The model predicts daily brightness temperatures at 19 and 37 GHz, with both vertical and horizontal polarizations. These predictions are compared for the period 1992–2002 with SSM/I F11 and F13 observations. We found that the observations from the SSM/I F8 and SMMR sensors (i.e. before 1992) are less reliable.

The values of several model parameters including snow emissivity and penetration depth, snow thermal conductivity, albedo and aerodynamic roughness length are uncertain and/or vary spatially across Antarctica. Since modeling the spatial variations of these parameters is nearly impossible at the Antarctic scale (e.g. aerodynamic roughness length), or complex (e.g. predicting emissivity and penetration depth requires an electromagnetic model and a proper snowpack structure description), we tune these parameters independently for each 50 km × 50 km pixel to match the SSM/I observations.

This operation is automatically performed using an efficient Monte Carlo method called the neighborhood approximation (Sambridge, 1999b). It not only provides the optimal parameters that maximize the likelihood function but also estimates the full likelihood function (Sambridge and Mosegaard, 2002). This function is used to infer whether the parameter value is constrained by the microwave observations. It also helps to detect correlated parameters.

We choose to allow more free parameters than microwave observations could effectively constrain. For instance, the albedo and the aerodynamic roughness length are expected to be less constrained than the microwave emissivity because they are not directly related to microwave observations. As a consequence, the optimization gives, for each pixel and each parameter, a range of equally possible values instead of a unique value. This is called equifinality (Beven, 2006) and makes the geophysical analysis of the parameter values more difficult. However, this approach is more rigorous than arbitrarily fixing the values of the parameters, especially when these values are known to vary significantly across the region and to influence the model (e.g. the aerodynamic roughness length). In addition, it allows for suitable observations to be

added in future work (e.g. infrared observations or albedo), to reduce the range of equally possible values. Optimizing a large number of parameters at the Antarctic scale is not feasible. We therefore selected only seven free parameters depending on their degree of uncertainty, the sensitivity of the model and the present or future opportunity to determine their value by remote sensing. All the other parameters have a fixed value.

The remainder of this paper is divided into three main sections. Section 2 describes the model, the microwave observations and the optimization of the free parameters. Section 3 presents the results and section 4 gives conclusions. In section 3, we analyze the model accuracy and then the parameter values obtained by optimization. These analyses are conducted in two steps: first in detail at Dome C (75° S, 123° E; 3306 m a.s.l.), a representative site of the East Antarctic plateau, and then generalized at the Antarctic scale.

2. SNOW DYNAMIC AND EMISSION MODEL

The snow dynamic and emission model (SDEM) includes a chain of processes for predicting top-of-atmosphere (TOA) brightness temperature at several microwave channels from surface meteorological variables, over perennial dry snow. Only the most important processes are included, and often modeled in a simplified manner. Some parameters are assumed constant even if they are known to vary slightly with time. The model works on a one-dimensional vertical grid for each independent 50 km × 50 km pixel in Antarctica. The time-step is 15 min, a good compromise between minimizing the simulation execution time and ensuring the model is numerically stable and accurate. The snowpack extends infinitely below the surface. The four components that compose the model are described in the next four subsections.

2.1. Surface scheme

The surface fluxes are calculated using a slightly adapted version of the minimal snow model (MSM) (Essery and Etchevers, 2004). Inputs are the near-surface meteorological variables extracted from the ECMWF re-analysis ERA-40, including incoming shortwave radiation, $SW\downarrow$, incoming longwave radiation, $LW\downarrow$, 2 m air temperature, T_{air} , specific humidity, Q_{air} , and wind speed, U . The 2 m wind speed required by the surface scheme is calculated from the ERA-40 10 m wind speed assuming a logarithmic wind profile. The 6 hour shortwave flux is interpolated to 15 min by accounting for the instantaneous sun zenith angle cosine. All the other variables are linearly interpolated from 6 hours to 15 min.

The net energy flux incoming in the snowpack, $F_{surface}$, is calculated by:

$$F_{surface} = -H - L_s E - \sigma T_s^4 + LW\downarrow + (1 - \alpha)SW\downarrow. \quad (1)$$

with $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$. The albedo, α , is not prescribed but estimated by optimization in every pixel. The sensible flux, H , and latent flux, $L_s E$, are given by the bulk formulae:

$$H = \rho_{air} c_{p,air} C_H U (T_s - T_{air}) \quad (2)$$

$$L_s E = L_s \rho C_H U (Q_{sat}(T_s, P_s) - Q_{air}). \quad (3)$$

Symbols are defined in Table 1. Surface temperature, T_s , is the temperature of the first snow layer (0–14 mm deep).

The exchange coefficient, C_H , accounts for the stability/instability of the atmosphere and depends on the bulk

Table 1. Model parameters. The range of the estimated parameters is chosen large enough to ensure unconstrained optimization but short enough to achieve respectable performances. $\bar{\epsilon}$ is the ratio between the annual means of brightness temperature and ERA-40 air temperature, and is used as an initial estimate to speed up the optimization

Symbol	Description	Value or range
<i>Parameters fixed for all the pixels</i>		
$c_{p,air}$	Specific heat capacity of the air	1005.0 J kg ⁻¹ K ⁻¹
ρ_s	Snow density	350 kg m ⁻³
z_1	Temperature and wind measurement height	2 m
<i>Pixel-dependent parameters</i>		
P_s	Air pressure at the surface	Mean value from ERA-40
ρ_{air}	Air density	$\rho_{air} = P_s / (287 \langle T_{air} \rangle)$
$c_{p,ice}$	Specific heat capacity of ice	$c_{p,ice} = 185 + 7.037 \langle T_{air} \rangle$
<i>Parameters estimated by optimization for each pixel</i>		
z_0	Roughness length	[10 ⁻⁷ , 10 ⁻²] m
α	Albedo	[0.60, 0.9]
k_s	Snow conductivity	[0.18, 1.1] W m ⁻¹ K ⁻¹
ϵ	Emissivity of the snowpack	[$\bar{\epsilon} - 0.035$, $\bar{\epsilon} + 0.020$] at the 19H and 19V channels [$\bar{\epsilon} - 0.055$, $\bar{\epsilon} + 0.015$] at the 37H and 37V channels
l_e	Penetration depth in snow	[0.50, 15] m at the 19V channel [0.25, 15] m at the 19H channel [0.10, 2.5] m at the 37V channel [0.05, 2.5] m at the 37H channel

Richardson number, R_B , as follows:

$$C_H = f_h C_{H,neutral} \quad (4)$$

$$C_{H,neutral} = 0.16 \left[\ln \left(z_1 / z_0 \right) \right]^2 \quad (5)$$

$$R_B = \frac{g z_1}{U^2} \left[\frac{T_{air} - T_s}{T_{air}} + \frac{Q_{air} - Q_{sat}(T_s, P_s)}{Q_{air} + \epsilon / (1 - \epsilon)} \right] \quad (6)$$

$$f_h = \begin{cases} (1 + 10R_B)^{-1} & R_B \geq 0 \\ 1 - 10R_B \left(1 + 10C_{H,neutral} \sqrt{|R_B| 16 \frac{z_1}{z_0}} \right)^{-1} & R_B < 0. \end{cases} \quad (7)$$

In contrast to the original formulation of MSM, surface melting is not accounted for because it would require modeling complex processes, including evolution and transport of liquid water in the snowpack and microwave emission of wet snow. Therefore, the model cannot work during melt events when snow is wet.

The matter and energy advected by snowfall are also neglected which is likely to be a reasonable assumption in the low-accumulation regions in the continent interior (say <300 mm a⁻¹).

2.2. Thermal diffusion

The thermal diffusion per pixel is governed by the one-dimensional differential equation (see symbols in Table 1):

$$\rho_s c_{p,ice} \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} \quad (8)$$

and is solved numerically using the Crank–Nicholson scheme. The z axis is discretized in 40 layers extending down to 15 m; layer height ranges from 14 mm at the top to 2.7 m at the bottom.

The density, ρ_s , is assumed vertically constant and spatially uniform (350 kg m⁻³). Although this is clearly unrealistic, the actual range of density in Antarctica and the model sensitivity to this parameter are more limited than for the parameters chosen to be free (see Table 1). We choose to fix the density in order to limit the number of free parameters.

The ice heat capacity significantly depends on temperature $c_{p,ice} = 185 + 7.037T$ (Dorsey, 1940). However, this dependence makes the diffusion equation strongly non-linear and the Crank–Nicholson scheme becomes unstable. For the sake of simplicity, we use a constant heat capacity estimated with the annual mean air temperature.

The effective snow thermal conductivity, k_s , per pixel is another major variable. It mostly depends on the density, but the range of observed conductivities for a given density is large (Arons and Colbeck, 1995; Sturm and others, 1997). Given this large uncertainty, the thermal conductivity is estimated by optimization.

The incoming heat flux at the surface is forced using the Neumann boundary condition:

$$k_s \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = -F_{surface}. \quad (9)$$

2.3. Snow microwave emission model

The microwave brightness temperature, T_b^{snow} , emerging from the snowpack in the direction of the sensor is calculated using a first-order approximation of the radiative transfer equation (Sherjal and Fily, 1994; Surdyk, 2002; Winebrenner and others, 2004):

$$T_b^{snow} = \epsilon \int_0^{+\infty} T(z) \exp(-z/l_e) dz, \quad (10)$$

where ϵ is the emissivity and l_e is the (vertical) penetration depth.

In our model, Equation (10) is applied independently at the four channels of SSM/I considered here: 19 and 37 GHz at horizontal and vertical polarizations. These channels are hereinafter referred to as the 19V, 37V, 19H and 37H channels. The emissivity and penetration depth are not predicted by the model. They are free parameters estimated independently for each channel and each pixel by optimization. In addition, we assume they are constant in time, which is valid in the dry zone but is inappropriate to describe the melting/freezing cycles occurring occasionally during summer near the coasts (Zwally and Fiegles, 1994). For this reason, the brightness temperature observations are masked out where and when the snowpack is wet (section 2.5). Despite this precaution, we show in section 3.1 that the approximation remains invalid in the melt zones even when the snowpack is dry, as in winter.

2.4. Atmospheric microwave emission and transmission model

The atmosphere attenuates the microwaves emerging from the surface and itself emits microwaves due to its own temperature (Rosenkranz, 1992). Both effects are taken into account in SDEM on a daily basis with a simple non-scattering radiative transfer scheme. TOA brightness temperature results from four contributions (Rosenkranz, 1992):

$$T_b^{TOA} = T_b^{Atmo\uparrow} + t \left[T_b^{snow} + (1 - \epsilon) \left(T_b^{Atmo\downarrow} + t T_b^{Cosmic} \right) \right]. \quad (11)$$

The transmittance, t , and upward and downward brightness temperatures, $T_b^{\text{Atmo}\uparrow}$ and $T_b^{\text{Atmo}\downarrow}$, are calculated as follows:

$$t = \prod_{j=1}^{60} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (12)$$

$$T_b^{\text{Atmo}\uparrow} = \sum_{i=1}^{60} \left(1 - e^{-\tau(p_i)/\cos\theta}\right) T_i \prod_{j=i+1}^{60} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (13)$$

$$T_b^{\text{Atmo}\downarrow} = \sum_{i=1}^{60} \left(1 - e^{-\tau(p_i)/\cos\theta}\right) T_i \prod_{j=1}^{i-1} e^{-\tau(p_j)/\cos\theta} \quad (14)$$

$$T^{\text{Cosmic}} = 2.75 \text{ K}. \quad (15)$$

The sums run over ERA-40's 61 atmospheric pressure levels, p_i . T_i is air temperature at level i . The optical depth, $\tau(p_i)$, of level i is calculated with Rosenkranz's (1998) model with air temperature and moisture from ERA-40. The computation is performed every 6 hours and then daily averaged, for every ERA-40 pixel ($1^\circ \times 1^\circ$) and for frequencies 19 and 37 GHz using SSM/I incidence angle $\theta = 53^\circ$. The results are then projected onto the SSM/I stereographic grid.

Based on this, the typical brightness temperature on the plateau, $T_b^{\text{Atmo}\uparrow}$, is 12 K at 37 GHz and 5 K at 19 GHz. Downward temperature is always very close to upward temperature. The transmission, t , is ~ 0.960 at 37 GHz and 0.987 at 19 GHz. The atmospheric contribution is significant with respect to the typical error (~ 2 K) found in section 3.1, especially at 37 GHz.

2.5. Microwave observations

TOA brightness temperatures calculated daily by the model at the 19V, 19H, 37V and 37H channels are compared with the radiometric observations extracted from the 'DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures' dataset (Maslanik and Stroeve, 1990) (version 2), provided by the US National Snow and Ice Data Center (NSIDC). The observations at 22 and 85 GHz are not used because of their higher sensitivity to the atmosphere. The observations are daily-average brightness temperature (over typically two to seven passes per day) and are available nearly every day in Antarctica. The averaging reduces the effect of variations of the azimuthal view angle observed by Long and Drinkwater (2000).

Occasionally, large brightness temperature changes lasting no more than a day are present in the dataset, but they seem erroneous. We filtered out such data with the empirical condition $T_b(t) - [T_b(t-1) + T_b(t+1)]/2 > 17$ K. In addition, where and when surface melting is detected (using the algorithm described by Torinesi and others (2003) and Picard and Fily (2006)) the brightness temperature observation is excluded.

2.6. Parameter optimization

The quality of a parameter set (including the 11 parameters: 4 emissivities, 4 penetration depths, thermal conductivity, aerodynamic roughness length and albedo) to predict the observations is evaluated using the likelihood function, L :

$$L = \exp\left(-\frac{J}{2\sigma_{\text{obs}}^2}\right) \quad (16)$$

$$J = \frac{1}{N} \sum_p \sum_t \left(T_{b,p}^{\text{(est)}}(t) - T_{b,p}^{\text{(obs)}}(t)\right)^2, \quad (17)$$

where the cost function, J , measures the mean quadratic difference between model outputs and observations. $T_{b,p}^{\text{(est)}}$ and $T_{b,p}^{\text{(obs)}}$ are, respectively, modeled and observed TOA brightness temperatures at time t and channel p . N is the total number of observations. The sums run over the four channels and an observation is available every day for 1992–2002.

The model is started 5 years before the beginning of the comparison period in order to allow stabilization of the snow temperature profile, $T(z)$ (i.e. stabilization: 1987–91; comparison: 1992–2002). The observation error, σ_{obs} , is taken to be equal to the SSM/I sensitivity, estimated as ~ 0.5 K (Hollinger and others, 1990). This choice does not affect the position of the maximum likelihood, only the shape of the function.

The minimization of J is performed using the neighborhood approximation (NA) method (Sambridge, 1999a, b), a method belonging to the family of Monte Carlo techniques. It is efficient and easily tunable between two extreme methods of sampling the likelihood function (see review by Sambridge and Mosegaard (2002) for details). With the 'exploitation' method, the NA method searches efficiently for the likelihood maximum (ML estimates, hereinafter) as fast as possible, with the risk of being trapped in a local maximum. In contrast, with the 'exploration' method, the NA method tries to map the full likelihood function as in pure Monte Carlo sampling. However, it is more efficient than the Monte Carlo method since it focuses preferably in regions of high likelihood.

We use the NA method for 'exploring' the likelihood function at Dome C, where a detailed analysis is conducted (sections 3.1 and 3.2). The NA parameters are set to 300 iterations, $n_s = 40$ and $n_r = 16$. This requires ~ 12000 model runs. At the Antarctic scale (5370 pixels at 50 km resolution), 'exploration' is computationally too intensive and we do not exploit the full likelihood function in our analysis. We use the NA to rapidly find the maximum likelihood. The NA parameters are set to 200 iterations, $n_s = 16$, $n_r = 2$. This requires 3200 model runs per pixel. Performing the optimization at the resolution of the SSM/I product (25 km) would require four times more runs than at 50 km resolution. This is not justified for the 19 GHz channel, because the footprint is actually $70 \text{ km} \times 45 \text{ km}$.

3. RESULTS AND ANALYSIS

This section first presents the modeling errors obtained after parameter optimization. These errors are analyzed in detail for Dome C and then over the whole continent (section 3.1). Then the parameter values obtained by optimization are presented and analyzed (section 3.2).

3.1. Error analysis

Dome C

The cost-function (J) minimum is 3.17 K^2 at Dome C. In the following, root-mean-square error ($\text{rmse} = \sqrt{J}$), expressed in Kelvin, are often given instead of J itself because the unit is more convenient. However, decomposition into different contributions is always calculated with the squared values.

The rmse is 1.8 K at Dome C and the contributions for each channel (Table 2) are: 0.9 K at the 19V channel, 1.7 K at the 37V channel, 1.8 K at the 19H channel and 2.4 K at the 37H channel. Note the square mean of these four values equals $\min(J) = 3.17 \text{ K}^2$. These errors are larger than the uncertainty

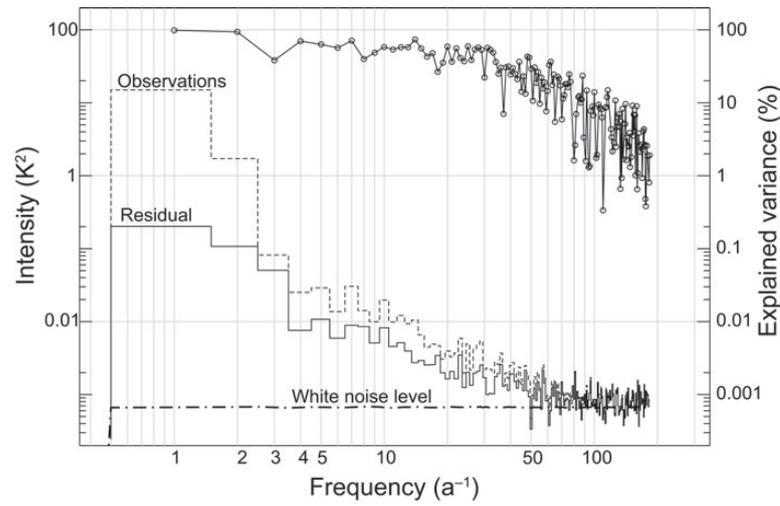


Fig. 1. Spectra of SSM/I microwave observations at the 19V channel (dashed line) and the residual (model minus observations, solid line) at Dome C (scale on left). Curve with circles shows the percent of explained variance (scale on right).

of the SSM/I measurements, estimated as ~ 0.5 K (Hollinger and others, 1990) but of the same order as the temperature error in ERA-40 (~ 2 K) (Bromwich and Fogt, 2004).

To analyze the results in more detail, the spectrum of the residual is computed to reveal the dominant time period present in the error and, hence, to determine the possible sources of error. Figure 1 shows the power spectrum of the 19V channel residual, $T_b^{\text{est}}(19\text{V}) - T_b^{\text{obs}}(19\text{V})$ (solid line), and that of the observed brightness temperature, $T_b^{\text{obs}}(19\text{V})$ (dashed line). The abscissa shows the frequency ranging from annual (1 a^{-1}) to every other day (153 a^{-1}). The spectra are estimated as the average of the spectra calculated for each year (1992–2002) independently, i.e. the chunk estimator method (Von Storch and Zwiers, 1999). The percent of explained variance, η , at each timescale gives information on the model skill. It is calculated as:

$$\eta = 1 - \frac{S(T_b^{\text{est}} - T_b^{\text{obs}})}{S(T_b^{\text{obs}})}, \quad (18)$$

where S is the chunk spectrum estimator (Fig. 1, solid curve with circles).

The results show that the residual power is large for the long time periods (i.e. low frequencies). Over a total squared error of 0.8 K^2 at the 19V channel, the annual variations account for 0.20 K^2 , the semi-annual for 0.10 K^2 and the interannual timescales (not shown in the figure) for 0.27 K^2 . Altogether, semi-annual and slower variations account for 63% of the total error. The residual power decreases rapidly for the short time periods and tends to a horizontal asymptote $\sim 0.0008 \text{ K}^2$. Weekly and faster variations contribute altogether 0.12 K^2 . For comparison, Figure 1 shows the spectrum of white noise which has been fitted to match the residual and observation asymptotes. The noise variance is found to be 0.15 K^2 , equivalent to a standard deviation of 0.4 K .

The percent of explained variance is very high for the long time periods and decreases slightly around the weekly timescale and then more sharply. The model explains 98.6% of the annual cycle, 93.7% of the semi-annual and $<30\%$ of the weekly and shorter time periods.

Two important conclusions can be drawn from these results. First, the short time periods are dominated by noise in the microwave observations, as demonstrated by the following combination of evidence: (1) the explained variance, η , is low at short time periods, (2) the ERA-40 air-temperature

Table 2. Minimal rms error at Dome C (75° S , 123° E). The total rmse is decomposed between channels and then between timescales. S includes semi-annual, annual and interannual variations. F includes weekly and faster variations

Minimal cost function, J		3.17 K^2							
Channel		19V	37V	19H	37H				
rmse, $\sqrt{J^2}$		0.9 K	1.7 K	1.8 K	2.4 K				
Observed annual amplitude		10.8 K	24.5 K	13.2 K	24.2 K				
rmse/observed amplitude		9%	7%	14%	10%				
Channel and timescales		S	F	S	F	S	F	S	F
rmse		0.8 K	0.3 K	1.3 K	0.5 K	1.3 K	0.5 K	1.8 K	0.7 K
Percent of observed variance explained by the model		97%	6%	98%	30%	93%		96%	

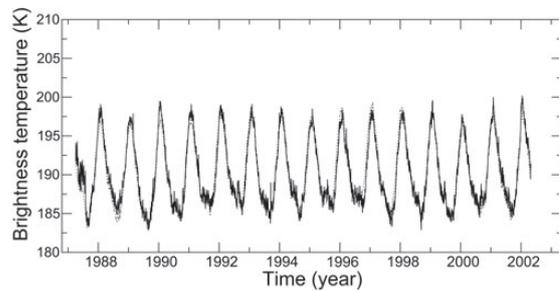


Fig. 2. Predicted (solid curve) and observed (dashed curve) brightness temperature time series at Dome C (75° S, 123° E) at the 19V channel. The period of SSM/I F8 operation (1987–91) is shown but not included in the rmse and cost-function calculations.

spectrum (graph not shown) does not present an asymptote but decreases continuously, and (3) both the residual and the observations reach a common horizontal asymptote which resembles a white noise, having a standard deviation of 0.4 K, a value which corresponds roughly to the temperature variations of the hot load in SSM/I (0.3–0.5 K) (Hollinger and others, 1990).

Second, the model performs remarkably well for long time periods (monthly and slower variations), as shown by the percent of explained variance (Fig. 1). This performance means that the model structure is adequate and that the meteorological inputs from ERA-40 are reasonably accurate for the long time periods. Of course, the parameter optimization plays a major role in this agreement by adapting the model parameters and the input variables to the observations. However, improvement in the model and/or meteorological inputs are still possible for the long time periods, since the rmse (0.9 K at the 19V channel; Table 2) is larger than the SSM/I instrumental noise (~0.5 K).

The time series of observed and modeled brightness temperature in Figure 2 are very close to each other. In order to clearly show the small difference, the monthly average and yearly average of the residual at the 19V channel are plotted in Figure 3. The climatological mean of the residual is also shown for each month.

Brightness temperature appears to be overestimated by ~1 K during the spring (October–December) for most years and underestimated by ~0.5 K during the rest of the year. However, it is unclear without additional and independent information whether the problem comes from the model or the meteorological inputs. Although AWS data cannot be considered as ground truth due to gaps in the records, AWS relocation in 1996, low measurement accuracy caused by the harsh Antarctic conditions and/or difference of representativeness with respect to ERA-40, they can provide the additional information required to investigate the error sources. As an example, Figure 3 shows the monthly difference of air temperatures between AWS and ERA-40 at Dome C. The two graphs in Figure 3 present similar variations, especially during the spring. Since the difference, $T_{\text{air}}^{\text{ERA}} - T_{\text{air}}^{\text{AWS}}$, is derived from data independent of our model and accounting for the fact that the errors in the AWS data and SSM/I observation are uncorrelated, we can conclude that the monthly error at Dome C mainly comes from ERA-40. The same conclusion can be drawn for the interannual variations (solid curves) which are similar on both graphs in Figure 3.

The rmse at the other channels is larger than at the 19V channel. The error dependence on the microwave frequency is unclear. On the one hand, the absolute error is lower at 19 than at 37 GHz for both polarizations, which may be due to the less ample annual cycle at 19 GHz. On the other hand, the relative error (defined as the ratio between the rmse and the annual amplitude observed) is lower for the highest frequency (Table 2).

In contrast, the dependence on the polarization is clear: both absolute and relative errors are lower for the vertical polarization than for the horizontal. The emissivity at hori-

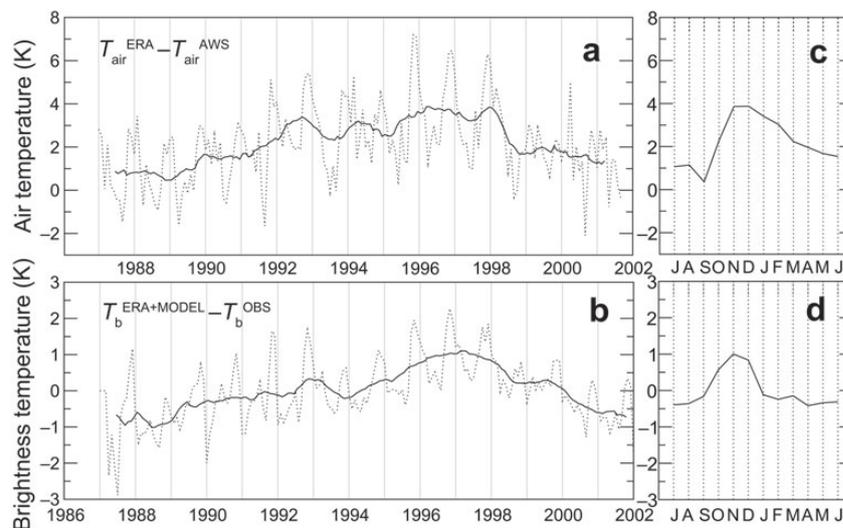


Fig. 3. (a) Monthly (dashed curve) and annual (solid curve) differences between ERA-40 and AWS air temperature at Dome C. (b) Monthly (dashed curve) and annual (solid curve) differences between predicted and observed brightness temperatures. (c) The monthly climatology (i.e. average over all the years for each month) for the difference shown in (a). (d) The monthly climatology for the difference shown in (b).

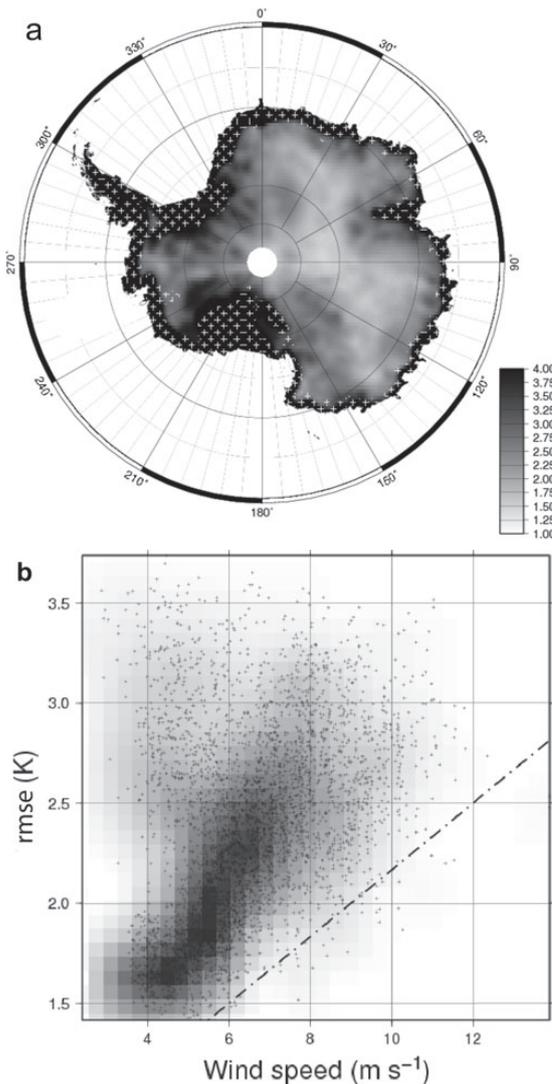


Fig. 4. (a) Root-mean-square error after parameter optimization and melt zones (white crosses). (b) Root-mean-square error versus wind speed at 35 km resolution predicted by the global climate model LMDZ. The dashed line illustrates the wind-speed constraint on the rmse lower bound.

zonal polarization is known to be sensitive to surface conditions, as in Greenland (Shuman and Alley, 1993; Shuman and others, 1993). In particular, temporal variations of surface density are expected in Antarctica (Li and Zwally, 2004) but their amplitude needs to be quantified. These variations may explain the discrepancy between observed and modeled brightness temperatures because the model assumes constant emissivities.

The decomposition of the error into different components and the investigation of the causes presented here for Dome C cannot be conducted at every point in Antarctica. Next we analyze the spatial variations of the total rmse over the continent.

Antarctica

The model is optimized independently for every 50 km \times 50 km pixel in Antarctica. The root of the cost-function minimum ($\text{rmse} = \sqrt{J}$) presents large variations across the continent and especially between the coastal regions and the interior (Fig. 4a). The causes of the variations are investigated hereafter.

The highest rmse are found near the coasts and closely match the melt zones (white crosses in Fig. 4a). Melt zones are defined here as 'zones where melt occurred on at least 20 days in the period 1979–2006'. They cover 17% of the continent. Daily surface melting was derived by Picard and Fily (2006). The error is large, despite brightness temperature observations being masked out during melt events (section 2.5). A possible explanation is that the snowpack emissivity is not constant, even when only the dry periods are considered. Indeed, some studies have shown that the emissivity occasionally drops after melt events and the relaxation to recover a 'normal' emissivity lasts a few years (see time series of Abdalati and Steffen (1998); Bingham and Drinkwater (2000)). The emissivity drop is caused by the formation of ice layers during the refreezing of meltwater. Then, the emissivity increases slowly as new snow accumulates over the ice layers. Our model is unable to track such changes because the emissivity is assumed constant (section 2.3) and the process of ice-layer formation is not represented. Our model is therefore inadequate for the melt zones, even during the periods the snowpack is dry.

In the dry zones of the continent, the rmse ranges between 1.4 and ~ 3 K. The error distribution between the channels is similar to that at Dome C (above). While larger than SSM/I noise, such error values are remarkably low, given the spatial and temporal coverage of the study. This also confirms that the low error of 2 K obtained at Byrd Station by Winebrenner and others (2004) can be obtained over most of the inner Antarctic. This result inherently indicates that the temporal variations of the ERA-40 meteorological surface variables are representative of the actual conditions.

The lowest rmse values (1.4–2 K) are located around the divide in East Antarctica. Higher values (2–3 K) are found in Marie Byrd Land (90–135° W), on the Filchner Ice Shelf (30–60° W) and in the Lambert Glacier basin (60–80° E). Southward of the East Antarctic divide, rmse values are also high (2.5–3 K).

Since the rmse varies at a finer spatial scale than the resolution of ERA-40 (~ 120 km), we conclude the spatial variations of rmse come in part from the model and are related to the surface characteristics. Moreover, the highest errors often correspond to known geographical features and/or distinct glaciological characteristics, such as mountains, glaciers or streams. All these regions are characterized by strong topography or very rough surface, features incompatible with the assumption of horizontal homogeneity required by the model. The error is also large in regions of strong erosion (wind-glazed surfaces) as southward of the East Antarctic divide (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002).

On the large scale in the dry zone, a broad relationship seems to exist between rmse and wind speed, as shown in Figure 4b. The mean annual wind speed was extracted from a simulation of the global climate model, LMDZ (Laboratoire de Météorologie–Zoom (Krinner and others, 2008)). Every dot in Figure 4b represents one pixel in the dry zone, and the gray shading shows the density of dots. It appears

that, for a given wind speed, the rmse presents a clear minimum that increases with wind speed (the dashed line drawn empirically in Fig. 4b).

The physical processes that may explain the dependence on wind speed include: (1) crust layer/blue ice due to wind scour, as for instance in the Lambert Glacier basin (Bintanja and Van den Broeke, 1995; Vaughan and others, 1999) and Dronning Maud Land (Bintanja and Van den Broeke, 1995), (2) surface roughness (sastrugi, as between Terra Nova Bay and Dome C (Frezzotti and others, 2002)), (3) windpumping which increases the diffusivity in the upper snowpack (Colbeck, 1989) and (4) spatial heterogeneity due to snowdrift and redeposition. In particular, sastrugi fields are responsible for variations of the emissivity with the sensor azimuthal view angle that result in significant variations of brightness temperature (Long and Drinkwater, 2000) (up to 2 K rms) between the different passes within a single day. However, we estimate that the day-to-day and seasonal variations are negligible, since we work with daily averages of brightness temperature. Hence, the azimuth effect is negligible in this study.

Further observations of snow temperature and year-round structural changes of the snow surface in windy regions are needed to better understand the wind dependence of the rmse.

3.2. Estimated parameters

For each parameter, we address two questions: first, is the parameter well constrained by the observations? and, second, is the maximum likelihood (ML) parameter value (i.e. the parameter set for which the cost function is minimum) physically realistic and does it agree with other estimates from the literature? The conclusions differ greatly between the parameters. The discussion and the values presented in the following are limited to the dry zone.

Emissivity

The emissivity is well constrained by the microwave observations, as shown at Dome C by the marginal likelihood function (Fig. 5), i.e. the likelihood function integrated over all the parameters except the emissivity. The marginal likelihood is peaked, symmetric and Gaussian-like. It is also much narrower than the typical emissivity distribution observed in Antarctica (ML emissivity distribution shown in gray). The ensemble mean emissivity is 0.843 (at Dome C, at the 19V channel) and closely matches the maximum likelihood emissivity of 0.844. The standard deviation is 0.027.

These results indicate that our approach is reliable for estimating emissivities, despite many parameters being free. However, it is much more resource-demanding and less practical than other widely used methods, such as the ratio between brightness temperature and annual mean air temperature (Sherjal and Fily, 1994) or mean surface temperature (Schneider and others, 2004). We question here whether these approaches give results equivalent to ours.

Neglecting the atmosphere, the emissivity can be estimated (Sherjal and Fily, 1994) by:

$$\epsilon^{\text{annual air}} = \frac{\langle T_b \rangle}{\langle T_{\text{air}} \rangle}, \quad (19)$$

where $\langle \cdot \rangle$ denotes the temporal average for 1992–2002. A better estimate is obtained by accounting for the atmosphere. Taking the average of Equation (11), the emissivity can be

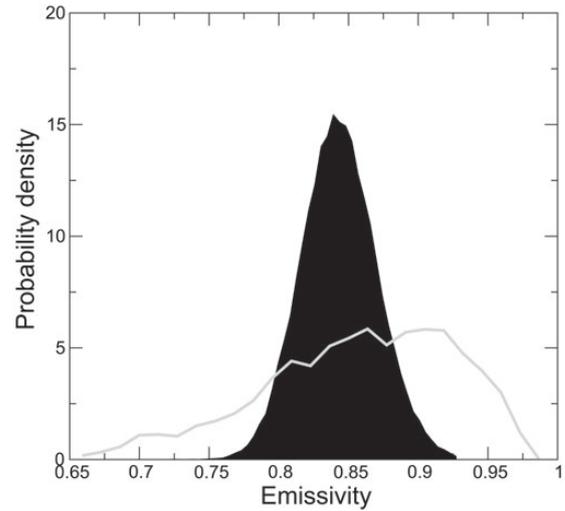


Fig. 5. Emissivity marginal likelihood at Dome C (black) and distribution of the maximum likelihood emissivities over Antarctica (gray).

estimated (see also Karbou and Prigent, 2005) by:

$$\epsilon^{\text{annual air+atmo}} = \frac{\langle T_b \rangle - \langle T_b^{\text{Atmo}\uparrow} \rangle - \langle t \rangle \left(\langle T_b^{\text{Atmo}\downarrow} \rangle + \langle t \rangle \langle T_b^{\text{Cosmic}} \rangle \right)}{\langle t \rangle \langle T_{\text{air}} \rangle - \langle t \rangle \left(\langle T_b^{\text{Atmo}\downarrow} \rangle + \langle t \rangle \langle T_b^{\text{Cosmic}} \rangle \right)}. \quad (20)$$

By applying these equations on every pixel in the dry zones and using air temperature from ERA-40, we find that accounting for the atmosphere results in slightly lower snow emissivities, on average, over Antarctica: $\epsilon^{\text{annual air+atmo}} - \epsilon^{\text{annual air}} = -0.007$ at the 19V channel, -0.014 at the 19H channel, -0.018 at the 37V channel and -0.03 at the 37H channel. In contrast, the difference, $\epsilon^{\text{ML}} - \epsilon^{\text{annual air+atmo}}$ (where ϵ^{ML} is the ML emissivity), is about an order of magnitude lower than the previous difference. We conclude that the ML estimates and annual method give equivalent results as long as the atmosphere is taken into account. The method based on Equation (20), being much faster than our approach, it is preferable for estimating the emissivity.

The emissivities at the four channels are significantly correlated with each other: the correlation coefficient between the 19V channel and the 37V, 19H and 37H channels is 0.96, 0.93 and 0.93, respectively. The emissivity map at the 19V channel is shown in Figure 6a. (The map at the 37V channel is given by Schneider and others (2004, fig. 2).)

The range of emissivity is large and several areas can be clearly distinguished on the map:

Regions with high accumulation near the coasts (except in the melting zones) have emissivities close to unity, for instance in Marie Byrd Land (0.95–0.98 at the 19V channel) and Wilkes Land near the coast (0.94).

The emissivity gradually decreases in East Antarctica between the coast and the divide where intermediate emissivities (0.80–0.90) are observed.

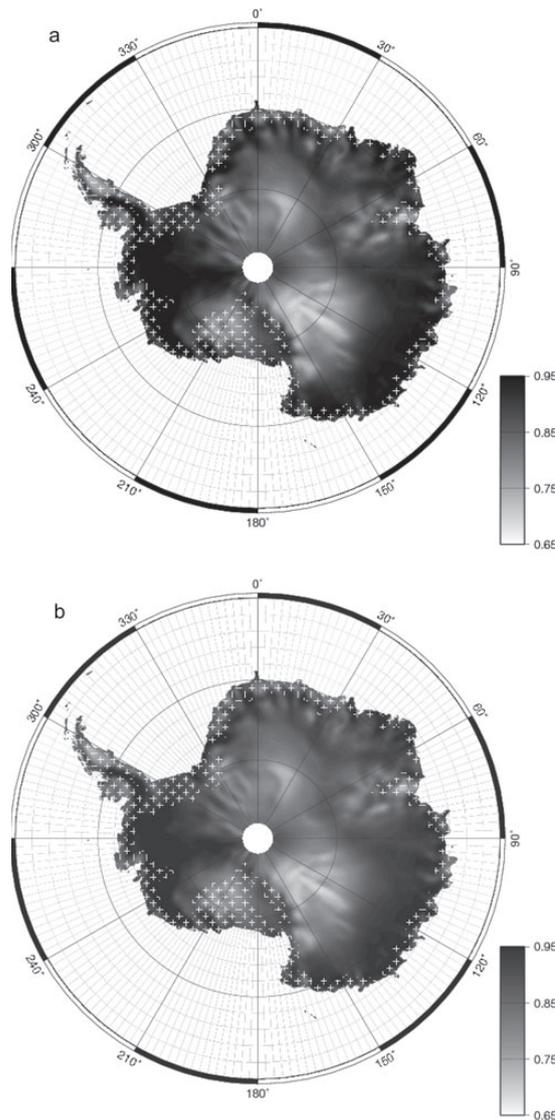


Fig. 6. (a) Emissivity and (b) apparent penetration depth at 19V channel. Penetration depth is relative to the arbitrarily chosen thermal diffusivity ($5 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ here). Melt zones are shown with white crosses.

In the Lambert Glacier basin, in the east of the Ross Ice Shelf and in the east of the Filchner Ice Shelf, small patches have low emissivities (0.72–0.76).

The glazed and megadune regions (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002) present the lowest emissivities (0.68–0.72).

Snow grain size is certainly the main factor influencing the emissivity variations (Surdyk, 2002). The emissivity is high in regions of high accumulation near the Wilkes coast or in Marie Byrd Land, where new fresh snow with fine grains falls often and metamorphism is moderated. The emissivity is low on the plateau, where snow grains are large because metamorphism operates for a long time due to low accumulation

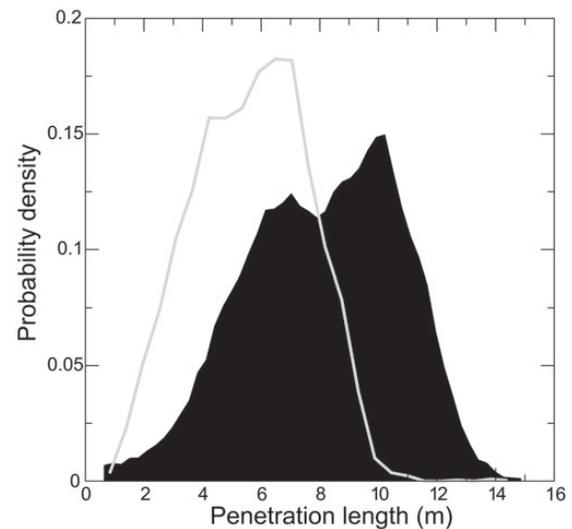


Fig. 7. Penetration depth marginal likelihood at Dome C (black) and distribution of the maximum likelihood penetration depths in Antarctica (gray).

(Li and Zwally, 2004). The lowest emissivities are observed where wind erosion and/or sublimation are important, such as in the glazed regions where large grains were reported (Courville and others, 2007) or in the Lambert Glacier basin (e.g. sublimation map of Krinner and others, 2007).

Relating more precisely the emissivities to snowpack characteristics and explaining their regional variations require rigorous electromagnetic modeling, which is beyond the scope of the present paper.

Microwave penetration depth and thermal conductivity

Unlike emissivity, the microwave penetration depth is not well constrained by the observations. The marginal likelihood function in Dome C (black in Fig. 7) is nearly as large as the distribution of ML penetration depths across Antarctica. The standard deviation at the 19V channel at Dome C is ~ 2.6 m for a mean penetration of 8.1 m. This issue comes from the interdependence in the model between the microwave penetration depth and the thermal conductivity as explained below.

Surdyk (2002) analytically shows that the microwave penetration depth controls both the amplitude of the brightness temperature variations and the phase lag between time series of air and brightness temperatures. Since these features are readily visible in the brightness temperature time series, a strong constraint could be expected. However, the microwave penetration depth and the thermal penetration depth always appear as a ratio in Surdyk's (2002) equations and never independently. As the thermal penetration depth is related to the thermal conductivity (proportional to $\sqrt{k_s}$), any uncertainty (or absence of constraint) on the thermal conductivity propagates into uncertainty (or absence of constraint) on the microwave penetration depth.

However, the situation is slightly different in our model because of the surface energy budget (absent in Surdyk, 2002; Winebrenner and others, 2004). The heat at the surface (e.g.

due to solar radiation) is evacuated toward the atmosphere (by sensible transport, longwave radiation, etc.) and toward the snowpack at a rate governed by the snowpack thermal conductivity. Hence, the thermal conductivity indirectly controls the upward or downward evacuation of heat. Since this control is independent of the microwave penetration depth, the thermal conductivity could, in principle, be constrained alone. However, it does not work in practice, probably because the surface budget parameters (albedo and aerodynamic roughness) are not well constrained (see below).

Nevertheless, we work around this issue by setting the thermal diffusivity and, hence, deriving an apparent microwave penetration depth, l_e^{apparent} (apparent because it is dependent on the real thermal diffusivity), which presents interesting patterns in Antarctica, as discussed below. The thermal diffusivity, κ , is set to $5 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, a rough average between other estimates (Weller and Schwerdtfeger, 1970; Ewing and others, 1982; Kikuchi, 1982; Brandt and Warren, 1997; Sturm and others, 1997) and our estimates derived from temperature profiles reported by Schlatter (1972) and M. Fahnestock and others (<http://nsidc.org/data/nsidc-0283.html>). This value is used for the entire continent of Antarctica although snow structure (density and grain type) is known to strongly influence the thermal diffusivity (Arons and Colbeck, 1995) and to vary across Antarctica.

Before analyzing l_e^{apparent} spatial variations, we first compared our ML estimate of l_e^{apparent} with those obtained by two other widely used and simpler methods. Both methods are based on Fourier analysis and adapted from the estimation of the diffusivity from vertical profiles of temperature (e.g. Weller and Schwerdtfeger, 1970; Sturm and others, 1997). The first method consists of measuring the phase lag between the annual variations of air and brightness temperatures (e.g. at Dome C and Lettau (Sherjal and Fily, 1994)). This method appeared to be unreliable in our case at many points in Antarctica and is not further discussed here. The second method is based on the ratio between the amplitudes of brightness temperature $A(T_b)$ and air temperature $A(T_{\text{air}})$. The penetration depth is derived following Surdyk's (2002) analytical model:

$$\alpha = \frac{A(T_b) \langle T_b \rangle}{A(T_{\text{air}}) \langle T_{\text{air}} \rangle} \quad (21)$$

$$R = \frac{-1 + \sqrt{\frac{2}{\alpha^2} - 1}}{2} \quad (22)$$

$$l_e^{\text{apparent}} = R \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega}}. \quad (23)$$

We use the chunk method (von Storch and Zwiers, 1999) with 1 year long chunks to estimate the two spectra of air and brightness temperatures, from which the annual amplitudes are deduced.

The amplitude estimates and the ML estimates are in agreement ($R^2 = 0.72$ in the dry zones). However the amplitude method gives objectively wrong values at the 19V channel (e.g. negative penetration) at 86 points out of 4400. At the 37V, 19H and 37H channels, the number of negative values is even larger (320 at the 37V channel, 536 at the 19H channel and 1994 at the 37H channel). However, the correlation with the ML estimate remains significant ($R^2 = 0.66$ at the 37V channel, $R^2 = 0.63$ at the 19H channel and $R^2 = 0.66$ at the 37H channel).

The map of apparent penetration depth derived by the amplitude method (at the 19V channel; Fig. 6b) is less noisy than derived by the ML (map not shown), and the resolution is finer (25 cf. 50 km for reasons of computational performance). The large-scale patterns are very similar, and the relatively weak correlation is mostly explained by short-scale noise present in the ML estimates, inherent to the Monte Carlo method. We conclude that the amplitude method is reliable for the V-polarization and the fastest method. The ML estimation is much slower, slightly noisy but reliable for any polarization.

The apparent penetration depth map presents similar patterns to the emissivity map (Fig. 6a). The deepest penetrations at the 19V channel are located in Marie Byrd Land (4–7 m) and on the East Antarctic divide (4–6 m). The shallowest penetrations are found in the wind-glazed surface regions and megadunes, with values as low as 0.3 m. Intermediate values are found in Wilkes Land between the coast and the divide (2.5–5 m).

Two remarkable points can be drawn. First, the apparent penetration depths in Marie Byrd Land are about twice those in Wilkes Land, although the emissivities are of the same order. Since the emissivities are similar, the true microwave penetration depths are probably similar too. The difference between the apparent penetration depths could perhaps be explained by a larger thermal diffusivity in Wilkes Land. Wilkes Land is indeed a windy region and windpumping could significantly enhance thermal transfers (Colbeck, 1989), resulting in higher diffusivity. Second, the apparent penetration depth in the wind-glazed regions and megadunes (Fahnestock and others, 2000) is remarkably low. In these regions, the net annual accumulation is weak, or even negative, and the strong metamorphism (Albert and others, 2004) leads to a highly permeable snowpack composed of coarse grains (Albert and others, 2004; Courville and others, 2007). High permeability and coarse grains contribute to a short microwave penetration depth and large diffusivity, both resulting in a very short apparent penetration depth.

The apparent penetration depths at the other channels present spatial variations with penetration that are similar to those at the 19V channel. The correlation coefficient between the channels is 0.7 or higher. However, the values differ greatly; the penetration is on average 1/2, 1/3 and 1/7 that at the 19V channel for the 19H, 37V and 37H channels, respectively. The difference between the two frequencies comes from the stronger scattering at the higher frequency. The shorter penetration observed for H-polarization with respect to V-polarization is explained by the transmission of the snowpack through internal layers, which is lower for H-polarized than for V-polarized waves.

Albedo and aerodynamic roughness length

The broadband surface albedo, α , and the aerodynamic roughness length, z_0 , control the surface energy budget and, especially, the net incoming flux to the snowpack. The marginal likelihood functions of these two parameters at Dome C reveal that the parameters are only slightly constrained by the observations (Fig. 8).

The likelihood is small for albedo, higher than ~ 0.8 , probably because the net radiation absorbed by the snowpack is insufficient for high albedo to warm the snowpack in summer and no other source of heat can counterbalance this default. In contrast, any value lower than 0.8 seems equally probable.

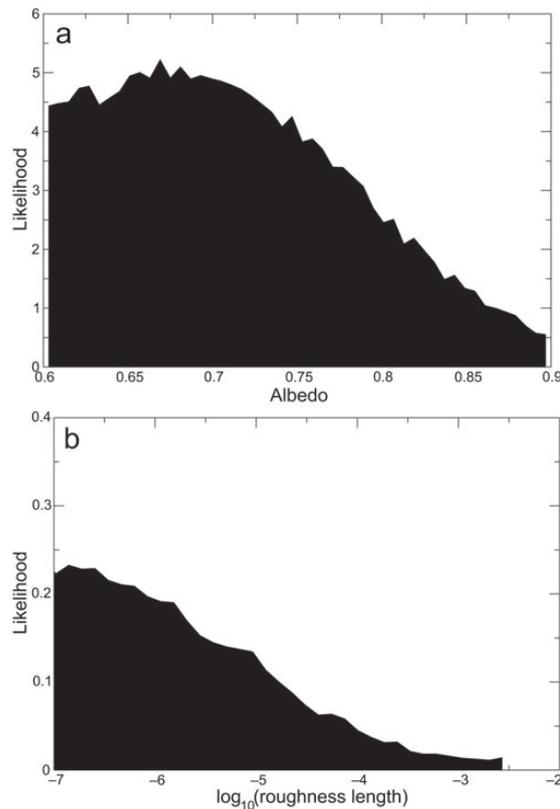


Fig. 8. (a) Albedo and (b) roughness length marginal likelihood functions at Dome C.

Low roughness lengths seem preferred by the model, but no clear value emerges from the optimization.

It is not surprising that microwave observations do not strongly constrain the surface scheme parameters. But this is not the only cause. The compensation between processes creates an interdependence that prevents the parameters from being constrained individually (the same issue as for the penetration depth and the thermal conductivity). To illustrate this point, several parameter estimations were performed with fixed instead of free albedo. The albedo was set to values ranging between 0.60 and 0.80, and for this test the roughness length was allowed to span a larger range than given in Table 1. The ML roughness length for each estimation is shown in Figure 9a as a function of the albedo. When the albedo is fixed, the roughness length is reasonably well constrained and a clear interdependence exists between the parameters. Our interpretation is that low albedo results in an excess of heat at the surface due to the over-absorption of shortwave radiation. The model then needs a large roughness length to enhance sensible heat flux (and latent heat flux, but that is usually an order of magnitude smaller) and to evacuate this heat. Despite this interdependence, we have chosen to estimate both parameters because, in principle, the roughness length could be constrained during the polar night when the albedo has no influence and the albedo would then be constrained during the summer.

Even if the albedo is not well constrained, the rmse has a (shallow) minimum at $\alpha = 0.775$ (Fig. 9a). This value is

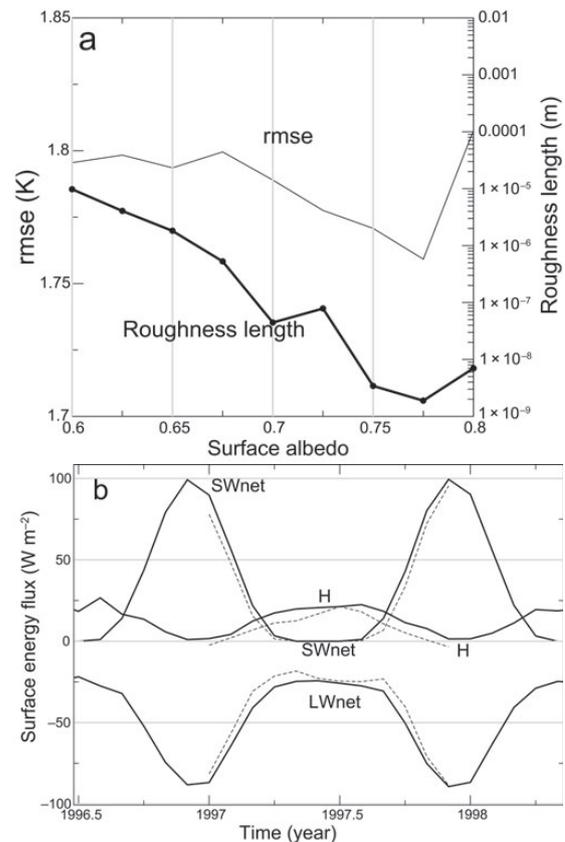


Fig. 9. (a) Variations of rmse as a function of the albedo (solid curve). Circles represent the maximum likelihood estimate of roughness length for each value of albedo up to 0.8. (b) Monthly mean surface fluxes predicted at Dome C by our model (solid curve) and the MAR meteorological model (dashed curve): net shortwave (SWnet), net longwave (LWnet), sensible heat (H). Latent heat is weak and not shown.

realistic. However, the corresponding roughness length is unrealistically low ($<10^{-7}$ m) at Dome C (Fig. 9a) and in most of East Antarctica (results from an Antarctic-wide parameter estimation with fixed albedo of 0.775; map not shown). Low values of roughness length have been reported in previous studies for the Antarctic (e.g. 2×10^{-5} m estimated from eddy-flux measurements on the plateau in Dronning Maud Land; 3×10^{-6} m over blue ice (Bintanja and Van den Broeke, 1995; Van As and others, 2005)), but our estimate is one or two orders of magnitude lower. The same issue appears with a different surface scheme that better describes the atmosphere stability and instability (based on the Monin–Obukhov similarity theory, after King and others, 1996; Gallée and others, 2001; Andreas, 2002). Despite this unrealistic value, the surface fluxes predicted by our model are realistic and agree reasonably well with those from the Modèle Atmosphérique Régional (MAR) meteorological model (Gallée and others, 2005) in Figure 9b.

At the Antarctic scale, the maps of estimated albedo and aerodynamic roughness length are noisy because of the weak constraint. The maps do not show clear patterns and are uninteresting. A better constraint from adequate observations is necessary.

4. CONCLUSION

This paper questions whether an intermediate-complexity modeling of snowpack thermal evolution and microwave emission is able to accurately predict the temporal evolution of microwave brightness temperature in Antarctica. The answer is negative in the melt zone, covering ~17% of the continent. This result was expected, as ice layers formed by refreezing have a strong influence on the snowpack emission, and our model ignores surface melting, refreezing and snowpack stratification. In contrast, our model is able to predict brightness temperature where the snowpack never melts. In the dry zones, the difference between predicted and modeled brightness temperature time series ranges between 1.4 and 3 K rms and is of the same order as the ERA-40 air-temperature error used as an input to the model (~2 K; Bromwich and Fogt, 2004). The detailed analysis of the differences shows that rapid variations (weekly and faster) are dominated by noise in the microwave observations (0.5 K rms) and no further improvements of the model can be expected for these time periods. For slower variations, model errors and errors in the ERA-40 meteorological variables limit the prediction capabilities. With the help of time series from Dome C meteorological station, we showed that the annual to interannual variations are dominated by errors in ERA-40 rather than in the model, at least for Dome C. This result is important because it suggests that 'surface channels' (19 and 37 GHz) of SSM/I, or similar sensors, could be useful to improve meteorological re-analysis and analysis.

The prediction error varies spatially and seems primarily related to the surface characteristics. The best predictions are obtained on the divide of the East Antarctic plateau. The worst predictions in the dry zone are seen where the wind speed, erosion and/or sublimation are strong, for instance in the Lambert Glacier basin and in the Filchner Ice Shelf, or in wind-glazed regions. The reasons for these differences remain unclear.

Overall, the model performs remarkably well given its intermediate complexity and the wide region considered. The parameter estimation is performed independently for each pixel and significantly contributes to adapting the model to the inputs and the observations. The optimization is able to compensate for some errors in the data or some modeling oversimplifications. For instance, by estimating the emissivity, any constant bias in air temperature or observed brightness temperature can be compensated for. However, the parameter optimization is not able to compensate for all the errors and does not solely explain the model performance. For example, the prediction of the surface fluxes, absent in previous studies (Surdyk, 2002; Winebrenner and others, 2004), plays an important role: the error at Dome C is ~20% worse with direct forcing of snow temperature by air temperature than with the surface scheme. The strong stable boundary layer occurring frequently during the polar winter may explain this difference. The surface scheme better describes the energy exchange than a simple forcing.

The parameter optimization does not provide realistic values for all the parameters. The optimization is indeed under-constrained by the observations, given the large number of free parameters. As an important consequence, the microwave penetration depth cannot be estimated accurately since thermal diffusivity variations are unknown in Antarctica. Future work needs to address this issue in two possible ways. The first is to add physical processes to the model, in order to reduce the number of free parameters. For instance,

the emission model is simple in the present formulation. It requires the emissivity and the penetration depth to be estimated for each channel (i.e. eight free parameters in total). Predicting these quantities with a simple snowpack emission model would reduce the total number of parameters and add a physical constraint. As a positive side effect, by predicting the penetration depths, the snow thermal conductivity would be better constrained by the observations than in our current model. It is worth noting that predicting H-polarization is more challenging than V-polarization, since H-polarization is sensitive to surface density variations.

The second way is to assimilate new kinds of remote-sensing observations into the model. Thermal infrared and albedo are relevant observations to constrain the surface scheme. Furthermore thermal infrared, if accurately calibrated, provides an absolute temperature reference. Other relevant observations include altimeter data for constraining the microwave penetration depth (e.g. Legrésy and Rémy, 1998), multi-incidence angle microwave temperature from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) radiometer and active microwave.

ACKNOWLEDGEMENTS

The SSM/I data were provided by the NSIDC. The Dome C AWS data were provided by the Antarctic Meteorological Research Center, University of Wisconsin, USA. We are grateful to F. Roch for administrating the 168-processor cluster at the Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) where the simulations were run. We had fruitful discussions with B. Legrésy (Legos, Toulouse, France) about the temporal variations of surface density. This work is supported by the French Remote Sensing program (Programme National de Télé-détection Spatiale) and the NIEVE project in the LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement)/EVE (Evolution et Variabilité du climat à l'Echelle globale) program. We also thank the reviewers who suggested the azimuthal-angle dependency and provided very detailed corrections.

REFERENCES

- Abdalati, W. and K. Steffen. 1998. Accumulation and hoar effects on microwave emission on the Greenland ice-sheet dry-snow zones. *J. Glaciol.*, **44**(148), 523–531.
- Albert, M., C. Shuman, Z. Courville, R. Bauer, M. Fahnestock and T. Scambos. 2004. Extreme firn metamorphism: impact of decades of vapor transport on near-surface firn at a low-accumulation glazed site on the East Antarctic plateau. *Ann. Glaciol.*, **39**, 73–78.
- Andreas, L. 2002. Parameterizing scalar transfer over snow and ice: a review. *J. Hydromet.*, **3**(4), 417–432.
- Arons, E.M. and S.C. Colbeck. 1995. Geometry of heat and mass transfer in dry snow: a review of theory and experiment. *Rev. Geophys.*, **33**(4), 463–493.
- Arthern, R.J., D.P. Winebrenner and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3 cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.*, **111**(D6), D06107. (10.1029/2004JD005667.)
- Beven, K. 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *J. Hydrol.*, **320**(1–2), 18–36.
- Bingham, A.W. and M.R. Drinkwater. 2000. Recent change in the properties of the Antarctic ice sheet. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(4), 1810–1820.
- Bintanja, R. 1999. On the glaciological, meteorological and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophys.*, **37**(3), 337–359.

- Bintanja, R. and M.R. van den Broeke. 1995. Momentum and scalar transfer coefficients over aerodynamically smooth Antarctic surfaces. *Bound.-Layer Meteorol.*, **74**(1–2), 89–111.
- Brandt, R.E. and S.G. Warren. 1997. Temperature measurements and heat transfer in near-surface snow at the South Pole. *J. Glaciol.*, **43**(144), 339–351.
- Bromwich, D.H. and R.L. Fogt. 2004. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP–NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere. *J. Climate*, **17**(23), 4603–4619.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coléou. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**(121), 333–342.
- Colbeck, S.C. 1989. Air movement in snow due to windpumping. *J. Glaciol.*, **35**(120), 209–213.
- Comiso, J.C. 2000. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *J. Climate*, **13**(10), 1674–1696.
- Courville, Z.R., M.R. Albert, M.A. Fahnestock, L.M. Cathles and C.A. Shuman. 2007. Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site. *J. Geophys. Res.*, **112**(F2), F02030. (10.1029/2005JF000429.)
- Dang, H., C. Genthon and E. Martin. 1997. Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *Ann. Glaciol.*, **25**, 170–176.
- Dorsey, N.E. 1940. *Properties of ordinary water-substance in all its phases: water-vapor, water, and all the ices*. New York, Reinhold Publishing Corp.
- Essery, R. and P. Etchevers. 2004. Parameter sensitivity in simulations of snowmelt. *J. Geophys. Res.*, **109**(D20), D20111. (10.1029/2004JD005036.)
- Ewing, R.E., R.S. Falk, J.F. Bolzan and I.M. Whillans. 1982. Techniques for thermal conductivity measurements in Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **3**, 96–102.
- Fahnestock, M.A., T.A. Scambos, C.A. Shuman, R.J. Arthern, D.P. Winebrenner and R. Kwok. 2000. Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere–ice interaction. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(22), 3719–3722.
- Flach, J.D., K.C. Partington, C. Ruiz, E. Jeansou and M.R. Drinkwater. 2005. Inversion of the surface properties of ice sheets from satellite microwave data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**(4), 743–752.
- Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca and S. Urbini. 2002. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.*, **34**, 81–88.
- Gallée, H., G. Guyomarc'h and E. Brun. 2001. Impact of snowdrift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow-surface properties. *Bound.-Layer Meteorol.*, **99**(1), 1–19.
- Gallée, H., V. Peyaud and I. Goodwin. 2005. Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model. *Ann. Glaciol.*, **41**, 17–22.
- Genthon, C., P. Lardeux and G. Krinner. 2007. The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica. *J. Glaciol.*, **53**(183), 635–645.
- Hollinger, J.P., J.L. Pierce and G.A. Poe. 1990. SSM/I instrument evaluation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**(5), 781–790.
- Kanamitsu, M. and 6 others. 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**(11), 1631–1643.
- Karbou, F. and C. Prigent. 2005. Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations: validity of the specular approximation over snow-free surfaces. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **2**(3), 311–314.
- Key, J.R., J.B. Collins, C. Fowler and R.S. Stone. 1997. High-latitude surface temperature estimates from thermal satellite data. *Remote Sens. Environ.*, **61**(2), 302–309.
- Kikuchi, T. 1982. Heat flux in surface snow at Mizuho Station, Antarctica: monthly values and errors. *Mem. Natl Inst. Polar Res.* **29**, Special Issue, 61–69.
- King, J.C., P.S. Anderson, M.C. Smith and S.D. Mobbs. 1996. The surface energy and mass balance at Halley, Antarctica during winter. *J. Geophys. Res.*, **101**(D14), 19,119–19,128.
- Koenig, L.S., E.J. Steig, D.P. Winebrenner and C.A. Shuman. 2007. A link between microwave extinction length, firn thermal diffusivity, and accumulation rate in West Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **112**(F3), F03018. (10.1029/2006JF000716.)
- Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon and J.-L. Dufresne. 2007. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dyn.*, **28**(2–3), 215–230.
- Krinner, G., B. Guichard, K. Ox, C. Genthon and O. Magand. 2008. Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century. *J. Climate*, **21**(5), 938–962.
- Legrésy, B. and F. Rémy. 1998. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.*, **44**(147), 197–206.
- Li, J. and H.J. Zwally. 2004. Modeling the density variation in the shallow firn layer. *Ann. Glaciol.*, **38**, 309–313.
- Long, D.G. and M.R. Drinkwater. 2000. Azimuth variation in microwave scatterometer and radiometer data over Antarctica. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(4), 1857–1870.
- Maslanik, J. and J. Stroeve. 1990. *DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures. Updated 2003*. Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center. CD-ROM.
- Mtzler, C. and A. Wiesmann. 1999. Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sens. Environ.*, **70**(3), 317–325.
- Phillpot, H.R. and J.W. Zillman. 1970. The surface temperature inversion over the Antarctic continent. *J. Geophys. Res.*, **75**(21), 4161–4169.
- Picard, G. and M. Fily. 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote Sens. Environ.*, **104**(3), 325–336.
- Picard, G., M. Fily and H. Gallee. 2007. Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **46**, 29–34.
- Rosenkranz, P.W. 1992. Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**(5), 1081–1085.
- Rosenkranz, P.W. 1998. Water vapor microwave continuum absorption: a comparison of measurements and models. *Radio Sci.*, **33**(4), 919–928.
- Sambridge, M. 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. Part I – searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, **138**(2), 479–494.
- Sambridge, M. 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. Part II – appraising the ensemble. *Geophys. J. Int.*, **138**(2), 727–746.
- Sambridge, M. and K. Mosegaard. 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.*, **40**(3), 1009. (10.1029/2000RG000089.)
- Schlatter, T.W. 1972. The local surface energy balance and subsurface temperature regime in Antarctica. *J. Appl. Meteorol.*, **11**(7), 1048–1062.
- Schneider, D.P. and E.J. Steig. 2002. Spatial and temporal variability of Antarctic ice sheet microwave brightness temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(20), 1964.
- Schneider, D.P., E.J. Steig and J.C. Comiso. 2004. Recent climate variability in Antarctica from satellite-derived temperature data. *J. Climate*, **17**(7), 1569–1583.
- Sherjal, I. and M. Fily. 1994. Temporal variations of microwave brightness temperatures over Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **20**, 19–25.
- Shuman, C.A. and R.B. Alley. 1993. Spatial and temporal characterization of hoar formation in central Greenland using SSM/I brightness temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **20**(23), 2643–2646.

- Shuman, C.A. and C.R. Stearns. 2001. Decadal-length composite inland West Antarctic temperature records. *J. Climate*, **14**(9), 1977–1988.
- Shuman, C.A., R.B. Alley and S. Anandakrishnan. 1993. Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of the GISP2 site, Greenland. *Ann. Glaciol.*, **17**, 183–188.
- Shuman, C.A., R.B. Alley, S. Anandakrishnan and C.R. Stearns. 1995. An empirical technique for estimating near-surface air temperature trends in central Greenland from SSM/I brightness temperatures. *Remote Sens. Environ.*, **51**(2), 245–252.
- Sturm, M., J. Holmgren, M. König and K. Morris. 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, **43**(143), 26–41.
- Surdyk, S. 2002. Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica: an analytical approach. *Remote Sens. Environ.*, **80**(2), 256–271.
- Torinesi, O., M. Fily and C. Genthon. 2003. Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. *J. Climate*, **16**(7), 1047–1060.
- Turner, J. and 8 others. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.*, **25**(3), 279–294.
- Uppala, S.M. and 45 others. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**(612), 2961–3211.
- Van As, D., M.R. van den Broeke, C. Reijmer and R. van de Wal. 2005. The summer surface energy balance of the high Antarctic plateau. *Bound.-Layer Meteorol.*, **115**(2), 289–317.
- Van den Broeke, M.R. 1998. The semiannual oscillation and Antarctic climate. Part 2: recent changes. *Antarct. Sci.*, **10**(2), 184–191.
- Vaughan, D.G., J.L. Bamber, M.B. Giovinetto, J. Russell and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J. Climate*, **12**(4), 933–946.
- Von Storch, H. and F.W. Zwiers. 1999. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Weller, G. and P. Schwerdtfeger. 1970. Thermal properties and heat transfer processes of the snow of the central Antarctic plateau. *IASH Publ.* 86 (Symposium at Hanover, New Hampshire 1968 – *Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE)*), 284–297.
- Wiesmann, A. and C. Mätzler. 1999. Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sens. Environ.*, **70**(3), 307–316.
- Wiesmann, A., C. Fierz and C. Mätzler. 2000. Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks. *Ann. Glaciol.*, **31**, 397–405.
- Winebrenner, D.P., E.J. Steig and D.P. Schneider. 2004. Temporal co-variation of surface and microwave brightness temperatures in Antarctica, with implications for the observation of surface temperature variability using satellite data. *Ann. Glaciol.*, **39**, 346–350.
- Zwally, H.J. and S. Fiegles. 1994. Extent and duration of Antarctic surface melting. *J. Glaciol.*, **40**(136), 463–476.

MS received 29 October 2007 and accepted in revised form 29 November 2008.

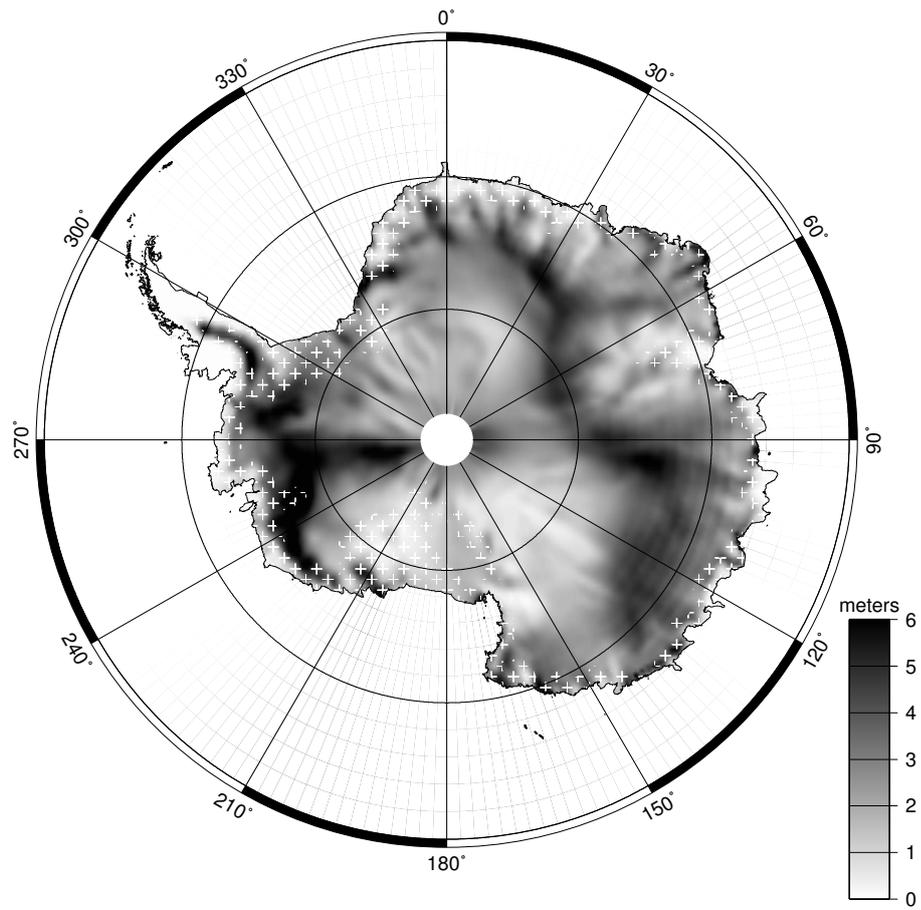


FIG. F1 – Apparent penetration depth at 19 GHz, V polarization. Penetration depth is relative to the arbitrarily chosen thermal diffusivity ($5 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ here). Melt zones are shown with white crosses.

Annexe G

Mise en évidence d'un biais dû aux zones de fonte dans la cartographie de l'accumulation de neige en Antarctique par télédétection micro-onde

Cette étude est publiée dans *The cryosphere* (acceptée en septembre 2008) :
Magand, O., Picard, G., Brucker, L., Fily, M. and Genthon, C. Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere*, Vol. 2, 109-115, 2008.

The Cryosphere, 2, 109–115, 2008
 www.the-cryosphere.net/2/109/2008/
 © Author(s) 2008. This work is distributed under
 the Creative Commons Attribution 3.0 License.



Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation

O. Magand, G. Picard, L. Brucker, M. Fily, and C. Genthon

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, Université Joseph Fourier-Grenoble, 54 Rue Molière, BP 96, 38402 St Martin d'Hères Cedex, France

Received: 13 February 2008 – Published in The Cryosphere Discuss.: 24 April 2008

Revised: 29 August 2008 – Accepted: 29 August 2008 – Published: 12 September 2008

Abstract. Satellite records of microwave surface emission have been used to interpolate in-situ observations of Antarctic surface mass balance (SMB) and build continental-scale maps of accumulation. Using a carefully screened subset of SMB measurements in the 90°–180° E sector, we show a reasonable agreement with microwave-based accumulation map in the dry-snow regions, but large discrepancies in the coastal regions where melt occurs during summer. Using an emission microwave model, we explain the failure of microwave sensors to retrieve SMB by the presence of layers created by melt/refreeze cycles. We conclude that regions potentially affected by melting should be masked-out in microwave-based interpolation schemes.

is more dependent on grain size. According to A06, the new map describes the average SMB with an accuracy of 10% or better at an effective spatial resolution of 100 km. The authors also suggest the new SMB map may eliminate some of the discrepancies between climate models and earlier compilations or maps of SMB as observed by (Genthon and Krinner, 2001).

The microwave energy emitted (relevant for passive measurements) or backscattered (relevant for active measurements) by dry snow pack is sensitive to the number of layers (characterized by a jump in density inducing a jump in refractive index) over a given depth. In addition, the number of layers seems related to the annual snowfall accumulation over ice sheet. These two facts are the foundation of using the polarisation ratio (Arthern et al., 2006) as well as of using active instruments to map the SMB distribution in Greenland, including scatterometer (Drinkwater et al., 2001) and Synthetic Aperture Radar (Forster et al., 199; Munk et al., 2003). However, snow accumulation is not the only factor influencing the morphological structure of the snow pack. Pronounced density contrasts within the snow pack may also result from ice layers and/or ice lenses created by refreezing of melt-water. Refreezing can occur at some depth in the cold snow pack while melt-water may be produced at the surface, usually during summer, in coastal areas and at the surface of ice shelves (Van den Broeke et al., 2006). The contribution of melting to the internal layering in the snow pack implies a) that the relationship between SMB and brightness temperature (or polarisation ratio of brightness temperatures) is not unequivocal, and b) that particular attention must be taken when studying the capability of satellite imagery to map SMB patterns in areas affected by surface melting. Arthern et al., 2006 already notice this potential issue but consider that regions where strong melting occurs represent only a small area fraction of Antarctica, mostly confined to peripheral ice shelves and overall have a small impact on the interpolated SMB distribution pattern. Here, we analyse in

1 Introduction

Arthern et al., 2006 have recently produced a new Antarctic Surface Mass Balance (SMB) map (referred as A06) using both field measurements and microwave and thermal infrared remote sensing data. The same SMB measurements as in the former SMB map (Vaughan et al., 1999) (referred as V99) are used, but a new geostatistical method is applied to interpolate the ground measurements to every point of the gridded map. The interpolation relies on a spatial background model of the accumulation based on the annual-mean thermal infrared temperature and the polarisation ratio of microwave brightness temperature at 4.3 cm wavelength (6.9 GHz). Microwave brightness temperature has been shown to be a good proxy of SMB in Greenland (Winebrenner et al., 2001) and in Antarctica (Vaughan et al., 1999). These former studies used however a shorter wavelength (0.8 cm, i.e. 37 GHz) which is more sensitive to snow grain scattering and consequently



Correspondence to: G. Picard
 (ghislain.picard@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

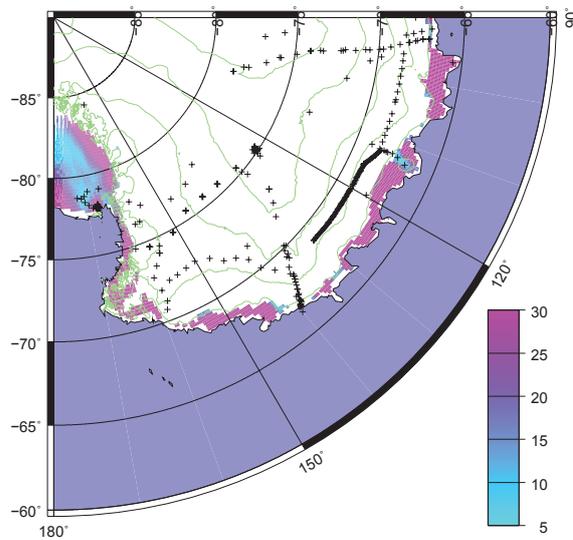


Fig. 1. Area of investigation with distribution pattern of surface melting areas observed in 90–180° East Antarctica sector, from 1979 to 2006, by the SMMR (1979–1988) and SSM/I (1988–onward) microwave radiometers. Crosses represent the filtered observed SMB data resulting from M07. Melting areas are expressed in average melting days by year.

more detail the effect of melting on the SMB retrieval and show that even moderate or rare melting, covering a significant surface of the Antarctic, degrades the retrieval.

In this paper, we concentrate in the 90°–180° E sector. Quality-controlled and updated SMB observations (referred as M07) (Magand et al., 2007) confirm the good accuracy of A06's map in ever-dry-snow region as on the Antarctic Plateau (Sect. 3.1) but also show the negative impact of surface melting (Sect. 3.2). With physical arguments and by using a physical microwave emission model (Sect. 4) we explain and evaluate quantitatively the effect of surface melting on the polarisation ratio. Section 5 gives conclusions and recommendations.

2 Data and methods

2.1 Selection of observed SMB data in 90°–180° E sector

Recently, (Magand et al., 2007) produced a quality-controlled dataset of SMB measurements by discarding SMB measurements which do not fit quality criteria based on 1) an up-to-date review and quality rating of various SMB measurement methods and 2) coherency, completion, or lack of meta-information (location, date of measurement, time period covered by the SMB values, primary data sources) related to each SMB record. The filtering procedure was applied on V99's dataset (the same data are also in A06) in

Table 1. Mean relative differences ($\pm 1\sigma$) between various interpolated A06 SMB data set at M07 site measurements. Different interpolation methods are Nearest Grid Point (A06-NGP) and average of values within a radius of 20 (A06-20), 50 (A06-50) and 100 km (A06-100). In parenthesis, the maximum relative difference value.

	A06-20 km	A06-50 km	A06-100 km
A06-NGP	2±2% (15%)	3±4% (32%)	5±6% (63%)
A06-20 km	–	2±3% (19%)	4±5% (47%)
A06-50 km		–	3±2% (24%)

the 90°–180° E Antarctic sector, from Queen Mary to Victoria Lands (Fig. 1). New SMB measurements from the Australian, Russian and Italian-French scientific activities since 1998 (see references in Magand et al., 2007) have been added and provide independent ground-truth as they were not used by A06. A high quality dataset is thus obtained at the cost of a strong reduction in observation number and spatial coverage. In the present work, A06's interpolated SMB data are compared to our quality controlled dataset.

2.2 Comparison method

Each M07 measurement (corresponding to a field point) is compared to the nearest A06 grid-point (NearestGP) value, as well as to the average of A06's SMB values within a radius of 20, 50 and 100 km to prevent representativeness mis-interpretation.

Relative differences are calculated as follows:

$$\text{Rel.Diff.} = \left(\frac{A06_i - A06_j}{A06_i} \right) \times 100 \quad (1)$$

with $A06_i, j$, the interpolated A06's SMB value at resolution i and j , and associated to each observed SMB data. Table 1 shows relative differences between different methods are small.

The highest disagreement (mean value of 5±6%) is observed between the nearest grid-point method and the average within 100 km (A06-100). Since the difference is small, only the average values within 100 km are presented in the next sections. Other dataset (NearestGP, 20 km, 50 km) were also used but no major differences were found and conclusions are the same.

3 Results

3.1 A06-100 SMB versus M07 SMB

Comparisons between M07 SMB observations and the A06 map average at 100 km resolution (A06-100) are given in Fig. 2 and Table 2. In Fig. 2, black crosses mark the new measurements not used in A06. The overall correspondence

Table 2. Comparison between A06-100's interpolated SMB data and different selections of corresponding observed SMB data (M07).^a "Outliers" are discarded from the present statistics.^b PF represent SMB data localized in areas characterized by *Percolation Facies* regions. RMS differences are expressed in $\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ (i.e. mm WE), and relative RMS are normalized by the A06-100 interpolated values.

	M07 (V99) ^a	M07 (new) ^a	M07 (all) ^a	M07 in PF areas ^b	M07 minus PF ^b
RMS difference ($\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)	85	58	77	126	61
Relative RMS difference (%)	31	46	35	51	28
n data	189	92	281	52	229

is good, demonstrating the quality of the A06's SMB map in the studied sector. Larger scatter is found for the highest accumulation rates, usually in coastal areas. At a first glance, this is not surprising because of the low spatial sampling density in the latter areas characterized by high natural variability of the net accumulation.

Most points fit in the range of normally distributed y-residuals from the regression line. Only two points (not shown in the figure) are clearly outside the main cloud of points. These outliers come from an area between the Law Dome saddle ($67^{\circ}15'S$, $112^{\circ}E$) at 800 m a.s.l. and A028 ($68^{\circ}24'S$, $112^{\circ}E$) at 1650 m a.s.l. (Goodwin, 1988). Measured SMB is twice higher (781 and $806 \text{ kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) than in A06's map (361 and $402 \text{ kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, respectively). This is not surprising since the Law Dome region is characterized by strong precipitation, and SMB gradients due to the topography (Goodwin, 199; Goodwin et al., 2003). The typical length scale of elevation and spatial SMB variability is about 10 km (Van de Berg et al., 2006). The present-day SMB at Law Dome is marked by a very sharp east-west gradient; high accumulation on the east side is the result of dominant cyclonic flow from the south-east and the orographic effect of the dome (Van Ommen et al., 2004). Due to the large SMB gradients occurring in such small area, the 100 km resolution A06's SMB map may hardly be consistent with the local SMB observations. These two outliers are then discarded from our analysis and in particular the statistics (Table 2).

First column in Table 2 shows comparison between A06-100 and filtered V99 SMB data (i.e. a quality-controlled subset of data available to and used by A06). Relative RMS difference (31%) is in agreement with the error estimated by A06. Comparison with the new measurements (not used by A06) shows a larger RMS difference (46%; Table 2, column 2). Statistics for M07 (new data+V99) (Table 2, column 3) only slightly deteriorates the correlation with RMS difference of 35% instead of 31%.

Looking at the altitudinal distribution of all SMB data from the coast to 4000 m a.s.l., we observe that:

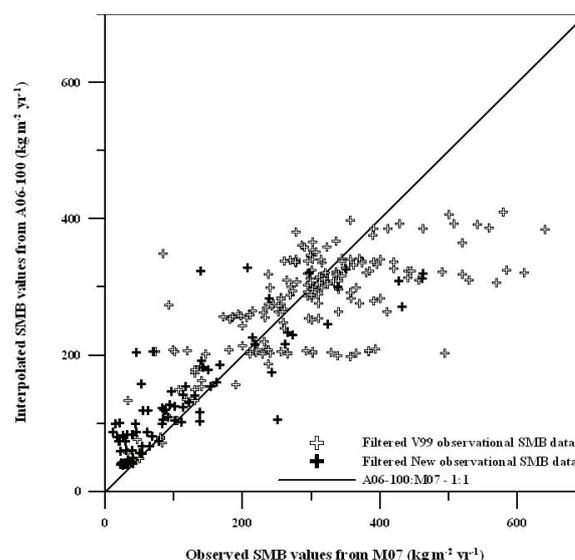


Fig. 2. Comparison between observed SMB values from filtered observed SMB data set (M07) to interpolated SMB values averaged at 100 km resolution (A06-100). Empty crosses correspond to observed SMB data used by V99 and A06, and black crosses represent new observed SMB data obtained from ITASE, RAE and ANARE projects since 1998 (see M07).

- New data are predominantly from the Antarctic plateau, above 2000 m a.s.l.;
- A06's map tends to over-estimate observed SMB values on the Antarctic plateau, and under-estimate those below 2000 m a.s.l..
- From the coast to 1000 m a.s.l., large errors (RMS difference of 55% and 59%, respectively in 0–500 m and 500–1000 m elevation bins) occur between the M07 and the A06-100 SMB data sets. Most of them are located in areas where surface melting events occur (i.e. melt areas).

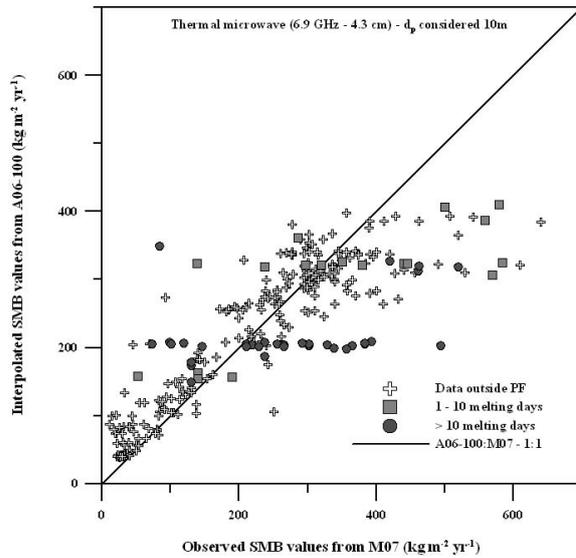


Fig. 3. Comparison between observed SMB values from filtered observational SMB data sets (M07) to interpolated SMB values averaged in 100 km resolution (A06-100) with distribution pattern of observed SMB points located in *Percolation Facies* ($PF \sim$ melting events) areas. Cumulative melting days are calculated on the basis of 6.9 GHz microwave penetration depth (d_p) of 10 m in snow pack. SMB values are expressed in $\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ (i.e. mm W.E.).

3.2 Snow melting areas and microwave signature

The presence of liquid water in snow induces a large increase of the emissivity and radical shortening of the penetration depth (Rott and Sturm, 1991) with respect to dry snow. This singular signature makes surface melting easily detectable by passive microwave remote sensing. Using 19 GHz horizontally polarised brightness temperature acquired by the SMMR (1979–1988) and SSM/I (1988–onward) microwave radiometers, melt events are mapped every day (or every other day for SMMR) in Antarctica at about 50 km effective resolution (Torinesi et al., 2003; Picard and Fily, 2006). It is worth noting at this point that

- The dataset of melt events is independent of the microwave observations used by A06 to produce the SMB map. Different microwave frequencies and time periods are used (events detection uses daily data while the polarization ratio is based on many years average).
- The technique does not provide information about the amount of melted water during the event nor about the processes that occurs during and after the melt event (percolation, refreezing and so on) (but an improved method has been proposed recently for the Greenland Ice Sheet – Winebrenner et al., 2001). It is difficult to assess what happens during refreezing and whether

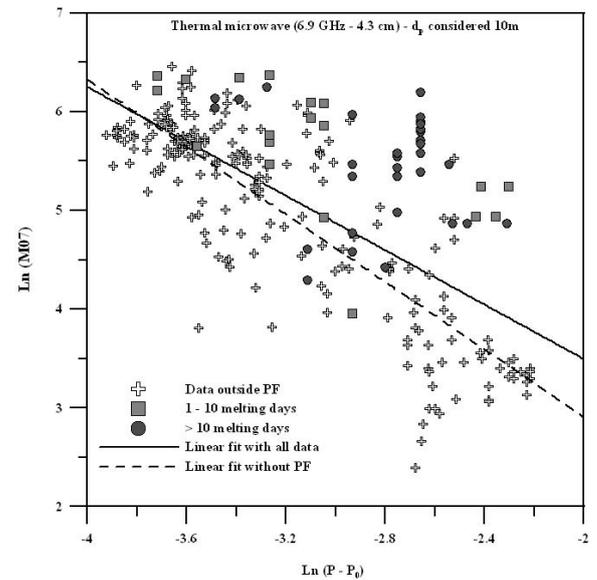


Fig. 4. Comparison between the logarithmically transformed Polarisation ratios issued from 2002–2006 satellite record and the M07 SMB values. Polarisation ratio is expressed as P minus component P_0 ; this last component of polarization being issued from reflection at the air-snow interface as thermal emission leaves the snow. Observed SMB data located in *Percolation Facies* areas are reported. Cumulative melting days are calculated on the basis of 6.9 GHz microwave penetration depth (d_p) of 10 m in snow pack.

a dense or ice layer is formed. As a consequence, the number of melt events is only a rough proxy for the number of ice layers.

The number of ice layers that could affect the polarisation ratio at 6.9 GHz depends on the number of melt events that have occurred in the past, the microwave penetration depth and the accumulation which governs burial of ice layers. At 6.9 GHz, observed brightness temperature results from the emission in the upper tens of meters (Surdyk, 1995; Surdyk, 2002). Penetration depth at 5.3 GHz is also estimated of the order of tens of meters in dry polar firm (Partington, 1998; Bingham and Drinkwater, 2000). Depending on the annual SMB, dense layers in the first tens of meters have formed a few years up to decades ago. To estimate the number of melt layers in the 10 first meters, we computed the total number of melting days during the period required for accumulating such quantities of snow. A mean snow density of 500 kg m^{-3} is assumed.

M07 SMB data issued from areas submitted to melting events from 1979 to 2006 are presented in Figs. 3 and 4 as grey squares (1–10 melting days) and black circles (more than 10 melting days). Figure 3 shows that a large number of the observed SMB which do not match well with A06-100's SMB comes from regions affected by surface melting. Points

from the wet-zone are clearly divided in two groups depending on the number of melting days (Fig. 3). The horizontal alignment for each group shows the absence of relationship between A06-100 SMB and the field observations. This results in a larger RMS difference (51% instead of 34% with all data, Table 2, column 4). The RMS difference is even larger (56%) if only points affected by more than 10 melting days are considered.

4 Discussion

From Table 2 it is clear that excluding SMB data from melt zones clearly improves the fit between A06 map and the observations with RMS relative difference of 28% instead of 35%. We further investigate here the physical origin of this result. The polarisation ratio is sensitive to the number of layers and density contrast between these layers. Large polarisation ratio corresponds to strong stratification. Any change of density in the snowpack as well as the top air-snow interface are seen by microwaves as a change in refractive index. At observation angles around 50° – 53° close to the Brewster angle, every interface preferentially transmits vertically polarized waves and, equivalently, preferentially reflects horizontally polarized waves (West et al., 1996). The microwaves emitted by thermal agitation in the deep layers of the snow pack must cross many interfaces before escaping from the snow pack and reaching the satellite. Since the transmission at each interface is larger for the vertically-polarized wave, the brightness temperature at vertical polarisation is larger than the horizontally one, and the difference between both polarisations increases with the number of layers and density contrast. The polarisation ratio $P - P_0$ is then proportional to the layer number within the snow-pack, where $P_0=0.035$ is the polarisation ratio due to the air-snow interface (Arthern et al., 2006):

$$P = \frac{T_B(V) - T_B(H)}{T_B(V) + T_B(H)} \quad (2)$$

The link between number of layers and accumulation is less clear. Winebrenner et al., 2001 related the variation in polarisation ratios (modelling and in situ observations) to the accumulation occurring at different observation points in Greenland dry snow region. They showed a strong link between random firn density contrast variations and the SMB. Arthern et al., 2006 extended this approach by accounting for a temperature dependence on the stratification kinetic in Antarctica (layers form slower at lower temperature). Further investigations are needed to understand the link between accumulation and stratification but from a pragmatic point of view, a clear relationship exists and allows accurate SMB estimation in dry zones.

In the melt areas, the polarisation ratio is not so clearly related to the accumulation. Figure 4 shows $\ln(P - P_0)$ as a function of $\ln(M07 \text{ SMB})$. Similarly to A06, brightness

temperature (T_b) at 6.9 Ghz acquired by the Advanced Microwave Scanning Radiometer (ASMR-E) on Aqua satellite (Cavaliere, 2004) are averaged between 2002 and 2006 and used to estimate the polarisation ratio $P - P_0$. The overall correlation is significantly different from zero at the 99% level ($n=278$; $R=0.708$; $p<0.01$). However, distinguishing points between dry and melt zones shows a) that most of the points located in melt zones are characterized by higher polarisation ratio than those with similar SMB in the dry zones and b) there is no clear dependence between the SMB values in melt zones and the polarisation ratio. The SMB thus cannot be directly correlated to the polarisation ratio. By eliminating points affected by melting, the relationship between polarisation ratio and SMB is stronger ($n=227$; $R=0.850$; $p<0.01$).

Using the Microwave Emission Model of Layered Snow packs (Wiesmann and Mätzler, 1999), we have simulated the polarisation ratio $P - P_0$ for a variety of structured snow packs. We found that a snow pack composed of snow layers (fine grain, density 400 kg m^{-3}) interleaved with 3-cm thick ice layers (density 700 kg m^{-3}) regularly spaced every 2 m has a polarisation ratio of $\ln(P - P_0)=-2.0$, the upper bound of those observed in Fig. 4 for the pixels in the melt areas. A single melt event every 2 years is sufficient for creating such a structure assuming 1-m annual accumulation. More ice layers or weaker accumulation would lead to larger polarisation ratio. These results show that even infrequent melt events result in polarisation ratios larger than the typical range of polarisation used to retrieve SMB. It means that even infrequent melting disrupts significantly the relationship between $P - P_0$ and SMB.

To build the background field model capturing the spatial variability in SMB, A06 used 46 observations that are located in areas affected by melting (in the sector 90° – 180° East where melting is relatively infrequent). The results presented in this paper strongly suggest the background model is inaccurate in the melt areas even if the background model also uses other information (i.e. thermal infrared). How this inaccuracy translates into the A06 map is difficult to quantify as the SMB measurements are the primary source of information to build the map and the background model is only used for the interpolation. However, the main effect seems to be an under-estimation of the SMB in the melt areas. This may be explained by the fact that ice layers tend to increase the polarisation ratio and thus to decrease the SMB estimation. Van de Berg et al. (2004) also noticed that in the coastal regions, Vaughan et al. (1999)'s microwave based map is under-estimated with respect to SMB predicted by a calibrated regional climate model. However, this is only partially supported in Fig. 3 which shows that not all the points affected by surface melting are below the 1:1 line. In any cases, we recommend polarisation ratios should not be used in melt areas to infer the SMB.

5 Conclusions

Comparing the recent A06's Antarctic SMB map with quality-controlled in-situ observations in the 90°–180° East Antarctic sector (Magand et al., 2007), we show that, in spite of a fair overall agreement on the plateau, there is a poor agreement in the coastal regions affected by surface melting, even infrequent. The disagreement in melt areas is a consequence of the fact that melt-refreeze layers affect the microwave emissivity in horizontal polarisation more strongly than accumulation does. In some other places, the polarisation ratio may even be unrelated to the SMB. This includes the blue ice area (Bintaja, 1999; Winther et al., 2001) where no snowpack layering is present, and the megadune areas. The morphology of megadunes is complex (Frezzotti et al., 2002) but the snowpack seems to be weakly structured as revealed by the lower polarisation ratio (around 0.05 in the megadune field South of Dome C) than in the surrounding (around 0.07) or on the ice divide (around 0.09). Since a low polarisation ratio is interpreted as a high accumulation, it is not surprising that A06 map shows larger accumulation in the megadune field South of Dome C than around although the accumulation is probably lower there (Courville et al., 2007). Further statistical analysis is however difficult given the lack of in situ SMB measurements in these areas.

Surface melting in the 90–180° E sector in East Antarctica observed by microwave radiometers (Picard and Fily, 2006) represents more than 0.6×10^6 km² i.e. approximately 14% of the sector ($\sim 4.4 \times 10^6$ km²). Because the mean SMB is comparatively higher in the coastal zones, the mean SMB in the melt areas is $\sim 24\%$ of total SMB in the sector. Extrapolating to the whole of Antarctica, melt areas represent $\sim 25\%$ of the total surface and about 42% of the total SMB. Areas affected by surface melting are then far from negligible in terms of surface area and even less so in terms of accumulation volume. Thus, while A06 provides the latest and most up-to-date evaluation of the spatial distribution of SMB over Antarctica, along with an original and useful evaluation of errors, it is expected that not using microwave observations in melt areas for building the background model could further increase the accuracy of the map.

Acknowledgements. In Wilkes and Victoria Land sectors, most of observed Surface Mass Balance data were obtained from recent research carried out in the framework of the Italian PNRA in collaboration with ENEA Roma, and supported by the French Polar Institute (IPEV). The authors are grateful to all colleagues who participated in field work and sampling operations and those whose comments and editing helped to improve the manuscript.

Edited by: M. Van den Broeke

References

- Athern, R. J., Winebrenner, D. P., and Vaughan, D. G.: Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission, *J. Geophys. Res.*, 111, D06107, doi:10.1029/2004JD005667, 2006.
- Bingham, A. W. and Drinkwater, M.: Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 1810–1820, 2000.
- Cavalieri, D. and Comiso, J.: AMSR-E/Aqua daily L3 25 km Tb, sea ice temperature and sea ice conc, polar grids V001, January to December 2003., Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colorado, 2004.
- Drinkwater, M. R., Long, D. G., and Bingham, A. W.: Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data, *J. Geophys. Res.*, 106(D24), 33 935–33 950, 2001.
- Forster, R., Jezek, K. C., Bolzan, J., Baumgartner, F., and Gogineni, P.: Relationships between radar backscatter and accumulation rates on the Greenland ice sheet, *Int. J. Remote Sens.*, 20, 3131–3147, 1999.
- Genthon, C. and Krinner, G.: Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 106, 20 653–20 664, 2001.
- Goodwin, I. D.: Ice sheet topography and surface characteristics in Eastern Wilkes Land, East Antarctica, ANARE Research Notes, 64, 100 pp., 1988.
- Goodwin, I. D.: Snow accumulation variability from seasonal surface observations and firn-core stratigraphy, Eastern Wilkes Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, 37, 383–387, 1991.
- Goodwin, I. D., De Angelis, M., Pook, M., and Young, N. W.: Snow accumulation variability in Wilkes Land, East Antarctica, and the relationship to atmospheric ridging in the 130°–170° E region since 1930, *J. Geophys. Res.*, 108, 4673–4689, 2003.
- Magand, O., Genthon, C., Fily, M., Krinner, G., Picard, G., Frezzotti, M., and Ekaykin, A. A.: An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180° E Antarctica sector and 1950–2005 period, *J. Geophys. Res.*, 112, D12106, doi:10.1029/2006JD007691, 2007.
- Munk, J., Jezek, K. C., Forster, R., and Gogineni, P.: An accumulation map for the Greenland dry-snow facies derived from spaceborne radar, *J. Geophys. Res.*, 108(D09), 4280, doi:10.1029/2002JD002481, ACL 8 1–12, 2003.
- Partington, K. C.: Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data, *J. Glaciol.*, 44, 42–53, 1998.
- Picard, G. and Fily, M.: Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours, *Remote Sens. Environ.*, 104, 325–336, doi:10.1016/j.rse.2006.05.010, 2006.
- Rott, H. and Sturm, K.: Microwave signature measurements of Antarctic and Alpine snow, In 11th EARSeL symposium, Graz, Austria, 140–151, 1991.
- Surdyk, S.: Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica: An analytical approach, *Remote Sens. Environ.*, 80, 256–271, 2002.
- Surdyk, S. and Fily, M.: Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach: Application to the Antarctic ice sheet, *J. Geophys. Res.*, 100, 8837–8848, 1995.
- Torinesi, O., Fily, M., and Genthon, C.: Variability and trends of summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from

- microwave sensors., *J. Clim.*, 16, 1047–1060, 2003.
- Van de Berg, W. J., Van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H., and Van Meijgaard, E.: Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, 111, D11104, doi:10.1029/2005JD006495, 2006.
- Van den Broeke, M., Jan Van de Berg, W., Van Meijgaard, E., and Reijmer, C.: Identification of Antarctic ablation areas using a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, 111, D18110, doi:10.1029/2006JD007127, 2006.
- Vaughan, D. V., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., and Cooper, A. P. R.: Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica, *J. Clim.*, 12, 933–946, 1999.
- West, R. D., Winebrenner, D. P., Tsang, L., and Rott, H.: Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6cm wavelength, *Journal of Glaciology*, 42, 63–76, 1996.
- Wiesmann, A. and Mätzler, C.: Microwave Emission Model of Layered Snowpacks, *Remote Sens. Environ.*, 70(3), 308–316, 1999.
- Winebrenner, D. P., Arthern, R. J., and Shuman, C. A.: Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5 cm wavelength, *J. Geophys. Res.*, 106, 33 919–33 934, 2001.

Annexe H

Rapport d'étalonnage du radiomètre au sol, à la station SIRENE

Les 19 et 20 novembre 2007, deux étalonnage du radiomètre ont été réalisés avec de l'azote liquide. Ces deux étalonnages n'ont pas montré de différence, celui du 20 novembre a été considéré comme étalonnage de référence pour calculer la dérive.

Cet étalonnage réalisé en début saison ainsi que ceux menés durant l'hiver ont servi à évaluer la dérive temporelle des quatres canaux (19-V, 19-H, 37-V et 37-H) du radiomètre (Tableau H.1). L'étalonnage du 19 juin a également été réalisée à l'azote liquide. Par conséquent la dérive constatée le 19 juin représente la dérive totale sur la saison 2007-08.

TAB. H.1 – Dérive, en Kelvin, des températures de brillance mesurée par le radiomètre au sol à SIRENE durant l'hiver 2007-08.

Date d'étalonnage	Nombre de jour depuis l'étalonnage précédent	19-V	19-H	37-V	37-H
19 décembre	28	11,421	11,031	-4,289	1,541
25 décembre	6	12,590	12,071	-3,417	1,674
3 janvier	9	12,395	12,121	-0,805	4,778
25 janvier	22	11,775	11,959	4,859	8,847
12 février	18	11,573	11,329	0,649	5,531
13 mars	30	11,504	11,242	3,560	7,906
25 mars	12	11,124	10,747	4,637	8,997
3 avril	9	11,746	10,921	1,662	6,532
19 juin		12,107	9,533	2,605	7,350

Le premier étalonnage avec un ciel clair le 19 décembre met en un dérive forte à 19 GHz par rapport à l'étalonnage réalisé avec de l'azote liquide en novembre. Toutefois, à 19-V il n'y a pas de dérive temporelle significative sur la saison. La moyenne est de $11,8 \pm 0,48$ K. Les trois autres canaux ont quant à eux subi une dérive temporelle \mathcal{D} significative :

$$\mathcal{D}^{19-H} = -0,0129 \cdot n + 12,02 \quad R^2 = 0,68 \quad (\text{H.1})$$

$$\mathcal{D}^{37-V} = 0,0428 \cdot n - 1,6198 \quad R^2 = 0,45 \quad (\text{H.2})$$

$$\mathcal{D}^{37-H} = 0,0370 \cdot n + 3,5944 \quad R^2 = 0,47 \quad (\text{H.3})$$

où n est le nombre de jour depuis le 19 décembre 2007.

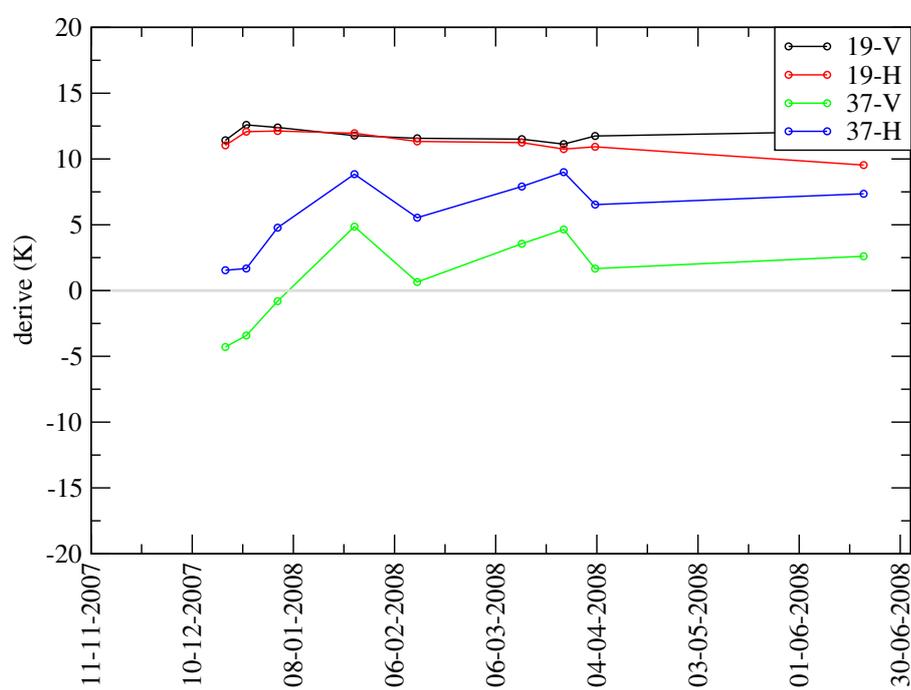


FIG. H1 – Evolutions temporelles des dérives du radiomètre pour les quatre canaux.